

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

# КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ

НОВОСИБИРСК-1976

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

# КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК-1976



В книге рассмотрены различные аспекты континентального седиментогенеза, протекавшего в докембрии и фанерозое на территории Сибири, Средней Азии и Русской платформы. Наиболее полно получили освещение такие вопросы, как роль продуктов выветривания и вулканизма в осадконакоплении, влияние тектоники, рельефа и климата на континентальный литогенез. Большое внимание уделено транспортировке и геохимии осадков, постседиментационным изменениям в породах и минералах.

Ответственный редактор: С.Ф.Павлов

Редакционная коллегия: Ю.П.Казанский  
С.А.Кашик  
С.С.Красинец

Ответственный за выпуск Ю.П.Казанский

Печатается по решению Секции стратиграфии, тектоники, литологии и осадочных полезных ископаемых Ученого совета Института геологии и геофизики СО АН СССР

© Институт геологии  
и геофизики СО АН  
СССР, 1976

## П р е д и с л о в и е

В августе 1975 г. в Иркутске состоялось совещание на тему "Континентальный литогенез и коры выветривания Сибири и Дальнего Востока", организованное Институтом земной коры СО АН СССР, Сибирским отделением Междуведомственного литологического комитета, Секцией коры выветривания Научного Совета по рудообразованию при ОГГГ АН СССР и ВосСибНИИГТимСом Министерства геологии СССР.

На пленарных заседаниях и трех секциях: континентальных отложений, коры выветривания и полезных ископаемых — рассмотрены результаты исследований ученых различных научных и производственных организаций нашей страны по изучению континентальных отложений, кор выветривания и генетически связанных с ними полезных ископаемых.

В настоящей работе публикуются доклады, произнесенные на пленарном заседании и на секции континентальных отложений, освещающие наиболее важные вопросы континентального осадконакопления. Доклады, доложенные на других секциях и имеющие важное значение в теоретическом и прикладном отношении, будут опубликованы в других изданиях.

В предлагаемом читателю сборнике авторами рассмотрен широкий круг вопросов континентального литогенеза в различных геоструктурных, ландшафтных и климатических обстановках докембрия и фанерозоя. На конкретных примерах показана сложность соотношений различных генетических типов континентальных образований, тесная генетическая связь их с приуроченными к ним полезными ископаемыми; проанализирована

роль основных факторов, определяющих фациальные особенности континентальных отложений; подчеркнута значение продуктов выветривания, вулканизма и органического вещества в осадконакоплении.

Несомненный интерес представляют исследования, связанные с расшифровкой условий, в которых происходило выветривание пород, формирование континентальных отложений и осадочных бокситов в докембрии, а также статьи, освещающие роль гипергенных процессов в формировании минерального состава и физико-механических свойств лессовых пород.

В ряде работ большое место уделено характеристике постседиментационных преобразований, в том числе связанных с дегазацией органического вещества, выносом  $CO_2$  из глубоких зон земной коры по разломам, циркуляцией подземных вод и т.п. Показано, что последние существенным образом влияют на состав и рудоносность отложений, приводят к образованию специфических рудных и породных новообразований.

На примере отложений бассейна Атлантического океана дана характеристика континентального литогенеза позднечетвертичных палеобассейнов и современных продуктов денудации суши.

Настоящий сборник по своему содержанию, естественно, не может претендовать на полное освещение и систематическое изложение всех вопросов континентального литогенеза. Но изложенные в нем результаты исследований будут способствовать дальнейшему развитию теории континентального осадконакопления и разработке прогнозов на поиски месторождений осадочного генезиса.

С.Павлов

Г.Ф.Крашенинников

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОБСТАНОВКИ ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ  
И ИХ РОЛЬ В ЛОКАЛИЗАЦИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Основы генетического подхода к осадочному породообразованию были заложены еще в прошлом веке трудами многих ученых разных стран. И если для познания морского литогенеза большую роль играли результаты работы английской экспедиции на судне "Челленджер" и другие исследования иностранных ученых, то в области континентального литогенеза основные его положения разработаны, главным образом, трудами русских и советских ученых. Чтобы убедиться в этом достаточно вспомнить В.В.Докучаева, А.П.Павлова, В.А.Обручева, Б.Б.Полынова, Н.М.Страхова, Е.В.Шанцера, В.П.Казаринова, Н.И.Николаева, А.И.Перельмана и многих других.

Важно подчеркнуть принципиальную черту учения о континентальном литогенезе, а именно его разработку сочетанием трудов разных направлений естествознания: геологии, географии, геоморфологии, почвоведения, геохимии. Что же касается геологической стороны континентального литогенеза, то здесь с литогенетическими проблемами сочетаются вопросы тектоники, стратиграфии, палеоэкологии, инженерной геологии, гидрогеологии и особенно — учение о полезных ископаемых. В этом ясно выражен комплексный характер проблемы континентального литогенеза — черта, которую неоднократно придется затрагивать ниже.

С континентальным литогенезом связаны многие разнообразные виды полезных ископаемых, причем образуются они за

счет четырех источников вещества: 1) продукты выветривания, с которыми в общем случае связано большинство видов минерального сырья; 2) продукты жизнедеятельности, причем сюда я отношу первично органогенные, к которым принадлежат все виды горючих ископаемых: торф, угли, сапропели и горючие сланцы, нефть, природный горючий газ. Часть диатомитов тоже может принадлежать к этой группе; 3) вулканизм, имеющий, в частности для Сибири и Дальнего Востока, очень существенное значение; 4) космические процессы, которые в континентальном литогенезе Сибири несомненно имеют практическое и, может быть, немаловажное значение.

В каждом из этих источников существуют свои группы полезных ископаемых, свои особенности их локализации и распространения. Очевидно, что если нет источника полезного компонента, то сколь бы не были благоприятны все остальные показатели для его концентрации — месторождение образоваться не может. Поэтому первым вопросом, подлежащим выяснению при обоснованном прогнозе на любой вид полезных ископаемых в континентальных условиях, является: откуда поступал соответствующий компонент? Именно для континентального литогенеза, с его относительно более короткими путями миграции вещества, ответить на этот вопрос обычно проще.

Литогенез представляет собой, как известно, многостадийный процесс. Поэтому вторым вопросом при развернутом прогнозировании полезных ископаемых континентального генезиса является вопрос, когда произошла локализация соответствующего компонента? Если основные виды полезных ископаемых континентального происхождения сгруппировать по тому, в какую стадию литогенеза произошла концентрация того или иного вещества, то получится схема, показанная на таблице I.

Т а б л и ц а I

Генетические группы минерального сырья в континентальном литогенезе

Остаточные	Сингенетические и диагенетические	Эпигенетические
I	2	3
Глины	То же, что в группе "Остаточные"	Нефть и горючие газы

I	2	3
Россыпные минералы и элементы	кроме того:	Вода - пресная и минеральная
Железные руды	Торф	Железные руды
Руды никеля и кобальта	Угли	Бокситы
Марганцовые руды	Сапропели и горючие сланцы	Фосфориты
Бокситы	Диатомиты	Руды серы, барита
Фосфориты	Мергели	Полиметаллы
Руды серы, барита, талька	Соли	Редкие элементы
Полиметаллы		Киноварь и др., связанные с гидротермальными процессами
Редкие элементы		
Стройматериалы		

Как видим, большинство видов минерального сырья связано с седиментационной и диагенетической стадиями: сюда переходят многие виды полезных ископаемых из кор выветривания, за исключением легко разрушимых, например таких, как тальк, а кроме того появляется ряд новых видов, главным образом, за счет жизнедеятельности организмов. Следует подчеркнуть несколько существенных обстоятельств, касающихся локализации полезных ископаемых в эти стадии. Так, существует очень тесная связь, главным образом для рудных полезных ископаемых, между седиментационной и диагенетической стадиями; эта связь настолько тесная, что разграничение их становится очень затруднительным: определить, какие признаки рудного вещества оформились уже при первичном его накоплении, а какие связаны именно с диагенезом часто нельзя - это относится как к структурным, так и к текстурным признакам, даже к таким, например, как слоистость. Это касается и бокситов, медистых песчаников и сланцев, свинцово-цинковых руд и т.д., причем многие из этих признаков имеют важное значение, определяя практически и такие существенные свойства руд, как возможность их обогащения и т.д. Именно поэтому седиментационная и диагенетическая стадии показаны на таблице совместно.

Следует обратить внимание и на то, что ряд полезных ис-

копаемых может образоваться на разных стадиях литогенеза — они являются, так сказать: "проходящими". Таковы, например, бокситы, руды цветных металлов и др. Наконец, все виды минерального сырья, образовавшись на одной из ранних стадий литогенеза, например, в коре выветривания или при седиментогенезе, затем испытывают изменения в ходе дальнейшего развития. При этом с практической точки зрения такие изменения могут быть двух родов: возможно "дозревание" рудного вещества, при котором его качественные показатели улучшаются, как это происходит, например, иногда с бокситами, а в других случаях рудное вещество может разубоживаться, как вследствие частичного растворения и выноса, так и за счет появления новообразованных примесей, таких как карбонатизация, кремнезем и т.д. При размыве и перераспределении любых полезных компонентов из коры выветривания также происходит изменение их концентрации и свойств, причем это изменение может происходить в обе стороны: в направлении как улучшения, так и ухудшения возможностей практического использования.

Изложенное показывает, что при всестороннем прогнозировании полезных ископаемых в континентальном литогенезе, основанном на генетическом подходе, кроме выяснения источника вещества не менее важной, а для практических целей часто и более важной, задачей является установить, с какой стадией литогенеза связано появление данной концентрации вещества и какие изменения оно испытало в ходе дальнейшего развития.

Наибольшее значение для формирования главных особенностей состава, строения и распределения полезного ископаемого в континентальной толще имеет в общем случае та конкретная физико-географическая обстановка, в которой происходит его первоначальное выделение. При этом, чем подробнее мы исследуем практически важные свойства полезного ископаемого, тем более тесными оказываются связи этих свойств с деталями физико-географической обстановки и условий осадконакопления. Это хорошо известное положение, поэтому можно ограничиться лишь немногими примерами.

Для алмазонасных россыпей Сибирской платформы ряд авторов (Алексеевский и др., 1973) прямо указывает, что влияние

физико-географических условий осаждения алмазов в россыпи "...значительно больше, чем влияние первоисточников" и что, например, содержание алмазов в головных и хвостовых частях речных отложений в Приденском районе различается во многие сотни раз.

Большое разнообразие физико-географических условий в особенностях оловяносных россыпей указывается для Забайкалья (Барвынь, 1974). Так, на Былыринском участке, расположенном в гольцово-таежной зоне района Даурского свода, россыпи приурочены к своеобразному слабо сортированному аллювию, образовавшемуся в условиях соотношений, близких к равновесному между выветриванием, склоновыми и русловыми процессами. В прилежащих же районах, где такого равновесия нет, например, на Букукунском участке, на котором преобладает вынос рыхлого материала и среди отложений поэтому преобладает вздувно-глыбовый материал, россыпей не образуется, хотя коренные источники имеются. В районе равнинных степей юга Забайкалья, на юге Читинской области (Ары-Булакская группа россыпей), в районе с иными физико-географическими условиями и россыпи оказываются другого типа, а именно — пролювиальные и приурочены к погребенным ложковым формам рельефа, причем россыпи мелкие и характеризуются неравномерным распределением полезного компонента.

Для бокситоносных отложений Нижнего Приангарья исследователи отмечают сложное строение бокситовых залежей, вызванное взаимным наложением разных физико-географических процессов. Это в свою очередь связано как со сложной дифференциацией территории в эпохи бокситообразования, так и с многоактностью этого процесса, в частности, с чередованием эпох преимущественного выравнивания, когда шло бокситообразование, и эпох господства денудации, когда шел размыв и образовывались обломочные бокситы, а также происходило их выщелачивание и ресилификация (Лейпшиг, Левина, 1975).

Восстановление физико-географической обстановки осадко-накопления — ключ к обоснованному выявлению закономерностей состава и строения полезных ископаемых в континенталь-

ном литогенезе, ключ для правильной оценки их перспектив. Поэтому остановимся на этом вопросе подробнее.

В начале статьи упоминалось, что учение о континентальном литогенезе разработано, главным образом, русскими и советскими учеными. Это находит выражение, в частности, и в том, что понятие о генетических типах отложений введено в науку русским ученым А.П.Павловым (1889) именно на примере континентальных отложений. Одному из учеников А.П.Павлова Е.В.Шанцеру принадлежит заслуга развития понятия о генетических типах в стройное учение о генетических типах континентальных осадочных образований (Шанцер, 1966). При этом Е.В.Шанцер, как и некоторые другие ученые, неоднократно, и с моей точки зрения вполне справедливо, обращал внимание на то, что понятие о генетических типах отложений нередко путают с понятием о фациях, что неправильно, так как существенно обедняет как то, так и другое понятие.

Рассматривая вопрос о связи генетических типов отложений с полезными ископаемыми, обратимся к таблице 2, на которой показаны основные континентальные генетические ассоциации отложений, подчиненные им генетические типы и их комплексы и даны примеры приуроченных к ним полезных ископаемых. Эти генетические типы выделены в соответствии с представлениями А.П.Павлова и Е.В.Шанцера в основном по главному действующему фактору их образования: процессы выветривания – генетический тип кор выветривания, почвообразовательный процесс – генетический тип почв и т.д. Эти типы, а иногда и их комплексы, объединены в более крупные тела, названные мною, вслед за Т.Н.Давыдовой и Ц.Л.Гольдштейн (1949) – генетическими ассоциациями. Таких ассоциаций выделено 8 в основном по ландшафтному, точнее палеоландшафтному принципу. Что касается генетических типов, то на таблице 2 их выделено около 40, в действительности их значительно больше в континентальном литогенезе и для упрощения картины некоторые из них объединены на таблице в комплексы.

Как видно на таблице 2, первая генетическая ассоциация – поверхности выравнивания. Ей подчинено 4 генетических типа и большое разнообразие полезных ископаемых. Здесь следует

отметить отношение ассоциации I к ассоциациям III и IV, которые иногда также относят к поверхностям выравнивания. В частности, такая точка зрения была принята рядом исследователей на состоявшемся в 1971 г. в Иркутске пленуме Геоморфологической комиссии, специально посвященной проблеме поверхностей выравнивания (поверхности выравнивания, 1973). Я лично, как видно по таблице 2, не разделяю этой точки зрения и согласен с теми авторами, например с И.С.Щукиным, которые считают, что объединение под одним термином как денудационных, так и аккумулятивных поверхностей не оправдано. В частности, и закономерности локализации полезных ископаемых на поверхностях выравнивания и в аккумулятивных ассоциациях настолько разные, что об объединении их не должно быть и речи. Если здесь и там и повторяются одноименные полезные ископаемые, например, глины, бокситы, россыпи и т.д., то все характеристики их в части строения и закономерностей пространственного размещения совершенно разные. Достаточно вспомнить различия между любым месторождением в коре выветривания и тем же полезным ископаемым в аллювии, чтобы убедиться в этом.

Несколько замечаний о генетической ассоциации дельтовых равнин. Дельты, как и сопряженные с ними лиманы и лагуны, представляют собой ассоциации переходные от континентальных к морским. Поэтому казалось бы, на первый взгляд, что рассматривать их в работе, посвященной континентальному литогенезу, не обязательно. Но такое мнение было бы ошибочным. Дельты в своей надводной, субэвэральной части подчинены законам континентальной седиментации с характерной для нее изменчивостью условий на коротком расстоянии. Вся жизнь дельтовой ассоциации и связанные с ней полезные ископаемые в субэвэральной ее части также подчиняются континентальному режиму. Не следует повторять ошибок прошлого, когда дельтовые обстановки и соответствующие им отложения, как не "типично морские" и не "типично континентальные" оставались вне поля зрения специалистов-геологов, занимавшихся континентальными осадочными образованиями и вне поля зрения специалистов в области морской геологии. Сейчас это положение исправлено, дельтовым отложениям посвящено много работ. Для

Т а б л и ц а 2

Генетические типы континентальных образований и  
полезные ископаемые в них

Генетические ассоциации	Генетические типы и комплексы	Полезные ископаемые (примеры)
I	2	3
I. Поверхности выравнивания	1. Ксры выветривания	Очень много
	2. Почвы	Каолины
	3. Карст	Бокситы, фосфориты, полиметаллы, сера
	4. Болота	Торф, угли, железные руды
II. Речные долины	5. Осыпи и обвалы	Стройматериалы
	6. Оползни	Бентонитовые глины, вода
	7. Дельвий	Стройматериалы, россыпи, бокситы, фосфориты
	8. Пролувий	Стройматериалы, россыпи
	9. Аллювий	Россыпи, редкие элементы, вода, стройматериалы
III. Аллювиально-озерные равнины	10. Озерно-болотный комплекс	угли, бокситы, редкие элементы
	11. Аллювий	Нефть, газ, стройматериалы
	12. Озерный комплекс	Глины, бокситы, горюч. сланцы, железные руды
IV. Дельтовые равнины	13. Болота	Угли, железные руды
	14. Субэвразальный комплекс	Медные руды, стройматериалы
	15. Субквальный комплекс	Полиметаллы, редкие элементы
	16. Диманно-лагунный комплекс	Сапропели, соли, редкие элементы
	17. Болота	Угли, железные руды
	18. Морской комплекс	Нефть, газ, полиметаллы

I	2	3
V. Вулканогенные ассоциации	19. Лавовые покровы	Жильные месторождения, стройматериалы
	20. Пирокластич. потоки	Жильные месторождения, стройматериалы
	21. Отложения взрывов	Жильное месторождение, стройматериалы
	22. Лахары	Железные руды, цветные металлы, стройматериалы
	23. Кратерные озера	Диатомиты
VI. Космогенные ассоциации (астроблемы)	24. Вулканические конуса	Сера, бораты, жильные
	25. Фумарольные поля	Полиметаллы, золото
	26. Импаكتиты	Алмазы
	27. Аллогенные брекчии	Полиметаллы, редкие элементы
VII. Нивальные ассоциации	28. Насыпные конуса	Медно-никелевые месторождения
	29. Морены	Стройматериалы
	30. Солифлюкционные образования	Стройматериалы, глины
VIII. Аридные ассоциации	31. Флювиогляциальные отложения	Россыпи, стройматериалы
	32. Озерноледниковые отложения	Глины, россыпи, стройматериалы
	33. Лессы	Лесс
IX. Аридные ассоциации	34. Скалы и россыпи	Россыпи, стройматериалы
	35. Такырный комплекс	Глины, соли
	36. Пролувий	Россыпи, стройматериалы
	37. Золовые пески	Кварцевые пески, россыпи, стройматериалы
	38. Лессы	Лесс

Сибири и Дальнего Востока эта генетическая ассоциация и подчиненные ей полезные ископаемые имеют важное значение, так как они широко распространены как среди палеозойских, так и среди более молодых осадочных образований.

Следует также обратить внимание на то, что в конце перечня генетических типов дельтовой ассоциации в таблице 2 стоит "морской генетический комплекс". Это имеет методическое и практическое значение. Наблюдая в дельтовой ассоциации переходную к морю группу, мы обязательно должны на "морском конце", образно выражаясь, этой ассоциации встретить морские отложения, при условии, конечно, что генетическая принадлежность ее определена правильно. А следовательно, здесь можем встретить и полезные ископаемые морского происхождения и закономерности их локализации будут свойственны морским условиям. Именно с таким случаем, например, мы имеем дело в верхах юрского разреза в низовьях р. Лены, где в основании трансгрессивных пачек встречаются конкреции желваковых фосфоритов. В континентальном литогенезе фосфатное вещество концентрируется, как известно, существенно иначе (Занин, 1975), а именно - в корках выветривания, в продуктах их размыва и в карстовых полостях.

В связи с вулканогенной ассоциацией следует заметить, что примесь вулканического материала, особенно в виде вулканического пепла, может быть в любом генетическом типе перечисленных в таблице 2 ассоциаций. Даже в корках выветривания, если их формирование сопровождалось удаленной вулканической деятельностью, может быть такая примесь. Известны случаи накопления вулканического пепла в заметных количествах и образования линзовидных прослоев до 2 м мощностью за счет извержений, происходивших на расстоянии более 1000 км. Но при выделении генетических типов вулканогенной ассоциации имеются ввиду не такие районы, а области активной вулканической деятельности и непосредственно прилежащие к ним районы. Здесь развивается очень характерный комплекс своеобразных генетических типов, с которыми связан свой комплекс полезных ископаемых. В последние годы эти отложения описаны многими исследователями, а совсем недавно под-

робная их характеристика дана Е.Ф.Малеевым (1975). Именно в этих областях развивается и характерный комплекс полезных ископаемых, из которых наиболее значимым оказывается генетический тип фумарольных полей. Очень впечатляющим примером таких фумарольных полей в современном континентальном осадкообразовании являются рудные накопления в кальдере Узон в Центральной Камчатке. Там, в частности, особенно ясно видно, как конкретная локализация рудного вещества (сульфиды железа и полиметаллов, сера и др.) определяется сочетанием эндогенных факторов, как тектонически контролируемое расположение выводящих на поверхность рудоносных гидротерм, и таким экзогенным фактором, как направление господствующих ветров.

Космогенная ассоциация не выделялась раньше в известных мне схемах классификаций континентальных образований. Вместе с тем именно для Сибири и, вероятно, для Дальнего Востока она имеет определенное практическое значение. Прежде всего характерное ее проявление в виде продуктов ударного воздействия возможно только в континентальной обстановке, так как в море водная масса погасит ударное действие космического тела. А в Сибири и на Дальнем Востоке континентальных эпох было много, начиная с древнейших времен. К тому же отметим, что на севере Сибири, в бассейне р.Поппигай известен огромный метеоритный кратер, с которым связан ряд характерных генетических типов накоплений и отмечается алмазонасность (Михайлов, Селивановская, 1971). В Канаде, в районе Седбери также описан ударный кратер, с которым связано крупное полиметаллическое оруденение.

Все рассмотренные выше генетические ассоциации могут развиваться при разном климате, причем слагающие их генетические типы приобретают некоторые специфические черты, также, как и сопутствующие им полезные ископаемые. Кроме того существуют две генетические ассоциации, особенности которых и особенности слагающих их генетических типов с полезными ископаемыми, определяются, в основном, климатом: это нивальная и аридная ассоциации.

Большая роль климата для литогенеза особенно ясно пока-

зана Н.М.Страховым (1962, 1963). Им же впервые выделены и подробно описаны три типа литогенеза, обусловленных климатом: ледовый, гумидный и аридный, построены серии карт, показывающие распределение этих типов на поверхности Земли в разные геологические периоды. Эти обобщения явились очень крупным достижением советской литологии и получили в настоящее время мировое признание. Вместе с тем за прошедшее время накопилось достаточно нового материала для того, чтобы расширить и в некоторых частях уточнить представления Н.М.Страхова, особенно по континентальному литогенезу.

Я считаю, что объем ледового литогенеза следует расширить и включать в него не только области полярных шапок льда, как это сделано Н.М.Страховым, и где, на мой взгляд, вообще никакого литогенеза не идет и идти не может (ведь это области движущегося льда!), но и генетические типы флювиогляциальных, озерно-ледниковых отложений и те лессовые накопления, которые генетически связаны с ледниковым комплексом. Соответственно лучше и название этого типа литогенеза изменить на "нивальный", как это и предлагает Н.В.Логвиненко. Соответственно для современной эпохи область этого типа следует расширить, включив в нее в северном полушарии область тундр, а в море — приполярные области мирового океана. Литогенез в полярных областях обладает рядом характерных особенностей, причем не исключены и химические процессы, очень, впрочем своеобразные, приводящие к накоплению легко растворимых соединений, таких, как эпсомит, гипс, а в угольных пластах в зоне выветривания — свободной уксусной кислоты. Таким образом, в нивальной генетической ассоциации следует рассчитывать не только на полезные ископаемые, связанные с начальными стадиями механической осадочной дифференциации, но и на некоторое участие продуктов химической переработки вещества. Не стоит останавливаться на том, какое большое значение это имеет для Сибири и Дальнего Востока.

Что касается гумидного литогенеза Н.М.Страхова, то я думаю, что из него следует выделить в самостоятельный тип зоны тропического и субтропического климатов. Один из важных

аргументов в пользу этого состоит в том, что именно в этих климатах идет образование бокситов и каолинита в количествах, достаточных для образования промышленных концентраций. В частности, и на территории Сибири бокситовые месторождения связаны, вероятно, именно с эпохами такого климата. Ряд авторов и выделяет, по существу, именно такие климатические условия для мезозоя и палеогена, называя присущий им тип выветривания иногда, правда, осторожности ради, "красноземным типом выветривания" (Гольберт и др., 1968).

Образование любых генетических типов континентальных отложений и полезных ископаемых в них всегда происходит на фоне определенного режима движений земной коры. Таким образом, эта проблема, кроме кратко рассмотренных выше аспектов, имеет еще один, а именно - тектонический.

102

Тектоника проявляется в континентальном литогенезе многосторонне. В общем случае именно интенсивность и знак движений определяют возможность появления тех или иных генетических ассоциаций из числа "разрешенных" в данном случае общей климатической обстановкой. Движения влияют и на мощность отложений, и на мощность полезных ископаемых в них. Вспомним, например, тектоническую обусловленность появления мощных и сверхмощных угольных пластов.

Любое осадконакопление, имеющее геологический эффект, в результате которого сформировалась определенная толща отложений, занимает тот или иной отрезок времени. В общем случае этот отрезок тем больше, чем с большим телом мы имеем дело. Например, крупная генетическая ассоциация отложений является длительно формировавшимся телом. За время ее накопления тектонический режим может измениться и по скорости, и даже по знаку движения. Все это, естественно, найдет отражение и в соответствующих генетических типах и в связанных с ними полезных ископаемых. При этом могут возникнуть весьма сложные соотношения. Так, при накоплении уже упоминавшихся бокситовых залежей Нижнего Приангарья имели место колебательные движения, приведшие к образованию ритмичной бокситоносной толщи. В ней удается установить, что эпохи возникновения бокситоносных осадочных образований, в том числе и

формирование поверхностей выравнивания и развитие на них кор выветривания, чередовались с эпохами поднятий, когда господствовал размыв, а бокситы с обломочными структурами накапливались в карстовых депрессиях и в эрозионных формах, относящихся к системе Пра-Ангары (Лейпциг, Левина, 1975). При этом частичное срезание бокситовых горизонтов привело к наблюдающемуся иногда резкому выклиниванию пластов бокситов и замещению их по простиранию грубими осадками. Я думаю, что именно в такой сложной обстановке было бы целесообразно различать собственно фациальные изменения по простиранию в разновозрастных слоях от изменений, связанных с последующими размывами, т.е. не имеющих основания называться "фациальными изменениями". Это уточнение, несомненно, может помочь более правильному пониманию соотношений в таких сложно построенных толщах, как в приведенном примере, где разнообразие тектонических условий сочетается со сложными физико-географическими условиями.

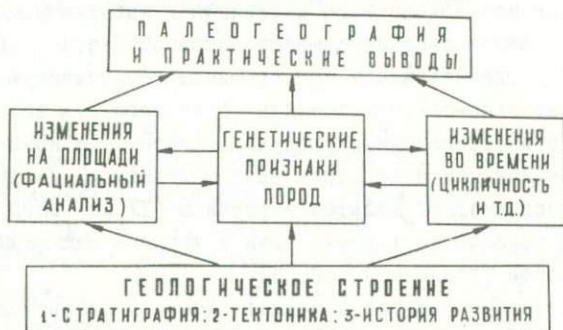
Ритмичность строения, связанная с колебательными движениями, описана и в Тунгусском бассейне (Павлов, 1974), и в мезозойских отложениях Южно-Якутского и Ленского бассейнов, и во многих других случаях. По этому поводу замечу лишь, что в континентальных, фациально изменчивых отложениях выявление ритмов (или циклов), вызванных колебательными движениями, являются очень сложной задачей, при решении которой нужно найти критерии для отличия таких ритмов от чисто местных, вызванных гидрологическими условиями осадконакопления в речном и иных потоках.

Вопросы тектоники континентального литогенеза имеют выход и в проблему осадочных рудоносных формаций, но это особая тема, требующая специального рассмотрения.

Изложенное показывает сложность и разнообразие процессов, управляющих локализацией полезных ископаемых в континентальном литогенезе, а то что основным звеном при расшифровке этой сложной картины является правильное восстановление условий накопления осадочных толщ, содержащих полезные ископаемые. Поэтому остановлюсь в заключение на некоторых методических положениях генетического исследования конти-

континентальных отложений (см. схему).

### СХЕМА ГЕНЕТИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ



Как видим, основанием для такого исследования и непрерывным условием для его успешного осуществления является использование всего комплекса данных по геологическому строению и истории геологического развития изучаемого региона, как это показано в нижней части схемы. На первый взгляд, геологическое строение не имеет прямого отношения к генетическому анализу, но в действительности это важно для любых отложений, а особенно для фациально изменчивых континентальных отложений. Остановимся на одном (последнем) примере.

Ленский угольный бассейн принадлежит к числу крупнейших угольных бассейнов мира. Его геологические запасы оцениваются в настоящее время цифрой — около 1600 млрд. т. Но, как показывают детальные литогенетические исследования, проведенные мною совместно с О.В. Япаскурт в северной части бассейна, эти запасы распределены очень неравномерно. Оказывается, наряду с площадями с высокой угленосностью, в нем есть территория, лишенная кондиционных запасов угля. Расположена она в прямом соответствии с генезисом отложений и с общим геологическим строением. На любой геологической карте бассейна ясно видно его сильное сужение в северной части. Рассматриваемая территория оказывается захваченной между подошед-

шей с востока Верхоянской складчатой системой и Оленекским поднятием Сибирской платформы с запада. Эта суженная часть Ленского бассейна лишена промышленно ценной угленосности. Генетически отложения этой территории представляют собой ассоциацию речной долины, которая в раннемеловую эпоху служила путем транзита обломочного материала и избытка поверхностных вод из южнее располагавшейся основной части Ленского бассейна, где отложения представляют генетическую ассоциацию аллювиально-озерной равнины (Ш на табл.2) и заключают хорошие и многочисленные угольные пласты. На крайнем же севере генетическая ассоциация речной долины (П на табл. 2) сменяется ассоциацией дельтовой равнины (IU на табл.2) и в ней вновь появляются хорошие угли и крупные месторождения (в Оленекском угленосном районе).

С другой стороны, следует заметить, что с позднемелового времени — и даже несколько раньше, начались заметные поднятия в Верхоянской складчатой системе. Поэтому в Будунском угленосном районе, мало перспективном на угли как горючий материал для промышленного использования, возможно появление в угленосной формации и в самих углях, которые являются хорошими геохимическими барьерами, эпигенетических месторождений за счет материала, поступавшего с молодого, нарождавшегося Верхоянского хребта. Имеются литологические свидетельства, что эпигенетические процессы развиты в раннемеловой угленосной формации этого региона очень сильно.

Конечно, знанием одной геологической обстановки генетических типов отложений нельзя выявить и установить закономерностей распределения в них полезных ископаемых. Для этого нужен комплекс других исследований, схематически показанных на схеме. Это сочетание литологического исследования пород с фациальным анализом, под которым я рекомендую понимать прослеживание и генетическое осмысливание изменений одновозрастных отложений на площади, и в совокупности с анализом вертикальной, т.е. хронологической последовательности отложений, в том числе выявление и генетическое осмысливание цикличности, если ее удастся обнаружить. Но обсуждение этих вопросов выходит уже за рамки настоящей статьи.

В заключении следует еще раз подчеркнуть, что континентальный литогенез и связанное с ним формирование полезных ископаемых охватывают многосторонний комплекс процессов. К изучению их следует подходить комплексно, используя весь арсенал геологических и литологических методов, как классических, так и современных.

### Л и т е р а т у р а

А л е к с е е в с к и й К.М. и д р . Алмазоносные формации. - В кн.: Генетические типы осадочных рудоносных и угленосных формаций. М., "Наука", 1973. 235 с.

Б а р в ы н ь Г.И. Влияние географических условий на особенности формирования оловоносных россыпей (на примере Забайкалья). - "Вестник МГУ, Сер.5. География", 1974, № 4, с.106-109.

Г о л ь б е р т А.В. и д р . Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене. М., "Наука", 1968. 151с.

Д а в ы д о в а Т.Н., Г о л ь д ш т е й н Ц.Л. Литологические исследования в Буреинском бассейне. М., Госгеолиздат, 1949. 300 с.

З а н и н Ю.Н. Вещественный состав фосфоритовых кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфоритов. Новосибирск, "Наука", 1975. 210 с.

К а з а р и н о в В.П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1958. 324 с.

К р а ш е н и н н и к о в Г.Ф. Учение о фациях. М., "Высшая Школа", 1971. 367 с.

Л е й п ц и г А.В., Л е в и н а А.П. Мезо-кайнозойские ритмы и особенности бокситонакопления в Нижнем Приангарье. - В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М., "Наука", 1975, с.186-193.

М а л е е в Е.Ф. Критерии диагностики фаций и генетических типов вулканитов. М., "Наука", 1975. 256 с.

М и х а й л о в М.В., С е л и в а н о в с к а я Т.В. Загадка Попигайской котловины. - "Природа", 1971, № 9, с.78-82.

П а в л о в А.П. Генетические типы материковых отложений. - "Вестник Геологического комитета", 1889, № 7, с.74-87.

П а в л о в С.Ф. Верхний палеозой Тунгусского бассейна. Новосибирск, "Наука", 1974. 170 с.

Поверхности выравнивания. Материалы IX пленума геоморфологической комиссии. М., "Наука", 1973, 263 с.

Проблемы генезиса бокситов..М., "Наука", 1975. 316 с.

Современный и четвертичный континентальный литогенез. М., "Наука", 1966. 198с.

С т р а х о в Н.М. Основы теории литогенеза. М., АН СССР, 1962. 549 с.

С т р а х о в Н.М. Типы литогенеза и их развитие в истории Земли. М., 1963. 525 с.

Ф а й н ш т е й н Г.Х. Типы осадочных формаций мезозоя и кайнозоя Сибирской платформы и их минералогения. - В кн.: Материалы по геологии Сибирской платформы и смежных областей. Иркутск, Восточно-Сиб.кн.изд-во. 1971, с.187-206.

Ф л о р е н с о в Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. - "Труды Вост.-Сиб.филиала", вып.19. М., АН СССР, 1960. 258 с.

Ш а н ц е р Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М., АН СССР, 1966. 239 с.

Ю.П.Казанский

ВЫВЕТРИВАНИЕ И КОНТИНЕНТАЛЬНОЕ  
ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В ДОКЕМБРИИ

В осадочных и осадочно-метаморфических толщах докембрия известны многочисленные следы поверхностного разрушения пород, представленные почвами, корами выветривания и континентальными продуктами их переотложения. Состав и строение этих образований тесным образом связаны с развитием атмосферы, ландшафтов и органического мира Земли. В докембрии выделяются две возрастные группы элювиальных продуктов:

1) архейская и раннепротерозойская; 2) средне- и позднепротерозойская.

Сводка по архейским корам выветривания сделана А.В.Сидоренко и В.М.Чайкой (1970). К архею отнесены: предкейвская кора выветривания (Кольский полуостров), элювий свиты Модис (Юго-Восточная Африка) и кора выветривания в основании серии Джакобино (Бразильский щит). Во всех случаях продукты выветривания представлены метаморфическими образованиями (сланцы, кварц-дистен-андалузитовые и другие сланцы). Их первичный состав расшифровывается как гидрослюдисто-каолинитовый. В свите Модис установлен бокситоносный элювий.

Коры выветривания, приуроченные к границе архея и протерозоя, выделены в основании криворожской, курской и гуронской серий. Элювиальные продукты, развитые по гранитам, мигматитам, гнейсам и амфиболитам, представлены кварц-серицитовыми, кварц-мусковитовыми сланцами. Химические анализы выветрелого материала показали аномальное поведение некото-

рых элементов по сравнению с фанерозойскими корами выветривания. В частности, наблюдается несколько более высокая подвижность алюминия по сравнению с кремнеземом, а местами — накопление калия и магния в конечных продуктах изменения.

Элювиальные продукты средне- и позднепротерозойского возраста известны в Карелии, Скандинавии, на Русской и Сибирской платформах, в Шотландии, на Канадском щите, в Юго-Восточной Африке, Австралии и Антарктиде. Выветривание разрушает различные породы: кислые и основные магматические, осадочные и их метаморфические аналоги (Головенко, 1971; Эскола, 1967 и др.).

Минералогические превращения первичных компонентов в общем виде напоминают аналогичные изменения в фанерозойских образованиях. Некоторая меньшая устойчивость отмечена только для полевых шпатов (кислых плагиоклазов), которые в корях выветривания кислых пород разрушаются уже в нижних горизонтах элювия.

Подвижность элементов в выветрелых продуктах зависит от состава исходной породы. В измененных диабазыах и габбро наблюдается накопление алюминия, калия, окисного железа. При выветривании кислых пород обнаруживается большая подвижность у железа.

Новообразования в слабоизмененных средне-верхнепротерозойских корях выветривания представлены, главным образом, гидрослюдой и каолинитом. Смешанно-слоистые гидрослюдистомонтмориллонитовые минералы и монтмориллонит встречаются сравнительно редко. Кроме глинистых минералов известны случаи накопления свободных гидроокислов алюминия (Головенко, 1971; Жабин, Казанский, 1971). Они связаны с горизонтами светлоокрашенного гидрослюдисто-каолинитового элювия и представлены гиббситом, реже бёмитом. По форме залегания и масштабам проявления его образование следует связать с разложением алюмосиликатов в докембрии.

Особенностями докембрийского выветривания являются:

1) участие в процессе повышенных количеств углекислого газа и его производных; 2) пустынные ландшафты; 3) небольшое участие в выветривании организмов и органического вещества.

Присутствие повышенных количеств углекислого газа в докембрийских атмосферах, по сравнению с современной, признается большинством исследователей. Новые доказательства этого в последнее время были получены при изучении состава реликтовых газов в кремнистых породах. Согласно этим материалам, углекислый газ в значительных количествах отмечается как в архейских, так и в протерозойских образцах. По составу ведущих компонентов выделяются три типа атмосферы: 1) архейская бескислородная азотно-аммиачно-углекислая; 2) архейско-раннепротерозойская азотно-аммиачно-углекислая с кислородом; 3) средне-позднепротерозойская кислородно-углекисло-азотная (Казанский, Катаева, Шугурова, 1973).

Эксперименты в области выветривания в присутствии углекислого газа проводились неоднократно. Исследования В. Келлера и В. Хуанга (1973) показали существенное увеличение масштабов выноса кремния водой, насыщенной  $\text{CO}_2$ . Исключение составляет только микроклин, который отличается повышенной стойкостью при выветривании. Вынос алюминия водой, содержащей углекислый газ, в большинстве случаев ниже, чем при обработке водой без углекислого газа. Исключение составляют лабрадор и обсидиан. (табл.)

Ж. Педро (1971), проводивший опыты при температуре  $70^\circ\text{C}$  и постоянной циркуляции раствора, показал, что конечными продуктами любых алюмосиликатных пород в воде, насыщенной  $\text{CO}_2$ , являются гибсит и бёмит. Приведенные результаты свидетельствуют о благоприятных геохимических условиях накопления окислов алюминия при выветривании в обстановке повышенных количеств углекислого газа в атмосфере.

Присутствие аммиака в атмосфере раннего докембрия могло влиять на выветривание несколькими путями. Прежде всего, растворяясь в воде,  $\text{NH}_3$  способен был увеличивать концентрацию водородных ионов, создавая тем самым щелочную обстановку выветривания. Совместное нахождение аммиака и углекислого газа могло способствовать возникновению в растворах карбонатов аммония, а также мочевины. Ион аммония, как показывают эксперименты с полевыми шпатами, является весьма активным компонентом, замещающим катионы в силикатах (Маршалл,

Т а б л и ц а

Минералы и породы	Si		Al	
	обычная вода	вода, насыщен- ная CO <sub>2</sub>	обычная воде	вода, насыщен- ная CO <sub>2</sub>
Оливин	4,69	17,43	0,01	0,015
Авгит	6,35	8,55	0,10	0,06
Мусковит	4,38	5,08	2,54	0,07
Лабрадор	1,25	1,78	0,25	0,38
Микроклин	2,79	1,05	0,64	0,20
Базальт	4,86	6,29	0,075	0,039
Обсидиан	0,168	0,108	0,02	0,042

1964).

Присутствие мочевины могло приводить к образованию комплексных металло-органических соединений, усиливающих вынос катионов, кремния и алюминия из разрушающихся минералов. Таким образом, аммиак, присутствие которого доказано в реликтовых газах, в значительной степени был в состоянии компенсировать отсутствие организмов и органических соединений в корях выветривания раннего докембрия, повышая подвижность ряда элементов.

Появление кислорода в древних атмосферах связано с развитием растительности в водной среде. Остатки простейших организмов известны в метаосадочных образованиях, имеющих возраст 3 млрд. лет и более, однако признаки окислительных обстановок (красноцветные породы, окисленные руды и др.) установлены в конце раннего протерозоя. Это, очевидно, связано с тем, что генерируемый организмами кислород прежде всего расходовался на разложение аммиака. Только после переработки основных количеств этого компонента стало возможно накопление кислорода в атмосфере. Из вышесказанного следует, что, начиная с конца раннего протерозоя, выветривание приобретает в основном кислый, окислительный характер. Эта обстановка в общем виде сохраняется до конца докембрия.

Пустынные ландшафты являлись неблагоприятным фактором для сохранения продуктов выветривания на месте их образования, так как всегда существовала вероятность эолового разноса слабо сцементированного элювиального материала. Его накопление, вероятно, было возможно только в местах появления различного рода панцирей, корочек типа каличе или в эрозионных депрессиях. Вторая возможность перехода элювиальных продуктов в ископаемое состояние связана с быстрым захоронением в озерах и речных долинах.

Оценка роли организмов и органических веществ в докембрийском выветривании затруднена малой вероятностью сохранения этих компонентов в элювиальных, обычно метаморфизованных продуктах. Известны единичные находки фитофоссилий в каличе, свидетельствующие о возможном участии бактерий и водорослей в переработке исходного материала в почвах и корях

выветривания (Педро, 1971). Косвенные данные получены экспериментально, при разрушении силикатов с участием бактерий (Антипов-Каратаев, Цюрупа, Алферова, 1966). Было показано, что в условиях стерильного опыта вынос вещества в 1,5–2 раза слабее, чем вынос вещества с участием микроорганизмов. Бактерии способствуют извлечению практически всех элементов, причем в большинстве случаев их роль во времени усиливается. Замеры pH в растворах в начале опыта и при длительном биохимическом выветривании показали значительное уменьшение этой величины, что связывается с накоплением органических кислот в результате как жизнедеятельности организмов, так и разложения живого органического вещества после его гибели. Характерно, что процесс преобразования минерального вещества происходит, главным образом, путем диспергирования частиц с последующим изменением наиболее тонкой фракции. Продуктами выветривания в этих экспериментах являлись глинистые образования, гумусоподобное вещество и металлоорганические соединения типа хелатов.

Особенности континентального осадконакопления в докембрии определялись характером выветривания и существовавшими в то время ландшафтно-климатическими обстановками. Последние существенно отличались от фанерозойских (постсилурийских) обстановок господством пустынного рельефа вне зависимости от баланса влажности на поверхности суши. В этих условиях водные потоки имели питание, главным образом, во влажные периоды, что могло обусловить их пульсационный характер при перемещении обломочного материала. Следы этого достаточно многочисленны в докембрийских ископаемых осадках (Казанский, Ивановская, 1974; Williams, 1968). Они приурочены как к переотложенным продуктам выветривания, так и к материалу, связанному с наземным вулканизмом.

Еще одной особенностью континентальных осадков докембрия является широкое распространение перемытых выветрелых продуктов в пролювиально-аллювиальных, аллювиально-дельтовых фациях. Они слагают мощные (до несколько сот метров) толщи, отличающиеся кварцевым, кварцево-аркозовым составом терригенной, псаммито-алевритовой фракции, участием среди более

тонкозернистых компонентов каолинита, гидрослюда, часто гидроокислов железа.

Такие своеобразные комплексы пород известны в архее Восточной Сибири, в протерозое Канадского щита, в Африке, Шотландии, Скандинавии, Карелии, Урала, Сибирской платформы, Китая, Австралии (Кулиш, 1964). Большие трудности возникают при выделении в них континентальных и морских образований. В этих случаях ценными являются как прямые, так и косвенные показатели. К числу прямых показателей относятся формы залегания пластов, некоторые структурно-текстурные особенности (характер поверхности обломков, гранулометрия, следы капель дождя, отпечатки кристаллов, пляжевые фестоны, трещины усыхания и т.д.). Косвенные показатели включают кослоистые текстуры, геохимические признаки. Анализ возможностей их применения сделан в одной из публикаций автора (Казанский, Ивановская, 1974).

Особыми типами континентальных осадков в докембрии являются эоловые и ледниковые образования. Исходя из представлений о пустынных ландшафтах, можно предположить широкое распространение в это время эолового материала. Однако он фиксируется в виде примеси в адлювиально-пролювиальных и адлювиально-дельтовых комплексах. Объяснений этого явления может быть несколько. Одно из них связано с представлениями о меньшей плотности атмосферы в докембрии, что сказалось на гранулометрии переносимого ветром материала. Кроме того, возможное широкое распространение влажных пустынь ограничивало условия для эоловых процессов.

Достоверные ледниковые отложения (тиллиты) известны на всех континентах в позднем докембрии (Чумаков, 1974). Они характеризуются площадным распространением, мореновидным сложением, присутствием эратических валунов, штриховкой ложа, псевдоморфозами по ледниковым клиньям, гляциодислокациями. Местами выделяются водно-ледниковые осадки (песчаники, аргиллиты, сланцы с ленточной текстурой). Присутствие в разрезах ледниковых осадков этого возраста прослоев известняков и доломитов, глауконита, а также повышенные содержания бора в глинистых фракциях могут свидетельствовать о том, что

по крайней мере часть тиллитов следует отнести к мариногляциальным образованиям.

Более древние, протерозойские тиллиты известны в Канаде, Южной Африке, Карелии и в других районах. Однако их принадлежность к ледниковым осадкам более спорна, чем для отложений позднего докембрия.

В заключение несколько замечаний о распространении в континентальных отложениях автохтонных образований, отражающих ландшафтно-климатические особенности докембрия. К наиболее распространенным относятся окислы и гидроокислы алюминия и железа, формирующиеся в основном в условиях тепло-го (жаркого) и влажного климата.

Скопления гидроокислов алюминия в докембрии известны как в элювии, так и в осадочных продуктах (Горещкий, 1960; Сидоренко, Чайка, 1970 и др.). Особый интерес вызывают находки гиббсита и бёмита, связанные с перетолженными продуктами выветривания. Исследования В.К.Маслова (1974) показали, что эти образования могут быть связаны с прибрежно-морскими осадками и несут многочисленные следы континентального происхождения (трещины усыхания, следы капель дождя и т.д.). Это несомненно указывает на существование соединений свободного глинозема в корках выветривания и на достаточную подвижность его в континентальных условиях.

Окисные соединения железа являются постоянными компонентами континентальных осадков среднего и верхнего протерозоя. Их присутствие связывается с выносом железа из кор выветривания. Намечаются две возможных формы переноса этого компонента: обломочная и коллоидально-растворенная. Первая из них связывается с механическим разрушением красноцветных почв и кор выветривания. Большие количества железа могут поступать в виде коллоидов или растворов. Экспериментальные исследования и расчеты показывают, что в коллоидальной форме в кислых условиях наиболее устойчивы железорганические соединения. Находки микрофоссилий в каличе среднего протерозоя не исключают участие органического вещества в формировании продуктов выветривания в это и в более позднее время.

## Л и т е р а т у р а

Антипов - Каратаев И.Н., Цюрупа И.П., Алферова В.А. Закономерности биохимического разложения альбита и мусковита. - В кн.: Кора выветривания, вып.7. М., "Наука", 1966, с.53-88.

Головенко В.К. Среднепротерозойская кора выветривания в северной части Байкальской горной области. - В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л., "Наука", 1971, с.43-56.

Горецкий Ю.К. Закономерности размещения и условия образования основных типов бокситовых месторождений. М., 1960, 257 с. (Труды ВМС, вып.52).

Жабин В.В., Казанский Ю.П. Главнейшие уровни кор выветривания в докембрии Сибири. Новосибирск, 1971, с.55-58. (Труды СНИИГТИМС, вып.26).

Казанский Ю.П., Ивановская А.В. К методике определения континентальных отложений в позднем докембрии. - В кн.: Этюды по стратиграфии. М., "Наука", 1974, с.102-106.

Казанский Ю.П., Кетеева В.Н., Шугурова Н.А. О составе древних атмосфер по данным изучения газовых включений кварцевых пород. - В кн.: Геохимия докембрийских и палеозойских отложений Сибири. Новосибирск, "Наука", 1973, с.5-12.

Келлер В.Д., Хуанг В.Х. Изменение некоторых земных и лунных силикатных минералов и пород при воздействии разбавленных растворов органических кислот. - Доклады I Международного геохимического конгресса, т.4, кн.1, Осадочные процессы. М., 1973, с.201-220.

Кулиш Е.А. Кварциты архей в южной части Алданского щита. Магадан, Кн.изд-во, 1964, 119 с.

Маршалл К.Е. Реакции полевых шпатов и слюд с водными растворами. - В кн.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М., "Мир", 1964, с.454-464.

Маслов В.К. Новые данные о бокситоносности голоустенской свиты верхнего протерозоя в западном Прибайкалье. -

"Геология и геофизика", 1974, № II, с.44-50.

П е д р о Ж. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. М., "Мир", 1971. 252 с.

С а в е л ь е в А.А., Т и м о ф е е в Б.В. Образования типа каличе на доятулийских корях выветривания и их палеофи-тологическая характеристика. - В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973. 296 с.

С и д о р е н к о А.В., Ч а й к а В.М. Значение кор выветривания и денудационных поверхностей выравнивания в истории докембрия. - В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М., "Наука", 1970, с.5-29.

Ч у м а к о в Н.М. Лапландское оледенение. - В кн.: Этюды по стратиграфии. М., "Наука", 1974, с.71-96.

Э с к о л а П. Докембрий Финляндии. - В кн.: Докембрий Скандинавии. М., "Мир", 1967, с.154-261.

W i l l i a m s G.E. Torridonian weathering, and its bearing on Torridonian palaeoclimate and source. - "Scottish J. Geol.", vol.4, N.2, 1968, pp.164-184.

В.Д.Мац

ОСНОВНЫЕ ГЕОКРАТИЧЕСКИЕ ЭПОХИ НА ЮГЕ  
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ДОКЕМБРИИ

Древнейшие континентальные отложения на юге Сибирской платформы имеют среднепротерозойский возраст. Они накапливались в интервале от 2 до 1,6 млрд. лет. В настоящее время они обнажены вдоль западной окраины Байкальской горной области (акитканская серия) и в Присаянье (колбазыкская серия). Под акитканской серией в единичных случаях удается видеть маломощную слабо метаморфизованную кору выветривания в виде дезинтегрированных гранитов.

Отложения среднего протерозоя представлены очень сложно построенной, преимущественно красноцветной, вулканогенно-обломочной толщей. Разрез этой толщи в Байкальской горной области целиком сложен континентальными образованиями. В Присаянье в ней вероятно присутствие, наряду с континентальными, морских отложений. В формационном отношении среднепротерозойский комплекс представляет собой вулканогенную (порфировую) молассу. Вулканогенные образования подробно изучены и описаны А.А.Бухаровым. Они представлены субаэральными контрастными эффузивами, среди которых господствуют кислые породы — продукты трещинных излияний (на ранних стадиях) — и эксплозивы. С вулканитами тесно связаны грубообломочные отложения, часто фациально замещающие их. Особенности размещения вулканических центров обусловили сложное и изменчивое сочетание вулканогенных и терригенных образо-

ваний. Грубообломочные отложения – конгломераты, конглобрекчии, песчаники, алевролиты – несут ясные следы образования в континентальных условиях. В них повсеместна однонаправленная косая слоистость потокового типа, асимметричные знаки ряби течений, трещины и полигоны усыхания, струйчатые валики. В пластах конгломератов иногда видна характерная черепитчатая упаковка галек. Породы обычно полимиктового состава, хотя встречаются также пласты существенно кварцевых песчаников. Структура песчаных пород чаще грубо-разнозернистая, они плохо сортированы, псаммитовые частицы часто слабо окатаны.

В составе отложений удается выделить пролювиальные, пролювиально-аллювиальные и озерные осадки.

Пролювий представлен крупными линзами – бывшими конусами выносов, валунно-щебнисто-песчаных отложений, которые замещаются в краевых частях конусов красными известковистыми алевролитами с рассеянной дресвой кварца и полевых шпатов. Эти алевролиты, по-видимому, представляют аналог феналевритов предгорий молодых горных сооружений. В связи с высокой тектонической активностью района были многочисленны глубокие ущелеобразные врезы, заполненные близкими по составу отложениями, содержащими гальки среднепротерозойских же песчаников и конгломератов. Такие врезы, благодаря прекрасной обнаженности многих склонов Байкальского хребта, удастся наблюдать в натуре.

Пролювиально-аллювиальные отложения наиболее изучены в бассейне р. Чаи. Здесь в ажитканское время сформировалась огромная сухая дельта крупного, длительно существовавшего водотока, выносившего обломочный материал на предгорную равнину, сложенная более чем трехкилометровой красноцветной толщей песчаников и конгломератов с прослоями алевролитов. Вся толща расчленяется на систему асимметричных и симметричных ритмов различных порядков – макроритмов, мощность около 1000 м, мезоритмов, мощностью в сотни метров и ритмов более высокого порядка. Макро- и мезоритмы были обусловлены тектоническими движениями, что подтверждается частой приуроченностью к их низам вулканогенных образований.

Озерные отложения представлены линзами зеленовато-серых алевролитов с тонкой ритмичной слоистостью градационного типа и мелкой перекрестной косою слоистостью, напоминающей озерную волноприбойной зоны.

Основная масса обломочного материала, судя по массовым замерам косою слоистости и галек конгломератов, в Прибайкалье поступала с востока. Наряду с этим, по-видимому, имел место принос материала с запада, о чем можно судить по резкому контрасту в характере пород. Кроме грубых, плохо сортированных отложений, для которых однозначно устанавливается поступление материала с востока, в разрезе присутствуют чисто кварцевые, хорошо сортированные песчаники. Именно для них и предполагается поступление материала с запада. Весьма интересными особенностями состава галек среднего протерозоя являются отсутствие галек пород, наиболее высоких степеней метаморфизма, слагающих сейчас обширные поля в обрамлении Иркутского амфитеатра и широкое распространение галек джеспилитов. Последние встречаются во всех грубообломочных докембрийских толщах Западного Прибайкалья и Присаянья, хотя в Саяно-Байкальской складчатой области выходы типичных джеспилитов не известны.

Если попытаться в целом представить себе палеогеографическую обстановку ажитканского времени, то можно нарисовать следующую картину. Вдоль окраин Иркутского амфитеатра существовала система асимметричных впадин. Борты впадин, обращенные к геосинклинальным областям, были значительно подняты и характеризовались высокогорным рельефом. Противоположные края впадин были более низкие и плоские. С высокогорий выносилась огромная масса полимиктового грубообломочного материала, а с противоположных бортов хорошо сортированный, существенно кварцевый, песчаный материал. На предгорной аллювиально-пролювиальной равнине формировалась система конусов выноса и озер. Восточнее и южнее цепей высоких гор располагалась геосинклинальная область Саяно-Байкальской системы. В центральной части Иркутского амфитеатра была сравнительно невысокая суша, также осложненная впадинами. В связи с допущением наличия в среднепротерозойское

время крупных речных артерий возникают существенные противоречия. Отсутствие наземной растительности, несомненно, приводит к отсутствию регулируемого поверхностного стока. Атмосферные осадки должны тут же стекать и формирование аллювия в таких условиях невозможно. Эти соображения уже давно привели меня к предположению о существовании ледовых шапок в высокогорьях, которые могли обеспечить сравнительно регулярную деятельность водотоков.

В тектоническом смысле структуры акитканского времени мы рассматриваем как позднегеосинклинальные орогенные, завершившие раннепротерозойский начальный этап геосинклинального развития.

Следующая геократическая эпоха относится к раннему рифею. С ней связано формирование мощной и, по-видимому, достаточно глубоко проработанной коры химического выветривания. Остатки этой коры выветривания описаны на Патомском нагорье, в Присаянье, на Анабарском массиве и Алданском щите. Наиболее изучена кора выветривания гранитов, известна она также на метаморфических породах. Установленная мощность зоны измененных гранитов составляет 5-10 м и более. Характер изменения пород показывает, что от размыва уцелели, в основном, нижние горизонты профилей выветривания, однако местами установлены и бывшие глинистые продукты, в составе которых сохранились иллит, каолинит. Эта кора выветривания достаточно полно охарактеризована в опубликованных работах. Основные площади континента, на котором формировалась кора выветривания, занимали обширную область современной южной части Сибирской платформы. С начала раннего рифея зоны, прилегающей к Саяно-Байкальской геосинклинали, т.е. территории, где в акитканское время существовали горные поднятия, начали погружаться, происходила медленная трансгрессия морского бассейна и в пограничной области существовала обширная прибрежная равнина, на которой накапливались чередующиеся морские и континентальные отложения. Такие толщи хорошо известны на Патомском нагорье, по описаниям П.К. Головенка, мне они известны по разрезам в Северо-Байкальском нагорье, где чередуются белые, хорошо сортированные, чисто кварцевые песча-

ники с плоскопараллельной слоистостью и с глауконитом с грубозернистыми косослоистыми (с потоковой косою слоистостью) лиловыми (с гематитом) песчаниками, по-видимому, континентальными.

Нижнерифейская толща на огромных пространствах сохраняет характерный литологический облик и сложена почти мономинеральными кварцевыми песчаниками, реже конгломератами, высокоглиноземистыми сланцами и включает пласты бедных осадочных железных руд. Эти особенности состава уже давно привели В.К. Головенка и других исследователей к выводу об образовании нижнерифейских отложений (пурпольская, анайская, ермо-сохинская, уватская, туманшетская свиты) за счет размыва до-рифейско-раннерифейской коры выветривания.

В тектоническом отношении эта геократическая эпоха фиксирует переломный момент между двумя главными геотектоническими циклами протерозоя: ранне-среднепротерозойским (аналог карельского) и позднепротерозойским - байкальским.

В среднерифейское время тенденция, намечавшаяся в раннем рифее усилилась. Интенсивное погружение геосинклинальной области было сопряжено в начале среднего протерозоя с поднятиями континента в области современной южной части Сибирской платформы. С его разрушением связано формирование мощных грубообломочных, по-видимому, морских отложений в низах среднего рифея Патомского нагорья. Собственно континентальные образования среднего рифея можно предполагать лишь в основании рифея Присаянья, где есть реликты маломощной коры выветривания под карагасской серией и предполагается континентальный генезис песчаников в низах разреза этой серии.

Ко второй половине среднего рифея, к предголоустенско-улунтуйскому времени во внутреннем поле Иркутского амфитеатра сформировался крупный пенеплен, о наличии которого дают возможность судить остатки коры химического выветривания и особенности состава базальных слоев байкальского комплекса. Остатки коры выветривания этого времени отмечены в ряде пунктов Прибайкалья и Присаянья. Наиболее выразительна кора выветривания под олхинской свитой в Иркутском Присаянье. Кора выветривания вскрыта здесь серией скважин. Зафиксирована

она также в некоторых скважинах во внутреннем поле Иркутского амфитеатра. Сохранившаяся мощность коры выветривания достигает 10 м и более. Очень отчетлива гамма минеральных и химических изменений по профилю. В верхних зонах профиля появляются бывшие глинистые продукты, в составе которых сохранились каолинит, гидрослюда. Интересно, что базальный горизонт олхинской свиты, непосредственно перекрывающий остаточные продукты, представлен существенно каолиновыми аргиллитами, прослеженными на значительные расстояния. Сочетание остаточных продуктов выветривания с каолиновым базальным горизонтом вряд ли может оставлять сомнение в былом существовании достаточно мощной зоны каолинита в коре выветривания. Интересно отметить, что, по данным А.К.Бабкина и Е.И.Наумовой, в несколько более молодой коре выветривания в этом же районе в остаточных продуктах установлены и минералы свободного глинозема — в частности, бёмит.

Вторая половина среднего рифея и поздний рифей на юге Сибирской платформы характеризуются постепенным накатыванием окраинных прогибов на платформу и трансгрессией моря. К концу рифея практически вся территория юга Сибирской платформы, за исключением отдельных поднятий (например, Марковского), была затоплена и этим завершился докембрийский геократический этап развития юга Сибирской платформы. В связи с заключительными поднятиями Байкальского геотектонического цикла в краевых частях Саяно-Байкальской складчатой области сформировались крупные участки горной суши, продуктами размыва которых выполнены Ушаковский краевой прогиб и система межгорных впадин в краевых зонах Саяно-Байкальской горной области. Однако собственно континентальные образования здесь не изучены.

Таким образом, южная часть Сибирской платформы на протяжении всего среднего протерозоя и значительной части позднего протерозоя выступала в качестве крупного массива, испытавшего, преимущественно, континентальное развитие, что доказывается наличием континентальных отложений и остатков коры выветривания. Это был этап становления фундамента платформы, этап, в течение которого неоднородности строения

земной коры, созданные предшествовавшим геосинклинальным развитием, были сглажены, и эта территория была превращена в Сибирскую платформу.

С.Ф.Павлов

### ФАНЕРОЗОЙСКИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

На территории Советского Союза нет ни одного столь крупного региона, как Сибирская платформа, на котором бы так широко были развиты процессы континентального литогенеза. Начиная с позднего силура, т.е. со времени интенсивного проявления каледонского тектогенеза, большая часть платформы освободилась от морского покрова и вступила на путь континентального развития, который продолжается, по существу, до настоящего времени. Каждый последующий этап структурной перестройки платформы сопровождался общим поднятием и регрессией моря, приводивших к последовательному увеличению размеров суши на платформе.

Некоторое исключение составляет юрский период, отрицательные движения в течение которого привели к расширению трансгрессии моря в Вильюйской синеклизе, Ангаро-Вильюйском и Присаянском прогибах. На площадях бывшей континентальной седиментации в этих районах кратковременно происходило накопление морских песчано-глинистых отложений.

Огромные пространства суши, которые образовались на Сибирской платформе, служили ареной широкого развития процессов континентального литогенеза - выветривания, корообразования и накопления генетически разнообразных отложений: аллювиальных, пролювиальных, озерных, болотных, обвальнo-осыпных, оползневых, делювиальных, золовых, ледниковых и

карстовых. Следует отметить, что многие из перечисленных генетических типов осадков уверенно опознаются только среди молодых кайнозойских образований.

В течение фанерозоя на платформе существовало несколько эпох континентального литогенеза, которые обособились в результате смены тектонических движений и климата, обусловивших степень физико-химического выветривания пород, состав отложений, фауны и флоры, внешний облик пород. Интенсивность процессов корообразования и условия осадконакопления в эти эпохи несомненно были разными, но они не могут быть восстановлены с достаточной полнотой для каждой из них.

Н и ж н е — и с р е д н е п а л е о з о й с к а я и с т о р и я , по существу, не оставила нам прямых геологических документов о характере этих процессов. Элювиальные продукты и континентальные накопления, как правило, уничтожены денудацией. В разрезе осадочных толщ сохранились только признаки существования в прошлом континентальных перерывов, которые установлены на рубежах: нижний-верхний кембрий, нижний-средний ордовик, верхний ордовик — нижний силур, нижний силур — верхний девон, верхний девон — нижний карбон. Наиболее продолжительными были среднекембрийский и позднесилурийско-раннедевонский перерывы.

Некоторые перерывы выражены не только выпадением из разреза той или иной части отложений, но и продуктами континентального литогенеза, сохранившимися в виде реликтов в отрицательных формах рельефа.

Так, например, на эродированной поверхности карбонатных пород нижнего кембрия в углублениях и карманах, в ряде пунктов на юге платформы, под отложениями верхнего кембрия, отмечена доломитовая мука. Элювиальные коры выветривания мощностью до 0,5 м локально сохранились на нижнем и верхнем ордовике, на нижнем силуре и верхнем девоне. Они представлены песчано-глинистыми образованиями с обломками карбонатных пород и кремней, кварцевыми песками. На породах ордовика элювий фосфатизирован.

Среднепалеозойский литогенез на платформе протекал в довольно сложной палеогеографической обстановке. В центральной части платформы происходило преимущественно корообразование и размыв кор выветривания, а на окраинах — накопление морских, лагунных, частично континентальных отложений карбонатно-глинистого и песчаного состава. Режим осадконакопления был неустойчивым как во времени, так и в пространстве. Господствовавший жаркий аридный и субаридный климат обусловил красный цвет пород, появление пластов гипса, солей, бедность отложений органическими остатками. При таком климате, естественно, не мог сколь-либо активно развиваться на суше процесс распада алюмосиликатов на окислы с образованием свободных гидроокислов кремния и алюминия.

Позднепалеозойский этап геологического развития платформы ознаменован коренной перестройкой тектонических структур, проявлением первых фаз интрузивного и эффузивного вулканизма, сменой аридного климата на гумидный. Эти изменения создали новую палеогеографическую обстановку, в которой в течение всего позднего палеозоя развивались основные геологические процессы.

На платформе сформировалась огромная по размерам впадина (Тунгусская синеклива), служившая в карбоне и перми бассейном седиментации преимущественно континентальных угленосных отложений.

В настоящей статье освещены лишь общие вопросы континентального литогенеза в Тунгусском бассейне. Конкретные сведения по той или другой части бассейна можно найти в опубликованных работах (Павлов, Домышев, Ломоносова, 1968; Павлов, 1974 и др.).

Основными чертами верхнепалеозойского литогенеза на Сибирской платформе являются: широкое площадное развитие континентальных речных и озерно-болотных угленосных фаций, занимающих в общей сложности около 1,3 млн. км<sup>2</sup>; устойчивость в течение всего позднего палеозоя умеренно-влажной и умеренно-холодной климатической обстановки, обусловившей гумидный тип осадков и низкую степень выветривания обломочного материала; сравнительно небольшая амплитуда опускания впадины, а

следовательно, малая скорость осадконакопления; наличие большого количества внутриформационных перерывов.

Смена морских условий осадкообразования на континентальные в пределах Сибирской платформы, так же как и в Кузнецком и других угленосных бассейнах Средней Сибири (Бенедиктова, Халфин, 1967), падает на визейское время. Перестройка палеогеографических обстановок на этом рубеже отразилась не только в изменении состава пород, но и в наличии перерыва в осадконакоплении. Продолжительность последнего в разных частях синеклизы неодинакова: в северо-западной части она заняла вторую половину визейского века, а на восточной окраине — охватила почти две эпохи — ранне- и среднекаменноугольную.

В основании терригенно-угленосной формации имеются горизонты с остаточными корами выветривания и продуктами их переотложения, представленными халцедоново-кремнистыми брекчиями, каолиновыми глинами, мезомиктовыми песчаниками и алевролитами. По химическому составу кора выветривания и ее переотложенные продукты относятся к сиаалитному типу.

Кора выветривания, широко распространенная на терригенно-угленосных породах поздней перми (дегалинская и пеляктинская свиты), по химическому составу относятся также к сиаалитному типу.

Бокситы и аллитные коры выветривания или их высокоглиноземистые переотложенные продукты в позднепалеозойских отложениях Тунгусской синеклизы не установлены. Надо полагать, что для образования бокситов и аллитных кор выветривания в позднем палеозое на Сибирской платформе не существовало благоприятных климатических, а следовательно, — и геохимических условий.

Позднепалеозойское осадконакопление в Тунгусском бассейне началось не одновременно и протекало в конкретных структурно-фациальных зонах с разной скоростью. В западной половине бассейна оно происходило без существенных перерывов в течение каменноугольного и пермского периодов, а в восточной — началось в позднем карбоне и шло в замедленном темпе, с длительными перерывами (ранняя пермь).

Основная масса позднепалеозойской терригенно-угленосной формации относится к континентальной группе фаций, в которой преобладают речные и озерно-болотные осадки. В северной части бассейна, среди континентальных отложений, имеются прибрежно-морские осадки, отложившиеся в периоды кратковременных ингрессий моря на низменную равнину.

Распределение речных и озерно-болотных фаций в бассейне было подчинено определенной закономерности во времени и в пространстве, находившейся в прямой зависимости от колебательных движений земной коры. Благоприятные тектонические и ландшафтные условия для накопления речных фаций существовали в северо-западной половине бассейна в течение всего каменноугольного периода и первой половины позднепермской эпохи; в юго-восточной — в раннем и среднем карбоне, в первой половине раннепермской и во второй половине позднепермской эпох.

Наиболее благоприятные условия для формирования озерно-болотных угленосных фаций были: в северо-западной половине — в ранней перми и во второй половине поздней перми; в юго-восточной — в позднем карбоне и в первой половине поздней перми.

Отложения, выполняющие межгорные впадины: Кокуйскую, Кулаковско-Погромнинскую, Норильскую и другие, несут в своем составе и облике черты, весьма характерные для озерных отложений, формировавшихся в непосредственной близости от источников питания. К этим особенностям в первую очередь относятся очень плохая сортировка обломочного материала, повышенная карбонатность и глинистость, относительно высокое содержание в тяжелой фракции минералов неустойчивой группы — пироксенов, слюд, амфиболов, апатита и др. Кроме того отложения во впадинах характеризуются повышенной мощностью и угленосностью, большой насыщенностью флористическими остатками.

Результаты гранулометрического анализа верхнепалеозойских пород показали, что в позднепалеозойском бассейне осадконакопления имелось два крупных седиментационных цикла: каменноугольный и пермский. В первой половине каждого из

них накапливались осадки относительно грубозернистые (тушамская и бургуклинская свиты), во-второй — более мелкозернистые (катская и пелятинская свиты).

В разрезе каждой свиты, в свою очередь, наблюдается ритмичное чередование грубозернистых и тонкозернистых пород. Это свидетельствует о том, что динамика среды осадконакопления в бассейне не оставалась постоянной во времени и в пространстве. В любую эпоху позднепалеозойского времени на обширной территории бассейна седиментации имелось несколько ландшафтно-фациальных зон с неодинаковой физико-географической обстановкой.

Наиболее грубозернистые осадки накапливались в течение всего позднего палеозоя в юго-восточной и восточной окраинах верхнепалеозойского бассейна, а тонкозернистые — в его центральной и северо-западной частях.

Относительно хорошей сортировкой зернистого материала обладают осадки, расположенные в центральной и северо-западной частях бассейна, а худшей — на его окраинах. Особенно плохая сортировка терригенного материала наблюдается в каменноугольных и пермских отложениях, развитых в бассейне р.Чадобеца, а также в Кокуйской и Кулаковской межгорных впадинах. Здесь осадки формировались в небольших по размеру впадинах, служивших конечными водоемами стока.

Породы терригенно-угленосной формации характеризуются довольно низкой зрелостью. Подавляющее большинство песчаников и алевролитов принадлежит к аркозовой и граувакковой группам. Горизонты относительно зрелых пород (мезомиктово-кварцевых) отмечены лишь в межгорных впадинах, в низях верхнепалеозойской толщи и в нижнем течении р.Нижней Тунгусски (за счет вторичных процессов). Валовое содержание кремнезема в породах редко превышает 70%, что намного ниже среднего содержания кремнезема для песчаников литосферы в целом.

Установлено, что состав породообразующих компонентов в вертикальном направлении во всех изученных районах существенно не меняется. Заметные изменения в минеральном составе происходят только в латеральном направлении. Эта особенность вещественного состава пород вызвана главным образом тем, что

питающие провинции в течение всего позднепалеозойского времени оставались одни и те же.

Глины и пелитовая фракция в песчаниках и алевролитах имеют полиминеральный состав. Наиболее распространенными минералами являются: монтмориллонит, гидрослюда, каолинит, хлорит и диоктаэдрическая слюда. В зависимости от распределения этих минералов по площади и разрезу на территории синеклизы выделяются пять минеральных ассоциаций. Последние характеризуют собой состав и степень гипергенных изменений пород на водосборных площадях, условия среды в бассейнах седиментации и постседиментационные изменения, которые претерпели породы, находясь в различных термодинамических условиях.

Интенсивность постседиментационных преобразований аллотигенного материала и органического вещества в Тунгусской синеклизе имеет отчетливо выраженную региональную зональность. В направлении с юго-востока на северо-запад выделяются три зоны эпигенеза, каждая из которых обладает своеобразным комплексом минеральных новообразований, определенной степенью метаморфизма углей и разными физико-механическими свойствами песчано-глинистых пород. Вертикальная эпигенетическая зональность заметно выражена только в юго-восточной половине синеклизы.

Исследованиями установлено, что накопление тяжелых минералов происходит во всех гранулометрических типах осадков главным образом в классах  $< 0,05$  мм и  $0,05-0,25$  мм, более крупные классы ( $0,25-$  и  $0,5-1,0$  мм) тяжелыми минералами бедны. Максимальное количество тяжелой фракции отмечается в отложениях, развитых на юго-восточной, восточной и северо-восточной окраинах синеклизы, минимальное - в северо-западной половине.

Тяжелая фракция пород межгорных впадин отличается от пород Тунгусской синеклизы повышенной концентрацией минералов неустойчивой группы. С континентальными верхнепалеозойскими отложениями генетически связаны многие полезные ископаемые: графит, каменные и бурые угли, россыпи алмазов, сидериты и др.

В нижнем триасе нормальный континентальный литогенез пермского периода был подавлен интенсивной вулканической деятельностью, проявившейся, главным образом, в пределах Тунгусской синеклизы. В это время в сложной ландшафтной и климатической обстановке сформировалась мощная толща вулканогенно-осадочных пород, состоящая из туфов, туфобрекчий, туфопесчаников, лав базальтов и всевозможного сочетания этих пород. По классификации Н.М.Страхова (1960) подобного рода образования составляют самостоятельный интразональный вулканогенно-осадочный тип литогенеза. Учитывая специфику седиментации вулканогенных пород, их сложный состав и строение, в настоящей статье не представляется возможным охарактеризовать даже в краткой форме, этот своеобразный тип литогенеза. Он несомненно заслуживает всестороннего рассмотрения в специальной работе.

Формированию вулканогенных пород предшествовал, почти повсеместно, кратковременный перерыв в осадконакоплении, выраженный размывом подстилающих пород, а в некоторых участках — продуктами выветривания их. Дотриасовая кора выветривания представлена: на угленосных породах позднего палеозоя глинами монтмориллонит-каолинитового состава; на карбонатных породах палеозоя — гидрослюдисто-монтмориллонитовыми глинами с обломками доломитов, известняков и кремней. Мощность выветрелой зоны не превышает 1,5 м.

После вулканической деятельности на Сибирской платформе длительное время отсутствовало какое-либо осадконакопление.

Надо полагать, что в позднем триасе платформа в целом испытывала положительные движения. На суше происходило выветривание пород и формирование кор выветривания. Последние, судя по переотложенным продуктам, имели в прошлом широкое площадное развитие, но в настоящее время сохранились от размыва в сокращенном виде только под юрскими отложениями в Присяянском и Ангаро-Вильяиском прогибах. Степень химического выветривания пород, по-видимому, не превышала каолинитовой стадии, так как нигде в коре выветривания и переотложенных ее продуктах не обнаружены минералы свободного глинозема. Состав сохранившихся от размыва нижних зон

коры выветривания находится в тесной зависимости от материнских пород. На палеозойских карбонатных породах элювий представлен: обломками доломитов, известняков, стяжениями кремней, слабо сцементированных маршалитово-глинистой массой, глины преимущественно монтмориллонитовые с примесью галлуазита и хлорита; на глинисто-карбонатных породах - песчанистыми глинами гидрослюдисто-монтмориллонитового состава; на траппах - монтмориллонит-галлуазитовыми глинами и щебенкой этих пород; на угленосных песчано-глинистых породах - гидрослюдисто-монтмориллонитовыми глинами. Мощность выветрелых пород до 20 м.

Процессы физико-химического выветривания пород в позднем триасе протекали в условиях пенеппенизации рельефа и смены аридного климата, господствовавшего в раннем триасе, на гумидный.

Поздне мезозойское осадконакопление началось, по-видимому, в рэт-лейасе. С этим временем большинство исследователей связывает формирование отложений трошковской свиты в Присянском прогибе, иреляхской - в Ангаро-Вилуйском прогибе и их стратиграфических аналогов в других частях платформы.

Трошковская свита, по данным Г.Х.Файнштейна (1971), сложена в северо-западной части прогиба кварцевыми песками и алевролитами, часто ильменитоносными, с прослоями аргиллитов и бурых углей, а в центральной и юго-восточной частях - каолиновыми глинами и аргиллитами, с редкими пластами алевритов и углей. Иреляхская свита представлена алмазонасными кварцевыми песчаниками и алевролитами, каолиновыми глинами с прослоями конгломератов. Мощность до 60 м.

Названные стратиграфические подразделения состоят, в основном, из переотложенных продуктов доюрской коры выветривания. Седиментация их в подавляющем большинстве участков протекала в карстовых и эрозионно-карстовых депрессиях. Вещественный состав пород свидетельствует о том, что исходный материал является местным. Он не испытывал длительной транспортировки. Накопление его происходило в условиях теплого и влажного климата.

С продуктами доюрского выветривания генетически связаны многие месторождения полезных ископаемых: каолиновые глины, кварцевые пески, россыпи алмазов, титановые минералы (рутил-циркон-ильменит) и др. Это обстоятельство привлекло внимание многих исследователей к изучению как элювиальных кор выветривания, так и их переотложенных продуктов (М.М.Одинцов, М.М.Одинцова, М.И.Плотникова, Б.И.Прокопчук, И.С.Рожков, Г.Х.Файнштейн, С.С.Чекин, Я.Я.Яржемский и др.).

Отрицательные движения, начавшиеся в отдельных частях платформы в позднем триасе, были устойчивыми в течение всего позднего мезозоя. Они привели к накоплению мощного комплекса континентальных осадков в Вилюйской синеклизе, Приверхоанском и Присаянском прогибах, в Канско-Ачинском бассейне. В составе этого генетически и фациально сложного комплекса наиболее широко распространены речные и озерно-болотные осадки. На локальных участках, тяготеющих к бортам седиментационных бассейнов или к трапповым останцам, имеются обвальное-осыпные и делювиальные накопления, но они не занимают существенного места в разрезах. Другие генетические типы континентальных образований в составе позднемезозойской толщи не установлены.

Относительно высокая насыщенность разреза углями и флорой указывают на господство теплого и влажного климата на территории Сибирской платформы в течение всего позднего мезозоя.

К а й н о з о й с к и й л и т о г е н е з на Сибирской платформе резко отличается от более древних эпох. Он протекал в условиях неоднократной смены климата и ландшафта как во времени, так и в пространстве. Главным и ведущим процессом геологической истории кайнозоя было выветривание пород и образование кор выветривания; процессы седиментации занимали резко подчиненное место. Эти обстоятельства обусловили различную степень выветривания пород и чрезвычайно сложное строение кайнозойской толщи в каждом из районов, где развиты отложения этого возраста.

Следует подчеркнуть, что кайнозойские образования на Сибирской платформе, несмотря на относительно лучшую доступ-

ность, изучены крайне неравномерно. Это, естественно, создает непреодолимые трудности для восстановления общих черт континентального литогенеза в целом для Сибирской платформы.

Кайнозойские коры выветривания и континентальные отложения палеоген-неогенового возраста распространены на Сибирской платформе в настоящее время на довольно ограниченных площадях. Поля наиболее широкого развития этих образований расположены в юго-восточной (Предбайкальский прогиб), юго-западной (Енисейский кряж, Иркинеевский выступ) частях платформы и в Вилюйской синеклизе. Залегают они, главным образом, во впадинах карстового, эрозионного и тектонического происхождения. В виду того, что накопления осадков протекало в условиях интенсивного выветривания пород, базальные горизонты кайнозойских осадочных формаций повсеместно сложены переротложенными продуктами позднемезозойской и раннекайнозойских кор выветривания различной зрелости. В большинстве впадин продукты выветривания по ряду признаков четко отделяются от структурного элювия, на котором они залегают, но там, где впадины расположены в поле пород однородного состава (например, на мергелях верхоленской свиты), перестроенные коры выветривания пространственно и генетически тесно связаны с элювием. Истинную границу между ними в этих случаях установить бывает очень трудно. Здесь они образуют единый комплекс осадочных и остаточных продуктов выветривания, который принято называть формацией коры выветривания.

На территории Западного Прибайкалья кайнозойские образования развиты наиболее полно и в настоящее время изучены лучше, чем в других районах платформы (Логачев, Ломоносова, Климанова, 1964; Равский и др., 1964; Павлов, Ломоносова, Мезилов, 1972; Павлов, Кашик, 1973; Домбровская, Ломоносова, Павлов, 1975 и др.).

В разрезе кайнозойской толщи, выполняющей впадины Предбайкальского прогиба, по минеральному составу элювиальных кор выветривания и возрасту перекрывающих и подстилающих пород выделено пять уровней корообразования: позднемеловой, раннеэоценовый, позднеолигоценовый, позднеплиоценовый и сов-

ременный, которые разделяют осадочные формации соответствующего возраста.

Интенсивность процессов выветривания пород была различной: в позднемеловое время она достигла каолиновой стадии; в раннем эоцене химическое выветривание протекало в благоприятных климатических и тектоногеоморфологических условиях для формирования полного латеритного профиля с образованием в верхней зоне бокситов гиббситового состава; выветривание пород в более молодые эпохи не привело к глубокому разложению алюмосиликатов. С этими уровнями корообразования связаны элювиальные профили монтмориллонитового состава.

Кайнозойские коры выветривания подверглись глубокой эрозии, вследствие чего они полностью размывы на положительных формах рельефа и в значительной степени эродированы во впадинах. Относительно лучшая сохранность их наблюдается в депрессиях северной части Предбайкальского прогиба.

В составе кайнозойских осадочных формаций принимают участие, по существу, все генетические типы континентальных образований: речные, озерные, делювиальные, пролювиальные, обвально-осыпные, оползневые, карстовые, эоловые и ледниковые. Значение каждого из названных типов в разрезах той или иной формации весьма различное. В палеогеновых формациях широко распространены делювиально-пролювиальные, карстовые и озерно-речные осадки, в неогеновых преобладают озерно-болотные, а среди четвертичных ведущее место принадлежит гравитационным накоплениям и отложениям русловых потоков, подчиненное место занимают ледниковые и эоловые образования.

С кайнозойскими корами выветривания генетически связаны месторождения и рудопроявления стекольных и формовочных песков, каолиновых глин, бокситов, талька, вторичных фосфоритов; с осадочными породами - бурых углей, бокситов, огнеупорных и тугоплавких глин.

## Л и т е р а т у р а

Б е н е д и к т о в а Р.Н., Х а л ф и н Л.Л. Современное состояние стратиграфической изученности каменноугольных и пермских отложений Средней Сибири. — В кн.: Стратиграфия палеозоя Средней Сибири. Новосибирск, "Наука", 1967, с.155—170.

Д о м б р о в с к а я Ж.В., Л о м о н о с о в а Т.К., П а в л о в С.Ф. Типы кор выветривания и континентальных отложений Прибайкалья и их рудоносность. М., "Наука", 1975. 39 с.

Л о г а ч е в Н.А., Л о м о н о с о в а Т.К., К л и м а н о в а В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфи-театра. М., "Наука", 1964. 194 с.

П а в л о в С.Ф. Верхний палеозой Тунгусского бассейна. Новосибирск, "Наука", 1974, 169 с.

П а в л о в С.Ф., Д о м ы ш е в В.Г., Л о м о н о с о в а Т.К. Геология и палеогеография верхнепалеозойских и нижнетриасовых отложений юга Тунгусской синеклизы. М., "Наука", 1968. 173 с.

П а в л о в С.Ф., К а ш и к С.А. Палеоген-неогеновые осадочные формации Прибайкалья. — В кн.: Геолого-геофизические исследования 1972 года. Иркутск, 1973, с.16—19.

П а в л о в С.Ф., Л о м о н о с о в а Т.К., М а з и л о в В.Н. Эпохи коробразования позднего мела и палеогена Западного Прибайкалья. — В кн.: Геология Восточной Сибири. Иркутск, 1972, с.40—44.

Р а в с к и й Э.И., А л е к с а н д р о в а Л.П., В а н г е н г е й м Э.А. и др. Антропогенные отложения юга Восточной Сибири. М., "Наука", 1964. 279 с.

С т р а х о в Н.М. Основы теории литогенеза, т.1, М., АН СССР, 1960. 212 с.

Ф а й н ш т е й н Г.Х. Типы осадочных формаций мезозоя и кайнозоя Сибирской платформы и смежных областей. Иркутск, 1971, с.187—206.

И.А.Вылцан, В.И.Стреляев

ЦИКЛИЧНОСТЬ ЛИТОГЕНЕЗА И КООРБОРАЗОВАНИЕ

Корообразование как геологический процесс представляет собой явление, которое определяется целым рядом факторов. Ведущее место среди них в формировании кор выветривания принадлежит: 1) минеральной субстанции или вещественному составу исходных горных пород; 2) тектонической активности области; 3) климатической зональности; 4) геоморфологическим элементам; 5) геологическому времени<sup>1)</sup>.

Указанные факторы влияют на все другие, являющиеся второстепенными, менее существенными, например, на структуры, текстуры, характер деформаций, степень метаморфизма горных пород и т.п.

Нетрудно видеть, что проблема корообразования представляет собой многоплановое геологическое явление, которое можно изучать с разных сторон: генетической, морфологической, пространственной или палеогеографической и ретроспективной или историко-геологической.

Последняя из перечисленных сторон имеет особое значение, поскольку она дает возможность перекинуть мост (благодаря принципу актуализма) с современной эпохи корообразования на древние эпохи. Установление периодической повторяемости эпох корообразования способствует выявлению

---

<sup>1)</sup> Термин "геологическое время" употреблен в связи с тем, что продолжительность явлений может быть определена пока только в значении относительном.

связи между ними и геодикличностью. Цикличность в истории развития Земли отражает повторение во времени взаимосвязанных явлений и процессов. Иными словами, геологическая цикличность служит не только и не столько для выяснения стратиграфических уровней, сколько для объяснения их связи с соответствующими эпохами в истории геологического развития конкретных регионов и для прогнозной оценки масштабов корообразования в пределах адекватных структур.

В настоящее время ни у кого, вероятно, не вызывает сомнения то, что такой геологический феномен как корообразование в истории развития планеты обнаруживает ярко выраженный периодический характер. Являясь следствием этапов разрастания суши, находящейся в субэаральных условиях, ослабления в это время скорости дифференциальных колебательных движений (в особенности волновых), уменьшения вертикальных амплитуд, общей тектонической вялости — данные благоприятные эпохи сменяются неблагоприятными обстановками, вызванными другими условиями, другим режимом тектоники, климата и палеогеографии.

Имеющиеся фактические данные и теоретические соображения позволяют высказать мнение, что эпохи корообразования и накопления их продуктов тяготеют к заключительным фазам проявления крупных и крупнейших тектонических циклов, совпадающих в масштабах планеты с инверсией тектонической активности континентальных областей, как во времени, так и в пространстве. Иначе говоря, корообразование и аккумуляция продуктов выветривания наиболее интенсивно происходят на рубежах смены регрессивных движений на трансгрессивные.

Поскольку интенсивность корообразования в определенной мере является функцией величины площадей континентальных условий, то, как ранее показали Н.М.Страхов (1949) и др., в истории геологического развития Земли за счет соотношения регрессивных и трансгрессивных движений наблюдались периодически эпохи благоприятные либо для развития трансгрессий и, следовательно, для формирования осадочных горных пород, либо для развития регрессий и, следовательно, для образования мощных кор выветривания и аккумуляции их продуктов.

Однако эти первые попытки ограничивались сравнительно мелкомасштабными, хотя и весьма важными, событиями в истории Земли, не выходящими за рамки внутриземных факторов в фанерозое, на долю которого приходится 1/8 доступного времени изучения истории развития земной коры.

В данное время все настойчивее прокладывают себе путь гипотезы, позволяющие охватить и высказать предположение о связи планетарных геологических событий, в том числе и корообразования, с циклическим ходом геологической истории Земли, начиная с глубокого архея (Бубнов, 1960; Балуховский, 1966; Казаринов, 1972; Тамразян, 1964; Хаин, 1973 и др.).

Суть этих гипотез заключается в том, что важнейшие геологические события и процессы типа планетарных циклов тектогенеза, влияющих, в свою очередь, на определенное соотношение трансгрессий и регрессий и, следовательно, на существование эпох корообразования, тесно связаны и зависят не только от внутриземных, но и космических факторов. В числе последних одно из главных значений имеет орбитальное вращение Солнечной системы вокруг центра Галактики — известное под названием "галактический год", продолжительность которого по разным данным изменяется от 165 до 250 млн. лет, что связано с явлением акселерации, т.е. периодическим уменьшением галактического года. Аномалистический же год — год прохождения Солнечной системы через ближайшую точку орбиты Солнца к центру Галактики или перегалактий — определяется в 175 млн. лет.

Предполагается (Тамразян, 1964; Фирсов, 1975), что прохождение Солнечной системы через перигалактий и апогалактий, благодаря различиям в расстояниях от центра Галактики и вызываемым возмущениям, по разному опосредуется в тектонической, палеогеографической, климатической и других глобальных явлениях жизни Земли и в проявлении активности геологических процессов.

Особенной интенсивности геологические процессы ( тектогенез и магнетизм), по-видимому, достигали в перигалактийной части аномалистического галактического года — сначала

разломообразование, эффузивный магматизм, а затем складчатость и интрузивный магматизм. Следовательно, в перигалактии реализовывались циклы тектоно-магматической активизации, приводившие, в целом, к разрастанию континентов, к максимуму регрессий на Земле.

С другой стороны, при прохождении Солнечной системы через апогалактическую половину орбиты аномалистического галактического года должны наблюдаться квазистабильные условия, которые применительно к нашей планете сопровождались крупнейшими трансгрессиями — господством седиментогенеза.

Как отмечалось выше, эпохи корообразования занимают промежуточное положение между указанными выше этапами хода развития земных процессов. Иначе говоря, эти эпохи могут предшествовать перигалактическим условиям аномалистического галактического года, либо проявляться после прохождения пунктов кульминации данных условий.

С целью проверки гипотезы о связи эпох корообразования и накопления их продуктов с указанными выше фазами аномалистического галактического года был проведен анализ большого фактического материала по Сибири и смежным площадям, сведенного в атласе палеогеографических карт и ряда оригинальных работ, посвященных периодичности эпох корообразования (Казаринов, 1972; Цехомский, 1974 и др.).

Для получения ретроспективной картины изменения и чередования эпох корообразования необходимо и достаточно вынести на земную шкалу времени последовательность значений времени прохождения Солнца вместе с планетами через перигалактичные и апогалактичные точки орбиты. Последний момент прохождения Солнечной системы через перигалактикий произошел примерно 165 млн. лет назад и совпадал со среднеюрской эпохой. Предшествующий ему перигалактикий момент отстоит от современной эпохи на 340 млн. лет и приходится на вторую половину нижнего карбона, следующий — отстоит от настоящего времени на 515 млн. лет, что соответствует концу верхнего кембрия. Еще более раннее прохождение было 690 млн. лет тому назад — в конце верхнего рифея и т.д.

В свою очередь, апогалактические узлы по времени совпа-

дали со следующими датами ретроспективной истории Земли: самая поздняя от современной эпохи отстоит на 78 млн. лет назад и приходилась на начало верхнего мела, предпоследняя — на 253 млн. лет тому назад, что соответствует верхнепермской эпохе. Следующее прохождение фиксируется на рубеже 427 млн. лет назад, т.е. в среднесилурийской эпохе, а еще более раннее — 603 млн. лет назад — в вендской эпохе и т.д.

Сравнительное сопоставление ретроспективной последовательности перигалактических моментов в эволюции Земли с фактическими данными, т.е. с изменением таких параметров, как модуль континентальности (МК)<sup>1</sup>, коэффициент относительной интенсивности корообразования (КОИК)<sup>2</sup> и трансгрессивно-регрессивный тренд или отношение (ТРО)<sup>3</sup> для значительной территории, включающей Центральную и Западную Сибирь и Северный Казахстан, показывает определенное соответствие между главными эпохами корообразования и теми моментами, когда Земля вместе с Солнцем находилась в перигалактической части орбиты.

В частности, для рассматриваемой территории один из максимумов корообразования, связанный с верхнекембрийской эпохой, приходится на ту часть орбиты, которая находится после перигалактия. Наоборот, корообразование, которое происходило в нижнекаменноугольную эпоху, приходилось на предперигалактий, т.е. предшествовало моменту прохождения Солнечной системы через перигалактий. Аналогичное орбитальное положение Земли существовало в период формирования верхнетриасовой-нижнеюрской коры. В предперигалактийный этап с еще большим опережением шло корообразование в пределах Сибирской

<sup>1</sup>) МК — отношение площади суши (региона континента) для рассматриваемого периода (эпохи) к площади современной суши (региона, континента).

<sup>2</sup>) КОИК — отношение площади суши, где возможно корообразование, к общей площади суши (в рамках рассматриваемого региона).

<sup>3</sup>) ТРО — тенденция изменения величины площади трансгрессии данного периода (эпохи) к площади трансгрессии последнего (конечного) этапа древнего корообразования в пределах рассматриваемого региона.

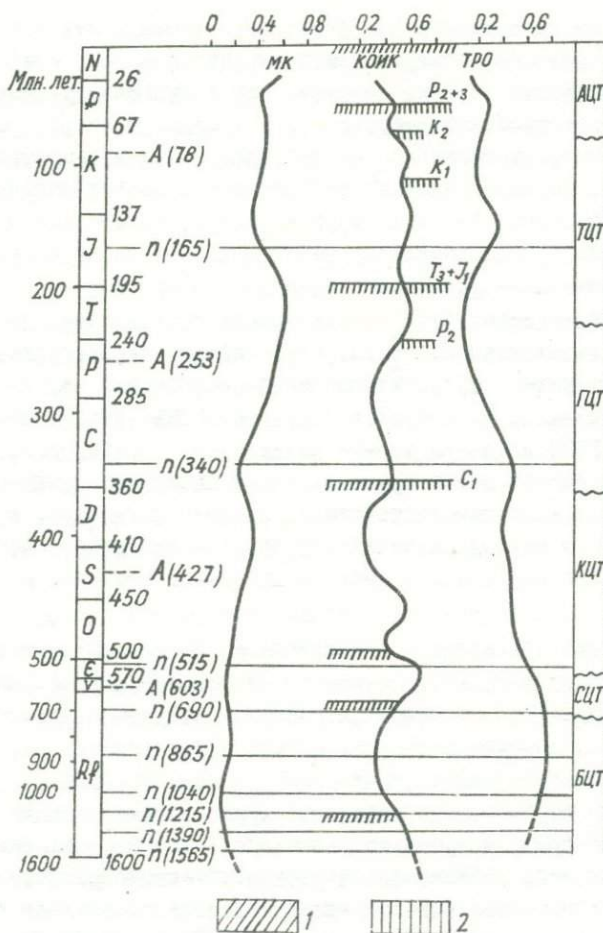
платформы в верхнемеловое и эоценовое время, что можно видеть на рисунке. Следует при этом отметить, что наибольшее по времени отклонение, по сравнению с предшествующими эпохами корообразования, приходится на верхнемеловую (сенонскую) эпоху, которая, в соответствии с рассматриваемой гипотезой, формировалась в соответствии с фазами циклов значительно ранее, так как приходится на послепогоалактическую часть орбиты, когда на Сибирском регионе, в общем, было преобладание трансгрессий, а не регрессий.

Оценивая информативную значимость приведенных коэффициентов, необходимо отметить, что наиболее выразительную кривую, отражающую качественные и количественные изменения в ходе процессов корообразования, дает КОИК. Анализ изменения кривой КОИК показывает, что площади, на которых происходило корообразование в пределах всего Сибирского региона, максимальной величины достигали: в среднем кембрии, в конце девонского периода и начале карбона, в середине – конце триасового периода и в среднем интервале верхнего мела-эоцена.

Другой показатель – ТРQ, исходя из полученных данных, дает более плавную кривую. Пики этой кривой отражают относительное увеличение масштабов регрессий, которые по времени проявления совпадают с перигалактиками и, следовательно, с эпохами корообразования и связанного с ними литогенеза.

Менее выразительно поведение кривой, показывающей изменение во времени третьего параметра – МК. Это связано, прежде всего, со спецификой рассматриваемого региона, контуры которого постепенно увеличивались в фанерозое.

Корообразование как геологический процесс имеет весьма длительную во времени историю формирования. Частные проявления кор могут обнаруживать различную продолжительность времени образования – от нескольких до десятков миллионов лет. Поскольку по фазовому развитию циклов наиболее эффективно корообразование проявляется в последнюю четверть их развития, то наиболее крупные эпохи корообразования прошлого нашей планеты вполне удовлетворительно коррелируются с крупными циклами тектогенеза – байкальским, салзирским, ка-



Соотношение важнейших эпох корообразования Сибири с циклами аномалистического галактического года

Перегалактичные (П), эпогалактичные (А) узлы;

0,2; 0,4 и т.д. - значения коэффициентов (пояснения даны в тексте);

АЦТ, ТЦТ... - циклы тектогенеза (Альпийский, Тихоокеанский и т.д.);

1 - эпохи породообразования; 2 - эпохи корообразования на территории Красноярского края.

ледонским, герцинским, тихоокеанским, альпийским и приходятся на заключительную фазу их развития.

Выявляющееся при этом некоторое смещение в сторону омоложения эпох корообразования связано с тем, что исследователям приходится иметь дело чаще с переотложенными продуктами кор выветривания и реже — с их реликтами. Последние и должны фиксировать более близкое к действительному время корообразования. Кроме того, одной из существенных причин, вызывающих отклонение, является явление аксельрации, которое связывается с продолжительностью галактического года и сказывается на изменении интервалов времени между следующими друг за другом перигалактиями. По-видимому, имеют место и другие причины, которые на данном уровне изучения проблемы не могут быть учтены.

Таким образом, проведенная проверка гипотезы о связи эпох корообразования с условиями, предшествующими перигалактиям или следующими за ними, позволяет сделать вполне оптимистический вывод о существовании между указанными явлениями прямой и тесной связи. Последнее также является одним из существенных фактов, объясняющих не только циклический характер литогенеза, но и распределение крупнейших эпох корообразования в Сибири в фанерозое и верхнем докембрии.

В заключение следует обратить внимание еще на один практически важный вопрос — необходимость установления внутри отмеченных выше крупных циклов тектогенеза циклов меньшего порядка, следы которых обнаруживаются, как правило, в геологических разрезах. Известно, например, что циклам тектоно-магматической активизации — саянскому, каледонскому, герцинскому и т.д. — в осадочном чехле соответствуют формационные ряды с переотложенными продуктами кор в базальных и реликтовых (сингенетичных) преимущественно в поздних членах каждого ряда. Поскольку в рядах по данным различных исследователей присутствует при оптимальных условиях от 4 до 6-7 типовых формаций, то не трудно видеть, что в процессе седиментогенеза зрелыми продуктами, при благоприятных климатических условиях, но сокращенном профиле сформированных формаций, может быть обогащена лишь карбонатная (инверсионная) формация. При

сохранении полного профиля формационного ряда могут встречаться реликтовые коры выветривания и в молассовых формациях. Отсюда следует вывод, что продукты кор выветривания могут присутствовать и присутствуют в разрезах внутри циклов подчиненного ранга, продолжительность которых колеблется от 20 до 45 млн. лет. Подтверждение сказанному обнаруживается в определенной сходимости с данными В.П. Казаринова (1972) по времени формирования осадочных серий.

Обнаружение и выделение в геологических разрезах границ такого рода циклов и соответствующих им по фазовому развитию временных уровней континентального литогенеза, представляет также одну из актуальных задач учения о корях выветривания.

#### Л и т е р а т у р а

Б а л у х о в с к и й Н.Ф. Геологические циклы. Киев, "Наукова думка", 1966, с.1-35.

Б у б н о в С.Н. Основные проблемы геологии. Изд-во МГУ, 1960, с.199-229.

К а з а р и н о в В.П. Осадочные серии как один из основ межрегиональной корреляции разрезов. - В кн: Литолого-геохимические методы корреляции разрезов осадочных толщ Сибири. Новосибирск, "Наука", 1972, с.4-8.

С т р а х о в Н.М. О периодичности и необратимости эволюции редкообразования в истории Земли. - Изв.АН СССР. Сер. геол.", 1949, № 6, с.70-111.

Т а м р а з я н Г.П. Цикличность - отражение развития Земли. - "Природа", 1964, № I, с.107-110.

Ф и р с о в Л.В. Галактическая периодичность в развитии органического мира Земли. - В кн.: Цикличность осадконакопления и закономерности размещения горючих полезных ископаемых. (Тезисы докладов Всесоюзной конф.). Новосибирск, 1975, с.15-17.

Ц е х о м с к и й А.М. О закономерностях размещения полезных ископаемых кор выветривания. - "Советская геология", 1974, № 2, с.55-67.

К ПОЗНАНИЮ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ЛИТОГЕНЕЗА СВОДОВЫХ  
ПОДНЯТИЙ МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ СИБИРИ

На обширных пространствах Южной, Средней и Восточной Сибири континентальный литогенез начал господствовать в верхнем палеозое. В мезозое и кайнозое происходит направленное сокращение областей прогибания и разрастание сводовых поднятий, получивших максимальное распространение на неотектоническом этапе.

Литогенез областей сводового поднятия изучен относительно слабо, так как основное внимание литологов длительное время концентрировалось на отложениях прогибов. Широко развернувшиеся в течение последних 15 лет поисковые работы дали обширный фактический материал, существенно продвинувший наши знания о корях выветривания, типах седиментационных ванн (коллекторов), литологических и минералого-геохимических особенностях отложений областей сводовых поднятий. Вместе с тем, этот материал недостаточно обобщен и законченная, стройная теория литогенеза областей сводообразования еще не создана. Это обстоятельство отрицательно сказывается на прогнозных исследованиях и поисках разнообразных видов рудного и нерудного минерального сырья, известных в отложениях мезозоя и кайнозоя Сибири.

В обстановке неравномерного сводообразования, масштабы которого направленно возрастают от прошлого к настоящему, сохранность продуктов континентального литогенеза достигается во внутрисводовых тектонических депрессиях, в экзогенных структурах (карстовых и контактово-карстовых коллекторах), редко - в космогенных структурах (астролемах). Среди тектонических депрессий преобладают домеловые, являющиеся реликтами обширных прогибов шельфового ряда (Боголепов, 1967). Внутрисводовые мульды и грабены единичны и приурочены, главным образом, к Центрально-Сибирской области сводовых поднятий (Бельско-Рыбинская, Кулаковская, Юрхотинская, Мадашенская и другие структуры). Во многих случаях внутрисводовые мульды интенсивно денудированы, вследствие чего континен-

тальные отложения сохранились только в эрозионных понижениях днищ и бортов мульд.

Представления об условиях образования карстовых депрессий дискуссионны (Пельтек, 1971; Спиринов, 1973; Цыкин, 1970). Работы автора показывают, что карстовые формы на разных площадях закладывались в различное время и пульсационно развивались весьма длительно. Карстовые депрессии образуются как в однородных карбонатах, так и по контакту их с алюмосиликатными породами. Они в различной степени денудированы. Эти факторы в совокупности создают впечатление о качественном разнообразии карстовых форм. Но в подавляющем большинстве случаев обнаруживаются характерные признаки внешнего покрытого карста, который начинает развиваться с поверхности растворимых пород, а в дальнейшем, с остановками и частичной деградацией, формируется под слоем континентальных отложений. Таким образом, это специфические эрозионные структуры, развивающиеся компенсированно в тесной связи с эволюцией кор выветривания и осадконакоплением.

Генетические типы континентальных осадочных образований областей сводового поднятия весьма разнообразны и заметно различаются в тектонических и карстовых коллекторах. В мульдах и грабенах наиболее распространены аллювиальные, озерные, озерно-болотные отложения при подчиненном развитии делювия, пролювия и, как правило, локальном распространении кор выветривания по породам основания. В карстовых коллекторах преобладают делювиальные, пролювиальные образования при подчиненной роли аллювия поверхностных и подземных рек. В контактово-карстовых формах почти повсеместно фиксируется кора выветривания линейного морфотипа. Следует отметить существенное возрастание разнообразия генетических типов отложений от юры до четвертичного периода за счет возрастания роли эфемерных (лессы, почвы) и специфических (карстовых, нивальных) образований.

Относительно полно изучены коры выветривания областей сводового поднятия (Боголепов, 1961; Казаринов, 1958; Поверхности выветривания, 1974 и др.). Фрагменты позднеэриосовой - раннеюрской коры выветривания обнаруживаются боль-

шей частью в погребенном состоянии во впадинах шельфового ряда. Так, относительно широким развитием кора выветривания пользуется в реликтовых впадинах юго-западной части Ангаро-Вилуйского прогиба, по западной и юго-восточной окраинам Западно-Сибирской плиты. Наиболее зрелые типы элювия имеют гидрослюдисто-каолиновый, реже каолиновый состав глинистой фракции.

К меловому и палеогеновому периодам относятся весьма многочисленные останцы мощных зональных кор выветривания, рассредоточенные на обширных территориях центральной и южной частей Центрально-Сибирской области сводовых поднятий и в Алтае-Саянской области. Подавляющее большинство изученных профилей относится к латеритному типу. В то же время Н.А. Лисицной (1973) установлено несколько типов латеритных кор основных пород, существенно различающихся бокситопродуктивностью. Анализ мел-палеогеновых кор выветривания Центрально-Сибирской области по методике Н.А. Лисицной позволяет отнести их к вьетнамскому типу, который не является бокситоносным. Характерные особенности этого типа - большие мощности, хорошо проявленная зональность и вынос 15-30% глинозема из зоны начальных продуктов (в абсолютных количествах).

Отмечающиеся многими исследователями (Боголепов, 1961; Поверхности выравнивания, 1974; Цехомский и др., 1967) коры выветривания олигоцена, неогена и верхнеплиоценового-нижнеплейстоценового возраста не пользуются широким распространением, отличаются относительно низкой зрелостью и, по-видимому, незначительно влияли на континентальный литогенез соответствующих периодов и эпох.

Реконструируя палеогеографические обстановки и воссоздавая минералого-геохимические типы элювиальных профилей, многие исследователи механистически достраивают сохранившиеся части элювиальных профилей за счет коррелятных отложений. В результате получаются ошибочные выводы, так как континентальные отложения проходят стадии диагенеза и в ряде случаев - эпигенеза, в ходе которых исходный состав и структуры претерпевают существенные преобразования.

Сама седиментационная стадия является сложной и растяну-

той во времени, так как отложения первоначально могли накапливаться в промежуточных коллекторах и в дальнейшем перетлагаться. Весьма часто в отложениях устанавливаются ритмы, между которыми могут обнаруживаться перерывы. Это связано с пульсационным развитием сводов, чередованием эпох активных движений и стабилизацией тектонического режима. В хорошо изученных бокситоносных отложениях Ангаро-Енисейской провинции установлено до трех ритмов с соответствующими бокситовыми горизонтами (Пельтек, 1971). Намечается два ритма формирования фосфоритовых месторождений Алтае-Саянской области.

Седиментогенез, приводящий к образованию существенно глинистых и бокситоносных отложений, обычно считается кластогенным. Признается, что в седиментационные ванны механически сгружаются продукты выветривания и денудации суши. Но в эти же коллекторы поступает и жидкий сток, в результате чего могут высаживаться растворенные вещества (карбонаты, фосфаты, кремнезем, гидроокислы марганца, железа и алюминия). За счет приносимых растворами соединений кремния и алюминия в осадке синтезируется каолинит. Так, существует резкая диспропорция в масштабах накопления этого минерала в отложениях и корах выветривания (Верзилин, 1974). Более того, бокситорудный процесс отличается в большинстве случаев упорядоченностью распределения как главных, так и второстепенных элементов по типам вмещающих пород и бокситов, которую невозможно объяснить с позиций чисто кластогенного осадконакопления (Цыкин, 1974).

В озерных и болотных обстановках химико-кластогенный седиментогенез дополняется или даже подавляется биогенным осадконакоплением, в результате чего возникают угли и углистые породы. Иногда (месторождения Сухое, Ибджибек) встречаются углистые породы с высокими содержаниями свободного глинозема.

Рассеянное органическое вещество далеко не всегда сохраняется в отложениях, так как "выгорает", окисляясь кислородом подземных вод. Отсутствие органики часто затрудняет определение возраста отложений и, кроме того, создает впечат-

ление о незначительном влиянии биогенных факторов на седиментацию. Роль живого вещества при процессах выветривания и транспортировке осадочного материала (особенно растворенных форм) представляется весьма значительной. В то же время пока отсутствуют критерии, позволяющие ее оценивать.

Диagenетические преобразования более четко выражены в озерных отложениях, но происходит практически в любых генетических типах континентальных осадков. Остродискуссионным является проблема диагенеза оксидоносных отложений (Лизалек и др., 1971; Пельтек, 1971). Проведившиеся вторым литолого-геохимические исследования позволили сделать заключение, что диагенетическая стадия играет существенную роль в формировании качества и природных сортов бокситов.

Континентальные отложения не выводятся из зоны гипергенеза, вследствие чего здесь продолжают процессы химического выветривания, хорошо заметные по глинизации остроугольных обломков алюмосиликатных пород. С диагенезом связана избирательно проявленная литификация (цементация) пород и бокситов, перекристаллизация дисперсных минералов, образование бобовин, оолитов, конкреций и стяжений, дегидратация, возникает вторичная зональность вмещающих пород, аллитов и бокситов. Аналогичные изменения имеют место и на фосфоритовых месторождениях (Завин, 1975).

С диагенезом связано инфильтрационно-метасоматическое минералообразование, проявленное в зонах геохимических барьеров (по контактам, трещинам, при изменении пористости, pH и Eh среды). За счет него образуются специфические концентрации бурых железняков, железо-марганцевых руд, фосфоритов, кварцитов, а также иногда - залежи метасоматического боксита. Так, на Татарском месторождении рудное тело № 9 залегает в амфиболитах в виде столбообразного, постепенно сужающегося книзу тела. От неизмененных коренных пород боксит отделен переходными зонами, аналогичными коре выветривания, но в данном случае, очевидно, являющимися составными частями реакционной метасоматической колонки. Метасоматическое происхождение автор приписывает псевдоморфным каменистым бокситам плато Широкие Полканы и сухаристым псевдоморфным

бокситам месторождения Центральное, так как в них абсолютные количества глинозема в 2-2,5 раза выше, чем в породах, структура которых сохраняется в боксите.

Инфильтрационно-метасоматические образования залегают в виде жиллообразных, линзообразных, гнездообразных, столбообразных тел, имеющих размеры от весьма небольших до значительных.

Диagenез обычно происходит на фоне движения осадочного материала, так как последний легко переотлагается под действием поверхностных вод и при гравитационных просадках в процессе переуглубления карстовых коллекторов. С этим связаны появление обломков литифицированных пород (каменистого боксита, бурого железняка, кварцита, фосфорита), дробление бобовин, сортировка обломков и бобовин по крупности и другие признаки гравитационной дифференциации осадочного материала. Тем самым усиливается механокластический облик континентальных отложений.

Эпигенетическая стадия проявлена не повсеместно и характеризуется различной интенсивностью. К тому же обычно отсутствуют четкие критерии, позволяющие отделить эпигенетические преобразования от диагенетических. К эпигенетическим изменениям континентальных осадков автор относит изменения, происходившие при климатических и гидрохимических условиях, резко отличных от тех условий, которые существовали на стадиях седиментогенеза и диагенеза. Так, на ряде месторождений фосфоритов (Беллыкском, Телекском) четко фиксируется наложенное латеритное выветривание, приводящее к образованию алюмофосфатной зоны по кальциевым фосфатам (Занин, 1975). Выветривание, ведущее к разрыхлению и силификации бокситов, фиксируется на многих месторождениях Ангаро-Енисейской провинции. К эпигенетическим изменениям, очевидно, относятся неэлювиальное выветривание континентальных отложений, ожелезнение аллювиальных песков и галечников, облессование делювиальных и пролювиальных отложений, карбонатизация, отбеливание бокситоносных отложений и другие преобразования.

Таким образом, отложения областей сводового поднятия ме-

озоя и кайнозоя Сибири, как и все отложения осадочной оболочки Земли, подчинены ритмике и направленности геодинамических процессов, проходят стадии седиментации, диагенеза и эпигенеза при постоянном изменении термодинамической и гидрoхимической обстановок.

Седиментация далеко не всегда является чисто механической, существенное значение, несомненно, имеет синтез минералов из растворов. Активно течет биогенная седиментация, хотя роль живого вещества в формировании состава континентальных отложений остается недостаточно изученной.

Характерной чертой осадков областей сводообразования является гравитационная мобильность, неоднократное перераспределение материала, которое усиливает обломочные структуры и маскирует преобразования.

Диагенез и в ряде случаев эпигенез интенсивно влияют на состав и рудоносность отложений. Представления о подвижности химических элементов при преобразованиях относительны, так как абсолютно инертных компонентов в зоне гипергенеза, по-видимому, не существует.

Еще одна особенность рассмотренных отложений — относительно широкое, хотя и локальное, проявление инфильтрационно-метасоматических процессов, приводящих к возникновению специфических рудных и породных новообразований, которые часто остаются не замеченными.

## Л и т е р а т у р а

Б о г о л е п о в К.В. Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского края. М., Госгеолтехиздат, 1961, 150 с.

Б о г о л е п о в К.В. Мезозойская тектоника Сибири. М., "Наука", 1967. 328 с.

В е р з и л и н Н.Н. О связи глинообразования с выветриванием. — "Вестник ЛГУ. Сер. геол. и геогр.", т.24, вып. 4, 1973, с.3-14.

З а н и н Ю.Н. Вещественный состав фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. Новосибирск, "Наука", 1975. 210 с.

К а з а р и н о в В.П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1958. 324 с.

Л и з а л е к Н.А., Р о м а н о в а Э.К. Генетические типы бокситов Енисейского края. Новосибирск, 1971, с.61-63. (Труды СНИИГТИМС, вып.126).

Л и с и ц ы н а Н.А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М., "Наука", 1973. 228 с.

П е л ь т е к В.И. Месторождения бокситов Енисейского края и Сибирской платформы (Ангаро-Енисейская провинция). - В кн.: Платформенные бокситы СССР. М., "Наука", 1971, с.221-262.

Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР. М., "Недра", 1974, 443 с.

С п и р и н С.Л. О некоторых вопросах классификации месторождений бокситов мезокайнозойского возраста платформенных областей. - В кн.: Новые данные по геологии бокситов, вып.1, М., Изд. ВИМС, 1973, с.81-87.

Ц е х о м с к и й А.М., К а р с т е н с Д.И. Основные эпохи развития кор выветривания в мезо-кайнозойе на Сибирской платформе и их геологические особенности. Новосибирск, 1967, с.120-125. (Труды СНИИГТИМС, вып.66).

Ц ы к и н Р.А. К познанию отложений карстовых депрессий Южной Сибири. - В кн.: Вопросы геологии экзогенного минерального сырья Красноярского края. Красноярск, 1970, с.25-29.

Ц ы к и н Р.А. О генезисе бокситов Нижнего Приангарья. - В кн.: Рудоносность и металлогения структур Енисейского края. Красноярск, 1974, с.32-40.

В.И.Стреляев, И.А.Вылцан, Ю.А.Забилов

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕЛОВОГО И ПАЛЕОГЕНОВОГО  
КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ОСАДКОАККОПЛЕНИЯ В ПРИАНГАРЬЕ

Континентальные верхнемеловые и палеогеновые отложения Приангарья полициклически. Образования различных стратиграфических уровней содержат резко отличающиеся друг от друга спорово-пыльцевые комплексы. Исследования дали возможность установить в составе мел-палеогеновых отложений сенонман-туронскую, сенонскую, датскую и олигоценую толщи, которые соответствуют ритмогоризонтам. Каждый ритмогоризонт отделен друг от друга поверхностями размыва и перерыва. Ритмогоризонт состоит из трех ритмосерий с переменной мощностью от 7 до 12 м. Суммарная мощность ритмогоризонта колеблется от 24 до 34 м, местами до 40 м. (Чадобецкое поднятие).

Строение каждой ритмосерии представляется в следующем виде: нижняя часть ее сложена хлидолитами, песчаными и алевро-песчаными породами мощностью 3-6 м, а верхняя часть - тонко-среднедисперсными глинами мощностью 5-7 м.

Изучая гранулометрический состав пород ритмосерий, можно сделать вывод о закономерном уменьшении величины абсолютных размеров частиц обломочного материала от нижних частей разреза к верхним. Одновременно с этим наблюдается и некоторое изменение в вещественном составе отложений. В ритмогоризонтах отмечается увеличение мономинеральности пород вверх по разрезу при общей тенденции к постепенному уменьшению окатанности и сортировки обломочного материала. Благодаря рит-

мическому (циклическому) строению мел-палеогеновых образований Приангарья, особенности вещественного состава могут многократно повторяться по разрезу.

Отложения просуществовали в континентальных условиях более 100 млн. лет, что не могло не сказаться на некоторых коллоидно-химических и физических процессах внутри отложений, связанных с геологическим временем. При литификации осадков диагенетические процессы, как правило, играли прогрессирующую роль. Результатом преобразования обломочного материала под воздействием многочисленных диагенетических процессов является изменение дисперсности, минералогического состава, структурно-текстурных признаков, в целом, всего внешнего облика пород.

Разнообразный минералогический состав пород ритмосерий (от грауваккового до кварцевого) и дифференциация обломочного материала по разрезам свидетельствуют о размыве различных комплексов пород питающей провинции, располагавшейся в основном к северу от региона в пределах Сибирской платформы и Енисейского края. Отдельные выступы и куполовидные поднятия явились дополнительными местными источниками сноса в момент общего плоскостного смыва обнажающихся древних образований фундамента. Наиболее четко терригенно-минералогические ассоциации устанавливаются для рыхлых мел-палеогеновых пород, сформировавшихся на границе осадочных серий и ритмогоризонтов.

Степень сортировки обломочного материала по разрезу и простиранию весьма неравномерная. Состав смешанно-обломочных и песчано-алевритовых образований повсеместно существенно аркозовый или кварцевый. Повышенное содержание (до 10%) минералов тяжелой фракции и преобладание среди них железистых компонентов свидетельствуют о том, что области питания были представлены литомаржами и латеритами. С севера на юг во всех зонах аккумуляции заметно к кровле уменьшение песчаности пород. Это указывает на то, что области питания терригенным материалом были унаследованы с раннемелового времени и располагались на южных склонах палеовозвышенностей.

Дальность переноса обломочного материала была небольшой (8–12 км), но приуроченность определенного комплекса минералов к определенным ритмосериям, присутствие окатанных обломков турмалина, рутила, гранатов, циркона, грубозернистость пород указывают на то, что мел-палеогеновый рельеф периодически был достаточно расчлененным, а области питания располагались иногда на значительном удалении от областей аккумуляции. Эрозионные циклы и питание обломочным материалом ритмически повторялись во времени и пространстве, в силу чего образования отдельных ритмосерий совсем потеряли связь с материнскими породами. Однако преобладающая тонкозернистость мел-палеогеновых отложений указывает на то, что Приангарье представляло собой нагорье, которое было довольно выровненным.

В нижнемеловое время весь регион представлял собой невысокую область с развитым карстовым рельефом и латеритными корами выветривания начала апте, когда существовал влажный, близкий к субтропическому, климат (Боголепов, 1961).

Верхнемеловое время ознаменовалось повсеместной активизацией тектонических движений, в результате которых регион превращается в ряд зон, благоприятных для денудации и аккумуляции. В этот период значительно усилилась роль пролювиально-делювиальных процессов. Основными источниками питания были близлежащие антиклинории и выступы.

В сенонское время в Приангарье сильно возросла роль элювиально-делювиальных и пролювиальных процессов. В середине сенона происходит спад тектонической активизации и возникают благоприятные условия для накопления озерно-болотных и руслово-старичных осадков. В преддатское время отмечается кратковременный перерыв в осадконакоплении и размыв ранних отложений.

В датское время формируется равнинный саванный ландшафт (Боголепов, 1961; Сеницын, 1967). Наблюдается повсеместное развитие водно-континентальных пород фаций заливных водоемов и пролювиальных фаций. Области сноса несколько отодвинулись от бассейнов накопления.

Между верхним мелом и началом кайнозоя наступает длитель-

ный перерыв, при котором осадконакопление сводится до минимума. При доминирующей роли в составе глин гидрослюдисто-каолинитового агрегата, глинистая составляющая первого ритмогоризонта повсеместно характеризуется присутствием монтмориллонита, а породы подвергнуты процессам выщелачивания, омарганцевания и окварцевания. В границах второго и третьего ритмогоризонтов (сенон и даний) глины отличаются присутствием гидробиотита, вермикулита, бейделлита и накрита. Из аутигенных минералов минералов здесь наблюдаются углистое вещество, гипс, сидерит, ярозит, органическая смола, пиролюзит, лейкоксен и др. Интенсивно проявляются процессы ресилификации и сульфатизации. В конце верхнемелового времени условия накопления в Приангарье меняются в сторону широкого развития водно-континентальных (бассейновых) фаций, основными из которых являются озерные и озерно-болотные. В этот период весь регион превращается в денудационную равнину.

Отложения ниже-верхнемелового времени содержат кварцевые пески, маршалиты, оолитовые железняки и осадочные бокситы. Палеогеографические условия конца мелового периода (сенон-даний) благоприятствовали формированию залежей бурых углей, шамотных и клинкерных глин, концентрации редких и рассеянных элементов. Несколько позже формируются бокситовые залежи, приуроченные к хлидолитам, неотсортированным пескам и алевроитам, а также россыпи рутила, ильменита и лейкоксена.

В палеогеновое время наблюдается господство умеренно-теплого климата с произрастанием липы, вяза, магнолии и ниссы (Боголепов, 1961). При слаборасчлененном рельефе существовали благоприятные условия для развития устойчивых торфяных болот и заболоченных пойм. Континентальные отложения этого периода содержат гончарные, клинкерные глины, бурые угли и минеральные природные краски. В олигоцене благоприятные тектонические и щелочно-кислотные условия среды содействуют мощным процессам десилификации, распространившимся на значительные глубины. Формируются мешковидные и столбообразные бокситовые залежи и пластовые тела сливных кварцитов.

В миоцене отдельные тектонические блоки испытывают резкий

подъем и интенсивный размыв. На разрезах мел-палеогена наблюдается сокращение ритмосерий и выпадение ритмогоризонтов, особенно в пределах Нижнего Приангарья. Унаследовав беспокойный тектонический и гидрологический режим, Нижнее Приангарье испытывало в миоцене многократные размывы и перемывы, что привело к омоложению описываемых образований. В целом, по своему стратиграфическим разрезам мел-палеогенового периода различных частей Приангарья аналогичны.

Выявление основных особенностей континентального осадконакопления в Приангарье на основе химико-литологических исследований позволит улучшить учет многих полезных ископаемых, локализуемых примерно на одних и тех же стратиграфических уровнях Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты.

#### Л и т е р а т у р а

Б о г о л е п о в К.В. Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского края. М., Госгеолгиздат, 1961. 151 с.

С и н и ц и н В.М. Введение в палеоклиматологию. Л., "Недра", 1967. 231 с.

Н.А.Лизалек, Р.С.Родин,  
Л.Г.Смирнова, Ю.Я.Храмов

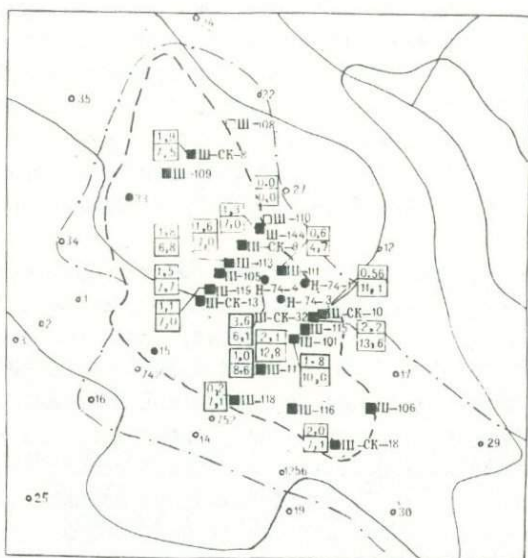
### ПОСТРУДНАЯ ДЕГРАДАЦИЯ БОКСИТОВ НА ТЕРРИТОРИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

На юго-западе Сибирской платформы и в Енисейском кряже проявилась пострудная деградация бокситов в виде их ферритизации, каолинизации и шамозитизации.

Бокситы формировались в мел-палеогеновую эпоху на обширной территории и в самых разнообразных геоморфологических условиях. Продукты разрушения их известны и на останцах высокого траппового плато (Бгатов и др., 1971), и на разных уровнях в пределах аккумулятивно-денудационной равнины (Родин и др., 1967; Кунгурцев, 1972 и др.). Однако, если на останцах высокого траппового плато обломочный бокситовый материал представлен исключительно структурными (по долеритам) высококачественными бокситами, то в пределах Приенисейской аккумулятивно-денудационной равнины бокситы бобового сложения и низкого качества. В бобовых разностях присутствуют включения структурных бокситов, сложенных гиббситом и гетитом и полностью сохраняющих реликтовую структуру долеритов. Размеры включений колеблются от 0,1-0,3 мм в рудах на Осиновском и Нижне-Подсопочном проявлениях и до 30-50 мм на Сухолебяжинском (правобережье бассейна низовий р.Подкаменной Тунгуски). Количество включений структурных бокситов также различно: в Нижне-Подсопочном и Осиновском их содержание не превышает 10-15%, в Сухолебяжинском они слагают порой половину объема породы.

И Нижне-Подсопочное и Осиновское проявления бокситов располагаются на склонах и в основании склонов положительных и, что особенно важно, обособленных форм рельефа. Сухолебяжинское занимает вершину и привершинную часть склона древнего водораздела. Это полностью исключает привнос материала структурных бокситов из каких-либо отдаленных районов, тем более, что обломки угловатые, остроугольные и даже с входящими углами, а слагающие их гетит-гипбоситовое вещество очень пористое (объемный вес 1,6-1,7 г/см<sup>3</sup>) и мягкое (по шкале Мосса - около 3).

Некоторые исследователи считают бокситы Сухолебяжинского проявления чисто осадочным образованием (Пельтек, 1967; Пасова, Спириин, 1967) и в таком случае, включения структурных бокситов естественно было относить к обычной терригенной примеси. Одновременно была высказана точка зрения о латеритном происхождении сухолебяжинских бокситов (Родин и др., 1967). Для определения местоположения источника сноса, поставившего структурные бокситы в Сухолебяжинскую залежь, было подсчитано содержание включений структурных бокситов в рудном материале отвалов шурфов и в керне скважин. Для этого в штучках всех разновидностей руд определялась суммарная длина включений структурных бокситов на единицу площади. Для получения объективной оценки во всех случаях измерялась самая длинная ось включения. Затем по каждой выработке подсчитывался коэффициент встречаемости по формуле  $d = \frac{\ell}{S}$ , где  $\ell$  - суммарная длина замеренных объектов, а  $S$  - площадь штучки, в пределах которой замерялись включения. Значение коэффициента, а также средний размер включений структурных бокситов вынесены на план рудного тела (рис. ). В результате установлено, что изменений размера включений и коэффициента встречаемости в каком-либо направлении не отмечается и, в то же время, максимальные значения этих параметров фиксируются в центральной части залежи. Отсюда следует, что включения структурных бокситов в бобовых рудах Сухолебяжинской залежи являются не терригенным материалом, принесенным издалека, а местным, остаточным, образовавшимся вследствие деградации залежи структурных бокситов.



План рудного тела

- 1 - контур рудного тела Сухолебяжинского бокситопоявления;
- 2 - контур распространения латеритной коры выветривания;
- 3 - скважины (а); шурфы (б), вскрывшие бокситы;
- 4 - шурфы (а), скважины (б), не вскрывшие бокситы;
- 5 - коэффициент встречаемости обломков структурных бокситов (а); средний размер обломков структурных бокситов (б) (в мм).

Петрографическое изучение Сухолебяжинских бобовых бокситов, содержащих включения структурных разностей, показало, что преобразование последних шло, главным образом, по пути замещения гидросита гидроокислами железа. Замещение происходило по многочисленным трещинам и порам с полным уничтожением реликтовых структур долерита. При этом основная масса

кристаллического гиббсита растворялась, без изменения сохранились лишь псевдоморфозы гетита по пироксенам. На подобную трансформацию структурных образований коры выветривания в бесструктурные, бобовые указывал в своей последней работе Ф.В.Чухров (1974), предлагая называть профили выветривания со структурными продуктами - первичными, а профили выветривания, продукты которых потеряли облик исходных пород, - вторичными.

Пострудная шамозитизация бокситов отмечена на Осиновском рудопоявлении. Здесь на оливиновых долеритах развита структурная каолинит-монтмориллонитовая кора выветривания мощностью около 20 м. Каолинит-монтмориллонитовые глины перекрыты гиббсит-каолинитовыми породами, испытавшими перемещение вниз по склону при формировании коры выветривания и повторную латеризацию рыхлого материала (неоэлювий). Аллиты в этом горизонте имеют обломочно-бобовую структуру и сложены гиббситом и шамозитом с примесью каолинита и нордстрандита. Бобовины в основном непрозрачные гематитовые однородные, встречаются маложелезистые бобовины с ядрами структурного боксита по долериту. В зоне каолинит-монтмориллонитовых глин шамозит (по данным М.Ф.Соколовой) не очень четко устанавливается рентгенографическим анализом по наличию рефлекса с  $d = 1,558 \text{ \AA}$ , исчезающего после кипячения образца в 1 N растворе HCl. В верхнем горизонте шамозит составляет 5-7% в глинах и до 50% в аллитах. Последние являются шамозитизированными бобовыми бокситами. Цвет их серовато-зеленый. В шлифах шамозит темно-зеленый, иногда с буроватым оттенком, скрытокристаллический, редко обрывает волокнистые агрегаты. Показатель преломления его колеблется в интервале 1,62-1,63. Количество закисного железа в шамозитизированных бокситах достигает 23%. Рентгенографическим анализом шамозит четко диагностируется по наличию рефлекса  $d = 7,06 \text{ \AA}$ . Шамозит выполняет пустоты и трещины, где нередко занимает промежутки между кристаллами нордстрандита, по трещинам он проникает в гиббситизированные обломки долеритов, частично замещая гиббсит. В отдельных участках шамозит составляет основную цементирующую массу или обрывает непре-

вильной формы пятна. Хлоритизирован в основном алюмогель, раскристаллизованный гиббсит, как правило, хорошо сохраняется, отмечается образование шамозита по нордстрандиту. В некоторых образцах, кроме шамозита, отмечается каолинит в виде вермикулитовых сростков, развитых по алюмогелю и шамозиту.

Интенсивная шамозитизация бокситов, вероятно, объясняется их геоморфологическим положением. Рудопоявление находится на самой низкой (из существующих на этой территории) поверхностях выравнивания с абсолютными отметками 100–150 м, очевидно подвергшейся длительному заболачиванию, что обусловило восстановительную обстановку и высокую подвижность железа.

На месторождениях Чадобецкого поднятия и Енисейского кряжа имеет место каолинизация бокситов, которая сопровождается полным или частичным выносом окислов железа и обелением пород. Бокситы залегают в карстовых и карстово-эрозионных депрессиях (котловинах) и сформировались вследствие латеризации рыхлых, полимиктовых по своему составу, переотложенных в депрессии продуктов кор выветривания (в том числе и бокситоносных) и относятся к неозлювиальным образованиям (Лесгафт, 1967; Лизалек и др., 1969). Характерными особенностями карстовых бокситов являются гетит-гематит-гиббситовый состав и обломочно-бобовая структура, обусловленная, вероятно, гелизацией первичнообломочного материала при латеритном процессе в обводненной среде.

Наиболее четко выраженная каолинизация бокситов установлена в кровле верхней рудной линзы Верхне-Теринского месторождения. Здесь скважиной 808 вскрыт следующий разрез (снизу вверх).

Интервал 23,0–22,1 м. Боксит каменистый коричневый, полнобобовый. Бобовины сложены преимущественно гематитом с примесью маггемита. До 30% бобовин (от общего числа) сложены гетитом и гидрогетитом. Бобовины цементируются тонкодисперсным гиббситом и гидроокислами железа. По химическому составу (табл. I) – это высококачественный железистый боксит. В верхней части интервала в боксите появляются включения као-

линита, который выполняет поры, микротрещины, замещает отдельные структурные элементы боксита. Особенно показательным является образование белых каолиновых "рубашек" вокруг бобовин или обломков. При образовании каолинита в порах, выполненных гиббситом, в первую очередь замещается тонко и мелкозернистый гиббсит. С увеличением степени каолинизации разрушаются "микродрузы" гиббсита, нарощие на стенках пор, они распадаются на отдельные участки, разделенные каолинитом.

Т а б л и ц а    I  
Изменение химического состава пород по профилю  
скважины 808, вес. %

Интервал, м	Название породы	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	TiO <sub>2</sub> <sup>п.м.</sup>
23,0-22,1	Боксит	1,44	39,84	32,78	0,83	6,18 17,98
22,1-20,5	Глина бокситовая	28,39	37,15	9,10	0,20	8,16 15,61
20,5-19,2	Глина каолиновая	28,91	29,84	19,6	0,18	6,53 13,30

Интервал 22,1-19,2. Глина каолиновая рыхлая светло-коричневая, участками светло-серая и белая с реликтовой бобовой структурой. Многочисленные бобовины имеют гетитовый состав и разрушаются при слабом механическом воздействии. Граница между вторичным каолинитом и слабокаолинизированным бокситом ("фронт каолинизации") выражена резко. При удалении от границы бобовины, по мере выноса окислов железа, постепенно обесцвечиваются. Каолинит тонкодисперсный, участками тонкочешуйчатый с розетковидными и вермикулитоподобными агрегатами. В глинистый материал включены сростки корродированных кристаллов гиббсита и мелкие неправильной формы реликты каменистого боксита. В химическом составе каолиновой глины вверх по разрезу наблюдается уменьшение содержания глинозема: бокситовая глина сменяется каолиновой с незначительной примесью свободного глинозема. Обращает внимание высокое содержание в глинах окислов титана, унаследованное от исходного боксита.

Другим примером может служить каолинизация высококремни-

того глинистого боксита на месторождении Сухое Енисейского края. Разрез скважины 308 имеет двучленное строение. Внизу вскрыта кора выветривания по сланцам потоскуйской свиты докембрия ( $R_{3pt}$ ), венчающаяся бокситами. Она расположена по борту карстовой депрессии, образованной в зоне контакта сланцев и карбонатных пород. Выше с размывом залегают рыхлые глинистые продукты подрудного горизонта собственно карстовой бокситоносной толщи.

Верхняя часть погребенного профиля выветривания имеет следующее строение (снизу вверх).

Интервал 48,6-47,8 м. Боксит глинистый высококремнистый желтый и желтовато-красный, бобовый. Характерно, что осветление наблюдается не только для основной массы (цемента), но и для бобовин.

Интервал 47,0-45,5 м. Глина каолиновая белая и желтовато-белая, в кровле желтовато-красная с бобовой структурой. Бобовины рыхлые, желтовато-красноватые.

Т а б л и ц а 2

Изменение химического состава пород по профилю скважины 308, вес. %

Интервал, м	Название породы	$SiO_2$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	$TiO_2$	ппп
48,6-47,8	Боксит глинистый	19,60	46,85	8,60	3,04	21,74
47,8-47,0	Глина бокситовая	23,34	45,75	6,79	2,76	20,83
47,0-45,5	Глина каолиновая	38,87	36,6	6,29	4,15	13,76

В химическом составе пород (табл. 2) наблюдается увеличение вверх по разрезу кремнезема и уменьшение содержания окислов алюминия и потерь при прокаливании. Образующаяся таким путем каолиновая глина отличается (как и в первом случае) высоким содержанием окислов титана.

Каолинизация бокситов имеет место и на других месторождениях Енисейского края. Ранее каолинизация бокситов описывалась на ряде месторождений Европейской части СССР: Урала (Гладковский, Ушатинский, 1960 и многие другие). Однако роль каолинизации в пострудном разрушении месторождений пока недостаточно ясна. Последнее объясняется малочисленностью

и трудностью установления прямых признаков, однозначно свидетельствующих о замещении минералов глинозема каолинитом. Это, в первую очередь, относится к наблюдениям коррозии гибоксита каолинитом и к определению реликтовой бобовой структуры. Структура сохраняется далеко не всегда. При удалении от границы ("фронта") каолинизации окислы и гидроокислы железа, первично слагавшие бобовины, выносятся и бобовины "сливаются" с основной каолинитовой частью породы. Этот критерий свидетельствует о каолинизации однозначно лишь непосредственно у контакта каолинизированных и некаолинизированных пород. Вне зоны контакта достаточно надежных признаков отличия реликтовой бобовой структуры от вновь формирующейся подобной структуры в каолинитовых глинах не имеется. Косвенными свидетельствами каолинизации являются обеление пород, присутствие в рыхлых бобовинах аутигенных гематита и магнетита, что несвойственно для условий каолинитового выветривания, и высокое (унаследованное от бокситов) содержание в глинах окислов титана. Для вторичных, возникших путем каолинизации боксита, глины характерно присутствие большого количества розетковидных и вермикулитоподобных агрегатов каолинита (особенно в порах) и тонкочешуйчатая структура основной массы, но широко распространен и дисперсный каолянит. Структурные различия, установленные А.К.Гладковским и И.Н. Ушатинским (1960) на Тихвинском месторождении для вторичного верхнего каолинитового горизонта и осадочного нижнего на изученных разрезах не проявляется. Последнее обусловлено, вероятно, аутигенным характером каолинита нижних горизонтов, являющихся продуктом выветривания пород на месте.

Однако уже имеющиеся данные показывают, что роль пострудных процессов деградации бокситов на низких уровнях рельефа и в карсте в ряде случаев не менее велика, чем роль процесса физического разрушения бокситов на высоких уровнях — останцах Широкие Полканы, Майгуна и др. Так в результате ферритизации и каолинизации преобразованы в низкокачественные бокситы Сухолембяжинского месторождения, процессами шамозитизации практически уничтожены бокситы Осиновского рудопроявления, каолинизацией в описанных профилях Чадобецкого под-

нения и Енисейского края преобразовано в бокситовые и каолиновые глины 20% и 68% (соответственно) первоначальной мощности рудных тел. Это говорит о необходимости самого пристального изучения пострудной дегградации бокситов и учета ее при поисковых работах.

#### Л и т е р а т у р а

Б г а т о в В.И., К а з а р и н о в В.П., Ш е р м а н М.Л. Перспективы поисков латеритных бокситов в Сибири. — "ДАН СССР", 1971. Т.198, № 2, с.3—11.

Г л а д к о в с к и й А.К., У ш а т и н с к и й И.Н. О каолините в Тихвинских бокситах и в Боровичских сухарных глинах. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала. Свердловск, 1960, с.109—135. (Труды Свердловского Горного ин-та, вып.35).

К у н г у р ц е в И.И. Нижнеподсопочное проявление латеритных бокситов (приустьевая часть Подкаменной Тунгуски). Новосибирск, 1972, с.61—64. (Труды СНИИГТИМС, вып.148).

Л е с т в а ф т А.В. Бокситоносные отложения восточной части Енисейского края. Новосибирск, 1967, с.19—32. (Труды СНИИГТИМС, вып.58).

Л и з а л е к Н.А., Р о д и н Р.С., Р о м а н о в а Э.Е. Образование латерит-бокситов в карстовых депрессиях (на примере некоторых разрезов Центральной Сибири). Новосибирск, 1969, с.28—41. (Труды СНИИГТИМС, вып.88).

П а с с о в а Ф.Г., С п и р и н С.Л. Геологические предпосылки поисков залежей бокситов в юго-западной части Сибирской платформы. Новосибирск, 1967, с.33—44. (Труды СНИИГТИМС, вып.58).

П е л ь т е к Е.И. Типы месторождений бокситов Сибирской платформы и некоторые особенности их формирования и размещения. Новосибирск, 1967, с.3—18. (Труды СНИИГТИМС, вып.58).

Р о д и н Р.С., Г и л ь к и н В.Н., Г е л е ц я н Г.Г. Латерит-бокситы Сибирской платформы. Новосибирск, 1967, с.45—59. (Труды СНИИГТИМС, вып.58).

Ч у х р о в Ф.В. Коры выветривания как источник материала некоторых осадочных руд. — "Изв.АН СССР, Сер.геол.", 1974, № 12, с.5—25.

В.М.Желинский, В.Н.Коробицына

ЭВОЛЮЦИЯ ФАЦИАЛЬНЫХ И ТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК  
МЕЗОЗОЙСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ЛИТОГЕНЕЗА ЮЖНОЙ  
ЯКУТИИ И ПЕРСПЕКТИВЫ БОКСИТОНОСНОСТИ

С мезозойским этапом континентального литогенеза связаны основные запасы ископаемых углей Якутии, в том числе и все запасы каменных углей Южно-Якутского бассейна. Комплексное изучение угленосной толщи Южной Якутии позволяет проследить эволюцию фациальных и тектонических обстановок мезозойского седиментогенеза, выделить наиболее благоприятные из них для формирования мощных и выдержанных на площади залежей и установить тип угленосной формации. Кроме того, в результате обнаружения повышенных содержаний глинозема в базальных слоях угленосной толщи появилась возможность предварительно оценить перспективы бокситоносности этой территории.

Накопление угленосной толщи началось в раннемеловое время и продолжалось непрерывно до конца раннемеловой эпохи. Весь комплекс осадков, накопившихся с начального момента мезозойского седиментогенеза до стадии инверсии, представляет собой единый крупный осадочный цикл мощностью свыше 3500 м (рис.1). В его разрезе наблюдается последовательная и закономерная смена отложений одного генезиса другим. Трансгрессивная часть цикла охватывает нижнюю половину угленосной толщи. Она начинается аллювиально-пролювиальными образованиями базальных слоев ихтинской свиты, которые вверх по разрезу постепенно сменяются аллювиальными отложениями, затем озерными осадками дурейской свиты. Максимуму трансгрессии

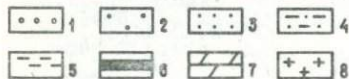
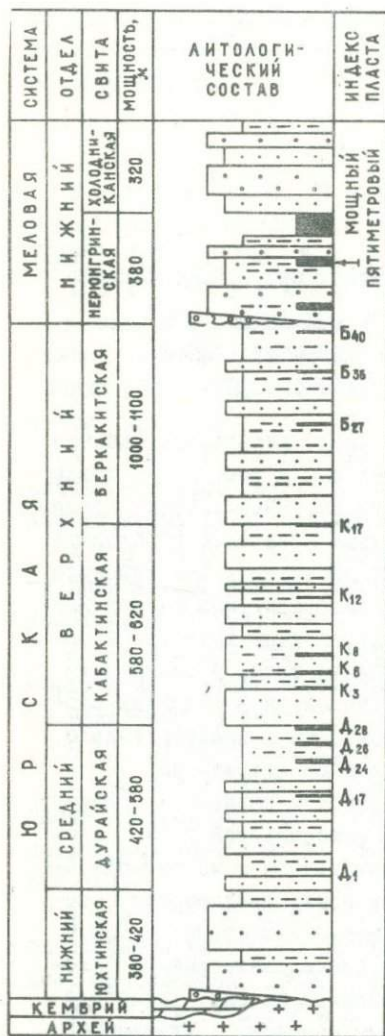


Рис. I. Литолого-стратиграфический разрез угленосной толщи южной Якутии

1 - конгломераты;  
 2 - гравелиты и крупнозернистые песчаники; 3 - средние и мелкозернистые песчаники; 4 - алевролиты; 5 - аргиллиты; 6 - угли; 7 - доломиты; 8 - кристаллические породы фундамента.

соответствуют Бассейновые отложения кабактинской свиты.

Регрессивная часть цикла начинается озерными осадками беркакитской свиты. Выше они сменяются аллювиальными отложениями нерюнгринской свиты. Завершают разрез регрессивной части цикла аллювиально-продлювиальные образования холодниканской свиты, т.е. те же по генезису отложения, которые слагают основание угленосного комплекса (юхтинская свита).

Тектонические обстановки также изменялись во времени. Накопление юрских осадков происходило в Предстановом предгорном прогибе в условиях медленного погружения территории под воздействием недифференцированных тектонических движений земной коры. Формирование угольных пластов в этот период связано с заболачиванием побережий озер (дурайский и беркакитский типы) и крупных прибассейновых низменностей (кабактинский тип), т.е. в типичной паралимнической обстановке. В раннемеловое время произошли блоковые движения по разломам фундамента, приведшие к разобщению единой области седиментации на отдельные впадины и разделяющие их поднятия. В этот заключительный этап накопления угленосной формации, в условиях обособления межгорных впадин, происходило образование наиболее ценных в промышленном отношении мощных и сверхмощных залежей нерюнгринского генетического типа.

Установленные признаки угленосной формации Южной Якутии позволяют отнести ее к паралимническим формациям предгорных прогибов и межгорных впадин.

В геологическом разрезе Южной Якутии имеется несколько стратиграфических перерывов. Один из них охватывал весьма продолжительный интервал времени — с кембрия по триас включительно. В течение всего этого периода, или по крайней мере значительной его части, обширная территория, включающая Адданский щит и зону карельской складчатости Станового поднятия, представляла собой слабо расчлененную область денудации, на которой происходило формирование древних кор выветривания.

Палеозойские и раннемезозойские коры развивались по двум типам пород: по карбонатным образованиям кембрия (северная

и центральная часть региона) и по алюмосиликатным породам кристаллического фундамента (на юге). В первом случае выветривание сопровождалось интенсивным выщелачиванием карбонатов с образованием карстовых полостей, в которых накапливались наиболее устойчивые компоненты кембрийских пород. Коры выветривания этого типа известны в Центрально-Алданском районе (Казаринов, 1969; Силин, 1972). Одновременно на кристаллических породах фундамента теоретически должно было происходить формирование преимущественно латеритных кор выветривания. Такое предположение уже высказывалось исследователями, однако ни остаточные коры этого типа, ни переротложенные их продукты до сих пор не обнаружены в Южной Якутии. Это обстоятельство связано с тем, что палеозойско-триасовые коры выветривания сохранились лишь на отдельных участках, прогноз распространения которых на площади нельзя дать без предварительного анализа мезозойского и пост-мезозойского этапов геологического развития региона.

Имеющийся фактический материал позволяет считать, что осадконакопление в Южной Якутии возобновилось в раннеюрское время. Оно происходило в пролювиально-аллювиальных условиях и сопровождалось размывом и переротложением продуктов, слагавших верхние части сформировавшихся к тому времени древних кор выветривания. Сохранившиеся от размыва нижние зоны этих кор перекрывались юрскими и нижнемеловыми осадками.

В конце раннемеловой эпохи начался общий подъем территории и размыв накопившихся осадков. В настоящее время на большей части рассматриваемой площади размывы не только мезозойские отложения, но и погребенные под ними коры выветривания, залегающие как на закарстованной поверхности кембрийских карбонатных пород, так и на архейских метаморфических образованиях. Поэтому остаточные коры выветривания палеозойско-триасового возраста могли сохраниться только в впадинах и грабенах под чехлом юрско-меловых осадков, а продукты перемива этих кор следует искать в базальном горизонте мезозойского угленосного комплекса.

Имея это в виду, мы детально изучили разрез базальных

слоев угленосной толщи по керну разведочных скважин и в обнажениях в районе пос.Чульмана. Нижнеюрские отложения залегают здесь на размытой поверхности кембрийских доломитов. Последние в зоне контакта интенсивно ожелезнены по трещинам и порам. Для них характерно рассеянное окварцевание и избирательное окремнение. У поверхности размыва доломиты постепенно переходят в зеленовато-серые выветрелые аргиллиты, содержащие мелкие конкреционные образования кремнисто-кварцевого состава. Эти породы представляют собой остаточную кору выветривания кембрийских доломитов, сохранившуюся от размыва в неровностях доюрского рельефа. Аргиллиты полностью утратили текстуру материнских пород и по существу являются нерастворимым остатком доломитов, представленным наиболее устойчивыми компонентами (табл., образец 1,2).

Т а б л и ц а  
Химический состав пород базальных слоев нижней юры Южной Якутии (район пос.Чульмана), %

№ обр.	Порода	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
1	аргиллит коры выветривания	16,36	1,25	0,57	1,70	0,07	9,41
2	—"	21,44	1,90	1,12	0,65	0,08	5,54
3	гравелит	0,86	0,04	0,33	0,86	0,04	0,30
4	песчаник	4,58	0,14	0,20	3,16	0,10	4,05
5	—"	13,30	0,41	0,36	1,08	0,43	10,24
6	—"	23,20	0,28	0,41	0,83	0,15	7,78
7	аргиллит углистый	39,30	1,54	0,81	0,25	0,04	2,50
8	—"	16,95	1,04	3,47	0,50	0,11	7,74
9	алевролит углистый	29,28	0,78	0,70	0,29	0,05	6,92

Примечание: Анализы выполнены в химической лаборатории ЯГУ, аналитик Г.Ф.Помазова.

Аргиллиты коры выветривания перекрыты нижнеюрскими отложениями, разрез которых начинается слоем (2 м) плохо сортированных песчаников и гравелитов с гальками и валунами вы-

ветрелых доломитов. Породы этого слоя характеризуются высокой минеральной зрелостью. В них среди породообразующих минералов преобладает кварц (60-75%) и микроклин. Из акцессориев развиты только наиболее устойчивые - циркон (60-90%), турмалин, апатит, ильменит. Глинистая часть цемента песчаников представлена преимущественно деградированными гидрослюдами.

На песчаниках залегает пачка черных углистых аргиллитов и алевролитов, мощностью 15-20 м. В составе аргиллитов, по данным рентгеноструктурных анализов, преобладает каолинит и метагаллузит. Гидрослюды встречаются в незначительном количестве. Химические анализы показывают высокие содержания в них глинозема и некоторых других компонентов (табл., образец 7-9).

Высокая минеральная зрелость песчаников и гравелитов, значительные концентрации глинозема в аргиллитах и алевролитах при одновременно низком содержании железа свидетельствуют о том, что в составе пород базальных слоев нижней юры существенная роль принадлежит переотложенным продуктам латеритных кор выветривания. Остаточные коры этого типа, с которыми могут быть связаны промышленные запасы бокситов, следует искать под чехлом мезозойских осадков в районах, где угленосный комплекс залегает непосредственно на кристаллических породах фундамента (рис.2).

Перспективными в отношении бокситоносности представляются южные окраины Чульманской и Токинской впадин, грабены Гонамского района, Верхне-Тимптонский грабен.

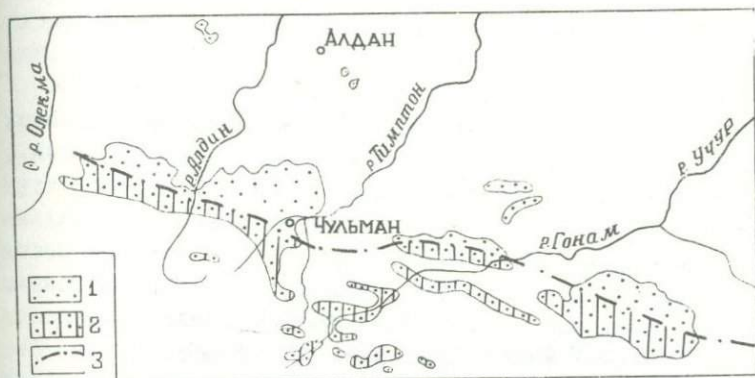


Рис.2. Схема распространения мезозойских угленосных отложений Южной Якутии.

1 - мезозойские угленосные отложения; 2 - площади, перспективные в отношении бокситоносности; 3 - южная граница распространения кембрийских отложений.

#### Л и т е р а т у р а

К а з а р и н о в А.И. К вопросу о генезисе золоторудных месторождений куранехского типа. - В кн.: Золоторудные формации Дальнего Востока. М., "Наука", 1969, с.125-135.

С и л и н И.И. Закономерности размещения мезозойских магматических пород и золоторудных месторождений в Центральном-Алданском районе Южной Якутии. - В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. М., "Наука", 1972, с.275-282.

А.М.Мухина, Т.К.Ломоносова  
ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ  
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД НИЖЕТРИАСОВОГО  
ВОЗРАСТА ЮГА ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

На юге Тунгусской синеклизы в бассейнах рр.Нижней Тунгуски, Илимпей и Таймуры широко распространены вулканогенно-осадочные отложения тутончанской и корвунчанской свит нижнего триаса.

Комплексное изучение этих пород дало возможность проследить минеральные преобразования вулканокластического материала во времени и выявить особенности новообразования глинистых минералов. Глины в толще вулканотерригенных пород встречаются в виде пластов различной мощности (до 2-5 м) и являются цементом в туфах, туфопесчаниках, туфогравелитах и туфоалевролитах, замещая вулканическое стекло тонкообломочной фракции. Цемент по структуре поровый, базальный, пленочно-поровый, реликтовый, псевдоморфного замещения. Кроме того, глинистые минералы образуют прожилки, выполняют жеоды и трещины в породах жерловых и околожерловых фаций, а также в зонах метасоматически измененных туфов. Замещение стекла терригенно-эффузивных пород глинистым материалом, преимущественно монтмориллонитом, является региональным процессом, широко распространенным в пределах исследованного района. Масштабы такого замещения различны и зависят от ряда факторов, таких как гидротермальный метасоматоз, диа- и катагенетические изменения, выветривание.

Среди глинистых минералов, встречающихся в различных ли-

тологических типах пород, выделено четыре генетических типа: гидротермальный, диагенетический, эпигенетический и гипергенный.

Гидротермальные глинистые минералы обнаружены непосредственно в жерловых и прижерловых фациях палеовулканов в долине р. Нижней Тунгуски (проявление Кулинда, урочище Аян). Палеовулканы располагаются вдоль разломов фундамента. Гидротермальный метаморфизм интенсивно проявлен в породах околужерловых и жерловых фаций, представленных агломератовыми спекшимися туфами с вулканическими бомбами. Изменение пород происходило под влиянием хлоридно-натриевых вод, химический состав которых сменился во времени. В процессе метасоматоза туфопесчаников, туфоалевролитов и туфоаргиллитов образовались пласты и горизонты глин, протяженностью 50–300 м. Глины сложены монтмориллонитом с примесью цеолитов (натролита, десмина, гейландита и анальцима) и карбонатами. В обнаженных частях разрезов непосредственно около вулканического жерла окраска глин кирпично-красная, постепенно сменяющаяся к окраине на кремовую и зеленовато-серую.

Глины жирные, пластичные на ощупь. При петрографических исследованиях в них обнаруживается реликтовая витрокластическая структура. В кирпично-красных глинах не сохраняется контуров обломков вулканического стекла. Основная часть аргиллизированной породы состоит из разноориентированных агрегатов диоктаэдрического монтмориллонита с незначительной примесью гидрослюда. По мере удаления от жерла, в связи с ослабленным влиянием гидротермальных растворов, уменьшается и степень преобразования вулканического стекла, обломки которого сохраняют первичные контуры.

Около урочища Аян в глинизированных туфех содержание монтмориллонита достигает 50%, остальная часть породы представлена полуразложившимися зернами основного плагиоклаза, гялобазальта, гидроокислами железа, кальцитом и цеолитами.

Карбонатизация и цеолитизация проявились в заключительную стадию аргиллизации и являются процессами, наложенными на более ранний метасоматоз. На это указывает повсеместное развитие цеолитов и карбонатов по аргиллизированному вулка-

ническому стеклу, частое образование инкрустаций, замещающих монтмориллонит. Самостоятельные выделения карбонатов и цеолитов отмечаются лишь в породах, обладающих значительной пористостью. Влияние более низкотемпературной гидротермальной фазы сказалось и на обменном комплексе глин, в котором преобладающими становятся катионы кальция и магния. Парагенезис новообразованных глинистых минералов с низкотемпературными цеолитами и карбонатами доказывает проявление неоднородного низкотемпературного метасоматоза.

В скарнированных породах и жерловых брекчиях, наряду с описанными минералами, обнаружен железистый сапонит (табл.1). Он образует агрегаты, выполняющие трещины и внутреннюю часть миндалин в хлорит-кальцитовых скэрнах и измененных долеритах, а в жерловых туфобрекчиях - жезды, размером 3 x 5 см. Его химический состав (табл.2) близок составу железистого сапонита из Мацэ в Японии.

Наряду с гидротермальными глинами, залегающими *in situ*, в бассейне р.Нижней Тунгуски, в устье Лаврушкинской Умочки, обнаружены перестроенные гидротермальные монтмориллонитовые глины, залегающие на вулканотерригенных породах. Горизонт глин мощностью около 3 м прослеживается на расстоянии 50 м. Монтмориллонитовые глины (табл.1) содержат до 15% алевритовой примеси, состоящей из кварца, плагиоклаза, гиалобазальта и обломков створок диатомей. Осадочный генезис глин подтверждается их пелитовой структурой, наличием неизменной терригенной примеси и остатков диатомей.

В мелководных водоемах в стадию диагенеза глинистые минералы образовывались по витрокластическому материалу. Среди слоистых отложений озерных фаций формировались прослой туфогенных аргиллитов с реликтовой структурой. Вероятно, это были пресные и слабосоленые бассейны озерного типа с переменными значениями кислотно-щелочного потенциала вод. В осадках бассейнов среди туфогенно-осадочных пород встречаются прослой гипса и кольцита. С точки зрения В.И.Копорулина (1975), формирование монтмориллонита по вулканическому стеклу в стадию диагенеза происходило в условиях низких значений рН иловых растворов тех фацциальных обстановок, в которых накопи-

Таблица I

Рентгенометрические константы глинистых минералов из пород вулканогенно-осадочной толщи (фракция < 0,001 мм)

Глины гидротермальные						Переотложенные гидротермальные глины	Диagenетические глинистые минералы	Гипергенные глинистые минералы			
Проявление Кулин-да		Проявление Аян		Железистый сапонит							
Г	dA°	Г	dA°	Г	dA°	Г	dA°	Г	dA°	Г	dA°
0.0с	14,8	10	15,2	10	14,2	10	13,66	7ш	14,3	2	9,9
1	10,1	1	5,03	5	7,1	5	10,01	3	4,65	2ш	7,2
1	5,0	5	4,53	2	4,98	2	5,00	2	3,97	2	4,63
8	4,55	8	4,18	5	4,55	9	4,51	2	3,76	4	4,21
8	4,15	3	3,75	2	3,64	5	4,10	3	3,32	2	3,97
3	2,70	3ш	2,56	7	3,30	4	3,69	7	3,17	6	3,68
5	2,60	5	1,507	1	3,04	3	3,35	4	2,99	1	3,48
5	2,52			2	2,74	4	3,12	1	2,73	10	3,31
3	2,21			3	2,64	4	2,88	1	2,63	7	3,17
4	1,71			3	2,54	9	2,60	2	2,50	2	2,93
9дв.	1,50			3	2,43	7	2,45			1	2,50
				2	2,28	3	2,28			3	2,43
				1	1,916	3	2,14			3	2,27
				3	1,739	2	1,83			1	2,23
				4	1,688	5дв.	1,67			4	2,11
				10	1,533	1	1,536			3 дв.	1,985
						10	1,50			7	1,809
										1	1,789
										2	1,892
										3	1,659
										7	1,534

вался пепловый материал. Глинистые минералы представлены диоктаэдрическим монтмориллонитом с примесью гидрослюда и смешаннослойной фазы хлорит-монтмориллонита (табл.1).

Диagenетические процессы часто приводили к возникновению пизолитовой структуры в глинизированных вулканогенно-осадочных породах. Образование поликонцентрических пизолитов, вероятно, связано также с процессами изменения осадка в условиях высокого температурного градиента в бассейнах седиментации вулканических областей.

В эпигенетически измененных вулканогенно-осадочных породах тонкопелитовая фракция представлена несколькими ассоциациями глинистых минералов: монтмориллонит, хлорит; монтмориллонит, хлорит, гидрослюда и смешаннослойным образованием хлорит-монтмориллонит.

Дифрактограммы тонкопелитовой фракции дают сложную серию рефлексов: 15,5; 9,4I; 9,83; 7,63; 7,14; 4,67; 4,04; 3,7I; 3,35; 3,2I, характерных для полиминеральных смесей. Хлорит встречается преимущественно в нижних горизонтах вулканогенно-осадочной толщи. Химический состав эпигенетических ассоциаций глинистых минералов контролируется количественными соотношениями новообразованных минеральных разновидностей (табл.2).

Изученная часть разреза терригенно-эксплозивных пород находится в зоне неглубокого погружения, поэтому изменение вулканического стекла базальтового состава в раннем катагенезе завершалось в основном монтмориллонитовой стадией. Хлорит и гидрослюда сохраняются в качестве реликтовых минералов; часто монтмориллонитизация приводила к образованию смешаннослойных фаз гидрослюда-монтмориллонит и хлорит-монтмориллонит. Большинство дифрактометрических кривых тонкопелитовой фракции терригенно-эксплозивных пород дает незначительные пики в области 7Å и ряд дублетов, характерных для каолинита. Каолинит встречается чаще всего в виде незначительной примеси. Породообразующим он становится только в зоне гипергенеза. Сохранившиеся реликты мед-палеогеновых кор выветривания, как правило, маломощны, гипергенные минералы в них представлены в основном каолинитом и галлуа-

Т а б л и ц а 2

Химический состав тонкопелитовой фракции пород вулканогенно-осадочной  
толщи, %

Окислы	Неизменные вулканотер- ригенные по- роды	Гидротермальные глины			Переотло- женные гидротер- мальные глины	Диогене- тические глинистые минералы	Эпигенети- ческие глинистые минералы
		<u>Проявление Кулинда</u>		Железистый сапонит			
		Около жерла	В удалении от жерла				
SiO <sub>2</sub>	52,70	42,98	47,66	39,50	51,43	46,62	47,90
TiO <sub>2</sub>	1,05	1,84	1,44	0,02-0,93	1,23	1,00-0,86	1,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,83	19,00	10,54	6,51	11,74	12,29	13,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,05	20,04	17,82	16,40	13,73	13,70	11,50
FeO	3,60	0,19	1,05	8,18	0,61	1,90	0,63
MnO	0,13	0,13	0,19	0,20-0,59	0,13	0,15	0,18
MgO	6,15	2,13	9,01	12,30-16,03	5,22	4,82	7,63
CaO	4,85	0,74	1,79	1,12-3,5	1,45	4,05	4,19
Na <sub>2</sub> O	5,00	0,12	0,30	0,20	0,87	2,36	1,42
K <sub>2</sub> O	0,85	0,77	3,69	0,08-0,18	4,27	0,27	2,62
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	5,32	5,18	4,5-6,5	6,28	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	4,67	10,92	7,65	11,14	8,64	6,32	4,3
Сумма	98,88	98,86	100,84		99,31		
Емкость поглощения		56,4	55,36		78,84		

зитом (табл. I).

Таким образом, тонкопелитовая фракция, возникшая за счет преобразования туфов гиалобазальтов, туфопесчаников и туфо-алевролитов, различна по своему генезису и минеральному составу. Вулканотерригенные породы прошли сложный путь постседиментационных преобразований, в которых участвовали гидротермальные, диагенетические, эпигенетические и гипергенные процессы. Гидротермальные монтмориллонитовые глины на юге Тунгусской синеклизы связаны с центрами вулканических извержений и образовались в поствулканическую стадию под влиянием палеогидротерм. В процессе низкотемпературного метасоматоза образовывался диоктаэдрический монтмориллонит, содержащий в обменном комплексе натрий. Под влиянием высокоминерализованных гидротерм, обогащенных железом и магнием, формировался железистый сапонит. За счет переотложения аргиллизированных туфов образовывались горизонты монтмориллонитовых (бентонитовых) глин с емкостью поглощения около 80 мг/экв на 100 г породы.

Диагенетические процессы проявились в частичной монтмориллонитизации пеплового материала и в образовании пизолитовых структур. Глинистая составляющая в эпигенетически измененных породах, как правило, полиминеральна и отличается повышенным содержанием калия и магния за счет слюд и хлорита. В корях выветривания преобладают каолинит и галлуазит.

Факторы постседиментационных преобразований вулканогенно-осадочных пород в значительной степени изменили их первоначальный состав и привели в ряде случаев к образованию бентонитовых глин. Наиболее перспективные участки для поисков бентонитовых глин, по-видимому, располагаются в узлах пересечения глубинных разломов на юго-восточном борту Тунгусской синеклизы, где происходила наиболее низкотемпературная метасоматическая аргиллизация вулканотерригенных пород, незначительное их переотложение и накопление глин в озерных водоемах.

#### Л и т е р а т у р а

К о п о р у л и н В.И. Формирование цеолитовых пород в туфогенных формациях некоторых районов Северо-Востока СССР. М., "Наука", 1975, с.122-138.

В.К.Маслов, Т.К.Ломоносова,  
Л.П.Тигунов

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ  
ПОРОД И БОКСИТОВ БАЙКАЛЬСКОЙ СЕРИИ  
(Западное Прибайкалье)

На вероятную бокситоносность пород байкальской серии среднего-верхнего рифея (голоуспенская, улунтуйская и качергатская свиты) указывал еще Ю.К.Горецкий (1960), по рекомендации которого в 1960-63 гг. в Западном Прибайкалье были проведены поиски бокситов. Эти работы не дали положительных результатов и интерес к ним в значительной мере был утрачен. В последние годы в поле распространения отложений байкальской серии обнаружен ряд проявлений высокоглиноземистых пород и бокситов, расположенных на нескольких стратиграфических уровнях. Наиболее изученные проявления приурочены к кровле и нижней части верхней подсвиты голоуспенской свиты.

В рифее складчатого обрамления Сибирской платформы выделено несколько эпох корообразования (Жабин, Казанский, 1971), с одной из которых связаны отложения голоуспенской свиты и сопоставляющиеся с ней осадочные породы других районов, где известны проявления бокситов или минералов свободного глинозема (Васильев и др., 1972; Жабин, Казанский, 1971; Коноплев, 1971).

В составе верхней подсвиты голоуспенской свиты в Западном Прибайкалье впервые выявлено рудопроявление бокситов рифейского возраста (Маслов, 1974), расположенное в 5 км к

югу от устья р. Голоустной. Линзовидно-пластовые тела бокситов мощностью до 1,5 м и протяженностью по простиранию до 35 м залегают на закарстованной поверхности слоистых строматолитовых доломитов. Они состоят из гиббсита или из гиббсита с примесью галлуазита и согласно перекрываются черными аргиллитами. В бокситах сохранились признаки, типичные для пород осадочного происхождения: трещины усыхания, седиментационная брекчия, представленная высококачественным бокситом или аргиллитом, не содержащим минералов свободного глинозема, горизонтальная и волнисто-линзовидная слоистость, обусловленная переслаиванием бокситов с черными аргиллитами, песчаниками или глиноземсодержащими породами желтого и темно-серого цветов.

В этом же обнажении обнаружены гнездово-прожилковые тела, сложенные алюминитом, метаалюминитом и гиббситом. Они резко отличаются от линзовидно-пластовых бокситов по минеральному составу, морфологии тел, структуре, текстуре и цвету.

Существует несколько точек зрения на происхождение высокоглиноземистых пород этого рудопоявления: латеритная кора выветривания (Попов, Донцов, 1972), нормально осадочные породы рифейского возраста (Маслов, 1974) и современные или мел-палеогеновые инфильтрационные образования. Основным возражением против рифейского возраста и осадочного происхождения бокситов является их гиббситовый состав и присутствие гнездово-прожилковых образований гиббсита, алюминита и метаалюминита, что, по нашему мнению, указывает на процессы их вторичного (экзогенного) происхождения в мел-палеогеновое или более позднее время. Возможно, некоторая часть гиббсита в линзовидно-пластовых телах имеет рифейский возраст. Правомерность такого предположения подтверждается находками гиббсита в рифейской коре выветривания Русской платформы (Левченко и др., 1975) и в древних осадочных породах Алтае-Саянской складчатой области (Васильев и др., 1972). На междуречье рр. Голоустная-Бугульдейка высокоглиноземистые породы на значительном расстоянии строго приурочены к одним и тем же стратиграфическим уровням, что также является доказательством их осадочного генезиса. Так, в пади Ср. Хомуты

на крутом (30-50°) юго-восточном склоне Приморского хребта вскрыты:

	Мощность, м
Нижняя подсвита	
1. Песчаники кварцевые грубозернисто-гравелистые . . . . .	30-50
2. Тонкое (I-15 мм) переслаивание грубозернистых песчаников и красноцветных гиббсит-галлуазитовых аргиллитов . . . . .	4,0
Верхняя подсвита	
1. Гиббсит-галлуазитовые глины и аргиллиты коричневого цвета с прослоями (до 95 см) почти черных разностей, обогащенных гиббситом (до 48% глинозема) . . . . .	11,0
2. Интервал, перекрытый современным крупно-глыбовым делювием . . . . .	4-6
3. Онколитовые, строматолитовые и брекчиевые доломиты . . . . .	90,0

В составе отложений Байкальской серии выделяются два типа высокоглиноземистых образований: 1) бокситы и глиноземсодержащие глинистые, карбонатные и железисто-карбонатные осадочные породы рифейского возраста, часто гидратированные и ресилифицированные более поздними экзогенными процессами; 2) молодые гнездово-прожилковые инфильтрационно-метасоматические скопления гиббсита, алюминита и метаалюминита.

Для подтверждения генетической связи высокоглиноземистых пород первого типа с вмещающими их разностями проведена статистическая обработка фактического материала. Все породы разделены на 6 литологических типов (таблица I). Для каждого типа вычислены коэффициенты корреляции между элементами (окислами) по методу многогранговой парной корреляции (Боровиков и Бурков, 1968), средние значения элементов и геохимические параметры. На основании полевых наблюдений и расчета геохимических показателей ( $B/Ca$ ;  $MgO/CaO$ ;  $FeO/Fe_2O_3$ ;  $K_2O/Na_2O$ ;  $MnO/MgO$ ) все породы выстраиваются в определенный ряд (от I до VI), характеризующий смену прибрежных континентальных фаций на мелководно-морские. Наиболее сложные корреляционные связи характерны для высокоглиноземистых по-

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ТИПЫ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕИРФИЙСКИХ ПОРОД БАЙКАЛЬСКОЙ СЕРИИ

Т а б л и ц а I

Породы, мощность	Минеральный состав тонкопелитовой фракции								Структура	Текстура	Фациальные условия образования
	гиббсит	геллузит	кволинит	слюда	хлорит	элементарно-окисленный каолинит	окислы железа	элементит			
I. Глинистые песчаники и песчаные аргиллиты, до 30 м.	+	-	+	+	+	-	-	-	Пелитовая, алевроитовая, псаммитовая	Горизонтальнослоистая, реже косослоистая с волноприбойными завалами	Прибрежная равнина периодически заливаемая морем
II. Аргиллиты, иногда песчаные, часто гематитовые, до 50 м.	-	+	I	-	-	-	+	-	Тонкопелитовая, иногда псаммитовая	Горизонтальнослоистая, массивная, мелкие складки оползания	Прибрежные озера
III. Железисто-карбонатные породы и анкеритовые доломиты,	+	+	-	+	+	+	+	-	Мелко-тонкомикрокристаллическая	Тонкослоистая, брекчьевая, трещины усыхания	Прибрежные озера и лагуны
IV. Бокситы, до I,5 м	+	+	-	+	-	-	+	-	Гелевая, коллоидная, микрообовая	Землистая, горизонтальнослоистая, брекчьевая, трещины усыхания	Закарстованная поверхность, лагуны
V. Аллиты, до II м	+	+	+	+	-	-	+	-	Гелевая коллоидная		Закарстованная поверхность, лагуны
VI. Аргиллиты, алевроитовые и песчаные аргиллиты, до 40 м	-	-	-	+	+	-	+	-	Пелитовая, алевроитовая,	Горизонтальнослоистая, массивная, иногда трещины усыхания	Мелководно-морские
VII. Известковые доломиты, до 250 м	-	-	-	+	-	-	-	-	Средне- мелко-тонкокристаллическая	Массивная, слоистая, брекчьевая, онколитовая, строматолитовая	Мелководно-морские
VIII. Гиббсит алевроитовые породы	+	-	-	-	-	-	-	-	Микрозернистая, радиально-лучистая	Массивная	Кора выветривания.

Примечание: + присутствует, - отсутствует.

род (тип IV), приуроченных к осадкам лагунных фаций.

По корреляционным связям во всех литологических разностях выделены две ведущие ассоциации элементов: с повышенной (Ni, Co, Zn, Mn, Ca, Fe, Mg) и пониженной (Ti, Cr, Ca, V, Pb, K, Si) концентрацией к центру ряда пород на фациальном профиле. Между элементами внутри каждой ассоциации наблюдается высокая положительная, а между элементами разных ассоциаций — высокая отрицательная связи, с некоторыми вариациями. К вышеназванным ассоциациям в разных породах примыкают Zr, Cu, Ba, Sr, Al, Na, P, содержания которых подвержены меньшим изменениям, либо проявляют черты как первого, так и второго типов распределения на фациальном профиле. Характерно, что в континентальных и прибрежно-морских песчаных аргиллитах алюминий имеет высокую связь с элементами второй ассоциации; с удалением от берега Al разрывает с ними связь и примыкает к первой ассоциации и особенно к Ni. Наибольшей степени связь между Al и Ni, а также Ca и Mg с Al и Ni достигает в высокоглиноземистых породах, где эти элементы, возможно, образуют общие минеральные формы.

Все породы, независимо от литологического состава, характеризуются высокой степенью зрелости, что подтверждается как абсолютными значениями содержаний в них глинозема (тип I до 32%, тип II до 24%, тип IV до 56%, тип V до 26%), так и коэффициентами зрелости. При этом наблюдается обратная зависимость величины показателей зрелости (кроме  $K_2O/Al_2O_3$ ) от изменения содержаний элементов второй ассоциации и прямая — первой ассоциации, наибольших значений все показатели зрелости достигают в высокоглиноземистых породах.

Изменение содержания  $Na_2O$  и отношения  $K_2O/Al_2O_3$  на фациальном профиле, вероятно, связано с двумя причинами: нарушением корреляции зрелости пород с  $K_2O/Na_2O$  при увеличении роли морской среды и существованием двух источников при осадконакоплении, одним из которых служили высоkozрелые продукты выветривания, а другим — материал эндогенного происхождения (вулканический пепел и др.).

Таким образом, два разных метода (изучение корреляционных связей между элементами и анализ распределения элементов на фациальном профиле) дали возможность установить, что ни в одной из разностей пород, в том числе высокоглиноземистых, не выявлены ассоциации элементов, типичные для латеритных кор выветривания.

Глиноземсодержащие породы рифейского возраста резко отличаются от гнездово-прожилковых гиббсит-алюминитовых образований как по показателям, приведенным в таблице I, так и по содержанию микроэлементов. Наиболее характерными элементами (окислами) являются  $Ni$ ,  $Co$ ,  $K_2O$ ,  $P_2O_5$ ,  $MnO$ , повышенные содержания которых в рифейских бокситах трудно объяснить как с точки зрения латеритного, так и инфильтрационного происхождения. В то же время по содержанию элементов и их корреляционным связям нет принципиальной разницы между бокситами и вмещающими их породами, не испытавшими влияния молодых экзогенных процессов. Имеющиеся различия могут быть объяснены разной фациальной средой их образования. Наиболее близкие геохимические характеристики отмечаются для бокситов и анкеритовых доломитов, относящихся к одному фациальному типу осадков (таблица I). Следовательно, пластовые тела бокситов не могут быть отнесены ни к латеритной коре выветривания, ни к инфильтрационным образованиям, а являются породами осадочного происхождения.

По типу связей между элементами средне-верхнерифейские бокситы Западного Прибайкалья близки бокситам Южного Тимана, которые по мнению В.Я.Броневого (1974) имеют хемогенно-осадочное происхождение. Он считает, что перенос  $Al$  происходил в кислой среде, а наиболее благоприятными для его осаждения являлись условия повышенной карбонатной щелочности. Такие условия должны были существовать в лагунах с растворенным  $Ca$  и  $Mg$  или на поверхности карстующихся карбонатных пород. О вероятности образования бокситов байкальской серии в таких условиях свидетельствует факт постоянной их приуроченности либо к карстовым поверхностям на известняках и доломитах, либо к лагунным отложениям. При этом, некоторая часть алюминия могла образовывать комплексные гли-

ноземисто-карбонатные (алюмогидрокальцитовые?) осадки. На это указывает повышенное содержание глинозема в карбонатных разностях и карбонатной углекислоты в гиббсит-галлуазитовых породах, а также высокая корреляционная связь алюминия с кальцием и магнием в бокситах.

Объяснением вышеизложенных фактов может служить предположение о том, что согласованное изменение концентраций элементов первой и второй ассоциаций в ряду пород на фациальном профиле зависело от соотношения в них растворенной и обломочной фаз, а роль хемогенно-осадочного процесса по мере удаления от берега возрастала, достигая максимума в лагунах. Осаждение алюминия и элементов первой ассоциации здесь значительно опережало осаждение элементов второй ассоциации (в том числе кремния), что и приводило к образованию минералов свободного глинозема.

Такая схема бокситообразования согласуется с кислым типом выветривания (Казанский, 1973) и повышенной геохимической подвижностью алюминия (Страхов, 1962) в рифее.

Образование средне-верхнерифейских бокситов в Западном Прибайкалье, так же как и вмещающих их пород, было связано с переотложением высокозрелых продуктов выветривания с островных поднятий, существовавших в разные периоды байкальского времени вблизи современного выхода голоустенской и улунтуйской свит. Наиболее благоприятными бассейнами для бокситообразования являлись лагуны и карстовые поверхности, развивавшиеся на карбонатных породах.

Первичная природа высокоглиноземистых пород пока не ясна. Возможно это были гиббситовые, бемитовые или алюмокарбонатные осадки. Однозначно этот вопрос может быть решен только с помощью бурения, так как все изученные проявления в настоящее время находятся в зоне гипергенеза, где минеральный состав бокситов и глиноземисто-карбонатных отложений изменен молодыми экзогенными процессами. Выветривание привело к образованию минеральных ассоциаций не характерных для пород рифейского возраста (гиббсит, алюминит, метаалюминит и галлуазит).

Относительно большие мощности высокоглиноземистых по-

род (более II м) и присутствие бокситов с высоким кремневым модулем (6-8) свидетельствует о вероятности обнаружения в составе байкальской серии промышленных залежей бокситов или глиноземисто-карбонатных пород.

### Л и т е р а т у р а

Б р о н е в о й В.А. Теоретическая модель гумидного выветривания и некоторые вопросы бокситообразования.- В кн.: Рудоносные коры выветривания. М., "Наука", 1974, с.307-317.

Б о р о в и к о в Л.И., Б у р к о в Ю.К. Корреляционный анализ закономерностей распределения малых элементов для решения вопросов седиментогенеза.- В кн.: Генезис и классификация осадочных пород. М., "Наука", 1968, с.128-135.

В а с и л ь е в Б.Д., И в а н к и н Г.А., П а н о в П.С., Ч у д и н о в с к и х В.А. К поискам глиноземного сырья и железных руд в геосинклинальном докембрии Маринской тайги.- В кн.: Вопросы географии Кузбасса и Горного Алтая. Вып.6, Новокузнецк, 1972, с.33-43.

Г о р е ц к и й Ю.К. Закономерности размещения бокситовых месторождений. М., 1960. 256 с.

Ж а б и н В.В., К а з а н с к и й Ю.П. Главнейшие уровни кор выветривания в докембрии Сибири.- "Тр.Сиб.НИИ геол., геофиз. и минеральн.сырья", 1971, вып.126, с.55-58.

К а з а н с к и й Ю.П. Сопоставление основных особенностей выветривания и осадконакопления в рифее и дорифее.- В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973, с.39-41.

К о н о п л е в С.П. Глинистые минералы в отложениях карагасской и оселковой серии Присаянья.- В кн.: Палеогеографические условия формирования полезных ископаемых на юге Сибирской платформы. Иркутск, 1971, с.101-109.

Л е в ч е н к о С.В., Б о б р о в Е.Т., В о л о ч а е в Ф.Я., Щ и п а к и н а И.Г. Докембрийские коры выветривания Русской платформы, условия их образования и перспективы рудоносности.- Матер.Всес.семинара "Коры выветривания докембрия и связь с ними полезные ископаемые". М., 1975, с.72-75.

М а с л о в В.К. О бокситоносности голоуспенской свиты верхнего протерозоя (Западное Прибайкалье). - "Геология и геофизика", 1974, № II, с.44-50.

П о п о в Ю.Г., Д о н ц о в С.Г. О находке латеритной коры выветривания в Западном Прибайкалье: В кн.: ~~Материал~~ конф. молодых научных сотрудников (тез. докладов). Иркутск, 1972, с.10-11.

С т р а х о в Н.М. Основы теории литогенеза. Т.И.М, "Наука", 1962, 574 с.

В.А.Буряк, В.А.Ощепков

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЗОЛОТОНОСНЫХ  
ТОЛЩ (ПАТОМСКОЕ НАГОРЬЕ)

Центральная часть Ленского района, сложенная докембрийскими слабометаморфизованными толщами, вызывает пристальное внимание геологов в связи с поисками рудного золота. Все известные золоторудные месторождения района не имеют видимой связи с магматическими образованиями. Об их происхождении высказываются весьма различные точки зрения. Однако все они сводятся к тому, что рудопроявления имеют четкий литологический контроль, заключающийся в приуроченности рудных тел к пачкам тонкого ритмичного переслаивания сланцев и алевролитов с подчиненным количеством песчаников, обогащенных органическим "углистым" веществом, магнизиально-железистыми карбонатами и сульфидами.

На основании петрохимических пересчетов нами предпринята попытка изучения химических особенностей отложений, с целью реконструкции условий формирования первичных осадков и выявления источников обломочного материала. Для этого использовались пересчеты более 200 химических анализов пород различных литологических типов, принимающих участие в строении валкутинской, имнянской, аунакитской, вачской, авангрской, догалдынской и илигирской свит, относящихся к патомской серии верхнего протерозоя. Результаты пересчетов сведены в таблицы и графики.

Характерной особенностью толщи, слагающей центральную часть Ленского района, является ритмично-циклический характер

наслоения, как результат проявления гидродинамического и тектонического факторов осадконакопления, разнообразный типовой набор пород, проявление сульфидной и карбонатной минерализации. В целом выделяются три типа пород: терригенные, терригенно-хемогенные и терригенно-вулканогенные. Наиболее широко распространены терригенные породы. Они представлены кварцевыми, полевошпат-кварцевыми, кварц-пселевошпатовыми песчаниками, алевролитами, сланцами, часто сохраняющими осадочную структуру. Цвет пород серый различных оттенков от светло-серого до темно-серого, почти черного. Терригенно-хемогенная ассоциация пород более характерна для свит, обогащенных известковыми отложениями; имняхской, анангской, илигирской. Она представлена мраморами, песчанистыми известняками, известковыми и известковистыми песчаниками, алевролитами, сланцами. Цвет пород, в зависимости от состава, от желтовато-белого, кремового до серого. Терригенно-вулканогенные породы в основном характеризуют догалдынскую и отчасти анангскую свиты, что отмечается многими исследователями на основании петрографического и геологического изучения. К этому типу относятся грубозернистые полимиктовые породы зеленовато-серого, зеленого цвета. Для их петрографического состава характерно наличие обломков эффузивов среднего состава. В последнее время высказываются мнения о наличии вулканогенного материала в валухтинской свите. Исходя из анализа результатов петрохимического пересчета, химических особенностей, можно предполагать наличие пеплового материала в валухтинской, имняхской и илигирской свитах, хотя прямых, достоверных признаков его присутствия не обнаружено.

Эти три типа пород - терригенные, терригенно-хемогенные и терригенно-вулканогенные - принимают участие в строении всех свит, но в разных соотношениях, что и обуславливает химические особенности каждой из свит.

Прежде всего следует отметить, что для пород всех свит, кроме имняхской и догалдынской, характерны пересыщенность глиноземом и насыщенность кремнием (табл. I). Некоторый недостаток глинозема и кремния для имняхской и догалдынской свит можно объяснить существенно известковым составом для первой и полимиктовым, типично-грузвакковым составом для



второй. Особое положение занимают породы вачской, аунакитской свит, в которых кварцевое число Ниггли "qz" выше, чем в других свитах в 5-10 раз. Такое пересыщение отложений этих свит кремнеземом увязывается с петрографическим составом пород. Вачская и аунакитская свиты сложены тесно переслаивающимися кварцитами, слюдясто-кварцевыми, полевошпат-кварцевыми песчаниками, алевритами, углисто-слюдясто-кварцевыми, углисто-кварцевыми сланцами.

Существенно кварцевый состав и довольно высокая степень дифференциации (рис. I) указывают на образование этих отложений в процессе размыва и длительной транспортировки продуктов выветривания. Это же подтверждается рядом других па-

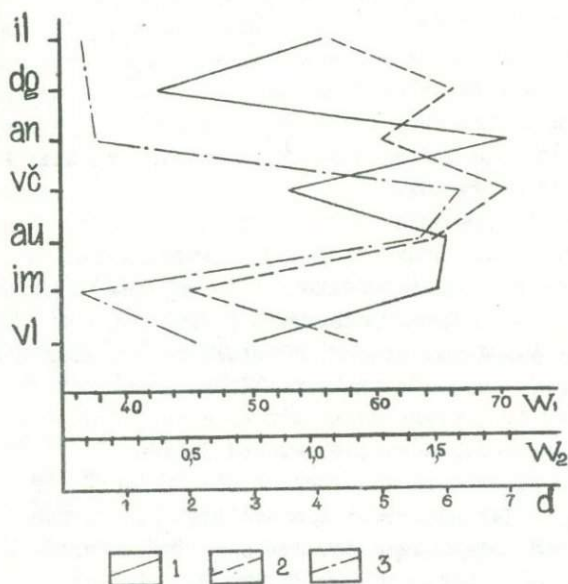


Рис. I. График изменения дополнительных параметров А.А.Предовского

1 - интенсивность выветривания ( $w_1$ ); 2 - распространенность продуктов кор выветривания ( $w_2$ ); 3 - степень дифференциации ( $d$ )

раметров; сравнительно большой ролью калия в сумме щелочей, низким содержанием железа и низкой мегнезиальностью, большим различием величин отношений  $TiO_2/Al_2O_3$  для псаммитовых и пелитовых пород (табл. I). Кроме того, образование отложений вачской свиты, как предполагается некоторыми исследователями, происходило в резко восстановительной обстановке в глубоководных частях бассейна. На это указывают тонкозернистый кремнистый состав, обогащение пород "углистым" веществом и осадочно-диагенетическими сульфидами, почти полное отсутствие окисного железа в химических анализах пород.

Остальные свиты характеризуются более разнообразным набором пород по петрографическому составу, широким распространением граувакковых пород и, соответственно, меньшей степенью дифференциации.

Из них можно выделить имняхскую, илигирскую, частично ачангскую свиты, в строении которых значительную роль играют карбонатные породы: известняки, известковые песчаники, алевролиты, сланцы. Химический состав и петрохимические параметры отложений этих свит колеблются в широких пределах, но ближе к параметрам догалдынской и валухтинской свит, нежели аунакитской и вачской.

Валухтинская и догалдынская свиты сложены породами терригенного состава, при этом отложения валухтинской свиты дифференцированы в несколько большей степени, чем отложения рассматриваемых свит. Это отражается довольно широким распространением слюдисто-кварцевых, полевошпат-кварцевых песчаников, особенно в средней подсвите. Догалдынская свита более разнообразна по составу слагающих ее пород, при этом в ней больше граувакковых и туффитовых песчаников.

Сравнительно малая степень механической и химической дифференциации отложений этих свит проявляется при пересчете средних химических анализов пелитовых пород на глинистые минералы по методу О.М. Розена (1970) с дополнениями по В.И. Филипповскому (1973). После пересчета остается значительное количество щелочей, которое хорошо уравнивается, если допустить присутствие в первичном осадке калий-натровых полевых шпатов (табл. 2).

Т а б л и ц а 2

Исходный состав пелитовых пород по О.М.Розену с  
дополнениями по В.И.Филипповскому

Свита	Вес предполагаемых компонентов осадочного аналога, %									
	Гидрослюдастая Глина	МОНТОРИЛЛОНИТО- вая Глина	Каолинистая Глина	Доломит	Кальцит	Шамозит	Свободные окислы железа	Калишпат	Альбит	Кремнезем
Илигирская	57,0	25,5	-	-	-	-	-	1,8	6,8	8,9
Догалдын- ская	-	-	33,4	2,4	-	20,4	-	17,8	18,4	7,8
Анангская	44,5	46,3	-	-	-	-	-	-	-	9,2
Вачская	18,3	-	-	-	-	-	-	-	-	81,7
Аунакит- ская	44,5	-	13,1	-	-	7,4	-	2,4	3,6	29,0
Имняхская	35,7	41,4	-	3,8	5,1	-	1,9	-	-	12,1
Валухтин- ская	39,3	41,4	-	-	-	-	1,0	5,9	4,6	7,8

Это подтверждается и другими параметрами: высокие магнезиальность и высокое содержание железа, сравнительно небольшая роль калия в сумме щелочей, малое различие величин отношений  $TiO_2/Al_2O_3$  для псаммитовых и пелитовых пород (табл. I).

Нами также сделана попытка восстановить первоначальный состав глинистых отложений, которые претерпели региональный метаморфизм и превратились в углисто-слюдисто-кварцевые, углисто-слюдистые сланцы. Для этого сравнивались средние химические составы пелитовых пород (сланцев, алевросланцев, филлитов) с химическими составами различных типов глин по А.Б.Ронову и З.В.Хлебниковой (1957), сделаны литохимические пересчеты на осадочные компоненты. Из всех построений и пересчетов видно, что среди глинистых отложений наиболее широко были распространены морские глины преимущественно гид-

рослюдистого, гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. Известковые сланцы имняхской свиты по химическому составу ближе всего к глинам засоленных лагун и озер аридной зоны (рис.2). Это следует и из карбонатности сланцев, подтверждаемой при литохимическом пересчете.

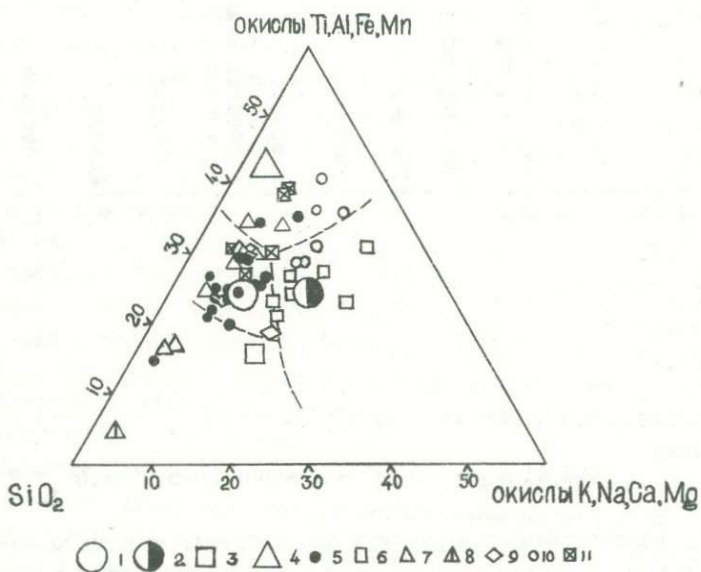


Рис.2. Сравнение средних химических составов пелитовых пород с различными генетическими типами глин:

1 — морские глины; 2 — глины засоленных лагун и озер аридной зоны; 3 — континентальные глины холодного и умеренно холодного климата; 4 — континентальные глины влажного и жаркого климата (по А.Б.Ронову и З.В.Хлебниковой); 5-11 — химические составы пелитовых пород для свит; 5 — валухтинской; 6 — имняхской; 7 — аунакитской; 8 — вачской; 9 — анангрской; 10 — догалдынской; 11 — илигирской

Пелитовые породы догалдынской свиты по химическому составу довольно резко отличаются от аналогичных пород других свит. При литохимическом пересчете рассчитывается значительное содержание обломочных компонентов (кальцит, альбит, кварц) с примесью каолиновой глины (33,4%). При сравнении с различными генетическими типами глин пелитовые породы догалдынской свиты невозможно отнести к какому-либо определенному типу, так как они занимают промежуточное положение между континентальными глинами влажного и жаркого климата и глинами засоленных лагун и озер аридной зоны.

Исходя из всего вышеизложенного можно сказать, что накопление отложений центральной части Ленского района происходило, вероятно, в условиях обширного мелководного морского бассейна. Движения земной коры временами приводили либо к изоляции бассейна седиментации, в результате чего накапливались терригенно-хемогенные карбонатные осадки, либо к погружению дна бассейна и накоплению более глубоководных кремнистых тонкозернистых отложений типа вачской свиты. Повышение тектонической и вулканической активности к концу протерозоя привело к отложению грубозернистых, туффитовых пород, встречающихся в анангской, догалдынской и, возможно, в илигирской свитах. Допуская наличие туффитового материала в валухтинской и имняхской свитах, можно предполагать проявление вулканической активности в конце времени осадконакопления каделиканской подсерии.

В периоды спокойной тектонической обстановки накапливались осадки, сложенные выветрелым, хорошо дифференцированным в химическом и механическом отношениях материалом.

При повышенной золотонности всех пород, наиболее продуктивными являются те из них, которые сложены терригенным, сравнительно слабо дифференцированным полимиктовым материалом. Породы, сложенные известковым, либо сильно выветрелым, хорошо дифференцированным материалом, менее золотонны.

## Л и т е р а т у р а

П о л у н о в с к и й Р.М., Б е л е в ц е в а А.И. Некоторые вопросы литологического изучения метаморфической толщи Центрального Приазовья. - В кн.: Проблемы осад.геол. докембрия. М., "Недра", 1971, с.99-107.

П р е д о в с к и й А.А. Реконструкция первичного состава метаморфизованных супракрустальных образований по петрогенным элементам. - В кн.: Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л., "Недра", 1971, с.17-28.

Р о з е н О.М. Пересчет химических анализов седиментогенных кристаллических сланцев на компоненты осадочной породы": "Сов.геология", 1970, № 7, с.31-44.

Р о н о в А.Б., Х л е б н и к о в а З.В. Химический состав важнейших генетических типов глин.- "Геохимия", 1957, № 6, с.8-12.

Ф и л и п п о в с к и й В.И. К использованию литохимического метода исследования первичной природы кристаллических пород докембрия. - В кн.: Литология и осад.геология докембрия (X Всесоюзное литологическое совещание. Тезисы докладов). М., 1973, с.205-207.

Ч е т в е р и к о в С.Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. М., Госгеолтехиздат, 1956, 246 с.

С.С.Красинец

КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ВЕРХНЕМЕЗОЗОЙСКИХ  
ТЕРРИГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Верхнемезозойские ( $J_2-K_1$ ) терригенные формации Забайкалья относятся, по Н.М.Страхову (1960), к типу гумидной угленосной формации межгорных котловин. Такой вывод хорошо подтверждается литологическими и палеоботаническими индикаторами гумидного климата, характерными для верхнемезозойских отложений этого региона.

Однако наряду с типичными и широко распространенными литогенетическими парагенезами пород, свойственными гумидным формациям (полимиктовые сероцветные породы, угленосность, низкая карбонатность и др.), в верхнем мезозое Забайкалья имеются своеобразные грубообломочные красноцветные отложения. Такие красноцветы, развитые в межгорных впадинах Западного Забайкалья, и ассоциирующие с ними сероцветные породы В.М.Скобло и Н.А.Лямина (1972) выделили в особую серо-красноцветную псефитовую пролювиальную аридную редкометальную формацию, которая, по их мнению, отвечает аридному (или, возможно, семиаридному) типу литогенеза. Упомянутые исследователи считают, что зона засушливого климата существовала в Забайкалье с поздней кры до Готтерива и за это время мигрировала в северо-восточном направлении из юго-западных районов Западного Забайкалья на Витимское плоскогорье.

Вывод В.М.Скобло и Н.А.Лямина о наличии в Забайкалье в указанное время аридных климатических условий на первый взгляд согласуется с более общими палеоклиматическими реконструкци-

ями, свидетельствующими о планетарной аридизации климата в поздней юре и неокоме (Синицын, 1967; Страхов, 1960). Однако региональные палеоботанические и некоторые другие материалы, которые будут рассмотрены ниже, свидетельствуют о существовании на территории Забайкалья в течении всего позднего мезозоя гумидного климата. В связи с этим красноцветные отложения, присутствующие в отдельных верхнемезозойских впадинах Забайкалья, следует считать образованиями гумидного литогенеза. Напомним, что сами по себе красноцветные отложения не являются прямым индикатором существования во время их накопления аридных климатических условий. Как справедливо отметил Ф.Б.Ван Хутен (1968, с.421), "Красноцветные отложения как группа не имеют прямого значения в качестве показателей климата". Более того, А.И.Анатольева (1969, 1971) на примере анализа красноцветов позднего докембрия и кембрия Сибирской платформы и других регионов показала, что типично красноцветные формации могут принадлежать не только аридному, но и гумидному ряду формаций. Исследования А.И. Анатольевой подтвердили справедливость ранее сделанного А.Л. Яншиным (1953) более общего вывода о необходимости различать красноцветные формации двух типов — аридных и гумидных. Следовательно, при палеоклиматических реконструкциях красноцветные образования следует применять только в совокупности с другими геологическими индикаторами древних климатов.

Как известно, основываясь на комплексе геологических и геоботанических показателей древних климатов, Н.М.Страхов (1960) и В.М.Синицын (1967) произвели палеоклиматические реконструкции в планетарном масштабе. Используя эти построения, можно охарактеризовать климатические условия Забайкалья в самом обобщенном виде (табл.) и сделать следующие выводы.

Планетарные изменения климата, происходившие в мезозое и выразившиеся сменой эпох аридизации (ранний и средний триас, поздняя юра и неоком) эпохами его гумидизации (поздний триас, лейас, доггер, апт-альб), не оказали существенного влияния на климатические условия Забайкалья, на территории которого в течении всего мезозоя господствовал теплый, умеренно-влажный климат. Изменения климатического режима за это время

могли быть в пределах колебания среднегодовых температур от 12 до 30°С при атмосферных осадках не менее 800 мм/год.

Т а б л и ц а

Характеристика климата Забайкалья в мезозое  
(по В.М.Синицыну, 1967)

Эпоха	Тип климатического режима	Средне-годовая t°С	Осадки, мм/год	Фаза климатического изменения
Апт-альб	Теплоумеренный	12-17	1200-2000	Гумидизация
Неоком	Теплоумеренный и квазитропический	12-21	800-1200	Аридизация
Мальм	Теплоумеренный	12-17	"-	"-
Лейас-доггер	"-	12-17	1200-2000	Гумидизация
Поздний триас	Квазитропический	22-24	"-	"-
Ранний-средний триас	Тропический	25-30	800-2000	Аридизация

Более подробные сведения о климате Забайкалья в юре и раннем мелу получены В.А.Вахrameевым (1964) на основании анализа флор этого возраста и выделения палеофлористических областей и провинций. По В.А.Вахrameеву, в юрском периоде Забайкалье входило в состав Сибирской палеофлористической области, климат которой в это время был умеренно теплым, влажным. Позднеюрская и неокомская планетарная аридизация климата вызвала смещение к северу границы между Индо-Европейской и Сибирской областями. В неокоме эта граница, по В.А. Вахrameеву, проходила в южных районах Забайкалья, а во второй половине раннего мела почти вся его территория вошла в состав Восточно-Азиатской провинции Индо-Европейской палеофлористической области. Однако даже в эпоху максимальной аридизации климата и резкого расширения аридного пояса в неокоме на севере этой области, и в том числе на территории Забайкалья, сохранялся влажный субтропический климат.

Региональные палеоботанические данные по Забайкалью, обобщенные В.Д.Принадой (1962) и В.А.Вахrameевым (1964), пополнены новыми материалами (Тесленко, 1968, 1970, 1971; Серебро-

дольская, 1973), которые позволяют дополнить имеющиеся сведения о климате этой территории в юрский и меловой периоды.

Определенный интерес для палеоклиматических реконструкций позднего мезозоя рассматриваемого региона представляет, на наш взгляд, раннеюрский флористический комплекс, установленный в тоарских отложениях Восточного Забайкалья. Ю.В.Тесленко (1971) отметил, что данный комплекс растений по преобладанию в нем папоротников рода *Cladophlebis* и наличию единичных представителей теплолюбивых цикадофитов *Stenis* и *Nilssonia* сходен с лейасовыми растительными ассоциациями Сибирской палеофлористической области. Важной в палеоклиматическом отношении особенностью рассматриваемого комплекса является присутствие среди растительных остатков побега хвойного *Psiodophyllum*. Этот факт, как считает Ю.В.Тесленко (1971), дополнил данные, свидетельствующие о проникновении ксерофитных хвойных *Psiodophyllum* и *Brachyphyllum* продуцировавших пыльцу типа *Classopollis* из Индо-Европейской в Сибирскую палеофлористическую область еще в лейасе, а не в поздней юре, как считалось ранее (Вахромеев, 1964). Следовательно, присутствие пыльцы типа *Classopollis* в верхнеюрских и нижнемеловых отложениях Забайкалья не может рассматриваться как однозначный показатель аридизации климата в маальме и неокоме.

Из среднеюрских отложений Забайкалья наиболее представительный комплекс растительных остатков был обнаружен нами в средней части разреза Караксарского прогиба, заполненного грубообломочными подгорно-верными отложениями. По определению Ю.В.Тесленко, в этом комплексе представлены остатки хвощей, папоротников (2 рода), гинкговых (3 рода) и хвойных (3 рода). Характерной особенностью данного комплекса является однообразный систематический состав, преобладание в нем голосемянных растений и лучшая сохранность их листовых остатков по сравнению с листовыми остатками папоротников, а также отсутствие в комплексе остатков теплолюбивых растений и экзотов. В целом же этот комплекс обнаруживает сходство со среднеюрскими флорами Сибирской палеофлористической области. Следует, однако, подчеркнуть, что на систематическом состав-

ве растительных остатков из отложений Караксарского прогиба несомненно сказалась специфическая обстановка их захоронения, представляющая подножие высокогорья. Здесь накапливался преимущественно валуногалечный материал, выносимый сюда бурными водотоками. В этом случае преобладание в комплексе голосемянных и отсутствие теплолюбивых форм, скорее всего, отражают особенности горносклоновой растительной ассоциации и влияние на нее вертикальной климатической зональности.

Для решения вопроса о климате Забайкалья в поздней юре наибольший интерес представляют данные о флористических комплексах, установленных в Шадаронском прогибе Восточного Забайкалья (Тесленко, 1968). Из низов разреза этого прогиба известен келловейский (возможно, бат-келловейский) флористический комплекс. Относительное разнообразие папоротников (4 вида 3 родов) и наличие теплолюбивых растений (*Butefia*) указывают на то, что в начале поздней юры в Забайкалье на широте г.Улан-Удэ был теплый и влажный климат. Более представительным, чем келловейский, является флористический комплекс, остатки которого сохранились в мелководноозерных отложениях верхних горизонтов шадаронской серии. Ю.В.Тесленко (1968) относит этот комплекс к поздней юре и началу раннего мела. В нем присутствуют остатки хвощей, папоротников (12 видов 6 родов), цикадофитов (1 вид) и гинкговых (3 рода). Обращает на себя внимание отсутствие в этом комплексе остатков хвойных, которые несомненно присутствовали в растительных ассоциациях того времени, но условия озерного бассейна были, по-видимому, неблагоприятными для захоронения листовых остатков хвойных за исключением их репродуктивных органов. В целом же и этот палеофлористический комплекс подтверждает принадлежность Забайкалья к южной части Сибирской палеофлористической области, характеризовавшейся теплым и влажным климатом.

Интересно отметить, что в верхнеюрских отложениях Восточного Забайкалья присутствуют остатки окремненной древесины, которые достигают в поперечнике 10–15 см и имеют отчетливые годовичные кольца роста, свидетельствующие о сезонных колебаниях климата.

Неокомские палеофлористические комплексы Забайкалья представлены местонахождениями двух типов, различающихся систематическим составом и количественным соотношением растительных остатков. В первом из них, в руслово-пойменных и пойменно-болотных угленосных отложениях установлены наиболее представительные комплексы растительных остатков, отличающиеся систематическим разнообразием и преобладанием в них папоротников и гинкговых, тогда как остатки хвойных — единичны. В другом типе местонахождений, представленном озерными отложениями, листовые остатки встречаются редко, а в количественном отношении преобладают макроскопические остатки репродуктивных органов, среди которых часто встречаются семена-летучки хвойных. Эти два типа местонахождений характеризуют собой не только те или иные растительные ассоциации, но и условия транспортировки и захоронения остатков растений. Такие различия, естественно, не связаны с климатическими изменениями, а являются выражением внутривосточной палеофлористической зональности и, в большей мере, условиями транспортировки и захоронения растительных остатков.

Более молодые палеофлористические комплексы Забайкалья, которые датируются второй половиной раннего мела (апт-ранний альб), по систематическому составу во многом аналогичны неокомским, но в них имеются и новые элементы, не известные в более ранних растительных ассоциациях. К таким растениям, в частности, относятся папоротники рода эспениум и древние лиственницы (Сребродольская, 1973; Тесленко, 1970). По характеру захоронения разрозненной хвои и мутовок, образующих массивные скопления на плоскостях напластования в тонкогоризонтальнослойчатых пепловых туфах, накопившихся в озерных водоемах, можно заключить, что древние лиственницы являлись характерным представителем растительной ассоциации горных склонов и были сезонно-листопадными растениями. Анализ данных об условиях произрастания лиственниц и лжелиственниц привел Ю.В.Тесленко (1970, с.101) к выводу о том, "что доолигоценые лиственницы и лжелиственницы развивались примерно в одних и тех же условиях довольно теплого и влажного климата, хотя для лиственниц и намечается несколько большая ус-

тойчивость по отношению к влиянию неблагоприятных колебаний абиотических условий". Приспособление лиственниц к более суровым климатическим условиям, по мнению Ю.В.Тисленко, произошло в послеолигоценовое время и было связано с похолоданием на всей территории Евразии. В нижнемеловых палеофлористических комплексах Забайкалья остатки теплолюбивых растений, представленных цикадофитами, хотя и единичны, но были отмечены в нескольких местонахождениях.

Таким образом, вновь полученные палеоботанические материалы подтверждают вывод о том, что климат Забайкалья в поздней юре и раннем мелу был теплый и влажный, но указывают на его сезонность и наличие вертикальной климатической зональности.

Можно допустить, что планетарная аридизация климата в поздней юре и неокоме отразилась в Забайкалье общим потеплением и, по-видимому, некоторым повышением сухости климата при сохранении ранее существовавшего типа климатического режима и гумидного литогенеза. Верхнемезозойские красноцветные отложения Забайкалья следует относить к группе гумидных образований.

### Л и т е р а т у р а

А н а т о л ь е в а А.И. Кембрийская красноцветная терригенно-сульфатная формация на юге Сибирской платформы. — В кн.: Сравнительный анализ осадочных формаций. М., "Наука", 1969, с.80-97.

А н а т о л ь е в а А.И. Основные черты красноцветной седиментации в домезозойское время. — В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, "Наука", 1971, с.300-319.

В а н - Х у т е н Ф.Б. Некоторые нерешенные проблемы генезиса красноцветов. — В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М., "Мир", 1968, с.421-434.

В а х р о м е е в В.А. Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени. М., "Наука", 1964, с.261.

П р и н а д а В.Д. Мезозойская флора Восточной Сибири и Забайкалья. М., Гостеолтехиздат, 1962. 361 с.

С и н и ц ы н В.М. Введение в палеоклиматологию. Л., "Недра", 1967. 230 с.

С к о б л о В.М., Л я м и н а Н.А. О закономерностях стратиграфического положения и формационной принадлежности парагенезов верхнемезозойских серо- и красноцветных толщ Западного Забайкалья. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР, вып.15, Улан-Удэ, 1972, с.8-16.

С р е б р о д о л ь с к а я И.Н. О возрасте мезозойских отложений Чикойской депрессии (Забайкалье) по палеоботаническим данным. - "ДАН СССР", 1973, т.213, № 4, с.911-913.

С т р а х о в Н.М. Основы теории литогенеза. М., АН СССР, т.1, 1960. 210 с.

Т е с л е н к о Ю.В. О флорах юры и раннего мела в Восточном Забайкалье. - "ДАН СССР", 1968, т.183, № 4, с.910-913.

Т е с л е н к о Ю.В. О геологической истории лиственниц и лжелиственниц. - "Палеонтологический журнал", 1970, № 2, с.98-104.

Т е с л е н к о Ю.В. Материалы к изучению тоарской флоры Восточного Забайкалья. Новосибирск, 1971, с.39-42 (Труды СНИИГТИМС, вып.115).

Л н ш и н А.Л. Красноцветные формации. - БСЭ, т.25, 1953, с.264.

З.Я.Сердюк, С.М.Яшина,  
Н.П.Запивалов, В.Я.Шерихора

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ  
ОТЛОЖЕНИЙ КРЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ  
ГЛУБИННЫХ ФАКТОРОВ

Отложения континентальной кры (вален, байос, бат) широко развиты на территории Западно-Сибирской плиты. Они залегают с угловым несогласием на различных по составу и возрасту доюрских образованиях и перекрываются мощной толщей морских отложений верхней кры, неокома (Гурова, Казаринов, 1962; Каро-годин, 1967; Корж, 1965; Сердюк, 1966). Мощности их колеблются в значительных пределах, уменьшаясь до нескольких метров на положительных формах доюрского рельефа и возрастая до сотен метров во впадинах и депрессионных понижениях. Глубины залегания кровли этих отложений варьируют от нескольких сотен метров в районах обрамления плиты до 2500-3000 м в центральных ее частях. На севере плиты кровли отложений континентальной кры, по данным геофизических исследований, залегают еще глубже.

Формирование этих отложений происходило в очень сложных фашиальных условиях, о чем свидетельствуют литологический состав и облик пород, спорово-пыльцевые комплексы и материалы фашиального анализа, проведенного различными исследователями по отдельным регионам Западной Сибири (Гурова, Казаринов, 1962; Каро-годин, 1967; Корж, 1965; Сердюк, 1966). В составе изучаемых отложений выделяются породы, накопившиеся в

условиях фаций: элювиальной, делювиально-пролювиальной, русловой, пойменной, озерной, застойных водоемов и болот, торфяных болот (Ботвинкина, 1965; Карогодин, 1967; Корж, 1965; Крашенинников, 1971; Сердюк, 1967).

Отложения э л ю в и а л ь н о й ф а ц и и распространены на сводовых частях мегавалов, выступов, а по склонам фациально замещаются делювиально-пролювиальными образованиями. Представлены они глинистыми и песчано-глинистыми плохо отсортированными и нескатанными породами с включением щебня из подстилающего их материнского субстрата, за счет разрушения которого образовались. В породах нередко содержатся наземные растительные остатки в виде детрита, корней и стеблей. В отдельных разрезах в элювиальных отложениях сохраняются реликты структуры и текстуры, сходство петрографического состава с доюрскими материнскими породами. Мощности отложений этого фациального типа колеблются от нескольких сантиметров до десятков метров и определяются степенью их размыва и перестроения, а также формами доюрского рельефа.

Д е л ю в и а л ь н о - п р о л ю в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я представлены песчано-алевритовыми и песчано-гравелитовыми плохо отсортированными породами, плащеобразно залегающими на склонах и в виде шлейфов у подножья мегавалов, выступов и сводов. В них, как и в отложениях элювия, часто содержатся остатки наземных растений и включения щебня из подстилающих доюрских пород. Иногда наблюдаются в породах штрихи несовершенной косои слоистости, обусловленной намывами растительного детрита, разным гранулометрическим составом пород. Мощности делювиально-пролювиальных отложений колеблются от нескольких до десятков метров и зависят от морфологии доюрского рельефа. Эти отложения обычно залегают в основании юрской континентальной толщи и прослеживаются скважинами на значительной площади.

Элювиальные и делювиальные отложения, образовавшиеся за счет разрушения доюрских песчаных пород и гранитоидов, характеризуются неплохими коллекторскими свойствами и на ряде площадей из них получены промышленные и полупромышленные притоки нефти и газа (Нестеров и др., 1971).

Отложения фации русла имеют свои характерные признаки и поэтому достаточно обоснованно выделяются в толще юрских пород. Представлены они неплохо отсортированными алевритово-песчаными и гравийно-песчаными разностями с хорошо окатанным обломочным материалом, однородными неслоистыми или со штриховатой косой и полого-волнистой слоистостью, обусловленной намывами глинистого материала, растительного детрита, иногда слюды. Для отложений этого генетического типа очень характерна ритмичность, представленная постепенной сменой снизу вверх по разрезу грубых гравийно-песчаных пород более тонкими алевритами. В некоторых разрезах скважин с хорошим выходом керна были выделены ритмы различных рангов (Омская скважина, Саргатские скважины 1,2,3,5, Большереченские скважины 2,3, Ново-Логиновские скважины 1,2,3, Колпашевские скважины 2,5,5). Мощности макроритмов в отложениях фации русла иногда достигают нескольких десятков метров, а мощности микроритмов исчисляются сантиметрами. Для этих отложений характерно линейное распространение, что вызывает определенные трудности при картировании их скважинами. Тем не менее, обладая неплохими коллекторскими свойствами, они представляют определенный интерес при поисках залежей нефти и газа "шнуркового" типа.

Детальными фациальными исследованиями были выявлены русловые отложения, накопившиеся в юрское время в крупных водных артериях типа современных рек: Оби, Кети, Васюгана, Иртыша и др. Пространственное совпадение древних речных долин с современными позволило отрисовать на картах литофаций валена, байоса и бата Западной Сибири русла ПалеоОби, ПалеоКети, ПалеоВасюгана, ПалеоИртыша и др. (Сердюк, 1966).

В восточном Приуралье в континентальной юре Ю.Н. Карагодным (1967) также выделены русловые отложения достаточно крупных палеорек, существовавших в том районе. В составе русловых отложений преобладает кварц, несколько в меньших количествах присутствуют полевые шпаты и обломки пород. Минералы пластинчатого габитуса (слюды) для них не характерны. Редко встречаются и растительные остатки. В связи с активной динамикой вод они вынесены в более спокойные фациальные обстановки.

новки. Иногда в этих отложениях встречаются намывы естественного шлиха, состоящего из циркона и ильменита и образующего штрихи слоистости. По площади и разрезу русловые отложения фациально замещаются пойменно-болотными.

Для отложений фации поймы характерно частое переслаивание различных литологических разностей. В их составе широкое развитие получили аргиллиты (углистые, сидеритизированные, алевритистые и алевритовые) и алевриты (углистые, глинистые, сидеритизированные). Встречаются маломощные прослои углей, сидеритов и песчаников. Для пород характерна тонкая горизонтальная, реже косая и полого-волнистая слоистость, обусловленная сменой состава пород, углистыми и сидеритовыми прослоями, растительным детритом. Размеры переслаивающихся слоев колеблются от долей сантиметра до нескольких десятков сантиметров. В этих породах можно обнаружить также линзовидную слоистость, текстуры "заиливания" и "взмучивания". В породах в изобилии содержатся стебли и корни наземных растений, захороненные перпендикулярно наслоению, растительный детрит, остатки и отпечатки листьев хорошей сохранности. Среди пойменных отложений встречаются иногда тонкие ленточные аргиллиты, похожие по своему облику на глубоководные морские. Их накопление происходило в озерах типа стариц, на пойме со спокойной динамикой вод. Спорово-пыльцевые комплексы в этих отложениях очень богаты и свидетельствуют о пышном развитии покрытосеменных, влаголюбивых растений семейства плаунов, хвощей, папоротников.

Отложения фации застойных вод озер и болот парагенетически связаны с пойменными осадками. Представлены они глинистыми, углистыми, алевритистыми аргиллитами с прослоями сидеритов и углей. Породы обычно не слоистые или с несовершенной горизонтальной слоистостью, с текстурами "заиливания" и "взмучивания". Они содержат многочисленные растительные остатки, аналогичные по составу пойменным. Литологический облик и структурно-текстурные особенности этих отложений свидетельствуют о том, что они сформировались в условиях слабоподвижной, застойной

водной среды, периодически заболачиваемой. Площадь развития отложений этого генетического типа весьма ограничена и входит в состав области распространения пойменных образований.

Ф а ц и и т о р ф њ я н ы х б о л о т , включающие мощные (до 10–15 м) пласты угля, приурочены обычно к крупным депрессионным понижениям доюрского рельефа. Так, например, на севере Новосибирской и юге Томской областей в основании отложений кря глубокими скважинами картируется мощная угленосная толща. В ее разрезе выделяются 2–3 мощных угольных пласта, разделенных углистыми аргиллитами различной мощности с реликтами корневой системы влаголюбивых наземных растений. Площадь развития в этом районе угольных пластов совпадает в общих чертах с контурами Нюрольской впадины, сформировавшейся, по мнению ряда исследователей, в раннемезозойское время.

По степени метаморфизма угли длинноплемненные со значительным содержанием летучих компонентов (до 46,93–49,53%). Состоят они из ксиловитреновой основной массы, содержащей обрывки ксиловитрена, фюзена, споры и кутикулы (Сердюк, 1966).

О т л о ж е н и я ф а ц и и к р у п н ы х о з е р получили значительное развитие в верхней и нижней частях континентальной толщи и чаще картируются скважинами на площадях, расположенных восточнее р.Оби. В районе Колпашевского Приобья они выделяются в основании разреза в виде тогурской пачки, представленной переслаиванием мощных слоев аргиллитов с алевролитами и песчаниками, реже с гравелитами. Породы горизонтально и пологоволнистые за счет растительной органики и разного гранулометрического состава. Иногда в них встречаются остатки пресноводных пелеципод, остракод.

Для пород характерна неплохая отсортированность и окатанность обломочного материала. Площадь развития отложений этого генетического типа значительная (до 200–300 км<sup>2</sup> и более). Парагенетически они связаны с русловыми и пойменными отложениями и приурочены к депрессионным формам как доюрского, так и юрского рельефа.

Породообразующие комплексы разнофациальных отложений кон-

тинентальной юры разнообразны. В отдельных районах они в значительной степени зависят от местных источников сноса. Эта зависимость особенно хорошо прослеживается в элювиальных, делювиально-пролювиальных и русловых отложениях. Широкое развитие в юрских породах получили полевошпатово-кварцевый и граувакково-кварцевый породообразующие комплексы с циркон-турмалин-титанистой ассоциацией руководящих акцессорных минералов. Аутигенные минералы представлены в основном, карбонатами, среди которых ведущая роль принадлежит кальциту, сидериту и в меньшей мере - доломиту, анкериту (Сердюк, Эренбург, 1972). Об их генетической сущности будет сказано несколько позже.

Весьма своеобразно в этих отложениях поведение глинистых минералов. В грубых разностях пород (песчаниках, крупных алевролитах) широкое развитие получил аутигенный каолинит, развившийся по зернам полевых шпатов, слюды, хлорита, обломков неустойчивых пород и акцессорных минералов. Представлен он бесцветными табличками и розеточками, размеры которых достигают 0,02-0,05 мм. Для него характерны отчетливая спайность по оси "с" и совершенство кристаллической структуры, установленной рентгено-структурным и микроскопическим методами. Он имеет высокое двупреломление в серых и светло-серых тонах. Аутигенная природа каолинита несомненна. Иногда его новообразования настолько интенсивны, что в результате этого песчаники превращаются в сплошной каолинитовый агрегат, содержащий лишь разрозненные включения устойчивых зерен кварца и микрокварцита. Все неустойчивые зерна преобразованы в каолинит. Эти процессы, происходящие на больших глубинах, способствуют разрыхлению пород и приобретению ими высоких емкостных свойств (Королева, Лебедев, 1971). Обычно в таких сильно преобразованных алевритово-песчаных породах глинистая составляющая представлена только аутигенным каолинитом. Он изучен различными методами (петрографическим, рентгеноструктурным, электронномикроскопическим, термическим), однозначно подтвердившими его структурное совершенство, а, следовательно, и аутигенную природу. Для аллотигенного каолинита как минерала неустойчивого та-

кая сохранность зерен и структурное совершенство не свойственны. По мере транспортировки от источников сноса он сильно разрушается, становится пелитоморфным, структурно несовершенным.

В менее преобразованных алевритово-песчаных породах наряду с вторичным каолинитом присутствуют гидрослюда и хлорит, являющиеся, по всей вероятности, аллотигенными минералами.

Глинистая составляющая основной массы аргиллитов, встречающихся в виде прослоев или мощных пачек среди алевритово-песчаных пород континентальной юры, слэгается гидрослюдой (иллитом) с примесью хлорита и каолинита. Последний представлен пелитоморфной разновидностью с несовершенной кристаллической структурой и является аллотигенным, т.е. привнесенным из источника сноса обломочного материала вместе с гидрослюдой, хлоритом и кластогенными зернами.

Из всего вышеизложенного следует, что глинистая составляющая проницаемых алевритово-песчаных пород и непроницаемых аргиллитов континентальной юры имеет разный состав и генезис.

Следует отметить, что аналогичные особенности в поведении глинистой составляющей наблюдаются и в вышележащих морских и мелководно-морских отложениях верхней юры (келловей, оксфорд). В песчаниках и грубых алевролитах она представлена в основном аутигенным хорошо раскристаллизованным зернистым каолинитом, а в аргиллитах — аллотигенным пелитоморфным каолинитом, хлоритом и гидрослюдой (иллитом).

Характерной особенностью геологического строения юрских отложений Западно-Сибирской плиты является наличие мощной регионально выдержанной толщи аргиллитов кимеридж-волжского возраста. Она надежным экраном перекрывает морские, прибрежно-морские и континентальные (на востоке плиты) отложения келловей-оксфорда и способствует сохранению той физико-химической обстановки, в условиях которой протекают процессы преобразования минералогического-петрографического и гидрохимического составов пород и подземных вод. И лишь в районах дизъюнктивной нарушенности верхнеюрского глинистого экрана эти

преобразования охватывают и вышележащие меловые отложения, локально создавая внутри них своеобразные строгофокусированные минералого-петрографические и гидрохимические аномалии (Розин, Сердюк, 1970, 1971). Сущность первых заключается в развитии в алевритово-песчаных породах аутигенного каолинита с совершенной структурой (как и в юрских кластогенных породах), новообразованием титанистых минералов (анатаза, лейкоксена) и пирита. В солевом составе подземных вод аномалийных разрезов наблюдаются инверсионные изменения в сторону обогащения гидрокарбонат-ионом и уменьшения содержания кальций-иона (Розин, Сердюк, 1970, 1971). Установлено, что стратиграфический диапазон преобразованности меловых пород зависит от уровней их дизъюнктивной нарушенности (Розин, Сердюк, 1971).

Таким образом, из вышеизложенного следует, что минералого-петрографические преобразования, происходящие под региональным кимеридж-волжским глинистым экраном в юрских породах, на более активно протекают в грубозернистых проницаемых разностях и выражаются прежде всего в новообразовании каолинита по различным алюмосиликатам. В тех районах, где этот экран нарушен разломами и трещинами, аналогичными вторичными преобразованиями затронуты и вышележащие меловые отложения. Исследования показывают, что минералого-петрографическим и гидрохимическим аномалиям нередко сопутствуют термобарические аномалии (Терещенко, 1972).

В отдельных разрезах юрских отложений процессы вторичной каолинизации подавляются новообразованиями карбонатов (Сердюк, Эренбург, 1972). Последние выполняют поры в алевритах и песчаниках, замещают обломочные зерна и залечивают секущие их трещины. Комплексными исследованиями установлено генетическое родство карбонатов в порах и трещинах терригенных пород. Одновременно с этим наблюдается возрастание снизу вверх по разрезам роли кальцитовой компоненты и уменьшение роли сидерит-анкерит-доломитовой. Кроме того, в этом же направлении происходит химическое очищение кальцита от изоморфных примесей до полного их исчезновения. Чаще всего чистые кальциты в порах и по трещинам встречаются в аномальных разрезах нижнемеловых алевритово-песчаных пород. Сидери-

ты, анкериты и доломиты в больших количествах присутствуют в породах и по трещинам грубозернистых пород нижней части юрской континентальной толщи и в подстилающих их доюрских породах. Последнее обстоятельство позволяет предположить наличие генетической связи в процессах вторичного карбонатообразования (и каолинитообразования) между юрскими и залегающими под ними более древними породами (Сердюк, Эренбург, 1972).

В чем же причина этих удивительных преобразований? Детальное изучение вещественного состава юрских и доюрских пород, солевого и газового состава насыщающих их подземных вод, термобарических условий региона и истории тектонического его развития позволило выявить причину этих преобразований. Было установлено, что они происходят в результате воздействия на породы и подземные воды глубинной углекислоты, идущей от гидротермальных (и магматических) очагов, периодически или постоянно действующих в тектонически напряженных зонах. Углекислый газ либо в сухом виде, либо растворенный вместе с водой, мигрирует снизу вверх по разломам оперяющим их трещинам и порам грубозернистых терригенных пород (Микуленко, 1966; Розин, Сердюк, 1970, 1971; Толстижов, 1965). Являясь химически активным, он преобразует породы и насыщающие их воды тем интенсивнее, чем устойчивее очаг, его питающий, и чем больше пористость и трещиноватость пород. Этот вывод основан на фактическом материале. Так, например, на Веселовской площади, расположенной в пределах Межовского свода, сложенного гранитами (север Новосибирской области), из приконтактной зоны юрских пород и гранитов был получен приток углекислого газа дебитом около  $200 \text{ т м}^3/\text{с}$  (Веселовская скважина I, интервал 2299–2302 м). Юрские и нижнемеловые породы на этой площади дизъюнктивно нарушены. В них ярко выражены вышеописанные минералого-петрографические и гидрохимические преобразования в составе пород и подземных вод. Полевые шпаты и слюды гранитов замещены новообразованным каолинитом, по структурно-морфологическим особенностям идентичным аутигенному каолиниту юрских песчаников. Подобные преобразования обнаружены и на других

площадях, где установлен углекислый состав подземных вод или свободный углекислый газ (Александровский, Средне-Васяганский, Шаймский мегавалы). Отсутствие подобных преобразований в юрских аргиллитах обусловлено их большой плотностью, непроницаемостью, т.е. трудностью проникновения в них глубинного углекислого газа и агрессивных вод, насыщенных им. Роль углекислоты, образуемой в результате разложения органического вещества, содержащегося в юрских породах, по всей вероятности, незначительна. Как известно, органическим веществом наиболее обогащены глинистые разности юрских пород, тем не менее они остаются почти не преобразованными. Следовательно, находящееся в них органическое вещество остается пассивным и сохраняется в неразложившемся виде.

В процессе воздействия углекислоты на проницаемые породы происходит вынос подземными водами продуктов выщелачивания и образование каолинита. Прекращение выноса ионов щелочных и щелочноземельных металлов (сильные основания) способствует повышению щелочности вод, избытку в них кальция-иона и последующему его выпадению в порах и по трещинам в форме различных карбонатов. Таким образом, процессы аутигенного каолинитообразования в зависимости от реакции среды сменяются аутигенным карбонатообразованием, что влечет за собой ухудшение пористости и проницаемости алевроитово-песчаных пород, потерю ими емкостных свойств. Это природное явление отрицательно влияет на качество нефтегазовых ловушек и приводит к снижению в них запасов флюида.

Химизм преобразования отдельных минералов под воздействием углекислоты в каолинит и образование карбонатов достаточно хорошо освещен в литературе (Бетехтин и др., 1955; Вольфсон, 1962; Королева, Лебедев, 1971; Розин, Сердюк, 1970, 1971).

Таким образом, исследованиями установлена аутигенная природа каолинита в алевроитово-песчаных породах континентальной юры. По структурно-минералогическим особенностям он никак не может быть принят за каолинит аллотигенный, привнесенный из коры выветривания источников сноса. Новообразования каолинита, как и все прочие преобразования, происходящие в породах и подземных водах, связаны с воздействием глубинного

углекислого газа, идущего по зонам разломов, трещинам и пронизываемым породам от гидротермальных (и магматических) очагов, расположенных в зонах тектонических напряжений. Картирование этих зон с помощью данных бурения, геофизики и других методов позволит получить информацию для решения многих вопросов нефтегазовой геологии, литологии, гидрохимии, рудообразования в осадочных толщах и т.д. Нам представляется, что при изучении особенностей литогенеза осадочных и вулканогенно-осадочных образований влияние глубинных процессов на преобразование состава и свойств пород и подземных вод все еще недооценивается. В отдельных регионах такое влияние весьма значительно и поэтому его изучение будет способствовать выявлению закономерностей формирования многих полезных ископаемых.

#### Л и т е р а т у р а

Б е т е х т и н А.Г., В о л ь ф с о н Ф.И., З а в а - р и ц к и й А.Н., К о р ж и н с к и й Д.С., Л е в и ц - к и й О.Д., Н и к о л а е в В.А. Основные проблемы вучении о магматических рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955, с.122-308.

Б о т в и н к и н а Л.Н. Методическое руководство по изучению слоистости. М., "Наука", 1965. 259 с.

В о л ь ф с о н Ф.И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1962. 303 с.

Г у р о в а Т.И., К а з а р и н о в В.П. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазонасностью. М., Гостоптехиздат, 1962, 395 с

К а р о г о д и н Ю.Н. О залежах нефти шнуркового типа в Западной Сибири. - "Нефтегазовая геология и геофизика", 1967, № 10, с.8-10.

К о р о л е в а Р.В., Л е б е д е в Б.А. Реакции углекислых вод с породами и их роль в формировании емкости коллекторов нефти и газа. Л., Труды ВНИГРИ, вып.293, 1971, с.206-218.

К о р ж М.В. Петрографо-минералогическая характеристика юрских отложений Уватского района Западно-Сибирской низмен-

ности. - В кн.: Нефтегазоносность мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности. М., "Наука", 1965, с.76-95.

К р а ш е н н и к о в Г.Ф. Учение о фациях. М., "Высшая школа", 1971. 367 с.

М и к у л е н к о К.И. Типы трещин в породах мезозойского возраста южных и центральных районов Западно-Сибирской плиты. Новосибирск, 1966, с.146-149 (Труды СНИИГТимС, вып.33).

Н е с т е р о в И.И., С а л м а н о в Ф.К., Ш п и л ь м а н К.А. Нефтяные и газовые месторождения Западной Сибири. М., "Недра", 1971. 463 с.

Р о з и н А.А., С е р д ю к З.Я. Преобразование состава подземных вод и пород Западно-Сибирской плиты под воздействием глубинного углекислого газа. - "Литология и полезные ископаемые", 1970, № 4, с.102-113.

Р о з и н А.А., С е р д ю к З.Я. К вопросу изучения разрывных нарушений в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты по минералого-петрографическим и гидрохимическим аномалиям. Новосибирск, 1971, с.84-89. (Труды СНИИГТимС, вып.132).

С е р д ю к З.Я. Литология, фации и коллекторы юрских отложений Обь-Иртышского междуречья. Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. геол.-мин. наук, М., 1966. 20 с.

С е р д ю к З.Я., Э р е н б у р г Б.Г. О составе вторичных карбонатов, развитых в трещинах и порах пород фундамента и осадочного чехла Обь-Иртышского междуречья. Новосибирск, 1972, с.87-91 (Труды СНИИГТимС, вып.149).

Т е р е щ е н к о Ю.А. Резкая аномалия пластовых давлений на Салымском месторождении в Западной Сибири и ее возможная природа. - "Бюл.МОИП. Отд. геол.," 1972, № 5, с.158-159.

Т о л с т и к о в Г.А. К вопросу происхождения углекислого газа в Западно-Сибирской низменности. Тюмень: "Труды Зап.Сиб.НИГНИ", 1965, т.1, с.171-175.

В.Д.Мац, М.К.Шимараева,  
Т.К.Ломоносова

### ОСОБЕННОСТИ КАЙНОЗОЙСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ОСАДКО- НАКОПЛЕНИЯ НА ОСТРОВЕ ОЛЬХОН И В СЕВЕРНОМ БАЙКАЛЕ

В контуре Байкальской впадины известны два поля широкого распространения третичных отложений – Селенгино-Танхойское и Ольхон-Приольхонское. Геологии кайнозоя первого района посвящено много работ, в том числе и специальных литологических (Литология третичных отложений..., 1972). Кайнозойские отложения Ольхон-Приольхонского района наиболее полно изучены и описаны Н.А.Логачевым (Логачев и др., 1964).

В связи с изучением геологической истории Байкальской впадины возникла необходимость вновь вернуться к разрезам третичных отложений о.Ольхона. При этом удалось уточнить и дополнить разрез и получить палеонтологическую аргументацию датирования большей части выделенных стратиграфических подразделений (Мац, Покатилов, 1974). Ольхонский разрез по полноте стратиграфической колонки и насыщенности палеонтологическими остатками приобретает опорное значение для региональных и межрегиональных сопоставлений, поэтому необходимо и его литологическое изучение, имеющее важное значение так же для обоснования перспектив рудоносности района. Кроме третичных изучены четвертичные отложения, по которым литологические данные получены, главным образом, для Северного Байкала.

В основании разреза кайнозоя выявлены палеогеновые отложения. Палеоген слагает самостоятельный ярус структур, четко

отделенный от неогена. Среди палеогеновых отложений различаются две фациальные группы осадков: дельвиальные и озерные глины. Те и другие перекрывают каолиновую кору выветривания, хорошо известную по работам ряда исследователей (Логачев и др., 1964; Домбровская, 1973), и в свою очередь подстилают неогеновые отложения Харанце-Халагайского поля. Окраска дельвиальных глин красная, розовая, озерных - коричневая. Главной особенностью палеогеновых (?) отложений является каолиновый состав пелитовой фракции и однообразие минералогии обломков. В них присутствуют только минералы устойчивые к выветриванию. Характерны высокие содержания циркона, ильменита, магнетита (в значительной степени мартитизированного); в легкой фракции преобладает кварц. Биотит в породах почти нацело замещен каолинитом. В связи с каолиновым составом палеогеновые отложения отличаются низкой способностью к адсорбции водяных паров - максимальная гигроскопичность (МГ) - 10%, наименьшее по разрезу количество легко растворимых солей (213 мг/л) и обменных катионов (12 мг. экв. на 100 г породы). Миоценовые отложения (Тагайский разрез), по данным Логачева и Ломоносовой (1964), представлены, главным образом, зелеными озерными глинами каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитового состава с преобладанием железисто-магнезиального монтмориллонита. В глинах постоянна терригенная и карбонатная примеси, нередки линзы и прослои известняков и мергелей, включения гипса. В легкой фракции преобладает кварц (кварц-полевошпатовое отношение обычно около 10, реже снижается до 4), в тяжелой - наиболее распространены ильменит и гранат. Присутствуют также рутил, апатит, циркон, эпидот, роговая обманка и др. В обменном комплексе преобладает магний над кальцием и натрий над калием. Минерализация водной вытяжки и максимальная гигроскопичность выше, чем в палеогеновых отложениях.

Осадки плиоцена составляют наименее изученную часть разреза неогена Ольхона. Плиоцен отчетливо делится на две возрастные группы - нижний-средний и верхний, разделенные перерывом в осадконакоплении, с которым связано формирование красноцветной коры выветривания.

Нижний-средний плиоцен выделен на основании палеонтологиче-

ческих данных. Он представлен пестроцветной сасинской толщей сложного фациального облика. В ней удается выделить делювиальные, аллювиальные и озерные отложения. В делювии собраны остатки грызунов и крупных млекопитающих (кабарга), в аллювии — моллюски, в озерных отложениях — моллюски и ostracods. Делювиальные осадки красноцветные и существенно карбонатные, аллювий пестроцветный, а озерные отложения зеленые и темно-серые. Красноцветы спорадически распространены по всему разрезу. Разнообразны также типы пород — присутствуют известковистые суглинки, супеси, хрящеватые и щебнистые отложения, пески и глины. Аллювиальные и озерные отложения часто содержат железо-марганцевые стяжения. Разрезы фациально не выдержаны, резко меняется мощность толщи. Распределение фаций и мощностей отложений регулируется рельефом эрозионно-тектонических впадин, вмещающих сасинскую толщу. Состав терригенных минералов разнообразен. В легкой фракции кварца 75–85%, что в 3–10 раз больше полевых шпатов. Среди последних постоянно присутствует от 1 до 4% плагиоклазов. Снизу вверх по разрезам соотношение между устойчивыми и неустойчивыми к выветриванию минералами закономерно изменяется в пользу неустойчивых, что отражается в понижении значения коэффициента мономинеральности ( $K_m$ ) от 8,32 в низах разреза до 4,06 в верхах и коэффициента устойчивости ( $K_u$ ) от 1,28 до 0,35 соответственно.

Комплекс терригенных минералов в значительной мере определяется фациальными условиями осадконакопления и составом коренных пород, располагавшихся в непосредственной близости, причем в большей мере это сказывается на минералах тяжелой фракции. Глины каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. Содержание монтмориллонита достигает 77–86%, хотя в отдельных пробах преобладает гидрослюда и каолинит. Интересно, что монтмориллонит преобладает, главным образом, в озерных отложениях, а значительные количества гидрослюд и каолинита появляются в аллювии.

Состав водных вытяжек и поглощенных катионов также различен в аллювиальных и озерных отложениях. Аллювиальные характеризуются минимальной минерализацией водной вытяжки (260

мг/л) и минимальной способностью к адсорбции водяных паров (МГ-10,3%), вдвое меньшей суммой обменных катионов, в которой магний преобладает над кальцием ( $\frac{Mg}{Ca} = 1,21$ ) и калий над натрием ( $\frac{Na}{K} = 0,81$ ). Озерные глины обычно отличаются более высокой емкостью обмена (сумма поглощенных катионов 54 мг. экв. на 100 г породы), преобладанием натрия над калием ( $\frac{Na}{K} = 1,40$ ), наибольшей минерализацией водной вытяжки (до 576 мг/л) и самой высокой по разрезу максимальной гигроскопичностью (МГ-19,5%). В целом состав легкой фракции терригенного материала определяется, главным образом, стратиграфическим положением слоев. Минеральный комплекс тяжелой фракции обнаруживает большую зависимость от состава окружающих коренных пород и фациальных особенностей отложений. Состав глин определяется, в основном, фациальными условиями осадконакопления. На ниже-средне-плиоценовых глинах развит красноцветная кора выветривания, перекрытая осадками верхнего плиоцена. Макроскопически гипергенные изменения выражены отчетливо и заключаются в образовании вторичных карбонатных красноцветов по зеленым глинам. Общая мощность вторичных красноцветов достигает 4 м. Несмотря на это, уловить следы минеральных преобразований пород в профилях выветривания на о. Ольхоне не удалось. По всему профилю в породах сохраняются свежие зерна плагиоклазов, калишпатов. Последние лишь иногда слабо пелитизированы. Незаметны следы выветривания и на таких минералах как сфен, роговые обманки, биотит и пироксены. В то же время в базальных слоях верхнего плиоцена в тяжелой фракции несколько увеличивается содержание минералов, устойчивых к выветриванию.

Верхний плиоцен (Харанцинская свита) сложен делювиальными и озерными шоколадными глинами с дресвой. Возраст определен по палеонтологическим остаткам (грызуны), найдены также единичные раковины моллюсков. В составе глин определены гидрослюда и каолинит. Среди терригенных минералов в легкой фракции 67-87% кварца, 9-30% калишпатов, 1-3% плагиоклазов. В тяжелой фракции много сфена, роговых обманок, эпидота (около 20% каждого), 10-20% ильменита и магнетита. Снизу вверх по разрезу закономерно уменьшается степень зрелости

осадков (низы разреза Км - 5,54, верхи разреза КМ - 4,5, Ку - 0,9 и 0,29 соответственно). Состав водной вытяжки и их общая минерализация близки к таковым в озерных плиоценовых глинах. Максимальная гигроскопичность довольно низка (12%), что соответствует гидрослюдисто-каолинитовому составу глинистых минералов.

Четвертичные отложения представлены всеми генетическими типами континентальных образований, но среди них резко преобладают обломочные породы. Возраст ниже- и верхнеплейстоценовых отложений подтвержден палеонтологическими находками, для верхнего плейстоцена получены данные о возрасте по радиоуглеродному методу. В нижнем-среднем плейстоцене основную роль играют пески (делювиально-пролювиальные, аллювиальные и озерные). В верхнем плейстоцене и голоцене преобладают грубообломочные толщи (делювиальные, коллювиальные, пролювиальные, озерные и ледникового комплекса). Чрезвычайная фациальная и литологическая пестрота четвертичных отложений затрудняют прослеживание закономерностей изменения состава однотипных пород в строгой стратиграфической последовательности. Общая особенность минералогического состава четвертичных отложений - крайне низкая степень зрелости пород. Содержания кварца колеблются от 17-20 до 50-60%, редко достигая 60-70%. Во многих пробах полевых шпатов значительно больше чем кварца (Км - 0,4-0,8). Среди полевых шпатов постоянно присутствуют плагиоклазы, количество которых нередко достигает 10-25%. В тяжелой фракции резко преобладают неустойчивые минералы (Ку - всегда меньше 1 и в подавляющем большинстве случаев равен 0,1-0,4). Они представлены роговой обманков (30-50%, нередко 60-70% и больше), эпидотом, диопсидом, авгитом, а из устойчивых минералов - ильменитом, магнетитом, цирконом.

Достаточно отчетливы различия минералогического состава разнофациальных осадков. Наиболее зрелыми являются озерные отложения, а среди них ниже-среднеплейстоценовые. Наименее проработан материал делювиальных и пролювиальных осадков. В участках, где аллювий в значительной степени формируется за счет перемива более древних четвертичных отложений степень

его зрелости приближается к степени зрелости озерных осадков. Морены и флювиогляциальные отложения занимают промежуточное положение между озерными и делювиальными осадками и характеризуются резкой изменчивостью содержаний кварца и полевых шпатов.

Изложенные данные показывают, что разрез палеоген-неогеновых отложений по закономерностям изменений состава пород хорошо коррелируется с разрезом одновозрастных толщ предбайкальского Прогиба. Состав палеогеновых (?) пород обнаруживает прямую зависимость от состава подстилающей коры выветривания. Осадки палеогена (?) некапливались в пресных озерах сравнительно крупных размеров.

В миоцене, по Н.А.Логачеву (Логачев и др., 1964), климат был семиаридный, а накопление осадков происходило в небольших мелководных озерах в бессточных котловинах со сравнительно высокой минерализацией вод.

В раннем-среднем плиоцене значительно возросла обводненность района. Здесь существовали сравнительно крупные водотоки и система небольших и средних эрозионно-тектонических озер. Озера, по-видимому, были двух типов - бессточные и связанные с проточными водами. Первые отличались несколько повышенной минерализацией вод, вероятно, близкой к минерализации современных Тажеранских озер Приольхонья, вторые были очень слабо минерализованы и отличались высоким уровнем развития жизни.

Источником осадочного материала служили коры выветривания и неизменные коренные породы. Причем последние часто оказывались главным фактором, определяющим состав терригенных минералов близлежащих водоемов. Кора выветривания по характеру содержащихся в ней продуктов отличалась от той, которая поставляла материал для палеогеновых осадков. Кроме каолинита она содержит гидрослюда и монтмориллонит. Непосредственно на Ольхоне не удастся однозначно решить, были ли это нижние горизонты мел-палеогеновой коры выветривания или существовала самостоятельная преднеогеновая эпоха выветривания. Судя по разрезу Предбайкальского прогиба и типу коры выветривания на полуострове Святой Нос, существовала преднеогено-

вая кора выветривания. Высокая концентрация монтмориллонита в озерных глинах, при господстве каолинита и гидрослюд в аллювиальных, делювиальных и пролювиальных фациях, позволяет считать, что часть монтмориллонита является продуктом преобразования других глинистых минералов в озерных бассейнах. Климат раннего-среднего плиоцена, судя по карбонатности и красноцветности субаэральных отложений был теплым и несколько сухим, хотя обводненность района - высокой.

Поздне-плиоценовые красноцветы образовались, в основном, за счет размыва красноцветной коры выветривания, формирование которой происходило в конце среднего - начале позднего плиоцена. Размывались также частично сохранившиеся более древние коры выветривания. Интенсивная карбонатизация и красноцветность коры выветривания, по-видимому, связаны с сухостью климата и степным, а может быть - с полупустынным характером ландшафта.

К началу четвертичного периода произошли существенные изменения ландшафтов Байкальской впадины и характера выветривания. Песчаная свита нижнего-среднего плейстоцена формировалась за счет разрушения предчетвертично-раннечетвертичной сероцветной коры выветривания. Остатки этой коры выветривания сохранились в ряде пунктов. Ее особенностью является почти полное отсутствие следов минеральных преобразований. Выветривание сводилось, главным образом, к формированию мощной зоны дресвяников, за счет размыва которой образованы осадки песчаной свиты. Главной фациальной особенностью отложений песчаной свиты является их индифферентное отношение к современным крутосклонным горным отрогам, в связи с чем следует полагать, что рельеф склонов Байкальской впадины в раннем-среднем плейстоцене был значительно более пологим и менее высоким, чем современный. С этим, вероятно, связано отсутствие ранне-средне-плейстоценовых ледниковых отложений, хотя следы холодного климата выражены однозначно. Данные Г.С.Голдырева (Нагорья..., 1974) о наличии в разрезе донных отложений Байкала под глубоководными илами толщи песков, не адекватных современной фациальной обстановке Байкала, говорят о том, что и центральная часть впадины была мел-

ководной. Субаэральная часть отложений песчаной свиты представляет собой специфическую региональную фацию плейстоценовых покровных суглинков Сибирской платформы.

В формировании состава терригенных отложений главную роль играли фациальные условия осадконакопления. В озерных водоемах в процессе переыва происходило "дозревание" осадков. При накоплении делювиально-пролювиальных отложений и аллювия коротких потоков, а таких было подавляющее большинство, происходила лишь незначительная дифференциация дресвяников и образовавшиеся при этом пески по количественным соотношениям минералов очень близки к гранитам, слагающим большую часть площади водосбора. Несколько повышенная степень зрелости песчаных фракций морен и флювиогляциальных отложений, по-видимому, связана с истиранием более хрупких полевых шпатов и, благодаря этому, обогащением пород кварцем.

Таким образом, специфика четвертичных отложений определялась общими (климат и тип выветривания) и региональными особенностями: составом коренных пород (господство гранитоидов), близостью водораздельной линии к озеру и режимом тектонических движений - обусловившим быстрое захоронение осадков. На границе среднего и позднего плейстоцена окончательно оформилось высокогорное окружение оз. Байкала, с чем связано появление в холодные эпохи ледниковых отложений в верхнем плейстоцене и голоцене. С этого же времени, по-видимому, образовалась глубоководная впадина оз. Байкала.

### Л и т е р а т у р а

Д о м б р о в с к а я Ж.В. Палеогеновая кора выветривания Центрального Прибайкалья. М., "Наука", 1973. 153 с.

Литология третичных отложений впадин Юго-Западной части Байкальской рифтовой зоны. М., "Наука", 1972. II4 с.

Л о г а ч е в Н.А., Л о м о н о с о в а Т.К., К л и м а н о в а В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М., "Наука", 1964. 193 с.

М а ц В.Д., П о к в т и л о в А.Г. Стратиграфия кайнозоя средней части Байкальской впадины (о.Ольхон). - В кн.: Геология и полезные ископаемые Сибири, т. I (материалы конфе-

ренции). Томск, Изд-во Томского университета, 1974, с.21-34.

Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М., "Наука", 1974.

345 с.

Павлов С.Ф., Замерзев В.М., Адаменко О.М., Мазиллов В.Н., Рязанов Г.В., Кульчицкий А.А. Литология кор выветривания осадочных пород, структура и поверхности выравнивания Прибайкальского кайнозойского прогиба. - В кн.: Результаты научных исследований Института земной коры в 1973 году. Иркутск, 1974, с.24-35.

Т. Г. Рященко

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ  
ОЦЕНКИ ЛЕССОВОЙ ФОРМАЦИИ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Литогенез пород рассматривается современной геологией как совокупность геологических процессов, определяющих состав, строение, состояние и свойства осадочных образований. Одна из главных проблем инженерной геологии — выяснение закономерностей формирования вещественного состава и физико-механических свойств пород. Успешное решение этой проблемы возможно только на литогенетической основе. Изучение литогенеза с инженерно-геологических позиций включает решение таких вопросов, как выявление закономерностей стадийного формирования состава, структуры и свойств отложений, динамики их преобразований под воздействием природных и антропогенных факторов и влияния установленных закономерностей на общую оценку грунтовых условий региона. В настоящей статье изложены результаты изучения инженерно-геологических особенностей лессовой формации юга Сибирской платформы на литогенетической основе. Методологическая схема исследований этой формации включала разработку литогенетической классификации отложений, комплексность в изучении геологических, структурных, минералогических, геохимических и физико-механических показателей пород, а также многофакторный анализ взаимосвязей. В результате проведенных исследований разработаны методические приемы инженерно-геологического картирования четвертичных отложений. Опорными регионами, где проводились тематические исследова-

ния по узловым участкам или специализированные инженерно-геологические съемки различных масштабов, являлись: юго-запад Иркутского амфитеатра, юг Ангаро-Ленского междуречья, зоны влияния Усть-Илимского и Богучанского водохранилищ. Общий объем лабораторных (стационарных и полевых) исследований пород составил примерно 50 тыс. анализов.

Согласно классическим положениям теории литогенеза (Страхов, 1962), типы его определяются климатической зональностью, которая обуславливает литолого-фациальный режим осадконакопления и геохимический вид остаточных и подвижных продуктов выветривания. В составе четвертичного покрова юга Сибирской платформы установлены три типа осадконакопления:

1) доледниковый (доплейстоценовый); 2) перигляциальный (плейстоценовый); 3) послеледниковый (современный).

В зависимости от фациальных условий аккумуляции здесь распространены аллювиальные, делювиальные, элювиально-делювиальные, пролювиальные, болотные и озерно-эоловые комплексы пород, представленные глинистыми, песчаными и лессовыми отложениями. Ведущее место лессовая формация занимает среди образований перигляциального типа, значительно меньше развита в современном и полностью отсутствует в доледниковом типе осадконакопления. Лессовые породы рассматриваются нами как продукты лессового типа выветривания, связанного с аридно-криогенными условиями перигляциальной зоны. В составе лессовой формации, в зависимости от этапа литификации пылеватого материала, выделяются слабо облессованные породы, соответствующие начальной стадии облессования, лессовидные образования — продукт центральной стадии лессового эпигенеза и деградированные лессовидные породы — результат заключительной стадии формирования формации.

Установлено, что при формировании первичных (структурно-минералогических и геохимических) и вторичных (водно-физических и механических) признаков лессовых пород ведущую роль играет тип осадконакопления, что позволило, с одной стороны, провести генерализацию подразделений лессовой формации, а с другой, — обосновать необходимость выделения более мелких их разновидностей. В результате были созданы предпосылки для получения региональных нормативных инженерно-геологических по-

казателей. Например, судя по приведенным здесь параметрам (рис. I), имеются существенные различия между лессовыми породами второго и третьего типов осадконакопления. В то же

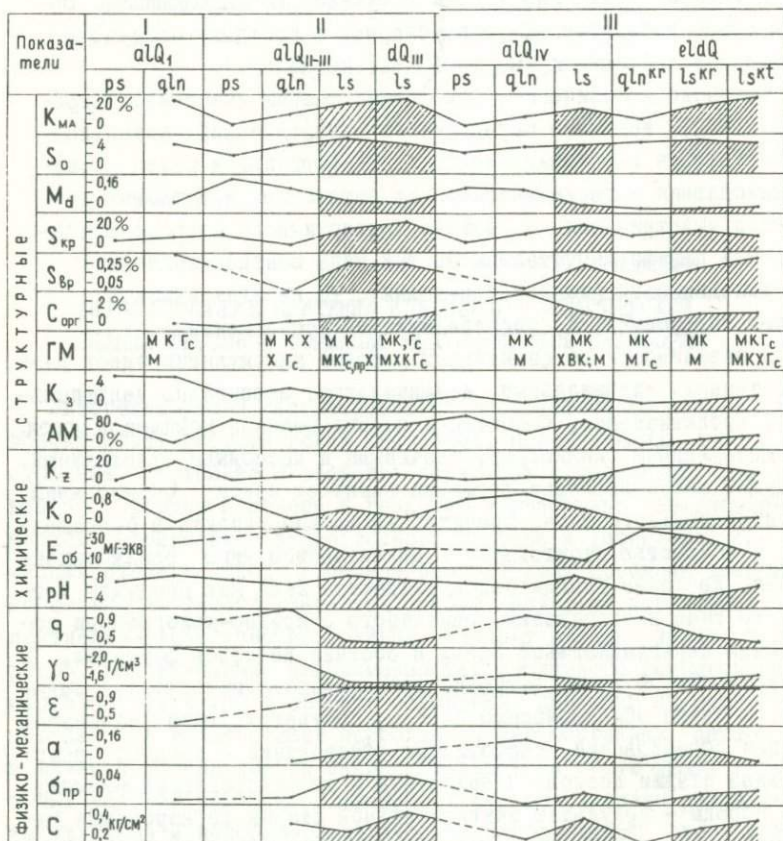


Рис. I. Схема изменчивости структурных, химических и физико-механических показателей четвертичных пород.

время для лессовой формации перигляциального типа совершенно четко фиксируется почти полная идентичность первичных и вторичных показателей аллювиального и делювиального комплексов, что нельзя утверждать по поводу различных фациальных комплек-

сов послеледникового типа. Перигляциальный режим осадконакопления снивелировал различия, возникшие на стадии сингенеза, определившей генетическую принадлежность отложений. В этом случае возможна генерализация аллювия и делювия в единый инженерно-геологический комплекс. В послеледниковом типе сингенез, наоборот, имеет решающее значение и здесь необходимо не только выделить соответствующие фациальные (инженерно-геологические) комплексы, но и более подробно подразделить некоторые из них в зависимости от состава коренной основы.

Комплексное изучение всех основных фациальных комплексов и литологических групп четвертичных пород (а не только лессовых образований), их структурно-минералогических, геохимических и физико-механических показателей явилось фактическим обоснованием при разработке вопросов формирования лессовой формации юга Сибирской платформы. Кроме того, подобный комплексный подход позволил провести многофакторный анализ взаимосвязей между первичными и вторичными признаками литогенеза. В результате появилась возможность прогнозирования некоторых количественных критериев инженерно-геологической оценки пород. С помощью методов множественной регрессии получены, например, расчетные уравнения коэффициентов относительной просадочности для лессовых пород, при этом совпадемость прямых и расчетных данных составила около 80%.

С эпигенетическим этапом литогенеза непосредственно связано воздействие экзогенных факторов — выветривания, сезонного промерзания, широтной зональности и целого ряда антропогенных явлений. Влияние этих факторов на состав и свойства лессовых пород исследовалось экспериментально путем режимных наблюдений на стационарных площадках, с помощью циклических промораживаний образцов грунта в лабораторных условиях, длительных компрессионно-просадочных испытаний и т.д. Установлено, что физико-химическое (в том числе и морозное) выветривание пород может носить как регрессивный, так и прогрессивный характер. Например, лессовидные суглинки, вскрытые на специальных площадках в виде моноли-

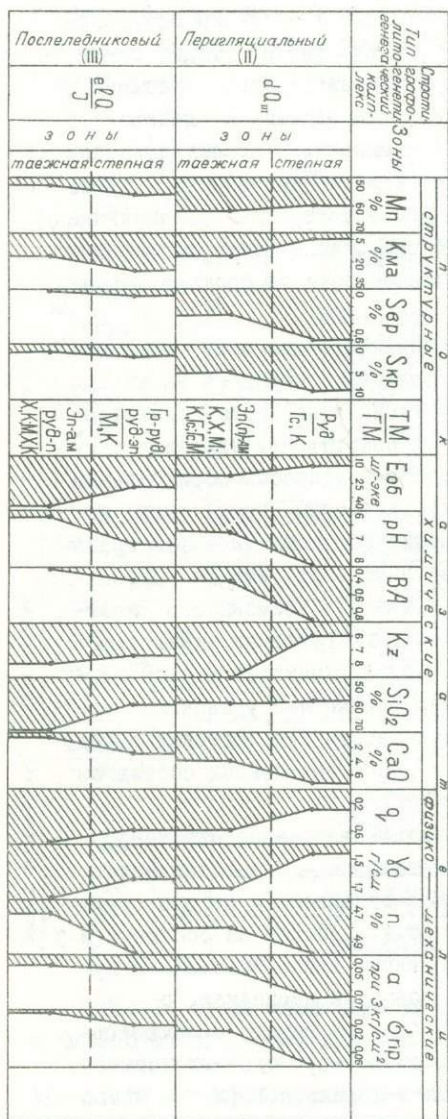


Рис.2. Схема зональных изменений структурных, химических и физико-механических показателей лессовых пород.

Условные обозначения к рис.1,2: М<sub>п</sub>—содержание пылевой (0,05–0,002 мм) фракции,%; К<sub>ма</sub>—коэффициент микроагрегатности,%; S<sub>о</sub>—коэффициент сортировки; М<sub>д</sub>—среднее медианное значение, мм; S<sub>кр</sub>—содержание карбонатов,%; S<sub>вр</sub>—содержание водорастворимых солей,%; S<sub>орг</sub>—содержание органического вещества,%; ГМ—глинистые минералы (М—монтмориллонит, К—каолинит, Гс—гидрослюда, Х—хлорит, пр—примесь), ТМ—тяжелые минералы обломочной фракции (руд—рудные минералы, эп—минералы группы эпидота, гр—гранат, ам—амфиболы, п—пироксены); К<sub>з</sub>—коэффициент мономинеральности; К<sub>з</sub>—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>:Na<sub>2</sub>O, K<sub>о</sub>—FeO:Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; E<sub>об</sub>—емкость катионного обмена, мг-экв, pH — реакция среды, ВА—CaO+K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O:Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>;

γ — степень водонасыщения, γ<sub>об</sub> — объемный вес, ε — коэффициент пористости, η — пористость, α — коэффициент сжимаемости при 3 кг/см<sup>2</sup>, Б<sub>пр</sub> — коэффициент относительной просадочности при 3 кг/см<sup>2</sup>, с — сцепление, кг/см<sup>2</sup>.

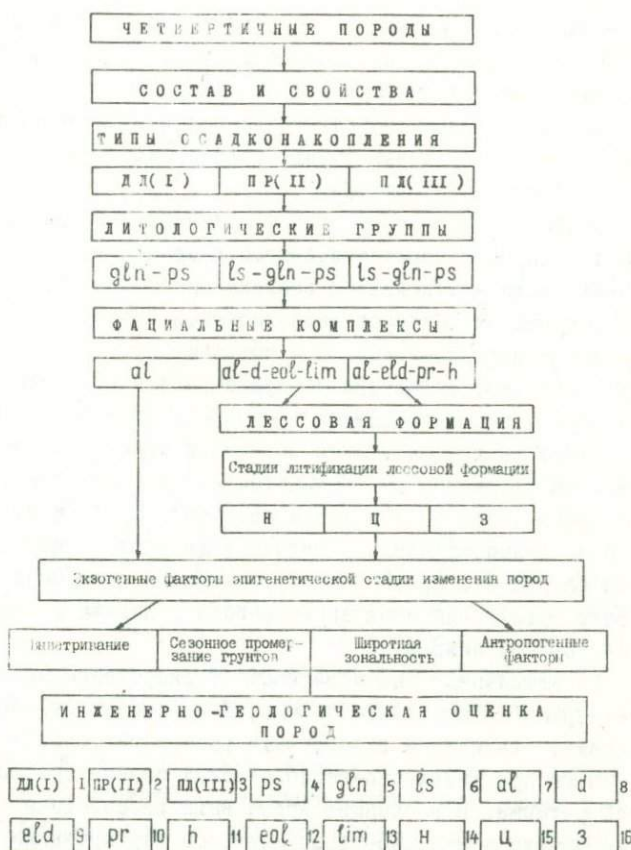


Рис.3. Схема формирования состава и свойств четвертичных пород.

I - доледниковый, 2 - перигляциальный, 3 - послеледниковый тип осадконакопления; 4 - песчаные породы; 5 - глинистые породы; 6 - лессовые породы; 7 - аллювиальный комплекс, 8 - делювиальный комплекс, 9 - элювиально-делювиальный комплекс, 10 - пролювиальный комплекс, 11 - болотный комплекс, 12 - золотый комплекс, 13 - озерный комп. :с; 14 - начальная стадия, 15 - центральная стадия, 16 - заключительная стадия литификации лессовой формации.

та-полигона, через два года потеряли свои просадочные свойства в результате упрочения структурных связей за счет дополнительной агрегатизации. Влияние широтной зональности изучалось методом сопоставления основных показателей состава и свойств лессовых пород, залегающих в степной и таежной зонах Приангарья (рис.2).

Выявлено, что существенные признаки деградации отсутствуют в породах перигляциального типа осадконакопления, но имеют место в отложениях послеледникового типа. Воздействие антропогенных факторов исследовалось в зоне влияния Богучанского водохранилища. При создании искусственного водоема, как известно, в действие вступает целый ряд антропогенных факторов, наиболее важным из которых является длительное увлажнение рыхлых отложений береговой зоны. Путем лабораторного эксперимента дан отрицательный прогноз относительно естественных просадок в толще лессовых пород и положительный — о возможности послепросадочных деформаций при дополнительных нагрузках. Кроме того, установлена потенциальная возможность проявления пльвинных свойств у пылеватых песков и лессовидных суглинков.

Установленные закономерности формирования состава и свойств четвертичных пород юга Сибирской платформы в соответствии с типами, стадиями и экзогенными факторами (рис.3) являются основой при инженерно-геологической оценке грунтовых условий региона. В настоящее время нами разработаны методические приемы инженерно-геологического картирования четвертичных отложений. Например, по двум опорным регионам — зонам влияния Усть-Илимского и Богучанского водохранилищ — имеются среднemasштабные карты инженерно-геологических условий, где лессовая формация рассматривается в едином комплексе четвертичного осадконакопления.

#### Л и т е р а т у р а

С т р а х о в Н.М. Основы теории литогенеза, т. I. М., АН СССР, 1962. 212 с.

В.С.Храпов

ВЛИЯНИЕ ГИПЕРГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ НА ФОРМИРОВАНИЕ  
СОСТАВА И СВОЙСТВ ЛЕССОВЫХ ПОРОД

По мере осадконакопления и облессования рыхлые породы испытывают влияние многочисленных факторов, присущих зоне гипергенеза: атмосферных и грунтовых вод, растительных и животных организмов, суточных и сезонных колебаний температуры, состава и местоположения источников сноса, макро- и микроландшафтных форм рельефа и т.д. Степень влияния каждого из этих факторов на преобразование лессовых пород неравнозначна и контролируется ландшафтно-климатическими особенностями района.

Объектом наших исследований явились лессовидные суглинки нижнего-среднего плейстоцена правобережья р.Оби вблизи г.Новосибирска. Комплексное изучение их в разрезах возвышенных плосковыравненных элементов рельефа и западин позволило установить изменение с глубиной состава, структуры и свойств пород, проявленное в качественном и количественном преобразовании химико-минералогического состава и физико-механических свойств.

Характерной особенностью суглинков приповерхностной части разрезов возвышенных элементов рельефа является светлая желто-бурая окраска, которая с глубиной приобретает более темные желто-бурые тона. Последние свойственны также породам западин. Интенсивность окраски суглинков зависит от содержания в них окисных форм железа, образованных вследствие окисления  $Fe^{2+}$ , высвобожденного из структурной решетки минералов. Чем

интенсивнее происходит преобразование последних, тем больше порода насыщается окисным железом, так как в щелочных условиях ( $pH=7,5$ ) оно не способно к миграции и находится там, где образовалось. По этой причине окраска суглинков возвышенных участков становится с глубиной более темной, а в западинах приобретает такой оттенок с первых метров разреза. Об этом свидетельствует увеличение вниз по разрезу валового содержания окиси железа в породах возвышенных форм рельефа от 3,0 до 5,2% (на высушенное при  $110^{\circ}C$  вещество) и в западинах от 3,8 до 6,2% и, соответственно, уменьшение закиси железа для первых от 1,4 до 0,5% и вторых от 1,6 до 0,4%.

Гранулометрический состав пород, изученный ареометрическим, микроагрегатным, дисперсным и петрографическим методами, характеризуется снижением с глубиной содержания песчано-пылеватых частиц и увеличением высокодисперсных ( $< 0,005$  мм). В связи с этим происходит уменьшение медианного размера зерен ( $Md$ ) в этом направлении для разрезов пород возвышенных участков от 0,017 до 0,009 мм и западин от 0,014 до 0,005 мм.

Минеральный состав песчано-пылеватых частиц представлен в основном "легкими" минералами: кварцем, полевыми шпатами, слюдами, обломками пород, и в меньшей мере аутигенными: кальцитом, глинистыми, железисто-глинистыми, глинисто-карбонатными агрегатами. Среди "тяжелых" минералов выделены аутигенные - лимонит, гидрогетит, гетит, гематит - и около 40 акцессорных. Эти минеральные компоненты изучены в мелкопесчаной, тонкопесчаной, крупнопылевой и мелкопылевой фракциях. Основной в лессовых породах является крупнопылеватая фракция, содержание которой составляет от 15 до 53%. В ней отмечается заметное сокращение неустойчивых кластогенных минералов с глубиной, связанное с их гипергенным преобразованием. В соответствии с этим наблюдается снижение величины коэффициента пластинчатости (Ларионов, 1971) от 0,21 до 0,06, увеличение значений коэффициента мономинеральности (Казаринов, 1958) от 0,96 до 2,34 и индекса зрелости (Бгатов, 1965) от 49 до 70.

Высокодисперсные частицы представлены преимущественно глинистыми минералами и в меньшей мере — карбонатами, гидроксидными и органическими соединениями. Минеральный состав их изучен при помощи комплекса современных методов.

Результаты анализов свидетельствуют, что в составе глинистых минералов верхней части разрезов возвышенных участков присутствуют гидрослюда, хлорит и смешаннослойные образования хлорит-гидрослюда-монтмориллонитового типа. Гидрослюда и хлорит являются ведущими минералами в пределах первого метра разреза. С глубиной их содержание снижается и ниже 7 м хлорит не встречается, а гидрослюда присутствует в незначительном количестве. Основной фон представляют смешаннослойные образования хлорит-гидрослюда-монтмориллонитового типа. На глубине 10 м хлорит отсутствует и в составе смешаннослойных минералов, представленных, в основном, образованиями гидрослюда-монтмориллонитового типа и монтмориллонитом.

Высокодисперсные частицы лессовых пород западин состоят из монтмориллонита и смешаннослойных образований хлорит-гидрослюда-монтмориллонитового или гидрослюда-монтмориллонитового типа. Содержание набухающих слоев в смешаннослойных образованиях колеблется в пределах 80-100% (Фивер, 1962). Для установления природы разбухающего минерала некоторые пробы обработаны однонормальным раствором КОН с кипячением в течение 10 мин. С таких проб были получены дифрактограммы, на которых отчетливо видно смещение рефлексов к  $10 \text{ \AA}$  с усилением интенсивности последнего. Последующее насыщение этих проб этиленгликолем не повлекло к смещению рефлекса  $10 \text{ \AA}$  в область малых углов. Этот эксперимент показывает, что разбухающий компонент генетически связан с деградацией высокотемпературной гидрослюда модификации 2 М и переходом ее через гидрослюда модификации 1 М в смешаннослойные образования гидрослюда-монтмориллонитового типа (Коссовская, 1966).

По данным электронномикроскопического анализа, основной фон высокодисперсных фракций ( $< 0,001 \text{ мкм}$ ) составляют изометричнопластинчатые частицы с расплывчатыми, размытыми

контурами, имеющими хлопьевидный и комковатый облик. Такие частицы многие исследователи (Гинзбург, Витковская, 1956; Рекшинская, 1956; Сæхибгареев, Питкевич, 1959 и др.) диагностируют как деградированные монтмориллонитизированные гидрослюда или смешаннослойные сростки гидрослюдисто-монтмориллонитового типа. С глубиной их содержание в составе высокодисперсных фракций возрастает, что свидетельствует о широком процессе монтмориллонитизации гидрослюдистых частиц и преобразовании их в монтмориллонит через смешанно-слойные образования гидрослюдисто-монтмориллонитового типа.

В шлифах и иммерсионных препаратах монтмориллонит диагностируется в виде тонких медово-желтых пленочек, окаймляющих поверхность обломочных зерен, агрегатов и стенки пор. Пленочки характеризуются показателем преломления  $\sim 1,542$  и высоким показателем двупреломления  $0,02-0,03$ . Иногда вокруг агрегатов и стенок пор наблюдаются две или три периферийные пленки в виде концентров, разделенных друг от друга пустотой. Их появление обусловлено, по-видимому, периодической сменой водно-температурного режима, изменением pH среды и другими факторами. Ширина пленочек колеблется от  $0,002$  до  $0,025$  мм. На обломочных зернах они тоньше, чем на агрегатах и стенках пор. С глубиной ширина пленочек возрастает, а следовательно, увеличивается общее содержание монтмориллонита.

Последнее подтверждается увеличением валового содержания  $\text{MgO}$  в составе высокодисперсных фракций ( $0,005-0,001$  мм и  $<0,001$  мм) по сравнению с валовым составом лессовых пород. Очевидно, возрастание  $\text{MgO}$  обусловлено повышением роли монтмориллонитовой компоненты в составе высокодисперсных фракций.

В лессовых породах широкое развитие получили и другие минеральные новообразования, среди которых значительную роль играют железисто-марганцевистые агрегаты и карбонаты (Драпов, 1974). Их формирование находится во взаимосвязи с общей направленностью гипергенных преобразований пород и прежде всего с высвобождением  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$  и других элементов из кристаллической решетки минералов.

Количественные и качественные преобразования состава пород приводят к изменению их структуры и свойств. Так, исследованиями установлено, что в верхней части разрезов песчаных пород (до 1,0-1,5 м) формирование полуагрегатов и агрегатов происходит слабо или почти не происходит. Лишь небольшая часть кластогенных зерен заключена в тонкую прерывистую или сплошную монтмориллонитовую пленочку, позволяющую именовать их полуагрегатами и агрегатами и относить породы к зернисто-пленчатому классу (Ларионов, 1971). С глубиной образование агрегатов возрастает. При этом формируются моно- и полиагрегаты. Обычно преобладают моноагрегаты, состоящие из глинистого, глинисто-карбонатного, железисто-глинистого, карбонатного, глинисто-железистого и железисто-марганцовистого материала.

Содержание первых трех разновидностей увеличивается вниз по разрезам. Форма их совершенствуется в этом направлении и становится округлой или эллипсоидальной с четкими контурами монтмориллонитовой пленочки.

Среди исследователей нет единого мнения о причинах агрегатообразования. Однако большинство из них считает, что одним из существенных факторов в этом процессе является коагулирующая способность глинистых частиц (Ларионов, 1971 и др.). В связи с этим повышение последних при определенных условиях обуславливает рост агрегативности пород. При дефиците влаги агрегатообразование подавлено или не происходит, так как все обменные физико-химические процессы между породой и средой угнетены. С увеличением влаги и присутствием сильных коагуляторов ( $Al^{3+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Ca^{2+}$ ) в поровых растворах обменные процессы активизируются и становятся благоприятными для агрегатообразования.

В районе исследования с глубиной возрастает глинистость и влажность пород, обуславливающие повышение агрегативности в этом направлении и закономерную смену структуры от зернисто-пленчатой к зернисто-агрегативной и агрегативной. По мере возрастания агрегативности пород увеличивается водостойкость агрегатов. В связи с этим уменьшается размокаемость пород вниз по разрезам и снижается коэффициент относительной просадочности. Интересно также поведение по

разрезам пород крупных, межчастичных пор и ультрамикропор. Содержание первых двух разновидностей с глубиной уменьшается, а последних — увеличивается. Одновременно с этим вниз по разрезам возрастает роль водостойких пор за счет облеkania стенок монтмориллонитовой пленочкой.

Изучение причин однотипной направленности гипергенных преобразований лессовых пород показало ведущую роль природной влажности, способствующей активизации физико-химических процессов. На возвышенных участках рельефа увеличение влажности в нижней части разрезов связано с капиллярным подъемом грунтовых вод, в западинах — как капиллярным подъемом грунтовых вод, так и скоплением атмосферных осадков.

В условиях постоянной увлажненности пород гипергенные преобразования протекают интенсивнее и приводят к деградации лессовых и приобретению новых признаков.

#### Л и т е р а т у р а

Б г а т о в В.И. Методические указания к определению зрелости пород по обломочным компонентам. Новосибирск, СНИИГТимС, 1965. 25 с.

Г и н з б у р г И.И., В ш т о в с к а я И.В. Разъединение кварца в глинах гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. — В кн.: Кора выветривания, вып. 2, 1956, с. 235–238.

К а з а р и н о в В.П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1958, с. 186–187.

К о с с о в с к а я А.Г. Типизация и генетическое значение смешаннослойных минералов глин. — В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., "Наука", 1966, с. 163–180.

Л а р и о н о в А.К. Методы исследования структуры грунтов. М., "Недра", 1971. 200 с.

Р е к ш и н с к а я А.Г. Атлас электронных микрофотографий глинистых минералов и их природных ассоциаций в осадочных породах. М., "Недра", 1956. 230 с.

С а х и б г а р е е в Р.С., П и т к е в и ч В.Т. О природе гидрослюды 2М на примере древних кор выветривания и от-

ложений осадочного чехла Западно-Сибирской низменности".

- "ДАН СССР", 1969, т.185, № 2, с.433-436.

У и в е р Ч.Е. Распространение смешаннослойных глинистых минералов и их распределение в осадочных породах. - В кн.: Вопросы минералогии глин. М., Изд-во иностр.лит., 1962, с.342-368.

Х р а п о в В.С. О карбонатных новообразованиях в лесовых породах. Сб.ВИНИТИ (деп. № 2779-74).

## А Н Н О Т А Ц И И

УДК 551.311.6:553.061.13/17.

Континентальные обстановки осадконакопления и их роль в локализации месторождений полезных ископаемых. Крашенинников Г.Ф. - В кн.: Континентальный литогенез. Новосибирск, изд.ИГиГ СО АН СССР, 1976.

Рассматривается эволюция континентального литогенеза и связанных с ним полезных ископаемых на территории Сибири и Дальнего Востока.

Табл.2. Библиограф. назв. Илл.1.

УДК 553.492.1:551.311.231:552.72.

Выветривание и континентальное осадконакопление в докембрии. Казанский Ю.П. - В кн.: Континентальный литогенез. Новосибирск, изд.ИГиГ СО АН СССР, 1976.

Особенности докембрийского выветривания рассматриваются в связи с эволюцией древних атмосфер, рельефа, органической жизни. Доказывается кислый, окислительный характер выветривания в позднем докембрии, благоприятный для выноса алюминия в зону осадконакопления. Ставится вопрос о расширении работ на поиски бокситов в докембрии.

Табл.1. Библиограф. назв.

УДК 551.31:551.72 (571.53) (571.54).

Основные геократические эпохи на юге Сибирской платформы в докембрии. Мац В.Д. - В кн.: Континентальный литогенез. Новосибирск, изд.ИГиГ СО АН СССР, 1976.

Показано, что южная часть Сибирской платформы на протяжении всего среднего протерозоя и значительной части позднего протерозоя выступала в качестве крупного массива, испытывавшего континентальное развитие, о чем свидетельствуют состав осадков и наличие остатков кор выветривания.

УДК 551.7+551.8:551.75.

Фанерозойский континентальный литогенез на Сибирской платформе. Павлов С.Ф. — В кн.: Континентальный литогенез. Новосибирск, изд.ИГиГ СО АН СССР, 1976.

В течение фанерозоя на Сибирской платформе существовало несколько эпох континентального литогенеза, которые обособились в результате смены тектонических движений и климата, обусловивших степень физико-химического выветривания пород, состав и внешний облик отложений, фауны и флоры. Интенсивность процессов корообразования и условия осадконакопления в каждую эпоху были различными, но они не могут быть восстановлены с достаточной полнотой для каждой из них.

Биол.10 назв.

УДК 552.5:551.24(571).

Цикличность литогенеза и корообразование. Вылцан И.А., Стреляев В.И. — В кн.: Континентальный литогенез. Новосибирск, изд.ИГиГ СО АН СССР, 1976.

Предложена гипотеза о связи эпох корообразования с условиями предшествующими или следовавшими за перигалактиями.

Биол.10 назв. Илл.1.

УДК 551.76/76:556.51(571.5).

К познанию континентального литогенеза сводовых поднятий мезозоя и кайнозоя Сибири. Цыкин Р.А. — В кн.: Континентальный литогенез. Новосибирск, изд.ИГиГ СО АН СССР, 1976.

Отложения областей сводового поднятия мезозоя и кайнозоя Сибири подчинены ритмике и направленности геодинамических процессов. Характерной чертой осадков областей сводообразования является гравитационная мобильность, неоднократное перераспределение материала, которое усиливает обломочные структуры и маскирует постседиментационные преобразования.

Биол.13 назв.

УДК 551.311.231(551.76)(571.51-73).

Основные черты мелового и палеогенового континентального осадконакопления в Приангарье. Стреляев В.И., Вылцан И.А., Забиров Ю.А. - В кн.: Континентальный литогенез. Новосибирск изд.ИГиГ СО АН СССР, 1976.

Выявлены основные особенности континентального осадконакопления в Приангарье на основе химико-литологических исследований, что позволило повысить качественный учет многих полезных ископаемых, локализующихся примерно на одних и тех же стратиграфических уровнях Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты.

Библ.2 назв.

УДК 551.022.4:553.492(571.51).

Пострудная деградация бокситов на территории Сибирской платформы и Енисейского края. Лизалек Н.А., Розин Р.С., Смирнова Л.Г., Храмов Ю.Я. В кн.: Континентальный литогенез. Новосибирск, изд.ИГиГ СО АН СССР, 1976.

Пострудная деградация бокситов юго-запада Сибирской платформы заключается в их ферритизации, каолинизации и шамозитизации.

Табл.3. Библ.9 назв. Илл.1.

УДК 551.311:551.71(571.56).

Эволюция фациальных и тектонических обстановок мезозойского континентального литогенеза Южной Якутии и перспективы бокситоносности. Желинский В.М., Коробицына В.Н. - В кн.: Континентальный литогенез. Новосибирск, изд.ИГиГ СО АН СССР, 1976.

Прослежены фациальные обстановки накопления мезозойской угленосной толщи Южной Якутии. Предшествовавший ее формированию длительный перерыв в осадконакоплении способствовал образованию кор выветривания, продукты переотложения которых обнаружены в базальных слоях угленосного комплекса. Выделены площади вероятного распространения остаточных кор

выветривания латеритного типа.

Табл. I, Библиограф. 2 назв. Илл. 2.

УДК 551.7:553.25

Особенности формирования глинистых минералов вулканогенно-осадочных пород нижнетриасового возраста юга Тунгусской синеклизы. Мухина А.М., Ломоносова Т.К. - В кн.: Континентальный литогенез, Новосибирск, изд. ИГиГ СО АН СССР, 1976.

Среди глинистых минералов вулканогенно-осадочных пород выделены гидротермальные, диагенетические, эпигенетические и гипергенные разновидности, представленные гидрослюдой, хлоритом, монтмориллонитом, смешанно-слоистым образованием и каолинитом. Выявлены бентонитовые глины, связанные с процессами гидротермальной аргиллизации.

Табл. 2. Библиограф. I назв.

УДК. 553.25:553.241.9.

Условия образования высокоглиноземистых пород и бокситов байкальской серии (Западное Прибайкалье). Маслов В.К., Ломоносова Т.К., Тигунов Л.П., В кн.: Континентальный литогенез. Новосибирск, изд. ИГиГ СО АН СССР, 1976.

Рассматриваются высокоглиноземистые породы и бокситы средне-верхнерифейского возраста, доказываются их осадочный генезис. Показано, что все проявления находятся в зоне гипергенеза, где минеральный состав бокситов и глиноземисто-карбонатных разновидностей пород изменен молодыми процессами, которые привели к образованию минеральных ассоциаций, не характерных для отложений рифейского возраста. Высказано предположение о возможности обнаружения промышленных залежей бокситов и глиноземисто-карбонатных пород в Западном Прибайкалье.

Табл. I. Библиограф. II назв.

УДК 553.411:552.5.

Условия формирования докембрийских золотоносных толщ (Патомское нагорье). Буряк В.А., Ощепков В.А. — В кн.: Континентальный литогенез. Новосибирск, изд.ИГиГ СО АН СССР, 1976.

В работе, на основании изучения химического состава отложений Патомской серии, сделана попытка реконструкции условий формирования и выявления источников обломочного материала. Показана роль продуктов выветривания и вулканического материала в первично-осадочной золотоносности пород. Табл.2. Библ.5 назв. Илл.2.

УДК 551.583.7+551.76(571.5).

Климатические условия накопления верхнемезозойских терригенных формаций Забайкалья. Красинец С.С. — В кн.: Континентальный литогенез. Новосибирск, изд.ИГиГ СО АН СССР, 1976.

По планетарным палеоклиматическим реконструкциям и анализу палеоботанических индикаторов сделан вывод о накоплении верхнемезозойских терригенных формаций Забайкалья в условиях гумидного климата с сезонными колебаниями и наличием вертикальной климатической зональности. Планетарная аридизация климата в поздней юре и неокоме существенно не повлияла на климатические условия Забайкалья, где на протяжении всего мезозоя сохранялся гумидный тип литогенеза. Верхнемезозойские красноцветные отложения Забайкалья не являются показателями аридного или семиаридного типа литогенеза.

Табл.1. Библ.11 назв.

УДК 551.31:551.762 (571.1).

Об особенностях преобразования континентальных отложений юры Западной Сибири под воздействием глубинных факторов. Сердюк Э.Я., Яшина С.М., Запывалов Н.П., Шерихода В.Я. — В кн.: Континентальный литогенез. Новосибирск, изд.ИГиГ СО АН СССР, 1976.

Приводится литолого-фациальная характеристика континентальных отложений юры Западной Сибири. Рассматриваются осо-

бенности преобразования пород под воздействием глубинного углекислого газа, мигрирующего по зонам разломов и оперяющим их трещинам. Дается описание аутигенного каолинита, развившегося по полевым шпатам, слюдам, хлориту, обломкам неустойчивых пород. Показано генетическое родство аутигенных карбонатов, выполняющих поры и трещины в породах.

Библ.16 назв.

УДК 624.552.554.

Литологические критерии инженерно-геологической оценки лессовой формации юга Сибирской платформы. Рященко Т.Г. - В кн.: Континентальный литогенез. Новосибирск, изд.ИГиГ СО АН СССР. 1976.

Рассматриваются закономерности стадийного формирования состава, структуры и свойств лессовых пород юга Сибирской платформы в едином комплексе четвертичного осадконакопления. Проведенные исследования включают разработку литогенетической классификации отложений, комплексность в изучении геологических, структурных, минералогических, геохимических и физико-механических показателей пород, а также многофакторный анализ взаимосвязей. Практическим выходом явились методические разработки приемов инженерно-геологического картирования четвертичных отложений.

Библ.1 назв. Илл.3.

УДК 551.311:552.324.

Влияние гипергенных процессов на формирование состава и свойств лессовых пород. Храпов В.С. - В кн.: Континентальный литогенез. Новосибирск, изд.ИГиГ СО АН СССР, 1976.

Изучение гипергенных преобразований лессовых пород показало ведущую роль природной влажности, способствующей активизации физико-химических процессов. В условиях постоянной увлаженности пород гипергенные преобразования протекают интенсивнее и приводят к деградации лессовых признаков и приобретению новых.

Библ.9 назв.

## СО Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр.
Предисловие . . . . .	3
Крашенинников Г.Ф. Континентальные обстановки осадконакопления и их роль в локализации полезных ископаемых . . . . .	5
Казанский Ю.П. Выветривание и континентальное осадконакопление в докембрии . . . . .	23
Мац В.Д. Основные геократические эпохи на юге Сибирской платформы в докембрии . . . . .	33
Павлов С.Ф. Фанерозойский континентальный литогенез на Сибирской платформе . . . . .	39
Вылцан И.А., Стреляев В.И. Цикличность литогенеза и корообразование . . . . .	52
Цыкин Р.А. К познанию континентального литогенеза сводовых поднятий мезозоя и кайнозоя Сибири . . . . .	61
Стреляев В.И., Вылцан И.А., Забиров Ю.А. Основные черты мелового и палеогенового континентального осадконакопления в Приангарье . . . . .	69
Лизалек Н.А., Родин Р.С., Смирнова Л.Г., Храмов Ю.Я. Пострудная деградация бокситов на территории Сибирской платформы и Енисейского края . . . . .	74
Желинский В.М., Коробицына В.Н. Эволюция фациальных и тектонических обстановок мезозойского континентального литогенеза южной Якутии и перспективы бокситоносности . . . . .	83
Мушина А.М., Ломоносова Т.К. Особенности формирования глинистых минералов вулканогенно-осадочных пород нижнетриасового возраста на юге Тунгусской синеклизы . . . . .	90
Маслов В.К., Ломоносова Т.К., Тигунов Л.П. Условия образования высокоглиноземистых пород и бокситов Байкальской серии (Западное Прибайкалье) . . . . .	97

Б у р я к В.А., О щ е п к о в В.А. Условия формирования докембрийских золотоносных толщ (Шатомское нагорье) . . . . .	106
К р а с и н е ц С.С. Климатические условия накопления верхнемезозойских терригенных формаций Забайкалья . . . . .	115
С е р д ю к З.Я., Я ш и н а С.М., З а п и в а л о в Н.П., Ш е р и х о р а В.Я. Об особенностях преобразования континентальных отложений юры Западной Сибири под воздействием глубинных факторов . . . . .	123
М а ц В.Д., Ш и м а р е в а М.К., Д о м о н о с о в а Т.К. Особенности кайнозойского континентального осадконакопления на Ольхоне и в Северном Байкале . . . . .	135
Р я щ е н к о Т.Г. Литологические критерии инженерно-геологической оценки лессовой формации юга Сибирской платформы . . . . .	144
Х р а п о в В.С. Влияние гипергенных процессов на формирование состава и свойств лессовых пород. . . . .	151
А н н о т а ц и и . . . . .	158

Технический редактор *Л. А. Панина*

---

Подписано к печати II. XI. 1976г. МН 03023  
Бумага 60x84/16. Печ. л. 10,5. Уч.-изд. л. 9,4.

Тираж 500. Заказ 289. Цена 65 коп.

---

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

Цена 65 коп.

2041