А. И. АНАТОЛЬЕВА

ДОМЕЗОЗОЙСКИЕ КРАСНОЦВЕТНЫЕ ФОРМАЦИИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО
«НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСК

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR · SIBERIAN BRANCH
TRANSACTIONS OF THE INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS

Vol. 190

A. I. ANATOLYEVA

PRE-MESOZOIC RED BED FORMATIONS

Editor-in-Chief·
academician A. L. YANSHIN

PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
SIBERIAN BRANCH
NOVOSIBIRSK
1972

АКАДЕМИЯ НАУК СССР · СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Вып. 190

А. И. АНАТОЛЬЕВА

ДОМЕЗОЗОЙСКИЕ КРАСНОЦВЕТНЫЕ ФОРМАЦИИ

Ответственный редактор
академик А. Л. ЯНШИН

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСК
1972

УДК 551.305 + 551.72 + 551.73

В работе обобщены результаты исследований докембрийских и палеозойских красноцветных отложений СССР и ряда зарубежных территорий. Рассмотрены общие черты этих отложений, к которым относятся, прежде всего, их окраска, фациальный и литологический состав, определенный комплекс органических остатков, а также морфологические особенности свойственных этим отложениям поверхностей напластования. Показано, что все эти красноцветные отложения наблюдаются в разнообразных структурных обстановках и в различных климатических зонах. Дана картина общего распространения домезозойских красноцветных отложений в осадочной оболочке Земли и выявлены некоторые характерные их черты для главных эпох седиментации.

На основе сравнительного изучения красноцветных отложений выделен ряд характерных красноцветных формаций. Дан очерк бескарбонатных, в том числе гематитовых и угленосных, а также карбонатных (меденосных и эвапоритовых) формаций, в котором определены свойственные этим формациям парагенезы пород и указаны некоторые типичные представители этих формационных групп. Кратко описаны также вулканогенно-красноцветные формации.

Полученные данные свидетельствуют о неравномерном распределении красноцветных формаций в рамках рассмотренного хронологического интервала домезозойской седиментации. Некоторые формации (меденосные и вулканогенно-осадочные) устойчиво сохранялись на различных стратиграфических уровнях, другие (гематитовые) исчезали, вследствие чего в более поздних осадочных сериях не обнаруживаются, третьи (угленосные и эвапоритовые), наоборот, впервые появляются в середине или в конце этого интервала.

Монография представляет интерес для широкого круга геологов и литологов, а также для исследователей, изучающих проблемы палеоклиматологии и вопросы реконструкции древних экваториальных зон.

2-9-3
549-550-72

ПРЕДИСЛОВИЕ

(О принципах выделения геологических формаций)

Целесообразность изучения формаций и необходимость формационного анализа осадочных и вулканических толщ земной коры, а также плутонических тел теперь стала очевидной. Подтвердились слова Н. С. Шатского о том, что «понятием формации советские геологи вводят в науку новый тип геологических тел, который до сих пор не изучался» и что «метод формационного анализа принесет очень большую пользу», ибо «в нем соединяются и литологический, и стратиграфический, и тектонический подходы»[1]. Изучением формаций занимаются сейчас во многих научно-исследовательских институтах и высших учебных заведениях нашей страны. Разделы о формациях и формационном анализе появились во всех сводных руководствах по тектонике и литологии, опубликованных за последние 15 лет. Много издано работ, посвященных описанию конкретных формаций, формационных латеральных и вертикальных рядов, а также выяснению связи полезных ископаемых (железных и марганцевых руд, бокситов, фосфоритов) с определенными формациями. Обсуждению вопросов формационного анализа посвящаются специальные совещания. При Тектоническом комитете АН СССР организована секция по изучению формаций, которую возглавляет Н. А. Штрейс — один из ближайших учеников создателя учения о формациях академика Н. С. Шатского.

И все же с полным основанием можно сказать, что разработка этого важного учения только начинается и что его методические основы еще недостаточно откристаллизовались.

Наиболее спорным остается вопрос о принципах выделения и классификации формаций. Нередко приходится слышать, а иногда и читать, что в советской геологической литературе разными исследователями предложены разные принципы выделения формаций: Н. С. Шатским и Н. П. Херасковым — парагенетический или эмпирический, Н. М. Страховым — генетический, В. И. Поповым — динамический, В. Е. Хаиным — тектонический и т. д. Эти принципы рассматриваются как равноценные подходы к изучению одной и той же теоретической проблемы, и нередко делаются попытки их различных комбинаций с целью «наиболее объективного решения вопроса».

На самом деле все обстоит далеко не так. Ни Н. С. Шатский, ни Н. П. Херасков никогда не отрицали необходимости изучения генезиса пород, слагающих ту или иную формацию, и выяснения тектонических условий ее формирования. Н. С. Шатский писал, что «было бы ошибочным, если бы при изучении формаций и заключенных в них полезных

[1] Н. С. Шатский. Избранные труды, т. III, стр. 12.

ископаемых не строились гипотезы и не разрешались вопросы о происхождении, развитии и условиях образования формаций или отдельных слагающих их пород, руд, минеральных концентраций, и все дело ограничивалось бы чисто эмпирическими выводами»[1]. Он писал также: «Самым важным свойством формаций является то, что они строго закономерно распределены в земной коре в зависимости от ее строения и геологического типа развития, т. е. от ее тектоники; таким образом, в самом общем виде можно считать, что формации являются образованиями преимущественно тектоническими»[2].

И тем не менее Н. С. Шатский настаивал, что при выделении формаций следует исходить не из определенных представлений о генезисе пород и типах литогенеза, не из определенных представлений о стадиях тектонического развития геосинклиналей и платформ, а выделять их только эмпирическим путем при изучении разрезов в полевой обстановке или, как он говорил, «геологическим методом».

Почему? По единственной, но очень важной причине. Потому, что для него была очевидна эволюция геологических процессов в истории Земли, а следовательно, несостоятельность любых концепций, основанных на униформистских и актуалистических представлениях, а также на представлениях о циклическом развитии земной коры. В 1954 г. он писал: «В решении вопросов о генезисе отдельных пород, руд или их сочетаний всегда в большей или меньшей степени содержится элемент предположительный. В этом отношении формации имеют преимущество перед фациями, так как генетические классификации последних, даже наиболее совершенные, основаны на некоторых предположениях, из которых наиболее важным, но и наиболее достоверным является актуалистическое представление о палеогеографической обстановке прошлых геологических периодов»[3].

Действительно, возьмем так называемый генетический принцип выделения формаций, критике которого Н. С. Шатский посвятил немало убедительных страниц[4]. В законченной форме он исходит из представления о четырех типах литогенеза, тщательно изученных по их проявлениям в современную эпоху: гумидном, аридном, ледовом и вулканогенно-осадочном. Этим типам соответствуют четыре основные группы формаций, каждая из которых разделяется на морские и континентальные и дальше на конкретные формации по особенностям генезиса отложений.

Против такого подхода к выделению формаций могут быть выдвинуты три принципиальных возражения.

Во-первых, существует много четко выраженных формаций, сложенных породами разного генезиса, причем речь идет не только о формациях вулканогенно-осадочных. Возьмем угленосную паралическую формацию, в состав которой входят отложения речные, озерные, болотные и мелководные морские. Возьмем эвапоритовые формации, в которых соли переслаиваются в одних случаях с континентальными красноцветами, а в других — с карбонатными породами, содержащими морскую фауну. Возьмем некоторые молассовые формации, например нижнюю среднеолигоценовую молассу Предальпийского прогиба или миоценовую молассу Предкарпатского прогиба, в разрезе которых

---

[1] Н. С. Шатский. Избранные труды, т. III, стр. 14.
[2] Н. С. Шатский. Избранные труды, т. III, стр. 61.
[3] Н. С. Шатский. Избранные труды, т. III, стр. 13—14.
[4] Н. С. Шатский. Избранные труды, т. III, стр. 109—110, 168—172 и 176—183.

опять-таки наблюдается чередование слоев континентального и морского происхождения.

Во-вторых, существуют не менее четко выраженные формации, генезис пород которых спорен, например флиш. Большинство литологов (Вашичек, Кюнен, Хворова) считают породы флиша морскими глубоководными и связывают их образование с деятельностью мутьевых потоков, но ведь такой знаток геологии, как академик Д. В. Наливкин, утверждает в ряде своих работ, что флиш — это речной аллювий.

И наконец, третье, самое главное, возражение против генетического подхода при выделении формаций сводится к тому, что в геологическом прошлом обстановки седиментации и даже типы литогенеза были существенно отличны от тех, которые мы можем наблюдать и изучать в современную эпоху, и что поэтому даже самого тщательного изучения современных процессов литогенеза (несомненно, полезного и нужного) недостаточно для выяснения генезиса не только всех осадочных формаций, но даже отдельных пород, встречаемых в геологических разрезах.

Поясню это на конкретном примере. Во втором томе «Основ теории литогенеза» Н. М. Страхова подробнейшим образом описан гумидный тип литогенеза со всеми его особенностями и во всех его многообразных проявлениях. Сказано действительно все, что можно сказать об этом типе литогенеза по наблюдениям над современными осадками, причем для сравнения сделаны многочисленные экскурсы в геологическое прошлое. Убедительно показано на огромном цифровом материале, что все особенности выветривания, переноса материала и отложения осадка, процессов диагенеза и эпигенеза, поведения отдельных элементов и даже окраски пород при гумидном типе литогенеза связаны с присутствием большого количества органического вещества растительного происхождения. В общем виде это понятно каждому геологу, но доказано и обосновано именно Н. М. Страховым.

Однако наземная растительность существовала не всегда. Ее первые представители — примитивные псилофиты появились где-то около границы силура и девона. Она начала завоевывать низменные влажные побережья морей, озер и рек только с позднего девона и «взошла» на сухие водоразделы в виде древнейших хвойных только с конца карбона или даже начала перми. А каковы же были особенности гумидного литогенеза на континентах до появления наземной растительности? Ответа на этот вопрос мы не найдем ни в трехтомных «Основах теории литогенеза» Н. М. Страхова, ни в более поздней специальной его монографии «Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли».

Можно было только предполагать, что континентальные гумидные формации додевонских времен должны быть красноцветными, потому что не было редуцента, который мог бы восстановить железо из осадков. В настоящей работе дано убедительное подтверждение такого предположения, выделены и описаны древние красноцветные формации, несомненно формировавшиеся в условиях гумидного климата. Однако таким формациям нет места в классификациях, построенных по генетическому принципу, потому что в современную эпоху нет подобных обстановок осадкообразования и сравнительно-литологическим методом расшифровать условия их образования невозможно.

Приблизительно так же дело обстоит с палеогеографическим или, точнее, ландшафтно-географическим принципом выделения формаций, который наиболее полно изложен в двухтомной монографии Д. В. Наливкина «Учение о фациях» (1955). Наливкин предлагает трехступенчатую таксономию формационных подразделений. «Формаций» у него

только две: «суша» и «море.». Однако эти суперформации по ландшафтно-географическому принципу делятся на «нимии», а те в свою очередь на «сервии», которые можно рассматривать как формации и подформации других номенклатур. Например, выделяется «нимия» — открытый шельф, а в ней «сервии» — равнинный берег, гористый берег, подводная долина, подводное возвышение, остров, области ледниково-морских и ледово-морских, области эолово-морских и области псевдоабиссальных отложений.

Н. С. Шатский назвал «Учение о формациях» Наливкина «великолепным двухтомным справочником по географическим условиям отложения осадков»[1], и с такой оценкой согласится каждый, прочитавший эту работу. Однако предложенная в ней трехступенчатая классификация формационных подразделений не может быть применена для систематизации конкретных геологических формаций, наблюдаемых в разрезах земной коры, потому что географические обстановки, существующие в современную эпоху, невозможно экстраполировать вглубь веков, и наоборот, в прошлом существовало множество таких географических обстановок, аналогов которых сейчас мы не знаем.

Поясню это опять-таки на конкретных примерах. Единственной крупной площадью современного соленакопления (пусть до 1939 г. в нем отлагался не галит, а мирабилит) является Кара-Богаз-Гол. В географическом отношении это типичная лагуна. Мелкие площади современного соленакопления, такие как озера Джансы и Джаман-Клыч близ Аральска, Эльтон, Баскунчак, Сиваш, Ойе-де-Либро на полуострове Калифорния и другие, также представляют собой или внутриконтинентальные впадины, или мелководные лагуны морских побережий современной аридной и семиаридной зоны. Поэтому в полном соответствии с принципом актуализма в умах геологов очень долго господствовало разработанное еще в 1877 г. К. Оксениусом представление о том, что все древние соленосные отложения образовались в мелководных лагунах. Это представление укоренилось настолько твердо, что термины «соленосные» и «лагунные» отложения стали в геологической литературе синонимами.

Некоторых смущало, правда, то, что площади древнего соленакопления, например нижнекембрийского на Сибирской платформе, достигали 2,5 млн. км^2, т. е. в тысячу раз превышали площадь наиболее крупной современной лагуны Кара-Богаз-Гол, а мощности соленосных толщ достигали 3 км, но на такие пустяки старались не обращать внимания.

Поэтому большой неожиданностью было недавнее установление сначала германскими геологами для цехштейна, а затем М. П. Фивегом и М. А. Жарковым для территории СССР того обстоятельства, что древние солеродные бассейны вовсе не были лагунами в географическом смысле этого слова, а представляли собой крупные эпиконтинентальные моря, имевшие свободное и широкое, хотя и мелководное, сообщение с морями норм
И совсем уже «противоестественным» казалось и до сих пор кажется многим установление больших глубин древних солеродных бассейнов, которые к моменту начала садки галита в ряде случаев измерялись многими сотнями метров.

Совершенно очевидно, что эти древние солеродные бассейны не подходят ни под одну из «нимий» или «сервий» Наливкина.

---

[1] Н. С. Шатский. Избранные труды, т. III, стр. 154.

Другим ярким примером недостаточности самого тщательного изучения современных географических обстановок для правильного понимания палеогеографии прошлых эпох могут служить пестроцветные неокомские, преимущественно готерив-барремские отложения, широко развитые на пространстве от Кузбасса до Мангышлака и Туаркыра. На юге Западно-Сибирской низменности они слагают окраинную зону распространения неокома шириною до 400 км. Это преимущественно глины, неслоистые, мылоподобные, более или менее мергелистые, различных оттенков (буровато-красного, малиново-красного и вишнево-красного) с прослоями или неправильной формы пятнами таких же глин серовато-зеленого или оливково-зеленого цвета. В некоторых районах, например в районе, примыкающем к северным склонам Кузнецкого Алатау, в глинах появляется большое количество прослоев таких же пестроокрашенных, но преимущественно красных алевролитов, косослоистых песчаников и даже линз конгломератов с галькой метаморфических и магматических пород. Красные глины окрашены тонкорассеянным гетитом, зеленые — железистым хлоритом. В тех и других глинах встречаются неясно ограниченные стяжения доломита или доломитистого известняка, однако прослои гипса или каменной соли, так же как и слои чистых карбонатных пород, нигде не встречены. Среди минералов глин, кроме монтмориллонита, гидрослюд и хлоритов, определены сепиолит и палыгорскит. Мощность пестроцветной толщи неокома в Чулымской опорной скважине достигает 744 м (здесь в ее состав входят, кроме готерив-баррема, верхи валанжина и низы апта).

Органическими остатками пестроцветная толща неокома юга Западно-Сибирской низменности очень бедна. Изредка в ее породах встречается пыльца ксерофитных хвойных, споры различных папоротников, харовые водоросли, эвригалинные виды остракод и раковинки эвригалинных пелеципод из рода *Cyrena*. Вдоль северной границы своего распространения пестроцветные породы неокома начинают переслаиваться с сероцветными терригенными морскими отложениями и постепенно сменяются ими.

Такого же рода пестроцветные отложения неокома недавно обнаружены в юго-западной части Кузбасса, развиты в Зайсанской впадине, на севере и юге Тургайского прогиба, в Сырдарьинской синеклизе, в разрезах соляных куполов бассейна р. Эмбы, на Мангышлаке (готерив) и Туаркыре (баррем). Наконец, крайние западные «хвосты» той же пестроцветной формации неокома наблюдает каждый отдыхающий в Кисловодске, поднимаясь по терренкуру до «Красных камней». В бассейне р. Эмбы, как и на юге Западно-Сибирской низменности, пестроцветы к северу постепенно сменяются морскими сероцветными терригенными отложениями.

Какой «нимии» или «сервии» соответствуют эти неокомские пестроцветы?

Их часто называют лагунными отложениями, иногда с прямыми ссылками на «учение о фациях» Д. В. Наливкина. Но что же это была за лагуна, простиравшаяся от Кузбасса до Северного Кавказа при ширине местами более 400 км? И если это была лагуна, то почему ее осадки в Западной Сибири и Западном Казахстане постепенно сменяются к северу морскими слоями?

Современные лагуны в зависимости от климатической зоны, где они находятся, имеют соленость воды либо более высокую, либо более низкую по сравнению с морем, на берегу которого они расположены. Если пестроцветы неокома отлагались в лагунах засоленных, то поче-

му на огромном пространстве в них нет ни одной линзы каменной соли или хотя бы гипса? А если в опресненных, то почему в их осадках встречаются доломит, сепиолит и палыгорскит? Наконец, в каких современных лагунах встречаются мощные осадки преимущественно красного цвета?

Все эти недоуменные вопросы приводят к одному выводу: нельзя понять палеогеографические условия образования неокомских пестроцветов, исходя только из сравнения с современными ландшафтно-географическими обстановками, и, следовательно, нельзя определить их формационную принадлежность, исходя из классификации формаций, построенной на анализе этих обстановок.

Не лучше дело обстоит с классификациями формаций, построенными по так называемому тектоническому принципу. В. В. Белоусов и В. Е. Хаин предлагают выделять формации начального, среднего, позднего и заключительного этапов развития геосинклиналей. Это было бы замечательно, если бы жизнь геосинклиналей напоминала часовой механизм и в определенный час в каждой из них накапливались бы породы одинаковых формаций. Однако на самом деле это далеко не так. Реально существующие формационные ряды даже у одновозрастных геосинклиналей существенно различаются в зависимости от их структурного положения, а у разновозрастных геосинклиналей они всегда резко различны, отражая тем самым необратимую эволюцию тектонических, литологических и вулканических процессов в истории Земли. Никакой стандартной схемы развития геосинклиналей в действительности не существует. Не существует и тектоно-магматических циклов, в которых каждый этап повторял бы соответствующий этап предыдущего цикла. А раз нет такого повторения, значит не существует и самих циклов.

Такие же широко распространенные и типичные геосинклинальные формации, как флишевая и спилито-кератофировая, в противоположность существующему мнению не занимают в формационном ряду стандартного положения, связанного с определенным этапом развития геосинклинали, хотя их появление, несомненно, связано с определенным типом развития геосинклинали.

Флиш обычно считают формацией позднего этапа развития геосинклинали, предшествующего заключительному орогенному. В очень многих случаях так оно и бывает. Но уже на южном склоне Кавказа верхнеюрско-неокомский флиш попадает в среднюю стадию развития геосинклинали, а на Балканах титонский флиш в одних местах и сенонско-палеоценовый в других начинают геосинклинальное развитие после платформенного этапа, существовавшего со времени герцинской складчатости. В доордовикских же отложениях флиш вообще неизвестен. Поэтому совершенно неправомерно говорить о том, что заключительная стадия развития геосинклиналей всегда характеризуется появлением флишевой формации и что всякая флишевая формация говорит о заключительной стадии геосинклинального развития.

Совершенно так же дело обстоит со спилито-кератофировой формацией. Г. Штиле назвал ее «инициальной», Ю. А. Билибин перенес это название и это представление в русскую геологическую литературу, и в десятках монографий и даже учебников, опубликованных за последние 15 лет, можно прочесть, что развитие эвгеосинклиналей начинается с мощного подводного спилито-кератофирового вулканизма. Больше того. На Урале после байкальской складчатости новый этап геосинклинального развития начался местами еще в кембрии, но на

большей части его территории с ордовика. Силур Урала залегает на терригенном или туфогенном ордовике в подавляющем большинстве разрезов согласно и даже с постепенным переходом. Тем не менее за последние годы появился ряд статей, в которых говорится, что на Южном Урале и в Мугоджарах с верхнего силура начался новый «цикл» геосинклинального развития. Почему с верхнего силура? Да потому, что в верхнем силуре появляются в разрезах спилиты, а они, видите ли, «инициальные», с них начинается всякое геосинклинальное развитие.

Этот пример показывает, как надуманная стандартная схема, принимаемая за реально существующую закономерность, побуждает геологов отказываться от объективного анализа действительных геологических соотношений.

Между тем, еще в 1954 г. Н. С. Шатский писал: «Широко распространено мнение, что вулканические серии спилито-кератофирового состава (зеленокаменные, офиолитовые толщи) представляют собой образования так называемого начального магматизма в геосинклиналях, т. е. вулканические излияния и извержения в начальные стадии развития геосинклиналей, особенно в эпоху их возникновения в результате глубинных разломов. Однако в огромном большинстве случаев эти и гомологичные им формации характеризуют вообще геосинклинальную стадию развития складчатых систем, а не только начало их истории»[1]. Последующее изучение истории развития различных геосинклиналей полностью подтвердило эти слова.

Таким образом, выделение формации начальной, средней, поздней и заключительной стадий геосинклинального «цикла», как и соответствующих стадий развития платформенного чехла, опять-таки основано на глубоко неправильных униформистских представлениях о существовании некой идеальной схемы развития, которой следуют с очень небольшими отклонениями геосинклинали всех материков и всех геохронологических отрезков истории Земли, и такой же идеальной схемы развития платформенных чехлов.

Не из идеальных схем развития геосинклиналей и платформ мы должны исходить при разработке классификации формаций, а, наоборот, изучать реально существующие вертикальные ряды формаций, выяснять особенности геосинклинального развития разных структурных поясов и разных периодов развития земной коры, особенности развития древних и молодых платформ. Точно так же мы не можем классифицировать формации ни по типам современного литогенеза, ни по современным ландшафтно-географическим обстановкам — только изучая реально существующие в разрезах земной коры геологические формации, мы должны выяснять особенности древнего литогенеза и ранее существовавшие палеогеографические обстановки.

Поэтому прав был Н. С. Шатский, когда писал, что «выделение формаций на основании полевых наблюдений и изучения смены одних парагенезов другими является единственно возможным» и,— добавим мы,— несовместимым ни с каким другим подходом к выделению и классификации формаций. «Выделение же формаций на основе надуманных, односторонних классификаций (климатическая, тектоническая) и других теоретических предпосылок, хотя бы, видимо, и очень широких, вряд ли будет способствовать особому прогрессу в деле изучения формаций»[2].

---

[1] Н. С. Шатский. Избранные труды, т. III, стр. 39.
[2] Н. С. Шатский. Избранные труды, т. III, стр. 166.

В Институте геологии и геофизики Сибирского отделения Академии наук СССР (Новосибирск) в лаборатории осадочных формаций ведется сравнительное изучение в какой-то мере однотипных, но разновозрастных формаций. Цель этих работ — дать типизацию и классификацию формаций внутри отдельных их групп, так как для построения всеобщей классификации формаций материала накоплено явно недостаточно и любая попытка такого рода неизбежно содержала бы много искусственного. Другая цель — проследить эволюцию однотипных формаций в истории земной коры, что будет способствовать изучению особенностей литогенеза различных геологических эпох и выяснению причин этих особенностей.

В качестве объектов изучения выбраны красноцветные формации, тесно связанные с некоторыми из них галогенные формации, фосфоритсодержащие геосинклинальные формации и формации глауконитовой группы. Предполагается начать также сравнительное изучение разновозрастных платформенных и геосинклинальных карбонатных формаций. Этот выбор не случаен. Он определен двумя обстоятельствами. Во-первых, формации всех перечисленных групп достаточно широко развиты на территории Сибири, а потому их типичные представители легко могут быть изучены в полевой обстановке. Во-вторых, с формациями перечисленных групп связаны полезные ископаемые, обоснование поисков которых на территории Сибири имеет большое значение для развития народного хозяйства всей нашей страны — фосфориты, калийные и каменные соли, медистые песчаники, бокситы. Несомненно, сравнительное изучение формаций перечисленных групп поможет установить общие закономерности размещения в земной коре этих видов минерального сырья.

Настоящая монография является первой в серии подготавливаемых работ по проблеме эволюции осадочных формаций в истории Земли. В ней рассмотрены красноцветные формации, возникавшие в докембрийские и палеозойские времена. Установлено, что не все красноцветы возникали в аридных условиях, как об этом говорится в большинстве учебников. В древности некоторые из них образовывались и в гумидной обстановке. Выделены два типа аридных и два типа гумидных красноцветных формаций. Установлена определенная эволюция красноцветного породообразования на отрезке времени от нижнего протерозоя до верхнего палеозоя. В дальнейшем эти выводы будут дополнены материалами изучения мезозойских и кайнозойских красноцветных формаций. Но и сейчас, по моему мнению, предлагаемая монография представляет собой крупный вклад в изучение проблемы красноцветов, а в методическом отношении — в разработку проблемы выделения, описания и классификации осадочных формаций.

А. Яншин

Посвящается
светлой памяти дорогого учителя
Александра Николаевича Мазаровича

ВВЕДЕНИЕ

Красноцветные осадочные толщи изучаются более полутора веков. В первых общих построениях А. Г. Вернера, относящихся к концу XVIII столетия (Werner, 1786), такие толщи уже фигурируют под названием «Тюрингенских слоев» («флецов» по Вернеру). Это вполне естественно, так как мансфельдские горняки в то время выделяли в основании тюрингенских меденосных слоев, из которых добывалась медь, группу «флецов», именовавшихся «Красным Мертвым Лежнем» (Rothe Todtliegende), потому, что они были безрудными (см., например, Toula, 1900 и другие работы). В начале прошлого столетия де ля Беш (De la Beche, 1832) выделил тюрингенские слои в качестве «Группы Красного Песчаника», как определенный стратиграфический элемент разреза земной коры, расположенный над «угленосной группой» и подстилающий «оолитовую группу». Он опирался при этом на данные Р. Джемисона (Jameson, 1805), указавшего на широкое распространение красных песчаников на Британских островах. Между тем позднейшие исследования А. Седжвика и Р. Мурчисона (Sedgwick, Murchison, 1839) показали, что на примере «Группы Красных Песчаников» Англии могут быть выделены, кроме того, красноцветные толщи, залегающие ниже так называемой «угленосной группы».

Таким образом, было установлено существование не только самой по себе «Группы Красных Песчаников» («Red Sandstone»), соответствующих «Красному Мертвому Лежню» Тюрингии, но и более «Древних Красных Песчаников» («Old Red Sandstone»). Эти «Древние Красные Песчаники» Британских островов, как установили Седжвик и Мурчисон, сопровождаются слоями, содержащими обильную морскую фауну, резко отличную от силурийской и каменноугольной, что дало им возможность выделить самостоятельную девонскую систему на примере этих слоев и красноцветных толщ Британских островов.

Влияние работ Седжвика и Мурчисона было настолько велико, что многие исследователи позднее стали относить к девонской системе все «древние» красноцветные отложения, встречающиеся в других районах мира. Не избежали этого влияния в своих работах И. Д. Черский (1888) и В. А. Обручев (1892), первоначально предполагавшие девонский возраст красноцветных отложений бассейна р. Лены.

Ф. Н. Чернышев (1889) на том же основании отнес к нижнему девону всю мощную толщу частично красноцветных отложений западного склона Южного Урала, позднее выделенных Н. С. Шатским (1952) под названием рифейской группы докембрия.

После того как Мурчисон познакомился с геологией европейской части России, он убедился, что красноцветные толщи, залегающие над

слоями, принадлежащими каменноугольной системе (ранее называвшейся «угленосной группой»), широко распространены и в средней части содержат пачку карбонатных пород с характерной морской фауной. «Убедившись в ходе исследований,— пишет Мурчисон,— ты достаточно отмечены и могут установить особую, самобытную систему, сближенную, с одной стороны, с каменноугольными толщами, но с другой — вовсе не зависящую от триаса, мы решились обозначить их особым наименованием; оно имеет географический корень и происходит от древнего царства Биармии или Пермии, в пределах и рядом с которыми собраны были очевидные доказательства их самостоятельности» (Шатский, 1965$_2$, стр. 139). Таким образом, было дано стратиграфическое и палеонтологическое обоснование существования двух разновозрастных групп красноцветных отложений — девонских и пермских. С пермскими красноцветными отложениями были вскоре параллелизованы «Новые Красные Песчаники» или «Красный Мертвый Лежень» Тюрингии.

В дальнейшем была выявлена еще одна возрастная группа красноцветов — кембрийская. В Сибири, в частности, кембрийский возраст красноцветных отложений бассейна р. Лены был установлен после того, как Ф. Б. Шмидтом (1884) была определена и детально изучена кембрийская фауна из разрезов морских осадочных толщ, расчленяющих красноцветные отложения. Понемногу выяснилось, что красноцветные отложения встречаются на различных уровнях стратиграфической шкалы и, таким образом, не являются какой-либо определенной возрастной группой. В итоге дискуссии о стратиграфическом положении красноцветных толщ понемногу затихли, и внимание стали привлекать те черты красноцветных отложений, которые позволяют выяснить на основании данных об их распространении и происхождении физико-географические условия геологического прошлого.

Крупную роль в развитии такого направления исследований красноцветных отложений сыграл И. Вальтер (Walther, 1891, 1893, 1900; Вальтер, 1911$_{1,2}$). Он выдвинул концепцию, предполагающую, что красноцветные отложения являются континентальными и что их накопление происходит в условиях жаркого климата в пустынной обстановке. Однако он подчеркивал, что эти отложения образуются лишь в тех случаях, когда засушливые периоды чередуются с периодами интенсивного увлажнения. Построения Вальтера в дальнейшем привлекались различными исследователями для объяснения природы красноцветных отложений и не утратили своего значения в настоящее время.

В начале текущего столетия красноцветные отложения были рассмотрены К. Томлинсоном (Tomlinson, 1916). В своей работе он четко поставил важнейшие вопросы, затрагивающие проблему происхождения красноцветных пород. Работа Томлинсона как бы открыла путь для многочисленных публикаций, дающих ответ на выдвинутые им вопросы, касающиеся определения условий, способствующих накоплению красноцветных отложений, выявления первичной или вторичной природы их окраски, путей образования и форм переноса красящего материала, связи между цветом осадков и содержанием в них закисного и окисного железа, роли дегидратации гидроокислов железа, фациальной принадлежности отложений, возможности привлечения их к палеоклиматическим и палеотектоническим реконструкциям и т. д. Полный обзор этой литературы невозможен, поэтому приведем только некоторые важнейшие данные.

Прежде всего, следует подчеркнуть, что главное внимание красноцветным отложениям было уделено в русской и американской литературе. Это в известной степени связано с тем, что в СССР и США такого типа отложения очень широко распространены. В нашей стране разновозрастные красноцветные толщи исключительно разнообразны и, естественно, привлекали внимание исследователей с давних пор. Широко известны ранние работы В. А. Обручева (1892), посвященные красноцветам юга Сибири, труды А. В. Нечаева (1915), Е. И. Тихвинской (1933, 1946, 1952), А. Н. Мазаровича (1927, 1934, 1940, 1952), Р. Ф. Геккера (1934), Л. В. Пустовалова (1937), Л. М. Миропольского (1938, 1943, 1950), Л. Б. Рухина (1955), Е. М. Люткевича (1951, 1955), А. Л. Яншина (1953), А. И. Перельмана (1954), А. В. Хабакова (1954), Е. В. Павловского и Н. В. Фроловой (1955), Н. Н. Форша (1955), В. П. Маслова (1956), В. Н. Разумовой (1960), В. Л. Либровича (1960), В. И. Попова (1966), А. П. Феофиловой (1966), В. М. Синицына (1967) и многих других исследователей. Особо следует отметить работы Н. М. Страхова ($1962_{1, 2, 3}$), которым была создана общая теория литогенеза, в частности красноцветной седиментации и миграции железа, главного красителя красноцветных пород.

На Северо-Американском континенте красноцветные толщи встречаются почти во всех геологических системах, начиная с древнейших, принадлежащих докембрию, и кончая современными красноцветами, наблюдающимися в некоторых районах Мексиканского залива. Среди американских исследователей изучением красноцветных отложений, помимо Томлинсона, занимались Д. Хагер (Hager, 1928), М. Плейс (Place, 1943), П. Крынин (Krynine, 1949, 1950), А. Свайнфорд (Swineford, 1955), Ф. Б. Ван-
(Clark, 1962), Т. Уолкер (Walker, $1967_{1, 2}$) и многие другие.

Немалую роль в изучении красноцветных отложений сыграли также исследования европейских геологов, в частности С. Бубнова (1935), М. Жинью (1952), а также Г. Фалька (Falke, 1965), Г. Вильямса (Williams, 1968) и других. Палеогеографические реконструкции М. Жинью для девонских красноцветных отложений имеют принципиальное значение для понимания проблемы их происхождения.

Разнообразные публикации затрагивают различные стороны проблемы изучения красноцветов, но главная масса их посвящена, прежде всего, природе красной окраски пород. Существенное место в этих публикациях занимает вопрос о палеогеографическом значении красноцветов и об их принадлежности к определенным генетическим типам отложений. Известно, в частности, созданное на основании палеогеографической оценки красноцветных толщ представление о древних красных континентах и о великих аллювиальных равнинах. Во многих работах рассматриваются также различные палеонтологические и литологические данные, характеризующие красноцветные отложения. Однако при исключительном обилии работ, касающихся в той или иной форме красноцветных пород, мало сделано в области изучения их формационного состава, вследствие чего они представляются многим исследователям однообразными по составу и происхождению, хотя их разнообразие совершенно не соответствует такому представлению. В большинстве публикуемых работ рассматриваются частные вопросы, касающиеся общей проблемы изучения красноцветных отложений, причем авторы опираются преимущественно на региональные материалы, представляющие более или менее локальные территории. Поэтому даже объект исследования — красноцветные отложения — чаще всего

остается неопределенным и его характерные особенности оказываются неустановленными.

Если предпринять попытку определить типичные черты красноцветных отложений на основании имеющихся в литературе описаний, то главным признаком, определяющим принадлежность осадочных толщ именно к этому ряду отложений, будет их красная окраска. Поэтому обилие работ, посвященных определению причин появления этой окраски, кажется вполне понятным. Однако есть и другой признак, определяющий характерные черты красноцветных пород. Этим признаком, запечатленным в первоначальном названии «Древних» и «Новых» «Красных Песчаников», является принадлежность красноцветных отложений преимущественно к терригенным накоплениям. Во всяком случае, с того времени, как красноцветные толщи были выделены в качестве типичного литологического комплекса под названием «Красных Песчаников», главным отличием этих отложений считался их «песчаный», т. е., как теперь представляют, терригенный, состав. С этой точки зрения красноцветные породы постоянно противопоставляются всем карбонатным отложениям, представленным в разрезах известняками, доломитами и другими аналогичными породами.

От этих схематизированных общих представлений имеются различного рода отклонения. Во-первых, известны кремнистые породы, окрашенные в красный цвет; к их числу относятся, например, различные яшмы, а также глинисто-кремнистые породы. Эти породы, как и терригенные, тоже существенно отличаются по составу от карбонатных. Во-вторых, среди красноцветных терригенных отложений нередко встречаются прослои карбонатных пород, с которыми эти отложения переслаиваются. В связи с этим может возникнуть вопрос о количественных отношениях между красноцветными и карбонатными породами. Наконец, в цементе терригенных пород могут встречаться различного рода карбонатные примеси в более или менее значительных количествах. Эти примеси тоже могут потребовать количественной оценки для выделения соответствующего красноцветного терригенного комплекса. Таким образом, красноцветы как определенного типа осадочные накопления не всегда легко выделить, хотя в целом такого типа отложения достаточно характерны и отличаются, прежде всего, своей окраской и преимущественно терригенным, но иногда также кремнистым составом.

В настоящей работе рассматриваются только терригенные красноцветы, причем проблема образования кремнистых красноцветных пород не затрагивается. Главная цель — восполнить недостающие данные о формационном составе терригенных отложений. Исследование парагенезов, свойственных красноцветам различных территорий нашей страны и зарубежных регионов, проведенное автором частью лично, частью на основе анализа литературных данных, позволяет выделить ряд красноцветных формаций, существенно отличающихся друг от друга свойственными им наборами пород. Полный перечень этих формаций указан в оглавлении, и выяснение их главных черт и происхождения является основным содержанием данной работы.

Обзору главных типов красноцветных терригенных формаций предпосланы две главы, в которых определены общие черты, свойственные различным красноцветным отложениям, и дан очерк их распространения для главнейших эпох седиментации. В главе «Общие черты красноцветных отложений» рассмотрены типичные их особенности, которые определяют многие отличительные признаки этих отложений и позволяют представить общие условия их образования. К таким

общим чертам следует отнести прежде всего окраску, генетические типы, литологический состав, характерный комплекс органических остатков, определяющих свойства среды их образования, и наконец, морфологические особенности поверхностей напластования, по которым тоже можно судить о палеогеографических обстановках, свойственных времени накопления красноцветных осадочных толщ того или иного возраста.

Обзор общих черт красноцветных отложений дает лишь некоторое предварительное представление об их особенностях, а данные о их распространении служат основой для оценки их роли в процессах седиментации на земном шаре. Более полные сведения о красноцветных отложениях могут быть получены только на основании изучения их методом формационного анализа. Исследования типовых парагенезов красноцветных пород служат в свою очередь опорой для сравнения разновозрастных красноцветных формаций в целях воссоздания картины эволюции процессов красноцветной седиментации.

Представленное в настоящей работе сравнительное исследование красноцветных формаций, направленное на выявление эволюции процессов красноцветной седиментации, охватывает тот интервал в развитии каменной оболочки Земли, который отвечает верхнему докембрию и палеозою, т. е. периоду в более чем полтора миллиарда лет. За это время, как известно, органический мир претерпел огромные преобразования. Но пока еще недостаточно ясно, какие изменения затронули в то же время неорганическую природу и, соответственно, определили эволюцию процессов красноцветной седиментации. Возможные пути решения этой проблемы могут быть сейчас намечены в том направлении, которое теснейшим образом связано с сравнительным изучением разновозрастных формаций и выявлением типичного для различных формаций периода их существования. Именно этим путем следует и предлагаемый вниманию читателя труд, в котором формационный анализ не самоцель, а преследует задачу выявления изменчивости парагенезов красноцветных пород во времени и определения возможных различий между формациями, принадлежащими различным возрастным группам. Это, по-видимому, лишь первый этап большого и сложного пути, на котором в дальнейшем представится возможность установить не только изменчивость парагенезов, свойственных разновозрастным красноцветным формациям, но и причины такой изменчивости, основываясь не на гипотетических построениях, а на известных фактах о реальной эволюции красноцветных формаций.

Представленная вниманию читателя работа выполнена в лаборатории осадочных формаций Института геологии и геофизики СО АН СССР под общим руководством академика А. Л. Яншина. Она опирается прежде всего на данные предшествующих исследований девонских красноцветных отложений Саяно-Алтайской складчатой области, а также детального изучения в последние годы позднедокембрийских и кембрийских красноцветов на юго-западе Сибирской платформы. Существенное значение для выделения определенных формационных типов в красноцветных отложениях имело также посещение разрезов верхней перми на востоке Русской платформы (правобережье р. Камы в районах Ижевского Источника и д. Голюшурмы), позднего докембрия в центральных районах Русской платформы (Руднинская скважина на западе Смоленской области), а также позднего докембрия, кембрия и ордовика на р. Лене (на участке гг. Якутск — Качуг). При зарубежных поездках автор имел возможность, правда только в общих чертах, ознако-

миться с позднедокембрийскими красноцветными разрезами бандерской серии Индии (окрестности г. Агры) и серии Белт в Скалистых горах Канады (район озер Пейто и Медисон). Полученный фактический материал наряду с материалами обширной отечественной и зарубежной литературы был всесторонне изучен. Прежде всего выделялись конкретные формации в полевой обстановке. В дальнейшем для раскрытия внутреннего содержания этих формаций изучались главнейшие типы пород в прозрачных шлифах. Для характеристики пород было проведено необходимое количество химических, спектральных, рентгенометрических и других анализов.

В распоряжение автора А. П. Феофиловой были любезно переданы сделанные ею переводы работ М. Плейса, Д. Хагера, Г. Дорсея, П. Раймонда, В. Хукса и Р. Ингрема, а также Д. Миллера и Р. Фолька.

На различных этапах исследования автор имел возможность пользоваться советами Г. Н. Бровкова, Э. А. Еганова, М. А. Жаркова, И. В. Лучицкого, В. Н. Разумовой, А. Л. Яншина и других. Хочется отметить и ту немалую роль, которую сыграла в написании этого труда научная библиотека нашего Института. Коллектив этой библиотеки под руководством В. И. Жуковой не только обеспечивал отечественной и зарубежной литературой, но и сумел создать рабочую обстановку в читальном зале. Автор глубоко ценит и ту помощь, которую оказали ему В. К. Кириллов, Л. А. Панина и другие при оформлении иллюстративной части работы. Вовремя и квалифицированно сделанные анализы в лабораториях, возглавляемых Н. В. Арнаутовым, Д. К. Архипенко и В. М. Дорош, также способствовали завершению данной работы. Постоянным помощником на протяжении 1965—1969 гг. был старший лаборант А. Чистяков, относившийся с большой ответственностью к порученной работе. Не может автор не упомянуть и своих спутников по полевым исследованиям В. Бертенева, В. Зуенко, В. Носкова и В. Параева. Всем названным товарищам и тем, кто хоть в какой-то мере словом или делом содействовал выполнению этой работы, автор приносит глубокую благодарность. Особенно же автор признателен руководителю и научному редактору А. Л. Яншину, который на всех этапах исследования уделял большое внимание работе, а также И. В. Лучицкому за постоянную помощь и поддержку.

ГЛАВА I

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ КРАСНОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

«Наиболее общей чертой подавляющего большинства красноцветных отложений является их бесспорное континентальное происхождение».

Г. Дорсей (Dorsey, 1926)

Красноцветные отложения отличаются не только окраской, но и другими особенностями, позволяющими устанавливать общие черты тех обстановок, в которых они образовывались. К этим особенностям относятся свойственные им генетические типы и литологический состав, сопровождающие их органические остатки и наблюдающиеся в них характерные формы поверхностей напластования, на которых запечатлены признаки, определяющие условия былой седиментации. В этой главе на основании преимущественно литературных данных и отчасти личных наблюдений выясняются все эти общие черты красноцветных отложений и, в первую очередь, рассматривается природа красной окраски пород, образующих красноцветные толщи.

Восстанавливая процессы, приводящие к появлению красной окраски, приходится затрагивать вопросы, связанные с выяснением: 1) областей питания, поставляющих обломочный материал в бассейн седиментации, 2) путей и форм переноса этого материала, 3) поведения перемещенного материала в бассейне седиментации и 4) преобразования осажденного материала после его захоронения. Все эти вопросы обсуждаются в первом разделе настоящей главы. Второй ее раздел посвящен существующим представлениям о генетических типах красноцветных отложений. В двух следующих разделах излагаются некоторые сведения об их литологическом составе и ископаемых органических остатках, позволяющих определить особенности той среды, в которой происходила красноцветная седиментация. Наконец, последний, пятый раздел данной главы затрагивает сравнительно слабо освещенный в литературе вопрос о морфологии поверхностей напластования красноцветных отложений.

ПРИРОДА КРАСНОЙ ОКРАСКИ ПОРОД

«В субаэральных — делювиальных-пролювиальных, частью аллювиальных и эоловых отложениях — при скудности растительного покрова органического вещества вообще очень мало. Процессы редукции здесь резко подавлены; когда в осадке много железа, оно остается красным или бурым, когда мало — порода принимает окраску, обусловленную цветом слагающих его минеральных компонентов».

Н. М. Страхов (1963, стр. 200)

Проблема красной окраски красноцветных отложений во многих отношениях является спорной. Дискуссионным следует считать, прежде всего, главный вопрос: когда порода приобретает красный цвет? Возникает ли

красная окраска в результате процессов, протекающих в бассейне седиментации, или вследствие переотложения тех осадков, которые имели красную окраску в области сноса? Независимо от этого, ни у кого не вызывает сомнений то, что красная окраска отложений обусловлена присутствием в них безводной окиси железа, главным образом в виде гематита, а также в форме различных маловодных и безводных окислов железа, в частности гетита ($Fe_2O_3H_2O$) и маггемита ($\gamma\ Fe_2O_3$).

Поскольку железо относится к наиболее распространенным химическим элементам земной коры, присутствие его окисей и гидроокисей в красноцветных отложениях не является чем-то необычным и не требует специального объяснения. Известно, что огромные массы железа выносятся реками в моря и океаны (Виноградов, 1967). Например, в водах рек мира в среднем содержится около 0,7 мегалитров железа. В бассейнах, в которых материковый водосброс очень велик, содержание валового железа в воде иногда достигает 10^{-3}%.

Железо выносится реками и временными водотоками в разнообразных формах. Часть его поступает в виде грубых взвесей и осколков минералов и пород, содержащих железо в кристаллических решетках. Не меньшую роль играют коллоиды, которые содержат железо и в адсорбированном состоянии и в виде гидратов, а также гуматы и другие органические соединения. В работе А. П. Лисицына (1961) приведены следующие данные о распределении железа во взвесях Индийского океана в различных климатических зонах: в антарктических областях — 1%, в умеренной зоне — 5—10%, в тропической — 20%. Следовательно, наибольшее количество железа выносится из областей, расположенных в тропическом поясе, где происходит образование латеритных и красноземных почв. Подобная закономерность вполне естественна, так как именно в этой зоне протекают процессы выветривания, приводящие к концентрации железа в верхних слоях элювиального профиля коры выветривания.

Окраска красноземных почв, по М. Плейсу (Place, 1943), объясняется присутствием в них гематита и других окисных соединений железа, обусловливающих появление в этих почвах различных оттенков красного, розового, коричневого, пурпурного, серого и почти черного цвета. Красноватые оттенки красных почв, как отмечал М. Плейс, не находятся в прямой зависимости от количества содержащегося в них железа. Известны, например, случаи содержания различных количеств железа в почвах одинакового цвета и, наоборот, разнообразия оттенков красной окраски почв при равных содержаниях в них железа. На цвет почв существенное влияние оказывают, по М. Плейсу, размеры частиц гематита, их плотность и степень агломерации. В почвах ярко-красной окраски плотность и степень агломерации кристаллов гематита особенно велика. Коричневые же оттенки почв обычно обусловлены сложным сочетанием гидроокисей железа и органики. Цвет почв зависит, как отмечает Плейс, также от pH среды и степени увлажнения почвенного слоя.

Влияние среды на формирование различных соединений железа рассмотрено, в частности, К. Б. Краускопфом (1963), указывающим, что в нейтральных и кислых растворах при восстановительной обстановке могут содержаться высокие концентрации двухвалентного железа, а в щелочных — железо всегда осаждается в зависимости от величины редокса в виде гидроокисей, карбонатов, силикатов или сульфидов. Двухвалентные ионы железа в щелочной среде, как правило, окисляются, вследствие чего образуются нерастворимые окислы и гидроокислы

железа. На диаграммах, заимствованных из работы Краускопфа, показаны поля устойчивости безводных окислов (рис. 1) и гидроокислов железа (рис. 2). На этих диаграммах изображены, кроме того, поля устойчивости простых сульфидов, карбонатов и силикатов.

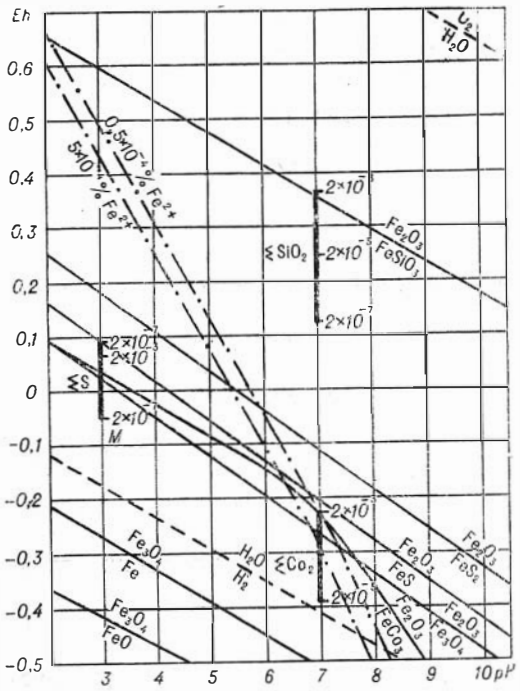


Рис. 1. Eh — pH-диаграмма для безводных соединений железа, по К. Б. Краускопфу (1963).

Сплошные линии — границы полей устойчивости; каждая граница отделяет поле более окисленной (выше линии) от поля более восстановительной формы (ниже линии). Поперечные штрихи на вертикальных линиях показывают положение границ полей при более низких концентрациях карбоната, сульфида и кремнекислоты. Пунктирные линии показывают пределы окислительно-восстановительных потенциалов, возможных в водных растворах. Штрих-пунктиром обозначены «изоконцентрационные» линии, проведенные через точки, в которых концентрация Fe^{+} в равновесии с окислами равна $5 \cdot 10^{-4}$ и $0{,}5 \cdot 10^{-4}$%.

Рассматривая диаграммы Краускопфа, можно наглядно видеть высокую чувствительность двухвалентных соединений железа по отношению к процессам окисления.

Как отмечает Ф. Б. Ван-Хутен (Van Houten, 1961), в верхней части обычного профиля выветривания постоянно присутствует гематит, тогда как ниже располагается гетит. В подпочвенном слое, по его данным, нередко наблюдается также лепидокрокит, образующий ржавые железистые скопления и конкреции; лепидокрокит встречается и среди латеритов вместе с гетитом, возникающим из коллоидальных растворов и являющимся, подобно гематиту, устойчивым минералом в окислительной обстановке. В составе латеритов имеется, кроме того, маггемит γFe_2O_3, представляющий безводную окись железа кубической структуры с такими же магнитными свойствами, как и у магнетита.

Условия, благоприятные для образования латеритных кор выветривания, обогащенных окислами и гидроокислами железа, придающими продуктам химического выветривания интенсивную красную окраску, наблюдаются в тех областях земного шара, где наиболее высокие среднегодовые температуры и высокая влажность, т. е. в тех климатических зонах, которые тяготеют к экваториальному и тропическим поясам. Расположение областей распространения красноцветных кор выветривания в определенных климатических поясах наглядно показано на схеме Н. М. Страхова (1962[1]), составленной им по данным мировой почвенной карты (рис. 3). Эти области лишь в отдельных участках, например на территории Флориды, низовий р. Миссисипи (Северная Америка) и в юго-восточном Китае, выходят за пределы тропических зон. В остальном они довольно строго ограничены тропиком Рака на севере и тропиком Козерога на юге, т. е. не выходят за рамки 30° северной и 30° южной широты.

Известно, что в экваториальной и тропических зонах среднегодовые температуры достигают 25° С, местами выше, а количество осад-

ков составляет 1500—3000 мм и более в год. От экваториального пояса на север и на юг среднегодовые температуры, а также массы осадков постоянно уменьшаются, вследствие чего меняются условия, благоприятствующие произрастанию растительности. Соответственно в экваториальной зоне распространены влажнотропические леса («дождевые леса»), встречающиеся на всех материках в тех областях, где осадки равномерно выпадают в течение всего года в количестве не менее 2—4 тыс. мм в год, а влажность воздуха достигает 90%. В этих лесах обилие различных видов вечнозеленых растений, поэтому они имеют многоярусное строение, богаты травами. К области распространения влажнотропических лесов примыкают сухие листопадные леса, сосредоточенные в тех частях тропических зон, где периодически дуют то сухие, то влажные муссонные ветры. Из среднегодового количества осадков, достигающего 2000 мм, в сухой период года, который продолжается тем больше, чем дальше данная территория удалена от берега моря, выпадает всего лишь около 100 мм. Большинство деревьев в этих местах в сухое время года сбрасывает листву, и, таким образом, создаются благоприятные условия для образования мощного гумусового слоя. Деревья в данном поясе обычно ниже, чем в предыдущем.

В еще большем удалении от экватора, где годовое количество осадков становится меньшим, но где тоже происходит регулярная смена сухого периода года влажным, произрастают саванные леса. В этих лесах деревья значительно меньше, они низкорослы, кроны их мало затеняют почву. Травяной покров густой, высота трав достигает 2—3 м. Длительность сухого периода в саванных лесах или в типичных саваннах, с их редкими ксерофитными деревьями или группами деревьев, увеличивается от 2 до 10 месяцев по направлению в стороны от экваториальной зоны; количество осадков в том же направлении уменьшается от 1200 до 300 мм. Среднемесячные температуры в саваннах не снижаются ниже 12° С и достигают 28° С. Наконец, к саваннам северного и южного тропических поясов примыкают пустыни, в которых среднегодовое количество осадков не превышает 100—250 мм, а местами снижается даже до 60—80 мм и еще ниже, тогда как амплитуда температур, при положительном и постоянном в течение года значении в пустынях тропического пояса, достигает 50° С.

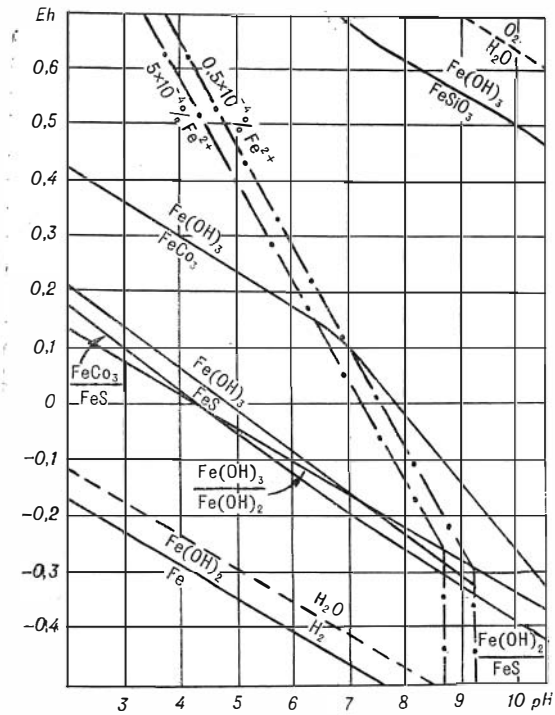


Рис. 2. Eh — Ph-диаграмма для гидроокислов железа, по К. Б. Краускопфу (1963). Условные обозначения см. рис. 1.

Общей климатической зональности отвечает соответствующая зональная смена не только растительных сообществ, но и почв. Поэтому, например, для экваториальной зоны постоянно влажного леса типичны крас-

ноцветные подзолы, для светлых тропических лесов (листопадных) — оподзоленные латериты и латеритные почвы, для лесистых саванн — красные и черные почвы и латериты, для сухих саванн — красно-бурые почвы, тогда как в пустынях появляются солончаковые почвы, с образованием которых связаны карбонатно-гипсовые, гипсовые и кремнистые корки. В целом же для экваториальной и тропических зон характерны красные коры выветривания и соответственно красные почвы, тогда как уже в ближайшей к ним зоне пустынь они становятся редкими и на больших пространствах сменяются солончаковыми сероцветными. Как указывал К. Д. Глинка (1927), в странах тропического климата имеется две группы красноцветных почв. Первая группа — это почвы латеритного типа влажных областей. Вторая группа, приуроченная к тропическим пустынным степям, ничего общего, кроме цвета, с латеритными почвами не имеет. Это красноземные почвы, образующиеся в областях недостаточной увлажненности с характерными для них продолжительными сухими периодами. Такие почвы содержат выделения углекислой извести и отдельные известковые конкреции.

Среди почвенных образований экваториального и тропических поясов Р. Гансен (1962) выделяет в зависимости от климатических условий, растительности и степени увлажнения: 1) латеритные красные почвы с высоким содержанием свободной гидроокиси алюминия, 2) красные суглинки приэкваториальных влажнотропических лесов с высоким содержанием каолинита и избытком сиалитного материала и 3) красно-бурые почвы саванн с повышенным содержанием аллитного материала.

На широтную зональность в размещении красноцветных почв накладывает отпечаток зональность, связанная с изменением климатических условий в зависимости от высоты над уровнем моря. Такая зональность в размещении кор выветривания, определяемая рельефом местности, описана в работах Б. М. Михайлова (1967, 1969) на примере Либерийского щита. Михайлов соответственно выделил четыре фациальных типа кор выветривания (рис. 4): 1) горный, 2) низинный, 3) высоких пенепленов и 4) низких пенепленов.

Горные коры выветривания образуются в горах, относительные превышения которых колеблются в пределах 200—500 м и достигают 1000 м. Мощность коры выветривания в таких горных районах составляет 5—10 м, но в отдельных случаях может достигать 60—100 м. Химический состав горных кор выветривания, возникающих на дунитах и долеритах, приведен в табл. 1.

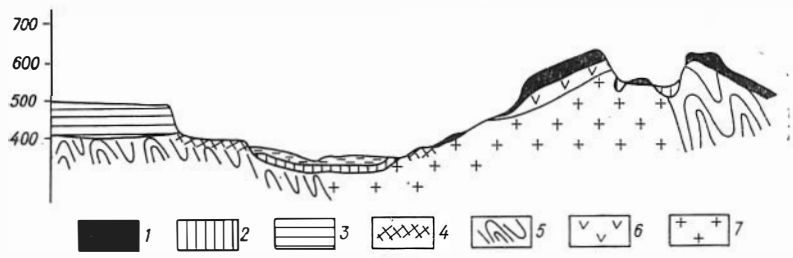


Рис. 4. Схема расположения в рельефе разнофациальных типов кор выветривания, по Б. М. Михайлову (1969).

1 — горные коры выветривания; *2* — низинные коры выветривания; *3* — коры выветривания высоких пенепленов; *4* — коры выветривания низких пенепленов; *5* — сланцы биримской серии; *6* — долериты; *7* — граниты.

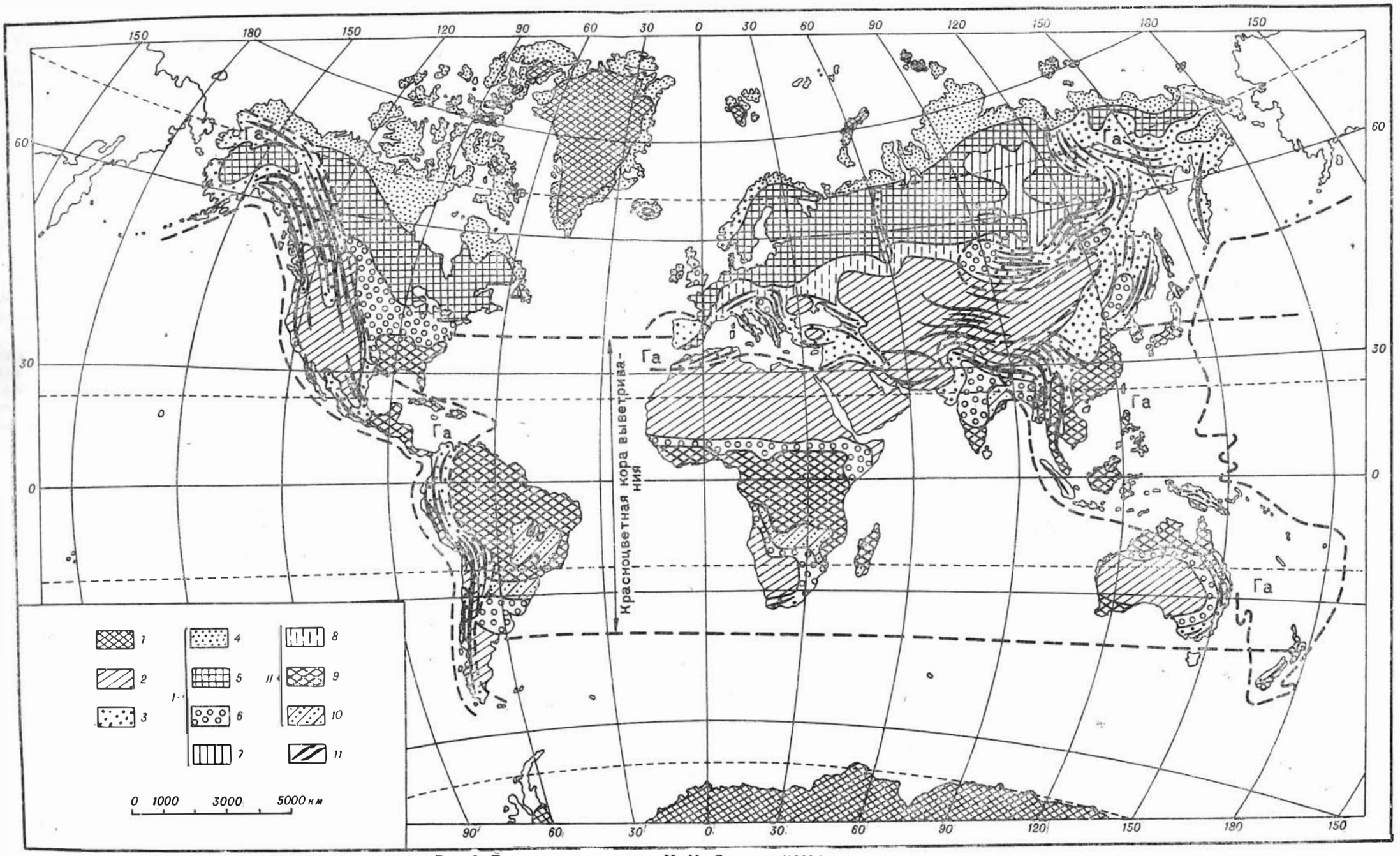


Рис. 3. Типы выветривания, по Н. М. Страхову (1963₁)

1 — область ледового седиментогенеза; *2* — область аридного седиментогенеза; *3* — выветривание тектонически активных территорий без образования коры выветривания; *4* — северная периферия: химическое выветривание резко ослаблено низкой температурой; *5* — нормально развитое выветривание; *6* — южная периферия: химическое выветривание ослаблено малым количеством осадков; *7* — приподнятые территории: химическое выветривание ослаблено действием рельефа; *8* — ослабленное проявление химического выветривания из-за малого количества осадков; *9* — интенсивное химическое выветривание; *10* — периферия зоны интенсивного химического выветривания; *11* — горные хребты.

I — область умеренного влажного климата; II — область тропического влажного климата; Га — тектонически активные территории континентальные и морские.

Химический состав кор выветривания различных фациальных типов

Глубина, м	Зона	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	П. п. п.
	Горная кора выветривания на дунитах									
	Кирасы (среднее из 9 анализов)	1,20	7,90	75,72	—	—	—			14,03
	Структурных охр (среднее из 55 анализов)	2,17	1,94	81,22	—	сл.	—			12,40
	Выщелоченных пород	39,10	1,00	29,90	1,60	0,50	11,1			16,00
	Дуниты	38,30	0,60	16,80	6,40	0,50	24,8			11,60
		36,50	0,60	13,05	7,15	0,15	30,9			10,95
		34,75	1,00	8,30	9,40	0,15	37,7			7,60
	Горная кора выветривания на долеритах									
0,0	Кирасы	9,52	38,01	29,83	0,29	—	0,03	—	—	20,95
1,0		1,97	34,54	42,09	—	0,07	—	—	—	19,28
3,0	Структурного бокситa	0,70	42,77	25,60	2,06	0,20	0,47	0,05	0,26	23,9
7,0		0,68	40,73	32,58	0,86	0,09	0,06	—	—	20,34
9,0		7,76	—	—	—	—	—	—	—	—
12,5	Выщелоченных долеритов	7,48	—	—	—	—	—	—	—	—
		7,24	35,25	29,11	2,84	—	0,70	—	0,15	20,46
13,5	Долериты	49,54	12,88	7,67	7,47	11,05	6,33	2,35	0,35	0,83

На первых стадиях выветривания в горных областях происходит почти полный вынос щелочей и щелочных земель; вслед за ними удаляется кремнезем. Верхняя часть коры выветривания, богатая окислами железа и алюминия и резко обедненная кремнеземом, в некоторых случаях может достигать 37 м мощности.

Низинные коры выветривания развиваются на материнских породах, обводняемых в течение года. Большое количество органического вещества в среде выветривания приводит к созданию постоянной восстановительной обстановки и низких значений pH. Такая кора выветривания представлена белыми, светло-зелеными или синими рыхлыми глинами с хорошо сохраняющимися структурами материнских пород. Конечные продукты такого выветривания состоят из каолинитовых глин. Мощность низинной коры выветривания 10—15 м. В нижней части коры выветривания, по Б. М. Михайлову, происходит интенсивная гидратация вещества и вынос главным образом щелочей и щелочных земель, частично также кремнезема и закисного железа. Химический состав такого типа почв показан в табл. 1.

Коры выветривания высоких пенепленов отличаются профилем с хорошо выдержанной зоной мощных глинистых образований, представ-

Таблица 1

(из работы Б. М. Михайлова (1969) с сокращениями)

Глубина, м	Зона	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	П. п. п.
	Низинная кора выветривания									
0,0	Осветленная (желтая земля)	48,97	12,42	15,48	0,14	0,58	3,23	0,13	0,97	15,25
5,0	Кимберлитовая брекчия	45,78	7,30	4,61	2,89	8,46	14,28	4,03	0,75	10,73
12,0		51,46	4,95	7,90	1,87	6,25	16,56	4,45	1,10	1,29
	Кора выветривания высоких пенепленов на серицит-хлоритовых известковистых сланцах									
1,0	Бокситов	1,54	46,28	32,21	—	—	—	—	—	20,73
9,0		2,09	52,99	18,93	—	—	—	—	—	24,84
20,0	Бокситовых глин	24,72	20,95	41,64	—	—	—	—	—	11,30
30,0	Осветленная	40,36	27,86	18,50	0,28	—	0,14	0,13	1,46	11,09
40,0	Выщелачивания	62,64	16,29	8,36	—	Сл.	Сл.	—	—	12,10
55,0	Серицит-хлоритовый известковистый сланец	52,23	14,18	1,68	4,96	8,60	2,02	3,05	1,75	9,69
	Кора выветривания низких пенепленов на кремнисто-хлорит-серицитовых сланцах									
0,5	Кирасы	39,68	14,35	35,57		—	0,24			9,40
3,0	Ожелезненных глин	47,82	16,51	24,73		—	0,58			8,79
6,0	Обеленная	68,98	19,40	2,33		0,29	0,17			8,59
10,0	Кремнисто-хлорит-серицитовые гидратированные сланцы	64,12	17,00	7,30		0,58	2,16			7,94

ленных выщелоченными и гидратированными материнскими породами. Верхняя часть разреза этой зоны приходится на горизонт бокситов, мощность которых колеблется от 2 до 20 м. Химический состав кор выветривания данного типа приведен в табл. 1.

Коры выветривания низких пенепленов образуются в областях с абсолютными отметками от 200 до 400—500 м. Верхние горизонты этой коры выветривания в отличие от низинной находятся выше уровня грунтовых вод. Верхняя часть коры выветривания представлена горизонтом железистых образований. В этой коре отсутствуют заметные накопления свободного глинозема, что Михайлов объясняет ограниченными возможностями миграции химических элементов вследствие слабой фильтрации грунтовых вод.

Разложение минералов материнской породы в таких условиях в рассматриваемом типе кор выветривания доходит до каолинитовой стадии. Данные о химическом составе коры выветривания низких пенепленов помещены в табл. 1. Михайлов считает, что для кор выветривания горных районов и областей, выделяемых им под названием высоких пенепленов, характерен интенсивный вынос кремнезема, щелочей, щелочных земель и накопление свободных гидратов алюминия и железа.

Эти коры выветривания размываются значительно интенсивнее, чем аналогичные образования низинных областей и низких пенепленов.

На примере Либерийского щита можно видеть, что коры выветривания, резко обогащенные в верхней части железом, возникают в тропической области на различных породах и в различных геоморфологических обстановках — от равнин и низких пенепленов до горных районов с размахом рельефа, достигающим многих сотен метров. Кора выветривания в таких горных районах сохраняется даже на склонах крутизной 10—20°, так как повсеместно бронируется плотной кирасой. Размыв коры выветривания происходит, следовательно, либо в том случае, когда склоны местности приобретают более значительную крутизну, либо когда она разрушается под влиянием особенно интенсивных дождей. Среди продуктов размыва этой коры выветривания присутствуют прежде всего различные железистые минералы, такие как гематит, гетит, лепидокрокит и другие; обычны также глинистые минералы и дезинтегрированный материал пород, не подвергшихся химическому разложению. Все эти разнообразные продукты размыва переносятся затем речными водами по направлению к бассейну седиментации.

Дальнейшую судьбу транспортируемого материала определить можно только опираясь на общую теорию миграции железа, разработанную Н. М. Страховым (1948, 1954, 1962[1]), так как непосредственные наблюдения над перемещением продуктов размыва латеритных почв тропических областей недостаточно полны и приводят к разногласиям. До недавнего времени примером современной красноцветной седиментации, происходящей за счет размыва латеритной коры выветривания, образующейся в тропических районах, служило побережье Табаско в Мексике. Эта расчлененная тропическая равнина, расположенная на берегу Мексиканского залива, занята саванной и в период дождей покрывается потоками, переносящими грубозернистый неизмененный терригенный материал, поступающий с юга из денудационных каньонообразных долин, расположенных на склонах горного массива Сьерра-Мадре. Как указывал П. Крынин (Krynine, 1949), потоки транспортируют, сортируют и отлагают на равнине красную грязь, образующуюся за счет размыва красных почв горных районов. Эти осадки, по его данным, состоят из неоднородного по зернистости песчаного материала, а также глин.

Так рисовалась картина современной красноцветной седиментации до работ Т. Уолкера (Walker, 1967[2]), указавшего, что приведенные выше данные Крынина недостоверны и, по его мнению, противоречат фактам. Представление о том, что реки провинции Табаско транспортируют и отлагают красную грязь, по Уолкеру, не подтверждается цветом речных осадков и современных отложений. Результаты изучения им ряда рек в тех районах, на которые ссылался Крынин, и на других территориях Мексики показали, что взвешенный материал, переносимый речными потоками и отложенный на прибрежной равнине, обладает серовато-коричневой, а не красной окраской. Недостаток красного пигмента Уолкер объясняет тем, что большинство почв, подвергающихся в этих районах размыву, имеют преобладающую коричневую или желтую окраску. Хорошо развитые красные почвы составляют, по его наблюдениям, только верхнюю часть разреза коры выветривания, главная же ее часть обладает коричневой или желтой окраской. Вследствие этого размываемые красные обломки маскируются среди обильных масс некрасноцветного материала. Таким образом, Уолкер опроверг существовавшие до недавнего времени представления о современной красноцветной седиментации на равнине Табаско в том районе, на который

обычно ссылались, утверждая, что имеются несомненные сведения о накоплении красноцветных отложений, возникающих в современную эпоху в результате размыва латеритной коры выветривания тропических стран.

Построения Уолкера, тем не менее, недостаточно строги, так как они не сопровождаются исследованием минералогического и химического состава переносимых реками растворенных минералов и взвесей. К тому же эти построения противоречат многим установленным в настоящее время фактам. Так, давно уже известно, что в морских бассейнах, примыкающих к областям латеритного выветривания, красноцветная седиментация происходит в современную эпоху. «В частности, у берегов Бразилии на площади 256 тыс. км², Китая (Желтое море) и в некоторых других местах развиты иловатые осадки, отличающиеся ярко-красным, бурым или желтым цветом. Области распространения таких осадков тяготеют к районам, где в моря впадают огромные реки (Амазонка, Ориноко, Янцзы, Хуанхэ), несущие с суши огромные массы терригенного материала, захваченного в области образования красных и желтых продуктов выветривания, обогащенных окисным железом» (Швецов, 1948, стр. 83). Подобные осадки, как указывает М. С. Швецов, имеются в небольшом количестве также в юго-восточной части Черного моря, где красноцветный материал заимствуется из тех районов, в которых развиты красноцветные коры выветривания. Современные красноцветные осадки известны и в Мексиканском заливе, которого, собственно, и касаются критические высказывания Уолкера в отношении прибрежной равнины Табаско. В северо-западной части этого залива в грунтах, поднятых со дна, обнаружены красные и красно-бурые плейстоценовые глины, образовавшиеся в условиях шельфовых глубин в результате сноса и переотложения красноцветного материала, принесенного из области красноцветного выветривания (Greenmann, Le Blank, 1956). По данным Н. Гринмана и Р. Лебланка, реки Колорадо, Рио-Гранде, Ред-Ривер и другие, впадающие в Мексиканский залив на северо-западе, переносят терригенный материал, окрашенный в коричневые, красно-коричневые и красные цвета (рис. 5).



Рис. 5. Распределение переходных зон красных, красновато-полосчатых и красновато-коричневых глин в Мексиканском заливе (по Гринману и Р. Лебланку (Greenman, Le Blank, 1956) с упрощениями).

1 — красновато-коричневые глины; *2* — красные и красновато-полосчатые глины.

Снос и переотложение красного материала из областей латеритного выветривания происходит и в других районах, о чем можно судить, в частности, на примере системы рек, стекающих с Гвианского нагорья на север и содержащих значительные количества полуторной окиси железа вместе с глиноземом. В. Д. Келлер (1963) отмечает, например, что воды р. Демерары в этом районе содержат 3,15% Fe_2O_3. Резкое увеличение количества железа в водах Индийского океана в тропической зоне отмечалось выше по данным А. П. Лисицына. Таким образом,

имеются разнообразные данные, свидетельствующие о переносе и переотложении красноцветного железистого материала из зон латеритного и вообще красноцветного выветривания в бассейны седиментации. П. Раймонд (Raymond, 1942), в частности, указывал, что этот материал переносится в виде мельчайших зерен гематита. Однако, по мнению Раймонда, породы становятся красными лишь тогда, когда реки несут достаточное количество зерен этого минерала. Хотя на юге США много красных почв, но они настолько маломощны, что количества красителя, по представлению Раймонда, не хватает для окрашивания осадков. Приведенные Раймондом данные не имеют, тем не менее, общего значения.

В целом же пока еще недостаточно изучены формы переноса железа и способы его транспортировки на примере исследования современных рек. Именно в этом отношении критические высказывания Уолкера должны быть приняты во внимание, тем более что роль продуктов выветривания в образовании красноцветных отложений, как подчеркивает Ю. П. Казанский (1969), выяснена слабо.

Общие теоретические представления о миграции железа наиболее полно разработаны Н. М. Страховым (1948, 1954, 1962), впервые предложившим принципиальную схему геохимической миграции этого элемента в зоне эпигенеза. Исследования Страхова показали, что речным водам свойственна большая пестрота индивидуальных концентраций растворенного железа при очень низкой средней их величине, варьирующей в большинстве случаев в пределах 0,2—1,5 мг/л при среднем 0,73 мг/л. Им установлено, кроме того, что нет никакой зависимости между концентрацией железа и общей минерализацией речной воды и что растворенное железо наблюдается в большом количестве в мелких притоках крупных магистралей или в незначительных по величине самостоятельных реках. По направлению к устьевым частям крупных магистралей соответственно не наблюдается непрерывного нарастания концентраций растворенного железа. Эти выводы подтверждены Страховым на примере рек, расположенных не только в умеренном, но и в тропическом климатических поясах. Рассмотренные им примеры показывают, что в магистральных потоках содержание растворенного железа всегда или почти всегда понижено по сравнению с мелкими притоками и колеблется, в общем, прихотливо. Относительно более высокое содержание железа в мелких притоках Страхов объясняет тем, что грунтовые воды, в которых железо находится в виде двууглекислой соли, окисляется в речных водах до окиси железа. Этот процесс осуществляется главным образом в верховьях магистрального потока и верховых притоках. Вариации же содержания железа в водах магистрального потока зависят, по Страхову, от соответствующих особенностей состава речных вод боковых притоков.

Все эти данные в сопоставлении с тем, что известно о составе и количестве взвесей, транспортируемых речными водами, позволили Страхову сделать вывод о том, что массы обломочного материала, выносимого речными водами, совершенно подавляют массы одновременно мигрирующего растворенного железа, которое теряется в потоке одновременно движущихся взвешенных обломочных частиц. Так как в составе взвеси железа (в расчете на бескарбонатное вещество) содержится от 2 до 7%, то имеется возможность выяснить соотношения количеств переносимого реками железа в виде раствора и в виде взвеси. Соответствующие расчеты привели Страхова к выводу о том, что, например, в Волге растворенное железо составляет 17—35%, а взвешенное 65—83%; по-

этому основной формой миграции железа, как подчеркивает Страхов, является железо взвешенное, а не растворенное. Этот вывод подтвержден на примерах рек различного типа: равнинных, обладающих быстрым течением (начинающихся в горах, а затем текущих по равнине), а также горных. Во всех случаях результаты оказались однозначными: количество взвесей железа превышает содержание растворенного железа во многих случаях даже в десятки раз. В число рассмотренных Страховым примеров входит р. Миссисипи, но другие реки, протекающие в зоне распространения красноцветных кор выветривания, им не рассмотрены. Тем не менее можно полагать, что для этих рек количество взвесей железа окажется еще более существенным.

Что касается форм переноса железа речными водами, то, говоря о них, Страхов подчеркивал, что основной формой является тонкая железистая взвесь, представляющая частью результат коагуляции растворенного железа, частью — смыв поверхностного разрыхленного слоя осадочных пород, слагающих водоразделы. Растворенное железо, как считает Страхов, присутствует в виде золя $Fe(OH)_3$, защищенного коллоидным органическим веществом или золем SiO_2, а также в виде железоорганического коллоида. Это растворенное железо составляет сравнительно малую долю общего железа, переносимого речными водами в форме взвесей, минералогические особенности которых, к сожалению, до настоящего времени недостаточно расшифрованы. Страхов по этому поводу пишет (1954, стр. 60), что знание генезиса мути, переносимой реками, «позволяет, даже без специальных подробных исследований ее составить себе представление об ее минералогических формах. Это, прежде всего, гидрогетит разной степени обводнения, а также силикатные и алюмосиликатные, полувыветрелые и выветрелые минералы: роговые обманки, гидрослюды, титаномагнетит, кое-где неразложенный пирит». Однако это представление является очень общим и не подтверждено анализом распределения минеральных компонентов, образующих взвесь, в различных реках мира. Между тем точное знание не только химического, но и минерального состава такой взвеси необходимо для понимания процессов миграции железа, приводящих к окрашиванию в красный цвет осадков и формирующихся из них пород. Отсутствие соответствующих данных открывает путь для той критики, которой, как отмечалось выше, Уолкер подверг современные воззрения, предполагающие, что красный цвет осадков возникает в результате переотложения красноцветных продуктов выветривания, образовавшихся в условиях тропического климата. Так как минеральные формы, механически переносимые речными водами, недостаточно строго установлены, при решении вопроса о причинах окраски осадков и пород приходится опираться на факты, касающиеся минерального состава кор выветривания, и данные, позволяющие судить о присутствии в красноцветных породах минеральных ассоциаций, аналогичных тем, которые встречаются в этих корах выветривания.

Сейчас известно (Van Houten, 1961), что окрашиванию современных латеритов в красный цвет способствует присутствие в них таких железистых минералов, которые содержатся и в красноцветных породах, в частности гематита, гетита, лепидокрокита и, вероятно, маггемита. Именно по этой причине можно полагать, что в областях седиментации, расположенных во влажных тропических зонах, вся эта серия минералов транспортируется реками, а затем попадает в осадок, который при благоприятных географических и физико-химических условиях преобразуется впоследствии в красноцветные отложения. Такое представление может считаться вполне вероятным, хотя его нельзя пока еще подтвер-

дить данными непосредственного изучения современного речного стока, перемещающего материал из областей красноцветного выветривания в бассейны седиментации. Подобные бассейны могут быть сосредоточены не только в пределах той же тропической зоны, в какой формируются латеритные коры выветривания, но и распространяться на области, смежные с этой зоной. Таким путем продукты переотложения латеритных кор выветривания могут оказаться в пустынных областях, где дадут начало аллохтонным красноцветным отложениям.

Общее представление о происхождении древних красноцветных отложений в связи с процессами химического выветривания, происходящими в тропических областях, впервые было выдвинуто в наиболее яркой форме, по-видимому, И. Вальтером (1911$_{1, 2}$; Walther, 1891). Он считал, что понять образование красноцветных пород можно лишь в том случае, если собственными глазами увидишь тропические страны. Неизгладимое впечатление, которое получается при посещении таких стран, как писал Вальтер, действует гораздо сильнее любых даже самых обстоятельных описаний. Влияние таких впечатлений автор данной работы испытал лично при посещении южной части Индостанского полуострова, где красноцветное выветривание охватывает обширные территории. Красные тона подвергающихся размыву красноземных продуктов выветривания резко выделяются на фоне яркой зелени деревьев и ослепительно голубого неба, просвечивают везде из-под покрова трав, в глубоких колеях дорог, поднимающихся по склонам гор (например, в Восточных Гатах), а также рассекающих склоны оврагов.

Идею, выдвинутую Вальтером, развил затем В. А. Обручев (1892) на примере палеозойских (верхнекембрийских) красноцветных отложений Сибирской платформы. Обручев считал, что те массы окислов железа, которые окрашивают породы в красный цвет, были принесены из горных стран, где господствовал теплый и влажный климат, способствовавший выветриванию и перерождению горных пород «в кластическую красную и желтую почвы». По его представлениям, ручьи и реки, стекавшие с располагавшейся на юге обширной горной страны, переносили продукты красноземного выветривания в верхнекембрийский (Обручев считал в то время его девонским) бассейн. Благодаря отсутствию разлагающего органического вещества перенесенный материал красных почв сохранялся и равномерно и интенсивно окрашивал образующиеся отложения.

Сходной точки зрения придерживался К. Томлинсон (Tomlinson, 1916), взгляды которого и сейчас широко известны (см., например, Феофилову, 1966). Томлинсон подчеркнул, что главным условием образования красноцветных отложений следует считать возникновение железистых почв в области расположения источников сноса. В настоящее время эти взгляды разделяют П. Крынин (Krynine, 1949), В. Хукс и Р. Ингрем (Hooks, Ingram, 1955), А. И. Перельман (1954, 1961), Г. Фальк (Falke, 1965), Г. Вильямс (Williams, 1968) и другие.

В частности, Крынин (Krynine, 1949) отмечал, что красящий пигмент транспортируется в область седиментации главным образом из районов распространения красных почв. В том случае, когда красная окраска его сохраняется, формируются красноцветные отложения. Сохранение окраски пигмента, по данным Крынина, возможно при любом климате, но обязательно в условиях преобладания процессов окисления над восстановлением. В каждом хорошо дренированном междуречье или в субаэральной части дельты органический материал окисляется и разрушается за счет избытка свободного кислорода без восстановления Fe_2O_3. Такой процесс Крынин иллюстрирует следующей химической

реакцией: $Fe_2O_3+C+O_2=Fe_2O_3+CO_2$. Однако в том случае, когда органического материала настолько много, что для его окисления не хватает свободного кислорода, реакция проходит следующим образом: $2Fe_2O_3+2C=4FeO+C+CO_2$, и красная окись железа восстанавливается до закиси, вследствие чего красный цвет утрачивается. Крынин указал, что процессы окисления убыстряются при повышении температуры и увеличении количества атмосферных осадков. Немалую роль играет и тектонический фактор, обеспечивающий продолжительность процессов окисления.

В. Хукс и Р. Ингрем (Hooks, Ingram, 1955) также видят причину окраски красноцветных пород в присутствии минералов-красителей, принесенных из области распространения латеритных кор выветривания. Эти исследователи приводят материалы рентгенологического изучения глинистой фракции красноцветных аркозовых толщ триаса США (бассейн Дарем и районы Северной Каролины). Хотя окраска этих пород широко варьирует от красных до розовых и оранжевых тонов, в породах фиксируется главным образом гематит. Хукс и Ингрем приходят к выводу о том, что разнообразная окраска пород зависит в основном от размера частиц гематита, хотя не исключают влияния на цвет пород присутствия аморфных или скрытокристаллических окислов железа, а также глинистых минералов. В триасовых красноцветах США среди глинистых минералов преобладают иллит и монтмориллонит, в то время как каолинит и вермикулит редки. Такой состав глинистых минералов, как считают Хукс и Ингрем, свидетельствует о глубокой эрозии материнских почв.

В Советском Союзе сходной точки зрения на образование красноцветных отложений придерживается А. И. Перельман (1954, 1961). Он считает, что накоплению красноцветных пород обязательно предшествует интенсивное химическое выветривание и формирование мощной красноцветной коры выветривания в области сноса. Однако Перельман в отличие от других исследователей, считавших образование коры выветривания в источниках сноса и формирование красноцветных отложений в бассейне седиментации одновременно развивающимися процессами, подчеркивает, что процесс был разорван во времени. По его представлениям, периоду накопления красноцветных осадков предшествует образование коры выветривания в условиях влажного климата и спокойной тектоники, вслед за которым происходят поднятия и аридизация климата в области сноса.

Г. Фальк (Falke, 1965) на примере нижнепермских красноцветных отложений нижнего и верхнего Красного Лежня Саарского бассейна также показал, что они содержат красную субстанцию гематита и хлопьевидных, по-видимому, аморфных до криптокристаллических соединений железа. Он отметил, что красный пигмент в породах обнаруживает тесную связь с тонкозернистыми осадками, а в грубом материале заполняет поры или образует железистую рубашку на обломочных, главным образом кварцевых, зернах. Фальк привел разнообразные данные, противоречащие представлениям о появлении пигмента на месте образования красноцветных осадков, и отметил, что красное окрашивание всегда обнаруживает связь со слоистостью. Такая связь устанавливается даже для осадков, формирующихся в быстротекущих потоках. Фальк выяснил, что красноцветные осадки Саарского бассейна быстро захоронялись, накапливаясь в среде, обладающей высоким окислительным потенциалом. Все это привело его к выводу о том, что красящее вещество вместе с обломочным материалом приносилось из области сноса, где господствовал теплый и влажный климат, способствовавший образова-

нию красноцветной коры выветривания. Продукты такого выветривания, по его представлениям, могли сохраняться только в условиях жаркого и сухого климата.

В целом же красящее вещество, по Фальку, является непосредственным показателем климата в бассейне седиментации, а не в той области денудации, из которой оно транспортировалось вместе с обломочным материалом. Фальк считал, что присутствие галечников среди пермских красноцветных отложений указывает на неоднократное оживление рельефа в области сноса. Поэтому, по его мнению, накоплению красноцветных осадков способствовали поднятия, происходившие на окраинах седиментационного бассейна.

Сравнительно недавно Г. Вильямс (Williams, 1968) на примере позднедокембрийских красноцветов торридона Шотландии также показал, что их накопление связано с образованием красноцветной коры выветривания в источниках сноса. В его работе особенно обстоятельно рассмотрена проблема торридонского выветривания. Вильямс пишет, что профиль выветривания в настоящее время располагается на биотитовых гнейсах серии Льюисиен (Lewisian) ниже торридонского несогласия. Этот профиль, по его мнению, представляет остатки древнейших «почв»*, известных на Британских островах, а возможно, и вообще древнейшие «почвы» мира. На глубине 20—30 см выветрелые породы обычно сменяются свежими неизмененными, но местами изменения захватывают и более глубокие горизонты, расположенные на 3, реже 6 м ниже несогласия. Верхние 30 см этих измененных пород окрашены в темно-красные тона, вниз по разрезу блекнущие и постепенно переходящие в бледно-зеленые или серовато-желто-зеленые. Химическое сходство краснокрашенных и отбеленных пород наблюдается на глубину от 30 см до 1 м.

Результаты химических анализов выветрелых биотитовых гнейсов показали, что содержание SiO_2, FeO, CaO и Na_2O в них ниже, а Fe_2O_3 и K_2O выше, чем в образцах свежего гнейса. Кроме того, краснокрашенные породы в верхней части профиля содержат максимальные количества Al_2O_3, Fe_2O_3, K_2O, TiO_2, P_2O_5 и минимальные SiO_2, FeO и Na_2O. В целом же сильно измененные породы в верхней части профиля обогащаются Al_2O_3, Fe_2O_3 и K_2O и обедняются SiO_2. Соответствующие данные химических анализов помещены в табл. 2.

В неизмененных гнейсах серии Льюисиен отмечены следующие минералы: кварц, микроклин, плагиоклаз, олигоклаз, андезин, биотит, гематит, апатит и циркон. В измененных гнейсах все зерна кварца и микроклина в какой-то степени расчленены трещинами, изломаны и частично округлены периферическим растворением. Весь андезит и почти весь олигоклаз изменены до вторичных слюд (иллит в глинистой фракции), а остальные полевые шпаты обычно покрываются пятнами вторичных слюд и окрашиваются окислами железа. Биотиты отбелены и частично или полностью замещены гематитом и вторичными слюдами. По магнетиту, кроме того, образуется гематит. Среди вторичных минералов в выветрелых породах отмечаются также диоктаэдрическая гидрослюда, иллит, хлорит, гематит, железистый доломит, анкерит, кальцит, эпидот.

Вильямс предупреждает, что древние климатические зоны надо устанавливать с большой осторожностью, поскольку, например, в субторри-

* Называть «почвами» подобные древние зоны выветривания, по-видимому, не следует, имея в виду представления В. В. Докучаева и других исследователей о том, что в формировании почв существенную роль играют биологические факторы, главным образом растительность, которой в позднем докембрии еще не было.

донском профиле выветривания сохранилась только нижняя часть его разреза. При сравнении же субторридонского профиля выветривания с современными типами почв надо учитывать, как считает Вильямс, такие факторы, как вероятное диагенетическое изменение продуктов выветривания, неизвестный состав докембрийской атмосферы, отсутствие растительного покрова в это время, а кроме того, принимать во внимание недостаток сведений о докембрийских микроорганизмах. По химическим характеристикам торридонский профиль выветривания, по Вильямсу, в целом обнаруживает сходство с нижними частями разрезов подзольного и латеритного профилей. Однако торридонское выветривание, несомнен-

Таблица 2

Химические анализы пород торридонского профиля выветривания, по Г. Вильямсу
(Williams, 1968)

Окислы	Красноокрашенные выветрелые гнейсы в 7 см ниже несогласия	Бледно-зеленые выветрелые гнейсы		Свежие биотитовые гнейсы в 366 см ниже несогласия
		в 46 см ниже несогласия	в 150 см ниже несогласия	
SiO_2	54,0	63,5	61,2	65,2
Al_2O_3	20,4	16,3	18,2	16,5
FeO	1,1	1,2	1,4	2,7
Fe_2O_3	7,1	1,6	3,0	1,5
CaO	0,78	2,1	0,73	3,0
Na_2O	2,4	3,0	3,0	4,9
K_2O	6,8	4,6	5,5	1,5
TiO_2	0,73	0,44	0,56	0,57
MnO	0,03	0,05	0,03	0,13
P_2O_5	0,46	0,21	0,26	0,23

но, было более сильным, чем современное подзольное выветривание Шотландии. Это подчеркивается широким замещением железисто-магнезиальных минералов окислами железа. Вместе с тем относительно малая глубина торридонского выветривания и отсутствие алюможелезистых почв на амфиболитах недостаточно строго отвечают латеритному профилю выветривания. Поэтому Вильямс полагает, что торридонское выветривание обнаруживает наибольшее сходство с современным выветриванием, происходящим в умеренно теплых районах. Торридонское выветривание могло происходить, по его мнению, в условиях теплого гумидного климата, чередовавшегося с сухими сезонами. Вильямс предполагает, что в источниках сноса климат был более прохладным и гумидным, чем на равнинах, где накапливались торридонские красноцветы. Появление красящего вещества в области сноса, по Вильямсу,— обязательное условие образования любых красноцветных отложений независимо от их вещественного состава. Рассматривая построения Вильямса, необходимо учитывать, что по приведенным им анализам наглядно видно увеличение содержания калия вверх по разрезу. В подзолах и в латеритном профиле поведение калия обратное: количество его снижается в том же направлении, а не возрастает. Таким образом, приводимые Вильямсом сравнения недостаточно строги.

Наряду с красноцветными осадками, приобретающими красную окраску в результате переотложения материала латеритных красноземных кор выветривания, существуют, по-видимому, и такие красноцветные отложения, в которых красная окраска появляется вследствие разложения железистых минералов, попадающих в осадок. Так,

Е. В. Павловский и Н. В. Фролова (1955), рассматривая происхождение окраски красноцветных отложений верхоленской свиты на юге Сибирской платформы, также указывают, что красящий материал образуется за счет разложения обломочных зерен рудных минералов: ильменита, лейкоксена, магнетита и других.

На вторичном происхождении окраски красноцветных пород особенно упорно настаивали Д. Миллер и К. Фольк (Miller, Folk, 1955), которые считали, что в результате их исследований найден новый подход к решению обсуждавшейся более столетия загадки красноцветов. По их мнению, большинство красноцветных пород содержит среди минералов тяжелой фракции повышенные количества зерен магнетита и ильменита. Миллер и Фольк категорически утверждают, что без источников сноса, представленных изверженными и метаморфическими породами, способными поставлять такие минералы, как магнетит или ильменит, красноцветные породы не могут образоваться ни при каком климате и ни в каких фациальных обстановках. На примере силурийских красноцветов Западной Виргинии и пермских и триасовых красноцветов Западного Техаса они доказывают, что все без исключения красные породы очень богаты обломками магнетита или ильменита. В то же время серые породы, если они даже слагают маломощные (1—2 мм) прослои среди красных пачек, не содержат или почти не содержат названных минералов.

Распределение магнетита и ильменита, как считают эти авторы, контролируется окислительно-восстановительными условиями среды осадка. В восстановительных условиях магнетит или ильменит полностью растворяется, в то время как в окислительной среде, где мог формироваться гематит, эти минералы сохраняются. Фольк и Миллер полагают, что главная масса гематита, окрашивающего породы в красный цвет, относится к продуктам изменения обломочного магнетита и ильменита. Эти минералы, по их данным, удалялись из восстановительной среды, свойственной серым осадкам, и переотлагались в форме гематитовых оболочек на зернах в окислительной среде осадка. Некоторая же, порой значительная, часть гематита происходит, по их представлениям, за счет разрушения таких неустойчивых в окислительной обстановке минералов, как биотит, роговая обманка и пироксен. Общее изменение таких минералов происходит под влиянием поверхностного выветривания еще до того, как они достигнут места отложения. Единственный и основной признак, объединяющий, по Фольку и Миллеру, все красноцветы,— это присутствие в породах обломочного магнетита или ильменита.

Высказываемые в такой категорической форме представления о том, что красная окраска терригенных осадочных пород вызывается только разложением присутствующих в них обломочных минералов, содержащих железо, недостаточно обоснованы. Эти представления существенно противоречат известным в настоящее время разнообразным сведениям о миграции железа в зоне эпигенеза и другим рассмотренным выше данным.

О вторично окрашенных красноцветных отложениях обстоятельно пишет и В. Н. Разумова (1960), рассматривая природу красных осадков в красноцветных формациях аридных областей. Ею были изучены три генетически различных типа парагенезов красноцветных и зеленоцветных пород мелового и третичного возраста в западной части Центрального и Южного Казахстана: 1) ассоциация зеленоцветных пород с красным элювием, 2) ассоциация красноцветных пород аридных формаций с первичными зеленоцветными породами и 3) ассоциация тех же красноцветных пород с вторичными зеленоцветными.

Исследование первого типа парагенеза показало, что красный элювий, развивающийся на отложениях турона-сантона, образует не сплошной покров на подстилающих породах, а тяготеет к прослоям глин и глинистых алевритов, окрашенных в голубоватый и зеленовато-серый цвет. На глинах и глинистых алевритах серого и белого цвета красный элювий отсутствует. Подобные соотношения позволяют заключить, что появление в элювиированном слое красного железистого пигмента обусловлено присутствием в породах глинистого компонента, сообщающего глине голубоватый или зеленоватый оттенок. Такими минералами в данном случае являются, по данным В. Н. Разумовой, железно-глиноземистый монтмориллонит и иллит.

Наиболее интересным результатом исследования, проведенного Разумовой, следует считать установленное ею тождество глинистых минералов элювия и материнских пород. Это тождество состава подтверждено данными химического, оптического, термического и рентгеновского анализов. Таким образом, красный элювий отличается от материнской породы, как выяснила Разумова, только присутствием красного железистого пигмента; силикатная же часть породы, сложенная минералами группы монтмориллонита или иллита, остается без изменений. При этом, как ясно показывают химико-аналитические данные, обохривание элювиированного слоя не связано с окислением железа, так как содержание закиси железа в материнских породах очень незначительно и мало меняется при переходе от материнских пород к элювию (табл. 3). Для тех случаев, когда содержание окиси железа в элювии повышено, Разумова считает возможным проводить аналогии с процессами высаливания, приводящими к образованию пленок гелей на любых минералах, и адсорбции из окружающих растворов легкорастворимых солей железа. Эти соли затем прочно закрепляются, переходя в окисные соединения. В своих выводах В. Н. Разумова опирается в данном случае на исследования А. Ф. Тюлина и Т. А. Маломаховой (1948).

Для второго типа парагенезов красноцветных пород аридных формаций с первичными зеленоцветными, свойственного морскому палеогену Южных Мугоджар и хребта Большой Каратау, Разумова устанавливает более сложную, но принципиально сходную картину соотношений между красными и зелеными породами. Имеющиеся в этих разрезах морские красноцветные отложения, по ее данным, окрашены железистым пигментом, имеющим первичную хемогенную природу и рассеянным в глинистой массе породы. В континентальных же красноцветных отложениях установить природу пигмента значительно труднее, так как он часто очень тонок и похож на пигмент разложения. Однако смена зеленых окрасок красными в континентальных отложениях не связана, по Разумовой, с окислением присутствующих в породе железосодержащих минералов. Это подтверждается тем, что: 1) при переходе от зеленых пород к красным содержание закиси железа не меняется, а в отдельных случаях оказывается более высоким, 2) красные и зеленые породы, если исключить железистый пигмент, имеют тождественный минеральный состав, т. е. переход зеленых пород в красные не сопровождается изменением силикатной их части, 3) главным компонентом зеленых и красных пород являются минералы группы монтмориллонита, не содержащие закисного железа. Образование железистого пигмента, по Разумовой, не связано также с разложением минералов, содержащих окисное железо в решетке, в связи с частичным переходом окисного железа из силикатной формы в свободную. Это вытекает из следующих установленных ею данных: во-первых, количество окиси железа в ряде случаев резко увеличивается при переходе от зеленых

Таблица 3

Содержание железа (окисного и закисного) в парных образцах красных и зеленых глин и аргиллитов, по В. Н. Разумовой (1960)

Характер отложений	Возраст	Район	Порода	Содержание фракций <0,001 мм		Минералогический состав глинистой фракции	
				Fe_2O_3	FeO		
Современный красноцветный элювий	Нижний-средний миоцен	г. Улутау (г. Кеке, Жугурчук)	Красный элювий	6,76	0,20	Иллит	
			Глина зеленовато-серая	7,65	0,14		
	Турон-сантон	р. Белеуты	Красный элювий	9,96	0,27	Каолинит	
			Глина зеленовато-белая	3,15	0,56	Иллит	
Континентальные красноцветные отложения	Средний-верхний миоцен	Супильсай, Юж. Урал, Обь-Илекский водораздел	Суглинок красно-бурый	6,15	0,43	»	
			» зелено-серый	5,65	0,29		
	Верхний олигоцен	р. Чу, низовья	Глина красная	8,62	0,31	Иллит (монтмориллонит)	
			» зеленая	8,05	0,42		
	Средний олигоцен	р. Дульгалы-Жиланчик	Глина красная (слабообохренная)	9,05	0,54	Иллит	
			Глина зеленая	8,89	0,54		
		р. Сарысу, мыс. Аяк-Кассаун	» красно-бурая	»	»	»	
			» зеленая	4,56	0,96		
	Турон-сантон	пос. Кошта Кызыл-Джар	» красная	6,7		Байделлит	
			» зелено-серая	5,00	0,34		
		пос. Кошта пос. Атабай	» красная	6,7		»	Вторично осветленные породы
			Зелено-белый глинистый песок	3,72	0,28		
		р. Чага	Глина красная	5,03	0,14	»	
			» грязно-белая	3,87	0,29	»	
	Апт-неоком	Большой Кара-Тау, пос. Атабай	» красная	10,27	0,47	Иллит	
			» голубовато-зеленая	5,47	0,82		
		Юж. Урал	» красная	11,60	1,15	»	
		Орская депрессия	» зеленая	5,60	0,86	Монтмориллонит	

Морские отложения	Средний-верхний эоцен	Рифей	Южные Муюджары	Калуга (скв. 32)	Артиллит вишнево-красный	4,29	0,29	2,87
					Артиллит зеленый	2,89	0,29	3,23
				» вишнево-красная		13,79	0,29	Байделлит (иллит)
				» зелено-серая		7,00		

пород к красным, во-вторых, в некоторых красно-бурых породах среди глинистой массы, пигментированной окислами железа, были встречены переотложенные зерна глауконита, совершенно свежие, не затронутые разложением.

Все эти данные привели Разумову к выводу о том, что «красный железистый пигмент в континентальных аридных формациях при ассоциации красноцветных пород с первичными зеленоцветными не связан с окислением присутствующих в породе железистых минералов; этот пигмент — первичный, хемогенный, образовавшийся в процессе осадконакопления» (Разумова, 1960, стр. 45—46). Различия в окраске — зеленой или красной — обусловлены, по Разумовой, условиями седиментации. Красноцветные осадки формируются в окислительной, а зеленоцветные — в восстановительной среде. Однако окислительный потенциал, оказывающий влияние на поведение свободных окислов железа, образующихся, как считает Разумова, в результате преобразования биотита в иллит или монтмориллонит, не воздействует на состав глинистых минералов породы. Особенности состава этих минералов зависят от pH среды (pH = =9,5—7,8 для иллита и 8,5—7,0 для монтмориллонита).

Для третьего типа парагенезов, отличающегося ассоциацией красноцветных пород с вторичными зеленоцветными, установлены аналогичные соотношения в содержании железа и изменчивости состава глинистой части породы.

Рассмотренные данные свидетельствуют о том, что в красноцветных аридных формациях переход зеленоцветных пород в красноцветные нельзя объяснять окислением содержащихся в породе железистых минералов, а также переходом окисного железа из силикатной формы в свободную. Зеленая окраска обусловлена присутствием минералов группы иллита и монтмориллонита, красная — присутствием железистого пигмента. Появление этого пигмента, как предполагает Разумова, вызвано преобразованием обломочного биотитового материала в иллит и монтмориллонит, разложением других железосодержащих минералов (пироксенов, амфиболов, эпидотов) или представляет результат адсорбции железа из раствора. Железистый пигмент ведет себя независимо от силикатной части и накапливается или выносится, не затрагивая силикатных компонентов породы. В этой системе построений, предложенных Разумовой, остается недостаточно ясным, в какой момент формирования осадка происходит преобразование биотита и разложение других железосодержащих минералов.

Большое значение вторичным процессам, протекающим после отложения осадков, придает Т. Уолкер (Walker, $1967_{1,2}$), рассматривающий в ином плане проблему происхождения красной окраски пород. Он предполагает, что окраска красноцветных отложений возникает после того, как образовался осадок. Как уже указывалось, Уолкер отмечает, в частности, что, хотя в современных

экваториальных и тропических областях широко распространены красные почвы, тем не менее аллювий, транспортируемый и отлагаемый реками в этих областях, имеет серовато-коричневый цвет (рис. 6). Это утверждение Уолкера недостаточно точно, и выше были приведены соответствующие примеры переноса реками взвесей, окрашенных в красный цвет, но оно широко используется им для критики предположений, что окраска красноцветных пород вызвана переносом продуктов эрозии красных тропических почв в осадок и что, следовательно, красноцветные отложения являются показателями теплого климата в источниках сноса.

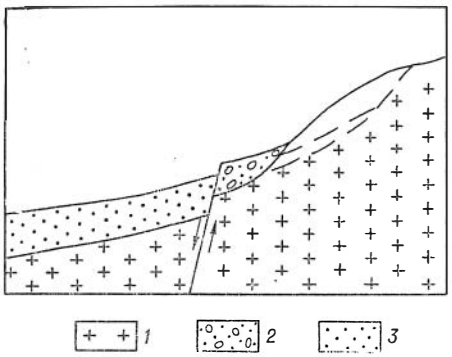


Рис. 6. Схематический разрез через предгорья Кокопех в заливе Калифорния, по Т. Уолкеру (Walker, 1967_1).

1 — граниты; *2* — плиоценовые конгломераты, окрашенные в красный цвет; *3* — современные аллювиальные некрасноцветные отложения.

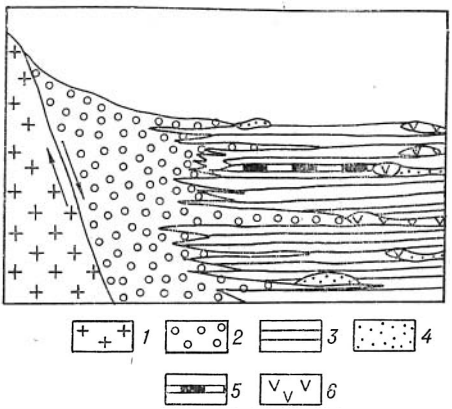


Рис. 7. Схематический разрез, показывающий фациальные взаимоотношения современных, плейстоценовых и плиоценовых отложений северо-восточных районов Калифорнии, по Т. Уолкеру (Walker, 1967_1).

1 — граниты; *2* — фангломераты; *3* — литоральные илы; *4* — дюнные пески; *5* — эвапориты; *6* — биогермы и накопление ракушек в береговой зоне.

Обосновывая свою концепцию, Уолкер опирается прежде всего на данные проведенного им изучения плейстоценовых и плиоценовых красноцветных отложений пустыни Сонорен, расположенной на севере полуострова Калифорнии и северо-западе Мексики (Walker, $1967_{1,2}$). Здесь красноцветные отложения сосредоточены в области прибрежной равнины и представлены аллювиальными, дельтовыми и прибрежно-морскими отложениями, эвапоритами и эоловыми накоплениями (рис. 7). Как отмечает Уолкер, сходного типа отложения формируются в настоящее время в окрестностях дер. Сан-Фелип. В плейстоцене и плиоцене климат рассматриваемой области не отличался от теперешнего и тоже носил аридный характер, что подтверждается присутствием прослоев гипса и галита среди осадков соответствующего возраста. Остатки флоры и фауны указывают, что наибольшей сухостью климат отличался в плиоцене. Фауна, собранная в Калифорнии и Аризоне, показывает, что в раннем плиоцене среднегодовое количество осадков в пустыне Сонорен не превышало 375 мм, а в середине плиоцена составляло 250—300 мм.

Красный пигмент в плиоценовых и плейстоценовых отложениях сосредоточен, как показал Уолкер, главным образом в фациях, отвечающих дельтам рек и прибрежно-морским отложениям, расположенным в приливно-отливной полосе. Содержащийся в этих отложениях красный пигмент сформировался, по Уолкеру, на месте, после накопления осадков,

которые не были красными в момент образования. Появление красного пигмента Уолкер объясняет влиянием воды, кислорода и двуокиси углерода на железосодержащие минералы осадка, такие как амфиболы, биотит, эпидот, ильменит и магнетит. Внутрислойные преобразования этих минералов способствуют, по его мнению, освобождению окиси железа в количестве, достаточном для окрашивания отложений в красный цвет. Пигмент, по Уолкеру, состоит из гидроокисей железа, первоначально аморфных или слабокристаллических. Наряду с желтовато-коричневыми аморфными гидроокисями железа (лимонитом) обычен красный хорошо раскристаллизованный гематит. Полевые и петрографические данные привели Уолкера к выводу о том, что вариации в окраске пород отвечают изменениям в природе железистого пигмента и непосредственно связаны с возрастом красноцветных толщ. В наиболее молодых плейстоценовых отложениях преобладает пигмент, представленный желтоватыми, до красноватых, аморфными гидроокисями железа. В более древних плейстоценовых отложениях пигмент состоит из красной гидроокиси железа, ранее аморфной, но теперь обычно слабокристаллличной. Этот пигмент может включать отчасти даже слабокристаллличный гематит. Наконец, в плиоценовых отложениях в качестве пигмента наблюдается красный хорошо раскристаллизованный гематит. Все эти данные свидетельствуют, по Уолкеру, о том, что образование гематита происходит в процессе диагенеза, в условиях аридного климата и что продолжительность этого процесса от сотен и тысяч до миллионов лет.

Аутигенное образование железистого пигмента подтверждается Уолкером также данными изучения состава тяжелых минералов в современном и плиоценовом аллювии. Среди тяжелых минералов современного аллювия, количество которых от всей его массы составляет 7,3%, содержится около 61% зерен амфиболов; среди плиоценового же аллювия в 4,8% тяжелых минералов сохраняется только 35% зерен амфиболов. Остальные амфиболы в плиоценовом аллювии, как пишет Уолкер, по-видимому, пошли на образование красного пигмента.

Существенное внимание Уолкер уделил механизму выпадения и перераспределения железа в красноцветных осадках. Он указал, что окрашенные в красный цвет породы содержат больше железа, чем сопровождающие их некрасноцветные. Так, если в красных плиоценовых глинах среднее содержание железа достигает 5,8%, то в некрасных — всего лишь 2,5%. Эти различия в содержании железа, по-видимому, отвечают постседиментационному перераспределению железа, объясняющемуся вариациями окислительного потенциала (Eh) и pH внутрислойных флюидов. Освобождающееся железо может остаться в растворе в виде железистых ионов или осаждаться в виде окиси железа, что в целом зависит от Eh и pH воды. Железо, остающееся в растворе, мигрирует вместе с внутрислойной водой. Железо вблизи источников сноса осаждается в виде аморфного гидрата окиси железа и только впоследствии превращается в гематит. Не исключено, считает Уолкер, что со временем Eh и pH внутрислойной воды изменится и это может стать причиной того, что некрасноцветные осадки превратятся в красноцветные и наоборот. Доступные определения Eh и pH внутрислойной воды показывают, что наиболее благоприятным для образования красного цвета пород является поле $Fe(OH)_3$ (рис. 8). В целом же образование гематитового цемента в красноцветных породах, по Уолкеру, обусловливается следующими факторами.

1. Присутствием в первичных отложениях железосодержащих обломочных зерен, таких как железосиликатные минералы, ильменит, магнетит и фрагменты вулканических пород.

2. Постседиментационными условиями, способствующими внутрислойным изменениям железосодержащих зерен.

3. Благоприятными для формирования железистых окислов значениями Eh и pH внутрислойной воды.

4. Отсутствием последующего восстановления железистых минералов.

5. Достаточным количеством времени, в течение которого из железосодержащих зерен и лимонита образуется гематит.

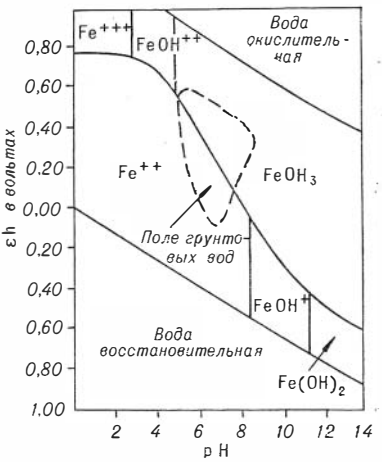


Рис. 8. Диаграмма устойчивого поля для водных $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$ — $Fe^{\cdot\cdot}$ систем, по Т. Уолкеру (Walker, 1967_1).

6. Возможным повышением температур внутрислойной (грунтовой) воды.

Заканчивая краткий обзор представлений о природе окраски красноцветных отложений, следует остановиться на работах тех исследователей, которые указывают, что красный пигмент в осадочных породах может возникать разнообразными путями. Ф. Б. Ван-Хутен (Van Houten, 1961), например, не исключает возможности образования пигмента ни в области сноса, ни в бассейне седиментации (табл. 4).

Рассматривая некоторые нерешенные проблемы генезиса красноцветов, Ван-Хутен отмечает большое разнообразие красноцветов и указывает на сложность их образования. В то же время он считает, что основная масса красноцветов происходит за счет транспортировки глубоко разложившегося материала, поступающего в бассейны седиментации из области сноса. Источником окрашивающего вещества являются окислы железа, главным образом гематит, заимствованный из красных и коричневых почв, получающихся в результате выветривания пород в нагорных областях.

Гематит, присутствующий в красноцветах, образуется при окислении магнетита и ильменита не только в коре выветривания, но и частично в процессе переноса и аккумуляции за счет превращения их в коллоидные окислы железа. Железо же, привнесенное в растворенной форме, осаждается в окислительной обстановке в виде окиси, образуя железистый цемент. Красноцветные отложения, накапливающиеся в условиях от умеренно теплого до тропического климата, по данным Ван-Хутена, не могут являться прямыми показателями климатических условий.

Д. Кларк (Clark, 1962) указывает пять возможных путей образования красноцветных отложений (рис. 9). На рисунке А демонстрируется гипотеза П. Крынина, согласно которой в источниках сноса образуются красные выветрелые почвы, поставляющие материал для окраски осадков в бассейне седиментации. На рисунке В показана латеритизация аркозового материала в зоне аккумуляции, расположенной в низменности и приуроченной к области с теплым климатом. Хотя именно этой гипотезе Кларк оказывает предпочтение, его представления следует признать недостаточно обоснованными. Они противоречат приведенным выше данным Б. М. Михайлова о низинных корах выветривания. Пример образования красных слоев в условиях теплого климата дает рисунок С (рис. 9). По представлениям Кларка, красноцветные отложения здесь возникают в результате накопления аркозового материала,

Таблица 4

Источники пигмента в красноцветных отложениях, по Ван-Хутену (1961)

Источники пигмента	Условия на месте накопления
Из источников сноса	
1. Эрозия красных почв, содержащих безводные окислы железа в качестве пигмента, первичные обломочные красные слои	Окислительные: преимущественно теплый сухой климат, хорошо дренированные районы
2. Эрозия красных коренных пород, содержащих безводные окислы железа в качестве пигмента, вторичные обломочные красные слои	То же
В области седиментации	
3. Дегидратация гетита, старение гидрогематита, изменение ильменит-магнетита или биотита, постседиментационные красные слои	Окислительные: жаркий сухой климат, при котором безводные окислы железа образуются перед и после захоронения осадков
4. Осаждение безводных окислов железа или гидроокислов железа позднейшей дегидратацией, химические красные слои	Окислительные: преимущественно теплый сухой климат и воды, насыщенные окислами железа

принесенного в бассейн седиментации с высоких гор, или вследствие концентрации продуктов латеритного выветривания, образовавшихся на всхолмленной местности, расположенной близ области седиментации. Далее, он считает, что красноцветные отложения могут образовываться в предгорьях за счет продуктов дифференцированного выветривания (рис. Д). Наконец, на рисунке Е (рис. 9) изображены красные аркозовые отложения и унаследованные красные тонкозернистые породы, являющиеся результатом смешанной аркозовой и красноцветной седиментации. Такие накопления характерны для потоков, переносящих красноцветный обломочный материал из области денудации на короткие дистанции к месту накопления осадков.

Подводя итог тем сведениям, которые нам известны о природе окраски красноцветных пород, укажем, что такая окраска обязана присутствию в отложениях различных маловодных и безводных окисных соединений железа. Именно эти компоненты принимают участие в окраске разнообразных красноцветных отложений. Большинство исследователей считает, что железистые минералы-красители происходят из красноземных кор выветривания, откуда они вместе с другим обломочным материалом переносятся в область седиментации. Такие данные свидетельствуют о первичном происхождении пигмента, окрашивающего осадки и формирующиеся из них породы. Однако полное единогласие по вопросу о происхождении пигмента еще не достигнуто. В частности, некоторые исследователи, как мы видим, настаивают на вторичном образовании красящего пигмента за счет разложения железосодержащих минералов. Но независимо от того, образуется ли этот пигмент в области седиментации или приносится из красноцветных кор выветривания, для его сохранения в осадке необходимо длительное влияние окислительных условий. Такие условия, как правило, создаются в разнообразных континентальных обстановках, в бассейнах седиментации,

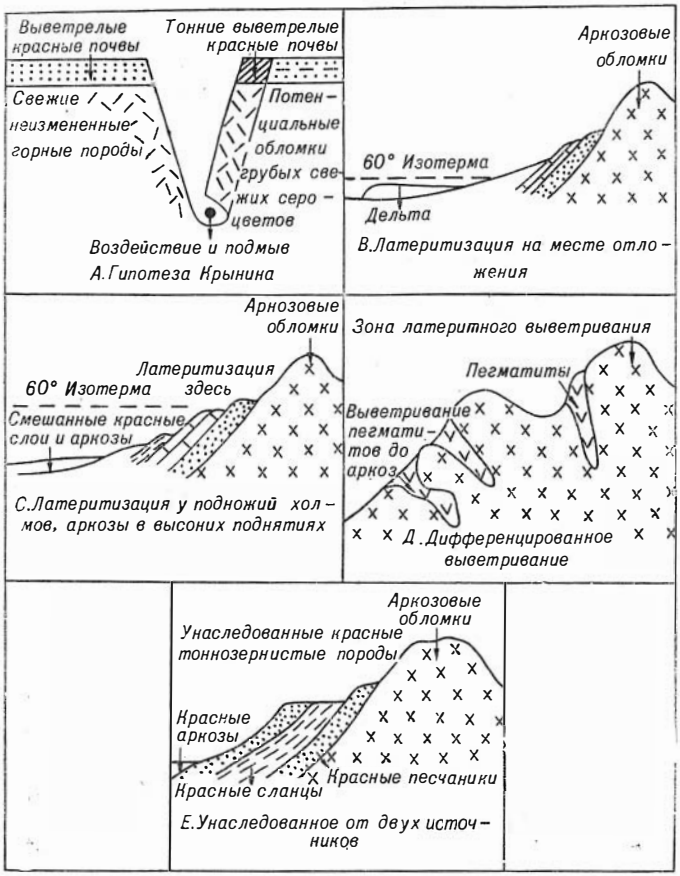


Рис. 9. Схема возможных путей образования красноцветных отложений, по Д. Кларку (Clark, 1962).

поверхность которых постоянно или временно расположена выше уровня грунтовых вод. Подобные бассейны размещаются на предгорных равнинах, пересеченных временными водотоками, и на обширных аллювиальных равнинах, периодически затопляемых мелким морем. Следовательно, одно из главных условий образования красноцветных пород — наличие в бассейнах седиментации свободного кислорода, под воздействием которого активно идут окислительные процессы. Именно этим объясняется то, что среди красноцветных отложений господствующая роль принадлежит континентальным образованиям. В морских же условиях окислительные процессы резко подавлены восстановительными, чем и обусловлено редкое появление красноцветных отложений этого типа.

Изложенные материалы позволяют сделать следующие выводы о происхождении окраски красноцветных пород.

1. Красящий пигмент в большинстве красноцветных отложений имеет первичный характер и образуется в результате транспортировки его из области распространения красноземных кор выветривания. Гораздо реже этот пигмент имеет вторичное происхождение и образуется на месте накопления осадков в стадии их диагенеза и эпигенеза за счет разложения железосодержащих минералов.

2. Для сохранения красящего пигмента, как и для его образования в месте накопления осадков, первым и главнейшим условием является окислительная обстановка в области седиментации, которая создается преимущественно в разнообразных континентальных условиях. Препятствовать сохранению красной окраски может присутствие в осадке редуцента, представленного массой органического материала, наблюдающегося обычно как в континентальной, так и в морской обстановке.

Для подтверждения сделанных здесь выводов недостает материалов о современных областях красноцветной седиментации и, главным образом, тропических областях, где в настоящее время образуются латеритные и красноземные коры выветривания. При исследованиях этих областей должны решаться или подвергаться проверке следующие вопросы.

1. Какие изменения претерпевают краснокрашенные минералы из кор выветривания на путях транспортировки обломочного материала.

2. В каких формах эти минералы доходят до областей седиментации и как они себя ведут в различных условиях.

3. Помимо изучения поведения железистых минералов, имеющих красную окраску, необходимо обратить внимание на возможные преобразования неокрашенных железистых минералов на путях транспортировки и в месте отложения.

Важность исследования поведения минералов-красителей следует особенно подчеркнуть, имея в виду, что красная окраска пород не находится в прямой связи с количеством содержащихся в них окиси и гидроокисей железа. Известны красноцветные породы с очень низким содержанием Fe_2O_3, не превышающим 1%, и, наоборот, некрасноцветные породы с обильной полуторной окисью железа. Таким образом, красная окраска пород определяется составом и строением минералов-красителей, а не количеством сосредоточенных в этих породах окисей и гидроокисей железа.

ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПАХ КРАСНОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

(Краткий исторический обзор)

> «Нужно различать два типа «красноцветных» ландшафтов. Один из них представлял собой обширные приморские аллювиальные или аллювиально-озерные равнины, располагающиеся между областями сносов и мелководными морскими бассейнами... Другие области накопления красноцветных отложений представляли собой сравнительно небольшие впадины, расположенные между областями сноса...»
>
> Л. Б. Рухин (1969, стр. 663).

На протяжении многих десятилетий в геологической литературе господствовало представление о том, что красноцветные отложения относятся к пустынным образованиям. Эта мысль развивалась во всех работах И. Вальтера ($1911_1, _2$; Walther, 1891, 1893, 1900), оказавшего огромное влияние не только на своих современников, но и на последующие поколения геологов. В ярких и образных очерках он развивал идею о существовании в далеком геологическом прошлом древних красных материков. На таких материках, как писал Вальтер (1911_1, стр. 298), «...скалистые горные системы, одетые карминно-красными покровами,

воздымаются высоко к голубому небу. Их вершины покрыты вечным снегом, из-под которого в большинстве случаев текут в долины голубые глетчеры, а кругом насколько хватает глаз лежат красные или желтые песчаные пустыни». Древние пустыни, по Вальтеру, это не сухие безводные пространства; в них постоянно обнаруживаются различные признаки деятельности текучих вод, перемещающих продукты механического выветривания; наряду с отложениями катастрофических ливней и блуждающих рек наблюдаются также следы существования болот и озер.

Вальтер считал, что химическое выветривание в таких пустынях незначительно и происходит только на территориях, на которых задерживается влага. Пустынные отложения, по Вальтеру, окрашиваются в красный цвет вследствие переноса из источников сноса переотложенных продуктов латеритного выветривания. Латериты, по его представлению,— это богатые железом коры выветривания, образующиеся в особых климатических условиях, близких к пустынным. Для областей латеритного выветривания характерен, как он считал, жаркий климат с короткими дождевыми и длинными сухими периодами. Вальтер обращал внимание на то, что пустыни не имеют постоянных водных связей с океаническими бассейнами и все зарождающиеся в них литогенетические процессы в них же целиком и заканчиваются. «Пустыня — страна географических парадоксов и одинаково трудно как составить беспристрастный взгляд на характерные особенности пустынного ландшафта, так и выразить этот взгляд словами. Тучи без дождя, родники без ручьев, реки без устья, озера без стока, сухие дельтовые отложения, высохшие озера, безводные впадины, лежащие ниже уровня моря, интенсивное выветривание без продуктов выветривания, разложение пород изнутри кнаружи, долины, разветвляющиеся как лабиринты и ведущие то с горы, то в гору, гигантские котловины, из которых не выводит никакая долина, растения без листьев и рыбы с легкими — эти и многие другие оригинальные явления попадаются каждому внимательному наблюдателю теперешней пустыни» (Вальтер, 1911_2, стр. 8).

Сторонники воззрений Вальтера находятся и в настоящее время. Тем не менее вскоре после появления его работ были высказаны различные соображения о том, что происхождение красноцветных отложений может быть достаточно разнообразным. Одним из первых высказался в таком плане К. Томлинсон (Tomlinson, 1916). Он выделил 7 рассматриваемых ниже генетических типов красноцветных отложений, каждый из которых может быть обнаружен, по его данным, среди современных осадков, но встречается также среди каменноугольных, пермских и триасовых красноцветов западной части Соединенных Штатов Америки («Red Beds запада США»).

1. Глубоководные морские красные глины. Такие красные глины представлены очень тонкозернистым материалом, накопление которого идет крайне медленными темпами. С красными глинами сходны, по Томлинсону, некоторые сланцы серии Red Beds запада США, но среди этих сланцев всегда присутствуют мелководные отложения, чем они отличаются от современных красных глин, образующихся в зоне абиссальных океанических глубин. Томлинсон считал поэтому, что глубоководные красные глины не имеют непосредственного отношения к проблеме красноцветных отложений.

2. Отложения потоков, размывающих ранее существовавшие красноцветные отложения. Этот тип образований Томлинсон иллюстрировал красноцветными отложениями примор-

ской низменности Ред-Ривер на юге Техаса, Оклахомы и Луизианы. Потоки, размывающие площади распространения докембрийских и палеозойских красноцветных отложений, транспортируют здесь дезинтегрированный красноцветный материал в бассейн седиментации, где этот материал отлагается, вследствие чего образуются более молодые красноцветные накопления.

3. Аркозовые потоковые отложения. Они возникают в результате деятельности потоков, размывающих области распространения гранитов. Красный цвет таких отложений нередко обусловлен окраской неразрушенных полевых шпатов (розового ортоклаза), хотя может быть вызван и иными причинами, которые Томлинсон, впрочем, не рассматривал.

4. Отложения потоков, берущих красящий материал из железистых остаточных почв. В современных условиях к данного типа накоплениям относятся континентальные красноцветные отложения нижней части течения р. Амазонки и некоторых небольших рек США. Томлинсон привел многочисленные примеры, подтверждающие, что большинство разновозрастных красноцветных отложений принадлежит именно к этому наиболее широко распространенному типу образований. В таких потоковых отложениях обломочные зерна, перенесенные из областей развития остаточных железистых почв, окружены тонкой красной оболочкой или рубашкой, образованной гидратами окислов железа. Некоторое количество окиси железа транспортируется, кроме того, вместе с тонкими глинистыми частицами и впоследствии заполняет промежутки между обломочными зернами. Приведенные данные подтверждают, по Томлинсону, что потоковые накопления получают красящий материал в результате переотложения железистых остаточных почв.

5. Прибрежно-морские терригенные красноцветные отложения. Этот тип образований рассматривается Томлинсоном на примере современных красноцветных отложений, расположенных на побережье Атлантического океана близ устья р. Амазонки. Сохранение красного цвета этих отложений Томлинсон относил к исключительным случаям, поскольку обычно красные глины, как он считал, в морской воде утрачивают свою окраску. В подтверждение он привел данные, которые показали, что красный материал, переносимый реками Новой Шотландии и отлагаемый в прибрежной зоне, на дне моря теряет окраску. Вследствие этого, как предполагал Томлинсон, среди красноцветных отложений прибрежно-морские терригенные осадки встречаются редко.

Различия условий близ устья р. Амазонки и в районе, прилегающем к островам Новой Шотландии, не были отмечены Томлинсоном, хотя они заслуживают внимания. В первом районе (р. Амазонка) температура морской воды достигает 20° С, тогда как во втором она намного ниже. Более высокая температура способствует, по-видимому, в большей мере течению окислительных реакций, чем низкая, и, соответственно, в первом районе красная окраска отложений сохранилась, а во втором была утрачена.

6. Отложения пустынных озер и плейасов. Этот тип красноцветных отложений Томлинсон иллюстрировал описанием современных осадков озера Лоб-Нор в Китае, представленных глинами, включающими кристаллы гипса.

7. Красные дюнные пески. Эоловые накопления этого типа красноцветных отложений Томлинсон рассматривал на примере красной пустыни Нефуд на севере Аравийского полуострова. Аналога-

ми таких эоловых накоплений являются, по его представлениям, пермские грубозернистые перекрестнослоистые песчаники Вайоминга.

Долгое время работа Томлинсона была единственным примером детального обзора генетических типов красноцветных отложений.

Однако уже в 1927 г. в нашей стране А. Н. Мазаровичем были выделены генетические типы красноцветных отложений на примере верхнепермских сарминской, бузулукской и тананыкской толщ бассейна р. Самарки в Приуралье.

Для сарминской толщи, представленной чередованием кирпично-красных и коричнево-красных глин, серо-зеленоватых глинистых песчаников и известняков, Мазарович указал следующие генетические типы отложений.

1. Аллювиальные, выполняющие древние речные русла, представлены песчаниками, которые образовались из накоплений, формировавшихся на равнине, пересеченной крупной рекой и небольшими временными водотоками, часто блуждавшими.

2. Возникшие в результате крупных разливов или накопившиеся в мелких озеровидных водоемах и болотах, тесно связанных с речными руслами. Эти отложения в разрезах представлены известняками и зеленовато-серыми песчаниками с прослоями красных глин.

3. Делювио-аллювиальные, представленные мощными толщами красных глин. Эти глины образовались «путем накапливания мелкими ручейками, временными потоками или же путем отложения из разливавшихся по равнине вод, быстро спадавших и снова появляющихся более или менее периодически» (Мазарович, 1927, стр 125). Что касается грубых песчаных прослоев, то появление их в мощной глинистой толще обусловлено, по Мазаровичу, деятельностью временных потоков, обладающих быстрым течением.

4. Пролювиальные, к которым Мазарович отнес породы вышележащей бузулукской толщи. Это косослоистые грубые песчаники, конгломераты и брекчии, включающие маломощные прослои ярко-красных глин. Осадки, из которых образовались эти породы, накапливались на территории, расчлененной временными водотоками, обладавшими неравномерным и быстрым течением. Эти потоки нагромождали огромные массы песчаного и галечного материала.

5. Отложения обширного озерного бассейна, представленные чередованием красных глин и зеленых песков тананыкской толщи и характеризующиеся большим протяжением и хорошей выдержанностью пластов.

Позднее условия образования красноцветных отложений были рассмотрены У. Х. Твенхофелом (1936). Он считал, что условия, благоприятствующие отложению красноцветных пород и сохранению их окраски, лежат между двумя крайностями полусухого и умеренно влажного климата. Большая часть красноцветных отложений, по его мнению, образуется на дельтовых затопляемых равнинах. Железо, освобождаемое в процессе разрушения пород, переносится водой в растворе, а также во взвешенном и коллоидальном состоянии. Во взвешенном состоянии переносятся, по Твенхофелу, железистые минералы, а также окиси и гидроокиси железа. В растворе железо находится в виде бикарбоната закиси, а также сульфата и хлорида закиси. Пока сохраняется избыток углекислоты и недостаток кислорода, бикарбонаты остаются в растворе, но в случае обратных соотношений железо осаждается, как гидрат окиси.

Воззрения Твенхофела нашли в нашей стране поддержку в трудах Л. В. Пустовалова. На примере верхнепермских красноцветов Приура-

лья Пустовалов (1937) показал, что эти красноцветные отложения в большинстве случаев являются дельтовыми образованиями. В подтверждение он привел данные о циклическом строении разрезов, свидетельствующем о периодическом перемещении дельты. В результате такого перемещения, как отметил Пустовалов, серые песчаники сменяются пестроцветными глинами, серыми глинами и завершающими цикл карбонатными породами, нередко включающими прослои гипса. В разрезе постоянно наблюдаются мощные, но невыдержанные прослои характерных косослоистых песчаников и конгломератов с местной красноцветной галькой. Если в целом для толщи может быть отмечено однообразие строения, то в деталях наблюдается большое непостоянство, вызываемое местами внутриформационными размывами, изменениями петрографического состава пород и другими причинами.

В конце сороковых годов была опубликована работа П. Крынина (Krynine, 1949), в которой он, подобно Томлинсону, подчеркнул разнообразие обстановок, способствующих накоплению красноцветных отложений.

Прежде всего Крынин выделил первичные красноцветы, красящее вещество которых перемещено из области сноса и осталось неизменным в бассейне седиментации. Такие красноцветы образуются, как писал Крынин, преимущественно близ подножий гор и на территории аллювиальных равнин, главным образом в той их части, которая тяготеет к предгорьям.

Появление красных почв в области сноса, по его представлениям, обусловливается влажным и теплым климатом, но в области седиментации климатические условия могли быть любыми. Обязательными условиями сохранения красной окраски являлись только быстрое захоронение накапливающего материала и окислительная обстановка в бассейне седиментации.

Красный пигмент образуется, по Крынину, вследствие дезинтеграции материнских пород в процессе выветривания их в области сноса, а также в результате высвобождения его из железосодержащих минералов. Этот пигмент попадает затем в формирующийся осадок: а) в связи с эрозией почв и последующей транспортировкой обломочного материала, б) в итоге местной переработки остаточных почв, в) как следствие литификации почв, не сопровождаемой существенной их переработкой. В первом случае возникают первичные обломочные красноцветы, во втором — первичные переотложенные и в третьем — первичные остаточные. Образование первичных красноцветов, как правило, связано с периодом сильной тектонической активности, сопровождаемой крупными поднятиями континентов. Поэтому первичные красноцветы обычно ассоциируются с аркозами, среди которых Крынин выделил «тектонические» (обломочные) и «посттектонические» (неперемещенные) или остаточные аркозы.

«Тектонические» аркозы накапливаются у подножий горных хребтов и в верховьях речных систем. В некоторых же случаях эти аркозовые отложения протягиваются к низовьям речных систем и доходят даже до морских берегов. Они представлены главным образом конгломератами, фангломератами и грубозернистыми песчаниками, которым подчинены алевриты и аргиллиты. При накоплении тектонических аркозов действует эрозионный механизм, связанный с активными поднятиями. В процессе эрозии наряду с большим количеством совершенно невыветрелого свежего обломочного материала переносятся глубоко выветрелые красные глины, содержащие гематит и каолинит. Для красноцветных «тектонических» аркозов из триасовых отложений Кон-

нектикута («формация»* Ньюарк) Крынин указал следующий средний состав перемещенного материала:

Гранитные обломки	%	Красные глины	%
Кварц	58	Каолин	60
Микроклин	31	Гематит	20
Na плагиоклаз . .	9	Гиббсит	6
Слюда	2	Серицит-иллит . .	12

В таких аркозах, по его данным, одни и те же минералы, скажем плагиоклазы и микроклин, могут быть свежими, если они извлечены из придонных частей каньонов, и глубоко разрушенными, если оказались захваченными из тех участков, где распространены красные почвы.

К первичным красноцветам, по Крынину, относятся также отложения дельт и низовий речных долин. Примером их служат обломочные палеозойские красноцветные толщи района Аппалачей, в частности «формации» Джуниата (верхний ордовик), Блумсберг (силур) и Кэтскилл (девон).

Второй тип красноцветов, по Крынину, возникает в результате окрашивания в области седиментации за счет внутрислойного окисления некрасноцветных отложений. Такие красноцветы, по его представлениям, образуются обычно в дельтах и низовьях рек, где они приобретают красную окраску вследствие окисления красящего вещества первоначально голубых или зеленых осадков. Такие красноцветные отложения подразделяются на:

а) постседиментационные, образование которых происходит после отложения, но перед захоронением осадков;

б) постдиагенетические, возникающие после захоронения и погружения осадков вследствие окисления, происходящего на глубине до 30 м. Постдиагенетические красноцветы приобретают красную окраску вследствие разрушения таких легко разложимых железосодержащих минералов, как, например, глауконит. Красноцветные отложения данного типа распространены значительно менее широко, чем аналогичные отложения предыдущей группы.

Третий тип красноцветных отложений назван Крыниным вторичным; их красное окрашивание унаследовано от более древних красноцветных пород. Это переработанные красноцветы, возникшие из ранее существовавших красноцветных отложений. К данному типу Крынин относит главным образом эоловые осадки, в частности красные пески некоторых пустынь. На севере Сахары такие красные пески представлены переотложенными олигоценовыми красноцветами, а в аравийской пустыне Нефуд — переотложенными нубийскими песчаниками.

Ледниковые отложения также могут, по его представлениям, иметь красную окраску, если они относятся к продуктам флювиогляциальной переработки подстилающих красноцветов. Впрочем, их красная окраска может быть вызвана и иными причинами, что видно хотя бы на примере подмосковной морены.

Наконец, четвертый тип красноцветов, по Крынину,— химические красноцветы окрашиваются в процессе выпадения осадков. В таких красноцветах красящий пигмент окиси железа выпадает в осадок из раствора: а) в морских условиях, б) в пресноводных условиях и в) аутигенно и внутрислойно, вследствие инфильтрации грунтовых вод.

---

* Здесь и дальше термин «формация» взят в кавычки только в тех случаях, когда он отвечает американскому пониманию формаций как стратиграфических единиц, а не как парагенетических ассоциаций по Н. С. Шатскому.

Большинство химических красноцветов, как полагает Крынин, это морские образования. К такому типу красноцветов он относит докембрийские железные руды гуронской системы района оз. Верхнего и силурийские железные руды Клинтон Аппалачей. Пресноводные химические красноцветы, по его данным, представлены красновато-коричневыми отложениями, содержащими сидерит и лимонит. Аутигенные же красноцветы образуются в виде маломощных прослоев в субаэральных условиях вследствие осаждения лимонита из циркулирующих в осадочной толще растворов.

Более обстоятельно генетические типы красноцветных отложений были рассмотрены Ф. Б. Ван-Хутеном. В одной из своих ранних работ он описал кайнозойские красноцветные толщи Скалистых гор и указал на их принадлежность к континентальным образованиям (Van Houten, 1948.) Ван-Хутен отметил среди них отложения конусов выноса, русел и пойм небольших рек, озер, топей и болот. Все эти отложения типичны, по его мнению, для лесостепных и саванных ландшафтов. В строении красноцветного разреза он установил пестроцветные аргиллиты, песчаники и конгломераты, содержащие прослои пресноводных известняков, а также маломощные прослои лигнита. Далее он показал, что породы, залегающие среди красноцветов, но окрашенные в серые тона, содержат обильную теплолюбивую или субтропическую флору, а также остатки пресноводных моллюсков, крокодилов, речных черепах и рыб; красноцветные же породы включают рассеянные фрагменты наземных млекопитающих. Ван-Хутен считал, что эти красноцветные отложения накапливались на низменной равнине, окруженной горами, в условиях сезонно-гумидного умеренно жаркого или субтропического климата.

В более поздней обобщающей работе Ван-Хутен (Van Houten, 1961) предпринял попытку различить красноцветные отложения, принадлежащие подвижным поясам и кратонам (рис. 10). В подвижных поясах он указал дельтовые и предгорно-равнинные генетические типы красноцветных отложений, на кратонах — красноцветные отложения предгорных и прибрежных равнин.

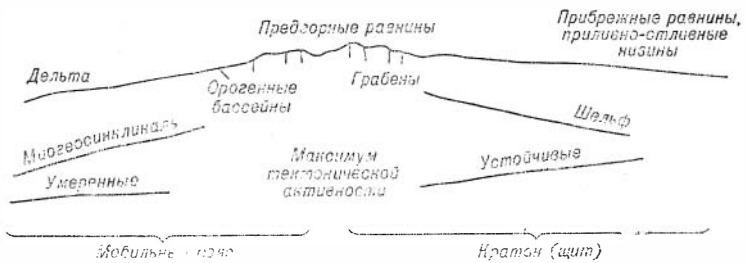


Рис. 10. Генетические типы красноцветных отложений, по Ф. Б. Ван-Хутену (Van Houten, 1961).

Дельтовые красноцветные отложения, по Ван-Хутену, хорошо выдерживаются на больших площадях. Они представлены алевритовыми аргиллитами и косослоистыми песчаниками, содержащими многочисленные обломки различных пород. Красный пигмент в этих породах концентрируется главным образом в темно-красных и красновато-коричневых аргиллитах, песчаники же окрашены обычно в тускло-коричневые или желтовато-серые тона.

Красный пигмент накапливается в осадках, затопляемых морем равнин, где длительное время сохраняется окислительная обстановка. Подобного типа отложения отмечены Ван-Хутеном в ордовикской и бо-

лее поздних системах, включая четвертичную. Дельтовые отложения по латерали нередко переходят в красные слои прибрежных областей («формация» Блумсберг позднего силура и Эпхрэм раннего мела Северной Америки). Некоторые дельтовые красноцветные отложения вмещают прослои углей или связаны переходами с угленосными отложениями. В областях размыва и седиментации таких красноцветных отложений с углями, по представлению Ван-Хутена, господствовал теплый влажный климат, способствующий образованию болот, зараставших буйной растительностью.

Отложения предгорных равнин и низин (piedmont-valley flat) содержат мощные линзообразные тела плохо сортированных темно-красных, красновато-коричневых и каштановых песчаников и аргиллитов, а также конгломератов и брекчий, накапливавшихся в предгорных бассейнах и грабенах. Грубые предгорные фации по латерали граничат с речными прибрежными отложениями аллювиальных равнин, а также с некрасноцветными озерными и болотными осадками. В предгорных бассейнах преобладают молассовые отложения, накапливавшиеся в период завершения складчатости тех или иных геосинклинальных систем. Некоторые молассовые толщи формируются в глубоких депрессиях, расположенных перед фронтом возвышающихся горных кряжей. К такому типу отложений Ван-Хутен относит, например, кайнозойские красноцветы Андской «формации» Боливии и Колумбии, красные молассы кайнозоя Швейцарии и серию Сивалик* позднего кайнозоя Индии. Ван-Хутен выделил, кроме того, такие красноцветные молассовые отложения предгорных равнин, которые обнаруживают тесную связь с вулканическими породами. Такие молассы, представленные мощными аркозовыми толщами, накапливались, по его представлениям, в небольших бассейнах, расположенных внутри горных систем. Плохо сортированные красноцветные отложения предгорных равнин по латерали могут переходить в выдержанные по простиранию тонкозернистые красноцветные отложения и морские карбонатные толщи. В качестве примера он приводит триасовые красноцветные толщи кейпера северной Европы**.

В грабенах красноцветные отложения обычно имеют аркозовый состав. Здесь, как и в предгорных бассейнах, они нередко обнаруживают связь с вулканогенными толщами. Примером таких разрезов может служить, по Ван-Хутену, позднедокембрийская серия Кивино Северной Америки. Красноцветные отложения грабенов по латерали могут изменяться фациально, т. е. менять свой литологический состав. Например, девонские красноцветные песчаники на юго-западе Англии фациально замещаются морскими отложениями, а в скандинавских странах наблюдаются аналогичные замещения красноцветов эвапоритовыми отложениями.

Отложения прибрежных равнин, по Ван-Хутену, состоят из характерных хорошо выдержанных по простиранию слоистых и сортированных кварцевых и полевошпатовых песчаников, алевролитов и аргиллитов, включающих линзы и прослои эвапоритов и эоловых песчаников. Такие отложения накапливаются в области морских побережий, покрытых дюнами и озерами, на обширных равнинах в полосе действия приливов и отливов, в отшнурованных лагунах, а также в долинах рек во время половодий. Осадки образуются в различных климатических

---

* По-видимому, сюда включена мурийская «формация» нижнего и среднего миоцена.

** Видимо, Ван-Хутен имел в виду красные фации, в которые переходят не отложения кейпера, а раковинный известняк.

условиях, теплых или жарких, семиаридных или аридных и, как правило, с длительными сухими периодами.

Ван-Хутен уделяет большое внимание также оценке влияния климата на образование красноцветов. Он полагает, например, что красноцветно-эвапоритовые отложения могут быть как внутриконтинентальными, так и прибрежно-морскими образованиями. Указывая, что такой тип отложений может накапливаться в пустынях, он описывает замещение красноцветов, содержащих эвапориты, эоловыми отложениями. Пример такого рода замещений дают красноцветы позднего триаса и юры в западной части США (позднетриасовые красноцветы «формации» Чагуотер Вайоминга и среднеюрская «формация» Кэрмел Колорадо).

Красноцветно-эвапоритовые отложения, образующиеся в бассейнах, связанных с морем, Ван-Хутен иллюстрирует примером пермотриасовых морских толщ Британских островов и северного Техаса в США. Красноцветно-эвапоритовые толщи, по его данным, не только сменяются по простиранию морскими отложениями, но и сами содержат различной мощности пласты и линзы морских известняков и доломитов. Такой тип отложений, по представлениям Ван-Хутена, накапливается на обширных равнинах, в пределы которых неоднократно вторгалось море.

Вопрос о разделении красноцветных отложений в зависимости от условий их образования был рассмотрен в краткой заметке А. Л. Яншина (1953), подчеркнувшего, что эти отложения могут представлять не только аридный, но и гумидный тип литогенеза. В условиях жаркого сухого климата, по его представлениям, накапливаются карбонатные красноцветные отложения. Эти красноцветные терригенные породы всегда содержат примесь карбонатного материала и включают прослои мергелей, линзы известняков и доломитов. С ними, как правило, ассоциируют сульфатные породы и каменные соли, а также медистые песчаники.

Красноцветные отложения жаркого гумидного климата, по Яншину, не содержат прослоев карбонатных пород, в терригенном материале почти полностью отсутствуют примеси карбонатного. Эти красноцветные отложения переслаиваются с сероцветными угленосными толщами или переходят в них по простиранию: с ними связаны железные и железомарганцевые руды, а также бокситы.

Исследование меловых и кайнозойских красноцветных моласс Средней Азии привело В. И. Попова (1954) к выводу о том, что они накапливаются главным образом в связи с образованием пролювиальных, аллювиальных и дельтовых отложений, а также отложений, заполняющих в пустынях бессточные понижения или плейасы. В более поздних работах Попов дал развернутую характеристику различных типов красноцветных отложений. В частности, в руководстве по определению осадочных фациальных комплексов он, кроме континентальных, выделяет лагунные и морские красноцветы (Попов, Макарова, Филиппов, 1963).

Для континентальных красноцветов Попов считает характерным грубый состав, отсутствие морской фауны и непереотложенных глауконита и фосфорита, однородную яркую красно-бурую окраску. Такие континентальные красноцветы, по его данным, почти полностью лишены известняковых и доломитовых прослоев и имеют большие мощности, измеряемые многими сотнями и даже тысячами метров.

На долю морских красноцветов, по мнению Попова, приходится не более 5% общей массы красноцветных пород. От континентальных они

отличаются тонким составом, присутствием морской фауны и первичных зерен глауконита и фосфорита, характерными лиловыми оттенками окраски и малыми мощностями, варьирующими от нескольких до десятков и редко первых сотен метров. Накопление морских красноцветов происходит вблизи берега за счет сноса с суши красноземных продуктов выветривания, которые быстро отлагались и не менее быстро захоронялись, вследствие чего не подвергались преобразованиям в восстановительных условиях.

В работе Л. Б. Рухина (1955) различается два типа ландшафтов, в которых образуются красноцветные отложения. Один из них представлен обширными приморскими аллювиальными или аллювиально-озерными равнинами, которые располагаются между мелководными морскими бассейнами и областями сноса. Среди равнинных красноцветов преобладают глинистые породы озерного или аллювиального происхождения. К другому типу ландшафтов Рухин относит небольшие межгорные впадины, окруженные областями сноса. Для отложений, выполняющих эти впадины, характерен грубообломочный состав, нередко красноцветные породы сопровождаются вулканическими образованиями.

В. Крумбейн и Л. Слосс (1960; Krumbein, Sloss, 1956) тоже описывают разнообразные генетические типы красноцветных отложений. Помимо аридных красноцветов, обычно сопровождаемых эвапоритами или известняками, они отмечают кластические толщи, лишенные карбонатных прослоев. Такие бескарбонатные красноцветы, по их данным, образуются в гумидных условиях. Наблюдаются, кроме того, такие красноцветы, которые, как, например, в пермское время на территории Канзаса, накапливались на обширной равнине в условиях чередующихся периодов гумидного и сухого климата, но в обстановке, благоприятствующей развитию процессов окисления и испарения.

По Н. М. Страхову (1962_3), широко распространены главным образом аридные красноцветы. Их появление в аридных областях не случайно, поскольку в таких областях процессы редукции из-за скудности органического вещества резко подавлены. Вследствие этого переносимые из гумидных зон окислы железа в аридных областях не восстанавливаются и окрашивают осадки в красные тона, что приводит к появлению красноцветных отложений. Сухость воздуха и сильная инсоляция в аридных областях способствуют быстрой дегидратации окислов железа, что придает окраске пород особую яркость и разнообразие. Впрочем, Страхов не исключает возможности образования красноцветных отложений в условиях гумидного климата. По его данным, в аридных зонах они резко обогащены карбонатным материалом, включают медистые песчаники и прослои сульфатных пород.

К. Данбар и Д. Роджерс (1962) также считают, что не все красноцветы аридные. Если красноцветные толщи, с которыми связаны эвапориты, действительно накапливаются в аридных условиях, то другие, встречающиеся совместно с болотными отложениями и угольными пластами, формируются, по их мнению, в гумидных условиях.

Имеется схема разделения генетических типов красноцветных отложений в зависимости от палеогеографических условий (табл. 5), принадлежащая Д. Кларку (Clark, 1962). Он устанавливает соответственно семь разных типов красноцветных отложений, опираясь главным образом на полевые наблюдения.

Генетическая классификация красноцветных отложений на примере разрезов верхней перми центральных и восточных областей Русской платформы дана в работе В. И. Игнатьева (1963).

Генетическая классификация фаций татарского яруса центральных и восточных областей Русской платформы, по В. И. Игнатьеву (1963)

I. Группа фаций нижнетатарского озера-моря, горько-соленого на западе, солоноватоводного на востоке.
   1. Комплекс фаций западной горько-соленой части нижнетатарского озера-моря.
   2. Комплекс переходных фаций от горько-соленой к солоноватоводной обстановке осадкообразования.
   3. Комплекс фаций центральной части нижнетатарского озера-моря (солоноватоводной обстановки осадкообразования).
   4. Комплекс фаций подводных дельт, дельтовых лагун. Залив нижнетатарского озера-моря:
      а) фации подводно-дельтовых равнин и периодически пересыхающих прибрежных мелководий;
      б) донные фации подводной дельты.

II. Группа фаций обширных изолированных или связанных между собой озерных водоемов, получивших широкое распространение в северодвинское время.
   1. Комплекс фаций озер с повышенной соленостью.
   2. Комплекс фаций солоноватоводных озер:
      а) терригенные фации солоноватоводных озер;
      б) мергельно-карбонатные фации солоноватоводных озер.
   3. Комплекс фаций преимущественно пресноводных или слабосолоноватоводных озер.
   4. Комплекс фаций сточных пресноводных и солоноватоводных озер.

III. Группа фаций мелких остаточных озерных водоемов вятского времени.
   1. Комплекс фаций остаточных мелководных, периодически пересыхающих, пресноводных или слабосолоноватоводных озер.
   2. Комплекс фаций устойчивых пресноводно-солоноватоводных озер.
   3. Комплекс фаций застойных, заболоченных озер.

IV. Группа фаций прибрежных равнин.
   1. Комплекс эоловых фаций.
   2. Комплекс фаций такыров и шоров:
      а) фации такыров;
      б) фации шоров.

V. Группа аллювиально-речных и аллювиально-дельтовых фаций.
   1. Комплекс фаций руслового аллювия:
      а) фации стрежня;
      б) фации прирусловой отмели.
   2. Комплекс фаций пойменного аллювия:
      а) пойменные фации паводкового типа;
      б) фации сухих аллювиальных равнин;
      в) фации прислоненной к крутому склону части поймы.
   3. Комплекс фаций старичного аллювия.
   4. Комплекс фаций овражно-балочного аллювия.

VI. Группа пролювиальных и элювио-делювиальных фаций.

А. П. Феофилова (1966) показала принадлежность изученных ею пермских красноцветных пород Донбасса к следующим генетическим типам (она называет их фациями): 1) лагунно-заливным; 2) образующимся в барах и речных выносах и 3) континентальным.

В группе лагунно-заливных красноцветных отложений она выделяет три типа. а) Пестроцветные алеврито-глинистые отложения лагунно-заливных водоемов. Наряду с другими породами среди этих отложений имеются светло-коричневые глины и мелкозернистые алевролиты, а также светло-коричневые алевритистые глины с ярким вишневым оттенком. Эти пестроцветные породы, по данным Феофиловой, накапливались в закрытых мелководных водоемах с высокими окислительными свойствами. б) Красноцветные глинистые отложения лагунно-озерных водоемов — кирпично-малиновые и коричневато-вишневые глины, накопившиеся в ограниченных по размеру мелководных водоемах. в) Пестроцветные алевролитовые отложения зоны волнений и течений лагунно-заливного побережья — пестроцветные алевролиты и глины, буровато-серые алевролиты с косоволнистой слоистостью, красно-

Таблица 5

Классификация красных слоев, по Д. Кларку (Clark, 1962)

Тип	Характеристика цвета	Текстуры и структуры	Типичные примеры	Органические остатки	Интерпретация
1. Красноцветы с гальками сланцеватых глин /shales/	Кирпично-красные до темно-красных	Красный цвет усиливается по направлению к области сноса; близ области сноса типичны красные гальки среди светлоокрашенного цемента. Устойчивая связь с обломками других осадочных пород. Очевидно, местные источники сноса. Красная окраска сосредоточена в сланцеватых глинах, за исключением участков, близких к областям сноса	«Формация» Дачисне Ривер (олигоцен), западнее Вернала, Юта	Мало или совсем нет	Быстрая транспортировка и отложение в невосстановительных условиях
2. Красные глинистые конгломераты	Кирпично-красные до темно-красных	Общая связь с обломками гранитов, лав или известняков. Обычно местные источники сноса.	«Формация» Фаунтин (пенсильваний), с.-з. Колорадо	Мало или совсем нет	Как и выше, плюс муссонное выветривание в условиях, предполагаемых Крыниным
3. Пестрые красноцветы	Сланцеватые глины пурпурные до красных, с зеленоватыми линзами и прослойками. Песчаники белые, светло-серые или зеленоватые в свежем виде, а в выветренном состоянии темно-коричневые. Окраска часто усиливается в удалении от областей сноса.	Пурпурные «сланцеватые глины», массивные, обычно алевролиты (siltstones); зеленовато-серые линзы, местами слаицеватые. Песчаники встречаются в виде плоских линз и заполненнй каналов. Распространены разного типа конкреционные зоны	1. «Формация» Уинта (эоцен) южнее Майтона, Юта 2. «Формация» Морриссон (юра), Вайоминг, Колорадо, восток Юты 3. Часть пенснльвания в Питтсбурге, Пенсильвания	Алевролиты содержат остатки наземных позвоночных; зеленоватые линзы содержат пресноводных позвоночных; песчаннки включают листья и обработанные водой кости	Речные отложения в равномерно теплых, влажных условиях; обильная растительность

4. Коричневые красноцветы	Сланцеватые глины темно-красные, с зелеными пятнами на свежей поверхности. Песчаники грязные, темно-красные или кремово-серые; обычно содержат много черного MnO_2.	Сланцеватые глины, слоистые, с волноприбойными знаками, трещинами усыхания, с отпечатками ног; обычно мощные. Песчаники прерывающиеся, средне- до тонкозернистых, тонкие, не образуют линз. Светлоокрашенные песчаники слоистые, сопровождаются гипсом	1. «Формация» верхняя Монкопи (триас), Уинта, севернее Вернала, Юта 2. Часть триаса долины Коннектикут	От малого до отсутствия; также следы позвоночных или раковин морских беспозвоночных	Эстуарии до мелкоморья в пустынных условиях
5. Кирпично-красные красноцветы	Алевролиты кирпично-красные до оранжевых и охристо-желтых; песчаники светло-красные до светло-коричневых	Песчаники тонко- до грубозернистых; более линзообразны, чем среди коричневых цветов. Алевролиты массивные; местами гипс	1. «Формация» нижняя Монкопи (триас), Уинта 2. «Формация» Флауер Пот (пермь) Техаса	Мало или нет. Случайные перемытые кости наземных позвоночных	Дельтовые или литоральные до эстуарных в пустынных условиях
6. Пастельные красноцветы	Переслаивание лиловых, желтых, чисто белых; немного красных	Тонкозернистые и равномернозернистые ортокварциты и слоистые песчаники	«Формация» Ункпепе (юра), Буффало, ущелье юж. Дакоты	Не известны	Пресноводные; другие условия не известны
7. Крапчатые красноцветы.	Красный цвет в конкрециях и в серии разветвленных пятен в зеленых осадках	Глины (clay), песчаные глины, песчаники с примесями. Красный цвет чаще следует более глинистым полосам в каналообразных заполнениях; развитие гематитовых конкреций и разветвленных пятен — диагностический признак	1. Часть «формации» Ритен (мел) центральной части Нью-Джерси 2. Некоторые, но не все красные слои среди члеиов Эхирои «формации» Чердон (олигоцен) южной Дакоты	Много до полного отсутствия, в зависимости от первоначального содержания органических остатков, насыщающих породу	Нет данных о происхождении пород

цветные алевролиты и буровато-серые слабокомковатые алевролиты. Породы пестроцветной и буровато-серой окраски, как считает Феофилова, возникают в прибрежных участках реликтовых озер заливного побережья, а красной — в прибрежных участках изолированных водоемов лагунно-озерного типа.

В группе осадков, формирующихся в барах и речных выносах, Феофилова также отмечает два типа отложений. а) Пестроцветные алевролито-песчаные отложения баров. Характерными породами этого типа являются буровато-серые тонкозернистые песчаники и крупнозернистые алевролиты с косоволнистой слоистостью. Менее распространены красноцветные песчаники и алевролиты с косоволнистой слоистостью, которые накапливаются в относительно более изолированных, мелководных, спокойных водоемах и в условиях большой близости к береговой линии. б) Пестроцветные грубообломочные отложения, возникающие в области речных выносов — пестроцветные гравелитобрекчии, связанные с подводной деятельностью временных потоков, сносивших обломочный материал в прибрежно-мелководную полосу лагунно-озерного водоема.

Среди континентальных красноцветных отложений Феофилова различает четыре типа. а) Красноцветные алевролитовые отложения застойных озер — коричневато-красные и пестроцветно-пятнистые алевролиты. б) Красноцветные глинистые отложения, образующиеся в застойных озерах. Характерными породами этого типа являются комковатые глины темно-вишневой окраски и пестроцветные алевритистые глины. в) Пестроцветные глинисто-алевролитовые отложения, формирующиеся в зарастающих озерах (ископаемые почвы). Наряду с зеленоцветными породами здесь присутствуют пестроцветно-пятнистые и красноцветные алевролиты и глины. г) Пестроцветные глинисто-алевролитовые отложения пересыхающих озер, обнаруживающие признаки почвообразования. Сюда относятся глины алевритистые, пестроцветно-жилковатые, комковатые и алевролиты блекло-пятнистые с брекчированной текстурой.

Все эти разнообразные генетические типы отложений формировались, как пишет А. П. Феофилова (1966), в слабоаридной обстановке, а для континентальных красноцветных отложений (пункты а и б) она указывает гумидные обстановки с признаками засушливости.

Большое внимание различным типам красноцветов уделил В. М. Синицын (1967). Он считает, что они образуются в условиях аридного, тропического и субтропического, а также умеренного климата. В аридных областях тропиков и континентальных бассейнах, в зоне морского мелководья и лагун накапливаются терригенно-карбонатные красноцветы. В наиболее сухих частях этих континентальных бассейнов красноцветы содержат большое количество карбонатного материала и, как правило, загипсованы. Среди таких красноцветов широко распространены терригенные породы грубого состава, принадлежащие пролювиальным конусам выноса. В обстановке же морского мелководья и лагун формируются только карбонатно-сульфатные отложения.

В зонах аридного, субтропического и умеренного климата распространены красноцветы, среди которых господствуют монтмориллонитовые глины и кварцевые пески. Бассейновые разновидности этих отложений имеют зеленую, а русловые и элювиальные — красную окраску.

В отличие от аридных красноцветов характерной чертой красноцветных отложений гумидного литогенеза, по данным Синицына, является их бескарбонатность. В частности, в зонах переменного влажного тропического климата накапливаются красноцветы латеритного типа,

тесно связанные с латеритным выветриванием, при котором идет интенсивное химическое разложение пород. В субтропическом гумидном климате эти отложения отличаются более низким коэффициентом латеритизации (отношением суммы Al_2O_3 и Fe_2O_3 к SiO_2).

Приведенный обзор показывает, что имеются различные данные, позволяющие судить о многообразии генетических типов красноцветов. Из существующих в этой области обобщений наиболее стройными являются построения Ф. Б. Ван-Хутена. Рассмотрим их подробнее.

Сейчас известно, что красноцветные отложения принадлежат главным образом континентальному ряду образований. Среди них широко распространены, в частности, красноцветные полимиктовые или аркозовые серии накоплений, формирующиеся у подножий высоких горных систем и внутри расположенных у подножий или независимо развивающихся впадин. Соответствующий тип отложений характеризуется, как правило, линзообразным строением пластов, слабой сортированностью и плохой окатанностью обломочного материала. Они включают набор различных терригенных пород, начиная от конгломератов и брекчий и кончая аргиллитами, и рассматриваются многими исследователями как типичные молассы. Такие красноцветы нередко сопровождаются вулканогенными породами. Типичные примеры красноцветных отложений, накапливающихся у подножий горных систем и в грабенах, приведены, по Ван-Хутену, ниже.

Красноцветные аркозовые молассы, сопровождаемые вулканогенными породами, по Ван-Хутену (Van Houten, 1961)

«Формации» и другие подразделения	Возраст	Районы распространения
Хэцел	Поздний докембрий	Техас
Ротлигенде и другие эквивалентные «формации»	Пермь	Герцинские бассейны Центральной Европы, Франции, Англии
Аркозовые отложения	Пенсильваний, пермь	Горные бассейны Оклахомы до Колорадо
Красные слои	Пермь	Перу
Фации Веррукано	Пермь-триас	Герцинские бассейны юга Европы
Красноцветные отложения	Ранний кайнозой	Скалистые горы
« «	Средний кайнозой	Испания, бассейн Ербо

Красноцветные аркозовые толщи, накапливающиеся в грабенах, по Ван-Хутену (Van Houten, 1961)

Серия Кивино	Поздний докембрий	Район Великих озер
Ван Хорн	То же	Техас
Серия Апе коппер майнриве	»	Северо-западная территория Канады
Сингел Хилл	»	Вост. Ньюфаундленд
Торридон	»	Шотландия
Спарагмит	»	Норвегия
Песчаники иотния и дала	»	Швеция
Система Ватерберг	»	Юж. Африка
Система Хэнкао	»	Китай
Песчаники Олд Ред	Девон	Великобритания, Норвегия, Гренландия, Шпицберген
Кегеродс	Пермь — триас	Юж. Швеция
Группа Ньюарк	Триас	Восточная часть Северной Америки
Гондванская система, средняя часть	»	Индия
Верхняя часть системы Карру	»	Сев. Родезия и Мадагаскар
Красные слои	Мел и ранний кайнозой	Пустыня Гоби и юго-восточный Китай

Красноцветные отложения подножий высоких горных систем и грабенов, по-видимому, следует отнести к двум хорошо выраженным генетическим типам: пролювиальному и аллювиальному. Не меньшее значение среди континентальных красноцветных толщ имеет широко распространенный дельтовый тип отложений. Л. В. Пустовалов (1937), например, даже считал, что он господствует среди красноцветных отложений. Дельтовые красноцветы, как правило, представлены тонкозернистыми хорошо сортированными терригенными породами. Они могут включать угольные пласты и эвапориты. Типичные примеры дельтовых красноцветов приведены ниже по данным Ван-Хутена (Van Houten, 1961):

Дельтовые красноцветные отложения, по Ван-Хутену (Van Houten, 1961)

«Формации» и другие подразделения	Возраст	Районы распространения
Бей	Средний ордовик	Теннесси
Джуниата и Куинстон	Поздний ордовик	Нью-Йорк до Теннесси
Медина	Ранний силур	Нью-Йорк
Блумсберг и Хай Фоллс	Поздний силур	Нью-Йорк до Виргинии
Фация Кэтскилл	Средний и поздний девон	Нью-Йорк до Виргинии
Сланцы Бедфорд	Ранний миссисипий	Огайо
Верхняя часть серии Шикхотсе	Пермь	Северный Китай
Эпхрэм	Ранний мел	Юго-зап. Вайоминг и Айдахо
Вайэн	Мел	Юго-зап. Вайоминг и Айдахо
Различные отложения	Кайнозойские	Бирма

Дельтовые красноцветные отложения, включающие или по латерали переходящие в отложения с углями, по Ван-Хутену (Van Houten, 1961)

Мок-чанк и Хинтон	Поздний миссисипий	Пенсильвания, Виргиния
Часть серий Мононгахилла и Конемо	Пенсильваний	Пенсильвания
Красные слои Баррен	»	Шотландия
Серия Кииле и мергели Этрурия	»	Англия
Слои оттвейлер	Пенсильваний или пермь	Саарский бассейн
Серия Шэнси	Пермь	Сев. Китай
Нижний ротлигенде	»	Центральная Европа
Серия Данкард	»	Юго-зап. Пенсильвания и зап. Виргиния
Верхняя часть серии Дамуда	»	Индия
Серия Эстаника	»	Центр. Бразилия
Верхняя часть серии Экка	Поздний триас	Юго-запад Африки
Слои Молтено	То же	Юж. Африка

Другим типичным примером континентальных образований являются красноцветные отложения обширной котловины блуждающего озера Лоб-Нор, расположенного в одной из самых пустынных областей Азии. Красноцветные отложения слагают предгорные уступы, обрамляющие периферические части озерной котловины (Синицын, 1954; Селиванов, 1970). В строении этих отложений, относящихся к позднему неогену, принимают участие буро-красные мелкозернистые песчаники, включающие многочисленные маломощные, 1—3 см, прослои гипса. В. М. Синицын отмечает линзовидное залегание песчаников. В участках, наиболее удаленных от гор, песчаники приобретают более тонкую зернистость и параллельное напластование; среди них появляются прослои серых и зеленовато-серых песчаников. Общая мощность разреза красноцветных отложений предгорных уступов в районе озера Лоб-Нор 40—50 м. По

Синицыну, обломочный материал для этих песчаников поставляется из коры выветривания, развитой на горных хребтах. Приведенные примеры не исчерпывают всего разнообразия континентальных красноцветных образований и соответствуют только наиболее характерным генетическим типам рассматриваемого ряда отложений.

По сравнению с континентальными красноцветные отложения морского происхождения имеют ограниченное распространение. Они накапливаются на обширных прибрежных равнинах, затопляемых во время приливов, в отшнурованных лагунах и в прибрежной мелководной части моря. Морские красноцветные отложения, как правило, включают прослои и пачки разнообразных эвапоритов. Типичные примеры красноцветных эвапоритовых отложений приведены, по Ван-Хутену, ниже.

Красноцветные отложения, содержащие прослои эвапоритов, по Ван-Хутену (1961)

«Формации» и другие подразделения	Возраст	Районы распространения
Сланцы Вернон	Поздний силур	Нью-Йорк
Красные слои	Пермь	Канзас и Оклахома
Группы Вичита, Клер Форк, Уайтхорс и другие	Нижняя пермь	Сев. и центр. Техас и Оклахома
Красные слои Девей Лейк	Пермь	Зап. Техас
Весо и Челк Блаф	Нижняя пермь	Аризона
Кайбаб и Торовип	Пермь	Аризона
Красные слои Опехе	»	Юж. Дакота
Гуз Эйдж	»	Вост. Вайоминг
Сланцы Сетенка	»	Юж. Вайоминг
Красные слои, ассоциирующие с доломитами	Поздняя пермь	Англия
Красные слои уфимского яруса	То же	СССР
Лайкинс	Пермь-триас	Центр. Колорадо
Серия Шичхиенфенг	То же	Сев. Китай
Красные слои Доккум	Триас	Техас и Нью-Мехико
Монкопи, Чайнл	»	Плато Колорадо
Спирфиш, Чагуотер и Джельм	»	Монтана
Красные слои Бунтер и Кейпер	»	Сев. Европа
Татарский ярус	Верхняя пермь	СССР
Гипсум Спринг и его аналоги	Средняя юра	Вайоминг, Монтана, Сев. Дакота и пограничные районы Канады
Кармел	То же	Плато Колорадо
Саммервил	Верхняя юра	То же
Санданс	То же	Вайомиинг, юж. и сев. Дакота и пограиичиые районы Канады
Красные слои	Верхняя юра и нижний мел	Вост. Мексика

Заканчивая краткий очерк исторически сложившихся представлений о генетических типах красноцветных отложений, следует подчеркнуть некоторые положения, существенные для их формационного исследования. Во-первых, все эти отложения имеют преимущественно континентальное происхождение, причем важно, что одни из них возникают в условиях аридного, другие — гумидного климата. Соответствующие черты происхождения обнаруживаются в составе пород, образующихся из этих отложений, что позволяет различать две обширные группы красноцветных отложений: карбонатных, свидетельствующих об аридном, и бескарбонатных — о гумидном климате. Во-вторых, особенности состава красноцветных отложений, как выясняется на основании исследования условий их образования, существенно зависят от состава областей питания, а также от того, насколько удален от этих

областей бассейн седиментации или определенная его часть. Поэтому в распределении генетических типов отложений может усматриваться некоторая закономерность, определяемая не только общей физико-географической обстановкой, но и конкретным размещением элементов рельефа и гидрографической сети. В-третьих, соответственно выясняется, что в общем размещении красноцветных отложений различной генетической принадлежности может быть установлена известная латеральная изменчивость, зависящая от палеогеографических условий. Такая латеральная изменчивость приводит не только к вариациям состава самих красноцветных отложений, но и к общей смене их отложениями иного типа, например угленосными, морскими, карбонатными сероцветными и другими. Наконец, общие черты красноцветных отложений, определяемые их генетической принадлежностью, как показывают различные исследователи, служат в какой-то мере индикатором тектонической обстановки, в которой возникают красноцветные отложения различного генетического типа. Отсюда рождаются идеи разделения этих отложений по отношению к тектоническим структурам, в которых они распределяются на «тектонические» и «посттектонические» и т. п.

Идеи, предполагающие зависимость генетических типов отложений от структурной обстановки, в известной мере противостоят тем, отправным моментом в которых является представление о том, что красноцветные отложения, независимо от их происхождения, свойственны определенным тектоническим структурам (см., например, Хаин, 1964). Важность учета данных о происхождении различных генетических типов красноцветных отложений для определения отношения этих отложений к тектоническим структурам представляется вполне очевидной, и, несомненно, поиски, предпринятые в этой области различными исследователями, заслуживают пристального внимания.

КРАТКИЙ ОБЗОР ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА КРАСНОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

> «Успех исследований красноцветов зависит от того, насколько мы сможем перенести основное внимание с изучения происхождения красноцветов на изучение их состава. Для этого необходима описательная классификация, учитывающая признаки основных составных компонентов породы — обломочного материала, основной массы и цемента».
>
> Ф. Б. Ван-Хутен (1968, стр. 422).

Литологический состав красноцветных отложений сравнительно разнообразен, но господствуют, как уже отмечалось, терригенные породы. Соответственно в красноцветных толщах обычно преобладают такие породы, как конгломераты, осадочные брекчии, песчаники, алевролиты и аргиллиты. В домезозойских отложениях рыхлые породы редки, но иногда встречаются даже среди докембрийских толщ на древних платформах. Довольно широко распространены породы, переходные от обломочных к карбонатным, но преимущественно к тем их разновидностям, которые могут быть названы пелитоморфными. В тонких фракциях таких красноцветов карбонатная примесь становится настолько обильной, что они приобретают мергелистый состав. Карбонатные примеси появляются и в материале, цементирующем обломки. Такого типа породы, с повышенной карбонатностью, свойственны, впрочем, преимущественно

аридным красноцветным отложениям; среди гумидных красноцветов они почти не встречаются.

Окраска пород, слагающих красноцветные толщи, преимущественно красная, пурпурная, буро-красная и иных оттенков красного цвета, но наряду с красными породами обычно присутствуют зеленоватые или окрашенные в серые тона. Такие серые или зеленого цвета породы среди господствующих красноцветных отложений наблюдаются часто, но обычно они образуют систему подчиненных прослоев. Природа красной окраски пород была уже рассмотрена, и здесь нет необходимости возвращаться к этому вопросу.

Красноцветные обломочные породы состоят преимущественно из компонентов, представляющих дезинтегрированный материал образований, наблюдаемых в области денудации, из которой этот материал поступал в бассейн седиментации. В процессе физического выветривания пород в области денудации образуются обломки разного размера, варьирующего в зависимости от особенностей состава пород и условий, в которых происходит их разрушение, в частности от рельефа, химического разложения, сопутствующего механической дезинтеграции материала и других причин. При дальнейшей транспортировке эти обломки подвергаются сортировке, прежде всего по размеру, вследствие чего наблюдаются сложные колебания в гранулометрическом составе красноцветных пород и уменьшение крупности обломков по мере удаления от областей денудации. Общая закономерность уменьшения размера обломков вдали от области сноса, тем не менее, может быть нарушена, в частности вследствие того, что дезинтегрированный материал в ряде случаев обладает первоначально малыми размерами. В таких случаях тонкое измельчение материала обычно вызывается тем, что в области денудации породы подвергаются химическому разложению, вследствие чего последующий распад материала под влиянием физического выветривания может вызывать появление более или менее обильного тонкообломочного материала. Таким образом, тонкий дисперсный материал может наблюдаться не только вдали от источников питания, но и вблизи них.

Попадая в бассейн седиментации, обломочный материал нередко смешивается с теми компонентами осадка, которые поступают в этот бассейн иными путями. Такими компонентами в одних случаях являются пирокластические выбросы, попадающие в бассейн седиментации воздушным путем, в других — химические осадки испаряющихся водоемов, в которых формируются эвапоритовые отложения, смешивающиеся с обломочным материалом; возможны, вероятно, и иные сочетания процессов седиментации, приводящие к образованию смешанных пород. Однако для красноцветных отложений указанные пути являются, по-видимому, главнейшими и именно они приводят к возникновению мергелистых пород, а также к образованию обломочных пород с разнообразными примесями солей и гипса, а иногда и пеплов. Такие примеси наблюдаются обычно среди материала, цементирующего породу и слагающего ее обломки.

Кратко очерченный путь образования красноцветных пород, определяющий главные черты их литологического состава, позволяет рассмотреть следующие важнейшие вопросы: состав обломочного материала и его вариации, тип цементации и природу цемента пород, образование смешанных пород и их особенности. Обзор этих вопросов позволит более строго подойти к оценке явлений диагенеза осадков, из которых формируются красноцветные отложения, к выяснению значения эпигенетических изменений пород, представляющих эти отложения. Такой обзор необходимо сделать до анализа имеющихся данных о составе

глинистых тонкодисперсных пород. Уместно отметить, что точные данные о составе глинистых пород сравнительно немногочисленны; это связано с трудностью их изучения. Обычно исследователи ограничиваются сведениями, характеризующими обломочный материал красноцветных пород, лишь изредка дополняя их химико-аналитическими характеристиками и указаниями на типичные геохимические особенности пород.

Состав обломочного материала красноцветных пород разнообразен и зависит преимущественно от геологического строения областей питания. Помимо обломков изверженных, метаморфических и осадочных пород, в красноцветах встречаются различные минералы, главным образом кварц, полевые шпаты, слюды, амфиболы, иногда пироксены; в небольшом количестве, чаще всего в виде редких зерен, присутствуют те или иные акцессории: турмалин, циркон, апатит, рутил, ильменит, гематит и другие минералы. Обломки пород встречаются как почти не окатанные, так и хорошо окатанные. Тем не менее очень хорошо окатанного материала в красноцветных породах обычно немного.

В связи с различной прочностью пород и минералов по мере удаления от источников питания среди обломков исчезают сперва карбонатные породы и минералы, затем эпидот-хлоритовые агрегаты и обломки соответствующего состава пород, далее слюды и гидрослюды, а в конечном итоге и полевые шпаты. Таким образом, с удалением от областей питания состав обломочного материала постепенно упрощается и становится более однообразным. В целом же вследствие механической дифференциации, происходящей в горизонтальном направлении, возникает сложная серия обломочных пород с варьирующим составом содержащегося в них обломочного материала. В этой серии мономинеральные породы сравнительно редки, хотя известны, например, кварцевые, полевошпатовые, «порфировые» и другие породы, содержащие более 90% обломков одного какого-либо типа. Среди таких мономинеральных пород только кварцевые песчаники могут представлять продукт механической дифференциации, образующийся вследствие сохранения в процессе транспортировки наиболее прочного материала; чисто полевошпатовые породы, так же как «порфировые» и другие, образуются чаще всего вследствие накопления продуктов разрушения вблизи источников питания, обладающих соответствующим составом свойственных им пород — преимущественно полевошпатовым в окружении сиенитовых массивов или «порфировым» в случае господствующего типа соответствующих эффузивных пород в области денудации. Именно такого типа взаимоотношения наблюдаются, в частности, в Минусинском прогибе с его девонскими красноцветными породами, образовавшимися вследствие разрушения близко расположенных эффузивных полей и сиенитовых массивов. Не случайно поэтому то, что подобные мономинеральные или, точнее, мономиктовые породы — полевошпатовые и «порфировые» — описаны Г. Н. Бровковым (1967) среди девонских красноцветных пород Минусинского прогиба.

Известны, кроме того, мономиктовые породы, резко обогащенные карбонатными обломками, наблюдающиеся не только вблизи, но и в значительном удалении от источников питания; такие породы давно уже отмечены в разрезах красноцветного верхнего кембрия на Сибирской платформе (Левенко, Лучицкий, Нагибина, 1950).

Широко распространены красноцветные кварц-полевошпатовые обломочные породы, состоящие из обломков кварца и полевых шпатов в отношении примерно 1 : 2, содержащие, кроме того, в варьирующем количестве обломки различных пород. Часто встречаются и полимиктовые обломочные породы, в которых наряду с кварцем и полевыми

шпатами присутствуют многочисленные обломки различных пород. Для наиболее обычной серии обломков, включающей кварц — полевой шпат — и различные породы, предложены тройные и четверные диаграммы, охватывающие породы, разнообразные как по составу обломков (тройные диаграммы), так и по соотношению их с обломочной массой (четверная диаграмма Петтиджона). На этих диаграммах обычно выделяются аркозы по преобладанию полевых шпатов в обломках и граувакки по преобладанию обломков пород (см., например, Рухин, 1969). Однако такое разделение на аркозы и граувакки не является общепринятым. Многие исследователи противопоставляют граувакки аркозам как породы, возникающие при разрушении основных пород, а не гранитов, за счет которых обычно образуются аркозы.

Применительно к красноцветным породам следует считать типичным содержание в них наряду с кварцем и полевыми шпатами обломков различных пород, т. е. полимиктовый состав, в котором характерные черты области питания фиксируются именно особенностями состава обломков пород. Так, на территориях господствующего распространения гранитоидов или в участках, тяготеющих к выходам гранитоидов, преобладающий тип красноцветных пород бывает обычно представлен более или менее характерными аркозами с примесью гранитного материала, тогда как в областях преимущественного распространения эффузивных пород среди обломков в красноцветах в изобилии появляются эффузивы и т. д. Такие породы многие исследователи называют «порфировыми», «порфиритовыми» и т. п.

Существенно важный тип красноцветных обломочных пород указывается некоторыми исследователями, например Т. Уолкером (Walker, 1967$_{1,2}$). Они содержат наряду с полевыми шпатами, кварцем и обломками различных пород такие минералы, которые содержат железо, сравнительно легко окисляющееся в процессе диагенеза. Среди этих минералов Уолкер, объясняющий их разложением красную окраску пород, указывает амфиболы, биотит, эпидот, ильменит и магнетит. Однако красноцветные породы, в которых вся эта серия минералов встречается в более или менее значительном количестве, имеют ограниченное распространение, поэтому теоретические представления Уолкера не следует рассматривать как имеющие всеобщее значение.

В целом красноцветные терригенные породы обладают пестрым составом, зависящим, в частности, от особенностей их гранулометрии. Обломки пород присутствуют в грубообломочных красноцветах, тогда как в более мелкозернистых преобладают обломки минералов, особенно обильные в тонкозернистых песчаниках и алевролитах.

Наряду с такими вариациями состава пород наблюдаются и иные, связанные с изменчивыми соотношениями между количеством обломочного материала и тонкоизмельченной обломочной массы, во многих случаях играющей роль цемента. Эти соотношения устойчивы в более грубообломочных породах, в которых тонкоизмельченный обломочный материал имеет характер детритуса, заполняющего промежутки между обломками пород и минералов. Породы, напоминающие отношением между обломками и измельченным тонкообломочным материалом ледниковые отложения (тиллиты и другие аналогичные породы), среди красноцветных толщ практически не встречаются, хотя морены, как уже отмечалось, могут иногда иметь красную окраску.

Что касается более тонкообломочных пород, в частности песчаников различной зернистости и алевролитов, то в них отношения между обломочным материалом и тонкоизмельченной цементирующей массой варьируют в значительных пределах, тем больших, чем более тонким

является обломочный материал. При определенном соотношении между тонкоизмельченными детритусом и обломками в песчаниках и алевролитах поровые пространства оказываются заполненными, а детритус образует базальный цемент.

Разнообразны также состав и строение цемента красноцветных обломочных пород. Обычный состав цемента глинистый, представленный переотложенными продуктами выветривания пород, принесенными из области питания. Наряду с глинистыми компонентами в таком цементе постоянно наблюдаются гидрослюды, а также другие продукты преобразования глинистых минералов, чаще всего в виде серицита и хлорита. Такой глинистый цемент либо заполняет поры, либо, реже, образует базальную массу породы. В этом цементе часто встречаются более или менее обильные примеси сгустков гидроокисей железа, точечных или микрозернистых включений гематита, маггемита, гетита, являющихся красителями красноцветных пород. Нередки вариации глинистого цемента, зависящие от присутствия в нем карбонатов, преимущественно кальцита и доломита, и появления тонкодисперсного пелитоморфного карбоната, иногда в процессе эпигенеза приобретающего крупнозернистое сложение. Такие примеси наиболее типичны для аридных красноцветных пород. Таким образом, наряду с глинистым цементом обычен глинисто-железистый и глинисто-известковый или глинисто-доломитовый.

Значительно разнообразнее структурные взаимоотношения чисто железистого цемента, который также нередко наблюдается в красноцветных породах. Железистый цемент чаще всего имеет вид пленки, облекающей отдельные зерна, спаянные между собой в контактных участках, вследствие чего возникает контактная цементация. Широко распространены также структуры поровой и базальной цементации железистым материалом. Этот материал обычно представлен гидроокисями железа, совместно с которыми нередко присутствует гематит, в основном в центре пор.

Чисто карбонатный цемент встречается сравнительно редко в красноцветных породах, а среди других видов цемента должны быть отмечены еще гипсовый, ангидритовый и хлорит-серицитовый. Все эти разнообразные по составу цементирующие материалы заполняют поры, реже отмечается базальный тип цементации обломочных зерен.

Наряду с обычными обломочными терригенными красноцветными породами широко распространены смешанные породы, в которых совместно с продуктами дезинтеграции материала, наблюдающегося в областях питания, присутствуют обломки пород, приносимых в осадок вследствие процессов, не связанных непосредственно с переотложением кластики, поступающей из областей питания. Такими процессами являются, с одной стороны, эоловые, которыми может захватываться самый разнообразный по происхождению, в том числе вулканический, материал, во-вторых, эвапоризация, обусловливающая седиментацию солей в бассейне накопления. В первом случае происходит смешение кластического материала, имеющего терригенное происхождение, либо с аналогичным материалом, испытавшим эоловый перенос, либо с чужеродным по происхождению материалом. Возникают породы, состоящие из разнородной по происхождению кластики, подобные, например, описанным Л. В. Пустоваловым (1933) песчаникам, содержащим обильную примесь зерен, перенесенных воздушным путем и отшлифованных ветром, или широко известным породам, представляющим смесь терригенной кластики и пепла, т. е. принадлежащим серии разнообразных туффитов. Тип смешанных пород туффитового облика изучен в послед-

нее время Г. Н. Бровковым (1967) на примере девонских красноцветных отложений Минусинского прогиба на юге Сибири.

Во втором случае осуществляется смешение кластического терригенного материала с эвапоритами, вследствие чего образуются песчаники и алевролиты, содержащие более или менее обильные гипсовые, ангидритовые или иные, например, целестиновые, агрегаты (Писарчик, 1958). Подобные агрегаты встречаются в виде различного рода мелких, а иногда относительно крупных обособлений, имеющих облик конкреций или желваков, а также в виде цемента, заполняющего промежутки между кластическими зернами. Такие агрегаты нередко имеют карбонатный состав: чаще всего они сложены кальцитом, нередко образующим в мергелистых алевролитах так называемые «журавчики». Тонкодисперсный пелитоморфный карбонат в красноцветных мергелистых алевролитах обычно тоже образуется в результате смешения кластики с осажденными компонентами. Таким образом, смешанные породы среди красноцветных отложений встречаются достаточно часто, и, хотя их описания, в общем, немногочисленны, результаты исследований, проведенных в разных странах, показывают, что наряду с типичными терригенными обломочными в красноцветных отложениях широко распространены полигенные породы смешанного состава.

Явления диагенеза в красноцветных отложениях протекают разнообразными путями вследствие неоднородного состава подвергающегося преобразованию осадка. В обычных терригенных отложениях стадия диагенеза, отвечающая, по А. Г. Коссовской, В. Д. Шутову (1963) и Н. В. Логвиненко (1968), кратковременному процессу аутигенного минералообразования, затрагивающему наиболее реакционно способные и малостойкие компоненты, вызывает лишь сравнительно небольшую переработку терригенного материала. Как подчеркивает Н. М. Страхов (1953), процессы диагенеза обусловливаются физико-химической неуравновешенностью осадка и протекают за счет энергии, заключенной в самом осадке; изменение термодинамических условий на этой стадии преобразования осадка существенно не проявляется. Вследствие диагенеза происходит, прежде всего, общее уплотнение осадка и его обезвоживание. Эти явления практически не выражаются какими-либо минеральными преобразованиями, поэтому при петрографическом исследовании пород не устанавливаются. Дальнейшее изменение пород зависит от двух факторов. Во-первых, от минерального состава осадка, во-вторых, от среды, в которой происходят такие изменения. В ранние стадии диагенеза совершаются, по-видимому, процессы цементации терригенных осадков. По Н. Я. Денисову и П. А. Ребиндеру (1946), явления цементации в глинистых осадках обусловливаются образованием на частицах кварца и силикатных минералов пленок коллоидального кремнезема. С коллоидальными пленками кремнезема Денисов и Ребиндер связывают их пластичность и полагают, что под влиянием обезвоживания глинистый материал становится менее пластичным. Коллоидные пленки, обволакивающие глинистые частицы, склеивают их вследствие гелеобразования. Все эти явления приводят к преобразованию первично осажденного глинистого материала в связанную массу, цементирующую обломочные зерна терригенных пород.

Дальнейшая эволюция терригенного осадка связана с его изменениями под воздействием иловых вод, в которых, как показали исследования Н. М. Страхова (1963), щелочной резерв обычно намного выше (в 5—10 раз), чем в природных водах. Предполагается, что это вызывается присутствием органического вещества, подвергающегося разложению. Однако существенная роль органики вероятна в сероцветных про-

слоях, подчиненных красноцветным толщам, но не в самих красноцветных породах, где количество ее обычно невелико. Поэтому в сероцветных прослоях нередко появляется рассеянный пирит, который сравнительно редок в красноцветных прослоях. Впрочем, по данным И. А. Юркевича (1959), содержание остаточного органического углерода, например, в девонских отложениях Минусинского прогиба варьирует от 0,01 до 0,70% при среднем 0,1—0,16%. Таким образом, в осадке, из которого формируются красноцветные породы, тоже возможно присутствие в небольших количествах органического углерода, и это отмечено, в частности, Г. Н. Бровковым (1967) в мелкозернистых песчаниках и алевролитах девонского разреза названного выше прогиба.

В засолоненных бассейнах областей аридной красноцветной седиментации наблюдается, кроме того, миграция кальция, стронция и фтора, вследствие чего в процессе диагенеза в красноцветных отложениях образуются известковые, гипсовые, гипс-доломитовые, целестиновые и флюоритовые конкреции. П. С. Самодуров (1957) и Г. Н. Бровков (1967) предполагают образование известковых журавчиков выше уровня грунтовых вод. Они считают, что подобные журавчики возникают в своеобразной лёссовидной коре выветривания при активной перегруппировке компонентов, развивавшейся наиболее интенсивно вблизи уровня грунтовых вод и стимулируемой существовавшим растительным покровом. Этот растительный покров служил источником гумусовых кислот. Тем не менее, вероятно, возможны и иные пути миграции первично рассеянного в породах карбоната, не связанные непосредственно с растительностью, покров которой в девонское время, когда образовались описанные Бровковым карбонатные журавчики, был развит еще сравнительно слабо и неповсеместно.

Важным элементом общего диагенетического изменения осадка при его превращении в красноцветную породу является преобразование соединений железа, представленных главным образом его окислами и гидроокислами, а отчасти входящих также в состав силикатных минералов. Миграция железа в процессе формирования осадка, превращающегося затем в красноцветную породу, обычно связана на первых стадиях с образованием железистой пленки на кластических зернах кварца и других минералов, а также на обломках горных пород. Как отмечает А. В. Копелиович (1965, стр. 163—164), «гидроокиси железа, формирующие пленочный и реже поровый цемент, являются частично продуктами седиментогенной стадии, образовавшимися путем привноса гидроокислов железа с суши в форме механических суспензий или коллоидных растворов, частично же возникли в окислительный этап диагенетической стадии за счет разложения и внутрислойного растворения железосодержащих алюмосиликатов».

Более сложные преобразования осадка наблюдаются в том случае, когда породы имеют смешанный состав и содержат пирокластические обломки. В таких осадках стекловатые пепловые частицы, во-первых, как показал И. И. Гущенко (1964), переносят в адсорбированном виде различные анионы и катионы, в том числе железо, марганец, фосфор, натрий, калий и другие химические элементы, во-вторых, сравнительно легко разлагаются, образуя кремнистые гели. Среди переносимых с пепловыми частицами элементов обычны также хлор и фтор. Следовательно, с появлением пепловых частиц в осадке процесс диагенеза существенно осложняется. В наиболее ранние стадии преобразования осадка пепловые частицы подвергаются глинизации, а затем постепенному разложению с образованием кремнистых гелей. В дальнейшем идет аутигенное минералообразование, относящееся уже к стадии эпигенеза.

Эпигенез красноцветов в обычном случае не отличается существенно от известного для терригенных отложений и связан с изменением минералогического состава и структуры пород. В процессе эпигенеза глинистый материал превращается в агрегаты гидрослюд, что сопровождается, как отмечал А. В. Копелиович (1965), частичным растворением зерен кварца и полевых шпатов. В присутствии пепловых частиц, как установлено Г. Н. Бровковым (1967) на примере девонских отложений Минусинского прогиба, эпигенетические изменения пород проявляются более энергично. Происходит генерация огромных масс кремнезема и образование аутигенных силикатов — альбита, адуляра, анальцима, турмалина, хлорита, монтмориллонита, гейландита, частично эпидота, актинолита, родусита, каолинита, а также пирита, глауконита, сфена, возможно флюорита и других минералов. Все эти минералы в переменных количествах встречаются в туфах, туффитах и других смешанных породах, содержащих пепловый материал. При далеко зашедшем процессе эпигенеза начинается структурное преобразование пород, которое приводит к появлению конформных, стилолитовых, инкорпорационных структур, а на более ранних стадиях осуществляется аутигенное минералообразование и возникают различные регенерационные и другие подобные виды цементации, указывающие, что процесс сопровождался новообразованием различных минералов в цементе породы.

С развитием современных методов рентгенографии и термоанализа стало возможным точное определение состава тонкодисперсной глинистой массы, слагающей красноцветные аргиллиты и алевролиты и образующей цемент песчаников и более грубообломочных пород. Выяснилось, что главными компонентами этой глинистой массы являются каолинит, иллит, монтмориллонит, различные хлориты. Этими названиями объединяются, в сущности, обширные группы минералов, обладающих сходным строением, но варьирующих по химическому составу.

По данным Ф. Б. Ван-Хутена (Van Houten, 1961), Ж. Милло (1968; Millot, 1964) и других исследователей, особенности минералогического состава глинистых пород зависят от многих причин. Прежде всего, они определяются направлением процессов выветривания, развивающихся в областях сноса материала, поступающего в бассейн седиментации, а также составом пород, слагающих эти области. Эти особенности зависят, далее, от свойств бассейна седиментации и типичных для него условий накопления осадков, в частности от характерного для формирующихся осадков pH и редокса. Наконец, на минералогический состав глинистого материала оказывают влияние последующие процессы диагенеза и эпигенеза.

В красноцветных породах определены различные глинистые минералы: каолинит, монтмориллонит, иллит, коренсит, палыгорскит, сепиолит и другие. Как отмечает Ван-Хутен, среди домезозойских красноцветных отложений обычно преобладает иллит, которому сопутствует хлорит, не встречающийся, впрочем, в существенных количествах и обычно резко уступающий иллиту. В более молодых, мезозойских и третичных глинистых породах, по Ван-Хутену, преобладают каолинит и монтмориллонит.

Глинистые минералы в красноцветных отложениях различного возраста, по данным Ван-Хутена (Van Houten, 1961)

Стратиграфические подразделения	Глинистые минералы господствующие	Глинистые минералы второстепенные
Триас		
Бофорт Юж. Африки	Каолинит, монтмориллонит, смешаннослойные, иллит	
Алевролиты Спирфиш Юж. Дакоты (США)		

Стратиграфические подразделения		Глинистые минералы господствующие второстепенные
Пермь	Иллит	
Нижний Ротлигенде		Хлорит или каолинит
Верхняя пермь Канзаса (США)	»	Хлорит, каолинит, монтмориллонит
Девон		
Древние Красные Песчаники Шотландии	»	
Аргиллиты Кэтскилл штата Нью-Йорк (США)	»	Хлорит
Силур		
Сланцы Блумсберг Пенсильвании (США)	»	»
Сланцы Салина Пенсильвании (США)	»	»
Докембрий		
Торридон Шотландии	»	»
Кивино района оз. Мичиган	»	»

В большинстве случаев глинистые минералы привносятся в осадок механическим путем, но в процессе формирования осадка и последующего его изменения в стадии диагенеза и эпигенеза они могут испытать различные изменения. В частности, предполагается, что каолинит и монтмориллонит постепенно преобразуются в иллит, причем такие изменения, как считается, протекают не только в стадии эпигенеза, но уже и в процессе диагенеза осадков. К сожалению, точных экспериментальных данных и наблюдений над современными осадками, указывающих на превращения глинистых минералов, в настоящее время сравнительно немного. Большинство указаний на соответствующие преобразования таких минералов опираются на палеогеографические и другие общие построения. Тем не менее имеются некоторые данные о том, что существует определенная зависимость между различными типами отложений водоемов и составом образующихся в осадке глинистых минералов. Так, М. А. Ратеевым и А. И. Осиповой (1958) для олигоценовых отложений Ферганы и палеозойских отложений Русской платформы установлено, что сепиолиты тяготеют к породам с максимальным содержанием доломита, палыгорскиты приурочены к менее доломитовым осадкам, а монтмориллониты — к бескарбонатным глинам. По Н. М. Страхову (1962_3) и М. А. Ратееву (1964), аутигенное минералообразование вообще составляет одну из наиболее типичных черт аридной седиментации.

Важные наблюдения приведены Ван-Хутеном о распределении глинистых минералов в аллювии рек Северной Каролины (США). Эти реки размывают поднятия, богатые красными каолиновыми и желтыми подзолистыми почвами, и каолинит здесь сосредоточивается в верховьях рек, тогда как по направлению к низовьям на смену каолиниту появляются иллит и хлорит. Ван-Хутен трактует наблюдаемую смену состава глинистых минералов как результат изменений каолинита и превращения его в иллит и хлорит в процессе транспортировки. Ван-Хутену принадлежит также представление о том, что вследствие изменений глинистых минералов под влиянием постседиментационных процессов каолинит мезозойских и кайнозойских красноцветных толщ сменяется иллитом с подчиненным ему хлоритом в более древних отложениях того же типа. Аналогичные данные о смене каолинита иллитом приводит Ж. Милло (1968), указывающий, что вблизи источников сноса обычно преобладает каолинит, а вдали от них — иллит. Милло считает, что глинистые минералы, богатые глиноземом, образуются вблизи береговой линии, а вдали от нее возникают высокомагнезиальные минералы. Накопление монтмориллонита, палыгорскита и сепиолита, по Милло, связано с хемогенными толщами, формирующимися в щелочной среде, созда-

ющейся в аридных условиях. Анализируя данные по олигоценовым отложениям Центрального плато Франции, Милло отмечает, что палыгорскит, сепиолит и нередко монтмориллонит являются новообразованными минералами, формирующимися в процессе седиментации. Новообразования глинистых минералов в кембрийско-ордовикских отложениях, как подчеркивает Милло, отчетливо видны в шлифах, в которых совместно встречаются иллит и каолинит. Каолинит всегда образует лишь отдельные островки, окруженные иллитом. Последний развивается в виде тонких каемок по трещинкам и на контакте кварцевых зерен, т. е. там, где возможна циркуляция растворов. На более поздних стадиях процесса начинается преобразование главной массы каолинита. В итоге иллит образуется по каолиниту, наследует его форму, сохраняя типичные очертания вермикулитовых сростков каолинита. В общей системе изменений рассмотренных Милло отложений наблюдаются три последовательных этапа развития процесса: слюда — каолинизация слюды — иллитизация каолинита. Аналогичные отношения отмечаются для позднедокембрийских красноцветных отложений низовий р. Ангары. Особо следует отметить, что в вулканогенно-осадочных красноцветных отложениях могут быть встречены породы с повышенным содержанием глинозема. Правда, такие примеры пока еще единичны. В частности, Л. Н. Котова (1966) указывает, что в девонской вулканогенно-осадочной серии хребта Тарбагатай наблюдаются линзы красных, черных и серых пемзовых пород с содержанием свободного глинозема до 18—33%. Она отмечает, что пемзовые породы почти полностью замещены тонким агрегатом гидрослюды и гематита. В одной из таких пемзовых линз Котова обнаружила диаспоровые конкреции, в которых содержание Al_2O_3 колеблется от 53 до 61%.

Химический состав терригенных красноцветных отложений изучен далеко не полно, но тем не менее имеются разнообразные валовые химические анализы, позволяющие получить общее представление об особенностях химического состава этих отложений. Одну из первых попыток упорядочения имеющихся валовых химических анализов красноцветных пород предпринял Ф. Б. Ван-Хутен (Van Houten, 1961), в сводной таблице которого (табл. 6) показаны вариации состава разновозрастных отложений. В этой таблице приведен средний химический состав пород по тем анализам, которые имелись в его распоряжении.

Приведенные Ван-Хутеном данные показывают, что содержание кремнезема в породах домезозойских красноцветных формаций варьирует в очень широких пределах — от 33,14 до 92,13%, хотя более обычным следует считать от 60 до 70—75%. Наиболее низкие содержания кремнезема свойственны некоторым разностям светло-бурых аргиллитов «формации» Вернон, отличающимся высокой карбонатностью. В бескарбонатных или бедных карбонатными примесями красноцветных породах содержание кремнезема в ряде случаев возрастает и достигает 50 и более процентов. Однако и в таких породах со сравнительно низким содержанием кремнезема глинозема свыше 15%. Результаты предпринятого нами пересчета химических анализов на нормативный минеральный состав подчеркивают преимущественно полимиктовый состав пород из кварца, полевых шпатов и других минералов. Типичные аркозы и чисто кварцевые песчаники сравнительно редки. Они свойственны, например, красноцветной серии Вернон (силур), бедфордским сланцам (миссисипий). Чисто кварцевые или почти чисто кварцевые породы отмечены только для красноцветных девонских песчаников Олд Ред.

Среди других особенностей химического состава красноцветных пород следует отметить существенные вариации окиси магния. В ряде

Химические анализы красных и светло-бурых осадочных

Окислы			SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
Красно-коричневые аркозы докембрийской «формации» Сигнел Хилл			71,38	14,25	4,75	0,46
Силурийские аргиллиты Вернон		Красные	52,30	18,85	6,65	
		»	56,90	24,14	6,26	1,26
		Светло-бурые	57,79	16,15	5,20	
		»	33,14	11,26	2,31	1,06
Девонские красные песчаники		Красные	70,87	11,66	2,38	1,81
		»	73,32	11,31	3,54	0,72
		»	59,24	6,65	2,02	0,31
		»	85,68	11,76	0,52	0,23
		Светло-бурые	92,13	4,42	0,37	0,33
Карбон	сланцы Бедфорд	Красные	57,20	13,06	14,08	1,36
		Светло-бурые	61,70	18,68	3,36	1,68
Нижняя пермь	пенсильваний	Красные	64,05	20,60	6,84	0,32
	ротлигенде	»	62,86	17,63	7,53	0,14
		Светло-бурые	64,04	17,10	2,79	0,83
Верхняя пермь	аргиллиты талога	Красные	50,66	16,29	6,30	0,89
		»	47,49	18,17	8,82	0,84
		»	60,86	10,42	3,35	
		Светло-бурые	50,50	12,74	3,84	
Нижний триас	песчаники Бантер	Красные	93,40	1,77	1,33	0,15
		Светло-бурые	94,00	2,35	0,53	0,07
		Красные	87,10	3,90	1,30	

случаев содержание ее повышается до 4,5%, в бурых сланцах Вернон — почти 9%, в верхнепермских породах достигает почти 20%. Повышенное содержание магния не может быть сопоставлено с высокой карбонатностью пород. Таким образом, речь может идти, по-видимому, только о силикатных соединениях магнезиального состава, т. е. либо о железо-магнезиальных слюдах, амфиболах и пироксенах, либо о сепиолите. Следовательно, красноцветы в данном случае — продукт разрушения габбровых или других массивов основных пород. В таких красноцветах существенно повышается в большинстве случаев и содержание окиси железа, иногда до 6—8%. Характерно также, что содержание в красноцветных породах окиси калия значительно выше, чем окиси натрия. Итак, в подавляющем большинстве случаев преобладающим компонентом в красноцветных обломочных породах являются калиевые полевые шпаты, т. е. наиболее устойчивые их разновидности. Такое преобладание калиевых полевых шпатов в красноцветных породах косвенно подтверждает то, что последние образуются за счет продуктов разложения пород, слагающих области питания.

В заключение краткого обзора литологического состава красноцветных отложений следует обратиться к некоторым общим проблемам их классификации. Известно, что красноцветы достаточно разнообразны и что соответственно среди них могут быть выделены различ-

Таблица 6

пород из сводки Ф. Б. Ван-Хутена (Van Houten, 1961)

TiO_2	P_2O_5	CaO	MgO	MnO	Na_2O	K_2O	CO_2
—	—	3,01	0,46	—	2,28	1,99	—
—	—	3,36	4,49	—	1,35	4,65	3,04
—	—	0,94	1,37	—	1,0	3,69	1,08
—	—	2,73	4,67	—	1,22	4,11	3,42
—	—	16,50	8,77	—	1,21	2,56	20,48
0,54	0,11	1,79	3,03	0,21	1,77	2,29	1,09
—	—	1,35	0,24	—	2,34	6,16	0,92
—	—	16,04	0,12	0,50	0,19	2,30	12,16
—	—	1,0	—	—	0,12	1,57	0,07
—	—	1,27	0,14	0,24	0,11	0,72	—
1,20	0,15	0,65	1,62	0,04	0,35	2,60	0,25
1,12	0,08	0,48	1,38	0,02	0,2	2,9	0,12
0,62	—	0,12	0,04	0,09	0,44	0,91	—
2,35	0,14	0,56	0,64	0,05	0,18	2,90	—
1,26	0,12	2,42	1,18	0,06	0,19	2,93	2,55
0,74	0,04	1,36	7,47	0,05	0,52	3,17	0,04
0,80	0,08	1,26	6,92	0,05	0,60	4,37	0,41
0,96	0,12	0,81	12,88	—	0,24	3,57	—
0,94	0,06	0,77	19,54	—	0,20	2,13	—
0,12	—	—	0,33	—	0,25	1,66	—
0,16	—	—	0,25	—	0,3	1,7	1,4
—	—	—	1,1	—	0,8	1,3	—

ные разновидности. Однако систематика этих пород основывается до настоящего времени либо на очень схематических описательных данных, либо на генетических построениях. В частности, Д. Кларк (Clark, 1962) предложил полевую классификацию, опирающуюся на ряд описательных признаков, но преимущественно на данные об окраске пород. В этой классификации различаются: 1) сланцево-галечные конгломераты и сопутствующие аргиллиты, 2) красные глинистые конгломераты и сопутствующие аргиллиты, 3) пестрые красноцветы, 4) светло-коричневые красноцветы, 5) кирпичные красноцветы, 6) красноцветы пастельных тонов, 7) пятнистые красноцветы. Кларк сам отмечает, что применение такой классификации ограничено и что она сама по себе недостаточна.

Ф. Б. Ван-Хутен (Van Houten, 1961) считает, что такая классификация может быть использована в сочетании с предложенной им генетической классификацией, которая исходит из предположения, что красноцветные отложения приурочены к определенным тектоническим структурам, и основывается на физико-географических условиях их накопления. Эта классификация выглядит следующим образом:

А. В мобильных (геосинклинальных) поясах:

1) дельтовые отложения,

2) отложения предгорных равнин.

Б. На платформах (кратонах):

1) отложения предгорных равнин,

2) береговые отложения в зоне действия приливов.

Эта классификация тоже далека от совершенства, во-первых, вследствие схематичности представления о типах геосинклинальных и платформенных красноцветных отложений, во-вторых, объекты подразделяются не по имманентным признакам, а исходя из гипотетических представлений. В основу систематики красноцветных отложений, несомненно, должен быть положен формационный анализ, опирающийся на изучение естественных ассоциаций горных пород, наблюдаемых непосредственно в природе.

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ В КРАСНОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ И НЕКОТОРЫЕ ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ИХ ЧЕРТЫ

«Живые организмы чутко реагируют на малейшие изменения условий обитания. Они являются индикаторами среды обитания. Следовательно, следы жизнедеятельности с успехом могут быть использованы... прежде всего в целях реконструкции общих палеогеографических и частных фациальных условий накопления красноцветных осадочных толщ».

В. И. Игнатьев (1966, стр. 75)

Многие исследователи считают, что красноцветные отложения лишены ископаемых органических остатков или крайне бедны ими, т. е. являются палеонтологически немыми. Подобное представление на первый взгляд хорошо согласуется с общими данными о природе красной окраски пород. Известно, в частности, что присутствие органики в бассейне красноцветной седиментации способствует восстановлению железа и, таким образом, препятствует окрашиванию отложений в красный цвет. В итоге создается впечатление, что красная окраска отложений и наличие в них остатков фауны взаимно исключают друг друга. Однако так же хорошо известно, что в современных тропических областях красноцветной седиментации органический мир представлен весьма разнообразно. Поэтому вполне естественно, что ископаемые органические остатки иногда оказываются весьма обильными в некоторых разрезах красноцветных отложений минувших геологических эпох. В таких разрезах присутствуют остатки флоры или фауны (рыбы, разнообразные моллюски, остракоды, листоногие ракообразные, кости амфибий, рептилий и млекопитающих), позволяющие датировать возраст континентальных красноцветных толщ и выявлять физико-географические и другие особенности той среды, в которой происходит красноцветная седиментация. Остатки фауны и флоры из красноцветных толщ чаще всего встречаются в прослоях серой, зеленовато-серой и буровато-серой окраски, но они нередки и в красноцветных пластах.

Выдающимся открытием последних лет является обнаружение бесскелетной мягкотелой фауны из верхних частей разреза позднедокембрийских отложений, среди которых широко распространены красноцветные толщи. По М. Ф. Глесснеру, тафономия докембрийских ископаемых остатков, в отличие от палеозойских, очень сложна. Эта сложность обусловлена высокой степенью изменений докембрийских отложений, возможно также свойственными только этому времени палеогеографи-

ческими условиями, но самое главное — своеобразными чертами неизвестных ни в какие другие геологические эпохи растений и животных (Глесснер, 1963; Glaessner, 1966). Глесснер приводит сведения о том, что только из одного района Эдиакара Южной Австралии зарегистрировано до 3000 экземпляров ископаемых организмов, заключенных в отложениях верхней части разреза системы Аделаида. Больше половины этих ископаемых принадлежит медузоидным, а остальные — кольчатым червям и представителям новых типов — *Rangeida* (коралловидные организмы), *Parvanocorina,* имеющих щитообразные мягкие тела, и *Tribrachidium*, для форм которых установлена трехсторонняя симметрия (Глесснер, 1963).

Остатки всех этих мягкотелых животных сосредоточены в так называемых кварцитах Паунд, принадлежащих верхней части разреза красноцветной серии Марино (Goldring, Curnow, 1967). Кварциты Паунд залегают в следующей последовательности. Подразделение А в низах разреза представлено массивными грубо- и среднезернистыми хорошо сортированными ортокварцитами, содержащими внутриформационные катыши глинистых алевролитов. Мощность этой части разреза колеблется от 0 до 16 м. Верхняя часть того же подразделения состоит из косо и параллельно наслоенных средне- и грубозернистых песчаников, имеющих мощность от 2 до 20 м. Следующее вверх по разрезу подразделение В, завершающее разрез кварцитов Паунд, получило название «палеонтологического горизонта». Это подразделение имеет мощность от 10 до 20 м и состоит из тонкослоистых песчаников, разделенных тонкими прослоями аргиллитов. Отпечатки-фауны сосредоточены в нижней части горизонта, в тонкослоистых плитняковых песчаниках, переслаивающихся с алевролитами и аргиллитами. Прослои песчаников имеют мощность не более 1—2 см каждый. Большинство организмов захоронается в виде отпечатков на плоскостях напластования песчаников. Отпечатки фауны встречаются, как правило, на верхней поверхности напластования.

Обращаясь к деталям строения «палеонтологического горизонта», Р. Гольдринг и К. Карноу указывают, что если в нижней части песчаники в большинстве случаев обнаруживают параллельное наслоение и содержат небольшое количество волноприбойных и мелких эрозионных знаков на поверхности напластования, то в верхней — слоистость в них неправильная или соответствует потокам. Сравнительно мощные пласты песчаников верхней части разреза горизонта В местами представлены косослоистыми песчаниками, поверхности напластования которых осложнены резко выраженными промоинами. Породы «палеонтологического горизонта» окрашены в пурпурные и красные тона. Особенно яркие красные цвета свойственны алевролитам и аргиллитам, обломочный материал которых окружен тончайшими гематитовыми оболочками. На плоскостях напластования пород наблюдаются железистые скопления. Однако песчаники, в которых заключена фауна, всегда имеют светло-серую окраску. Гольдринг и Карноу считают, что песчаники с отпечатками фауны образовались из морских осадков. Эти осадки, по их представлениям, накапливались на отлогих морских берегах, в лагунах и море в небольшом удалении от берега. В таких условиях на формирующиеся осадки оказывали влияние лишь редкие временные потоки, достигавшие берега моря. Обстановка же субаэральных равнин, для которой характерно более или менее интенсивное перемещение потоков, не способствовала сохранению органических остатков.

Механизм захоронения мягкотелых организмов среди красноцветных осадков Эдиакара подробно рассмотрен М. Уейд (Wade, 1968). Она

указала различные виды отпечатков, которые возникают при погребении этих организмов, а общую характеристику условий захоронения дала по Гольдрингу и Карноу.

Фауна мягкотелых описана Глесснером также из позднедокембрийских красноцветных толщ Африки и Англии (Glaessner, 1959). Имеются указания на находки ее и в верхней части спарагмитовой серии Норвегии. В карбонатных слоях этой серии Н. Спьелднес (Spjeldnaes, 1963) обнаружил цилиндрические и сферические органические (?) образования около 0,4—0,5 мм в поперечнике и причудливой формы остатки, имеющие вид протуберанцев, которые он описал (Spjeldnaes, 1965) под названием *Papillomembrana compta* Spj. Эти ископаемые органические остатки содержатся в слоях, расположенных непосредственно под мульвскими красноцветами. Абсолютный возраст слоев с фауной 800—900 млн. лет.

В целом же красноцветы верхнего докембрия бедны ископаемыми организмами, что объясняется отсутствием в это время наземных животных и растений, остатки которых особенно обильны в более молодых красноцветных толщах, а также отсутствием среди морской фауны хорошо сохраняющихся в ископаемом состоянии скелетных форм.

Подавляющее большинство остатков фауны и флоры, встреченной в более молодых красноцветных отложениях, принадлежит континентальным формам. Наиболее древние хорошей сохранности растительные остатки в континентальных красноцветных толщах сосредоточены в девонских отложениях различных районов СССР, Норвегии, Англии и Северной Америки. Девонские ископаемые растения позволяют разрабатывать не только стратиграфические проблемы, но и проводить, кроме того, различные палеогеографические реконструкции (Криштофович, 1929, $1959_{1,2}$; Залесский, 1934; Чиркова-Залесская, 1959; Сенкевич, 1959; Ананьев, 1959; Радченко, 1962 и др).

Многие исследователи предполагают, что именно в конце силура и начале девона в связи с сильной аридизацией климата произошло массовое расселение флоры на суше. Древнейшими примитивными сосудистыми растениями, лишенными корневой системы, но уже ведущими наземный образ жизни, были, по-видимому, псилофиты. Типичным представителем псилофитовой флоры считается *Psilophyton princeps Daws* — растение еще безлистое, но уже с концевым расположением спорангиев. В целом же девонская флора достаточно разнообразна и включает различные виды *Zosterophyllum, Taeniocrada, Protobarinophyton* и др. Наряду с псилофитовой флорой среди девонских красноцветных отложений известны такие первые мелколистные растения, к которым принадлежат *Protolepidodendron* и *Drepanophycus*. Возрастное положение псилофитовой флоры определяется по-разному. Одни исследователи (Криштофович, Чиркова-Залесская, Ананьев, Сенкевич) относят ее к нижнему, другие (Радченко) к среднему девону. Псилофитовые растительные остатки обычно плохо сохраняются. Они обнаруживаются в виде отпечатков на поверхностях напластования тонкозернистых песчаников и алевролитов, окрашенных в красновато-бурые, серые или зеленовато-серые тона. Особенности захоронения растительных остатков этого типа дают прямые указания на перенос их текучими водами и транспортировку на значительные расстояния от места произрастания. Более поздняя, как предполагают многие исследователи, гениевая флора, последовательно сменяющая псилофитовую, встречается преимущественно в среднедевонских сероцветных отложениях. Она представлена примитивными наземными папоротникообразными растениями, но по условиям захоронения мало отличается от псилофптовой.

Наиболее поздняя в девоне археоптерисовая флора содержит характерные остатки крупных стволов. Эта флора приурочена главным образом к мощным верхнедевонским красноцветным толщам. Многочисленные остатки археоптерисовой флоры встречаются и непосредственно в самих красноцветных песчаниках разной зернистости, и в чередующихся с ними прослоях зеленоватых и сероцветных пород. По представлению ряда исследователей (см., например, Криштофовича, 1959_1), археоптерисовая флора обитала в континентальных засушливых условиях вблизи водоемов лагунно-озерного типа.

Оценивая общие взаимоотношения различных групп девонских флор, необходимо иметь в виду, что, по Д. Аксельроду (Axelrod, 1959), различия в составе трех рассмотренных растительных сообществ определяются не возрастным их положением, а экологическими условиями обитания в гористых районах (гиениевая и археоптерисовая флора) или на обширных низменных территориях в области побережий (псилофиты).

Растительные остатки известны также в более молодых красноцветных толщах верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя (Криштофович, 1959_2). Подробный обзор местонахождений флоры в красноцветных отложениях мира и анализ их эволюции лежит за рамками представленного труда. В соответствии с целями и задачами, стоящими перед настоящим исследованием, следует ограничиться рассмотрением лишь некоторых примеров, характеризующих экологию домезозойских растений. Один из таких примеров приведен В. Рейхелем (Reichel, 1968), изучившим пермские отложения Нижнего Красного Лежня в районе Дрездена (ГДР). Здесь в деленских слоях, сложенных аркозовыми песчаниками и глинистыми сланцами, включающими прослои горючих сланцев и линзы углей, наряду с различными фрагментами стволов и корней каламитов, листьев и других растительных остатков обнаружен вертикально стоящий ствол каламита, достигающий 3 м высоты. Такой тип захоронения, сравнительно редкий, ясно указывает не только на большую скорость накопления осадков, под которыми были погребены растущие деревья, сохранившие неразрушенной корневую систему, но и на весьма спокойную обстановку накопления отложений.

Пример иного типа захоронений описан И. А. Ефремовым (1954) для верхнепермских красноцветных медистых песчаников Приуралья. Из медистых песчаников Приуралья известны древесные стволы по нескольку метров длины и 1 м толщины, а также тонкие стволы, ветки и листья. На территории, прилегающей к Демским рудникам, обнаружены, кроме того, нагромождения бревен, представляющие обычные лесные завалы. Однако нигде за всю двухвековую историю изучения медистых песчаников Приуралья не было найдено ни одного вертикально стоящего ствола, связанного с почвой и сохранившего корневую систему. Таким образом, в данном случае остатки флоры транспортировались активными водотоками.

Преимущественно континентальное наземное происхождение красноцветных отложений, кроме остатков флоры, подтверждается находками рыб. Широко известно, что в девоне получили распространение двоякодышащие рыбы, которые в засушливые периоды могли добывать кислород непосредственно из воздуха. В настоящее время известно только пять видов подобных двоякодышащих рыб. Все они живут в реках и озерах тропического пояса, где влажные периоды чередуются с засушливыми (Romer, 1961). Среди девонских рыб, кроме двоякодышащих *Dipnoi*, описаны *Crossopterygii* и *Actinopterygii*. Однако самой распространенной группой рыб являлись плакодермные, к которым относятся *Bothriolepis* и др.

Остатки девонских рыб в Древних Красных Песчаниках Шотландии известны с начала XIX столетия и с тех пор неоднократно служили предметом детального изучения. Впоследствии ареалы их распространения резко увеличились за счет красных песчаников Канады, скандинавских стран и Советского Союза. Р. Майлс (Miles, 1968) считает, что остатки рыб в большинстве случаев транспортируются потоками во время разлива рек. Накопление таких остатков происходит в аллювиальных конусах выноса (Waterston, 1965). Нередко фрагменты рыб испытывают дальнюю транспортировку, вследствие чего подвергаются окатыванию и шлифовке. Майлс приводит также примеры хорошо сохранившихся остатков рыб. К ним, в частности, относятся фрагменты рыб из тонкозернистых песчаников района Морей Фэрс Англии. Особенно часты остатки *Bothriolepis*, чешуи которых иногда обособляются в виде прослоев среди красноцветных аргиллитов. К. Ватерстон (Waterston, 1965) предполагал, что рыбы этого района погибли во время осушения водотоков или эфемерных луж и заводей и были погребены на месте. Хорошие полные скелеты рыб отмечаются Майлсом только среди красноцветных отложений восточной части Канады.

Девонские рыбы из красноцветных отложений Советского Союза изучались Д. В. Обручевым (1941, 1956, 1960 и др.), работы которого широко известны не только у нас, но и за рубежом. Вначале остатки девонских рыб были описаны Обручевым из верхнедевонских отложений Главного девонского поля Русской платформы. Там в нижнем течении р. Ловати в пестроцветной песчано-глинистой толще, представленной чередованием песчаников и аргиллитов зеленоватых, желтых, фиолетовых и красных тонов окраски, найдены спинные щиты рода *Aspidosteus*. Как указывает Обручев, условия захоронения этих щитов свидетельствуют о том, что они были погребены не на месте их обитания. Вместе с тем прекрасная сохранность тонких частей панциря и отдельных чешуй заставляет предполагать, что органические остатки были перемещены на небольшие расстояния. Восстанавливая обстановку накопления пестроцветных отложений, из которых происходят остатки рыб, Обручев пишет о существовании в эпоху их накопления лагун, дельт и рек.

Обильные сборы остатков рыб сделаны Обручевым также среди верхнедевонских красноцветных отложений среднепалеозойских впадин юга Сибири. В ряде районов Минусинского прогиба они известны из так называемых «икряных» мергелей, образующих прослои и маломощные пачки в однообразном комплексе верхнедевонских красноцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов. Эти остатки представлены щитами, чешуями, костями и зубами ботриолеписов (*Bothriolepis*), остеолеписов (*Osteolepis*), кокостеусов (*Cocosteus*) и других. Помимо фрагментов рыб, здесь встречены целые их скелеты. В частности, полный скелет крупной рыбы из красноцветных верхнедевонских отложений хранится в г. Минусинске в музее им. Н. М. Мартьянова. Остатки девонских рыб из Минусинских впадин обычно разрознены и нередко окатаны, что говорит об их захоронении не на месте погребения. Скорее всего, как считает Обручев, эти остатки приносились реками в области седиментации, представляющие более или менее обширные речные дельты.

Особый интерес имеют сделанные Обручевым (1956, 1960) описания чешуй, пластинок черепа и неполных остатков головных щитов цефалоспид и редких плавниковых шипов *Acanthodii* из нижнедевонских красноцветных отложений Тувинского прогиба. Эти остатки принадлежат древнейшим девонским рыбам, местами обитания которых являлись пресные воды.

Рыбы, обнаруженные в Техасе (США) в разрезе отложений, принадлежащих к группе Вичита и относящихся к нижней перми, представлены формами, родственными девонским *Dipnoi* и *Crossopterygii* (Romer, 1961). В отличие от девонских рыб они обладают малыми размерами и легко разрушающимся скелетом. Поэтому, как указывает А. Ромер, при поисках фауны их обычно легко пропускают. В засушливые периоды эти нижнепермские рыбы на дне пересыхающих водоемов зарывались в ил и впадали в спячку в ожидании дождливого сезона. В красноцветных отложениях Клиер Фок нижней перми Техаса найдено несколько вертикально расположенных цилиндров с округлым дном, заполненных глиной, более твердой, чем отложения, окружающие эти цилиндры. Такие цилиндры, по данным Ромера и других исследователей, представляют собой остатки нор, в которых рыбы скрывались в засушливые периоды. С началом сезона дождей они выходили из своих нор, которые заполнялись илом или породами алевролитовой или песчаной фракции. Такие цилиндры обычно пусты и лишены органических остатков. Однако некоторые рыбы во время засухи погибали в норах, и скелеты и фрагменты их изредка обнаруживаются.

Подводя итог тем сведениям, которые дают рыбы для оценки физико-географических условий накопления красноцветных отложений, следует подчеркнуть, что они указывают на существование во время их жизни аллювиальных и озерных обстановок, а в ряде случаев на условия, типичные для временно пересыхающих водоемов.

Еще определеннее о континентальном происхождении красноцветных отложений свидетельствуют заключенные в них остатки амфибий и рептилий. Наиболее древняя амфибия была найдена в девонских красноцветных толщах Восточной Гренландии (Кольберт, 1958). Д. Грегори (1957) предполагает, что амфибии развились из кистеперых рыб в тот момент геологической истории, когда произошло значительное расширение континентальных площадей в результате воздымания каледонских горных сооружений. Он считает, что в течение 10 млн. лет в конце девонского периода из-за наступивших продолжительных сухих сезонов кистеперые рыбы постепенно приспосабливались к жизни на суше. Первая амфибия, известная под названием *Ichthyostegia*, представляла, как отмечает Грегори, связывающее звено между рыбами и амфибиями. Череп ее занимает промежуточное положение между черепами типичных кистеперых рыб и обыкновенных лабиринтодонтных амфибий. В частности, у ихтиостегии на задней части щек сохранились следы покровных костей, которые обычно наблюдаются у рыб и отсутствуют у наземных позвоночных. Конечности у этой формы представлены хорошо развитыми пятираздельными ногами, а вдоль хвоста обнаружены образования, напоминающие плавники рыб.

Грегори указывает, что те кистеперые рыбы, которые могли быть действительными предками ихтиостегии и других амфибий, найдены в верхней части Древнего Красного Песчаника Шотландии, в скандинавских странах и отложениях Кэтскилл Северной Америки. В районе залива Эскуминан Северной Америки найдено также ископаемое животное *Elpigtostegia*, представляющее часть другого связующего звена, заполняющего пробел между ихтиостегией и обычными кистеперыми рыбами. Весьма возможно, как считает Д. Барелл (Barell, 1916), что площади распространения Древнего Красного Песчаника и являлись теми областями, где совершился этот шаг в процессе эволюции органической жизни, приведший к появлению наземных позвоночных животных. Для большинства районов, в которых встречены остатки амфибий и рептилий,

имеются указания на то, что захоронение их происходило в засушливые периоды (Romer, 1961). Продолжительные сухие периоды во время накопления красноцветных отложений иногда превращались в губительные катастрофы, вызывающие массовое уничтожение животных. А. Ромер описывает один подобный катастрофический случай, установленный экспедицией Музея сравнительной зоологии на примере пермских отложений Новой Мексики.

В пермских красноцветных отложениях данного района на ограниченной площади встречаются остатки многих сотен и, возможно, даже тысяч погибших амфибий. В этих захоронениях наряду с другими формами обнаружены лабиринтодонты крупных размеров с громадной расплющенной головой, широким плоским телом и крошечными конечностями, которые не могли удерживать такое огромное тело на суше. На поверхности отдельных плит, хранящихся теперь в музее, на нескольких квадратных метрах содержится более дюжины черепов и других частей амфибий. Все эти остатки компактно расположены, и Ромер считает, что они представляют собой крупные захоронения животных, населявших большие лагуны и озера. Во время продолжительных сухих периодов такие обитаемые области сокращались, и когда, наконец, отдельные обособленные водоемы, в которых сосредоточивалось множество амфибий, высыхали полностью, животные погибали. Подобные засушливые периоды играли, по-видимому, важную роль в общем процессе эволюции амфибий и способствовали появлению типичных жителей суши — рептилий.

Нижнепермские континентальные красноцветные отложения Техаса также включают серию ископаемых горизонтов, фауна которых, как отмечают М. Кей и Е. Кольберт (Kay, Colbert, 1965), позволяет выяснить не только историю развития земноводных и пресмыкающихся в целом, но и их местную эволюцию. Техасские красноцветные отложения накапливались, по данным названных исследователей, в низменности, примыкавшей на севере и востоке к горным массивам, а на западе и юге к морскому заливу. В области седиментации, где господствовал субтропический и тропический климат, жили разнообразные амфибии и рептилии. Дождливые периоды на этой территории были продолжительными и совершенно достаточными для поддержания пышного растительного покрова с деревьями, в тени которых от палящих лучей солнца скрывались животные. Кей и Кольберт описывают 4 типа физико-географических обстановок, в которых обитали пермские животные Техаса: приподнятая гористая суша, прибрежные части водоемов, эфемерные лужи, ручьи и временные водотоки. Эти обстановки были связаны между собой постепенными переходами. Кей и Кольберт подчеркивают, что большинство пермских позвоночных Техаса были очень подвижными, способными приспосабливаться к жизни в различных условиях. Не только амфибии, но и рептилии могли жить в воде и вновь возвращаться из нее на сушу. Однако крупные травоядные рептилии предпочитали жить на возвышенных участках, а краевые части водоемов заселялись преимущественно амфибиями. В красных аргиллитах остатки позвочных располагаются, как правило, беспорядочно и сосредоточиваются обычно в углублениях или своеобразных «костных подушках» из таких захоронений, как приведенные выше, кости позвоночных покрыты чехлом, образованным железистой красной глиной. В песчаниках же остатки позвоночных встречаются редко и обычно в разрозненном виде.

Остатки позвоночных, известные из красноцветных отложений основания верхней перми Приуралья, по данным И. А. Ефремова (1954), представлены формами, не только более высоко развитыми, чем описан-

ные в Техасе, но имеющими более сухопутный облик. Позвоночные из районов Приуралья изучались длительное время, начиная с XVIII столетия. Внимание к этой фауне Ефремов объясняет тем, что ее местонахождения совпадали с участками распространения промышленных руд, залегающих в толще красных медистых песчаников шешминского горизонта. Фауна представлена земноводными и первыми зверообразными пресмыкающимися.

Среди земноводных Ефремов описывает пять рядов, каждый из которых характеризуется весьма разнообразными условиями существования. В частности, мелозавры обитали на берегах водных бассейнов, халькозавры — в заводях и старицах с медленным течением, а платиопсы, являющиеся рыбоядными формами, жили исключительно в водной среде. Среди амфибий Ефремов указывает и на типичных сухопутных представителей, обладающих мощным скелетом и сильной челюстной мускулатурой. К ним относятся зигозавры с сильно развитыми конечностями, приспособленными к рытью. Сухопутные амфибии, по данным Ефремова, могли существовать только в условиях влажного климата, а водные — и в засушливой обстановке. Такое заключение Ефремов основывает на том, что сухопутные амфибии не могли бы жить на суше без болот и окружающих их сильно залесенных участков и, наоборот, при сухом климате и незатененных пространствах суши амфибии становились обитателями исключительно водных бассейнов. Пресмыкающиеся из красноцветных медистых песчаников имеют неповторимый и оригинальный облик. Они делятся на хищных и травоядных дейноцефалов. Особенно обильны и разнообразны травоядные формы. Среди них весьма своеобразными, еще окончательно не разгаданными животными являются фреатозухиды, отличающиеся архаическим строением задних конечностей. Ефремов предполагает, что местами обитания травоядных пресмыкающихся были площади, на которых располагались реки, дельты и низменные болота, насыщенные растительностью.

Область захоронения позвоночных располагалась, по Ефремову, вблизи высокой горной страны. Низменная местность, расположенная вдоль подножья гор, представляла собой пояс болот с протоками и озерами, покрытыми густой растительностью и населенными разнообразной фауной. Область, непосредственно примыкавшая к низменности, являлась зоной накопления аллювиальных и дельтовых осадков. В эту зону с гор и низменной местности временными водотоками совместно с обломочным материалом и медными растворами выносились разнообразные органические остатки. Превосходная сохранность этих остатков, позволяющая наблюдать мельчайшие детали поверхности костей, свидетельствует не только о коротких путях переноса, но и о быстром захоронении фауны.

В вышележащих красноцветных отложениях татарского яруса, венчающего разрез верхней перми, в районе р. Северной Двины В. П. Амалицким (1901) еще в конце прошлого столетия обнаружено всемирно известное местонахождение остатков рептилий, среди которых описаны горгонопсии, дицинодонты, парейазавры, а также тероцефалы и териодонты.

Разнообразные остатки позвоночных известны еще с середины прошлого века из красноцветных отложений системы Карру в Южной Африке (Дю Тойт, 1957). Средняя часть разреза этой системы, свита Бофорт, в которой главным образом сосредоточена фауна, получила даже название рептилиевых слоев. Главная масса рептилий обнаружена в нижнем отделе свиты Бофорт, относящемся к средней части разреза верхней перми. Среди остатков фауны здесь установлены массивные

тяжелые *Pareiasaurus, Propappus, Tapinocephalus,* остромордые *Titanosuchus*, а также другие роды и виды рептилий. Отдельные полные скелеты парейазавров обнаружены в стоячем положении. В вышележащих отложениях среднего отдела свиты Бофорт, которыми завершается разрез верхней перми, найдены черепа и разрозненные кости рептилий и амфибий. В верхнем отделе свиты Бофорт, относящемся уже к триасу, тоже известны многочисленные рептилии, представленные крупными дицинодонтами; имеются, кроме того, амфибии, принадлежащие к роду *Trematosaures.*

Показателем континентальных физико-географических условий накопления красноцветных отложений служат также остатки разнообразной фауны моллюсков, остракод и листоногих ракообразных (Люткевич, 1951; Игнатьев, 1966).

В верхнепермских красноцветных отложениях уфимского и казанского ярусов Приуралья широко известны пресноводные и солоноватоводные формы антракозид (Люткевич, 1951). В вышележащих татарских красноцветах также имеются разнообразные остатки беспозвоночной фауны. На примере этих остатков В. И. Игнатьев (1966) показал, что верхнепермские красноцветные отложения татарского яруса на крайнем востоке Русской платформы принадлежат к аллювиальным, дельтовым и озерным образованиям. По Игнатьеву, крупные толстостенные раковины и обломки пелеципод, залегающие в породе то разрозненно, то в виде обильных хаотических скоплений, указывают на накопление красноцветных отложений в руслах более или менее крупных рек. Такие остатки обычно обнаруживают признаки их переноса и переотложения и приурочены к конгломератам, гравелитам и грубозернистым песчаникам. Мелкие формы пелеципод с нежными тонкостенными раковинами, не выдерживающими транспортировки, указывают на то, что красноцветные отложения образуются также в старицах и застойных озерах. Остракоды, менее прихотливые к условиям обитания, могут указывать на разнообразные аллювиальные и дельтовые условия седиментации красноцветов. Наконец, фауна листоногих ракообразных характеризует, по Игнатьеву, аллювиальные, дельтовые и озерные обстановки накопления красноцветов.

Сравнительно редко можно найти указания на распространение среди красноцветных отложений морской фауны. Помимо рассмотренной выше позднедокембрийской фауны мягкотелых организмов имеются другие органические остатки, свидетельствующие о морских условиях накопления некоторых красноцветов. Это прежде всего разнообразные морские беспозвоночные — брахиоподы, одиночные кораллы, криноидеи и пелециподы. Они захоронены в карбонатных отложениях, образующих обособленные прослои и пачки в мощных красноцветных разрезах. Такая морская фауна может быть указана в карбонатных прослоях, подчиненных красноцветным отложениям верхнего кембрия на юго-западе Сибирской платформы (Кучкина, 1966), в верхней перми Приуралья (Форш, 1955), нижней и верхней перми плато Колорадо в США (Baars, 1962) и во многих других районах земного шара. На основании этих данных можно считать, что морские условия накопления красноцветных отложений создавались только в области сочленения прибрежных равнин с относительно мелководными бассейнами.

Заканчивая краткий очерк ископаемых органических остатков, укажем, что в подавляющем большинстве случаев флора и фауна, типичные для красноцветных отложений, свидетельствуют о континентальных условиях их накопления.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОВЕРХНОСТЕЙ НАПЛАСТОВАНИЯ КРАСНОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

«Известно, как велика роль этих текстур для определения условий залегания пластов в сильно дислоцированных отложениях, а также для выяснения условий осадкообразования».

Н. В. Хворова (1955, стр. 136)

Красноцветные отложения обладают разнообразными текстурными особенностями. Обычно в них более или менее ясно выражена слоистость во всех ее разновидностях, начиная с горизонтальной и кончая грубой косонаслоенной. На поверхностях напластования встречаются волнообразные знаки, следы капель дождя, трещины усыхания, эрозионные поверхности и т. д. Подобные особенности текстур характерны для многих осадочных толщ, формирующихся как в субаэральных, так и в субаквальных условиях. Поверхности напластования красноцветных отложений нередко испещрены неровностями или покрыты «узорами», известными под названием иероглифов. Иероглифы обычны в отложениях флиша, поэтому некоторые исследователи склонны считать иероглифы вообще типичными флишевыми текстурами. Между тем иероглифы распространены и в красноцветных отложениях, и по ним могут быть выяснены некоторые черты динамики древних бассейнов красноцветной седиментации.

Описанию иероглифов из различного возраста красноцветных отложений следует предпослать краткий обзор некоторых вопросов номенклатуры и классификации этих образований. Отметим прежде всего, что в Советском Союзе многое в изучении иероглифов сделано Н. Б. Вассоевичем (1953, 1958), подчеркнувшим их фациальную и палеогеографическую ценность. Среди различных знаков, выявленных на поверхностях напластования осадочных толщ, Вассоевич различает по способу образования иероглифы механического и физико-химического происхождения и биогенные знаки. По положению же в слое он разделяет иероглифы на внутренние (эндоглифы) и внешние (экзоглифы). Экзоглифы Вассоевич, в свою очередь, подразделяет на знаки-слепки или гипоглифы, находящиеся на нижней поверхности слоя, и эпиглифы, приуроченные к верхней поверхности слоя и представляющие погребенный микрорельеф дна.

Среди иероглифов Вассоевич выделяет также реоглифы и теггоглифы. Реоглифы относятся к знакам стекания, возникающим при сползании осадка во время сейсмических движений. Они обнаруживаются исключительно в алевролитовых осадках, часто образующих плывуны. При потере нескольких процентов воды плывуны затвердевают, оставляя текстуры, представленные параллельно расположенными рельефными валиками. Теггоглифы, к которым относятся бугорчатые знаки, получаются при механическом внедрении песчанистого осадка в илистый. Вассоевич различает несколько типов теггоглифов. Первый не обнаруживает ориентировки отдельных бугорков и скорее всего напоминает извилины головного мозга. Для второго типа характерна некоторая ориентировка бугорков, окончания которых обращены в одну сторону. Третий тип теггоглифов представлен строго параллельными и, как правило, удлиненными бороздами.

Если при внедрении песчаного осадка в илистый трение между слоями ослабевает, то вместо теггоглифов образуются знаки царапин и бо-

розды скольжения. Вассоевич выделяет еще знаки-слепки с борозд размыва донными течениями, сопровождающимися турбулентными завихрениями. Такие знаки всегда параллельны друг другу, и окончания их имеют заостренную форму. Кроме того, он описывает слепки царапин и следов волочения различных предметов по дну бассейна. Они, как правило, удлинены и строго параллельны. В Советском Союзе описание иероглифов дано в работах В. А. Гроссгейма (1946), Ю. М. Пущаровского (1948) и И. В. Хворовой (1955).

В зарубежной литературе наиболее полные сведения о номенклатуре иероглифов приведены в работе А. Бума́ (Bouma, 1962), изучавшего их во флишевых отложениях Альп. Им принята и несколько дополнена гипотеза Ф. Кюнена (Kuenen, 1950) о стадийности и транспортировке обломочного материала мутьевыми потоками. Максимальная скорость таких потоков, по Бума́, зависит от глубины и длины склона, массы переносимого материала и размеров обломков. Перегруженный поток вызывает осаждение обломочных зерен, вследствие чего в определенных условиях образуется сортированное наслоение. При сравнительно большой скорости возникает рябь, а при максимальных скоростях рябь исчезает, и начинается эрозия дна потока. Оказывая эрозионное воздействие на подстилающие осадки, мутьевой поток оставляет на них свои знаки. Эти знаки затем заполняются осадочным материалом, что впоследствии приводит к образованию слепков на нижней поверхности осадочных пластов. Бума дал подробную номенклатуру таких слепков. Поскольку предложенные им названия широко используются в зарубежной литературе, следует на них остановиться.

Наиболее распространенными иероглифами в отложениях флиша Бума считает слепки струй (flute casts), представляющие заполнения небольших борозд, вырытых мутьевыми потоками в донном илистом осадке. Такие слепки на нижней поверхности пласта имеют вид вздутий, материал которых всегда более грубозернистый, чем в подстилающем слое. Слепки струй бывают удлиненными и грубопараллельными, причем в верхней части потока они теснее сближены и резче выдаются над поверхностью пласта. Разновидностью слепков струй являются иероглифы, получившие у Бума название слепков желобов (grove casts). Они образуются путем заполнения длинных желобов, обычно параллельных направлению потока. Отдельные желобы могут пересекаться друг с другом под углом до 30°, хотя и в этом случае один из них всегда располагается параллельно направлению потока.

Затем следуют гребневидные слепки (rid'ge casts), известные еще под названием грязевых слепков. Эти слепки представлены на нижней поверхности пласта субпараллельными тесно сближенными, иногда даже сходящимися гребнями, контуры которых нередко обнаруживают волнистость. Далее Бума различает слепки вмятин, ударов, ссадин, седловин, слепки следов от скачков и нагрузок.

Слепки вмятин (prod casts) вырисовываются на нижней поверхности пласта в виде коротких гребней, постепенно сгущающихся в нижней части потока. Концы гребней, как правило, обрывисты и нередко повернуты в сторону течения потока. Бума предупреждает, что слепки вмятин иногда трудно отличить от слепков струй.

Слепки ударов (bounce casts) также располагаются параллельно направлению течения; они варьируют в пределах до 5 см в длину и несколько меньше в ширину и образуются путем заполнения коротких желобов, возникающих при ударе о дно и отскакивании того или иного объекта. Широкие слепки ударов и короткие слепки желобов весьма сходны между собой. Слепки ссадин (brush casts) представляют собой

неясные слепки ударов с резкими углублениями на одном конце. Резкое углубление всегда отвечает нижней части, и поэтому слепки ссадин широко используются для выяснения направления течения воды. Что касается слепков седловин (chervon casts), то Бума считает их разновидностью слепков желобов.

Слепки скачков (skip casts) характеризуются линейным расположением и наблюдаются на нижней поверхности пласта. Бума предполагает, что такие иероглифы могли возникнуть также в результате транспортировки потоком того или иного предмета, спорадически касавшегося дна водотока. Слепки нагрузок (load casts) возникают вследствие погружения главным образом песчаного или галечного материала в нижележащее глинистое ложе. Представляют интерес и такие иероглифы, которые Бума называет структурами заполнения промоин (scour and fill structure). От слепков желобов они резко отличаются крупными размерами. В большинстве случаев подобные структуры представляют собой эрозионные ложбины или канавы, заполненные более грубозернистым материалом, чем подстилающие слои. В некоторых случаях эрозионные формы могут быть заполнены и более тонкозернистым материалом, чем слои, в которых они выработаны.

Исследования Бума могут быть существенно дополнены сводкой П. Поттера и Ф. Петтиджона (Potter, Pettijohn, 1963), в которой обобщены и критически рассмотрены работы почти всех зарубежных исследователей, изучавших различные знаки. Поттер и Петтиджон дали классификацию иероглифов:

Действующая сила	Процесс	Название структуры
Сила течений	Эрозионные течения	Желобовые слепки
	Выпахивание при движении объекта	
	волочением	Знаки волочения (бороздовые или полосчатые слепки)
	скачками	Знаки подпрыгивания и ударов
	перекатыванием	Знаки перекатывания
	Неизвестен	Выемки (каналы)
Сила гравитации	Неравномерные нагрузки	Слепки нагрузки
	Падение	Шаровые и подушечные структуры
	Просадка или скольжение	Следы и слепки скольжения; просадочные складки
Сила, возникающая при литификации	Инъекция и другие процессы	Песчаные дайки и силлы, песчаные вулканы, песчаные цилиндры и грязевые вулканы
Сложные течения и гравитационные взаимодействия		Извилистые тонкие наслоения

Они показали, что иероглифы хорошо сохраняются в слоистых, в большинстве случаев горизонтально залегающих толщах, характеризующихся хорошо выраженной пластовой отдельностью. В измененных осадочных и метаморфических толщах, где разделение пластов обычно происходит вдоль вторичных плоскостей кливажа, иероглифы практически невозможно обнаружить даже в том случае, если они ранее и существовали. Трудно установить их в молодых, слабосцементированных породах, в которых недостаточно хорошо выражена поверхность слоев.

Поттер и Петтиджон значительно расширили подход к изучению иероглифов. В частности, например, при разборе слепков струй (flute casts) они в отличие от Бума отметили разнообразие их форм и размеров. В большинстве случаев слепки обнаруживают двустороннюю симметрию. Они заполняют эрозионные углубления, вызванные турбулентными движениями придонных течений. Разновидностью их являются

слепки, имеющие вид полумесяцев, спиральные слепки; некоторые из них имеют плоскую форму. Слепки полумесяцев иногда называют тенями; они возникают, когда на пути текучих вод появляются препятствия. Такими препятствиями могут оказаться гальки, раковины и другие сходные объекты, перед которыми течения вымывают полукруглые депрессии или углубления в форме полумесяца или подковы. Среди слепков желобов Поттер и Петтиджон отмечают так называемые слепки, образующиеся в нависающих в продольном сечении гребнях и выпуклостях. Такие слепки, как правило, покрывают всю поверхность пласта. Среди других иероглифов, не отмеченных Бума, они указывают также слепки русел и каналов. Углубления, соответствующие руслам и каналам, могут достигать нескольких дециметров глубины и срезать слоистые серии. Максимальная их длина может составить 30 м. Каналы и русла всегда идут параллельно направлению течения.

Представляют интерес описанные Поттером и Петтиджоном слепки оползней. Сравнительно большие комки грязи, как они пишут, скользят по ложу бассейна или поворачиваются вблизи него, создавая «узоры», слепки с которых остаются на нижней поверхности пластов. Поттер и Петтиджон хотя и отмечают, что в большинстве случаев иероглифы являются принадлежностью флишевых отложений и вызываются турбулентными течениями, однако считают, что они могут возникать в речном аллювии и наблюдаться в шельфовых и других обстановках. Таким образом, эрозионные углубления также образуются вихревыми течениями в различных условиях. Слепки струй и желобов, как подчеркивают Поттер и Петтиджон, могут быть использованы для определения направления течений и потоков.

Морфология иероглифов и их происхождение рассматривались в работах С. Дзулинского (Dzulynski, $1963_{1,2}$, 1965; Dzulynski, Sanders, 1962; Dzulynski, Simpson, 1966), который тоже указывает, что иероглифы — это слепки различных эрозионных структур, появление которых связано с турбидными потоками. Подошвенные знаки он рассматривает как контротпечатки разнообразных промоин, ручьев, желобов, выемок, борозд и т. д. Дзулинский экспериментально подтвердил теорию, объясняющую происхождение знаков действием турбулентных течений. Турбулентные потоки были получены им при сливании алебастровой эмульсии в сосуд с водой, дно которого заполнялось илистым материалом (Dzulynski, 1965). Он показал, что турбулентные течения имеют право- и левостороннее спиральное движение. Разнонаправленные турбулентные течения, перемещающие суспензионный материал, прекращают свое движение с уменьшением скорости потока. Так как сохранение вращательного движения требует постоянного расхода энергии, эрозионная сила потока всегда зависит от скорости движения воды. Спиральная циркуляция потока возникает при встрече противоположно движущихся суспензий различной плотности.

Сравнительно быстрое движение суспензий приводит к образованию удлиненных знаков, медленное — преимущественно коротких и широких. Дзулинский, по-видимому, впервые экспериментальным путем получил знаки течения, возникающие при ячеисто-вихревом движении потока. Полученные при экспериментах знаки он назвал подушечными. Эпиглиф таких знаков состоит из серии углублений и борозд, прерываемых неправильной узловатой сеткой, положение которой определяется изменением наклона дна или внезапным падением скорости течения потока. В зависимости от условий течения и характера дна такая узловатая сетка может приобретать сталактитовый или подушечный вид, а иногда напоминает строение головного мозга («мозговая» сетка, по Дзулинскому).

Дзулинский указывает, что сталактитообразные знаки в последнее время найдены среди естественных иероглифов, а подушечные широко известны и относятся многими исследователями к слепкам нагрузки (load casts). Хотя по внешнему виду подобные знаки отличаются от знаков турбидных потоков и морфологически неотличимы от слепков нагрузки, эксперименты, проведенные Дзулинским, ясно показали, что такие знаки могут возникать и при действии турбидных потоков. Дзулинский объяснил и некоторые необычные ассоциации, представленные желобами, бороздами и врезанными в них мульдообразными углублениями. Такие ассоциации получаются при возникновении водоворота в турбидном потоке, по дну которого перемещаются объекты.

Интересны и многие другие наблюдения Дзулинского, в частности над асимметрией, характерной для желобов. Желоба, симметричные как в плоскости, так и в поперечном сечении, образуются в условиях ограниченной боковой планации потока. В том случае, когда поток размывает краевые зоны, появляются асимметричные желоба; особенно резкую асимметрию они приобретают в краевой части потока. При значительной ширине поверхности потока очертания желобов становятся весьма невыразительными, расплывчатыми. Помимо экспериментальных работ, Дзулинский много внимания уделил изучению естественных иероглифов, по которым им самим и совместно с другими исследователями составлен ряд ценных сводок (например, Dzulynski, Sanders, 1962; Dzulynski, Simpson, 1966).

Большой интерес представляет, кроме того, работа Д. Аллена (Allen, 1966), в которой приводятся сведения о донных знаках и палеотечениях в мелководных обстановках. Донные знаки являются, по Аллену, результатом взаимодействия флюидного потока и осадка. В большинстве случаев флюидный поток, текущий в горизонтальном направлении, сопровождается спиральным движением; поэтому геометрия донных знаков может быть как двух-, так и трехмерной. По геометрии донных знаков и полей векторов течения Аллен дает такую классификацию знаков (Allen, 1968):

Двумерные волноприбойные знаки	Трехмерные волноприбойные знаки
Мелкомасштабные прямолинейные	Мелкомасштабные синусоидальные зубчатые язычковые
Крупномасштабные прямолинейные	Крупномасштабные синусоидальные язычковые полумесячные
Антидюны (частично)	Антидюны (частично) Латеральные бары Ветвящаяся линейность Песчаные полосы (ленты)

Подчеркивая значение исследования донных знаков для палеогеографических реконструкций, Аллен особенно отмечает трудности, возникающие перед исследователями, занимающимися этой проблемой. К ним он относит, прежде всего, униформистский подход, при котором, устанавливая прошлое, исследователи исходят только из современных физических процессов. Таким замечанием Аллена, конечно, нельзя пренебрегать, особенно при изучении донных знаков давно минувших геологических эпох.

Подводя итог краткому обзору литературы по иероглифам, можно заключить, что в преобладающем большинстве работ они считаются образованиями, возникающими в результате деятельности турбидных по-

токов, свойственных преимущественно флишевым отложениям. Между тем, как показали наши исследования (Анатольева, 1969_2), аналогичные иероглифы встречаются и в других осадочных толщах, в частности в красноцветных отложениях, на которые может быть распространена номенклатура и классификация, предложенная для иероглифов из флишевых толщ.

В процессе изучения иероглифов из красноцветных отложений выяснилось, что для получения реального представления об особенностях морфологии дна бассейна, в осадках которого образуются иероглифы, нужны искусственные алебастровые отпечатки с подошвенных знаков. Такие отпечатки дают позитивное изображение поверхности, строго соответствующее морфологии дна бассейна. Следует иметь в виду, что рельеф дна бассейна зависит не только от процессов деструкции (вымывание или выпахивание разнообразных ложбин, борозд и углублений и т. д.), но и аккумуляции. Поэтому эпиглифы должны разделяться на деструктивные и аккумулятивные. На нижней поверхности пласта контротпечаток аккумулятивных эпиглифов представляет маску, а деструктивных — естественный слепок. Описания иероглифов, встреченных в красноцветных отложениях нами, и заимствованные по литературным данным у других исследователей, приводятся ниже в стратиграфическом порядке.

Иероглифы на поверхностях напластования позднедокембрийских красноцветных отложений

Об иероглифах в красноцветных отложениях позднего докембрия в советской литературе не упоминается, хотя, как показали наши исследования, они встречаются далеко не редко, например на юге Сибирской платформы (Анатольева, 1969_2). Иероглифы на поверхностях напластования красноцветных отложений позднего докембрия Сибирской платформы найдены только в толщах, представленных чередованием терригенных пород разной зернистости, для которых иногда даже можно отметить хорошую сортировку (graded bedding). Эти знаки приурочены к границе пластов песчаников и аргиллитов, алевролитов и аргиллитов, песчаников и алевролитов алешинской, чистяковской и мошаковской свит и представляют преимущественно контротпечатки разнообразных следов эрозионной деятельности потоков и течений. Реже их возникновение связано с внедрением или оползанием осадка. Все имеющиеся в нашем распоряжении знаки относятся к нижней поверхности пласта и, по классификации Н. Б. Вассоевича, относятся к гипоглифам. По существу, эти знаки вырисовывают погребенный под ними рельеф дна бассейна.

В намывании осадочного материала временными водотоками немалую роль играли турбулентные придонные течения. Об их существовании свидетельствуют различные знаки на поверхностях напластования красноцветных отложений: слепки промоин, миниатюрных русел, струй течения и т. п. Приводим описание некоторых подобных знаков.

Наиболее интересен подошвенный знак — слепок на нижней поверхности массивного тонко- и среднезернистого неслоистого песчаника мошаковской свиты, изображенный на таблице I, фиг. 1 (см. приложение в конце книги). Этот знак исключительно оригинален по форме. Соразмерность его пропорций и четкость линий напоминают структуру верхней части человеческого тела, с хорошо очерченной «шеей» и «рукой», прижатой к «туловищу». С трудом верится, что над созданием этого знака поработала природа, а не резец скульптора. Длина знака 26 см, ши-

рина нижней его части 22 см, верхней — 5—7 см. Переход от широкой части знака к узкой очень постепенный и плавный, что придает ему особое изящество.

Полученный с этого знака искусственный отпечаток, восстанавливающий рельеф дна бассейна, позволяет заключить, что он образовался путем заполнения промоины (Анатольева, 1969_2). Промоина в плане имела несколько извилистую овальную форму. Невысоким (0,5—2,5 см) продольным гребнем она разделена на две части, одна из них приподнята, другая опущена. Такая форма промоины при последующем ее заполнении, по-видимому, и привела к образованию столь необычайного по форме знака.

Образование промоины, несомненно, было вызвано вихревым движением воды, влекущей песчаный материал по илистому грунту дна бассейна. В поперечном срезе тонко- и среднезернистый песчаный материал, слагающий знак, часто обнаруживает неправильное кольцевое строение, как бы запечатлевшее движение вихревого потока. Очевидно, вихревой поток был очень сильным и оказывал неравномерное влияние на дно, что привело к созданию такой своеобразной промоины, у которой одна часть относительно другой оказалась более опущенной. Вихревой поток вызван турбулентным придонным течением, действие струй которого находит отражение в небольших язычковых бугорках, отходящих от той части знака, которая соответствует главному направлению потока. Подобный тип знака весьма сходен с описанными Бума в альпийском флише и должен быть отнесен к слепкам заполнения промоины.

Интересны знаки, образованные, по-видимому, стоком маленьких ручьев (табл. I, фиг. 2). Такие знаки-слепки язычкового типа обнаружены на нижней поверхности средне- и грубозернистого песчаника мошаковской свиты. Язычки, как правило, грубопараллельны и удлинены; длина их колеблется от 8—10 до 15 см. Одни концы язычков очень рельефны и в большинстве случаев заострены, другие — едва выпуклые, постепенно сливающиеся с поверхностью напластования песчаника. Они то тесно сближены и разделены бороздами, ширина которых составляет первые доли сантиметра, то разобщены, и промежутки, их разделяющие, имеют размеры от 2—3 до 4—5 см в поперечнике. На этом участке поверхности песчаника, где язычки сближены, наблюдается своеобразная цепочка небольших углублений, размещенных на одной линии. Углубления имеют овальную или округлую форму и, по-видимому, представляют места захоронения галек.

Морфология искусственного отпечатка, полученного с этого знака, показывает, что они принадлежат к типу знаков, образующихся при стоке воды в очень маленьких руслах, сформированных водой временных ручьев (Анатольева, 1969_2). Скорость потока здесь была достаточно большой, так как налицо его эрозионное действие. Поток переносил, по-видимому, большое количество грубозернистого терригенного материала, в котором встречались одиночные гальки. Последние благодаря своей тяжести оседали на дне еще в вершинной части потока и там постепенно покрывались илом. Следы галек запечатлены на нижней поверхности песчаника в виде ямок и углублений. В верхней части потока эрозионные борозды размыва глубже и лучше очерчены, чем в нижней, что обнаруживается по рельефу язычков на нижней поверхности песчаников. Описание знаков подобного типа мы находим в работе П. Поттера и Ф. Петтиджона (Potter, Pettijohn, 1963).

Следующие знаки принадлежат к различным типам слепков струй течения (flute casts). Наибольший интерес представляет знак-слепок язычкового типа на нижней поверхности песчаника мошаковской свиты

(табл. II, фиг. 1). Он образован несколько размазанными по форме валиками, длина которых колеблется от 2,5 до 8 см. Валики резко асимметричны; одни концы их разделены узкими язычками, что в целом придает им пальцевидное строение, другие имеют расплывчатые очертания и постепенно сливаются с общей поверхностью напластования песчаника. В поперечном сечении валики имеют нависающие овальные или округлые очертания. Искусственный отпечаток с этого знака восстанавливает борозды размыва, образующиеся на илистом грунте донным течением. Поток, по всей вероятности, был расходящимся в направлении движения, что можно заключить по резкой асимметрии знака. В нижней части течения потока знак невыразителен и обладает расплывчатыми очертаниями, в верхней, где валики сближены и хорошо очерчены, борозды размыва сравнительно хорошо обособляются. Такие знаки описаны С. Дзулинским (Dzulynski, 1963_2), Н. Б. Вассоевичем (1953), И. В. Хворовой (1955) и А. Бума (Bouma, 1962) во флишевых формациях.

Внимание привлекает слепок смешанного язычково-бугорчатого типа на нижней поверхности буровато-серого песчаника чистяковской свиты (табл. II, фиг. 2). Язычки в этом знаке короткие; длина их не превышает 1—5 см при ширине не более 4—6 мм. Они располагаются параллельными рядами, и среди них могут быть отмечены острые и узкие, а также сравнительно широкие и притупленные язычки. Один конец язычков всегда выделяется более рельефно и выпукло, чем другой. Бугорки в большинстве случаев имеют неправильно-округлую или удлиненно-овальную форму, в расположении их определенной ориентировки не наблюдается. Происхождение этих знаков (о чем можно судить по морфологии искусственного отпечатка) может быть объяснено наличием в придонной части бассейна, где шло накопление терригенных пород чистяковской свиты, турбулентных течений. Течения на илистом грунте оставляли короткие борозды, слепки которых представлены язычками. Завихрения же вымывали небольшие воронки, заполнение которых более грубым терригенным материалом привело впоследствии к образованию бугорков.

Такого же типа знаки, как и описанные выше, наблюдались на нижней поверхности среднезернистого песчаника алешинской свиты (табл. III, фиг. 1). Эти знаки-слепки язычкового типа представляют собой валики, расположенные параллельными рядами. Одни концы валиков, направленные навстречу течению, заострены, другие, в нижней по течению части — размазаны и постепенно сливаются с поверхностью напластования песчаника. Края валиков нависают, длина их от 1,5—2 до 3,5—4 см при ширине от 0,5 до 1,5 см; высота 0,2—0,6 см. Некоторые валики имеют серповидную форму; острые их язычки повернуты то в правую, то в левую стороны. Полученный с этих знаков искусственный отпечаток показывает, что они принадлежат бороздам размыва, которые вымывались придонным турбулентным течением (Анатольева, 1969_2). Такие знаки также типичны для флишевых отложений (Dzulynski, 1963_2).

Своеобразный тип представляют знаки-слепки, встреченные на нижней поверхности плотного среднезернистого песчаника чистяковской свиты, образованные короткими беспорядочно расположенными валиками длиной от 2 до 5 см (табл. III, фиг. 2). В большинстве случаев валики заканчиваются тупо и лишь местами несколько заострены. В поперечном сечении они имеют неправильно-округлую, несколько приплюснутую форму. Эти слепки относятся, по-видимому, к неполным или недоразвитым трещинам усыхания с характерным неправильным полигональным строением. Такие недоразвитые трещины усыхания характерны для алевритовых осадков песчаных пляжей, отмелей и кос.

Помимо указанных знаков, многие из которых обычно считаются характерными для флишевых формаций, на поверхностях напластования красноцветных отложений позднего докембрия часто встречаются хорошо развитые трещины усыхания и разнообразные волноприбойные знаки (табл. IV, фиг. 1, 2).

Подошвенные знаки на поверхностях напластования красноцветных отложений алешинской, чистяковской и мошаковской свит позднего докембрия показывают, что эти отложения принадлежат к субаэральным и субаквальным образованиям. Они формировались по периферии проловиальных конусов выноса, в области прибрежно-аллювиальной равнины, частично также в прибрежной зоне мелкого моря, изобилующего песчаными отмелями и островами. Морской бассейн, в котором происходила красноцветная седиментация, не только был очень мелководным и сложнорасчлененным, но и его дно неоднократно выходило из-под уровня вод, превращаясь по временам в сушу, где действовали временные водотоки.

Мощные толщи красноцветных отложений, представленные конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами, образовались в области, примыкающей к поясу высоких сильно расчлененных гор. Обломочный материал с этих гор переносился в бассейн седиментации временными потоками, ручьями и реками; некоторые из них, по-видимому, достигали прибрежной зоны мелкого моря.

Знаки, встреченные в красноцветных отложениях позднего докембрия юго-запада Сибирской платформы, в большинстве случаев приурочены к образованиям проловиальных конусов выноса и прибрежной части аллювиальных равнин. Совершенно отсутствуют знаки в вершинной и даже средней части проловиальных конусов выноса. Наиболее грубый, в большинстве случаев галечный и гравийный, терригенный материал откладывался в вершинной части потока, где, естественно, трудно ожидать появления знаков, несмотря на то, что в этой части поток имел наибольшую эрозионную силу. Если бы даже соответствующие знаки и возникали в этой части потока, сохранение их в грубых терригенных породах было бы мало вероятным. Нет знаков и в отложениях, являющихся образованиями средней или центральной части проловиальных конусов выноса, где они представлены однообразным преимущественно среднезернистым материалом. Знаки появляются только в пачках красноцветных отложений, состоящих из чередования глинистых и песчанистых пород, т. е. в образованиях тех частей проловиальных конусов выноса, в которые поступал обильный сравнительно тонкоотмученный терригенный материал. Поток на илистом грунте вымывал различные борозды размыва, впоследствии заполнявшиеся более грубым терригенным материалом. В придонной части потока, по-видимому, действовали турбулентные течения. Их турбулентность наглядно может быть подтверждена присутствием в песчаниках, перекрывающих аргиллиты, разнообразных глинистых катышей. Нередко в расположении этих катышей обнаруживается известная ориентировка, запечатлевающая вихревое движение воды. Таким образом, все эти наблюдения подтверждают, что турбулентные течения не являются исключительно принадлежностью мутьевых потоков. В прибрежной части мелкого моря и по периферии проловиальных конусов выноса эти течения возникали во временных потоках и в зоне приливов и отливов. Механизм их действия, очевидно, ничем существенным не отличается от тех турбулентных течений, которые характерны для мутьевых или суспензионных потоков, намывающих флишевые отложения.

За пределами Советского Союза различные знаки на поверхностях напластования красноцветных отложений позднего докембрия отмеча-

ются во многих районах. Они известны, в частности, среди красноцветных отложений верхней части серии Кивино района Великих озер Северной Америки, где сосредоточиваются в той части разреза «формации» Фреда, в которой преобладают алевролиты. Здесь обнаружены многие разновидности волноприбойных знаков, трещины усыхания, следы капель дождя, знаки течений, потоков, слепки разнообразных углублений и эрозионных каналов. Все эти знаки, по данным В. Хемблина (Hamblin, 1961), отчетливо показывают, что осадконакопление происходило в неоднократно пересыхавшем мелководном бассейне, расположенном вдоль подножий высоких гор. С этих гор стекали временные водотоки, ручьи и реки, приносившие в область седиментации обломочный материал. Именно их деятельности обязаны своим возникновением разнообразные эрозионные выемки и углубления в красноцветных отложениях «формации» Фреда. В области же мелководья, на затопляемых морем равнинах, образовывались главным образом волноприбойные знаки и знаки течений. В вышележащих джакобсвильских песчаниках Хемблин описывает эрозионные углубления, размер которых может достигать от 1 до 2 м ширины и от 1,5 до 3 м длины; глубина их не превышает 30—60 см. Такие углубления заполняются косонаслоенными песчаниками.

Разнообразные эрозионные структуры отмечают также в верхней части красноцветной серии Марино Южной Австралии, в так называемых кварцитах Пуанд (Goldring, Curnow, 1967). В подразделении А кварцитов Паунд Р. Гольдринг и К. Карноу описывают каналы и выемки, представляющие русла потоков и ручьев, действовавших на площади осадконакопления. Помимо таких выемок, они указывают своеобразные структуры, форма которых отражает меандрирующие изгибы многочисленных рукавов рек. В лежащем выше подразделении В кварцитов Паунд эти исследователи отмечают три главных типа эрозионных знаков. Это прежде всего резко выраженные структуры заполнения промоин, аналогичные описанным П. Поттером и Ф. Петтиджоном (Potter, Pettijohn, 1963). Такие промоины могут достигать 3 м глубины при протяжении до нескольких десятков метров. Затем выделяются малые эрозионные структуры (small scale erosional structures) и трещины усыхания.

Наибольшее сходство с иероглифами из позднедокембрийских красноцветных отложений юго-западной части Сибирской платформы обнаруживают эрозионные знаки на поверхностях напластования красноцветных отложений верхнего рифея в Анти-Атласе Северной Африки. Эти знаки описаны были вначале как гигантские рако-скорпионы (Hupe, 1952). Однако последующие исследования П. Юпе (доклад, прочитанный в 1965 г. в Новосибирске и Институте геологии и геофизики) показали, что они ничего общего не имеют с органическими остатками и представляют собой следы деятельности эрозионных потоков. Подобные иероглифические знаки, происходящие из красноцветных песчаников позднедокембрийской карагасской свиты Присаянья, А. Г. Вологдиным (1965) также были описаны как органические остатки. Он отнес их к типу членистоногих, надклассу хелицеровых и указал, что эти «животные» обладали твердым панцирем.

Иероглифы на поверхностях напластования верхнекембрийских красноцветных отложений

В красноцветных отложениях верхоленской свиты на Сибирской платформе иероглифы известны уже давно (Обручев В. А., 1892; Левенко, Лучицкий, Нагибина, 1950; Королюк, 1962), но до недавнего време-

ни не были изучены сколько-нибудь детально и даже не были описаны. Первое их описание дано автором (Анатольева, 1969_2).

Подошвенные знаки в красноцветных отложениях верхнего кембрия еще более разнообразны и по морфологии, и по происхождению, чем позднедокембрийские. Помимо абиогенных, в них появляются биогенные знаки; наряду со знаками, совершенно неотличимыми от позднедокембрийских, встречаются такие, которые возникали в результате деятельности разнонаправленных турбулентных течений, сопровождаемых право- и левосторонними вращательными движениями.

Среди верхнекембрийских знаков обращают на себя внимание прежде всего знаки течения, созданные вертикально-ячеистым вихревым движением. Эти знаки в большинстве случаев представлены округлыми, неправильно-округлыми и овальными ячеями, которые лишь изредка образуют прихотливо расположенные полосы (табл. V, фиг. 1). Для ячей характерна форма бугров и валиков. Бугры в плане имеют округлую и удлиненно-овальную форму с диаметром от 1,5 до 4—5 см. Вершины бугорков то конусовидные, то плоские. Приподнятые бугорки достигают 1,5—2 см высоты, опущенные углубляются на 0,3—0,5 см. Валики, как правило, изогнуты, концы их тупые, реже острые. В поперечном сечении валики в большинстве случаев плоские, иногда прогнутые и косонависающие; длина их от 1 до 5—6,5 см, ширина 0,5—2 см. Суженные конусы валиков направлены в одну и ту же сторону. На бугорках, а часто и на валиках обнаруживаются едва уловимые игловидные гребешки, являющиеся, по-видимому, следами струй течения. Рельеф дна, восстановленный путем изготовления искусственных отпечатков, показывает, что этим знакам отвечает сложная сеть углублений и вздутий, возникших под влиянием разнонаправленных турбулентных вихрей, сопровождаемых вращательным движением (Анатольева, 1969_2). Как показали эксперименты, проведенные С. Дзулинским (Dzulynski, 1965), такие вихри вызваны комбинированным эффектом вертикального и горизонтального течения, эрозионное действие которого настолько велико, что приводит к образованию ячеистых углублений.

Знаки ячеисто-вихревого течения по морфологии, по-видимому, весьма разнообразны. Они могут иметь, например, подушечный облик (табл. V, фиг. 1), при котором грубые неправильной формы кучно расположенные иероглифы образуют широкие (в плане) бугры максимальной длиной 7—9 см, шириной 2,5—5 см и высотой 1,5—2,5 см. Бугры имеют неправильно-овальную или округлую форму и обладают нависающими краями. Нередко они осложнены более мелкими дополнительными знаками, придающими им то грибообразную, то ветвистую форму. В последнем случае одни концы бугров широки и округлы, другие — узки и имеют вид язычков; язычки переплетаются между собой и часто имеют скрученные окончания. Промежутки между знаками разделены то широкими (5—7 см), то узкими (1,5—2,5 см) бороздками, изгибы которых повторяют основные очертания бугров. Полученные с этих знаков искусственные отпечатки обнаруживают довольно сложную картину рельефа дна, представляющую сеть обособленных неправильных углублений воронкообразной формы. Своеобразная ячеистая структура таких углублений могла получиться только при действии вращательного движения внутри потока. Хотя знаки, заполняющие эти углубления, на первый взгляд кажутся несовместимыми со знаками, возникающими в результате течения воды, Дзулинский (Dzulynski, 1965) именно такие знаки получил экспериментальным путем, создав разнонаправленные вихревые потоки.

Среди других знаков, встречающихся на поверхностях напластования отложений верхнего кембрия, в верхоленской свите могут быть ука-

заны знаки внедрения, или оползневые, а также знаки царапин. Знаки внедрения бугорчато-язычкового типа сплошь покрывают нижнюю поверхность тонкозернистого песчаника, придавая ей сходство со строением головного мозга (табл. VI, фиг. 1). Подобные знаки выступают в виде различной формы вздутий и бугорков длиной от 0,5—1 до 2—2,5 см при ширине не более 1,5 см и высоте от 0,2 до 0,6 см. В расположении бугорков на первый взгляд не обнаруживается никакой закономерности. Однако при внимательном их изучении выясняется, что тупые языки, которыми обычно оканчиваются язычковые бугорки, направлены в общем в одну и ту же сторону. Такие знаки возникают в результате внедрения песчанистого материала в еще не затвердевший илистый грунт. Большинство исследователей считает, что знаки внедрения возникают вследствие оползания материала. Экспериментальным путем показано, что, помимо неравномерной нагрузки, для внедрения его необходим первичный уклон дна (Dzulynski, 1965).

Слепки со знаков царапин (табл. VI, фиг. 2) в большинстве случаев расположены сближенными параллельными рядами. Нередко оба конца знака сильно заострены, что придает им своеобразную форму. Длина знаков от 1—1,5 до 5—7 см, ширина в поперечном сечении от 0,5 до 3—3,5 мм; разделяющие их участки имеют ширину от 1—2 мм до 0,5 см. Полученный с этих знаков искусственный слепок показывает, что царапины образуются под действием сближенных струй течения, несущих мелкие острые обломки и зерна, оставляющие след на илистом грунте. Своими изящными игольчатыми очертаниями они напоминают отпечатки кристаллов льда, но в то же время отличаются от них строгой ориентировкой, возможной только при движении в очень спокойной обстановке. По удлинению знаков и параллельному их расположению можно заключить, что они возникают преимущественно вследствие ламинарного течения.

К другим типичным знакам красноцветных отложений верхоленской свиты относятся знаки-слепки струй течения, обнаруженные на нижней поверхности тонкозернистого песчаника на р. Лене в районе г. Качуга. Они образованы удлиненными и в общем рельефными гребнями, концы которых, как правило, являются либо острыми и хорошо очерченными, либо обладают расплывчатыми очертаниями и постепенно сливаются с поверхностью напластования песчаника (табл. VII, фиг. 1). Длина гребней от 3—4,5 до 10—15 см, ширина от 0,5 до 2,5—3 см, а высота от долей до 1,5—2 см. В поперечном сечении гребни асимметричны, иногда несколько опрокинуты; острые их концы нередко завернуты и приобретают серповидную форму. Гребни расположены параллельными рядами и разделены то широкими, то узкими желобами, ширина которых колеблется от 1,5 до 5—6 см. В том случае, когда гребни рельефно выступают над поверхностью песчаника, разделяющие их желобы глубоки и хорошо очерчены, а когда гребни низкие и имеют расплывчатые очертания, то и желобы неглубоки. Восстановленный по этим знакам рельеф дна бассейна представляет собой систему то широких, то узких желобов, разделенных гребнями, образовавшимися под влиянием сильных струй придонного течения (Анатольева, 1969_2). Каждая струя выработала собственное русло, резкое углубление которого, как правило, приходится на верхнюю часть течения. Своим происхождением струи обязаны придонным турбулентным течениям.

Интересен знак, образованный изогнутыми, но в целом симметрично расположенными валиками (табл. VII, фиг. 2). Вершины валиков представлены острыми рельефными гребнями, придающими им некоторую асимметричность, выраженную более крутым уклоном одной сторо-

ны валика по сравнению с другой. Ширина валиков в большинстве случаев достигает 1,5 см, а разделяющих борозд — 1 см. Судя по искусственному отпечатку с этого знака, он, по всей вероятности, образовался в результате движения потока с замедленной скоростью. А. Бума (Bouma, 1962) отмечает, что уменьшенная скорость потока снижает его эрозионное действие и в таком случае образуется рябь потока, а не борозды размыва.

Наконец, приведем краткие сведения о знаках-слепках биогенного происхождения. Эти знаки почти сплошь покрывают поверхность напластования тонко- и среднезернистого песчаника, встреченного в районе г. Качуга по правому берегу Лены, и представляют собой беспорядочное нагромождение иероглифов, имеющих вид валиков и бугорков, пересекающих друг друга под разными, в том числе прямыми, углами (табл. VIII, фиг. 1). Валики и бугорки разнообразны по форме: синусоидальные, концентрические, ветвистые и реже неправильно-удлиненные. Длина валиков достигает 5—6 см при ширине от 0,5 до 1,5—2 см и высоте до 1,5 см. В поперечном разрезе валики имеют нависающе-овальную, реже косоовальную форму. Валики оканчиваются слепыми отростками, в большинстве случаев четко выпуклыми, реже расплывчатыми, сливающимися с поверхностью напластования песчаника. Валики сочетаются с рельефными бугорками, имеющими, как правило, округлую форму. Полученный с этих знаков искусственный отпечаток показывает, что рельеф дна представлял систему прихотливо расположенных углублений весьма сложных очертаний. Трудно предположить, что такие знаки могли образоваться под влиянием донных течений, струи которых должны были бы пересекаться под прямым углом или извиваться, подобно змеям. Разнообразная ориентировка, различная форма и размеры валиков и бугорков скорее свидетельствуют об их биогенном происхождении. По всей вероятности, они представляют собой следы передвижения червеобразных животных.

Красноцветные отложения верхоленской свиты верхнего кембрия, судя по характерным для них иероглифам, накапливались преимущественно в субаквальной, реже субаэральной обстановке. Пачки чередующихся песчаников алевролитов и аргиллитов, к поверхностям раздела которых приурочены иероглифы, принадлежат к отложениям прибрежно-аллювиальных равнин, зоны приливов и отливов и шельфовой части мелкого моря. Эти красноцветы представлены терригенными, смешанными терригенно-карбонатными и сульфатными породами. В целом описанные выше знаки из отложений верхоленской свиты показывают, что турбулентные течения в верхоленском бассейне в отличие от позднедокембрийского имели более сложный характер. Поэтому можно предполагать существенные различия в гидродинамике рассмотренных бассейнов позднего докембрия и верхнего кембрия. В позднем докембрии турбулентные течения возникали главным образом на дне временных потоков, а в верхнем кембрии — в прибрежно-морской обстановке.

Иероглифы на поверхностях напластования девонских красноцветных отложений

Девонские красноцветные отложения изобилуют различными волноприбойными знаками, знаками ряби, эрозионными поверхностями, трещинами усыхания. Что касается типичных иероглифов, то указания на их находки среди девонских отложений весьма редки. Это, конечно, не означает того, что их вообще очень мало среди девонских отложений. Скорее всего, они пока не привлекали внимания исследователей.

Типичные иероглифические знаки описаны Д. Алленом (Allen, 1962) из красноцветных отложений нижнего девона района Шропшира Англии. Они встречаются в косонаслоенных преимущественно красноцветных песчаниках серий Эбден и Вудбенк, в накоплении которых, по мнению Аллена, принимали участие потоки, стекавшие из областей сноса и переносившие обломочный материал. Эти иероглифы в большинстве случаев относятся к знакам заполнения промоин (scour and fill), имеющим в вертикальном сечении грубовыпуклую и волнистую форму (табл. VIII, фиг, 2, 3). Такие промоины несогласны по отношению к вмещающим слоям и, как правило, заполняются косонаслоенными грубозернистыми песчаниками. Основание некоторых промоин выстилается внутриформационными гравелитами. Песчаники, заполняющие промоины, более тонкозернистые и обнаруживают линейную слоистость*. Средний размер промоин не превышает 1,5 м в длину и 1 м в ширину и глубину. Реже промоины обнаруживают плоско-выпуклую форму и обладают размером около 1 м в ширину, 180 см в длину и 0,3 м в глубину. Плоско-выпуклые промоины всегда согласны с наслоением вмещающих слоев. Они заполняются пологонаслоенными песчаниками. Помимо промоин, в девонских красноцветных отложениях Шропшира Аллен описал слепки заполнения маленьких каналов. Большое внимание он уделил и первоначальной потоковой линейности, появляющейся внутри косонаслоенных песчаниковых толщ, а также разнообразным эрозионным поверхностям.

Из красноцветных отложений района Ленеркшира Шотландии В. Рольф (Rolf, 1960) описал интересный знак, образованный, по его мнению, восходящим током воздуха в песчаном влажном осадке. Однако приведенный им знак внешне совершенно не отличается от тех иероглифов, в образовании которых, как считается, принимают участие турбулентные придонные течения (табл. IX, фиг. 1). Этот знак представлен бугорками овальной формы, достигающими 3,5 см в высоту и не более 20 см в диаметре. Хорошо очерченные, несколько заостренные окончания этих бугорков всегда направлены в одну и ту же сторону и обнаруживают параллельное расположение. Такие текстуры встречаются совместно с каналами и промоинами заполнения в серовато-красных среднезернистых песчаниках граувакового типа, на поверхностях напластования которых указываются глинистые катыши и трещины усыхания. Все это заставляет критически отнестись к предположениям Рольфа об участии в образовании подобных текстур восходящих токов воздуха.

Разнообразные текстуры, появление которых вызывается эрозионной деятельностью потоков, описаны из девонских красноцветных отложений Норвегии Т. Нильсеном (Nilsen, 1967). Помимо волноприбойных знаков, трещин усыхания и разнообразных пакетов косонаслоенных песчаников, Нильсен отметил здесь эрозионные желобы с дискордантной поверхностью днищ и узкие каналы, глубина которых колеблется от 1 до 2 м.

Типичные иероглифические знаки известны также из красноцветных и пестроцветных терригенных пород верхнего девона центральной Пенсильвании (Lawrence, 1961). Породы, вмещающие эти знаки, подразделяются Ф. Лоуренсом на некрасноцветную свиту, сложенную в большинстве случаев серыми и реже бурыми и буровато-серыми песчаника-

---

* Под линейной слоистостью или линейностью обычно подразумевают, вслед за Б. Зандером, все виды строения породы, которые обусловливаются взаимно параллельной ориентировкой в ней удлиненных минералов, обломков, галек или иных компонентов.

ми, алевролитами и аргиллитами, и пестроцветную свиту, в строении которой, помимо тонко- и среднезернистых песчаников бурых и светло-зеленых тонов, принимают участие красные и красно-серые тонкозернистые песчаники и аргиллиты. В отложениях обеих свит наблюдаются сходные текстуры, представленные желобами, выемками, бороздами и ямками. В этих отложениях установлены оползневые текстуры, следы и ходы животных и разнообразные знаки ряби. Все эти текстуры образовались под действием турбулентных течений, которые, по представлениям Лоуренса, принимали участие в формировании пород обеих свит и придавали им сходство с отложениями мутьевых потоков.

Следы деятельности турбидных потоков могут быть указаны и в красноцветных отложениях серии Вуд-Бей нижнего девона Шпицбергена, из которых указаны разнообразные слепки струй и борозд течения (Krzysztof, 1965).

Даже такой краткий перечень сведений об иероглифах, встреченных на поверхностях напластования девонских красноцветных отложений, подтверждает, что и в эту эпоху в намывании терригенного материала принимали участие придонные турбулентные течения временных водотоков.

Иероглифы на поверхностях напластования пермских красноцветных отложений

Особенности строения иероглифов из пермских красноцветных отложений могут быть продемонстрированы на примере описания Г. Лютцнером Красного Лежня Тюрингенского леса (Lützner, 1966). Отложения Красного Лежня подразделяются здесь (снизу вверх) на геренские, манебахские, гольдлаутерские, оберхофские и тамбахские слои. Знаки потоков или течений, как называет их Лютцнер, широко распространены главным образом в гольдлаутерских слоях, а также в тонкозернистых породах оберхофских слоев. В тамбахских, геренских и манебахских слоях такие знаки очень редки. Описанные Лютцнером знаки наблюдались им на поверхностях напластования, вскрытых путем раскалывания изучавшихся пород. Лютцнер отнес к знакам течения все иероглифы, вызванные прямым или косвенным влиянием водных потоков. Наряду со знаками, возникающими вследствие турбулентных течений в придонных слоях воды, он причисляет к знакам течения и такие формы, которые образуются вследствие воздействия на дно пассивно влекомых течением предметов. Морфологическому описанию иероглифов Лютцнер предпослал тщательный разбор немецкой номенклатуры и привел ее в соответствие с той, которая разработана Дзулинским и Сандерсом (Dzulynski, Sanders, 1962), Поттером и Петтиджоном (Potter, Pettijohn, 1963). Однако для знаков, описанных немецкими исследователями, удобнее придерживаться английской номенклатуры. Обзор важнейших знаков течения, встреченных в пермских красноцветных отложениях Тюрингенского леса, можно начать с наиболее распространенных разнообразных знаков течения.

Слепки струй (flute casts) в виде узких резко удлиненных и линейно вытянутых гребней встречаются здесь гораздо реже, чем во флишевых толщах. Они имеют неправильную форму и не слишком резкие очертания (табл. IX, фиг. 2). Особенно часто отмечаются широкие асимметричные слепки с отчетливо выраженным рельефом (табл. X, фиг. 1). Длинная уплощенная часть таких слепков, как правило, направлена вниз по течению потока. Отмеченные среди них плоские слепки струй течения имеют слабовыраженный рельеф и общие симметричные очер-

тания (табл. X, фиг. 2). Иногда плоские слепки настолько густо расположены, что приобретают необычную для них форму, изображенную на табл. XI, фиг. 1. Разновидности слепков струй, известные под названием слепков желобов (grove casts), представляют небольшие, но резко очерченные подковообразные формы (табл. XI, фиг. 2). Некоторые из этих слепков имеют вид седиментационных знамен (табл. XI, фиг. 3). Крупные подковообразные слепки желобов встречаются редко (табл. XI, фиг. 4). Разновидностью слепков желобов являются знаки, отвечающие очень мелким и тесно расположенным бороздам. Максимальная ширина и глубина таких борозд не превышает 1 см (табл. XII, фиг. 1), а минимальная составляет толщину волоса. Средние же размеры таких борозд колеблются от 1 до 2 мм. Подобные борозды густо испещряют поверхность пласта и постоянно обнаруживают строго параллельное расположение (табл. XII, фиг. 2). Лютцнер предполагает, что такие знаки чаще всего получаются при участии влекомых по дну растительных остатков, но возникают также вследствие легкого покачивания погруженных в воду растительных остатков.

Отмечая, что слепки струй течения и желобов особенно отчетливо проявляются во флишевых образованиях, Лютцнер указывает ряд существенных отличий их от тех, которые наблюдаются в красноцветных отложениях, принадлежащих межгорной молассе. Прежде всего в красноцветных отложениях отсутствуют характерные для флиша слепки, имеющие вид сосулек. Вместе с тем здесь имеются переходные формы между слепками струй и слепками желобов, т. е. тот тип слепков, который редок во флише. Далее, в отличие от флиша, слои красноцветных пород, включающие знаки, не обнаруживают резких изменений зернистости; в кровле и подошве таких слоев породы имеют одинаковую зернистость, вследствие чего, как считает Лютцнер, очень трудно определить, имеем ли мы дело с эпи- или гипоглифами. Другим существенным отличием является то, что в красноцветных отложениях между образованием эрозионной выемки и ее заполнением имеется значительный разрыв во времени. Поэтому знаки струй и желобов красноцветных отложений Красного Лежня менее приподняты над поверхностью напластования, чем во флишевых толщах, и, как правило, формы их имеют вид размытых образований. Все эти различия, по мнению Лютцнера, объясняются неодинаковым характером и глубиной потоков во флишевых и красноцветных областях седиментации.

Лютцнер выделяет еще текстуры, названные им эрозионными, которые образуются под действием текучих вод. По существу это те же текстуры, которые у Бума получили название структур заполнения промоин. Такие текстуры могут быть представлены эрозионными ложбинами, достигающими ширины 3—5 см (табл. XII, фиг. 3) и 5—10 см (табл. XII, фиг. 4). Однако чаще в пермских красноцветных отложениях Тюрингенского леса встречаются более крупные ложбины, шириной несколько дециметров. Особенно часто широкие ложбины обнаруживаются в серии чередующихся песчаников и конгломератов обергофских и тамбахских слоев. Вместе с тем в гольдлаутерских слоях встречаются и более крупные ложбины, превышающие 2 м ширины. На краях подобных ложбин местами наблюдаются резко выраженные эрозионные уступы.

Гребневидные слепки (ridge casts) найдены только в одном образце, где они следуют на расстоянии 5—10 мм друг от друга, густо покрывая поверхность напластования (см. табл. IX, фиг. 2). Слепки ударов (bounce casts) встречаются сравнительно часто (см. табл. XII, фиг. 2). Отмечены также слепки вмятин (prod casts), которые достигают нескольких

сантиметров в поперечнике и могут надежно использоваться для систематического изучения направления течений (см. табл. XII, фиг. 1). Среди знаков, встреченных в пермских красноцветных отложениях Тюрингенского леса, имеются и такие разновидности, которые известны под названием слепков ссадин (brush casts) и слепков седловин (chervon casts). Слепки ссадин выполняют короткие углубления, а слепки седловин — очень широкие желобы. Большое внимание Лютцнер уделил, кроме того, текстурам, образованным ламинарными придонными течениями потоков. Это полумесячные и подковообразные, часто асимметричные знаки, заостренная часть которых направлена против течения потока. В итоге можно констатировать, что в пермских красноцветных отложениях рассматриваемой территории встречаются разнообразные знаки, все разновидности которых известны и во флишевых толщах. Хотя Лютцнер отмечает, что глубина бассейнов в областях флишевой и красноцветной седиментации была различной, морфология знаков и в тех и в других отложениях, несмотря на имеющиеся различия, во многом остается сходной.

Заканчивая краткий обзор знаков, характеризующих красноцветные отложения позднего докембрия, верхнего кембрия, девона и перми, необходимо подчеркнуть, что многие из них совершенно неотличимы от иероглифов, свойственных типичным флишевым толщам. Однако знаки во флишевых толщах являются принадлежностью турбулентных течений, возникающих в мутьевых потоках, а в красноцветных отложениях эти знаки есть результат действия поверхностных водотоков и приливно-отливных течений прибрежной части моря. В таких условиях тоже возникают, как и в мутьевых потоках, турбулентные течения.

На поверхностях напластования красноцветных отложений чаще всего наблюдаются такие эрозионные знаки, которые указывают на их накопление в пролювиальных, аллювиальных и дельтовых обстановках. Лишь небольшая доля знаков может свидетельствовать о том, что некоторые красноцветные отложения формировались в прибрежной части мелкого моря.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ДОМЕЗОЗОЙСКИХ КРАСНОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

«Красноцветные отложения давно привлекали внимание геологов. Они встречаются во многих частях света и имеют возраст от раннедокембрийских до современных...»

К. Данбард, Д. Роджерс (1962, стр. 224)

Красноцветные отложения встречаются на различных стратиграфических уровнях разреза осадочной оболочки Земли. Предполагается, что их образование стало возможным лишь тогда, когда в составе земной атмосферы появился свободный кислород. Считается, что биогенный кислород в атмосфере существовал еще в конце архея, первые же красноцветы известны с нижнего протерозоя. Они имеются в разрезах серий гренвилл и гурон (Кинг, 1961) Северной Америки, в удоканской серии (Богданов, Кочин, 1966) на юго-востоке Сибирской платформы. Широкое распространение красноцветные отложения впервые приобретают, по-видимому, в позднем докембрии, а в более поздние домезозойские геологические эпохи — в девоне и перми. Тем не менее они известны также в кембрии, ордовике, силуре и карбоне и, таким образом, встречаются в разрезах всех палеозойских систем.

Все эти красноцветы наблюдаются в самых разнообразных структурных обстановках и, судя по широте их распространения, в различных палеоклиматических зонах. Таким образом, временная, структурная и климатическая приуроченность красноцветов весьма сложна. Поэтому их исследование в формационном плане требует выявления прежде всего таких объектов, особенности фациального состава и строения которых могут быть рассмотрены наилучшим образом. Чтобы определить возможность выбора таких объектов, необходимо представить более или менее ясную картину общего распространения красноцветных отложений в осадочной оболочке Земли и выявить некоторые характерные их черты, прежде всего, для главнейших эпох домезозойской красноцветной седиментации. Такой обзор приведен ниже в этой главе, но следует иметь в виду, что полное представление о красноцветах может быть получено лишь при учете данных о типовых особенностях этих отложений и для других стратиграфических интервалов. Примеры красноцветов, тяготеющих к эпохам менее интенсивной красноцветной седиментации, рассматриваются в необходимых случаях в следующей главе, при описании типовых формаций.

ПОЗДНИЙ ДОКЕМБРИЙ

Красноцветные отложения позднего докембрия повсеместно присутствуют в осадочном чехле древних платформ: Северо-Американской, Эриа, Скандинавской, Русской, Сибирской, Китайско-Корейской, Бразильской, Африканской, Индийской и Австралийской. По данным абсолютной геохронологии, формирование позднедокембрийских (рифей-

ских) отложений длилось от 1600±10 до 570±10 млн. лет. В этих рамках нижнему рифею соответствует интервал 1600—1400 млн. лет, среднему — 1400—950, верхнему — 950—680 и, наконец, венду, завершающему рифей, — 680—570 млн. лет (Келлер, 1966; Келлер, Семихатов, 1968).

Отложения позднего докембрия, с которыми связаны красноцветные толщи, в различных структурных областях выделяются под разными названиями и относятся к разным геохронологическим интервалам. Все они лежат ниже кембрия, который определяет их общую верхнюю стратиграфическую границу, но нижняя их граница лежит на различных стратиграфических уровнях. В Советском Союзе они выделяются под названием рифейской группы, в Скандинавии — эокембрия, в Северной Америке и Англии — альгонка, в Индии — виндия, в Китае — синия, в Африке — инфракембрия и т. д. Об одинаковом стратиграфическом положении позднедокембрийских красноцветных отложений в различных районах мира можно говорить только в самом общем плане, поскольку они приурочивались главным образом к верхнему рифею. При детальном же изучении выявляется довольно сложная картина их хронологического размещения (табл. 7).

Самые древние позднедокембрийские красноцветные отложения могут быть указаны на территории СССР в различных районах Сибирской платформы. К ним относятся красноцветные отложения мукунской серии Анабарского массива и гонамской свиты Учуро-Майского прогиба, для которых устанавливается нижнерифейский возраст. Лучшие разрезы мукунской свиты известны на западном склоне Анабарского массива, где они разделяются на три подсвиты (Ткаченко, Рабкин, Демокидов и др., 1957), из которых средняя (бурдурская) состоит из красноцветных песчаников с гематитом и кварцито-песчаников. Общая мощность этой подсвиты 200—230 м. Отложения гонамской свиты в Учуро-Майском прогибе залегают с резким угловым несогласием на породах кристаллического фундамента (Нужнов, 1967). Они представлены красновато-бурыми и лилово-красными песчаниками кварцевого, кварц-полевошпатового и аркозового состава, содержащими многочисленные прослои алевролитов и реже доломитов. В составе алевролитов верхней части разреза свиты много тонкодисперсного гематита — 12—18%. К алевролитам приурочены также пласты гематитовых железных руд (Перваго, 1966). Мощность фациально изменчивой (рис. 11) гонамской свиты 270—300 м.

За пределами Советского Союза к нижнему рифею могут быть отнесены, например, в скандинавских странах самая нижняя часть разреза иотния, представленная преимущественно красноцветными конгломератами и отчасти песчаниками (Хольтедаль, 1957), а в Северной Америке — нижняя часть серии Кивино (Кинг, 1961), в строении которой участвуют красноцветные песчаники и кварциты, содержащие в низах разреза пачки и прослои конгломератов. Мощность красноцветной части разреза Кивино, известной в литературе под названием Нижнее Кивино, колеблется от нескольких до 300—400 м (Уилсон, 1968).

Верхне(отчасти средне)рифейские и вендские красноцветные отложения распространены очень широко на территории земного шара. Их можно встретить в основании осадочного чехла большинства древних платформ.

В СССР они известны на Русской и Сибирской платформах. **На Русской платформе**, например, где позднедокембрийские красноцветные отложения расчленяются на полесскую и сердобскую серии верхнего рифея, классические разрезы описаны А. С. Махначем (1958) и др. на территории Белоруссии. Здесь отложения полесской серии, протягивающиеся широкой полосой почти меридионального направления,

Распространение позднедокембрийских

Хронологические подразделения		Русская платформа		Сибирская платформа					Северная Америка	
		центральн. районы	восточные районы	Приенисейский прогиб	Ангаро-Ленский прогиб	Игарский район	Анабарский массив	Учуро-Майский прогиб	район Великих озер	Аляска
Поздний докембрий (рифей)	венд	Валдайская серия								
	верхний рифей	Волынская серия	Воронская серия	Тасеевская серия	Мотская свита	Излучинская свита			Кивино	Тиндир
		Полесская серия	Сердобская серия			Губинская свита		Уйская серия	Верхнее	Группа
	средний рифей								Среднее Кивино	
	нижний рифей						Мукунская свита	Гонамская свита	Нижнее Кивино	

слагают Волыно-Белорусскую впадину, которая Моринско-Бобовнянским выступом кристаллического фундамента подразделяется на две части. Поскольку в каждом из этих участков впадины отложения полесской серии существенно отличаются литологическим составом, их выделяют под названием свит оршанской и пинской (рис. 12). Махнач полагает, что эти свиты могут оказаться стратиграфическими аналогами.

Оршанская свита, отложения которой наблюдаются на востоке Белоруссии, подразделяется на три части. Нижняя часть представлена песчаниками кирпично-красного или розового цвета, очень крепкими, кварцитовидными и кварцевыми, с кремнистым и железистым цементом. Для обломочного материала этих песчаников характерна хорошая окатанность. Средняя часть свиты имеет более пестрый состав. Ее образуют мелко- и разнозернистые песчаники и реже алевролиты. Песчаники имеют кварцевый и кварцево-полевошпатовый состав; их цемент представлен глинистым и железистым материалом. Цвет пород красно-бурый до кирпично-красного. Верхняя часть разреза оршанской свиты ничем существенным не отличается от нижней. Максимальная мощность свиты 500 м в районах Городка и Орши и постепенно уменьшается вплоть до полного выклинивания по направлению к Моринско-Бобовнянскому выступу. Махнач считает, что осадки оршанской свиты накапливались в мелководном бассейне и что в области сноса располагались гнейсы кристаллического фундамента. Бассейн был сравнительно спокойным, на что указывает тонкая горизонтальная слоистость. Fe_2O_3 в породах оршанской свиты от 0,28 до 0,64%.

Пинская свита занимает южную часть Белоруссии. В ее разрезе преобладают мелкозернистые алевролиты с частыми прослоями глин, реже встречаются песчаники. Песчаники и алевролиты преимуществен-

Таблица 7

красноцветных отложений

Гренландия	Британские острова	Скандинавские страны	Корейско-Китайская платформа	Индийская платформа	Африка			Южная Америка	Австралия
					северная часть	центральная часть	южная часть		
«Формации» Меркебьерг, Брогетбал, Агардебьерг	Торридон	Спарагмит	Свита Сямалин	Бандерская серия Серия Рева	Серия Анет	Фалемий	Системы Матеап, Ватерберг, Умкондо	Серия Итаколуми	Серия Марино
		Иотний	Свита Янчжуан						
			Свита Дяоюйтай	Каймурская серия					

но кварц-полевошпатовые, цементирующий материал глинистый и железистый и только в единичных тонких прослоях карбонатный. Отложения нижней свиты имеют пестрый состав; наряду с красноцветными породами широко распространены сероцветные.

Образованию пород полесской серии предшествовали интенсивные процессы выветривания пород кристаллического фундамента. В дальнейшем отложения, принадлежащие оршанской свите, накапливались в мелком сравнительно спокойном водном бассейне, для которого характерна была окислительная среда. Осадки же, отвечающие пинской свите, образовались, как предполагается, частично в условиях господствующей восстановительной обстановки.

В центральных районах Русской платформы полесская серия в общих чертах сохраняет то же строение. Наиболее типичный разрез верхнерифейских красноцветных отложений этих районов может быть рассмотрен на примере Руднинской скважины. Скважина расположена в западной части Смоленской области, она прошла более 1000 м по красноцветным отложениям и на глубине 1874,4 м вошла в породы фундамента. В разрезе скважины красноцветные отложения полесской серии залегают непосредственно на

1. гранито-гнейсах, выветрелых и разрыхленных, образующих пачку гранито-гнейсовых развалов, не претерпевших никакой транспортировки. Эти породы, имеющие мощность 6,20 м, постепенно переходят в

2. мелкогалечные конгломераты и гравийные песчаники полимиктового и кварц-полевошпатового состава, плохо отсортированные, с остроугольными обломками минералов. Породы, как правило, каолинизированы, мощность их 12,6 м. Вверх по разрезу базальная толща полесской серии сменяется

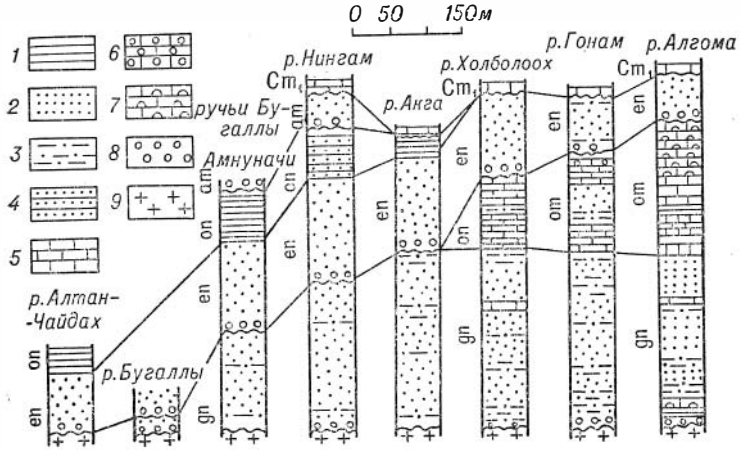


Рис. 11. Разрезы протерозойских отложений нижнего течения р. Гонам, по Н. М. Язкову, В. Н. Салаткину и В. В. Юшманову (1968).

1 — алевролиты и тонкоплитчатые полевошпато-кварцевые и полимиктовые песчаники; *2* — кварцевые и существенно кварцевые песчаники; *3* — кварц-полевошпатовые песчаники; *4* — песчаники с карбонатным цементом; *5* — доломиты; *6* — оолитовые доломиты; *7* — водорослевые доломиты; *8* — конгломераты; *9* — архейский кристаллический фундамент.

3. гравийными и грубозернистыми полимиктовыми песчаниками лилово-бурой и ярко-бурой окраски, участками каолинизированными, с редко рассеянной остроугольной галькой кварца и кремнистых пород. В верхней части разреза этой толщи появляются средне- и тонкозернистые песчаники, часто косо- или грубослоистые. Общая мощность этой в целом грубой терригенной толщи 90, 95 м.

4. Следующая толща представлена тонко- и среднезернистыми полевошпатово-кварцевыми песчаниками, преимущественно красными и реже буровато-серыми и белесоватыми. В песчаниках содержатся редко рассеянные остроугольные обломки кварца. Вверх по разрезу песчаники постепенно приобретают розовую или розовато-бурую окраску, сильно уплотняются и напоминают сливную породу. Среди них появляются маломощные прослои (от 1—2 до 5—6 см) более рыхлых темно-бурых песчаников с повышенным содержанием гематита. Характерна частичная каолинизация песчаников. Общая мощность толщи 150,45 м.

5. Выше по разрезу наблюдается чередование лиловато-бурых и ярко-коричневых, участками сильно обогащенных гематитом кварцевых песчаников, переходящих в алевролиты, с розовыми, красновато-розовыми и желтоватыми, очень плотными, почти сливными песчаниками. Мощность 40 м.

6. Еще выше хорошо обособляется толща ярко-красно-бурых, кирпично-красных тонко- и среднезернистых полевошпатово-кварцевых и кварцевых песчаников. В нижней части разреза они относительно плотные, в верхней — рыхлые, почти рассыпающиеся в песок. В отдельных прослоях повышено содержание гематита. Мощность 91,15 м.

7. Следующая толща — красно-бурые, кирпично-красные, тонко- и среднезернистые песчаники, как правило, рыхлые, рассыпающиеся в песок и внешне совершенно неотличимые от современного аллювия. Мощность 56 м.

8. Далее вверх по разрезу четко обособляется вторая толща грубых терригенных пород, в основании которой залегают базальные конгломе-

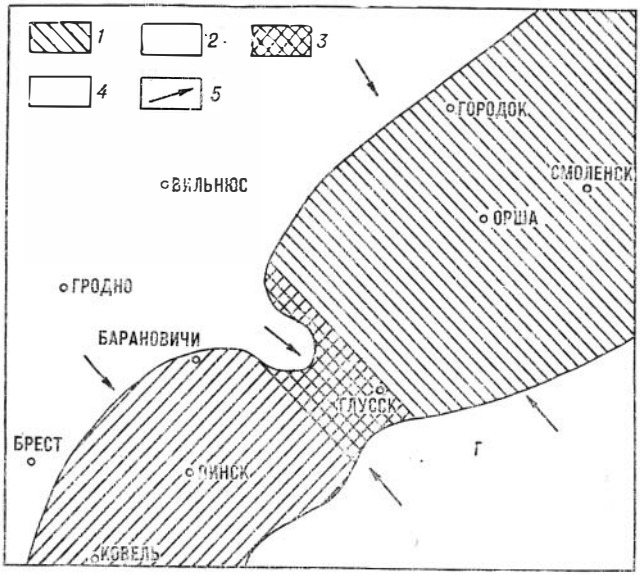


Рис. 12. Распространение отложений белорусской серии, по А. С. Махначу (1958).

1 — оршанская свита (песчаники розовые и кирпично-красные, разнозернистые, кварцевые от рыхлых до кварцитовидных); *2* — пинская свита (мелкозернистые песчаники и крупнозернистые алевролиты, кварцево-полевошпатовые, красно-бурые и кирпично-красные); *3* — пинская свита района Глусска — Старых Дорог (песчаники красноцветные и серые, мелко- и разнозернистые, кварцево-полевошпатовые, слабосцементированные); *4* — отложения белорусской серии отсутствуют; *5* — направления сноса обломочного материала.

раты. Это светло-бурые, сиреневато-бурые и сиреневатые грубозернистые и гравийные песчаники, переходящие в конгломераты с хорошо окатанными гальками. Эти породы некоторые исследователи сравнивают с тиллитами. В верхней части разреза этого базального горизонта наблюдается перемытая гематито-каолиновая кора выветривания, мощность которой местами достигает 5—6 см. Общая мощность базального горизонта 14,85 м.

9. Базальная толща перекрывается средне- и грубозернистыми, реже тонкозернистыми песчаниками, сиреневато-бурыми, иногда белесыми, вверх по разрезу постепенно приобретающими розовато-лиловую окраску. Мощность 65 м.

10. Однообразная толща кирпично-красных рыхлых, рассыпающихся в песок песчаников. Мощность 196 м.

11. Верхняя часть разреза полесской серии в Руднинской скважине представлена характерными красновато-розовыми, розовыми песчаниками, массивными, сравнительно плотными. Мощность 312 м. На песчаниках залегают базальные конгломераты волынской серии. Общая мощность полесской серии 1034 м.

Верхнедокембрийские красноцветы известны и в центральной части Русской платформы в пределах Рязано-Пачелмского прогиба (Постникова, 1953, 1963) среди верхнерифейских (сердобская серия) и вендских отложений (валдайская и воронская серии). В сердобской серии красноцветные отложения слагают нижнюю часть разреза, известную под названием каверинской свиты. В строении свиты принимают участие красновато-бурые и фиолетовые разнозернистые песчаники, главным образом грубо- и среднезернистые, реже тонкозернистые.

Среди песчаников наблюдаются прослои конгломератов и гравелитов. Состав песчаников кварцевый или кварц-полевошпатовый. Цемент их кварцевый, каолинитовый или слюдистый. Максимальные мощности красноцветных отложений каверинской свиты, приуроченные к погружениям кристаллического фундамента, достигают 800 м. Валдайская серия сложена красноцветами только в нижней части разреза, представленной чередованием алевролитов, аргиллитов и кварц-полевошпатовых песчаников. Наибольшая мощность этих красноцветов 82 м. В воронской серии красноцветные отложения тоже сосредоточены в нижней части разреза; они образуют здесь толщу красноцветных кварц-полевошпатовых песчаников. Среди песчаников наблюдаются прослои алевролитов и аргиллитов, но они играют подчиненную роль. Максимальная мощность красноцветных отложений воронской серии 386 м.

Верхнерифейские красноцветные отложения широко распространены также на **Сибирской платформе**. Они опоясывают складчатые сооружения Енисейского кряжа, Восточного Саяна и Байкальской горной области и сосредоточены преимущественно в Приенисейском и Ангаро-Ленском прогибах. В пределах Приенисейского прогиба верхнерифейские и вендские красноцветные отложения выходят широкой полосой субширотного простирания в предгорьях Восточного Саяна, где они известны по рекам Ие, Уде, Бирюсе и Тагулу. Сравнительно узкой субмеридиональной лентой они протягиваются далее на север вдоль южного выступа Енисейского кряжа через верховья рек Топола и Мурмы. Еще севернее область распространения красноцветных отложений резко расширяется и в районах Приангарья поворачивает на восток, заканчивая, таким образом, общую дугообразно изогнутую полосу, примыкающую к выступам древних поднятий Восточного Саяна и Енисейского кряжа. Эта Саяно-Енисейская дуга на юге, западе и севере очерчивает Приенисейский прогиб. Восточным ограничением этого прогиба являются Катангская впадина и Окино-Вихеревская флексура. Приенисейский прогиб относится к наложенным структурам, и выполняющие его верхнерифейские красноцветные отложения соответственно резко несогласно перекрывают карбонатно-сланцевые толщи среднего и нижнего рифея.

Ангаро-Ленский прогиб, граничащий на юго-западе с Приенисейским, на востоке примыкает к Прибайкальскому и Байкало-Патомскому байкальским складчатым сооружениям, а на северо-востоке присоединяется к наложенной на него Вилюйской синеклизе. Выходы верхнерифейских красноцветных отложений в Ангаро-Ленском прогибе тянутся вдоль предгорий Восточного Саяна и Западного Прибайкалья. В удалении от этих складчатых сооружений они вскрыты многочисленными скважинами.

Верхнерифейские и вендские отложения Приенисейского и Ангаро-Ленского прогибов существенно различаются между собой. В предгорьях Енисейского кряжа и районах Иркутского Присаянья они представлены преимущественно красноцветными терригенными толщами, среди которых много грубозернистых пород. В присаянских разрезах преобладают красноцветные и сероцветные терригенно-карбонатные породы. В западном же Прибайкалье красноцветные толщи сменяются сероцветными граувакковыми. Во внутренних частях этих прогибов развиты главным образом красноцветные песчано-аргиллитовые, реже сероцветные карбонатные отложения.

В Приенисейском прогибе красноцветные отложения изучены неравномерно, лучше всего в Присаянье и Приангарье, где они прослеживаются в серии прекрасных обнажений. Сравнительно хуже изучены разрезы этих отложений в западной части прогиба, где на днев-

ной поверхности прослеживаются лишь разрозненные их выходы, и то вскрывающие главным образом только самую верхнюю часть красноцветного разреза. В связи с поисками нефти и газа красноцветные отложения в этом районе были вскрыты многочисленными скважинами, что позволило расширить представление об их строении в целом для всей западной части Приенисейского прогиба. Хуже обстоит дело с крайними восточными районами этого прогиба, для которых практически отсутствуют сведения о строении красноцветных отложений.

В большинстве районов Приенисейского прогиба в основании красноцветного комплекса залегают базальные конгломераты. Затем следует мощный разрез верхнерифейских и вендских красноцветов, выше располагается пестроцветная терригенно-карбонатная толща нижнего кембрия. В Приангарье пестроцветная толща известна под названием островной, в бассейне рек Топола и Мурмы — тасеевской, а в Присаянье — усть-тагульской свиты.

В енисейско-ангарских разрезах Приенисейского прогиба преобладают терригенные породы (тасеевская серия), а если среди них и появляются карбонатные, то лишь в качестве фациальных клиньев присаянского типа разреза. В строении красноцветных отложений верховьев рр. Топола и Мурмы, например, главная роль принадлежит грубым терригенным породам. Красноцветные породы характеризуются здесь наибольшими мощностями, достигающими 1,5—2 км. Большая мощность отложений и грубый их состав, так же как плохая окатанность плохо сортированного обломочного материала, указывают на расположение области седиментации у подножья сравнительно высокого сильно расчлененного массива. Типичный разрез этой зоны вскрыт скважиной в районе с. Тайна. На участке р. Ангары от шиверы Шунтар до Гребенского Быка, а также по р. Тасеевой примерно в средней части разреза верхнего рифея и венда расположена выдержанная толща сероцветных и зеленоцветных (терригенных) пород, которая разделяет красноцветный комплекс на свиты (снизу вверх): алешинскую, чистяковскую и мошаковскую. В этом районе грубые терригенные породы наблюдаются главным образом в основании разреза, а выше они исключительно редки и встречаются только в виде быстро выклинивающихся линзовидных пачек и прослоев. Большую роль в строении красноцветного разреза здесь играют тонкозернистые породы, среди которых широко распространены аргиллиты и отмечаются сингенетичные прослои гематита. Общая мощность красноцветных отложений 1200 м.

Что касается участка р. Ангары в районе пос. Манзя, то там среди красноцветных отложений почти полностью отсутствуют грубые терригенные породы, за исключением маломощной пачки конгломератов в основании нижнего кембрия. По всему разрезу в районе пос. Манзя имеются выдержанной мощности гематитовые прослои и прослои карбонатных пород, представленные преимущественно доломитами. Мощность красноцветных отложений верхнего рифея и венда в этом районе сокращается до 250 м.

Терригенно-карбонатный тип разреза Присаянья включает карагасскую и оселочную свиты, выходы которых хорошо известны по рр. Тагулу, Бирюсе, Уде и Ие. В карагасской свите сосредоточены преимущественно красноцветные и реже сероцветные терригенные и карбонатные отложения. Оселочная свита четко распадается на нижнюю — удинскую сероцветно-зеленоватую терригенно-карбонатную подсвиту и верхнюю — айсинскую красноцветную терригенную подсвиту.

Карагасская свита по особенностям литологического состава большинством исследователей подразделяется на три подсвиты, для которых

характерно большое колебание состава пород и мощностей. Разделение это носит местный характер, и нет уверенности в том, что оно сохраняется по всему Присаянью, поскольку внутреннее строение свиты отличается резкой фациальной изменчивостью. Строение ее можно представить в следующем виде. Нижнекарагасская подсвита, хорошо обособляющаяся по р. Ие, образована преимущественно терригенными красноцветными породами, к основанию разреза которых тяготеют лежащие на разновозрастных древних толщах базальные конгломераты полимиктового состава. В строении подсвиты преобладают полимиктовые и аркозовые разнозернистые песчаники, которым подчинены алевролиты, аргиллиты и редкие прослои доломитов. Среднекарагасская подсвита характеризуется более пестрым литологическим составом, она представлена чередованием пестроцветных, в том числе красноцветных, очень плотных сливных песчаников и алевролитов, а также окремненных доломитов. Перечисленные породы местами содержат линзовидные прослои мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Верхнекарагасская подсвита сложена главным образом сероцветными песчаниками и алевролитами, содержащими маломощные прослои аргиллитов и доломитов.

Общая мощность карагасской свиты в районе р. Ии 900—1200 м; по направлению на запад она значительно увеличивается, в частности в бассейне р. Бирюсы достигает 2300 м. Во всех трех подсвитах карагасской свиты отмечены разнообразные фосфатопроявления, приуроченные главным образом к доломитам.

Вышележащая оселочная свита в одних районах, в частности у пос. Богатырь на Уде, связана постепенными переходами с карагасской свитой, в других трансгрессивно, с базальными конгломератами в основании залегает на различных горизонтах этой свиты. Удинская подсвита оселочной свиты представлена серыми и зеленовато-серыми песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями черных битуминозных известняков и серых доломитов. В основании удинской подсвиты выделяется так называемая ипситская толща, в которой отмечены фосфатные проявления, приуроченные к седиментационным брекчиям, а также к песчано-алевролитовым, кварцевым и кварцево-полевошпатовым породам (Хисамутдинов, 1965).

Айсинская подсвита образована чередованием красноцветных песчаников, главным образом тонко- и среднезернистых, алевролитов и аргиллитов. Наибольшей мощности оселочная свита достигает на рр. Бирюсе и Тагуле, где она составляет 3000 м, а по данным некоторых исследователей — даже 4500 м. В восточном направлении мощность свиты значительно сокращается — до 1200 м.

В Ангаро-Ленском прогибе на разнообразных по составу толщах архея и протерозоя залегают породы, объединяемые в мотскую красноцветную и ушаковскую сероцветную свиты, выходы которых хорошо известны в бассейнах рр. Оки, Белой, Иркута, Голоустной, Куртуна и др. Взаимоотношения мотской и ушаковской свит окончательно не выяснены. Одни исследователи (Черкесов, 1931; Обручев, 1932) предполагают налегание мотской свиты на ушаковской, другие (Тетяев, 1916; Притула, 1958; Цахновский, 1959) допускают взаимные фациальные переходы между ними. Между тем, если учесть, что типичные разрезы мотской и ушаковской свит разобщены и встречаются в различных регионах, где они залегают с базальными горизонтами конгломератов в основании на разновозрастных древних толщах, и нет ни одного района, в котором бы в совместном залегании были представлены полные разрезы обеих свит, то становится очевидным, что прямые данные для сопоставления этих свит по существу отсутствуют. Помимо этого, не следует

забывать, что в типичных разрезах мотской свиты в Иркутском Присаянье над ней залегает так называемая шанхарская свита, представленная переслаиванием пестроцветных полимиктовых и аркозовых песчаников со светло-серыми кварцитовидными. Шанхарская свита по строению и вещественному составу совершенно идентична верхам разреза ушаковской свиты, т. е. так называемой куртунской «свите». Если с куртунской «свитой» Западного Прибайкалья сопоставлять не всю красноцветную часть разреза мотской свиты Иркутского Присаянья, как делает большинство исследователей, а только шанхарскую свиту, то больше оснований предполагать, что мотская и ушаковская свиты синхронны. Еще большая неопределенность, чем затруднения с корреляцией позднедокембрийских разрезов районов р. Ангары и с. Моты, возникает при сопоставлении красноцветных отложений позднего докембрия в целом для юга Сибирской платформы. Обсуждение этих вопросов увело бы нас за рамки настоящей работы, поэтому приведем здесь данные о строении и составе только красноцветной мотской свиты.

Полный разрез мотской свиты выходит в бассейне р. Иркута у с. Моты. Не останавливаясь на существующих трактовках объема мотской свиты, отметим, что мы вслед за И. К. Королюк (1962) включаем в нее только красноцветные терригенные породы и соответственно верхнюю границу проводим по подошве шанхарской свиты. В районе с. Моты красноцветные отложения мотской свиты залегают на коре выветривания гранитов и содержат в основании разреза пачку базальных мелкогалечных конгломератов мощностью 12—15 м. Нижняя часть разреза мотской свиты здесь представлена грубыми терригенными породами красновато-бурого и коричневато-бурого цвета. Это непрерывно чередующиеся пачки гравелитов (участками переходящие в мелкогалечные конгломераты), грубозернистых песчаников, грубокосослоистых, с обильной примесью галек и остроугольных обломков кварца и кремнистых пород, и сильно песчанистых аргиллитов, постоянно содержащих рассеянную примесь грубого терригенного материала. В низах этого разреза господствуют гравелиты и песчаники; мощность их пачек достигает 2,5 м при незначительной мощности аргиллитов. Выше по разрезу мощность аргиллитовых пачек увеличивается до 1,5—2 м при неизменной мощности пачек грубых терригенных пород. Грубый несортированный материал, полное отсутствие хорошо наслоенных пачек — все это свидетельствует о том, что мы имеем здесь дело с типичными фациями подножий.

Средняя часть мотской свиты сложена лиловато-бурыми, розовато-красными и красно-бурыми песчаниками, преимущественно тонкозернистыми, среднезернистыми, слоистыми и косослоистыми, чередующимися с прослоями и пачками желтовато-серых и буровато-серых грубо- и среднезернистых песчаников, содержащих неравномерно рассеянную примесь галек и остроугольных обломков кварца и кремнистых пород. В низах этой части разреза мотской свиты грубозернистые песчаники встречаются чаще, чем в верхах, и включают значительно больше обломков и галек. Пласты разнозернистых песчаников разделяются, как правило, непостоянной мощности линзовидными прослоями сильно слюдистых аргиллитов. Тонкозернистые песчаники содержат лепешковидной формы включения аргиллитов, которые то равномерно распределяются в породе, то образуют гнездообразные скопления.

Верхняя часть мотской свиты сложена тонкозернистыми песчаниками, слоистыми и косослоистыми, тонкоплитчатыми и плитчатыми, окрашенными в красновато-бурые и малиново-красные тона. Эти песчаники определяют общий облик мотской свиты и относятся к наиболее типич-

ным для нее породам. Через различные интервалы они чередуются с прослоями и пачками аргиллитов. Для этой части разреза мотской свиты характерны, кроме того, глиптоморфозы кристаллов каменной соли на поверхностях напластования пород. Общая мощность мотской свиты в районе с. Моты 270—300 м.

Мотская свита с постепенным переходом вверх по разрезу сменяется терригенно-карбонатной пестроцветной шанхарской свитой, в которой, помимо тонкозернистых красновато-бурых песчаников, широко развиты серые и светло-серые кварцевые песчаники и доломиты.

Хорошие выходы мотской свиты находятся в бассейне р. Белой, по р. Урику, где издавна известна на горе Красной верхняя часть ее разреза. В последние годы многочисленные скважины, заложенные Иркутским геологическим управлением, вскрыли значительную часть, главным образом нижнюю, разреза мотской свиты. В этом районе ее разделяют на шесть литологических пачек, каждая из которых характеризуется определенным набором пород. В общем же мотская свита и здесь четко разделяется на три части: нижнюю — красноцветную, куда входит первая и вторая пачки; среднюю — пестроцветно-сероцветную, объединяющую третью и четвертую пачки, и верхнюю — также красноцветную, на долю которой приходится пятая и шестая пачки. Несколькими скважинами вскрыт контакт отложений мотской свиты и подстилающих пород. Здесь свита залегает на выветрелых красных гранитах и в основании ее разреза, как правило, присутствует переотложенная кора выветривания. Низы, т. е. первая пачка этой части разреза свиты, представлены то грубыми терригенными породами, среди которых преобладают грубозернистые песчаники и гравелиты, то тонкоотмученными терригенными и карбонатными породами. В последнем случае наблюдается чередование буровато-красных алевролитов, тонкозернистых песчаников и белесых доломитов и мергелей. Верхи нижней части свиты образованы преимущественно грубыми лиловато-бурыми, бурыми и красновато-бурыми терригенными породами. В основном это грубозернистые песчаники и гравелиты, содержащие прослои и пачки тонко- и среднезернистых песчаников и реже алевролитов. Максимальная мощность нижней толщи 220 м.

В средней толще мотской свиты преобладают желтовато-серые, серые, светло-серые и белесые, реже буровато-серые и красновато-бурые терригенные породы. Для этой толщи характерно чередование грубозернистых песчаников и гравелитов, включающих линзовидные прослои мелкогалечных конгломератов и разнозернистых песчаников, в том числе тонкозернистых кварцевых. Средняя мощность этой толщи не выше 150 м.

Наконец, верхняя толща мотской свиты представлена тонкозернистыми розовато-бурыми, красными и красновато-бурыми терригенными породами. В разрезе господствуют тонкозернистые песчаники, переслаивающиеся с пачками и прослоями аргиллитов. На плоскостях напластования пород наблюдаются обильные глиптоморфозы кристаллов каменной соли, трещины усыхания и другие скульптурные отпечатки. Мощность верхней толщи достигает 75 м, а общая мощность свиты в целом составляет около 450 м.

На северо-западе Сибирской платформы в Игарском районе верхнему рифею принадлежат две мощные красноцветные толщи, известные под названием губинской и излучинской свит (Савицкий, Шишкин, Шабанов, 1967). В строении губинской свиты принимают участие красноцветные гравелиты, разнозернистые песчаники и алевролиты, обломочный материал гравелитов состоит преимущественно из кварца

и кварцево-слюдистых пород. Для песчаников, кварцевых, кварцитовидных и полимиктовых, нередко очень характерна косая слоистость. Алевролиты или алевролитистые аргиллиты встречаются в виде отдельных маломощных прослоев. Одной из типичных черт терригенных пород губинской свиты является их бескарбонатность. Терригенные породы с известковистым цементом встречаются в самых ее низах и только в редких случаях. Общая мощность губинской свиты 1300—1500 м. В некоторых участках Игарского района в ней появляются основные эффузивы.

Следующая верхнерифейская красноцветная толща Игарского района выделяется под названием излучинской свиты. От нижележащей губинской она отделяется карбонатными породами чернореченской свиты. Излучинская свита сложена красноцветными гравелитами и мелкогалечными конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами и редкими прослоями глинистых известняков. Помимо красноцветных, есть и зеленовато-серые породы. Мелкогалечные конгломераты и гравелиты состоят из обломков кварца, кварцитов, кварцево-слюдистых пород, алевролитов, известняков, песчаников и основных эффузивов. Песчаники разнозернистые, обычно полимиктовые; они чередуются с прослоями и пачками алевролитов и известковистых аргиллитов, реже с известняками. Терригенные породы излучинской свиты в отличие от губинской содержат карбонатный цемент. Общая мощность свиты 790—840 м. Выше красноцветных отложений в разрезе располагаются породы сухаринской свиты, возраст которой считается позднедокембрийско-нижнекембрийским. В восточных районах Сибирской платформы красноцветные отложения верхнего рифея могут быть указаны в лахандинской свите и уйской серии (Нужнов, 1968; Келлер, Семихатов, 1968), где в их составе преобладают разнозернистые полимиктовые и аркозовые песчаники.

За пределами Советского Союза красноцветные отложения верхнего и отчасти среднего рифея и венда также широко распространены. Они известны практически на всех континентах.

В Северной Америке на Канадском щите они имеются в сериях Кивино и Белт. Красноцветы серии Кивино отвечают огромному промежутку времени, охватывающему весь рифей. Эти отложения, максимальная мощность которых в районе Великих озер достигает 15 км, залегают с резким угловым несогласием на породах гуронской системы. Они четко подразделяются на три части (Кинг, 1961; White, 1966; Уилсон, 1968), соответствующие нижнему, среднему и верхнему рифею. Напомним, что Нижнее Кивино состоит из красноцветных конгломератов, кварцитов и песчаников. Среднее Кивино представлено преимущественно базальтовыми и андезитовыми лавами, обнаруживающими ясно выраженное покровное строение (White, 1966). Мощность отдельных покровов в среднем 12—13 м. В некоторых районах, например вдоль берега Миннесоты, среди андезитов и базальтов появляются также риолитовые лавы, составляющие до 10% всего вулканогенного разреза. Отдельные лавовые потоки разделены слоями красноцветных песчаников или конгломератов, обломочный материал которых состоит из вулканогенных пород. На осадочные пачки приходится от 1 до 5%, редко до 10% всего разреза Среднего Кивино. Общая мощность Среднего Кивино в районе оз. Верхнего 900 м.

Бассейн, в котором накапливались толщи, принадлежащие Среднему Кивино, по данным В. Уайта, был ограничен примерно нынешней площадью оз. Верхнего. Склоны вулканических построек, расположение миндалин в вулканических породах и другие первичные структуры показывают, что лавовые потоки текли от центра бассейна по направлению к его обрамлению. В то же время характер косой слоистости и располо-

жение конгломератовых слоев «внахлестку», как указывает Уайт, свидетельствуют о том, что обломочный материал в этот бассейн попадал с юга, где располагались высокие горные гряды. Уайт предполагает, что дно бассейна было плоским, почти горизонтальным, и что лавовые потоки имели пологое залегание. В моменты прекращения вулканической деятельности накапливался терригенный материал, который водотоками приносился со стороны нагорья. Эти водотоки почти никогда не доходили до внутренних частей бассейна, вследствие чего лавовые потоки там, как правило, не включают прослоев осадочных пород.

Главная масса красноцветных пород сосредоточена в Верхнем Кивино. Эти верхнерифейские отложения отделены от базальтовых и андезитовых лав Среднего Кивино гренвильской орогенией, которая происходила 1050 млн. лет назад (Kay, Colbert, 1965). Абсолютный возраст красноцветов Верхнего Кивино С. Мурбасом, А. Стевартом, Д. Левсоном и В. Вильямсом (Moorbath, Stewart, Lawson, Williams, 1967) определяется в 600—800 млн. лет. Красноцветные отложения Верхнего Кивино в районе оз. Верхнего подразделяются снизу вверх по стратиграфической вертикали на «формацию» Фреда и джакобсвильские песчаники или Байфильд группу (Hamblin, 1961). Уайт разделяет их на группы Оронто и Байфильд (White, 1966).

«Формация» Фреда, хорошие обнажения которой имеются на мичиган-висконсинской границе вдоль реки Монреаль, состоит из чередования тонкозернистых аркозовых песчаников и слюдяных алевролитовых сланцев, достигающих мощности 4200 м. Нижняя часть разреза «формации», на долю которой приходится 450 м мощности, представлена грубыми терригенными породами (Hamblin, 1961). По всему разрезу этих грубых терригенных пород встречаются прослои и пачки конгломератов мощностью от 4,5 до 45 м. Конгломераты состоят преимущественно из базальтовой и кварцитовой гальки размером до 2,5 см, однако встречаются также отдельные валуны до 30 см в поперечнике.

Остальная часть разреза «формации» Фреда характеризуется монотонным чередованием алевролитов и сланцев, мощность слоев которых составляет 1—1,25 м. Однообразие такого чередования нарушается лишь тонкими линзами своеобразных сланцево-галечных конгломератов. Большинство мелких сланцевых обломков имеет остроугольную форму; размер их может достигать 2,5 см в диаметре. Более крупные обломки сланцев имеют плитчатую форму и нередко рассеиваются по сланцевым слоям разреза. Ассоциация тяжелых минералов из пород «формации» Фреда, включающая главным образом ильменит (70%), а также лейкоксен и эпидот, приводит В. Хемблина к предположению о том, что главнейшими источниками сноса были лавы Среднего Кивино и породы гуронской системы. Эти источники сноса находились вблизи той области седиментации, где накапливались осадки «формации» Фреда, о чем свидетельствуют короткие пути транспортировки обломочного материала. Большое количество потоковых и волноприбойных знаков на поверхностях напластования этих пород, трещины усыхания и следы дождевых капель ясно показывают, что осадконакопление происходило в субаэральных условиях на обширной плоской аллювиальной равнине, на которой перемещались относительно слабые водотоки (Hamblin, 1961). Бассейн седиментации «формации» Фреда с юга обрамлялся северной Мичиганской высокой горной страной, возникшей в раннекивинское время (рис. 13). Размыв этой северной области дал главную массу обломочного материала для образования пород рассматриваемой «формации». Помимо этих главных южных источников сноса, обломочный материал в бассейн седиментации приносился с севера и северо-запада. Однако северная

граница бассейна не может быть точно определена, хотя Хемблин предполагает, что она совпадает с современным северным берегом оз. Верхнего.

Вышележащие отложения Верхнего Кивино в штате Мичиган известны под названием джакобсвильских песчаников. Выходы их протягиваются вдоль южного побережья оз. Верхнего от п-ова Кивино до района Скволт Мари. В районах Висконсина и Миннесоты эти же песчаники выделяются как «красная кластика» или группа Байфильд. Хотя нет прямых данных, свидетельствующих об их синхронности, Хемблин отмечает, что эти песчаники занимают одинаковую стратиграфическую позицию и обнаруживают сходство по литологическим признакам, осадочным структурам и палеомагнитным свойствам. Считают, что джакобсвильские песчаники от нижележащих пород «формации» Фреда отделены несогласием. Прямых доказательств углового несогласия между ними, тем не менее, нет, и такое представление основывается на некоторых косвенных данных. Там, где породы «формации» Фреда отсутствуют, джакобсвильские песчаники залегают с угловым несогласием на базальтовых лавах Среднего Кивино, а в некоторых районах — на еще более древних образованиях.

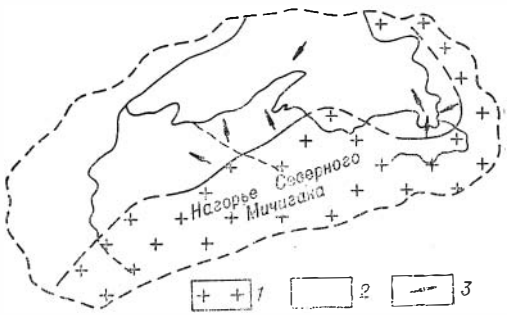


Рис. 13. Палеогеографическая схема района оз. Верхнего в позднекивинскую эпоху (время накопления «формации» Фреда), по В. Хемблину (Hamblin, 1961), с упрощениями.
1 — области сноса; *2* — аллювиальные и озерные отложения; *3* — направление транспортировки обломочного материала.



Рис. 14. Палеогеографическая схема района оз. Верхнего в позднекивинскую эпоху (время накопления песчаников Джакобсвиль), по В. Хемблину (Hamblin, 1961) с упрощениями.
Условные обозначения см. рис. 13.

Серия джакобсвильских песчаников или группа Байфильд представлена кварцевыми песчаниками и сланцами, общая мощность которых 600 м. Отмеченное в этих породах косое напластование, разнообразные эрозионные каналы ясно указывают на преимущественно речные обстановки накопления. Бассейн, в котором накапливались джакобсвильские осадки, также на юге ограничивался северной Мичиганской горной страной, однако главный снос обломочного материала в это время был с севера (рис. 14). В краевых участках бассейна господствовала речная седиментация, а в наиболее погруженных — озерная. Предполагается, что красноцветные отложения формировались в наземных условиях и по отношению к гуронским хребтам они являются посторогенными. В конгломератах красноцветной части разреза серии, как и в базальтах, наблюдается в виде вкрапленников и различных скоплений самородная медь. Серия Кивино местами несогласно перекрывается горизонтально залегающими отложениями «формации» Дресбах верхнего кембрия, местами же граничит с ними по тектоническим контактам.

Верхнерифейские красноцветные отложения на территории Северной Америки известны также на Аляске, где они лучше всего изучены в бассейне р. Юкона (Mertie, 1932). Они принадлежат здесь к группе Тиндир (серия Белт) и обособляются в подразделение С, именуемое «верхними красными слоями». Разрез подразделения представлен разнообразными красноцветными терригенными породами, в том числе конгломератами, песчаниками и аргиллитами, а также кремнями, туфами, лавами и доломитами, включающими прослои гематита. Общая мощность красных слоев подразделения С 600—800 м.

В Гренландии докембрийские красноцветные отложения изучены сравнительно слабо, поэтому возрастная привязка их затруднена. Они, по-видимому, могут быть отнесены к позднему докембрию. В сводке А. Бертельсена и А. Ню-Нюгорда (1968) красноцветы наиболее детально описаны среди «формаций» Агардебьерг, Брогетдаль и Меркебьерг, развитых в центральной части Восточной Гренландии. В «формации» Агардебьерг они слагают вторую пачку, представленную монотонными кварцитами желтоватого и пурпурного цвета мощностью 250 м. Пурпурная окраска вызвана присутствием рассеянного гематита, интенсивно пигментирующего кварциты. Красноцветы известны также в пятой пачке рассматриваемой «формации», где образуют 65-метровую толщу полевошпатовых песчаников с характерной для них косой слоистостью и волноприбойными знаками на поверхности напластования (Кац, 1964).

В вышележащей «формации» Брогетдаль красноцветные отложения сосредоточены в первой пачке, где представлены карбонатными плитчатыми или сланцеватыми аргиллитами, тонкая слоистость которых обусловлена сортировкой обломочного материала. Карбонатность аргиллитов постепенно увеличивается вверх по разрезу от 5% в основании пачки до 50% в кровле. Общая мощность первой пачки «формации» Брогетдаль 200 м. В других пачках, как и в следующей вышележащей «формации» Ноккефоссен, красноцветы наблюдаются только в виде единичных прослоев. В «формации» Меркебьерг, завершающей разрезы позднего докембрия и, без сомнения, относящейся к верхнему рифею, в тиллитовой пачке выделяется пакет красных тиллитов. Он представлен обломками изверженных пород и кварцитов, сцементированных красным кремнисто-гематитовым материалом. Ледниковое происхождение этих красных тиллитов оспаривается В. Хабером (Huber, 1950), который предполагает, что они имеют пустынное происхождение и являются образованиями грязевых потоков, представляя собой фангломераты. Как считает Хабер, верхний пакет тиллитов, в отличие от нижнего, обладает кремнисто-гематитовым цементом, лучше сортирован и содержит окатанные валуны и гальки, поверхность которых нередко имеет форму трехгранников, образующихся обычно при эоловой обработке. Что касается кварцевых песчано-алевролитовых зерен, то они также обнаруживают признаки эолового переноса. Красноцветы в этой «формации» имеются еще в самой верхней части разреза, известной под названием пачки Салт-Каст, мощность которой равна 250 м. От нижележащих известняков пачка Салт-Каст отделяется ясным перерывом и, возможно, относится уже к низам нижнего кембрия или верхам вендского комплекса. С вышележащими отложениями, содержащими фауну трилобитов рода *Ollenellis*, они граничат по резкому и хорошо выраженному контакту. Нижняя часть пачки представлена красновато-коричневыми песчаниками, а верхняя — темно-красными тонкослоистыми аргиллитами. На поверхностях напластования пород пачки Салт-Каст есть отпечатки кристаллов соли.

Красноцветные отложения известны также в северо-западных районах Гренландии, где они входят в группу Туле и слагают нижнюю и верх-

Таблица 8

Торридонская последовательность, по М. Джонсону
(Johnson, 1965)

Группа	Литология	Мощность, м
Оолтби	Песчаники, темные и черные сланцы, известковая группа и шоколадные и красные песчаники, серые слюдистые плитняки и частично серые и зеленые сланцы. Фосфатные стяжения	76—1216
Эпплкросс	Аркозы крупнозернистые, шоколадные и красные, конгломератовые слои. Редкие прослои шоколадных и красных сланцев, перекрестнослоистые, местами в основании брекчии	273—1368
Дайебег	Тонкозернистые красные и серые песчаники, красные и темные аргиллиты, темно-серые песчанистые сланцы с линзами известковистого материала. Базальные брекчии и валунные слои	152—1824
Граувакки	Турбидные граувакки, аргиллиты, песчаники, филлиты	1824

нюю красноцветные свиты «формации» Нарсарсук (Бертельсен, Ню-Ню-горд, 1968). Нижняя красноцветная свита представлена здесь чередованием доломитов и алевролитов, в средней части разреза которых устанавливается прослой гипсов около 8 м мощностью. Общая мощность свиты достигает 315 м. Вышележащая верхняя красноцветная свита, отделенная от нижней толщей доломитов, состоит из чередования однообразных пачек, каждая из которых начинается песчаниками и заканчивается доломитами.

Позднедокембрийские красноцветные отложения Британских островов сосредоточены в осадочном чехле платформы Эриа, где они известны в качестве подразделения Торридон (табл. 8). Красноцветные толщи Торридона резко несогласно залегают на осадочных и магматогенных породах комплекса Льюисиен и трансгрессивно перекрываются кварцитами нижнего кембрия. Выходы отложений Торридона приурочены к северо-западной части Шотландии. Здесь они расчленяются на нижний и верхний Торридон или на два цикла седиментации: первый и второй (Павловский, 1958; Johnson, 1965; Lawson, 1965, Selley, 1965, 1969; Stewart, 1966; Williams, 1966; Moorbath, Stewart, Lawson, Williams, 1967; Gracie, Stewart, 1967; Welsh, 1968). Первый цикл седиментации, или нижний Торридон, начинается несортированными гнейсовыми брекчиями, расположенными на возвышенностях, сложенных невыветрелыми гнейсами комплекса Льюисиен (рис. 15). В строении этого цикла принимают участие разнообразные красноцветные терригенные породы, широко известные английским геологам под названием «формации» Дайебег. В первом цикле седиментации английские геологи выделяют несколько фаций (массивных брекчий, «Лох на Сена Крейг», структурных песчаников и «Рад на Биг»), получивших название или по преобладающей породе или

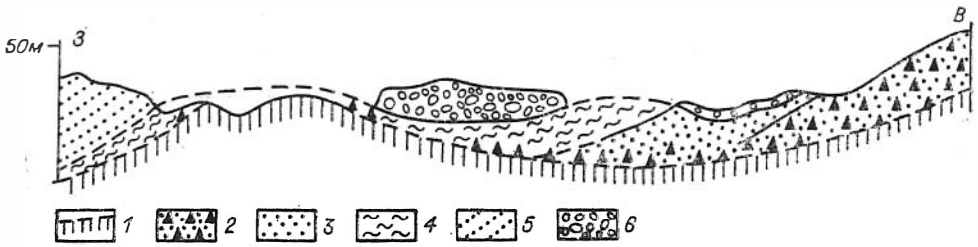


Рис. 15. Разрез Торридона в районе Энард Бай, по А. Граци и А. Стеварту (Gracie, Stewart, 1967).

1 — отложения группы Льюисиен; *2* — грубообломочные фации Лох на Сена Крейг; *3* — песчаниковые фации Shuchreless; *4* — песчаниковые фации Лох на Сена Крейг; *5* — песчаниковые фации Рад на Биг; *6* — грубообломочные фации Энард Бай.

по тому или иному географическому пункту (Lawson, 1965; Stewart, 1966; Gracie, Stewart, 1967).

Фация массивных брекчий представлена несортированными грубыми отложениями, состоящими преимущественно из угловатых и в меньшей мере полуугловатых и округлых обломков пород, принадлежащих к комплексу Льюисиен, сцементированных красновато-бурым песчанистым и глинистым материалом. Массивные брекчии образовались в результате деятельности бурных коротких потоков, которые стекали с высокоприподнятой суши, расположенной близ области седиментации. Ледниковое происхождение английскими геологами отрицается.

Фация «Лох на Сена Крейг» залегает или на эрозионной поверхности массивных брекчий, или непосредственно на гнейсах Льюисиен. Общим для красноцветных и зеленоцветных пород этой фации является параллельная слоистость, которая не зависит ни от размера, ни от состава обломочного материала. В грубозернистых породах этой фации содержатся угловатые и полуугловатые обломки гнейсов Льюисиен. В разрезе этой фации преобладают песчаники, количество которых уменьшается ближе к контакту с массивными брекчиями. Помимо названных пород, в разрезе наблюдаются алевролиты и аргиллиты. Отдельные пласты нередко разделены эрозионными поверхностями. Эти поверхности сопровождаются промоинами глубиной 5—10 см. Нередко на поверхностях напластования пород присутствуют перекрестнослоистые и асимметричные волноприбойные знаки и следы деятельности потоков, показывающие, что древние потоки следовали от холмов, сложенных породами «формации» Льюисиен, по направлению к областям седиментации. Фация «Лох на Сена Крейг» включает отложения устойчивых водных потоков. Предполагается, что повсеместно наблюдаемая пластовая отдельность и вертикальные изменения в слоистости указывают на то, что транспортировка и отложение обломочного материала происходили на плоской равнине, где циркулировали свободно текущие потоки.

Фация структурных песчаников также залегает на эрозионной поверхности. Глубина размыва последней достигает 5 м. Большая часть отложений, общая мощность которых составляет 32 м, представлена темно-коричневыми песчаниками. На выветрелой поверхности песчаников залегает пласт аркозов около 3 м мощности. Нижняя часть разреза фации мощностью около 20 м состоит из средне- и мелкозернистых песчаников, включающих угловатые обломки гнейсов. Верхняя часть разреза мощностью 12 м отличается тем, что она сложена фекальными комочками (pellets) от 0,5 до 1 см в диаметре. Эти комочки содержат в центре песчаные зерна, окутанные гематитовой оторочкой, дающей на поверхно-

сти раковиноподобные структуры. Структурные песчаники накапливались в условиях, напоминающих те, что характерны для отложений предыдущей фации.

Фации песчаников «Рад на Биг» представляют собой толщу красных средне- и мелкозернистых, главным образом полосчатых пород мощностью около 250 м. Пакеты косослоистых песчаников имеют мощность 1—5 м и обнаруживают линзовидное строение. Отдельные пакеты разделены пачками мощностью от 0,1 до 2 м, сложенными параллельнослоистыми песчаниками. По направлению косой слоистости устанавливается западное направление палеотечений. Залегание песчаников свидетельствует о том, что в их образовании принимали участие мигрирующие потоки и ручьи и что, таким образом, они относятся к аллювиальным образо-

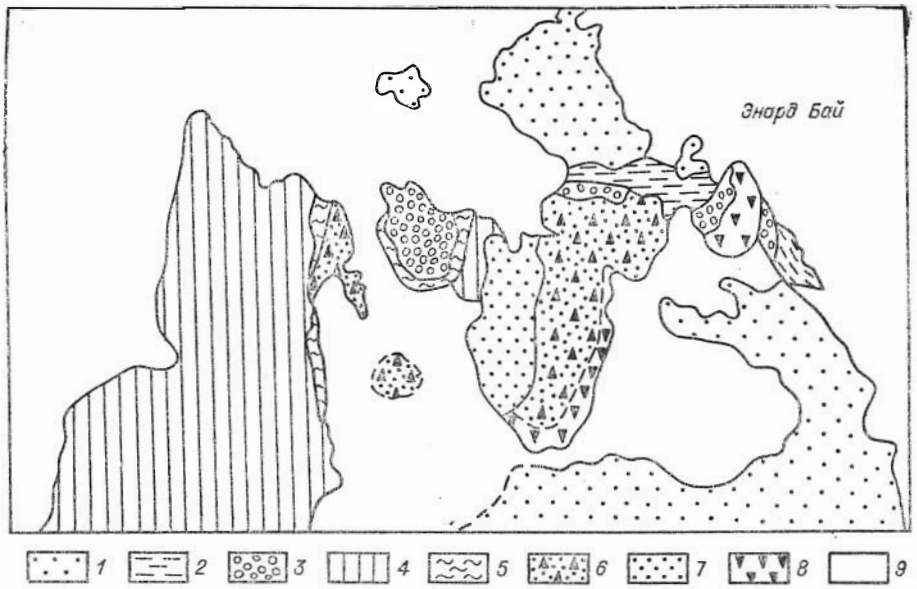


Рис. 16. Схема геологического строения Торридона района Энард Бай, по А. Граци и А. Стеварту (Gracie, Stewart, 1967).

1 — отложения группы Эпплкросс; *2* — тонкозернистые и *3* — грубые осадки фации Энард Бай; *4* — песчаниковые фации Рад на Биг; *5* — песчаниковые и *6* — грубообломочные фации Лох на Сена Крейг; *7* — песчаниковые фации Shichreless, *8* — фации массивных брекчий; *9* — отложения группы Льюисиен.

ваниям. Прежде чем началось образование осадков второго цикла седиментации Торридона, отложения первого цикла были наклонены под углом 25—30° к западу. Ясный случай углового несогласия между породами нижнего и верхнего Торридона может быть продемонстрирован на предлагаемой схеме (рис. 16).

Отложения второго цикла седиментации, или верхнего Торридона, отделены неровной поверхностью и несогласием от осадочных образований «формации» Дайебег и гнейсов комплекса Льюисиен. Эти отложения подразделяются на фацию «Энард Бай» и «формацию» «Эпплкросс».

В основании фации «Энард Бай» развиты массивные плохо сортированные брекчии, состоящие из округлых и полуокруглых обломков песчаников фации «Рад на Биг». Эти обломки часто размещаются таким образом, что их длинная ось располагается под острым углом к наслоению. Цемент, не превышающий 5% общей массы материала брекчий, представлен разнозернистым красноцветным песчанистым материалом.

Выше поверхности несогласия брекчии переслаиваются с красновато-бурыми и зелеными песчаниками, которые выше по разрезу преобладают. В ассоциации с красными песчаниками встречаются тонкие прослои алевролитов и аргиллитов. На поверхностях напластования пород этой фации имеются волноприбойные знаки. Характерна эрозионная поверхность некоторых пластов, осложненная промоинами, достигающими иногда 2—3 м глубины и 37 м ширины. Фация «Энард Бай» образовалась в обстановке седиментации, типичной для водного бассейна, расположенного среди холмистой равнины. Этот водный бассейн в латеральном направлении сменялся прибрежной зоной.

«Формация» «Эпплкросс» в нижней части разреза представлена грубозернистыми красноцветными песчаниками, содержащими гальки кварцитов, красных яшм и кремнистых пород (рис. 17). Эти породы залегают несогласно не только на различных горизонтах Торридона, но и на гнейсах Льюисиен. Имеются также разрезы, в которых породы этой «формации»

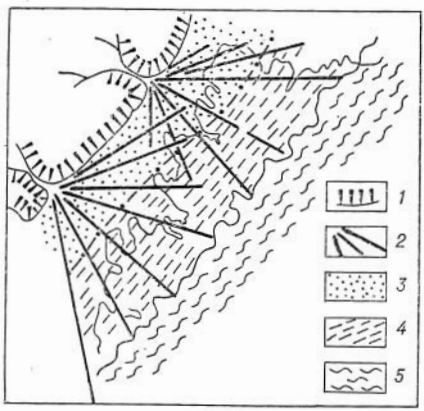


Рис. 17. Палеогеографические рекоиструкции группы Эпплкросс Торридона северо-западного побережья Шотландии, по Г. Вильямсу (Williams, 1966).

1 — области сноса с многочисленными конусами выноса. В фронтальной части гор расположена скалистая предгорная равнина, на которой идут процессы выветривания; *2* — направление потоков, несущих из области сноса обломочный материал; *3* — отложения аллювиальных конусов выноса и субаллювиальных террас; *4* — гористый район с озерами, эстуариями; отложения погребенных аллювиальных конусов выноса; *5* — группа переходных отложений от континентальных к мелководно-морским.

налегают непосредственно на отложения фации Энард Бай, отделяясь от нее эрозионной поверхностью, на которой глубина западин древнего рельефа колеблется от 25 до 125 см.

«Формация Эпплкросс» имеет две фации. Шире распространена та из них, которая состоит из грубозернистых песчаников; она составляет до 95% всей этой «формации». Другая субфация состоит из тонкослоистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, образующих тонкие пропластки, переслаивающиеся с грубозернистыми породами. Верхняя часть разреза «формации» Эпплкросс известна под названием группы Оолтби. Она представлена красноцветными и сероцветными песчаниками, глинами и известняками, образовавшимися в мелководных условиях. На поверхностях напластования этих пород наблюдаются трещины усыхания, волноприбойные знаки и т. д.

В отличие от главной части разреза «формации» Эпплкросс, образование которой связано с накоплением на равнине с широкой хорошо разветвленной гидрографической сетью, осадки группы Оолтби есть результат седиментации в мелководных морских условиях. По данным Г. Вильямса (Williams, 1966), в период накопления отложений, принадлежащих этой «формации», в седиментационную область поступало большое количество полевых шпатов вследствие размыва гнейсов Льюисиен. От 50 до 100% этих минералов было затем преобразовано в серицит и иллит; биотит и роговые обманки, попадавшие в осадок также из продуктов разрушения гнейсов, при изменении превращались в гематит, серицит и хлорит. Неизмененным или частично измененным оставался только микроклин. Выветривание, таким образом, способствовало накоплению в бассейне седиментации аркозов, богатых микроклином, а также ге-

матитизированных и обогащенных иллитом алевролитов и сланцев, «Формация Эпплкросс» имеет мощность от 450 до 1800—2400 м.

Данные исследования литологии седиментационных структур и палеопотоков показали, что отложения Торридона принадлежат к ряду пролювиальных и аллювиальных образований. Некоторые исследователи, например Вильямс, считают, что в эпоху накопления этих отложений господствовал теплый гумидный климат не только в областях питания, но и в зоне седиментации. Однако существует также предположение о том, что присутствие в породах совершенно неизмененных полевых шпатов и слюд свидетельствует не только о быстром захоронении обломочного материала, но и о господстве в период накопления осадков Торридона жаркого и сухого климата. Считается, что торридонские породы накапливались на обширной аллювиальной равнине, на которой то появлялись, то исчезали бурные потоки, вследствие чего происходило общее осушение территории. Ранее И. Вальтер (1911_1) относил торридонские отложения к пустынным образованиям и отмечал, что они возникли в результате деятельности временных потоков, изменчивых по величине и направлению транспортирующих сил. А. П. Павлов (1910) подчеркивал сходство торридонских толщ с современными отложениями близ озера Нгами (Южная Африка), образовавшимися в связи с деятельностью вытекающих из гор временных потоков.

Мощность всего торридонского разреза на платформе Эриа изменчива; на юге она достигает 6 км, на севере не превышает 350—400 м. Резкие колебания мощностей отражают, с одной стороны, погребенный под ними сложный расчлененный рельеф древней холмистой страны, с другой — локализацию наибольшего прогибания на юге полосы распространения торридонских пород. Новейшие данные по абсолютному возрасту Торридона показывают, что накопление их началось менее чем 1100—1550 млн. лет назад (Moorbath, Stewart, Lawson, Williams, 1967). Такие характеристики абсолютного возраста приводятся для разнообразных мелких обломков и слюд, представляющих обломочный материал, слагающий породы Торридона. Максимальный возраст отложений нижнего Торридона 885 ± 50, 925 ± 55 млн. лет, а верхнего — 815 ± 30, 835 ± 35 млн. лет.

В Норвегии красноцветные отложения верхнего рифея известны в верхней части разреза спарагмитовой серии (Хольтедаль, 1957). Они представлены главным образом плохо сортированными грубыми терригенными породами и подразделяются (снизу вверх) на мельвский спарагмит, мельвский тиллитоподобный конгломерат и сланцы Экре.

Мельвский спарагмит состоит преимущественно из красновато-бурых и отчасти серых разнозернистых кварц-полевошпатовых песчаников. В песчаниках содержатся линзы и непостоянной мощности прослои конгломератов. Красный цвет пород обусловлен присутствием обильных зерен соответственно окрашенных неизмененных полевых шпатов. Мощность спарагмита 350 м. Выше по разрезу залегает мельвский тиллитоподобный конгломерат, мощность которого не превышает 50 м. В строении этой части разреза принимают участие конгломераты, состоящие из валунов и галек гранита, кварцита и известняка, разнозернистые несортированные кварц-полевошпатовые красновато-бурые и серые песчаники. Сланцы Экре имеют красный и зеленый цвет, хорошо выраженную слоистость. Они представлены чередованием песчанистых сланцев и песчаников; мощность 50 м.

Красноцветными отложениями заняты обширные пространства на Корейско-Китайской платформе. Позднедокембрийские, главным образом верхнерифейские, красноцветы особенно широко распро-

странены в Китае, где среди них имеются толщи, содержащие сингенетичные прослои гематита. В частности, в северном Китае красноцветные отложения, ассоцирующиеся с прослоями гематита, входят в состав свиты Сямалин. В основании нижней части разреза этой свиты, сложенной преимущественно сланцами, вследствие чего ее называют также «сланцы сямалин», встречаются неправильные прослои оолитового гематита, чередующегося с железистыми песчаниками (Гао Чжэнь-си, 1962; Цяо Сю-фу, 1962; Цзянь Чунь-чао, 1962; Ма Синь-юань, 1962) и сланцами (Гао Чжэнь-си, Сюн Юнь-сянь, Гао Пин, 1962). К средней части свиты приурочены темно-серые углистые сланцеватые глины, а к верхней — красно-бурые и коричневато-желтые грубые, часто косослоистые песчаники и кварциты. Общая мощность свиты оценивается в 360 м.

Красноцветные отложения сходного литологического типа наблюдаются на более низких стратиграфических уровнях позднего докембрия. Они отмечаются на северо-востоке Китая, где слагают свиту Дяоюйтай, распространенную в районе Юндина и Фучжоу. Свита сложена красно-бурыми полевошпатовыми песчаниками и конгломератами, содержащими прослои светло-зеленых и черных железистых сланцев. В окрестностях г. Сюйцзя-туня в этой части разреза свиты появляется слой гематита (Цзянь Чунь-чао, 1962). Гематитовые руды красноцветных отложений имеют оолитовую структуру. Установлено, что рудные пласты к древней береговой линии моря уменьшаются в мощности, качество их ухудшается за счет увеличения содержания терригенного материала и, в конце концов, постепенно происходит замещение их кварцитами.

Помимо красноцветных отложений, содержащих прослои гематита, в Китае есть другие их типы и ассоциации. Так, на северо-востоке Китая издавна известны песчаники Юннин. Это косослоистые рыхлые песчаники красно-бурого и ярко-фиолетового цвета, переслаивающиеся с редкими конгломератами. Мощность их 650 м. В Северном Китае примерно в том же стратиграфическом интервале выделяются красные сланцеватые глины Янчжуан, мощность которых 410 м. Глинистые породы однородны по химическому составу и сходны с глинистыми илами. Цвет их меняется от кроваво-красного до белесого (Гао Чжэнь-си, Сюн Юнь-сянь, Гао Пин, 1962).

На Индийской платформе позднедокембрийские красноцветные отложения приурочены к верхнему отделу виндийской системы (Кришнан, 1954), где сосредоточиваются преимущественно в верхней, бандерской серии. В нижележащей каймурской серии, мощность которой меняется от 150 до 400 м, развиты главным образом кварциты и песчаники, местами приобретающие грубый состав и содержащие линзовидные прослои конгломератов. Некоторые разновидности песчаников и кварцитов постоянно характеризуются красной окраской. В верхней части разреза серии кварциты и песчаники переслаиваются с глинистыми, известковистыми и слюдистыми сланцами, на поверхностях напластования которых наблюдаются волноприбойные знаки и трещины усыхания. Местами сланцы включают сидеритовые прослои.

Вышележащая серия Рева сложена преимущественно крупнозернистыми и косослоистыми песчаниками, нередко окрашенными в красные тона. Мощность серии также непостоянна и изменяется от 150 до 300 м.

Бандерская серия, венчающая разрез виндийской системы, отделена от серии Рева горизонтом базальных конгломератов, получивших название алмазоносных по присутствию в них обломков алмазов. Бандерская серия представлена монотонным разрезом красноцветных песчаников, преимущественно тонкозернистых, мягких, обладающих способностью раскалываться на крупные блоки и поэтому широко приме-

няющихся в строительстве. В области Раджпутаны в верхней части разреза серии среди песчаников появляются прослои известняков и сланцев, среди которых залегают жилы и прослойки гипса, принадлежащие, как считает Кришнан, к метасоматическим образованиям. Общая мощность бандерской серии 450 м. Максимальных значений мощности красноцветных отложений виндийской системы достигают в южных и юго-западных районах области ее распространения, в то время как в северных и северо-восточных они наименьшие.

Д. Оден считает, что красноцветы этой системы обнаруживают много общих черт с девонскими красными песчаниками Англии, пермскими и триасовыми красноцветными породами Северной Америки и Англии (Auden, 1940). Многие виндийские красноцветы принадлежат к типичным субаэральным образованиям. Главная их масса образовалась, тем не менее, в речных дельтах, периодически затоплявшихся морем. Шоколадные, красные, фиолетовые и каштановые цвета этих красноцветов указывают, по Одену, на пустынные или полупустынные условия в области седиментации. Пустынные условия господствовали, по его мнению, только в области современной Северной Индии, тогда как в юго-восточной части Индии была полупустынная обстановка. Поэтому на юго-востоке, в отличие от северо-западных районов, вероятно, существовала система рек, блуждавших по широким затопляемым равнинам и периодически пересыхавших. Образованию виндийских красноцветов предшествовали, как предполагает Оден, формирование горных массивов (араваллийская складчатость) и их последующая пенепленизация.

Особенно широко позднедокембрийские красноцветные породы распространены на Африканском континенте. Здесь они известны в нескольких крупных разобщенных зонах. Надежных данных для определения возраста и корреляции этих отложений на всей этой территории нет. Поскольку повсеместно красноцветы отделяются так называемым большим докембрийским несогласием от нижележащих толщ, в самых общих чертах можно говорить об их сходном стратиграфическом положении. Все они участвуют в сложении осадочного чехла Африканской платформы, консолидация фундамента которой предшествует массовому появлению в разрезах докембрия красноцветных толщ.

В Северо-Западной Африке красноцветные отложения входят в состав инфракембрия, в который Н. Меньшиков (Menchikoff, 1958) объединяет породы, располагающиеся в разрезе выше крупного регионального несогласия, известного под названием Тассилийского, и залегающие значительно ниже фаунистически охарактеризованного нижнего кембрия. В этой области красноцветы содержатся в пурпурной серии Анет и серии Нигритий, которые, по всей вероятности, являются фациальными аналогами. В основании серии Анет, несогласно залегающей на породах Фарузия и трансгрессивно перекрытой толщами ордовика, постоянно содержится пачка базальных конгломератов, которая вверх по разрезу сменяется красноцветными аркозовыми песчаниками, чередующимися с зелеными и фиолетовыми сланцами. Вверху разреза серии изредка встречаются маломощные прослои однородных известняков. Мощность серии Анет 2000—4000 м. З. Е. Колотухина (1964) указывает, что серия Анет представлена лагунными и континентальными отложениями, накопление которых происходило близ подножий древних горных массивов. Грубообломочные и слабометаморфизованные терригенные толщи серии Нигритий, содержащие потоки риолитов, по данным Р. Карпова (Karpoff, 1946), отлагались также в области подножий крупных горных массивов.

В Центральной Сахаре на территории восточного Хоггара известны позднедокембрийские красноцветы серии Таза (Blaise, 1962). Они располагаются в меридионально вытянутом грабене, имеющем длину около 50 км при ширине 20 км. Серия Таза имеет четкое трехчленное строение. Нижняя ее часть, или конгломераты Уа-н-Аджар, представлена чередованием кварцитов, слюдяных сланцев и амфиболитов. В строении средней ее части, известной под названием брекчии Аджилл, принимают участие ожелезненные или карбонатизированные обломочные породы. Наконец, к третьей части серии относятся красноцветные песчаники Аджилл-уа-Хаггарен; эти породы слагают только центральные, наиболее погруженные участки структуры. Песчаники Аджилл-уа-Хаггарен, как правило, залегают несогласно на подстилающих породах и согласно перекрываются кембрийскими отложениями.

В Центральной Африке разобщенные выходы красноцветных отложений позднего докембрия известны под различными наименованиями (Хоутон, 1966). В Гвинее они объединяются в фалемий, представленный преимущественно красноцветными аркозовыми песчаниками, кварцитами и сланцами, чередующимися с такого же состава серыми и зелеными породами. Эти породы сосредоточены в верхнем ярусе свиты Мпиоко, но красноцветы наблюдаются и выше по разрезу в свите Инкиси, сложенной красноцветными кварцевыми и аркозовыми песчаниками континентального происхождения. Максимальная мощность каждой из этих свит достигает 1000 м.

В районах Катанги, Замбии и Малавии красноцветные отложения приурочены к свите Верхняя Кунделунгу, сложенной полевошпатовыми песчаниками и сланцами; эти породы вверх по разрезу сменяются типичными континентальными отложениями терригенного состава.

В Южной Африке красноцветные отложения широко представлены в системах Матсап, Ваттерберг и Умкондо (Дю Тойт, 1957). Положение этих красноцветов в общем геологическом разрезе еще недостаточно ясно. Не останавливаясь на представлениях о возрасте названных систем, можно отметить, что накоплению их отложений предшествовал период глубокой эрозии. Красноцветные отложения залегают на разновозрастных толщах с резким угловым несогласием и отделяются от них перерывами. В системе Матсап пурпурными, фиолетовыми и красно-серыми кварцитами, гравелитами и песчаниками, достигающими 1200—1500 м мощности, сложена верхняя часть разреза. В системе Умкондо тоже имеются пурпурные сланцы, а также красные, коричневые и черные песчаники и кварциты. В основании разреза этой системы залегает толща голубовато-серых известняков мощностью 100—200 м. Система Ваттерберг сложена пурпурными, красными, коричневыми породами. В основании системы повсеместно присутствует толща грубых конгломератов и брекчий, достигающих 120 м мощности. Преобладают же в разрезе толстослоистые кварцитовые песчаники, содержащие линзовидные прослои гравелитов и конгломератов; общая мощность разреза 1500 м. Вопрос о соотношении упомянутых трех систем различными исследователями решается по-разному; в частности, не исключается стратиграфическая эквивалентность ватербергских и умкондских пород. В целом же для всех этих систем предполагается верхнерифейский или, возможно, среднерифейский возраст.

В Южной Америке на Бразильской платформе позднедокембрийские отложения встречаются значительно реже, чем в других районах земного шара (Очерки по геологии Южной Америки, 1959). Здесь они местами встречаются в серии Итаколуми, сложенной преимущест-

венно кварцитами и реже кварц-полевошпатовыми песчаниками. Некоторые разновидности этих пород содержат гематитовый цемент. В нижней части разреза серии среди кварцитов встречаются сингенетичные прослои гематита. Общая мощность серии Итаколуми 450 м. Образование этих терригенных пород, по всей вероятности, связано с возникновением горных хребтов в то время, когда произошла консолидация Бразильского щита.

Еще меньше распространены красноцветные отложения позднего докембрия на Австралийском континенте. Там они известны, в частности, в серии Марино на западном склоне хр. Маунт Лофти (Спригг, Вильсон, 1965; Богданов, 1967). Серия Марино, относящаяся к верхнему рифею, представляет собой верхнюю часть разреза группы Аделаида. Именно в этой серии собраны кратко рассмотренные в гл. I многочисленные остатки бесскелетных организмов — предшественников скелетной фауны кембрия. Нижняя часть разреза серии Марино, состоящая из розовых и красновато-бурых глинистых сланцев и алевролитов, лежит согласно на известняках серии Стётиан. Затем следует маломощная пачка аркозовых песчаников с карбонатным цементом, переслаивающихся с зелеными и красноцветными глинистыми сланцами и массивными косослоистыми кварцитовидными песчаниками. Верхнюю часть разреза серии слагают красные и красновато-бурые тонкослоистые и хорошо отсортированные глинистые сланцы и алевролиты. Разрез серии венчается серыми и зелеными песчаниками, чередующимися с глинистыми сланцами. Общая мощность серии Марино 1500—1800 м. Предполагается, что осадки этой серии накапливались в мелком, хорошо аэрируемом водном бассейне. Это подтверждают косая слоистость песчаников и алевролитов, наличие в них следов волновой и дождевой ряби и даже трещин усыхания. Многие исследователи считают, что красноцветные отложения серии Марино образовались в условиях теплого аридного климата.

В целом позднедокембрийские красноцветы занимают на земном шаре обширные территории, в том числе приполярные области. Нередко они опоясывают древние горные сооружения, сформированные в эпоху байкальской складчатости. Такое размещение позднедокембрийских красноцветов наглядно может быть установлено, в частности, для тасеевской серии на юге Сибирской платформы и для торридона Англии.

Общий обзор красноцветных отложений позднего докембрия свидетельствует о том, что среди них преобладают терригенные континентальные породы, такие как разнообразного состава и зернистости песчаники, включающие в отдельных районах разной мощности прослои и линзы почти несортированного обломочного материала, в котором, как в морене, лежат вперемежку с мелким щебнем, песком и илом гальки и валуны, достигающие иногда метровых размеров в поперечнике. По-видимому, такие накопления возникали в результате деятельности временных потоков, стекавших с высоких гор и переносивших огромное количество терригенного материала. Грубые терригенные красноцветные толщи окаймляли горные сооружения, а в удалении от них на обширных континентальных равнинах сосредоточивались преимущественно тонкозернистые и глинистые породы. В области перехода этих равнин к мелкоморью создавались условия для образования пелитоморфных карбонатных пород. Однако карбонатные отложения, наблюдающиеся среди красноцветов позднего докембрия, всегда переслаиваются с терригенными породами. Таким образом, в позднедокембрийские бассейны обильно поступал обломочный материал, преимущественно местного происхож-

дения. В Южной Америке (серия Итаколуми), на Сибирской (тасеевская и учурская серии) и Китайской платформах (сланцы сямалин и свита Дяоюйтай), на Аляске (группа Тиндир) с терригенными красноцветными отложениями ассоциируют весьма типичные породы, содержащие сингенетичные прослои гематита. В целом известные в позднем докембрии красноцветы представлены терригенными бескарбонатными и лишь отчасти карбонатными породами. В некоторых районах терригенные красноцветные отложения сопровождаются продуктами извержений основных и средних лав.

ДЕВОН

Девонские красноцветные отложения, подобно позднедокембрийским, наблюдаются в осадочном чехле древних платформ. Они известны соответственно на Русской и Сибирской, Северо-Американской, Африканской, Бразильской и других древних платформах. Имеются, однако, известные отличия в распространении девонских красноцветных пород. Главное отличие заключается в том, что они достаточно широко распространены также в пределах байкальских и каледонских складчатых областей. В определенной связи с таким распространением пород находит-

Распространение девонских

Хронологические подразделения	Русская платформа			Сибирская платформа			Саяно-Алтайская область							Центр.
	Главное девонское поле	Б. Донбасс	Тиман	Норильский район	Игьятинская впадина	Вост. Верхоянье	Рыбинская впадина	Минусинский прогиб	Туваинский прогиб	Кузнецкий прогиб	Алтайско-Чуйский прогиб	Уйменско-Лебедской прогиб	Верхнеатасуйский район	
Нижний девон	Средний девон	Верхний девон												
	Ордежские и лужские слои													
		«Бурый» девон	Песчано-глинистые отложения				Ассафьевско-Приольнинская свита	Абакашская серия	Красноцветная осадочно-вулканогенная серия	Антроповская свита	Аксайская свита	Уйкараташская свита	Красноцветная осадочно-вулканогенная серия	
							Кунгус. свита	Туранская серия	Тувинская серия					
							Амонашская свита							
			Зубовская свита		Красноцветная осадочно-вулканогенная серия	Джалканская серия	Оклерская свита Пеновская свита	Красноцветная осадочно-вулканогенная серия	Красноцветная осадочно-вулканогенная серия	Красногорская свита	Уландрыкская свита	Сумурлинская свита	Красноцветная вулканогенно-осадочная серия	

ся их состав; поэтому девонские красноцветы часто встречаются совместно с вулканогенными породами. Хотя такие ассоциации наблюдаются местами и в разрезах позднего докембрия, но там они не столь типичны, как видно из последующего обзора.

Обзор девонских красноцветных толщ удобно дать примерно в той же последовательности, что и для позднего докембрия, и начать с Русской, Сибирской платформ и других территорий СССР, после чего рассмотреть важнейшие зарубежные территории (табл. 9).

В Советском Союзе девонские красноцветные толщи, помимо Русской и Сибирской платформ, распространены в Саяно-Алтайской области, отличающейся крайне сложным тектоническим строением, и в Казахстане.

На Русской платформе красноцветные девонские отложения известны в области Главного девонского поля среди оредежских и лужских слоев (Пистрак, 1950$_{1-2}$). Они образуют двухсотметровую песчано-глинистую толщу континентального происхождения мощностью около 200 м, содержащую живетскую фауну рыб. Эти отложения окрашены в красные тона только на площади, примыкающей к Балтийскому щиту, который в то время служил областью питания для девонского седиментационного бассейна. По мере удаления от области питания крас-

Таблица 9

красноцветных отложений

Казахстан	Британские острова		Норвегия	Шпицберген	Гренландия	Северная Америка			Южная Америка	Африка	Ближний Восток	Австралия
Эскулинский купол	Шотландия	Южная Англия				Канадская Арктика	Аппалачи	Штат Нью-Йорк				
Кызылтавская свита	Красноцветная толща	Верхний красный песчаник	Красноцветная терригенная серия	Серия Вуд Бай	«Формация» Кейп-Граах							
Дежневская свита	Матусевичская свита				«Формация» Пинд Саунд							
Нижний красный песчаник	Красноцветная толща				«Формация» Кнейдат			Красноцветная толща	«Формация» Пэлота	Серия Ваттерберг	Красноцветная эвапоритовая толща	«Формация» Кэрнбадди

ноцветы постепенно исчезают из разреза живетского яруса (рис. 18). Многие исследователи предполагают, что в эпоху накопления красноцветных осадков на Русской платформе в девоне господствовал жаркий и сухой климат.

В состав обширной аридной области входили такие широко известные территории распространения девонских красноцветных отложений, как Большой Донбасс, Воронежская антеклиза, Тиман и на крайнем западе платформы — Подольский массив. Красноцветы девона на Русской платформе вскрыты также скважинами в Заволжье.

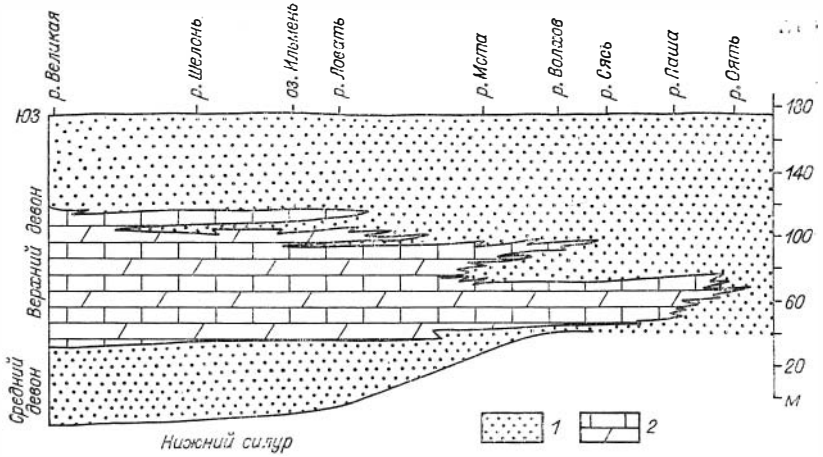


Рис. 18. Фациальный профиль средне- и верхнедевонских отложений Главного девонского поля Русской платформы, по Р. Ф. Геккеру (1934).
1 — красноцветные отложения пустынь, рек, озер и лагун; *2* — глинисто-мергелисто-доломито-известняковые отложения морей и лагун.

В районе Воронежской антеклизы скважинами вскрыты красные песчаники и глины, залегающие на коре выветривания пород резко складчатого протерозоя. Эти красноцветные отложения являются, как предполагал еще А. Д. Архангельский (1947), аналогами красноцветов Главного девонского поля.

В Большом Донбассе наблюдается тесный парагенезис красноцветных терригенных и вулканогенных толщ с сероцветными и сульфатно-соленосными отложениями (Новикова, 1961). В обобщенном виде девонский красноцветно-вулканогенный разрез Большого Донбасса выглядит следующим образом. Нижнефранские известняково-сланцевые отложения, содержащие прослои и пачки сульфатных и соленосных пород, вначале сменяются лавами, туфами и туфобрекчиями базальтового состава, а затем фаменскими отложениями «бурого девона». Нижняя часть «бурого девона» представлена красновато-бурыми галечниковыми и гравийными конгломератами, верхняя — базальтовыми покровами, туфами и туфобрекчиями андезито-трахитов и трахитов, чередующимися с алевролитами и аргиллитами (Новикова, 1961; Усенко, Бернадская, 1954).

Пример связи красноцветных и вулканогенных пород на Русской платформе дает также Тиман. Красноцветная седиментация в этой области сопровождалась вулканизмом в связи с расчленением Тимана на систему блоков. Среди сероцветных и красноцветных средне-верхнедевонских песчано-глинистых пород здесь развиты туффиты и диабазы — продукты наземных вулканических извержений (Оффман, 1961).

На Сибирской платформе девонские красноцветные отложения известны на севере в Норильском районе на р. Курейке и в пределах Оленекско-Вилюйского междуречья, а также вскрыты скважинами в Вилюйской синеклизе и Восточном Верхоянье.

В Норильском районе они входят в состав зубовской свиты (нижний девон), сложенной красными, бурыми, фиолетовыми и зеленовато-серыми, а также пятнистыми мергелями и аргиллитами, содержащими прослои гипса и ангидрита. Мощность зубовской свиты 250 м. Сходный разрез наблюдается на р. Курейке.

На Оленекско-Вилюйском междуречье разрез нижнего девона представлен массивными и грубослоистыми глинистыми и карбонатными породами кирпично-красного цвета, чередующимися с прослоями зеленых мергелей и многочисленными маломощными прослоями белых гипсов (Ткаченко и др., 1957).

На востоке Сибирской платформы красноцветные девонские отложения сосредоточены в разрезах Ыгыатинской и Кемпендяйской впадин, где они чередуются с вулканогенными породами. Кемпендяйская впадина представляет собой глубокий резко выраженный трог-авлакоген, ограниченный с двух сторон глубокими разломами (Фрадкин, 1967). По этим разломам изливались базальтовые лавы, трахибазальты, трахиандезиты и трахиты. Излившиеся породы размещаются среди разнообразных осадочных отложений — красноцветных терригенных и сероцветных карбонатных и сульфатных. В Ыгыатинской впадине красноцветная осадочно-вулканогенная серия, возраст которой определяется в пределах средний девон — нижний карбон, сложена чередованием красных и зеленых карбонатно-терригенных пород с прослоями кислых витрокластических туфов, пластами и линзами гипса и многочисленными базальтовыми покровами (Масайтис, Михайлов, 1966). В Восточном Верхоянье в джалканской серии (средний девон — середина франского яруса) среди красноцветных терригенных отложений, переслаивающихся с разнообразными сероцветными терригенными и карбонатными породами, отмечаются мощные покровы базальтовых порфиритов (Левашов, 1958).

На юго-западе к Сибирской платформе примыкает сложно построенная тектоническая область, в которой структуры формировались в течение каледонской (ранней и поздней) и герцинской эпох складчатости. Эту территорию, на юго-западе граничащую со структурами Казахской складчатой области, обычно называют Саяно-Алтайской складчатой областью.

В Саяно-Алтайской складчатой области девонские красноцветные отложения накапливались в обширном расчлененном седиментационном бассейне, отделявшемся от Казахского ареала распространения красноцветных и вулканогенных пород областью накопления морских осадков, тяготеющих к Калбинской геосинклинали. В границах этого бассейна красноцветные толщи известны вдоль края Сибирской платформы (Рыбинская впадина), а также в системе примыкающих к ней на юго-западе сравнительно крупных прогибов (Минусинский, Тувинский, Кузнецкий, Ануйско-Чуйский, Уйменско-Лебедской), имеющих различную тектоническую природу и происхождение (Анатольева, 1964[1]).

Разнообразие структурной обстановки обусловило резко изменчивый фациальный облик отложений в пределах области красноцветной седиментации, поэтому красноцветные толщи в отдельных ее участках фациально замещаются сероцветными отложениями то частично, то нацело. Соответственно распределение красноцветных отложений на рассматриваемой территории крайне неравномерно. Главная масса их со-

средоточена на северо-востоке и следует ограничениям Сибирской платформы (рис. 19). Здесь красноцветы всех трех отделов девонской системы наблюдаются в предгорной Рыбинской впадине, расположенной на краю платформы, а также в крупном наложенном Минусинском прогибе, возникшем в девонское время на древнекаледонском складчатом основании, ограничивающем платформу на юго-западе. В прогибах, более удаленных от края платформы, красноцветные толщи прослеживаются не повсеместно и тяготеют к окраинам этих прогибов, обращенным в сторону платформы. В Тувинском прогибе, имеющем северо-восточную ориентировку, они преобладают поэтому на севере, а в Кузнецком прогибе, характеризующемся северо-западным простиранием,— на востоке. Еще далее на юго-запад, в Уйменско-Лебедском и Ануйско-Чуйском унаследованных прогибах, приближающихся к Калбинскому геосинклинальному бассейну, красноцветные отложения сохраняются в немногих районах и встречаются в разных участках и на разных стратиграфических уровнях. Несмотря на резко выраженную фациальную изменчивость осадочных толщ, отчетливо наблюдается общая закономерная смена континентальных и прибрежно-морских красноцветных, главным образом терригенных, осадков морскими карбонатными сероцветными по направлению от края платформы и обрамляющих ее древнекаледонских горных сооружений к геосинклинальному бассейну. Эта картина напоминает близко ту, которая, по описаниям М. Жинью (1952) и других исследователей, типична для южного обрамления каледонид Великобритании.

В самых общих чертах распространение и состав девонских красноцветных отложений Саяно-Алтайской горной страны выглядит следующим образом (Анатольева, 1963_2, 1964_1). В Рыбинской впадине это преимущественно красноцветные фациально изменчивые толщи непостоянной мощности. Максимальные мощности до 2000 м сосредоточены в юго-западной части впадины вдоль предгорий Восточного Саяна. По направлению на северо-восток мощность девонских отложений резко сокращается. В Рыбинской опорной скважине полная их мощность всего лишь 900 м; из них 842 м пройдено по верхнедевонским отложениям и 62 м по остальной части девонского разреза. Одновременно с сокращением мощностей разрез в северо-восточном направлении упрощается, и на архейские породы непосредственно налегают красноцветные отложения верхнего девона. Наши исследования показали, что в Рыбинской впадине имеются разрезы двух типов: полные, в которых возможно условное выделение всех трех отделов, и сокращенные, характеризующиеся трансгрессивным налеганием среднедевонских или даже верхнедевонских конгломерато-песчаниковых толщ непосредственно на породы фундамента. Нижнедевонские красноцветные отложения известны только в полных разрезах, где они объединяются в оклерскую и пеновскую свиты. Возможно, пеновская свита относится уже к среднему девону.

Оклерская свита представлена однообразным разрезом красноцветных песчаников и алевролитов. Песчаники преимущественно кварц-полевошпатовые и полевошпатовые, тонкозернистые, массивные и плитчатые, как слоистые, в частности косослоистые, так и неслоистые. Они включают линзовидные прослои, состоящие из лепешковидной гальки вишнево-красных алевролитов. На поверхностях напластования песчаников встречаются причудливые иероглифы, в большинстве случаев следы подводных оползней. Общая мощность красноцветных пород оклерской свиты 650 м.

Вышележащая пеновская свита состоит из красновато-бурых и реже зеленовато-серых аргиллитов, чередующихся с красноцветными пес-

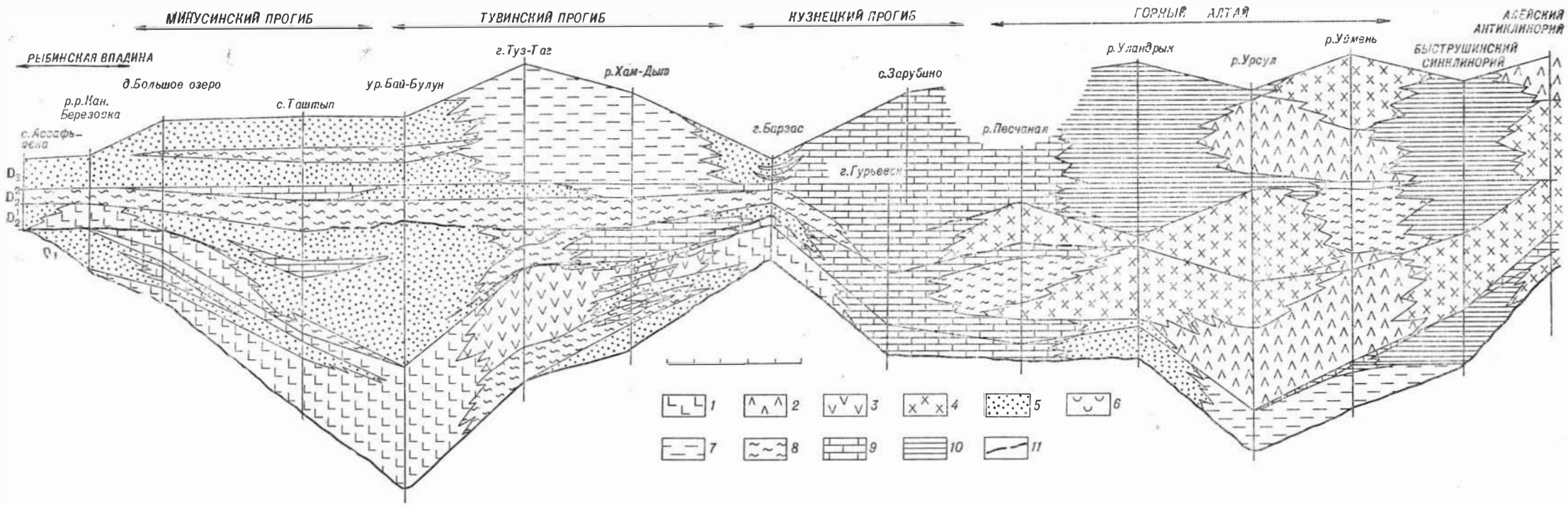


Рис. 19. Схема фациальной изменчивости девонских вулканогенных и осадочных комплексов Саяно-Алтайской области.

Вулканогенные комплексы: *1* — базальтоидный; *2* — андезитовый; *3* — андезито-дацитовый; *4* — металипаритовый (кварц-кератофировый). Осадочные комплексы: *5* — красноцветный терригенный; *6* — соленосный; *7* — пестроцветный терригенный; *8* — сероцветный терригенно-карбонатный; *9* — сероцветный карбонатный; *10* — флишоидный, *11* — линии перерыва.

чаниками. Мелко- и среднезернистые песчаники содержат рассеянную гальку вишневых алевролитов и линзовидные прослои мелкогалечных конгломератов. Поверхности напластования песчаников обычно неровные. Верхняя часть разреза свиты сложена однообразными желтовато-серыми среднезернистыми песчаниками. Общая мощность свиты не превышает 350 м.

В неполных разрезах красноцветные отложения выделяются под названием ассафьевско-привольнинской свиты, относящейся к эйфельскому ярусу среднего девона. Основание свиты сложено конгломератами, несогласно перекрывающими верхнепротерозойские кварциты и эффузивные породы. Максимальная мощность конгломератов 70 м. Конгломераты сменяются серией переслаивающихся красноцветных грубо- и среднезернистых песчаников, содержащих линзовидные прослои мелкогалечных конгломератов и гравийных песчаников. Верхняя часть свиты сложена красноцветными, реже зеленоцветными песчаниками, преимущественно среднезернистыми, содержащими прослои и пачки гравийных песчаников и мелкогалечных конгломератов. Вышележащие главным образом пестроцветные отложения живетского яруса и верхнего отдела девонской системы в разрезах Рыбинской впадины построены в общем по единому плану. Красноцветные пачки в этой части девонского разреза не занимают сколь-нибудь крупных стратиграфических подразделений. Они спорадически встречаются в составе среднедевонской анжинской свиты и верхнедевонских разрезах, в частности в кунгусской и амонашской свитах. Эти красноцветные прослои и пачки сложены песчаниками, алевролитами и аргиллитами.

В Минусинском прогибе девонские отложения повсеместно залегают с резким угловым несогласием на подстилающих породах кембрия и отчасти протерозоя, а кверху без следов перерыва, но по резкой литологической границе сменяются нижнекаменноугольными образованиями. Девонские отложения этого прогиба фациально изменчивы и отличаются непостоянством мощностей, что обусловливает весьма неоднородное строение разрезов, свойственных различным участкам прогиба (Анатольева, 1960). В целом разрезы девонских отложений Минусинского прогиба подразделяются на два региональных типа, принципиально отличающихся строением и широко развитых на больших площадях. Первый тип разрезов, без перерывов в осадконакоплении, приурочен к юго-западной части прогиба. Это наиболее полный разрез. Второй тип разреза наблюдается на значительной территории Минусинского прогиба. Это сокращенный разрез, в котором в связи с трансгрессивным залеганием среднего девона на нижележащих толщах выпадают отдельные свиты.

Красноцветные отложения в этих разрезах сосредоточены преимущественно в среднем и верхнем отделах девонской системы. Что касается нижнего девона, то в его разрезах в различных районах среди вулканогенных пород появляются отдельные пачки красноцветных песчаников, гравелитов и конгломератов, и только в районе хр. Чоочек красноцветными осадочными толщами нацело слагается весь девонский разрез. В полных непрерывных разрезах среднедевонские отложения начинаются красноцветами толочковской свиты. Эта свита сложена преимущественно красноцветными мелко- и среднезернистыми песчаниками и аргиллитами, а в периферических частях южной окраины Минусинского прогиба в ее составе заметную роль играют грубообломочные породы: гравелиты, конгломераты и грубозернистые песчаники. Наибольших значений мощность толочковской свиты достигает на р. Таштып — 1000 м, а по окраинам прогиба местами сокращается до

200 м. В этих полных разрезах выше толочковской свиты залегают верхнеэйфельские карбонатные породы таштыпской свиты, которые сменяются красноцветными отложениями. Последние известны под названием усть-чульской свиты, состоящей из красноцветных тонкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, достигающих максимальной мощности 600 м. К окраинам прогиба в составе свиты появляются конгломераты, гравелиты и грубозернистые песчаники.

На большей части территории прогиба, характеризующегося неполными сокращенными разрезами, строение последних сильно упрощается. В этих районах на нижнедевонские отложения трансгрессивно, с базальными горизонтами конгломератов в основании, ложатся красноцветы кокоревской свиты, которая выделяется здесь взамен трех свит, свойственных полным разрезам: толочковской, таштыпской и усть-чульской. Кокоревская свита сложена преимущественно красноцветными песчаниками, тонко- и среднезернистыми, слоистыми и косослоистыми, а также алевролитами и аргиллитами. На поверхности напластования этих пород имеются трещины усыхания. В низах разреза свиты повсеместно присутствуют базальные конгломераты. Мощность ее 100—700 м.

Главная масса красноцветных пород в Минусинском прогибе сосредоточена в разрезе верхнего девона. Ими сложена нижняя ойдановская и верхняя тубинская свиты, разделенные сероцветными терригенными и карбонатными породами кохайской свиты. В периферических частях прогиба вследствие замещения сероцветных пород кохайской свиты красноцветными весь разрез верхнего девона обычно представлен только красноцветными толщами.

Ойдановская свита состоит из однообразных пород, главным образом мелко- и среднезернистых песчаников, алевролитов и отчасти аргиллитов. Мощность свиты 300—700 м. Тубинская свита также объединяет красноцветные песчаники, алевролиты и аргиллиты, максимальная мощность которых 700 м. Нерасчлененные красноцветные отложения верхнего девона Минусинского прогиба сохраняют в общем такой же состав, как ойдановская и тубинская свиты, а мощность такого сложного красноцветного разреза местами достигает 1100 м.

В Тувинском прогибе красноцветные отложения в девонских разрезах широко распространены на северо-западе и в центре. В основании разреза в северо-западной части прогиба залегает красноцветная толща эйфельского возраста, сходная с кокоревской свитой Минусинского прогиба. Она представлена чередованием красноцветных мелкогалечных конгломератов, гравелитов и разнозернистых песчаников, достигающих мощности 550—600 м. Эйфельские отложения центральной части этого прогиба разделяются на три толщи, которые, исключая нижнюю, сложены красноцветными породами. Средняя толща мощностью 750 м сложена аргиллитами, а перекрывающая ее верхняя — разнозернистыми песчаниками с пачками мелкогалечных конгломератов. Мощность красноцветов верхней толщи превышает 1000 м.

Красноцветные отложения в рассмотренных частях Тувинского прогиба есть и в низах и верхах живетского яруса. Нижняя часть разреза этого яруса в большинстве районов выделяется под названием атакшильской свиты, в основании которой, как правило, развиты базальные конгломераты. Выше конгломератов залегают разнозернистые песчаники, включающие пачки базальных конгломератов. Общая мощность свиты не выходит за пределы 200 м. Верхняя часть живетского яруса (уюкская свита) состоит из однообразных, преимущественно тонко- и среднезернистых песчаников, включающих редкие маломощные прослои зеленовато-бурых и желтовато-бурых песчаников. Верхнедевонские красноцвет-

ные отложения в этих районах Тувинского прогиба не отличаются от аналогичных толщ, развитых в Минусинском прогибе. Что касается юго-западной части Тувинского прогиба, то в ней девонские красноцветы наблюдаются примерно на тех же стратиграфических уровнях, что и в северо-восточной и центральной его частях, но в значительно меньшем количестве.

В Кузнецком прогибе красноцветные отложения сосредоточены в низах девонского разреза только на востоке. Они входят в состав нижнедевонской красногорской свиты, слагают вышележащие среднедевонские свиты — антроповскую и отчасти абрамовскую. Это главным образом разнозернистые песчаники с прослоями алевролитов и конгломератов.

В Ануйско-Чуйском прогибе красноцветные отложения образуют нижнедевонскую уландрыкскую свиту, развитую на ограниченной площади на юго-востоке прогиба, и среднедевонские толщи бассейна р. Кызыл-Шин. Уландрыкская свита имеет четкое трехчленное строение; нижняя часть ее разреза сложена грубыми терригенными породами, в том числе широко развитыми среди них конгломератами, средняя — вишнево-красными алевролитами и тонкозернистыми песчаниками, включающими прослои и прожилки гипса, верхняя — разнозернистыми песчаниками. Общая мощность уландрыкской свиты 850 м. Среднедевонские красноцветные отложения, представленные однообразными красноцветными песчаниками и алевролитами, слагают верхнюю часть эйфельского и низы живетского ярусов (аксайская свита). Их мощность около 400 м.

В Уйменско-Лебедском прогибе, как и в Ануйско-Чуйском, красноцветы имеют ограниченное распространение. Они появляются в основании девонского разреза в так называемой сумурлинской свите, сложенной главным образом терригенными пестроцветными и красноцветными песчаниками и алевролитами, и вышележащей среднедевонской уйкараташской свите.

Общие сравнительно простые закономерности распределения красноцветных отложений в Саяно-Алтайской горной стране осложняются широким распространением вулканогенных образований, расчленяющих разрезы, сложенные осадочными толщами. Вулканогенные образования встречаются почти повсеместно, во всех сколько-нибудь крупных прогибах и даже на окраине платформы, в Рыбинской впадине. Отсутствие их можно предполагать в более северных районах платформы, девонские отложения которых погребены под молодыми осадочными толщами.

Совместное нахождение вулканогенных пород с красноцветными весьма типично для области девонской красноцветной седиментации на юге Сибири, хотя, конечно, нет полного взаимного перекрытия ареалов их распространения; вулканогенные породы поэтому прослеживаются и далеко за пределами рассматриваемой области, в частности в Калбинской геосинклинали, где девонские красноцветные отложения отсутствуют. Состав девонских вулканогенных образований крайне непостоянен, а стратиграфическая их приуроченность изменчива (Анатольева, 1963[1]). На окраине Сибирской платформы преобладают базальтовые лавы. Такого же состава лавы господствуют и на обширных площадях наложенного Минусинского прогиба, но к западу и югу от него, соответственно в Кузнецком и Тувинском прогибах, наряду с базальтовыми лавами широко распространены андезиты и липариты, а в системе преимущественно унаследованных прогибов Алтая, расположенных ближе к Калбинской геосинклинали, наиболее типичны липаритовые лавы и сопровождающие их пирокластические породы. Таким образом, наблюдается общая из-

менчивость состава ассоциаций красноцветных осадочных и вулканогенных пород в зависимости от структурной обстановки. Тектоническое развитие оказывает, следовательно, существенное влияние не только на седиментацию, но и на процессы вулканизма.

В пределах ареала девонской красноцветной седиментации вулканогенные породы известны в Саяно-Алтайской горной стране, в нижнем, среднем и верхнем девоне. В области, примыкающей к платформе, они обнаружены преимущественно в низах девонского разреза. В прогибах, расположенных вдали от ее края, вулканическая деятельность частично прослеживается и в поздние эпохи девонского периода, а на значительном от нее удалении развивается в течение всего девонского периода столь активно, что местами продукты вулканической деятельности почти нацело слагают мощные разрезы.

Общая эволюция процессов седиментации и вулканизма, начинающаяся и заканчивающаяся на разных участках рассматриваемой территории в разное время в зависимости от особенностей тектонического развития, позволяет утверждать, что все известные сейчас факты говорят об общем необратимом, а не циклическом развитии здесь этих процессов (Анатольева, 1966). В области красноцветной седиментации эти процессы проявляются по-разному в зависимости от особенностей строения и тектонической эволюции прогибов. Внутри ареала распространения девонских красноцветных отложений в тесном парагенезе с красноцветами на юге Сибири встречаются карбонатные и сульфатные породы. Первые развиты в самых различных районах и в разнообразной структурной обстановке. Лишь в самом общем виде для них можно отметить преимущественную стратиграфическую приуроченность к средним отделам девонской системы, хотя они могут прослеживаться по всему девонскому разрезу, как, например, на западной окраине Кузнецкого прогиба. Сульфатные же породы тяготеют к восточной окраине красноцветного ареала, примыкающей к области распространения среднедевонских отложений. Они известны, в частности, в северных районах Минусинского прогиба. Здесь карбонатные отложения, например, сарагашской свиты, находящиеся в парагенезе с красноцветными терригенными толщами кокоревской свиты, включают прослои и пачки гипсов. С аналогичными наборами пород на юго-западе Тувинского прогиба ассоциируют каменные слои. В целом же на юге Сибири терригенно-карбонатных отложений, сопровождаемых сульфатными и соленосными накоплениями, мало.

В Центральном Казахстане, имеющем тектоническое строение, в общем сходное с каледонидами Саяно-Алтайской области, область красноцветной седиментации, по А. А. Богданову (1959, 1960, 1965), была весьма обширной. Красноцветные осадочные толщи на площадях, захваченных глыбовыми перемещениями, сопровождались вулканогенными породами.

Строение девонских красноцветно-вулканогенных толщ Центрального Казахстана можно продемонстрировать на примере разрезов Верхнеатасуйского района и Эскулинского купола.

В Верхнеатасуйском районе нижний и средний отделы девона представлены вулканогенными породами (Филиппова, Щербакова, 1960). К нижнедевонским отложениям относится мунглинская свита, сложенная андезитовыми, андезито-базальтовыми и андезито-дацитовыми порфиритами и их туфами. Эти породы окрашены в зеленовато-серые, темно-серые, реже фиолетово-бурые тона. Мощность свиты изменчива и колеблется в пределах 1000—1800 м. Средний девон представлен угузтауской свитой, залегающей с резким угловым несогласием на мунглинской и на более древних образованиях. Нижняя часть угузтауской свиты выделяет-

ся как туфогенная, а верхняя — как вулканогенная толщи. Туфогенная состоит из однообразных грязно-серых и фиолетово-серых кристаллических дацито-липаритовых и липаритовых туфов. Общая мощность ее 1300 м. Вулканогенная толща четко разделяется на две части. Нижняя сложена различными липаритовыми туфами, среди которых присутствуют грубые брекчии, агломераты и горизонты бомб. В верхней части толщи преобладают липаритовые порфиры. Мощность вулканогенной толщи 950—1100 м. Вышележащая жаксыконская серия включает отложения среднего девона и франского яруса верхнего девона и от подстилающих образований повсеместно отделяется резким угловым несогласием. В строении серии принимают участие красноцветные песчаники, алевролиты и туфы липаритовых порфиров. Реже в разрезе встречаются прослои и линзы крупновалунных конгломератов, липаритовых порфиров и дацитовых порфиритов. Нижняя часть разреза жаксыконской серии известна под названием вулканогенно-осадочной толщи, разрез которой в районе гор. Бек-Тау, по описанию И. Б. Филипповой и М. Н. Щербаковой (1960), выглядит следующим образом (снизу вверх).

1. Желтовато-бурые кварцевые алевролиты, розовато-фиолетовые агломератовые туфы липаритовых порфиров, прослои черных кремней с растительными остатками плохой сохранности. Мощность 110 м.

2. Зеленовато-серые и серовато-фиолетовые агломератовые кристалло- и литокластические туфы липаритовых порфиров, переслаивающиеся с красновато-фиолетовыми туфопесчаниками. Мощность 200 м.

3. Светло-серые среднеобломочные литокристаллокластические туфы липаритовых порфиров. Мощность 130 м.

4. Миндалекаменные дацитовые порфириты, фиолетовые кварцевые тонкослоистые алевролиты, красноцветные крупногалечные конгломераты. Мощность 100 м.

5. Фиолетовые миндалекаменные дацитовые порфириты. Мощность 110 м.

6. Зеленовато-фиолетовые песчаники, кварцевые, мелкозернистые, тонкослоистые. Мощность 50 м.

7. Фиолетовые миндалекаменные дацитовые порфириты с прослоями фиолетово-серых кварцевых алевролитов. Мощность 30 м.

8. Красновато-бурые кварц-полевошпатовые песчаники крупнозернистые, косослоистые. Мощность 130 м.

Мощность приведенного разреза 1120 м, в целом она изменяется от 330—505 до 2000 м.

Вышележащая осадочная толща жаксыконской серии сформирована исключительно красноцветными породами. В нижней части разреза залегают валунные конгломераты, кверху постепенно переходящие в галечные, содержащие прослои среднезернистых полимиктовых песчаников. Верхняя часть осадочной толщи сложена гравелитами и песчаниками с подчиненными прослоями мелкогалечных конгломератов. Мощность осадочной толщи оценивается от 170 до 240—320 м.

На западе Центрального Казахстана в Эскулинском куполе выделяется нижнедевонская кызылтавская свита, имеющая четкое трехчленное строение (Голубовский, Зайцев, Петренко, Юрина, 1964). Нижняя, конгломератовая толща состоит из пестроцветных конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов. Типичный разрез ее описан по ручью Мейрамбай, где вскрыто ее налегание на докембрийские гнейсы. Этот разрез описывают В. А. Голубовский, Ю. А. Зайцев, А. З. Петренко и А. Л. Юрина в следующем виде:

1. Валунные конгломераты со слабоокатанными обломками гнейсов. Песчанистая грубозернистая фракция конгломератов — продукт дезинтеграции тех же гнейсов. Мощность 60 м.

2. Средние и мелкогалечные конгломераты с более разнообразными по составу гальками кислых эффузивов, кварца, слюдяных сланцев и гранитоидов. Местами конгломераты переходят в гравелиты и пуддинговые песчаники; среди них появляются прослои средне- и мелкозернистых красно-бурых полимиктовых песчаников и алевролитов. Мощность 230 м.

3. Переслаивающиеся зеленовато-серые мелкогалечные конгломераты, гравелиты, средне- и мелкозернистые красно-бурые тонкослоистые песчаники. Гравелиты и конгломераты, по составу близкие к породам пачки 2, образуют прослои от 3 до 5 м мощностью. От основания к кровле пачки количество гравелитовых и конгломератовых прослоев уменьшается, и мощность их становится меньше. Мощность 270 м. Из верхов конгломератовой толщи А. Л. Юрина описала остатки примитивных плауновых растений, а также вид *Drepanophucus gaspianus*.

Средняя, пестроцветная толща кызылтавской свиты сложена разнообразными зеленовато-серыми и красновато-бурыми песчаниками, включающими прослои гравелитов и конгломератов. Максимальная мощность пестроцветной толщи 2060 м.

Верхняя, вулканогенная толща представлена липаритовыми порфирами, туфами и туфоконгломератами. Мощность ее 155 м.

Выше кызылтавской свиты залегают красноцветные отложения верхнего девона (франский и отчасти фаменский ярусы). Верхнедевонские красноцветы разделяются на три части. Нижняя, конгломерато-песчаниковая пачка, несогласно залегающая на подстилающих толщах различного возраста, сложена пестроцветными конгломератами, гравелитами, песчаниками и красно-бурыми алевролитами. Мощность этой пачки превышает 400 м. В районе гор. Керегетас цементирующая масса конгломератов представлена яркими шоколадно-коричневыми сильно железистыми аргиллитами, насыщенными песчаным и гравийным кварцевым материалом и слюдой.

Средняя, аркозовая пачка образована розовыми и красно-бурыми гравелитами и разнозернистыми песчаниками, включающими прослои конгломератов и красно-бурых алевролитов. Цементом обломочных пород служит кремнистый, кремнисто-железистый, карбонатный и марганцевистый материал. Мощность аркозовой пачки изменяется в очень небольших пределах, от 90 до 110 м.

Верхняя пачка, эквивалентная фаменской уйтасской свите Джезказганского района, в нижней части разреза сложена красноцветными мелкозернистыми аркозовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, в отдельных районах содержащими прослои серых известковистых песчаников и алевролитов. В верхней части разреза уйтасской свиты среди красноцветных пород появляется все больше известковистых алевролитов и мергелей, которые постепенно сменяются известняками и доломитами фаменского яруса. Мощность свиты максимальных значений достигает на восточном крыле Эскулинского купола, где она оценивается в 242 м, а минимальных в районе Джез — 30 м. В целом девонские отложения Эскулинского купола характеризуются весьма резкой фациальной изменчивостью.

Красноцветные песчаники и конгломераты верхнего девона широко распространены на северном склоне Чаткальского хребта, а также восточнее, в горах бассейна р. Нарына. Аналогичные красноцветные толщи наблюдаются и в более северных районах, в частности в хребтах Таласском Алатау и Каратау, где они с угловым несогласием залегают

на ордовике. Мощность этих красноцветных толщ весьма изменчива — от 200—400 до 2000 м (Геологическое строение СССР, т. I, 1958).

В Советском Союзе красноцветные отложения девонского возраста известны также на архипелаге Северной Земли. Они распространены в западной части о-ва Октябрьской Революции, по всему о-ву Пионер, в восточной части о-ва Серова (Егиазаров, 1957). Девонские базальные конгломераты здесь с угловым несогласием залегают на известняках силура. Разрез девона сформирован красноцветными лагунно-континентальными образованиями.

На о-ве Октябрьской Революции нижний девон, в основании которого отмечается 25 м мощности толща базальных конгломератов, состоит из сероцветных песчаников, известняков, доломитов и мергелей, содержащих прослои и пачки красноцветных песчаников. В верхней части разреза нижнего девона обособляется 100—120 м толща пестроокрашенных доломитов, мергелей и красноцветных песчаников, перекрытых доломитами и известняками с гипсами. Общая мощность отложений нижнего девона на этом острове 750 м.

На о-ве Пионер нижнедевонские отложения расчленяются на три свиты (снизу вверх): дзержинскую, октябрьскую и дежневскую. В основании дзержинской свиты также содержатся базальные конгломераты, а слагают ее преимущественно зеленовато-серые известняки и доломиты, чередующиеся с красными мергелями. Мощность дзержинской свиты не превышает 140 м. Вышележащая октябрьская свита состоит преимущественно из сероцветных карбонатных пород. Главная же масса нижнедевонских красноцветных пород о-ва Пионер приходится на дежневскую свиту. В основании ее располагаются красно-бурые грубозернистые песчаники и конгломераты, которые вверх по разрезу сменяются красноцветными и серыми железисто-кварцевыми песчаниками, включающими отдельные прослои буро-красных и зеленых алевролитов, мергелей, доломитов и известняков. Верхняя часть разреза свиты отличается от нижней лишь тем, что в ней появляются аркозовые разности песчаников. Общая мощность дежневской свиты 300 м.

В среднедевонских отложениях архипелага Северной Земли красноцветы широко распространены только на о-ве Октябрьской Революции, где они начинаются 100 м толщей темно-красных разнозернистых песчаников, содержащих остатки панцирных рыб. Выше располагается 80 м мощности пачка темно-красных и пестроокрашенных песчаников и мергелей, которая в свою очередь сменяется красными и серыми кварцитовидными, кварцевыми и известковистыми песчаниками мощностью 95 м. Остальные 145 м разреза среднего девона сложены однообразными красноцветными песчаниками, содержащими прослои и пачки светлых и буровато-красных доломитов и известняков. К этой части разреза приурочены также прослои и линзы гипсов. Общая мощность разреза среднего девона на о-ве Октябрьской Революции 520 м.

В верхнем девоне красноцветные отложения известны в нижней матусевичской свите, выделенной на о-ве Октябрьской Революции. Разрез свиты состоит из косослоистых красных и буровато-красных песчаников, включающих прослои известняков, доломитов и гипсов. Общая мощность свиты 250 м.

За пределами Советского Союза красноцветные отложения тоже приурочены к разнообразным структурам: не только к древним платформам, но и к каледонским складчатым областям. Они распространены в поясе каледонид Европы, в Гренландии, в Северной и Южной Америке, на Ближнем Востоке и юге Африки, в Австралии. На севере Европы наиболее типичным районом развития красноцветов девона яв-

ляется Шотландия, где они наблюдаются в парагенезе с вулканогенными породами.

В Шотландии красноцветные толщи содержатся в разрезах нижнего девона Мидленда и на западе этой страны. Нижний Древний Красный Песчаник (Lower Old Red Sandstope) Мидленда включает несколько подразделений (Waterston, 1965). Самое нижнее, известное под названием Даунтон, подробно описанное еще в начале текущего века, обнажено в области северо-западного погружения синклинали Мэрмс. Здесь разрез выглядит следующим образом (снизу вверх):

1. Базальные брекчии и алевролиты, залегающие с угловым несогласием на подстилающих породах. Мощность 60 м.
2. Пурпурные песчаники. Мощность 18 м.
3. Серые и коричневые песчаники с красными алевролитами. По всей пачке наблюдаются обломки вулканических пород, глинистые окатыши и трещины усыхания. Мощность 300 м.
4. Вулканические конгломераты и туфы. Мощность 12 м.
5. Красные песчаники. Мощность 18 м.
6. Серые песчанистые алевролиты, содержащие рыбные остатки *Dictoyocaris slimoni, Ceratiocaris* sp., *Hughmilleria norvegia, Hughmilleria* sp., *Pterygotus* sp., *Archidesmus* sp. Мощность 180 м.
7. Туфы и туфогенные алевриты. Мощность 240 м.

Следующее подразделение «Диттон», или «каледонская серия», наилучшим образом обнажено в серии синклиналей северных районов Мидленда. Это подразделение распадается на пять групп.

Нижняя, базальная группа Даннотер лежит с угловым несогласием на подстилающих слоях Даунтона и характеризуется преимущественным развитием грубых конгломератов, обломочный материал которых был перемещен из высокогорной области. К. Ватерстон отмечает, что в верхней части разреза гальки в конгломератах представлены исключительно вулканогенными породами. Конгломераты чередуются с тонкими прослоями коричневато-бурых песчаников. Группа Даннотер включает четыре горизонта андезитовых и базальтовых лав. Общая мощность разреза этой группы 870 м. В следующей группе Крэвтон преобладают конгломераты, состоящие из галек и валунов вулканогенных пород. Группа Крэвтон отличается обилием лав, которые в юго-западном крыле синклинали Страссмор представлены базальтовыми порфиритами, а в северо-западном — кислыми андезитами. Мощность группы Крэвтон 480 м.

Вышележащая группа Арбоснотт сложена гиперстеновыми андезитами и базальтами, чередующимися с красновато-бурыми песчаниками и конгломератами; общая мощность разреза этой группы оценивается в 1500 м. Четвертая по счету группа Гервок состоит из базальтовых лав и осадочных пород, которым подчинены конгломераты, песчаники, сланцы и песчанистые известняки. В песчаниках группы Гервок определены следующие растительные остатки: *Pachytheca* sp., *Psilophyton princeps, Psilophyton goldschmidti, Dawsonites arcuatus*. Мощность разреза этой группы 1200 м. Самая верхняя группа Страссмор, венчающая разрез Диттона, состоит из мергелей, которые в западном и северном крыльях синклинали Страссмор замещаются плитняками и массивными грубослоистыми песчаниками. Ватерстон предполагает, что верхняя часть разреза группы Страссмор может иметь уже среднедевонский возраст. Мощность слоев Страссмор колеблется от 90 до 200 м.

Детальное описание подразделения Диттон различных районов Мидленда приведено в работе Д. Аллана (Allan, 1940), который дал корреляцию Нижнего Древнего Красного Песчаника (табл. 10). Рас-

Таблица 10

Корреляция подразделения Диттон Нижнего Древнего Красного Песчаника, по Д. Аллану
(Allan, 1940)

Группы	Центр. Пэртшир	Восточный Пэртшир	Юго-восточный Кинкардэншир	
	Комри-Киф	Данкелд-Алисс	Хайленд-Бордер	Прибрежный район
Страссмор	Песчаники, переходящие в песчанистые сланцы, — 210 м	Песчаники — 90 м	Песчаники	Красные мергели — 450 м
Гервок	Песчаники с конкрециями известняка в верхней части разреза — 60 м. Конгломераты преимущественно вулканогенного состава — 750 м. Песчаники с трещинами усыхания — 510 м	Конгломераты кварцитовые, переходящие к юго-востоку в песчанники с конкрециями известняка, — 570 м. Песчаники — 390 м	Конгломераты высокогорий с вулканогенным обломочным материалом. Песчаники с глинистыми примазками	Песчанистые известняки. Базальтовые лавы. Конгломераты высокогорий, песчаники и сланцы
Арбоснотт	Конгломераты вулканогенного состава — 270 м. Лавы оливиновых базальтов — 180 м. Конгломераты вулканогенного состава — 630 м. Лавы пироксеновых андезитов и оливиновых базальтов — 180 м	Конгломераты вулканогенного состава — 480 м. Лавы пироксеновых андезитов — 300 м. Конгломераты, сцементированные вулканогенным материалом, — 900 м. Лавы пироксеновых андезитов — 270 м	Конгломераты, в которых обломочный материал представлен кислыми вулканогенными породами и туфами	Лавы роговообманковых андезитов и базальтов. Конгломераты высокогорий
Крэвтон	Конгломераты высокогорий, цемент вулканогенный — 150 м. Лавы биотитовых андезитов — 210 м. Лавы роговообманковых андезитов — 210 м	Конгломераты из обломков кислого вулканогенного материала — 600 м. Лавы биотитовых андезитов — 180 м. Лавы дацитов — 240 м	Конгломераты высокогорий из обломков кислого вулканогенного материала. Лавы роговообманковых андезитов. Лавы дацитов	Лавы базальтов, конгломераты высокогорий из обломков вулканогенных пород. Лавы базальтов
Даннотер	Конгломераты вулканогенные — 180 м. Лавы оливиновых базальтов — 60 м. Конгломераты и брекчии вулканогенного состава — 60 м	Лавы биотитовых андезитов и конгломераты — 750 м. Лавы авгитовых андезитов — 210 м	Конгломераты из обломков кварцитов, туфов и вулканогенных пород. Лавы авгитовых андезитов. Конгломераты кварцитового состава	Лавы долеритов. Конгломераты кислого вулканогенного материала. Лавы авгитовых андезитов, конгломераты высокогорий. Коричневые песчаники

сматривая условия образования пород Нижнего Древнего Красного Песчаника районов Мидленда, Ватерстон отмечает, что они накапливались на предгорной равнине, расположенной у подножия высокогорной области. Стремительные потоки, спускавшиеся с этих гор, несли обломочный материал, наиболее грубая часть которого отлагалась у подножий в виде валунных и крупногалечных конгломератов. Более мелкий материал осаждался в области распространения низких аллювиальных равнин и обширных озерных впадинах. Аркозовые песчаники, несомненно, являвшиеся продуктами быстрой эрозии, по данным П. Крынина (Krynine, 1935), накапливались в результате деятельности быстрых потоков в обстановке теплого гумидного климата. Сланцы и алевролиты образовались вследствие диагенеза озерных осадков. Местность, расположенная к северу от области седиментации, изобиловала вулканами, продукты деятельности которых достигали даже самых низких участков предгорных долин.

Другой пример ассоциаций вулканогенных и красноцветных пород дает район Кинтири в Западной Шотландии, где Нижний Древний Красный Песчаник подразделяется снизу вверх на формацию Гленремскил, Ново-Орлеанские конгломераты и песчаники Бестерд (Friend, Macdonald, 1968).

«Формация» Гленремскил имеет двухчленное строение. Нижнюю часть ее разреза образует базальная брекчия, а верхнюю — кварцитовые конгломераты. Повсеместно базальная брекчия с угловым несогласием залегает на протерозойских сланцах Далредиен. В основании разреза базальной брекчии развита неслоистая брекчия изменчивой мощности (до 7 м), состоящая из угловатых плоских обломков тальковых, мусковит-хлоритовых и кварцевых сланцев и хорошо окатанных обломков белого жильного кварца.Все эти обломки включены в основную массу породы, сложенную кварцем, полевыми шпатами и мусковитом. Выше по разрезу брекчии чередуются с песчаниками, которые состоят из такого же обломочного материала, что и брекчии, а также с красными сланцами, включающими небольшие гальки метаморфических пород, аналогичных отмеченным выше. Большая часть разреза базальной брекчии сложена ярко-красными терригенными породами. Вверх по разрезу постепенно возрастает роль обломков эффузивных пород. Общая мощность базальной брекчии 110 м.

Разрез толщи кварцитовых конгломератов начинается 100-метровой пачкой слоистых грубых конгломератов. В породах нижележащей базальной брекчии конгломераты нередко образуют четко врезанные каналы от 3 до 7 м глубиной. Обломочный материал конгломератов состоит почти исключительно из округлых валунов кварцитов и редких галек и валунов лав. В карбонатном цементе конгломератов, окрашенном в пурпурные тона, содержатся зерна жильного кварца, биотита, мусковита, олигоклаза и обломки кварцево-слюдистых сланцев и лав. Участками в цементе преобладают обломки лав. Кварцитовые конгломераты выше по разрезу чередуются с плохо сортированными пурпурными и красными песчаниками, содержащими многочисленные обломки, а также с красными сланцами. В самых верхах разреза наблюдаются прослои туфогенных пород. Общая мощность толщи кварцитовых конгломератов 330 м и, таким образом, для всей «формации» Гленремскил она достигает 440 м. В северо-восточном направлении кварцитовые конгломераты по простиранию постепенно переходят в красные песчаники и аргиллиты.

Вышележащее подразделение Нижнего Древнего Красного Песчаника — так называемые Ново-Орлеанские конгломераты содержат в

нижней и верхней частях разреза пачки лавовых конгломератов. Разрез Ново-Орлеанских конгломератов, имеющих мощность 890 м, П. Френдом и Р. Макдональдом (1968) подразделяется следующим образом (снизу вверх):

1. Зеленые конгломераты и брекчии с обломками лав.
2. Красноцветные плотные песчаники с отдельными гальками и эрозионными каналами, заполненными лавовым материалом, и с маломощными прослоями аргиллитов.
3. Грубые, лишь участками сортированные конгломераты с лавовыми валунами и прослоями песчаников и аргиллитов.
4. Красные и пурпурные песчаники и аргиллиты. В аргиллитах нередко встречаются небольшие вулканические бомбы.
5. Грубые несортированные конгломераты с валунами андезитов и фельзитов.

В центральной части Шотландии разрез Ново-Орлеанских конгломератов содержит прослои кислых туфов мощностью от 2 до 10 м. Лавы и пирокластические породы Ново-Орлеанских конгломератов подвергались хлоритизации и окремнению.

На Ново-Орлеанских конгломератах согласно залегают песчаники Бестерд, однородные, слоистые, с высоким содержанием кварца. Местами они переслаиваются с красными аргиллитами, а на отдельных участках включают небольшие пемзовые бомбы. Максимальная мощность песчаников Бестерд 100 м. Судя по направлению палеопотоков и течений, в эпоху отложения Нижних Древних Красных Песчаников в западных районах Шотландии область питания располагалась на северо-западе, т. е. в районе каледонской складчатости.

На юге Англии также широко распространены девонские красноцветные осадочные толщи. Особенности их состава и строения даны в сводной таблице Д. Аллена и К. Тарло (Allen, Tarlo, 1963) на примере нижнедевонских красноцветов Уэльса (табл. 11). Красноцветы имеются также в разрезах верхнего девона, называемого английскими геологами Верхним Древним Красным Песчаником. На этой территории они повсеместно залегают на нижележащих толщах с угловым несогласием (Waterston, 1965). Они представлены розовыми, желтыми и красными песчаниками, на поверхностях напластования которых почти везде есть трещины усыхания и глинистые окатыши. Отложения Верхнего Песчаника по сравнению с Нижним менее грубы и обладают меньшей мощностью. Они накапливались на слегка всхолмленных прибрежно-аллювиальных равнинах и в озерных бассейнах, удаленных от гор на значительные расстояния. Песчаники нередко обнаруживают потоковую слоистость, которая позволяет установить, что обломочный материал поступал из различных районов. Помимо песчаников, в разрезах участвуют красные мергели и кремнистые известняки.

В Западной Норвегии известны мощные красноцветные терригенные толщи девона (Хольтедаль, 1957; Nilsen, 1967, 1969). Наибольшая их мощность 5200 м* (район Золунда). В основании девонского разреза постоянно присутствуют осадочные брекчии, которые залегают на неровной поверхности каледонского складчатого основания. В западинах рельефа, сформированного к началу девонской седиментации, мощность брекчий достигает 40—50 м, в то время как на приподнятых участках она резко сокращается, вплоть до полного их исчезновения.

---

* Впрочем, для района Хорнелеча У. Хольтедаль указывает мощность девонских красноцветов в 20—25 км, хотя не исключает, что из-за складчатости она может оказаться весьма завышенной.

Таблица 11

Характеристика красноцветных отложений нижнего девона пограничных районов Уэльса Великобритании, по Аллену и Тарло
(Allen, Tarlo, 1963)

Стратиграфическое подразделение			Литология	Ископаемые остатки	Условия
Нижний девон	Диттон	Группа Диттон	Мощные красные аргиллиты, иногда с конкрециями. Тонкие зеленые и красные песчаники, для которых характерны перекрестная, веерная и потоковая слоистость, промоины наполнения и потоковые знаки. Маломощные внутриформационные конгломераты, лежащие на эродированной поверхности	*Althaspis leachi, Pteraspis rostrata, Pteraspis crouchi, Weigeltaspis, Corvaspis, Protaspis, Benneviaspis* и др.	Речные: песчаные веера на площади рукавов рек; приливные равнины с заносимыми озерами и иловатыми равнинами. Приливы. Сильные потоки, часто повторяющиеся
		Известняковая группа	Тонкие красные аргиллиты с конкрециями известняков. Тонкие красные или зеленые песчаники с перекрестной слоистостью, потоковой линейностью, промоинами наполнения, каналами, трещинами усыхания и волноприбойными знаками. Конгломераты на эрозионной поверхности	*Pteraspis leathensis, Traquairaspis symondsi, Poraspis, Tesseraspis, Kallostrakon Anglaspis, Corvaspis, Cephalaspis*	Господствуют речные отложения: песчаные веера рек на приливной равнине, с временными, заносимыми озерами и иловатыми равнинами. Кратковременные морские вторжения, дающие сортированные осадки, и песчаные лагуны
	Даунтон	Верхняя красная группа	Мощные красные аргиллиты с остатками фауны. Тонкие слюдистые красные песчаники с перекрестной слоистостью и потоковыми знаками	*Didymaspis, Thyestes*	Субприливно-отливные и межприливно-отливные песчаные отложения мелких и низких приморских равнин
		Песчаниковая гр. Хольдгейт	Мощные слюдистые зернистые песчаники с фестончатой и перекрестной слоистостью, с потоковыми знаками. Мощные красные песчаники	*Kallostrakon, Didymaspis*	Речные с внедрением приливов и отливов; русла бурных рек с накоплениями речных песков и прибрежные осадки
		Нижняя красная группа	Мощные красные и дельтовые глины, часто слоистые. Тонкие зеленые или красные слюдистые песчаники с перекрестной и веерной слоистостью, с потоковыми знаками	*Hemicyclaspis, Didymaspis, Thyestes, Sclerodus, Kallostrakon*	Субприливно-отливные и мелкоприливно-отливные песчаные отложения мелких и низких приморских равнин. Сильные волнения и потоки
		Песчаниковая группа Кэстл	Желтые песчаники, вверху с промоинами и каналами наполнения, с перекрестной и веерной слоистостью, с потоковыми знаками и обломочными зернами фосфатов. Зеленые слоистые глины внизу	*Hemicyclaspis, Thyestes, Sclerodus, Cyathaspis*	Низкие берега и отмели; осадки, формирующиеся в открытом море в пределах волнений. Трансгрессии, накопление мелководных песков и береговых отложений
		Костеносн. слой лудлова	Песчаники и глины тонкозернистые, перекрестнослоистые	*Sclerodus, Cyathaspis*	Побережье, оставленное морем. Береговые и литоральные пески
Силур	Серия лудлова		Тонкослоистые зеленые глины и сланцы и раковинные известняки	*Cyathaspis, Archegonaspis*	Открытое море, чередующееся с побережьем

Вверх по разрезу брекчии переходят в полимиктовые конгломераты, среди которых преобладают валунные разности. Конгломераты содержат линзообразные прослои песчаников различной мощности и протяжения. В западной части района Золунда, например, эти прослои протягиваются на расстояние до 4 км при общей мощности 700 м. Конгломераты и брекчии состоят из плохо сортированных и слабоокатанных остроугольных обломков местных пород, претерпевших незначительную транспортировку. Грубозернистые песчаники содержат рассеянную гальку и по составу обломков совершенно не отличаются от конгломератов. Тонкозернистые песчаники в большинстве случаев имеют кварцево-полевошпатовый состав, нередко приближающийся к граувакковому. Для песчаников характерно низкое процентное содержание цементирующей массы, представленной преимущественно карбонатным материалом.

Самая верхняя часть девонского терригенного разреза включает относительно мощные и протяженные пласты песчаников, содержащих остатки растений и рыб, свидетельствующих о среднедевонском возрасте пород. В целом же возраст красноцветных отложений Западной Норвегии нижне- и отчасти среднедевонский. Т. Нильсен указывает, что большинству девонских терригенных пород свойственна неправильная слоистость. Параллельная слоистость наблюдается редко. На небольших участках, например, максимальные мощности таких слоев достигают 6—7 см при протяжении 15—20 м. В основном же слоистость носит перекрестный характер. Отмечаются желобовая, фестончатая и иного типа слоистость. Представляют интерес приводимые Нильсеном данные о текстурных особенностях поверхностей напластования, названных им потоковой линейностью. Эти текстуры характеризуются обилием каналов или промоин, глубина которых достигает 2 м. Есть и волноприбойные знаки, но они приурочены к верхней части девонского разреза.

Девонские отложения Западной Норвегии накапливались, по представлению Нильсена, на территории посткаледонских гумидных аллювиальных равнин и в этом отношении являются, по его мнению, аналогами триасового бассейна Ньюарк в Аппалачах. Отложения формировались в отдельных грабенах, ограниченных разломами, на равнинах, примыкающих к поднятиям, располагавшимся на суше. Грубые терригенные породы слагали периферические части областей седиментации и размещались вблизи источников сноса. Текстурные и структурные особенности пород, состав, размеры и форма обломочного материала указывают на то, что осадки отлагались в результате деятельности временных потоков. Потоковая линейность позволяет определить северо-западное направление течения потоков из области поднятий, расположенной на юго-востоке. В накоплении конгломератов главную роль играли хорошо обособленные потоки, а в накоплении песчаников — рассеивающиеся. Таким образом, девонские отложения Норвегии имеют континентальное происхождение, но они все являются субаквальными. Среди них не установлены ни дельтовые, ни морские осадки.

В архипелаге Шпицбергена хорошо изучен девон восточной части Экман-фиорда (Dineley, 1960). Фиорд расположен к востоку от большого центрального грабена Шпицбергена. Большая часть грабена заполнена верхнедевонской серией Вуд Бай, подразделяющейся снизу вверх на толщи: 1) Кэп Къелдсэн, 2) Люкта и 3) Стьюрделен. В районе Экман-фиорда имеется только две нижние толщи. Толща Кэп Къелдсэн сложена преимущественно зеленовато-серыми песчаниками и конгломератами, среди которых есть красно-бурые глинистые сланцы. Красноцветных пород в этой части разреза серии Вуд Бай не бо-

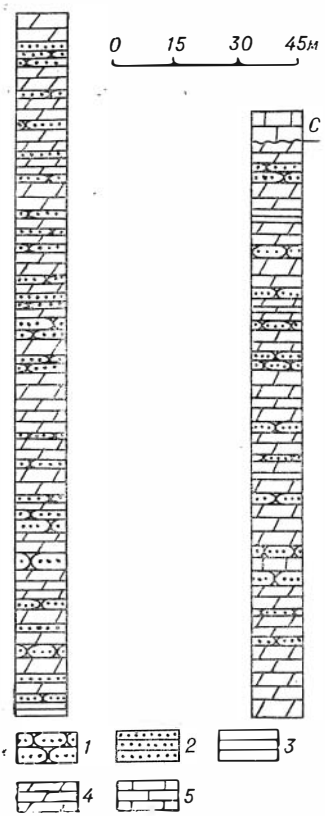


Рис. 20. Разрез подразделения Люкта серии Вуд Бай Экман-фиорда Шпицбергена, по Д. Динли (Dineley, 1960).
1 — песчаники; *2* — алевриты; *3* — аргиллиты; *4* — мергели; *5* — известняки карбона.

лее 10%. В песчаниках преобладают зерна кварца, которые часто составляют до 90% всей массы обломочного материала. Полевые шпаты встречаются в очень небольших количествах и представлены плагиоклазами. Среди обломков обнаруживаются также слюды и хлориты. Терригенные породы Кэп Къелдсэн цементируются чаще всего карбонатным, реже кварцевым или железистым материалом.

Отложения толщи Люкта отчетливо делятся на две части (рис. 20). Нижняя сложена тускло- или ярко-красными алевролитистыми тонкозернистыми песчаниками, часто косослоистыми, и сланцами того же цвета. Общая мощность этой части толщи Люкта около 76 м. Верхней части толщи Люкта принадлежит чередование песчаников и мергелей мощностью около 335 м. Песчаники разнозернистые, мелко- до грубозернистых, цемент в них кальцитовый или железистый. Д. Динли считает, что породы обоих подразделений серии Вуд Бай являются субаквальными образованиями, которые возникли в мелководной обстановке.

В центральных районах Восточной Гренландии (Бютлер, 1964$_2$) девонские красноцветные породы образуют толщи, которые первоначально получили название «формации» Кейп-Граах. Это континентальные образования. В них преобладают преимущественно красные, реже серые грубо- и тонкозернистые песчаники, состоящие из обломков полевых шпатов и слюд. Помимо них, в разрезе есть конгломераты и брекчии, мергелистые и известковистые прослои, а в некоторых районах кислые и основные вулканогенные породы. Толща девонских кластических пород мощностью 7000—8000 м выполняет бассейн, расположенный параллельно простиранию каледонид. Базальные горизонты этого мощного девонского разреза с перерывом, нередко сопровождающимся угловым несогласием, залегают или на метаморфизованных позднедокембрийских толщах группы Элеонор-Бай, или на кембрийских и ордовикских известняках. От вышележащих континентальных толщ карбона девонские отложения также, по-видимому, отделены крупным угловым несогласием. Эта мощная серия пород, плохо охарактеризованная фауной, с трудом разделяется на более дробные стратиграфические подразделения, и возраст ее определяется в рамках позднего среднего и верхнего девона.

В Северной Америке красноцветные отложения девона распространены в Канадской Арктике, Канадских Аппалачах и на территории штата Нью-Йорк (США).

В Канадской Арктике красноцветы известны на островах и на территории Юкона (Allen, Dineley, Friend, 1967). В районе Берроу Стрейт известны фациально изменчивые красноцветные и зеленоцветные терригенные отложения силуро-девонского возраста. Они выделяются в качестве «формации» Пиил Саунд, достигающей мощности 500 м. В строении «формации» участвуют фангломераты и тонкозернистые красновато-бу-

рые терригенные породы, переходящие по латерали в карбонатные. В другом районе Арктической Канады, на Корнвельских островах, указывается «формация» Сноублинд Бай даунтонского или диттонского возраста (нижний девон). «Формация» сложена массивными известковистыми брекчиями, конгломератами, красными песчаниками и алевролитами и имееет мощность 265 м.

В Канадских Аппалачах, в районах Новой Шотландии, Ньюфаундленда и южной части Нью-Брунсвика среди девонских отложений присутствуют красноцветные терригенные и вулканогенные породы (Allen, Dineley, Friend, 1967). Такие ассоциации красноцветных и вулканогенных пород в нижнем девоне входят в «формацию» Кнейдат, достигающую 500 м мощности. Наблюдаются они и в среднедевонской «формации» Лейк близ Кэмпбелтона. Здесь среди красноцветных терригенных пород присутствуют туфы и вулканогенные породы.

В юго-восточных районах штата Нью-Йорк имеются средне- и верхнедевонские отложения, представленные чередованием красных сланцев, аргиллитов, алевролитов, песчаников и конгломератов, зеленых сланцев, и песчаников, серых сланцев, песчаников и конгломератов. Максимальная мощность этих отложений 1824 м (Fletcher, 1963). Они подразделяются (снизу вверх) на следующие «формации»: Плэткилл, Жилбоа, Онеонта, Пак-Котелл, Вэлтон и Виттенберг. Названные терригенные «формации» хорошо сопоставляются с одновозрастными морскими отложениями южных и центральных районов штата Нью-Йорк.

«Формация» Плэткилл сложена красными, пурпурными и серыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, среднезернистыми серыми и мелкозернистыми сланцами и тонкозернистыми косослоистыми субграувакками. Ф. Флэтчер отмечает, что песчаники обладают карбонатным цементом. Ископаемые остатки в «формации» Плэткилл редки: встречаются только растения и рыбы. Общая мощность разреза «формации» 260 м.

«Формация» Жилбоа подразделяется на три части. Базальная часть ее разреза образована тонкозернистыми ярко-серыми протокварцитами, среднезернистыми темно-серыми косослоистыми субграувакками и темно-серыми сланцами. В средней части «формации» преобладают красные песчаники и сланцы, а в верхней — протокварциты и темно-серые сланцы. Общая мощность «формации» от 75 до 150 м.

Вышележащая «формация» Онеонта включает слюдистые тусклокрасные пурпурные и серовато-красные песчаники, алевролиты и аргиллиты, переслаивающиеся со среднезернистыми серыми косослоистыми граувакками. Общая мощность разреза «формации» 258 м.

«Формация» Пак-Котелл сложена палеонтологически охарактеризованными слоями, к востоку сменяющимися конгломератами Твилайт, состоящими из кварцевых галек, сцементированных грубозернистым песчанистым материалом. Конгломераты Твилайт являются маркирующим горизонтом, которым обычно начинают разрез верхнего девона. Мощность этих конгломератов 304 м.

В строении следующей «формации» Вэлтон принимают участие красные аргиллиты и сланцы, переслаивающиеся с песчаниками. В низах разреза «формации» песчаники серые до зеленовато-серых, среднезернистые, косослоистые, грауваккковые, с большим количеством хлорита; в верхах — оливково-серые, полевошпатовые, с рассеянными галькаами молочного кварца и кварцитов. Мощность разреза этой «формации» 425—608 м. Разрез венчается «формацией» Виттенберг, представленной желтовато-серыми и в меньшей степени пурпурно-красными косослоистыми конгломератами, достигающими 250 м мощности.

На Южно-Американском континенте в Уругвае девонские красноцветные отложения слагают верхнюю часть группы Дурацно, известную под названием «формации» Пэлота (Harrington, 1967). Это пурпурные песчаники и сланцы, содержащие растительные остатки; породы залегают на нижнедевонских фаунистически охарактеризованных сланцах. Мощность красноцветных отложений «формации» Пэлота 55 м. Самой крайней точкой Южной Америки, в которой имеются девонские красноцветы, являются Фолклендские острова, где эти отложения представлены преимущественно песчаниками и алевролитами.

На Африканском континенте красноцветные отложения девонского возраста развиты весьма ограниченно. Они известны, например, в Южной Африке в верхней части разреза Капской системы, в так называемой серии Ваттерберг, возраст которой датируется в пределах от среднего девона до нижнего карбона (De Villieps, 1967). Красноцветные отложения этой серии представлены тусклыми красно-коричневыми сланцами. Главную же роль в строении ее разреза играют белые кварциты.

На Ближнем Востоке в Западном Афганистане и Восточном Иране красноцветные породы и эвапориты приурочены к серии слоев, залегающей ниже эйфельских отложений (Durkoop, Mensink, Plodowski, 1967). В строении разреза здесь принимают участие коричневые и красные конгломераты и песчаники, включающие прослои гипсов, сероцветные сланцы и мергели, а также доломиты и соляные породы. В некоторых районах в основании разреза присутствуют вулканические породы. Нижняя часть этой последовательности относится к верхам силура, а самая верхняя часть — к раннему-среднему девону. В Афганистане красноцветные терригенные породы накапливались в центральной части трога, где образовалась толща конгломератов, песчаников, кварцитов и песчаных сланцев, изредка чередующихся с маломощными пачками известковистых песчаников, достигающая мощности 1500 м. В южной части трога мощность этих терригенных пород существенно сокращается. Так, в районе Малистена имеется толща грубых кварцитовых конгломератов, косослоистых мелкогалечных конгломератов, кварцитов с редкими прослоями известковистых песчаников мощностью всего лишь 200—300 м. В северо-восточной части трога эти терригенные породы переслаиваются с массивными известняками.

Существенно иные литологические фации свойственны Южному Ирану и юго-западным трогам Центрального Афганистана. Здесь разрез сложен мощными красными терригенными слоями и эвапоритами, представленными тонкими слоями гипса и соляных пород. Местами в основании именно этого разреза содержатся вулканические породы.

На Австралийском континенте девонские красноцветные отложения установлены в Кэннинг бассейне. Строение их разреза можно выяснить, рассматривая южную часть этого бассейна, известную под названием суббассейна Кидсон (Johnstone, Jones, Koop и др., 1967). Бурение в этом районе вскрыло эвапоритовые отложения мощностью 2705 м, несогласно налегающие на фаунистически охарактеризованный средний ордовик. Возраст их датируется в пределах от позднего ордовика до среднего девона. Основание разреза этих отложений именуется «формацией» Кэррибадди. Она представлена массивными красно-коричневыми тонкозернистыми известковистыми алевролитами и доломитами. «Формация» включает мощную толщу черных сланцев и сланцеватых известняков, которые содержат кристаллы галита и ангидрита. Общая мощность «формации» 1700 м, а ее возраст определяется в пределах от верхнего

ордовика до нижнего девона. Вышележащая толща, называемая Красными слоями Тенделгу, объединяет красноцветные среднезернистые песчаники и хорошо сортированные и хорошо окатанные преимущественно кварцевые песчаники с редкими прослоями шоколадных глин. Песчаные зерна нередко обладают матовой поверхностью, как предполагается, вследствие эоловой транспортировки обломочного материала. Мощность красных слоев 630—700 м, а возраст их считается нижнедевонским. Этот разрез венчается среднедевонскими известняками Меллинири, достигающими 275 м мощности и состоящими из известняков, доломитовых аргиллитов, аргиллитов и ангидритов. Весьма характерны для этой толщи слои с волноприбойными знаками.

Приведенный краткий очерк распространения красноцветных отложений показывает, что красноцветная седиментация девонского периода охватила обширные территории земного шара, расположенные на разных широтах, включая околополярные области — Гренландию и Шпицберген на севере и Фолклендские острова на юге. Различные по составу терригенные красноцветные отложения опоясывали горные сооружения, возникшие в каледонскую эпоху складчатости, и распространялись на равнинные платформенные области. В структурном плане ареалы красноцветной седиментации размещались в системе межгорных впадин, во внутренних и краевых прогибах древних платформ. Такое разнообразие структурной приуроченности красноцветов во многих случаях способствовало возникновению разнофациальных комплексов, образование которых определяется неоднородным геологическим развитием различных тектонических структур. Для некоторых территорий эта черта девонской красноцветной седиментации весьма типична. Другой характерной особенностью девонской красноцветной седиментации, также свойственной многим областям, является тесная пространственная ее связь с активной вулканической деятельностью. Кроме того, ей свойственны преимущественно терригенный состав пород и парагенез красноцветных осадков с карбонатными и сульфатными отложениями.

ПЕРМЬ

Пермский период также характеризуется массовым распространением красноцветных отложений. Пермские красноцветы установлены на обширных площадях как северного, так и южного полушария (табл. 12), и не только в осадочном чехле платформ древнего заложения, но и во впадинах, расчленяющих области каледонской и герцинской складчатости.

В Советском Союзе пермские красноцветы имеются на Русской платформе, в Предуральском краевом прогибе, в Центральном Казахстане, на территории Большого Кавказа, на Мангышлаке, Туаркыре и в Тянь-Шане. Наиболее полно они представлены на Русской платформе и в обрамляющих ее прогибах. Нижнепермские красноцветы распространены здесь преимущественно на юге Русской платформы. Они известны, в частности, на северо-западе Донбасса, где выполняют Бахмутскую котловину. В этом районе развита картамышская свита, красноцветные низы которой постепенно сменяются сероцветными породами карбона. Эта нижняя красноцветная часть разреза свиты, по последним данным, относится к верхам карбона (Кореневский, Бобров, Супронюк, Хрущев, 1968).

Картамышская свита (прежнее ее название — свита медистых песчаников) представлена чередованием красно-бурых, кирпично-красных

Хронологические подразделения	Русская платформа			Центр. Казахстан		Большой Кавказ	Мангышлакское поднятие	Центральная Европа
	Сев.-зап. Донбасс	Прикаспийская впадина	Предуральский прогиб	Тенизская впадина	Джезказганская впадина			
Верхняя пермь	Дроновская свита	Красноцветная толща	Белебеевская свита Шешминский горизонт			Красноцветная толща	Долнапинская свита Отпанская свита	
Нижняя пермь	Картамышская свита			Кийминская свита	Жиделисайская свита			Мертвый Красный Лежень

и буровато-коричневых аргиллитов, алевролитов и песчаников. Среди пород свиты имеются медистые песчаники. В северной части котловины ей подчинены прослои известняков и доломитов, приобретающие значение маркирующих горизонтов. Наименьшая мощность свиты приурочена к северным районам котловины, где она не превышает 400 м. Наибольшая мощность типична для южных районов; она достигает 1200 м. Картамышская свита сопоставляется с Нижним Красным Лежнем Центральной Европы, где красноцветные отложения также частично спускаются в верхний карбон.

На северо-западной окраине Донбасса в строении картамышской свиты участвуют красно-бурые глины, алевролиты и реже мелкозернистые песчаники с маломощными карбонатными прослоями. Вверх по разрезу красноцветные отложения сменяются мощными соленосными толщами, которые в свою очередь перекрываются красноцветными отложениями дроновской свиты, завершающими пермский разрез Донбасса. Таким образом, в этих районах имеются не только нижне-, но и верхнепермские красноцветы. Дроновская свита на северо-западе Донбасса разделяется на две подсвиты. Нижняя — глинисто-алевролитовая, верхняя — песчанистая. В строении нижней подсвиты принимают участие коричнево-бурые слабокарбонатные неслоистые аргиллиты и алевролиты, включающие маломощные прослои красно-бурых песчаников. Верхняя подсвита сложена преимущественно красноцветными, реже зеленоцветными полимиктовыми песчаниками, для которых характерен карбонатный и карбонатно-глинистый цемент. Максимальные мощности дроновской свиты оцениваются в 690 м. В Днепровско-Донецкой впадине красноцветные глины нижней части разреза дроновской свиты содержат прослои ангидрита.

В юго-восточных районах Русской платформы в Прикаспийской впадине распространены только верхнепермские красноцветные отложения. В низах разреза они представлены красно-бурыми глинами, чередующимися с мелкозернистыми песчаниками и гипс-ангидритовыми породами. Эта красноцветная толща условно относится к нижнему, уфимскому ярусу верхнего отдела пермской системы (Соколова, 1958). В вышележащих отложениях верхней перми красноцветные породы присутствуют еще в составе верхнеказанского подъяруса и татарского яруса.

Таблица 12

красноцветных отложений

Британские о-ва	Франция	Северная Америка			Южная Африка	Южная Америка	Индия	Австралия
		Аппалачи	плато Колорадо	западные штаты				
Новый Красный Песчаник	Красноцветная толща			«Формации» Спирфиш, Блек-Хилс и др.	Система Карру	Система Санта-Катарина	Гондванская система	
	Серия Домкиркен	Серия Данкард	Серия Катлер					Красноцветная толща

Верхнеказанские красноцветы в Южно-Эмбенском районе выделены Е. И. Соколовой (1958) в мощную толщу красновато-коричневых глин с прослоями зеленовато-серых алевролитов. Общая мощность этой толщи 400 м. Татарские красноцветы лучше всего изучены у оз. Баскунчак и на горе Большое Богдо (Мазарович, 1952). Здесь они образуют свиту, низы которой сложены красновато-бурыми и коричневыми глинами, включающими гипсы, а верхи вначале чередующимися глинами и песчаниками, а затем исключительно темно-красными мелкозернистыми песчаниками, иногда обнаруживающими отчетливую косую слоистость.

Однако главная масса пермских красноцветных пород сосредоточена на восточной окраине Русской платформы и в Предуральском краевом прогибе. В этих районах красноцветные отложения относятся к верхней перми и подразделяются снизу вверх на уфимский, казанский и татарский ярусы (Стратиграфия СССР, Пермская система, 1966). Установлено, что от западных районов платформы по направлению к Предуральскому прогибу и складчатому сооружению Урала количество красноцветных отложений в разрезе верхней перми постепенно нарастает, а начиная с восточной части Пермской области и Удмуртии идет уже сплошной красноцветный разрез (табл. 13).

Красноцветные отложения верхней части разреза уфимского яруса широко распространены на восточной окраине Русской платформы и в Предуральском краевом прогибе на огромном пространстве от берегов Белого моря на севере до Общего Сырта на юге. Они объединяются в шешминский горизонт, залегающий главным образом на карбонатно-сульфатных толщах кунгура, и только в самых восточных районах на красноцветных породах соликамского горизонта. Шешминский горизонт сложен преимущественно красновато-бурыми песчано-глинистыми в большинстве случаев известковистыми породами. Помимо терригенных пород, в подчиненном количестве присутствуют известняки, мергели и обособленные прослои и включения гипсов. Загипсованность отложений увеличивается с востока на запад и северо-запад. В западных районах отдельные прослои гипса могут достигать 30 м мощности. В западном, а также северо-западном направлении происходит и сокращение мощностей, а кроме того, уменьшение крупности терригенного материала шешминских отложений. Максимальные мощности их сосредоточены в

восточных районах (например, в районе г. Березников свыше 300 м), минимальные — у западной границы Башкирии (100 м).

Наиболее типичный разрез шешминского горизонта прослеживается по р. Белой в районе д. Камышенки. Здесь горизонт подразделяется на камышенские, бураевские и чекмагушские слои (Степанов, Форш, 1966). Камышенские слои представлены чередованием коричневато-красных глин и зеленовато-серых и красно-бурых косослоистых песчаников, содержащих невыдержанные прослои мергелей и известняков. В средней части разреза этих слоев породы сильно загипсованы. Мощность камышенских слоев 50 м.

Таблица 13

Схема фациальных взаимоотношений верхнепермских отложений, по Д. М. Кутергину (1966 г.)

Отдел	Ярус	Подъярус	Горизонт	г. Казань г. Красный Стекловар	г. Красный Стекловар	г. Кукмор ст. Агрыз	ст. Агрыз с. Барда	с. Барда с. Усинское
Верхняя пермь	Татарский			Красноцветные глины, алевролиты, песчаники с прослоями известняков и мергелей				
	Казанский	Верхнеказанский		Доломиты, ангидриты с прослоями серых глин	Известняки, ангидриты, серые песчаники, алевролиты, глины		Красноцветные глины, алевролиты, песчаники; в восточной части с линзами полимиктовых конгломератов (белебеевская свита)	
		Нижнеказанский		Известняки с прослоями мергелей	Известняки, сероцветные песчаники, алевролиты и глины			
	Уфимский		Шешминский	Красноцветные глины, алевролиты, песчаники, преимущественно загипсованные				
			Соликамский			Зеленовато-серые глины и мергели	Доломиты, известняки, ангидриты	Песчаники, алевролиты, преимущественно красноцветные; Доломиты, ангидриты, серо-цветные песчаники и глины

Вышележащие отложения шешминского горизонта, объединяющиеся в бураевские слои, состоят из двух карбонатно-глинистых пачек, разделенных толщей песчано-глинистых пород. Карбонатно-глинистые пачки сложены серией переслаивающихся серых, темно-серых и лиловых известняков, фиолетовых мергелей и красно-бурых глин; разделяющая же их толща песчано-глинистых пород представлена чередованием красновато-бурых тонкозернистых песчаников и глин. Мощность бураевских слоев не превышает 20 м.

Большая часть разреза (более 100 м) шешминского горизонта принадлежит чекмагушским слоям. Низы разреза чекмагушских слоев сложены красновато-бурыми глинами и песчаниками, включающими мощные линзы массивных косослоистых песчаников, средняя часть — красно-бурыми глинами с прослоями известняков и мергелей, а верхи — сильно

загипсованными ярко-красными глинами и тонкозернистыми песчаниками. Отложения шешминского горизонта относятся к типичным континентальным образованиям, среди которых отмечаются бассейновые, озерные, русловые и дельтовые фации. А. М. Кутергин (1967 г.) выделяет среди них три фациальные зоны континентальных отложений: терригенную, терригенно-карбонатную, терригенно-сульфатную.

В вышележащих отложениях казанского яруса красноцветы по мере движения на восток постепенно захватывают вначале верхние части разреза, а затем и нижние; таким образом, они постепенно замещают морские отложения. Разрезы сплошных континентальных красноцветных толщ казанского яруса начинаются на северо-западе Башкирии и на большей части территории Удмуртской АССР и Пермской области, а также восточнее р. Салмыш в Оренбургской области. Красноцветные отложения верхней части казанского яруса еще со времен М. Э. Ноинского (1899) известны под названием белебеевской свиты. Белебеевские красноцветы представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами и глинами. Только на отдельных участках, например в районе с. Барда и Куеда, в основании красноцветного разреза наблюдается мощная сероцветная пачка глин, алевролитов и мергелей. Белебеевские красноцветы, как правило, не содержат гипсов, чем резко отличаются от подстилающих шешминских и перекрывающих татарских красноцветов. В средней части их разреза присутствуют маломощные прослои известняков, которые условно принимаются за границу раздела нижне- и верхнеказанских отложений.

По всему красноцветному разрезу алеврито-глинистого типа нижнеказанского подъяруса присутствуют углистые остатки. На Голюшурминской площади, где отложения этого возраста подразделяются на нижнюю и верхнюю красноцветную пачки, появляются также отдельные прослои углей. Общая мощность нижнеказанских отложений, содержащих углистые прослои в нижней части разреза, колеблется от 64 до 119 м. Зона преимущественно терригенных красноцветных фаций верхнеказанского подъяруса начинается уже с районов нижнего Прикамья, а у устья р. Вятки исчезают последние прослои морских отложений. В строении разреза этих районов принимают участие песчаники, алевролиты и глины красновато-бурой, желтовато-серой и реже серой и зеленовато-серой окраски. Среди терригенных пород местами наблюдаются отдельные прослои розовато-коричневых мергелей. Песчаники и алевролиты верхнеказанского подъяруса полимиктовые, глинистые, слабоизвестковистые, очень редко загипсованные. Цемент их преимущественно глинистый, иногда карбонатный, иногда гипсовый. Максимальная мощность верхнеказанских красноцветов 130 м.

Вышележащие верхнепермские отложения татарского яруса — это главным образом красноцветные терригенные толщи. Они слагают обширные площади на востоке Русской платформы и в Предуральском краевом прогибе, протягиваясь сплошной полосой от Урала на запад до правобережья Волги. В строении татарского яруса участвуют преимущественно красноцветные песчано-глинистые отложения с прослоями и пачками пестроцветных карбонатно-глинистых пород (рис. 21). Красноцветные отложения состоят из чередования глин и песчаников, включающих мощные линзы косослоистых песчаников, а пестроцветные — из многократного переслаивания серых доломитов и известняков, пестрых по расцветке мергелей и красно-бурых глин. Для нижней части разреза татарского яруса характерна сильная загипсованность.

Особенности строения разрезов этого яруса можно рассмотреть на примере Оренбургского Приуралья (Ботвинкина, Селиверстов, Соколова,

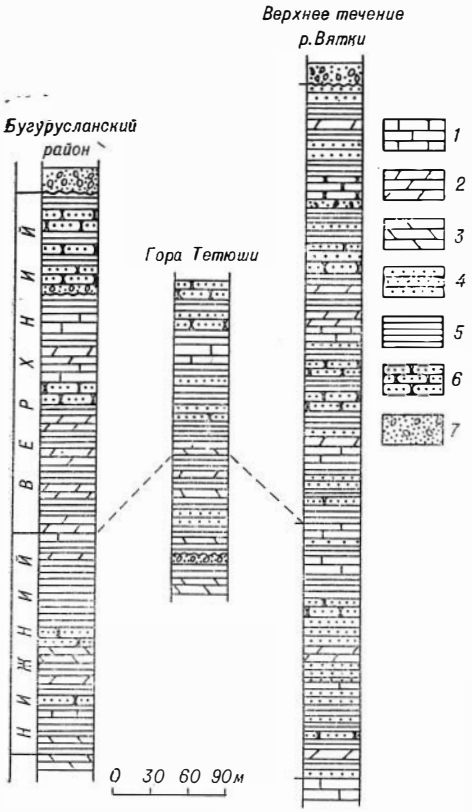


Рис. 21. Разрезы красноцветных отложений татарского яруса востока Русской платформы, по Д. Л. Степанову и Н. Н. Форшу (1966).

1 — известняки; *2* — мергели; *3* — доломиты; *4* — алевролиты; *5* — аргиллиты; *6* — песчаники; *7* — конгломераты.

Яблоков, 1963). В разрезе, достигающем 700 м мощности, выявлено более 30 литогенетических типов, принадлежащих трем группам: континентальных, бассейновых и переходных между первыми двумя отложений. Среди терригенных пород выявляется девять типов песчаников, которые представляют собой образования речные, временных потоков, подводных и окраинных частей дельт, кратковременных бурных потоков на мелководье, зоны волнений прибрежной части моря, морских зон волнений, прибрежно-морских отмелей и морских зон течения*. Для каждого типа песчаников приведена петрографическая и минералогическая характеристика, описаны их текстурные и структурные особенности.

Верхнепермские красноцветные отложения Приуралья нередко меденосны (Нечаев, 1964; Лурье, 1965). От Урала на запад медное оруденение в верхней перми постепенно смещается из верхов соликамского горизонта в шешминский, а далее и в отложения казанского и татарского ярусов. Как правило, медные скопления приурочены не к самим красноцветным породам, а к заключенным среди них зелено- и сероцветным прослоям.

В Центральном Казахстане массовое распространение пермских красноцветных отложений характерно для Тенизской и Джезказганской впадин. Нижнепермские красноцветы Тенизской впадины известны под названием кийминской свиты (Кумпан, 1956). Они согласно залегают на сероцветных породах нижнепермской кайраткинской свиты. Кийминская свита сложена красновато-бурыми косослоистыми песчаниками и алевролитами, содержащими прослои аргиллитов и известняков, общая мощность которых колеблется в пределах 600—800 м. В южной части Джезказганской впадины нижняя часть пермского разреза и частично верхнего карбона образована красноцветными песчано-сланцевыми отложениями жиделисайской свиты, включающими мощные пласты каменной соли. Верхнепермские красноцветы в Тенизской впадине выделяются в качестве шоптыкульской свиты, сложенной красноцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, включающими единичные прослои глинистых известняков. Общая мощность шоптыкульских крас-

* В составе татарского яруса, кроме названных исследователей, больше никем морские отложения не выделяются.

ноцветов 500—600 м. Пермские красноцветные отложения имеются также в Кузбассе, но там они имеют подчиненное значение.

В области Большого Кавказа мощные пермские красноцветные отложения выходят в межгорных впадинах зоны Передового хребта и в промежуточной зоне (Круглов, 1959). В этих районах на нижнепермских серых песчаниках и конгломератах залегает так называемая нижняя красноцветная толща, достигающая мощности 800 м. В ее строении принимают участие красно-бурые песчаники и тонкослоистые алевролиты, местами содержащие в нижней части разреза тонкие прослои известняков, а в верхней части — покровы порфиритов, туфы и туфобрекчии. Выше располагается верхняя красноцветная толща, тоже нижнепермская, представленная равномерным переслаиванием красновато-бурых песчаников и конгломератов, мощность которых 500 м.

На Мангышлакском поднятии верхнепермские красноцветы (Винюков, 1966) подчинены двум свитам каратауской серии: отпанской и долнапинской. Отпанская свита, достигающая 1400 м мощности, имеет четкое трехчленное строение. Нижняя часть ее разреза состоит из массивных полосчатых разнозернистых преимущественно бурых и красных, средняя — из зеленовато-серых и фиолетово-красных слоистых, верхняя — преимущественно из серых и реже коричневых массивных песчаников. Долнапинская свита, связанная постепенными переходами с отпанской, представлена частым чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов преимущественно лиловой и вишнево-красной окраски. Общая мощность свиты не превышает 1000 м.

В Каракумской области есть пермские вулканогенно-красноцветные отложения (Князев, Мавыев, Флоренский, 1971). На Туаркыре это трехкилометровая толща красноцветных глинисто-алевролитовых пород и конгломератов, в низах разреза которой присутствуют прослои вулканогенных пород и туфов. На остальной территории Каракумской области скважинами вскрыт пермский разрез, сложенный разнообразными наземными базальтами, андезито-базальтами, порфиритами и их туфами, конгломератами и глинисто-алевролитовыми породами.

Верхнепермские красноцветы известны в Тянь-Шане в Ферганской фациальной зоне, где они образуют ханакинскую свиту, в строении которой принимают участие песчаники и конгломераты, включающие глинистые прослои, местами обогащенные туфовым материалом.

За пределами Советского Союза пермские красноцветные отложения широко распространены в Европе, Гренландии, Северной Америке, имеются в Южной Америке, Африке, Индии, Австралии и Антарктике.

В Центральной Европе они относятся преимущественно к нижней перми и выделяются под названием Мертвого Красного Лежня. Повсеместно Мертвый Красный Лежень разделяется на Нижний Красный Лежень, или отен, и Верхний Красный Лежень, или саксоний (Бубнов, 1935; Жинью, 1950). В красноцветных отложениях нижней части разреза Мертвого Красного Лежня во многих районах обнаружены растительные остатки стефанского яруса, что дает основание относить самые низы красноцветного разреза к верхнему карбону. Для нижнепермских красноцветов различных районов Центральной Европы типична своя местная стратиграфия.

В крупной Саар-Веттерауской (по Бубнову, 1935) впадине отложения Нижнего Красного Лежня подразделяются на следующие слои: нижние и верхние кузельские, лебахские и толейские. Нижние кузельские слои в низах разреза представлены красно-бурыми песчаниками и глинами, содержащими маломощные прослои известняков. Затем следуют серые сланцы и песчаники с прослоями известняков. Венчается

разрез конгломератовидными песчаниками. Наибольшая мощность нижних кузельских слоев 750 м, наименьшая — 150 м. Верхние кузельские слои сложены преимущественно сероцветными породами, в нижней части разреза которых преобладают глины и песчаники с маломощными прослоями конгломератов. Средняя часть разреза этих слоев состоит исключительно из песчаников, а верхняя — из песчаников, конгломератов и сланцеватых глин, которым подчинены маломощные прослои углей. Наибольшая мощность верхних кузельских слоев установлена для восточных районов впадины Саар-Веттерау, где она достигает 1100 м. В северном и юго-западном направлениях происходит уменьшение их мощности, вплоть до полного выклинивания. Лебахские слои, мощность которых оценивается в 300 м, в нижней части разреза представлены мелкозернистыми красно-бурыми песчаниками, а в верхней — черными тонкослоистыми сланцеватыми глинами. В строении толейских слоев, завершающих разрез Нижнего Красного Лежня, принимают участие пестроцветные песчаники, в том числе аркозовые, конгломераты и сланцевые глины.

Вышележащие отложения Верхнего Красного Лежня по окраинам и на внутренних поднятиях этой впадины характеризуются несогласным налеганием не только на породы Нижнего Красного Лежня, но и на более древние образования. Разрез Верхнего Красного Лежня начинается сётернскими слоями, среди которых наблюдаются кислые эффузивные породы и их туфы, расчлененные маломощными прослоями и пачками конгломератов с обломочным материалом вулканического происхождения. Выше сётернских слоев следует мощная серия вадернских слоев, представленных преимущественно красно-бурыми конгломератами и песчаниками. Верхняя часть разреза Верхнего Красного Лежня объединяется в крейцнахские слои, разрез которых сложен красными сланцеватыми глинами и мелкозернистыми песчаниками.

На территории Гарца, являющегося, по Бубнову, северо-восточным продолжением Рейнских сланцевых гор, отложения Нижнего Красного Лежня связаны постепенными переходами со стефанскими слоями верхнего карбона. По северному краю Гарца (Бубнов, 1935) отложения Нижнего Красного Лежня начинаются конгломератами, сменяющимися пластом углей, выше которого выходят песчаники и сланцевые глины. Общая мощность этого разреза 200—250 м. В пределах Гальской мульды Нижний Красный Лежень состоит из мощных порфиров, разделенных пачкой осадочных пород, представленных сланцеватыми глинами и аркозами. Мощность этой осадочной пачки меняется от 30 до 100 м, а порфиров оценивается в несколько сотен метров. Отложения Верхнего Красного Лежня в Гарце почти всегда залегают несогласно на Нижнем Красном Лежне. В низах разреза этого подразделения нижней перми выходят базальные брекчии, сменяющиеся затем красноцветными конгломератами, песчаниками и сланцеватыми глинами весьма изменчивой мощности. К юго-востоку от Гарца и Рейнских сланцевых гор красноцветные нижнепермские отложения наблюдаются на Эльбе у Лейтмерица и в районе так называемого Богемского брода (Бубнов, 1935). Здесь имеются преимущественно красноцветные песчаники и конгломераты, содержащие прослои сланцев и углей, относящиеся к Нижнему Красному Лежню. Выходы красноцветных отложений известны, кроме того, по северо-западному краю Чешского массива в пределах Саксо-Тюрингских гор и в Тюрингенском лесу.

В Рудногорском бассейне отложения Нижнего Красного Лежня, достигающие 600 м мощности, отделены от верхнего карбона значительным перерывом (Бубнов, 1935). Разрез здесь начинается с лебахских

слоев, состоящих из грубых конгломератов, пестрых песчаников и сланцеватых глин, расчлененных прослоями кварцевых порфиров и мелафиров, и также их туфов. Отложения Верхнего Красного Лежня с небольшим несогласием залегают на нижнем и представлены красноцветными песчаниками и конгломератами.

Восточнее, в Деленском бассейне, разрез Нижнего Красного Лежня имеет несколько иное строение. Здесь для окрестностей г. Дрездена В. Рейхел (Peichel, 1968) приводит следующий разрез (снизу вверх):

1. Ункердорфские слои, сложенные конгломератами, туфами и порфиритами.

2. Деленские слои, состоящие главным образом из аркозовых песчаников и глинистых сланцев, включающих прослои горючих сланцев с линзами углей.

3. Нидерхепихские слои, в строении которых участвуют глинистые сланцы, содержащие в нижней части разреза прослои туфов, а в верхней — известняков и горючих сланцев.

4. Баньиц-хайнсбергские слои, сложенные конгломератами; в верхней части разреза они чередуются с пачками туфов и покровами излившихся пород.

В Тюрингенском лесу, в Шлейзинской краевой зоне, отложения Нижнего Красного Лежня подразделяются на геренские, манебахские, гольдлаутерские и обергофские слои (Бубнов, 1935; Schreiber, 1954). Геренские слои в некоторых районах обнаруживают постепенные переходы к стефанским слоям, и, таким образом, самая нижняя часть их разреза относится еще к верхнему карбону. В Брайтенбахской мульде геренские слои обнаруживают снизу вверх такую последовательность:

1. Грубые и тонкозернистые, пестрые до красно-бурых аркозы, расчлененные преимущественно основными вулканогенными породами. Песчаники выше по разрезу чередуются с глинистыми сланцами. Мощность этой части разреза от 60 до 180 м.

2. Зеленые, реже бурые аркозовые песчаники и голубые глинистые сланцы; мощность от 25 до 140 м.

3. Желтовато-бурые и бурые аргиллиты, аркозовые песчаники; мощность от 50 до 120 м.

4. Красные и желтые конгломераты, обломочный материал которых представлен геренскими кварцевыми порфирами и частично сланцами и кремнистыми породами. Конгломераты имеют весьма изменчивую мощность, а в некоторых районах в результате литологического выклинивания они вообще отсутствуют. Наибольшая мощность этих конгломератов 100 м.

5. Желтые аргиллиты с линзами конгломератов и брекчий; мощность от 20 до 40 м.

6. Голубые аргиллиты и зеленые аркозовые песчаники. Мощность 80 м. Выше по разрезу на них несогласно залегают

7. желтые конгломераты, преимущественно с порфировыми обломками.

В Бибершлагской мульде разрез геренских слоев имеет уже существенно иное строение.

1. Нижняя его часть сложена красными порфирами, вулканическими брекчиями, туфами, песчаниками и конгломератами, достигающими 660 м мощности.

2. Затем идет мощная толща рассланцованных конгломератов до 750 м мощности.

3. Выше них залегают красные глины, сланцеватые брекчии и туфы общей мощностью 200 м.

4. Венчается разрез красными песчаниками, в том числе аркозовыми и красными глинами, мощность которых 250 м.

Манебахские слои, залегающие на различных горизонтах геренских, наиболее полно развиты в Зильбахской котловине, где нижняя часть их разреза состоит из красных глинистых сланцев и аркозовых песчаников, нередко содержащих базальные конгломераты. Мощность этой части разреза манебахских слоев 120 м. Верхняя же часть разреза сложена желтовато-серыми песчаниками, в том числе гравийными и глинистыми сланцами, общей мощностью 80—120, местами 220 м.

В Обервинской впадине манебахские слои состоят из желтовато-серых конгломератов, песчаников и глинистых сланцев с прослоями углей и красных конгломератов. Здесь разрез манебахских слоев едва превышает 200 м мощности.

Гольдлаутерские слои наиболее полный разрез имеют в Зильбербахской впадине. Они залегают на подстилающих манебахских и геренских слоях и в низах разреза представлены:

1. Сланцами, конгломератами и песчаниками, среди которых господствуют породы красной окраски. Общая мощность этой части разреза гольдлаутерских слоев 260 м.

2. Выше залегают серовато-зеленые песчаники и глинистые сланцы, включающие прослои красных глин. Общая мощность их 150 м.

3. Затем следуют красно-бурые конгломераты и массивные грубослоистые аркозовые песчаники мощностью 100—120 м.

В Эрльтальской впадине гольдлаутерские слои сложены красно-бурыми грубыми конгломератами мощностью до 200 м.

Обергофские слои имеют преимущественно вулканогенный состав. В строении разреза принимает участие мощная толща кварцевых порфиров, расчлененная различной мощности прослоями и пачками песчаников и сланцеватых глин.

Отложения Верхнего Красного Лежня Тюрингенского леса выделяются под названием тамбахских слоев, состоящих из красно-бурых и бурых конгломератов, песчаников и сланцеватых глин, среди которых очень редко встречаются незначительной мощности покровы порфиров. Тамбахские слои, как правило, залегают несогласно на отложениях Нижнего Красного Лежня и на более древних образованиях. Мощность их в Тюрингенском лесу меняется от 180 до 350 м, а к северо-западу от него она достигает 1150 м.

В Западных Судетах отложения Нижнего Красного Лежня подразделяются на кузельские, лебахские и толейские слои (Бубнов, 1935; Ксеншкевич, Самсонович, Рюле, 1968). Кузельские слои согласно залегают на отложениях верхнего карбона в пределах Внутрисудетской впадины и несогласно в восточных районах Западных Судет. Эти слои образованы конгломератами и красными аркозовыми песчаниками, переслаивающимися с красными глинами. В нижней части слоев залегает пласт угля с *Walchia piniformis*, а в верхней — прослои сланцев и известняков, пачки излившихся пород. Мощность кузельских слоев 200—750 м.

Лебахские слои отличаются широким развитием излившихся пород. В нижней части их разреза преобладают мелафиры и ортоклазовые порфиры, а в верхней — кварцевые порфиры. Среди покровов вулканогенных пород встречаются туфы, частые прослои красноцветных осадочных пород, в которых имеются отпечатки ног пресмыкающихся и остатки земноводных из группы стегоцефалов. Мощность лебахских слоев изменчива; иногда она достигает 1500 м.

Толейские слои состоят из конгломератов, сланцев и песчаников, максимальная мощность которых доходит до 400 м. Вышележащие отложения Верхнего Красного Лежня в восточных районах — это почти исключительно мелкообломочные конгломераты, а в западных — конгломераты, песчаники и сланцеватые глины. Мощность Верхнего Красного Лежня меняется от 40 до 150 м.

На территории Центральной Европы красноцветные отложения перми могут быть указаны еще в Северо-Германской впадине. Здесь в районе Мекленбурга бурением вскрыты отложения Верхнего Красного Лежня (Helmuth, 1968). В основании их разреза имеются конгломераты, в которых цемент нередко представлен ангидритом. Выше конгломератов следуют песчаники, алевролиты и глины, содержащие седиментационные включения, реже линзы ангидрита и известняково-доломитовых пород.

Широко распространены пермские красноцветные отложения на с е в е р е Е в р о п ы в Северо-Западной Англии. Они выделены здесь под названием Новых Красных Песчаников (New Red Sandstone), объединяющих не только пермские, но и триасовые отложения, которые совместно образуют непрерывные однотипно построенные разрезы красноцветных континентальных образований. В отличие от районов Центральной Европы пермские красноцветы в Северо-Западной Англии и Шотландии залегают с перерывом на различных горизонтах карбона и более древних отложениях. Перерыв в их основании охватывает не только значительную часть каменноугольного периода, но во многих районах и существенный промежуток нижнепермской эпохи. Непрерывные разрезы карбона и нижней перми имеются только в районах Мидлэнда Центральной Англии.

Наиболее полный разрез Нового Красного Песчаника включает слои от нижней перми до верхнего триаса; он наблюдается в районе Аррана (Craig, 1965). Здесь красноцветы несогласно залегают на верхнекаменноугольных отложениях и содержат в основании разреза базальные брекчии, переслаивающиеся с туфогенными и агломератовыми слоями (рис. 22). Брекчии вверх по разрезу сменяются неясно слоистыми красными песчаниками (Corrie Sandstone), имеющими в большинстве случаев эоловое происхождение. Они включают отдельные прослои слоистых субаквальных песчаников и относятся к нижней перми. Вышележащая часть разреза Нового Красного Песчаника выделяется английскими геологами в качестве верхнепермских слоев Бродик, представленных грубыми красными песчаниками, переслаивающимися с массивными белыми и коричневыми слюдистыми песчаниками. Самая верхняя часть разреза Нового Красного Песчаника района Аррана сложена красными и зелеными мергелями и песчаниками, которые переходят в мергели с псевдоморфозами соли. Литологически эти слои сходны с кейпером Центральной Европы и, таким образом, возможно, должны быть отнесены уже к триасу.

Некоторые особенности состава Нового Красного Песчаника хорошо выявляются при рассмотрении строения частных разрезов. Например, в районе Мауклайн и Торнхилла в основании пермских отложений располагаются туфы и базальтовые лавы. Красноцветные полевошпатовые песчаники, перекрывающие эти вулканогенные породы, относятся, как предполагают, к типичным эоловым образованиям. В районе Аннана разрез красноцветов начинается серией верхнепермских слоев, несогласно залегающих на каменноугольных отложениях. В основании разреза присутствуют базальные конгломераты, сменяющиеся кверху красными сланцами. Среди сланцев залегают прослои мергелей и изве-

стняков, тонкие гипсоносные горизонты. Перекрывающие их тонкозернистые красные слюдистые песчаники, содержащие тонкие прослои сланцев, относятся уже к триасу.

В Восточной Гренландии известны нижне- и верхнепермские красноцветы. Нижнепермские имеются, в частности, в районе Местерс-Виг. Там они выделяются в качестве серии Домкиркен, сложенной красноцветными континентальными породами мощностью 200 м (Бютлер, 1964_1). Нижнепермские отложения выходят также в районе, принадлежащем внутренней части залива Скорсби, где к ним относятся

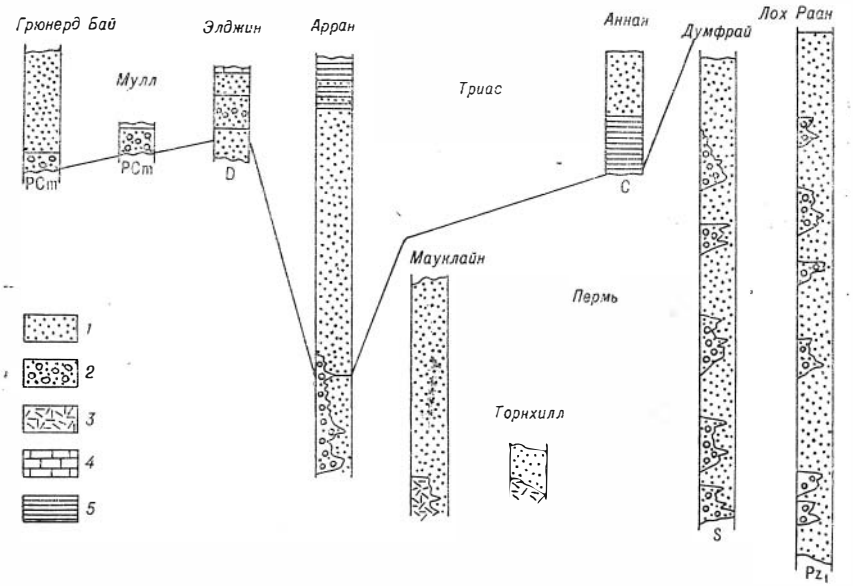


Рис. 22. Корреляция Новых Красных Песчаников Шотландии, по Г. Крейгу (Craig, 1965).

1 — песчаники; *2* — брекчии или конгломераты; *3* — вулканические породы; *4* — известняки; *5* — мергели или сланцы.

так называемые конгломераты Род-Айленд. Здесь распространены красноцветные конгломераты и аркозовые песчаники, образующие толщи мощностью около 1000 м. Верхнепермские красноцветы приурочены к самой верхней части наблюдаемого в этом районе разреза и частично переходят в нижний триас (Майнц, 1964). Среди них широко известна красноцветная пачка, состоящая в нижней части из красных известковистых песчаников. Песчаники обычно среднезернистые, частично аркозовые, нередко с повышенным содержанием гидроокисей железа. Среди них есть прослои конгломератов. В верхней части красноцветной пачки появляются красные до пурпурных комковатые мергели, брекчированные известняки и глины. Общая мощность пачки 100 м. В. Майнц предполагает, что эти красноцветные отложения накапливались в прибрежноморских условиях.

Пермские красноцветные отложения хорошо известны на Северо-Американском континенте. Там они развиты главным образом по западному обрамлению Аппалачских гор и в центральных штатах. В предгорных впадинах Аппалачей выходят нижнепермские красноцветные отложения. Они слагают крупные синклинальные структуры юго-западной части Пенсильвании, восточной части Огайо и севе-

ро-западной части Виргинии, где известны под названием серии Данкард (Данбар, Роджерс, 1962; Berryhill, 1967). Поскольку отложения этой серии обнаруживают тесную связь с сероцветными угленосными толщами верхнекарбоновой серии Мононгахилла, самую нижнюю часть разреза серии Данкард многие исследователи относят к верхнему карбону. Серия Данкард не является целиком красноцветной, но для нее характерны многие черты, свойственные континентальным отложениям. Среди терригенных пород, слагающих серию, могут быть отмечены конгломераты, песчаники и аргиллиты красно-бурые, бурые, серые и зеленовато-серые. Терригенные породы включают разной мощности прослои известняков и мергелей, а в некоторых разрезах прослои и линзы углей. Наибольшая мощность отложений группы Данкард 300 м.

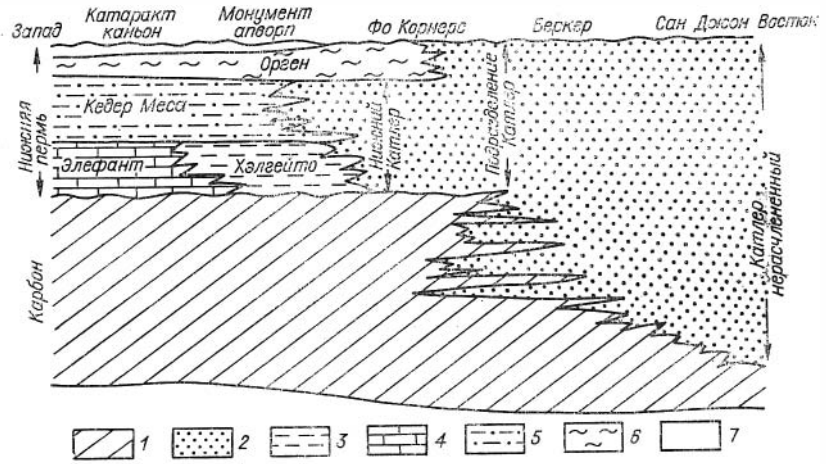


Рис. 23. Схематический разрез нижнепермских красноцветных отложений плато Колорадо, по Д. Баарсу (Baars, 1962).

1 — карбонатные породы карбона; *2* — красноцветные терригенные породы; *3* — красновато-бурые сланцы, алевролиты и песчаники Хэлгейто; *4* — известняки; песчаники и сланцы Элефант; *5* — преимущественно белые и светло-серые песчаники Кедер Меса; *6* — красноцветные сланцы, алевролиты и песчаники Орген; *7* — красновато-оранжевые массивные песчаники Де Чели.

Пермские красноцветные отложения распространены также на плато Колорадо, на территории штатов Юты, Аризоны, Новой Мексики и Колорадо. Они относятся главным образом к нижней перми (вольфкампиен) и составляют хорошо известную толщу Катлер (Baars, 1962). Красноцветные отложения толщи Катлер занимают всю восточную часть плато Колорадо, где сосредоточиваются вдоль древнего (допермского) поднятия Анкомпагре, являвшегося в течение всего пермского времени областью сноса. Вблизи этого поднятия выделяется нерасчлененный Катлер, в строении которого принимают участие терригенные, преимущественно грубообломочные красноцветные породы (рис. 23). Это массивные, нередко валунные конгломераты и грубые аркозы, которым свойственно линзовидное и косое наслоение. Общая мощность их 750—800 м. По данным Д. Баарса, все эти отложения относятся к фациям подножий.

На некотором удалении от поднятия Анкомпагре (западная часть района Сан-Джон) толща Катлер представлена чередованием аркозовых песчаников, конгломератов, алевролитов, варьирующих в мощности от 0,6 до 24 м. Окраска пород красная, красно-бурая, коричневая, и только изредка встречаются прослои, окрашенные в серые и зеленовато-серые тона. В этом районе мощность толщи Катлер не превышает 660 м.

Западнее, на значительном удалении от поднятия Анкомпагре, толща Катлер состоит исключительно из тонкозернистых пород, поддающихся расчленению. В районе Фо Корнерс, например, выделяют нижний Катлер и перекрывающие его красноцветы Орген (табл. 14). Здесь красноцветные отложения нижнего Катлера включают коричневато-красные песчаники, алевролиты и сланцы, среди которых появляются маломощные прослои известняков и ангидритов. Баарс предполагает, что отложения нижнего Катлера накапливались в лагунной обстановке. Вышележащую пачку Орген слагают красные и красновато-коричневые сланцы, алевролиты и песчаники. Еще далее на запад красноцветы нижней части разреза нижнего Катлера начинают расчленяться морскими

Таблица 14

Корреляция пермских отложений плато Колорадо, по Д. Баарсу
(Baars, 1962)

Стратиграфические подразделения		Сан-Джон	Фо Корнерс	Новая Мексика	Аризона
Нижняя пермь	Леонардиен			Сан-Андреас Глориета песчаники	Кайбаб Коконино песчаники
				«Формация» Весо	
		Де Челн			
	Вольфкампиен	Катлер нерасчлененный	Орген	Кедер Меса	Верхний Сапай Эвапоритовый член Сапай
			Нижний Катлер	Хэлгейто	Нижний Сапай

известняками, и здесь они объединяются в новое стратиграфическое подразделение — Хэлгейто, которое по латерали переходит в сплошные морские толщи Элефант. Верхняя часть разреза нижнего Катлера в западном направлении также испытывает существенные фациальные изменения и сменяется подразделением Кедер Меса, в строении которого принимают участие песчаники, переслаивающиеся с эвапоритами. Что касается вышележащей толщи Орген, то в этом направлении она также начинает постепенно расклиниваться морскими карбонатными толщами.

По западным и юго-западным окраинам плато Колорадо нижнепермские отложения, эквивалентные Катлер и их аналогам в центральной части Новой Мексики, составляют «формацию» Або, а в северной части штата Аризона — «формацию» Сапай. «Формация» Або представлена переслаиванием красновато-коричневых преимущественно аркозовых песчаников, алевролитов и сланцев. Эти породы, как указывает Баарс, накапливались на широкой аллювиальной равнине, периодически затопляемой морем. Отложения «формации» Сапай четко подразделяются на три части. Нижняя сложена пестроцветными песчаниками, алевролитами и сланцами, включающими маломощные прослои известняков. Средняя часть «формации» представлена главным соле-ангидритовым горизонтом, залегающим среди красных песчаников и алевролитов, а верхняя состоит из алевролитов, содержащих прослои известняков и

гипса. Отложения «формации» Сапай в удалении от области поднятия постепенно замещаются морскими карбонатными толщами. Таким образом, по направлению с востока на запад и юго-запад наблюдается общая смена красноцветных нижнепермских отложений всех рассмотренных районов плато Колорадо морскими сероцветными карбонатными толщами.

Что касается вышележащих отложений нижней перми (леонардиен) плато Колорадо, то здесь красноцветы встречаются лишь изредка. В частности, они известны в «формации» Весо. Так, в центральных районах Аризоны эта «формация» сложена чередованием красноцветных сланцев, алевролитов, песчаников и гипсов с маломощными прослоями известняков, общая мощность которых достигает 305 м. Для эпохи накопления отложений, принадлежащих «формации» Весо, Баарс считает типичными мелководные, хорошо аэрируемые морские обстановки.

Красноцветные отложения имеются, кроме того, в разрезах формации Сан-Андреас Новой Мексики. Хотя на большей части территории эта формация сложена чистыми известняками, тем не менее на севере в ее составе появляются переслаивающиеся темно-красные сланцы и песчаники. В восточных районах Новой Мексики красноцветные фации на этом интервале становятся господствующими. Там они известны под названием «формации» Бернел.

В штатах Небраска, Канзас, Оклахома и Техас красноцветы появляются среди преимущественно морских сероцветных толщ. Такие лагунно-континентальные отложения начинают встречаться с нижней перми, но преобладающее развитие получают уже в разрезах верхней перми. Они известны в «формациях» Спирфиш, Блек-Хилса, Чуготер, штата Вайоминга и в толще Пез-Ривер Техаса (Данбар, Роджерс, 1962). Эти красноцветные отложения включают большое количество прослоев гипса и ангидрита в виде различной мощности линз, включений и слоев, а также отдельные, хотя и редкие, прослои морских известняков. Особенности состава этих «формаций» можно показать на примере «формации» Спирфиш (Post, 1967), которая сложена красновато-коричневыми алевролитами. Наиболее интересна средняя часть ее разреза, состоящая из чередования алевролитов и тонких слоев гипса. Общая мощность «формации» не выходит за пределы 120 м.

С некоторыми из верхнепермских красноцветных отложений в Северной Америке связаны поваренные и калийные соли, например калийные соли в формации Саладо, широко распространенной в Техасе и Нью-Мехико. Однако в этой преимущественно красноцветной «формации» соли обычно приурочены к светло-серым сланцам.

Южная Америка, Африка, Индия, Австралия и Антарктида в палеозое и раннем мезозое, по представлению многих исследователей (Кинг, 1963; Дю Тойт, 1957), составляли единый южный континент, известный под названием Гондваны. В пермское и триасовое время на этом континенте сохранялись однообразные климатические и палеогеографические условия, что способствовало накоплению сравнительно однотипных осадков. Возникли огромной мощности континентальные толщи, которые повсеместно на территории Гондваны начинаются ледниковыми отложениями, переходящими кверху в осадки, типичные для холодного, а затем теплого климата; заканчивается эта серия отложениями сухих пустынь или тропических областей.

За стратотип рассматриваемых отложений принимают обычно южноафриканские континентальные толщи системы Карру, подразделяющиеся по особенностям литологического состава на следующие «формации» или свиты (снизу вверх): Двайка, Экка, Бофорт и Стормберг. По-

сколько возраст отложений системы Карру определяется в пределах от верхнего карбона и до юры (Дю Тойт, 1957; Кинг, 1963; Хоутон, 1966), наряду с пермскими толщами ниже сжато описаны связанные с ними непрерывными переходами триасовые отложения. Красноцветы в системе Карру имеются, прежде всего, в свите Экка, нижняя и средняя часть разреза которой относится к нижней, а верхняя — к верхней перми. Это так называемая «Красная Экка», развитая только на западе Южной Африки. В строении ее принимают участие красные и зеленые глинистые сланцы и алевролиты с прослоями мягких красных и коричневых песчаников, маломощные линзы угленосных пород и углей. В восточном направлении Красная Экка сменяется сероцветными и зеленоцветными терригенными породами, к средней и отчасти верхней части разреза которых приурочены прослои и пачки промышленных углей. Как видим, красноцветы свиты Экка по латерали переходят в угленосные.

Наибольшее значение в системе Карру красноцветные отложения приобретают в средней и верхней частях разреза свиты Бофорт. Возраст нижней и средней частей разреза этой свиты считается верхнепермским, а верхней — нижнетриасовым. Наибольшие мощности свиты Бофорт приурочены к южной части Капской провинции, где они достигают 2400 м. В северном и северо-восточном направлении мощности сокращаются в районе Булвера до 1100 м, а на участке между Ньюкастлом и Харрисмитом — до 650 м. В нижней части разреза свиты Бофорт красноцветы появляются только в южных районах в виде отдельных прослоев красных или пурпурных аргиллитов и глинистых сланцев. В целом же эта часть разреза сложена желтоватыми полевошпатовыми тонко- и среднезернистыми песчаниками, переслаивающимися с мощными горизонтами голубых и зеленых глинистых сланцев и аргиллитов.

Средняя и верхняя части свиты Бофорт в основном сложены ярко-красными, каштановыми и пурпурными аргиллитами и песчаниками. Красноцветные отложения, особенно в средней части разреза свиты, переслаиваются с голубоватыми и зелеными, в том числе аркозовыми, песчаниками. Роль этих некрасноцветных пород в разрезах верхней части свиты Бофорт незначительна. Наибольшие мощности красноцветной части разреза свиты приурочены к южным районам, где они достигают 900 м, наименьшие — к северным, где они не превышают 200 м.

В средней и верхней частях разреза свиты Бофорт находится фауна рептилий, получившая мировую известность еще в середине прошлого столетия. Специалисты считают, что эти сухопутные животные обитали в таких географических обстановках, которые можно сравнить с условиями современных степей, пересеченных руслами пересыхающих водотоков и усеянных болотами (Хоутон, 1966). Климат во время накопления свиты Бофорт, как предполагают, был теплым, а к концу триасового времени (свита Стормберг) существовали уже резко выраженные аридные условия. Об этом свидетельствуют красноцветные озерные осадки с остатками первых динозавров и пустынные песчаники, которые в литературе известны под названием «бушвельдских» или «лесных» (Кинг, 1963). Суша, поставлявшая обломочный материал для континентальных отложений системы Карру, по всей вероятности, находилась вне пределов современного континента Африки. В пользу такого предположения, как считает Л. Кинг, свидетельствует поразительное сходство системы Карру в Южной Африке и системы Санта-Катарина в Бразилии. Сходство именно этих отложений убеждает многих исследователей в том, что южные части Африки и Америки в позднепалеозойское и раннемезозойское время были сближены настолько, что представляли собой единую область седиментации.

В Южной Америке пермские красноцветные отложения особенно широко распространены в восточных предгорьях Анд. Типичной является «формация» Паткия, сложенная однообразными кирпично-красными песчаниками, толсто- и косослоистыми, со следами волноприбойных знаков, с маломощными прослоями сланцев. Общая мощность «формации» 1500 м, но местами она увеличивается до 3000 м (Харрингтон, 1959).

В предгорьях Боливийских Анд развиты, в частности, красноцветные тонкослоистые аркозовые песчаники Тити-Кака, достигающие мощности 2300 м (Альфельд, 1959). На территории Перуанских Анд верхнепермские мощные красноцветные отложения группы Миту сопровождаются андезитовыми и риолитовыми лавами и туфами (Богданов, 1970). По-видимому, такие мощные толщи появлялись лишь на тех участках, которые во время накопления красноцветов располагались вблизи горных кряжей.

В других районах Южной Америки пермские красноцветы имеют ограниченное распространение. В Бразилии, например, нижнепермские красноцветы (маломощные прослои аргиллитов и сланцев) известны в подразделении Риу-ду-Расту, представленном преимущественно зеленовато-серыми глинистыми мелкозернистыми песчаниками (Ди Оливейра, 1959). В «формации» Тубаран Уругвая (Харрингтон, 1959) красноцветные породы слагают только верхние 100 м. Это мелкозернистые слоистые песчаники и сланцы.

Триасовые отложения Бразилии, имеющие поражающее исследователей сходство со свитами Бофорт и Стормберг, образованы красноцветами, получившими в разных районах местные названия. Это в первую очередь «формации» Мотука и Эшну, сложенные красноцветными песчаниками и сланцами, в нижней части разреза которых известны пласты гипса и известняков (Ди Оливейра, 1959). Не менее интересны красные рептилиевые аргиллиты Санта-Мария, составляющие нижнюю часть разреза Сан-Бенту Южной и Центральной Бразилии. Серия Риу-ду-Пейши состоит из фиолетовых и красных пород озерного происхождения — песчаников и конгломератов, включающих пласты серых песчанистых сланцев. В Парагвае аналогичные красноцветы выделяют под названием «формации» Мисьонес, сложенной красными среднезернистыми песчаниками. В Уругвае под названием Такуарембо известны часто перемежающиеся тонкослоистые рыхлые и массивные плотные песчаники красновато-бурых, коричневатых и реже желтых и розовых тонов (Харрингтон, 1959). Широко распространены триасовые (частично, по-видимому, пермские) красноцветные толщи в зоне Анд и Восточных Кордильер, где их мощность в среднем составляет 1600 м. Это красные и лилово-красные песчаники с мощными горизонтами конгломератов и редкими покровами базальтовых лав. В долине Санта-Мария мощность этих отложений возрастает до 3500 м; разрез их образован здесь переслаиванием темно-красных песчаников, песчанистых сланцев и красных песчаников, содержащих прослои туфогенных песчаников и вулканических пеплов (Харрингтон, 1959).

Одновозрастными с системой Карру Южной Африки, Санта-Катарина Бразилии являются в Индии континентальные образования гондванской системы, в составе которой также встречаются красноцветные отложения (Кришнан, 1954). Они приурочены к ярусу Ранигандж и наблюдаются в разрезах панчетской и махадевской серий. Отложения яруса Ранигандж, сопоставляемые с верхней Эккой Южной Африки, относятся к верхней перми. Среди терригенных преимущественно сероцветных и пестроцветных пород, содержащих обильные растительные остатки глоссоптериевой флоры и пласты угля, в этом ярусе довольно часто встре-

чаются красные и коричневые глинистые сланцы. Общая мощность терригенных отложений яруса Ранигандж 1000 м. В вышележащей, также верхнепермской, серии Панчет, являющейся возрастным аналогом нижнего Бофорта, красновато-бурые и коричневые песчаники появляются лишь в виде отдельных прослоев и пачек среди зеленоватых и желтоватых полевошпатовых песчаников.

Значительно больше красноцветных пород в этом стратиграфическом интервале гондванской системы наблюдается в долине р. Варди, где они выделяются в качестве слоев Мангли, образованных красными и желтыми тонкозернистыми песчаниками и гравелитами. Главная же масса красноцветных отложений гондванской системы сосредоточена в вышележащей махадевской серии, отделенной от серии Панчет значительным перерывом. Махадевская серия относится к позднетриасовым отложениям и может быть соответственно сопоставлена с породами свиты Стормберг Южной Африки (Кинг, 1963). Красноцветы приурочены к низам разреза махадевской серии. Они образуют так называемый горизонт Пачмархи мощностью 750 м. Разрез горизонта сложен песчаниками, в основании и кровле которых имеются прослои красных глин. Песчаники преимущественно грубозернистые, окрашены в различные оттенки красного цвета, что обусловлено присутствием в них рассеянных окислов железа. Среди пород этого горизонта содержатся прослои гематитовых глин и пластовые жилы плотной железистой породы (Кришнан, 1954).

В Австралии разрезы позднепалеозойских и раннемезозойских отложений отличаются от одновозрастных толщ других участков предполагаемого континента Гондваны. Эти отличия велики и позволяют некоторым исследователям сомневаться в существовании материка Гондваны (Тейхерт, 1965). Поскольку обсуждение этого вопроса не входит в нашу задачу, остановимся только на размещении красноцветных отложений в разрезах перми и отчасти триаса Австралии. Помимо общих сведений, указывающих, что в начале пермского периода и частично в триасе в межгорных прогибах и грабенообразных впадинах накапливались красноцветные терригенные и угленосные отложения (Соболевская, 1965), имеется подробная характеристика красноцветных триасовых толщ (Brown, Campball, Crook, 1968). Триасовые красноцветные отложения, как указывают Д. Броун, К. Кэмпбелл и К. Крук, развиты в бассейнах Бовен и Сиднея. Это чередующиеся красные и зеленые аргиллиты, сланцы, песчаники и конгломераты, являющиеся флювиогляциальными образованиями.

В бассейне Бовен красноцветные породы выделяются под названием «формации» Ривен, а в Сиднее — в качестве субгруппы Клифтон. Оба эти подразделения являются стратиграфическими эквивалентами, входящими в группу Неребиен, и относятся к нижнему триасу. Красноцветные отложения «формации» Ривен обладают наибольшей мощностью (до 3000 м) в восточной части бассейна Бовен; на других же участках мощности резко сокращены.

Что касается субгруппы Клифтон, то максимальные ее мощности, равные 500 м, сосредоточены близ г. Сиднея. Выделяются три петрографические провинции субгруппы Клифтон. В западной части бассейна терригенный материал отложений этой субгруппы содержит большое количество обломков кварца, а также малометаморфизованных пород. В северной части бассейна количество кварцевых обломков существенно уменьшается, главную роль начинают играть яшмы и разнообразные осадочные породы. Наконец, для третьей петрографической провинции, охватывающей остальную часть бассейна, типично большое разнообразие различных обломков, включающих породы вулканического и плуто-

нического типа. Здесь субгруппа Клифтон приобретает индивидуальные черты строения — она содержит красно-коричневые глины, богатые иллитом и каолинитом.

Помимо двух указанных бассейнов, нижнетриасовые красноцветы встречаются в небольших структурах в полях развития отложений системы Аделаида в бассейне Спрингфилд (Южная Австралия). Здесь нижняя часть разреза триаса содержит в основании 350 м грубых розовато-лиловых и пурпурных олигомиктовых конгломератов и кварцевых песчаников, красных, шоколадных и серых сланцев, среди которых есть прослои гипсов.

В южном полушарии, как и в северном, красноцветные отложения известны и в приполярных районах. В частности, на территории Антарктиды они выделены под названием «формации» Амери, достигающей 500 м мощности. Эта «формация» известна на западной и южной окраинах оз. Бобрового (Mc Leod, 1964).

Подводя итог, необходимо подчеркнуть, что пермские красноцветные отложения, установленные на обширных площадях земной поверхности и, в частности, в приполярных областях, в одних случаях располагаются по краям герцинских горных сооружений (Предуральский и Предаппалачский прогибы), в других сосредоточены внутри платформы или размещены во впадинах, расчленяющих палеозойские складчатые области. Пермские красноцветные отложения отличаются более разнообразными наборами породных ассоциаций, чем девонские, не говоря уже о позднедокембрийских. Так, они нередко сопровождаются угленосными толщами и углями, образование которых стало возможным вследствие эволюции биосферы и появления к этому времени богатой растительности. Однако в перми особенно обильны красноцветные толщи, совместно с которыми наблюдаются сульфатные и соленосные породы. Некоторые области пермской красноцветной седиментации обнаруживают связь с вулканической деятельностью. Наконец, красноцветные отложения этого возраста, так же как докембрийские и нижне- и среднепалеозойские, включают толщи так называемых медистых песчаников, местами приобретающих промышленное значение.

ГЛАВА III

КРАСНОЦВЕТНЫЕ ФОРМАЦИИ

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

«Горная порода является парагенезисом минералов, а формация парагенезисом пород. Подобно тому как горные породы характеризуются и систематизируются исходя из минералогического состава и строения (структуры и текстуры), точно так же должны характеризоваться и систематизироваться по своему составу и строению формации».

Н. П. Херасков (1967, стр. 18).

Учение о геологических формациях привлекает внимание исследователей, работающих в самых разных отраслях геологии, что обусловлено стремлением обобщить на более высоком уровне все возрастающий фактический материал о строении Земли. Здесь нет необходимости повторять обстоятельно изложенную в работах Н. Б. Вассоевича (1964, 1966), В. И. Попова (1966), И. В. Хворовой (1963) и других исследователей историю развития учения о формациях. Можно только согласиться с Н. А. Штрейсом (1967, стр. 3) в том, что «создателем современного учения о геологических формациях является Н. С. Шатский, сформулировавший само понятие геологическая формация, определивший содержание учения и раскрывший его перспективы в теоретической и практической геологии».

Несмотря на то, что в подавляющем большинстве работ, посвященных формациям, можно найти ссылки на основные положения учения, разработанного Н. С. Шатским, нет однозначности и единых принципов выделения формаций у различных исследователей, ибо они подходят к выделению формаций по-разному. Одни опираются на тектонические классификации, другие — на климаты и разнообразие ландшафтных обстановок, третьи — на представления о циклическом развитии геологических процессов и т. д.

Еще на первом совещании о геологических формациях (1953 г., Новосибирск) четко определились три направления в понимании геологических формаций (Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях, 1955). Первое направление, намеченное в нашей стране М. А. Усовым и развивавшееся многими представителями сибирской школы геологов, рассматривало формации как исторические категории, отображающие ритмическое тектоническое развитие Земли. Усов понимал под формациями такие обособленные толщи пород, все члены которых связаны непрерывной последовательностью образования и отделяются друг от друга ясными перерывами. Он писал: «Формации индивидуальны, что и естественно, ибо каждая из них представляет новое качественное образование, возникшее в результате скачков, которые имели место в перерыве между отложениями формаций и которые обусловили несогласное их залегание» (Усов, 1936, стр. 2). Такое понимание формаций приводило к тому, что они в сущности приравнивались к единицам местных стратиграфических схем. Степень геологической изученности района, соответственно, в ряде работ даже определялась количеством описанных формаций, и доказательность тех или иных построений, таким образом, зависела от числа формаций, выделенных тем или иным исследователем. Представление о всеобщности фаз

тектогенеза, положенное Усовым в основу формационного учения, неоднократно подвергалось критике. Однако отмечались и положительные стороны его построений. Особенно это относилось к его выводам об индивидуальности формаций по составу, строению и комплексу связанных с ними полезных ископаемых.

Второе направление, принадлежащее Н. С. Шатскому и его ученикам и последователям, важнейшее значение придавало составу, строению и парагенетическим связям горных пород, составляющих формации. В своем первом определении Шатский (1939, стр. 4) рассматривал формации как «комплекс осадочных и вулканогенных пород, парагенетически тесно связанных друг с другом». И хотя в последующих работах это определение было расширено, суть его оставалась прежней (Шатский, 1954$_{1,2}$, 1955, 1960). Оно было позднее сформулировано следующим образом: «Осадочными формациями называются естественные комплексы (сообщества, ассоциации) горных пород, отдельные члены которых (породы, пачки пород, свиты, отложения) парагенетически связаны друг с другом как в латеральных направлениях, так и в вертикальной стратиграфической последовательности» (Шатский, 1960, стр. 3).

Наконец, сторонники третьего направления, возглавляемого В. И. Поповым (1952, 1954, 1955, 1959, 1966), считали, что как первое, так и второе направления являются лишь частным случаем более общего представления о формациях как о вещественно-генетических образованиях. При таком широком подходе к формациям Попов считал возможным выделять в них и отдельные слои горных пород, и стратиграфические горизонты, и толщи, и свиты, и фации, и т. д. вплоть до осадочной оболочки Земли в целом.

Широко понимается формация и Д. В. Наливкиным (1955, стр. 14): «это комплекс нимий, крупнейшая составная часть земной поверхности». Им выделяются формация море и формация материк.

Новосибирское совещание по геологическим формациям оказалось весьма плодотворным. Оно не только впервые подвело итоги работы многочисленных коллективов, занимающихся проблемой геологических формаций, но и определило основные задачи дальнейшего их изучения, в частности исследование вещественного состава и происхождения пород, образующих формации, выяснение точного местоположения полезных ископаемых в теле формации и т. д. Указывалось и на то, что при изучении конкретных формаций в разных районах должна проводиться их типизация, опирающаяся на выяснение сходства и различий между однотипными, но разновозрастными формациями. Особое внимание обращалось на разработку методов изучения формаций.

В последующие годы на разнообразных, преимущественно литологических, совещаниях, происходивших в Ташкенте (1959), Новосибирске (1961) и Тбилиси (1963), неоднократно затрагивались вопросы, связанные с исследованием формаций, но ни на одном из этих совещаний проблема формаций не была предметом специального обсуждения. Поэтому можно считать, что по существу следующим формационным совещанием стало только Ленинградское, состоявшееся в мае 1968 г. За промежуток времени между первым Новосибирским и вторым Ленинградским формационными совещаниями, несомненно, многое изменилось, но и на Ленинградском совещании оргкомитетом были отмечены все те же три направления, впервые названные Новосибирским совещанием: стратиграфическое, парагенетическое и генетическое (Геологические формации, 1968). В отличие от Новосибирского, Ленинградское совещание более подробно остановилось на генетическом направлении, указав, что в нем различаются палеогеографические (фациальные), геотектониче-

ские, магматические и метасоматические линии исследований. В предисловии к выпуску материалов Ленинградского совещания оргкомитет отметил, что, несмотря на выдающееся значение работ, «...заложивших основы формационного анализа, многие его проблемы все еще остаются неясными. До сих пор остаются дискуссионными содержание понятий, связываемых с термином «геологическая формация», принципы и методы выделения конкретных формационных подразделений, систематика и классификация формаций. Все еще продолжает оставаться спорным вопрос о месте и роли формационного анализа в комплексе геологических исследований. Остро дискуссионен вопрос о соотношении парагенетического и генетического направлений формационного анализа» (Геологические формации, 1968, стр. 3). Таким образом, основные задачи, намеченные еще Новосибирским совещанием, остаются невыполненными.

В связи с такой ситуацией в последние годы усилия многих исследователей направлены не на изучение и выделение конкретных формаций, а на выяснение различных теоретических аспектов формационного учения (Бугаец, Дорофеюк, Мацак, 1968; Воронин, Еганов, $1968_{1,2}$; Казицын, 1968; Круть, 1968). Особенно подчеркивается, что прежде чем выделить отдельные формации, надо выработать формальные критерии, определяющие содержание данного понятия. Однако следует иметь в виду и мысли, высказанные по этому поводу Л. Ш. Давиташвили (1968, стр. 11): «По нашему мнению, нет надобности прибегать к формалистическому научному языку или жаргону для выражения тех идей, которые были прежде прекрасно известны и высказывались обычным вполне понятным образом. Это очень часто, если не всегда, теперь делается только для того, чтобы... не ударить лицом в грязь перед жрецами новой науки, чтобы показать свою эрудированность по части формального жаргона». Нам думается в связи со сказанным, что понятие «формация» довольно четко определено Н. С. Шатским и нет необходимости его преобразовывать.

Главным в определении Н. С. Шатского (1965_1) является способ разграничения формаций по п а р а г е н е з а м. Парагенезы, по его представлениям, не только определяют формации, но и являются единственным средством их изучения. Шатский неоднократно указывал, что формации выделяются эмпирически, на основании постоянной повторяемости одних и тех же или близких, парагенетически тесно связанных между собой горных пород и что различные типы формаций отличаются друг от друга своими парагенезами, наборами пород. Установить такие парагенезы, как подчеркивал Шатский, можно только геологическими методами, включая обязательное изучение стратиграфических подразделений непосредственно в поле, в природной обстановке. Каждой формации, по Шатскому, свойственны свои определенным образом упорядоченные фациальные сочетания и фациальные ряды горных пород, совместное нахождение которых позволяет обосновать парагенез формации и показать правомерность ее выделения. Парагенезы разных формаций зависят от различных факторов, среди которых важнейшими, по Шатскому, являются тектоника и климат. Исследование формаций, по его представлениям, выявляет эволюцию земной коры, в связи с которой испытывают изменения осадочные горные породы и сложенные ими фациальные сочетания и фациальные ряды.

В основу систематики формаций, по Шатскому, могут быть положены только парагенезы пород, определение которых есть главнейшая задача формационного анализа. Эмпирическое выделение формаций по свойственным им парагенезам первоначально мыслилось Шатским как

исходный прием изучения истории развития тектонических структур. Однако практика геологических исследований показала, что возможности формационного метода значительно шире. Так, хорошо известно, что Шатский использовал работы, связанные с изучением формаций, для выявления закономерностей распределения полезных ископаемых в осадочной оболочке Земли. Он считал, что именно формационный метод открывает широкие возможности для выявления эволюции неорганической материи.

Сходных позиций придерживался Н. П. Херасков (1952, 1967), роль исследований которого в области формационного учения трудно переоценить. «Он не только превосходно изложил самую сущность учения, но и открыл ряд закономерностей, ставших ведущими при исследовании формации» (Штрейс, 1967, стр. 3). Как и Шатский, Херасков неоднократно указывал, что в основу выделения и классификации формаций должны быть положены парагенетические, а не генетические связи. Под парагенезом он понимал закономерное совместное нахождение входящих в формацию пород и подчеркивал, что происхождение этих пород, как правило, бывает различным. Херасков ввел новые представления о конкретных и абстрактных формациях. Конкретная формация изучается непосредственно в поле, абстрактная же формация — это обобщенное понятие, основанное на сравнении ряда более или менее сходных конкретных формаций.

Преимущества парагенетического метода изучения формаций перед генетическим подчеркивает в ряде публикаций В. И. Драгунов (1965, 1968). Он отмечает, что при выделении формаций исследователями оцениваются по-разному следующие признаки: набор пород и взаимоотношения пород, слагающих формацию, положение в современной структуре земной коры, геотектонические, климатические и палеогеографические условия образования, стратиграфическое положение, метаморфизм, минералогический и химический состав, полезные ископаемые и мощность формаций. Драгунов совершенно правильно считает, что, хотя список этих признаков легко может быть увеличен, надежность выделения формаций от этого не возрастет. Справедливы и его высказывания о том, что «в учении о геологических формациях следует перейти от недоступных проверке генетических концепций к выделению видов формаций на основе изучения парагенезисов» (Драгунов, 1968, стр. 21). Что касается новых терминов «парагенолит» и «парагенерация», вводимых Драгуновым в теорию формационного анализа, то они скорее усложняют, чем облегчают проблему выделения формаций.

Существенный интерес представляют взгляды Г. Ф. Крашенинникова (1962, 1968) на классификацию осадочных формаций. Он пишет, в частности, что «в зависимости от степени изученности региона и конкретных задач исследования возможно выделение и классификация формаций по разным признакам» (Крашенинников, 1968, стр. 14). Среди этих признаков он отмечает следующие: 1) эмпирически устанавливаемые парагенезы пород, 2) стадии тектонических циклов в сочетании с вещественным составом, 3) тектонический режим соответствующих регионов, 4) палеогеографические условия осадконакопления, 5) полезные ископаемые и т. д. Он совершенно справедливо подчеркивает, что... «исходной должна быть классификация, основанная по возможности на наиболее объективно (...эмпирически) определяемых признаках, а именно на вещественном составе и строении разреза» (Крашенинников, 1968, стр. 15). Однако в целом он придерживается представления о том, что «эмпирическая» классификация имеет генетическую сущность, поскольку границы между формациями обусловливаются изменениями ре-

жима осадконакопления. В конечном итоге Г. Ф. Крашенинников предлагает классифицировать формации по тектоническому положению, климатической обстановке и по конкретным условиям осадконакопления.

Таким образом, с одной стороны, Крашенинников указывает, что формации должны выделяться по характерным ассоциациям слагающих пород, т. е. по эмпирически устанавливаемым парагенезам, с другой — главную роль при выделении и изучении формаций он приписывает выявлению генетических связей между различными элементами строения одной формации. Вместе с тем он полностью отождествляет генетические и парагенетические связи, считая, что это одно и то же. При такой трактовке проблемы Крашенинников отходит от учения, развиваемого Шатским и Херасковым, которые специально останавливались на существенных различиях между генезисом и парагенезисом. Херасков, например, писал: «Выяснение генезиса формаций является, конечно, важнейшей задачей их изучения, но выделяются формации не по генезису, а по парагенезису, т. е. выделение их не зависит от часто спорных генетических представлений» (Херасков, 1952, стр. 37). Шатский и Херасков считали, что выделение парагенезов основано на эмпирических наблюдениях совместного нахождения определенных наборов и ассоциаций горных пород, а не на неопределенных представлениях об общности их происхождения.

Эмпирический подход к выделению и описанию формаций вызвал резкую критику со стороны Н. М. Страхова (1962$_1$, стр. 86), который указывает, «что как раз в вопросе о формациях чисто эмпирический подход не может являться основой успешной исследовательской работы и что она может развиваться лишь на базе четкого генетического понимания парагенеза и последовательного фациально-генетического подхода к выделению и изучению формации». Сам Страхов к выделению формаций подходит с позиции сравнительно-литологической теории осадочного породообразования.

Сторонником генетического подхода к выделению формаций является В. И. Попов (1952, 1959, 1966, 1968). Он считает, что «геологической формацией называется естественно-историческое сообщество генетически связанных сопряженных горных пород, отвечающее определенной динамической обособленной единице геологической среды (т. е. формаций), возникающей в определенной фазе (этапе, стадии) геологической истории данного региона (зоны, подзоны) земной коры» (Попов, 1968, стр. 16). Подчеркивая резко отрицательное отношение к парагенетическому направлению в изучении формаций, он указывает, что «геология и учение о формациях уже вышли из младенческого состояния, и поэтому генезис пород формаций это не только не недосягаемая идея, но вполне познаваемая на основе методов фациально-петрографического анализа» (Попов, 1968, стр. 16). В целом описанные Поповым 420 фациально-петрографических типов формаций выделяются по самым разнообразным и неоднозначным признакам, что, естественно, приводит к невыдержанности основных принципов предложенной им классификации. Поэтому можно согласиться с Крашенинниковым в том, что классификация осадочных формаций, предложенная Поповым, неудачна из-за чрезвычайной ее громоздкости. В названии каждой формации, по Попову, отражаются ее историко-геологические особенности (возраст и региональное положение), фациальный и петрографический тип. Это приводит к появлению, с одной стороны, таких длинных названий, как, например, «средне- и верхнеюрская дейкалическо-сырынамакская молассовая красноцветная формация», с другой — к выделению под одним и тем же названием, скажем, формации терригенных красноцветных и континентально- лагунных от-

ложений в ряду брахигеосинклинальных формаций и среди формаций краевых прогибов. Такие примеры в его систематике многочисленны, и именно из-за них в общем интересная сводка по формациям Попова очень трудна для восприятия и практического использования.

Многочисленные описания формаций, насчитываемые, например, у Попова сотнями, создают видимость благополучия в учении о геологических формациях. Между тем все эти описания не снимают существующих противоречий в учении о формациях и не позволяют не замечать различных направлений в этом учении. К сожалению, до сих пор не выработаны единые подход, принципы и правила выделения формаций. В докладе на Ленинградском совещании о геологических формациях, а затем в сводной работе по тектонике Ю. А. Косыгин (1969) хорошо показал, что должен быть единый подход к выделению формаций и что недопустим тот произвол, который царит до сих пор в учении о формациях. Лишь в том случае, когда всеми геологами формации будут выделяться однозначно, можно будет привлечь материалы, полученные при их изучении, не только к разработке проблем тектонического районирования и определения климатов геологического прошлого, но и к выяснению закономерностей размещения полезных ископаемых и эволюции неорганической материи Земли.

К ВОПРОСУ О ВЫДЕЛЕНИИ КРАСНОЦВЕТНЫХ ФОРМАЦИЙ

«Выделение формаций на основе надуманных односторонних классификаций (климатических, тектонических) и других теоретических предпосылок, хотя бы, видимо, и очень широких, вряд ли будет способствовать особому прогрессу в деле изучения формации».

Н. С. Шатский (1960, стр. 166).

Известно, что красноцветные отложения располагаются на различных стратиграфических уровнях разреза осадочной оболочки Земли и встречаются в разнообразной структурной обстановке. Они весьма неоднородны еще и потому, что возникают в неодинаковых климатических условиях, вследствие чего их появление не всегда указывает на существование аридных обстановок в геологическом прошлом. Все это создает общую картину значительного разнообразия красноцветных формаций, подразделить которые на те или иные группы в соответствии с определенными принципами нелегко. Тем не менее попытки систематизации красноцветных формаций предпринимались неоднократно. Классификация их проводилась либо в зависимости от предполагаемых стадий тектонического развития и ландшафтно-климатических условий, отвечающих времени их накопления (Страхов, 1962$_3$; Рухин, 1955), либо по данным о тектоническом положении красноцветных отложений (Белоусов, 1948; Хаин, 1964; Ронов, Хаин, 1954, 1956), либо на основании тех или иных климатических реконструкций (Синицын, 1967), либо, наконец, по генезису (Попов, 1959, 1966).

Н. М. Страхов рассматривает красноцветные формации как образования преимущественно начального этапа аридного литогенеза (Страхов, 1962$_3$). Они входят у него в две крупные группы формаций: 1) внутриконтинентальных и 2) паралических, возникающих на полого наклоненных к морю равнинах. В обеих группах Страхов выделяет: 1) формации аридных равнин (эпейрогенные) и 2) формации межгорных впадин (континентальные молассы орогенные).

Формации аридных равнин (эпейрогенные) внутриконтинентальной группы представлены красноцветными и пестроцветными песчано-алевролитовыми и глинистыми породами, как правило, карбонатными, а часто и засоленными. В качестве типичного примера формаций аридных равнин Страхов приводит красноцветные толщи Главного девонского поля и Русской платформы и верхнепермские красноцветы татарского яруса той же структурной области.

Внутриконтинентальные формации межгорных впадин сложены различными обломочными породами полимиктового состава. В периферической части котловин среди них преобладают отложения пролювиальных конусов выноса, в центральной — аллювиальные и озерные. Терригенные породы этого типа формаций также содержат примесь карбонатного материала и нередко вмещают пропластки сульфатных пород.

К эпейрогенным формациям паралической группы Страхов относит красноцветные отложения ордовика Сибирской платформы, а к орогенным — верхнепермские красноцветы уфимского и казанского ярусов Русской платформы. Вместе с тем Страхов отмечает, что, помимо аридных красноцветных формаций, имеются гумидные.

Иной подход к систематике красноцветных отложений намечен Л. Б. Рухиным. Он в большинстве случаев относит их к формациям переходного типа, которые, как он считал, занимают промежуточное положение между геосинклинальными и платформенными формациями (Рухин, 1955). Состав переходных формаций, по его данным, определяется тектоническим и климатическим режимами. Он выделял переходные формации краевых прогибов и глыбовых гор. Первые, сложенные красноцветными отложениями, по Рухину, относятся к молассовому или соленосно-красноцветному типу. Среди молассовых формаций широко развиты мощные толщи терригенных пород, в том числе грубообломочных. Что касается соленосно-красноцветных формаций, то они, как правило, отличаются обильным содержанием карбонатного цемента в красноцветных породах и почти полным отсутствием грубозернистых терригенных пород. Рухин отмечал, что во время образования соленосных толщ господствовали условия жаркого и сухого климата, а красноцветных — жаркого, но периодически увлажняемого.

Красноцветы переходных формаций глыбовых гор входят, по Рухину, в состав четырех типов формаций: молассоидных, красноцветных, угленосно-красноцветных и соленосных. Молассоидные отличаются от молассовых формаций краевых прогибов тем, что образуются в результате поднятия глыбовых горных сооружений, вследствие чего молассоидные отложения отделяются от подстилающих толщ значительным перерывом и никогда не подстилаются флишевыми образованиями. Поскольку красноцветы широко распространены также за пределами молассовых и молассоидных формаций, Рухин выделял еще тип красноцветных формаций, накопление которых было тесно связано с глыбовыми движениями, происходившими значительно позже складчатости. Такие красноцветные отложения чаще всего выполняют грабенообразные структуры, разделенные зонами поднятий, и нередко сопровождаются вулканическими образованиями. В качестве типичных примеров таких формаций Рухин приводил девонские красноцветы Скандинавии, Шотландии и о-ва Шпицберген, пермские красноцветы Приуралья и триасовые Аппалачей. Угленосно-красноцветные формации связаны с грабенами, расположенными среди умеренно высоких горных областей. Для этих формаций характерны немногочисленные угольные пласты, быстро расщепляющиеся и затем полностью выклинивающиеся. Быстрая смена фациального состава свойственна и породам, вмещающим угли.

Сложный тип формации глыбовых гор наряду с другими отложениями может быть представлен красноцветными толщами, среди которых наблюдаются маломощные прослои гипса. Примером типичной соленосной формации Рухин считал третичные отложения некоторых впадин Средней Азии, которые в большинстве случаев подразделяются на красноцветный и пестроцветный комплексы. К границе последних приурочены залежи солей. Помимо перечисленных, Рухин не отрицал существования платформенных красноцветных формаций, но в работе их не рассматривал.

В работе В. В. Белоусова (1948) красноцветные молассовые формации выделены в равной мере среди геосинклинальных и среди платформенных формаций. Красноцветная молассовая формация геосинклинального типа накапливается, по Белоусову, в момент образования высоких горных хребтов в заключительную стадию развития геосинклинали. Типичным примером таких формаций Белоусов считает Древний Красный Песчаник, сосредоточенный по периферии каледонских складчатых сооружений. Платформенная красноцветная молассовая формация рассматривается им на примере континентальных красноцветных толщ девона Русской платформы.

В. Е. Хаин, понимающий под формацией «закономерное и естественное сочетание (парагенез, комплекс, ассоциация) определенного набора горных пород — осадочных, вулканогенных, интрузивных, образующихся на определенных стадиях развития основных структурных зон земной коры» (Хаин, 1964, стр. 127), красноцветные формации выделяет по тектоническому принципу. По положению формаций в той или иной геоструктурной зоне Хаин выделяет следующие типовые формационные ряды: 1) устойчивых и 2) подвижных платформ, 3) миогеосинклинальных и передовых прогибов и, наконец, 4) эвгеосинклинальных и межгорных прогибов. В каждой из этих четырех геоструктурных зон могут быть выделены начальная (ранняя), средняя, поздняя и заключительная стадии развития. Соответственно этим стадиям Хаин обособляет те или иные самостоятельные красноцветные формации. В зоне устойчивых платформ на ранней стадии ее развития обособляется красноцветная лагунная соленосная субформация базальной лагунно-континентальной формации, на поздней — эвапоритово-красноцветная формация и, наконец, на заключительной — красноцветная континентальная формация. В формационном ряду подвижных платформ на средней стадии их развития Хаин отмечает карбонатно-красноцветную, а на поздней — красноцветную аллитовую и карбонатно-красноцветную формации. В миогеосинклинальных и передовых прогибах красноцветные формации появляются, по его данным, лишь на заключительной стадии развития, когда они образуют красноцветную грубообломочную континентальную молассовую субформацию верхней молассовой формации. В межгорных прогибах красноцветные отложения могут присутствовать в составе наземно-вулканогенной (порфировой) формации.

В. Е. Хаин и А. Б. Ронов в совместных статьях на примере девонских и пермских литологических формаций мира дали описания ряда типовых красноцветных формаций (Ронов, Хаин, 1954, 1956). В девоне они выделили континентальную красноцветную обломочную формацию. Она сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и глинами и сопутствующими им пресноводными или солоноватоводными известняками, доломитами, мергелями, гипсами и каменной солью. Условия, в которых накапливались все эти породы, по Ронову и Хаину, соответствовали предгорным и аллювиальным равнинам, для которых была характерна пустынная или озерная обстановка. В структурном отноше-

нии эти формации принадлежат главным образом платформенным областям, но встречаются также в остаточных каледонских геосинклиналях. Следующая девонская формация названа ими переходной континентальной красноцветной эффузивно-обломочной формацией. Она выполняет межгорные прогибы и наряду с различными по составу вулканогенными породами, очень часто окрашенными в красновато-лиловые тона, включает обломочные красноцветные породы. Как считают Ронов и Хаин, она принадлежит остаточным каледонским геосинклиналям. Что касается пермского периода, то в нем названные исследователи выделяют все те красноцветные формации, что и в девоне. Так, в группе континентальных обломочных формаций нижней перми широкое развитие получает молассовый тип грубообломочных красноцветных формаций, выполняющих межгорные прогибы и внутренние впадины герцинид. Помимо типичных для них грубообломочных пород, наблюдаются алевролиты и аргиллиты. Ронов и Хаин отмечают, что с нижнепермскими молассами часто связаны наземные лавы. Отложения пермской континентальной красноцветной обломочной формации по условиям образования более разнообразны, чем аналогичные формации девона. Помимо аллювиальных равнин и озерных водоемов, им свойственны обстановки дельт и пониженных участков побережий.

В работе В. М. Синицына (1967) большое значение придается климатическому признаку. Он выделяет соответственно формации аридного тропического, аридного субтропического, умеренного и переменно влажного климата. Формации аридного тропического климата включают формацию карбонатных красноцветов. Красноцветные отложения с повышенной карбонатностью сосредоточиваются в наиболее сухой части аридной области. Такие красноцветы, как правило, повсеместно загипсованы. Они обычно представлены пролювиальными грубообломочными образованиями. В умеренно сухой аридной зоне процент карбонатности красноцветных пород значительно падает, а гипсы встречаются уже весьма редко. Среди формаций аридного субтропического и умеренного климатов привлекает внимание отмеченная Синицыным пестроцветная монтмориллонитовая формация, сложенная зелеными и красными монтмориллонитовыми глинами и кварцевыми песками.

Гумидные формации включают бескарбонатные (латеритные) красноцветы, представленные кварцевыми песками и сильно железистыми каолиновыми глинами. Подобные отложения обнаруживают прямую связь с латеритным выветриванием.

По представлениям В. И. Попова (1966), среди красноцветных формаций обособляются, прежде всего, наземные терригенные нерасчлененные формации, включающие серо-буроватые, зелено-красноцветные и темно-пестроцветные молассовые, туфомолассовые и молассовидные формации. Далее следуют прибрежные туфогенные нерасчлененные формации, среди которых обособляются лагунные и морские шлировидные серо-буроцветные, зелено-красноцветные и темно-пестроцветные формации. Выделяется, кроме того, комплекс паралических псевдофлишоидных смешанных наземных и прибрежных морских формаций, в составе которого отмечаются зелено-красноцветные формации.

Общим для всех перечисленных классификаций является стремление подразделить красноцветные формации по условиям их образования, определяемым климатическими и тектоническими факторами, т. е. по их происхождению. Между тем с точки зрения формационного анализа, предложенного Н. С. Шатским (1939, 1945, 1954$_{1,2}$ и др.), важнейшие отличия между формациями обусловлены неодинаковым парагенезом пород, связанных друг с другом в латеральных направлениях и в верти-

кальной стратиграфической последовательности. Как мы уже отмечали, по Шатскому, выделять формации возможно только путем сравнения реально наблюдаемых парагенезов пород, образующих геологические тела. В таком именно плане А. Л. Яншиным (1953) было предложено различать красноцветные формации карбонатные и бескарбонатные, и это разделение можно рассматривать как первый шаг на пути к разработке классификации красноцветных пород на основании свойственных им парагенезов.

В целом же к проблеме выделения формаций, в том числе красноцветных, имеется два подхода. Первый опирается на исследование признаков, не заключающихся в самом объекте — красноцветной формации, а отвечающих некоторым общим представлениям об условиях образования этой формации в определенных климатических или тектонических условиях. Второй путь ведет начало от анализа признаков, свойственных самим объектам, и опирается на их сравнение. Преимущества первого пути — возможность выбора в качестве основы для классификации любой широкораспространенной системы общих представлений о вероятных путях образования формаций. В итоге красноцветные формации расчленяются в соответствии с принимаемой систематикой климатических или тектонических подразделений. Если такая систематика разработана достаточно подробно, может быть выявлена принадлежность красноцветных формаций к различным ее звеньям, независимо от того, отличаются ли эти формации друг от друга по свойственным им самим признакам. Широкие возможности в этом отношении общей классификации тектонических подразделений делают ее особенно привлекательной. Многочисленность подразделений этой классификации способствует выделению множества разнотипных красноцветных формаций, отличающихся друг от друга только своим тектоническим положением и во многих случаях одинаковых по составу и строению.

Второй подход, опирающийся на анализ признаков, свойственных самому объекту — красноцветным формациям, более перспективен потому, что он направляет исследования на поиск новых данных, характерных для самих изучаемых объектов, на их сравнение и определение отличительных черт различных красноцветных формаций. На этом пути открываются возможности для того, чтобы, изучая парагенезы пород и выясняя особенности литологического состава осадочных образований, подойти к исследованию проблемы общей эволюции красноцветных формаций в истории образования осадочной оболочки Земли. Для достижения намеченной, таким образом, цели представляется совершенно необходимым установить, прежде всего, красноцветные формации, характерные для определенных интервалов геологического времени, и на основе изучения свойственного им парагенеза пород и особенностей их литологического состава выделить путем сравнения определенные типы красноцветных формаций. Это, конечно, более трудный и длительный путь исследования, но он открывает перспективы для выяснения новых, ранее неизвестных закономерностей и новых принципиально важных сведений о красноцветных формациях мира.

На этом пути главную задачу исследования красноцветных формаций можно видеть в выделении характерных их типов, отличающихся парагенезом пород и особенностями состава, иначе говоря, в типизации красноцветных формаций в целях выявления их эволюции.

К красноцветным формациям в данной работе относятся естественные сообщества, ассоциации терригенных пород, окрашенных преимущественно в красные тона и принадлежащих, таким образом, к ряду красноцветных образований. В таких ассоциациях могут встречаться

сероцветные породы, медистые песчаники, угли, углистые и другие породы, которые в количественном отношении играют подчиненную роль в разрезе красноцветных отложений. Главным признаком для красноцветных формаций является господствующий красный цвет пород. Окраска относится, в данном случае, к литологическим признакам, так как зависит от состава присутствующих в породах минералов-красителей: гематита, маггемита, гетита и других.

Выделяются две обширные группы красноцветных формаций — осадочных и осадочно-вулканогенных. В обеих группах может быть выделено два ряда — бескарбонатных и карбонатных красноцветных формаций. При этом следует иметь в виду известную условность названия бескарбонатных формаций; в них бескарбонатными являются наборы терригенных красноцветных пород, тогда как в сероцветных пачках, подчиненных формациям этого ряда, встречаются карбонатные породы. Бескарбонатные красноцветные формации нередко называют также гумидными в отличие от карбонатных или аридных, в которых и красноцветные терригенные породы содержат обильные карбонатные примеси.

ТЕРРИГЕННЫЕ КРАСНОЦВЕТНЫЕ ФОРМАЦИИ БЕСКАРБОНАТНЫЕ

> «Их породы не содержат примеси извести и прослоев мергелей, часто переслаиваются с сероцветными угленосными отложениями или переходят в них по простиранию. С красноцветными формациями этого типа связаны месторождения железных и железо-марганцевых руд, а также бокситов».
>
> А. Л. Яншин (1953, стр. 264)

Среди красноцветных отложений имеются такие терригенные породы, которые практически лишены примеси карбонатного материала или содержат его в количестве, не превышающем 10%, в среднем составляющем 3—5% от общей массы породы. Подобные отложения возникают в условиях гумидного климата, сходного с современным тропическим климатом экваториальных зон, в которых образуются латеритные и красноземные коры выветривания. В этих условиях породы приобретают красную окраску за счет гематита и других соответственно окрашенных окисей и гидроокисей железа, переносимых из источников сноса; в области седиментации новообразования таких соединений за счет разложения железистых минералов не происходит. Переносимые в бассейн седиментации продукты латеритного выветривания могут включать, помимо окиси и гидроокисей железа, свободные гидроокислы алюминия и марганца.

Примером бескарбонатных красноцветных отложений с высоким содержанием соединений железа (табл. 15) могут служить среднекарбонатные верейские глины Подмосковья (Швецов, 1932, 1934, 1940, 1954).

Верейские глины, или нижний красноцветный горизонт московского яруса, отделены перерывом от подстилающих серпуховских известняков нижнего карбона. По Швецову, накоплению красных глин предшествовало образование латеритной коры выветривания. Переработанные продукты этой коры выветривания можно обнаружить, как он считает, в нижних частях разреза красноцветного горизонта. Наряду с глинами, обогащенными окислами железа, к ним принадлежат красные желваки, содержащие до 49,75% Fe_2O_3 (Швецов, 1932).

Таблица 15

Химические анализы темно-красных глин из районов р. Оки, по М. С. Швецову (1934)

Глина	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO
Из района Глебова . .	45,88	2,20	22,22	10,25	0,61	1,13	0,75
Из района Вычеры . .	54,02	1,16	16,49	17,48	0,50	1,08	1,28
Из района Катешова .	—	21,82		8,84	0,20	—	—

Сейчас хорошо известны, по крайней мере, два обширных типа бескарбонатных красноцветных формаций. Одни из них, как показали наши исследования (Анатольева, $1968_{2,3}$), отличаются парагенезом красноцветных пород с сингенетичными гематитовыми прослоями, другие — с прослоями и пачками углей. Этим, по-видимому, не исчерпывается все разнообразие наблюдаемых в природе бескарбонатных красноцветных формаций. К тому же ряду формаций относятся, вероятно, и некоторые ассоциации красноцветных пород с бокситами, например тихвинские и североонежские бокситы Русской платформы (Вишняков, 1940; Горецкий, 1960).

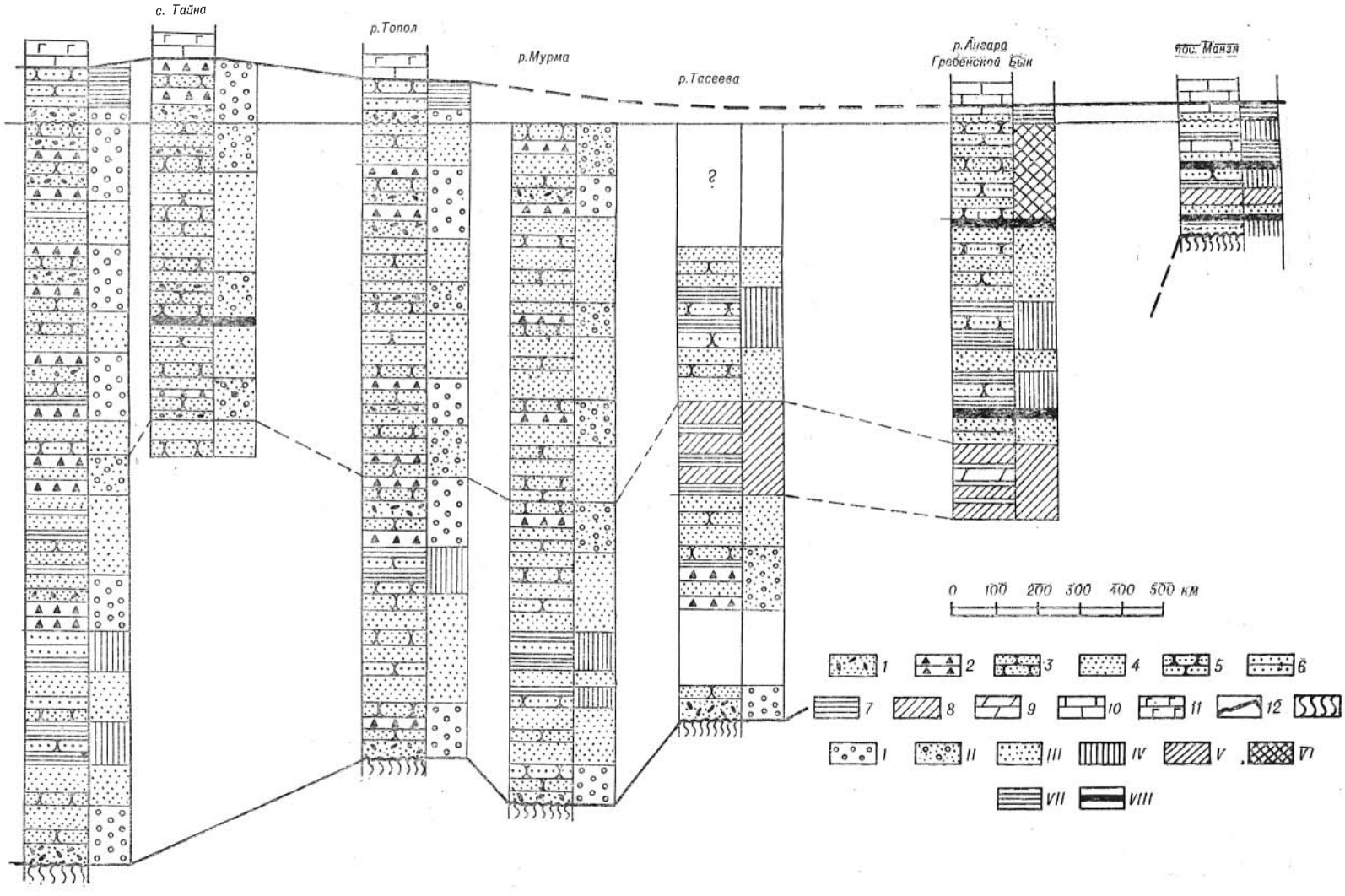
Гематитовые красноцветные формации

До последнего времени наличие гематитовых прослоев в терригенных красноцветных толщах казалось необычным. Как правило, обсуждались лишь проблемы происхождения рассеянного гематита, окрашивающего красноцветные породы. С обнаружением гематитовых прослоев в красноцветных отложениях позднего докембрия на юго-западе Сибирской платформы появляется возможность выделить новый, ранее неизвестный тип красноцветных формаций (Анатольева, 1968_2).

Сибирская платформа не уникальна в этом отношении. На северо-востоке Китайской платформы, например, в красноцветных отложениях позднего докембрия известны промышленные гематитовые руды сюаньлунского типа. Гематитовые прослои среди красноцветных отложений обнаружены, в частности, на юго-востоке Сибирской платформы, Канадском щите, Бразильской платформе (главным образом в позднедокембрийских отложениях). Таким образом, стало очевидным, что некоторые красноцветы позднего докембрия обнаруживают тесную парагенетическую связь с различной мощности гематитовыми прослоями. Особенности состава и строения красноцветных отложений, среди которых наблюдаются подобные сингенетичные прослои гематита, лучше всего рассмотреть на примере изученных нами позднедокембрийских разрезов юго-запада Сибирской платформы.

Тасеевская серия на юго-западе Сибирской платформы

Красноцветные отложения позднего докембрия (верхний рифей и венд) на юго-западе Сибирской платформы отделены от подстилающих рифейских карбонатно-сланцевых толщ регионально прослеживающимся угловым несогласием. От перекрывающих карбонатно-сульфатных и соленосных толщ нижнего кембрия эти отложения существенно отличаются по составу, но связаны с ними постепенным переходом. В основании сложно построенного красноцветного комплекса обычно просле-


с. Тайна
р. Топол
р. Мурма
р. Тасеева
р. Ангара
Грабенский Бык
пос. Манзя
?
0 100 200 300 400 500 км
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII

живаются базальные конгломераты (Павловский, 1954; Цахновский, 1959 и др.). Наибольшая их мощность наблюдается в районах южного выступа Енисейского кряжа, наименьшая — в районах Присаянья и Приангарья. В некоторых же участках, например на р. Ангаре в районе пос. Манзя, базальные конгломераты вообще отсутствуют (рис. 24). Выше базальных конгломератов идет мощный разрез позднедокембрийских красноцветных отложений, на котором с перерывом лежит пестроцветная терригенно-карбонатная толща, образующая непрерывную серию слоев с сероцветными карбонатно-сульфатными породами, охарактеризованными скелетной фауной нижнего кембрия (Анатольева, 1964_2). Красноцветные отложения комплекса, залегающие ниже пестроцветной толщи, относят к венду, а низы его, по данным определений абсолютного возраста,— к верхнему рифею (Анатольева, Жарков, Советов, 1966).

Красноцветный комплекс фациально неоднороден. Имеется две существенно неодинаковые группы типичных для него разрезов. Первой группе принадлежат разрезы преимущественно терригенно-карбонатных отложений Присаянья, второй — енисейско-ангарские терригенные толщи. В разрезах Присаянья в терригенных толщах постоянно встречаются карбонатные породы. К первой группе разрезов относятся широкоизвестные красноцветно-сероцветные отложения карагасской и оселочной свит. В енисейско-ангарских разрезах преобладают терригенные породы, а карбонатные если и появляются, то лишь в качестве фациальных клиньев присаянского типа разреза. В некоторых терригенных породах этих разрезов повышено содержание гематита, встречающегося в виде пигмента или сингенетичных линзообразных прослоев и включений.

Красноцветные отложения енисейско-ангарских разрезов прослеживаются в меридиональном направлении вдоль южного выступа Енисейского кряжа и к востоку от него и наблюдаются в бассейнах рр. Топола и Мурмы. Область их распространения резко расширяется в Приангарье. Ряд глубоких скважин, пробуренных в области юго-восточного погружения Енисейского кряжа, вскрывает почти полный разрез красноцветных отложений енисейско-ангарского фациального типа и в районе г. Канска. (рис. 24, первая колонка слева).

Терригенные отложения рассматриваемого типа сосредоточены в трех различных структурно-фациальных зонах (рис. 25). Первая, западная зона, тяготеющая к выступам южной части Енисейского кряжа, объединяет разрезы, типичные для рр. Мурмы и Топола и окрестностей г. Канска. В строении красноцветных отложений этих районов главная роль принадлежит грубым терригенным породам. Красноцветы представлены здесь тремя свитами (хаеринской, топольской и тасеевской) общей мощностью до 1,5—2 км (Жарков, 1960). Большая мощность отложений и грубый их состав, плохая окатанность обломочного материала и почти полная его несортированность указывают на расположение области седиментации у подножия сравнительно высокого, сильно рас-

Рис. 24. Разрезы гематитовой красноцветной формации позднего докембрия на юго-западе Сибирской платформы.

Красноцветные породы: *1* — конгломераты; *2* — гравелиты; *3* — песчаники грубозернистые; *4* — среднезернистые; *5* — тонкозернистые; *6* — алевролиты; *7* — аргиллиты. Зеленоцветные и сероцветные породы: *8* — песчаники; алевролиты, аргиллиты; *9* — мергели; *10* — известняки; *11* — галогенные породы; *12* — границы гематитовой формации; *13* — складчатый фундамент. Фациальные сочетания: I — красноцветные конгломераты, гравелиты, грубо- и среднезернистые песчаники; II — красноцветные грубо- и среднезернистые песчаники с прослоями конгломератов и гравелитов; III — красноцветные преимущественно среднезернистые песчаники; IV — красноцветные аргиллиты и песчаники; V — зеленоцветные и сероцветные терригенные породы; VI — преимущественно кирпично-красные песчаники, грубокосослоистые, разнозернистые; VII — красноцветные песчаники, аргиллиты и алевролиты с прослоями светло-серых доломитов и мергелей; VIII — красноцветные песчаники и аргиллиты с включениями и прослоями гематита.

Масштаб здесь и на других аналогичных рисунках указан только вертикальный.

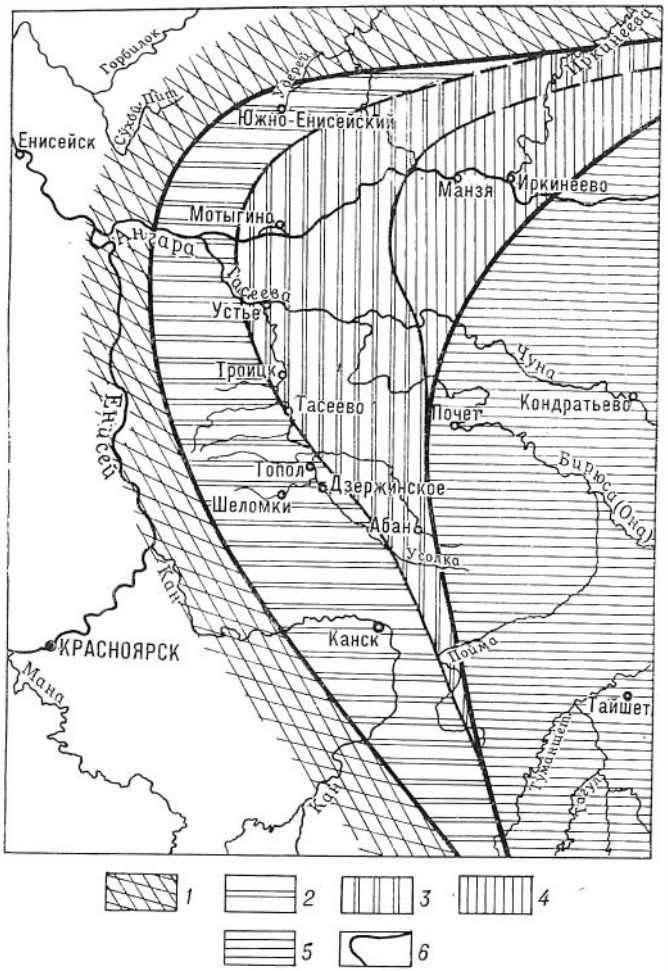


Рис. 25. Схема пространственного размещения разрезов гематитовой красноцветной формации.

1 — область поднятий, суша; *2* — разрезы западной зоны; *3* — разрезы центральной зоны; *4* — разрезы восточной зоны; *5* — терригенно-карбонатные отложения Присаянья; *6* — границы гематитовой формации.

члененного горного массива. В нижней хаеринской свите преобладают лиловато-бурые породы, в низах разреза преимущественно грубые терригенные конгломераты, гравелиты и разнозернистые полимиктовые и реже аркозовые песчаники. Выше по разрезу конгломераты и гравелиты прослеживаются редкими прослоями; преобладают разнозернистые песчаники, содержащие прослои и пачки алевролитов и аргиллитов. Средняя топольская свита сложена разнозернистыми полимиктовыми, аркозовыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками, красно-бурыми, фиолетовыми и коричневато-бурыми, переслаивающимися в верхах разреза с гравелитами и мелкогалечными конгломератами. В топольской свите района с. Тайна скважиной пройден прослой тонкоотмученных пород с повышенным содержанием гематита. Вышележащая тасеевская свита в основании разреза, как правило, содержит пачку базальных конгломератов, а остальная большая ее часть состоит из красноцветных терригенных и сероцветных карбонатных пород с сульфатными прослоями.

Вторая, центральная зона прослеживается от р. Ангары на участке шиверы Шунтар и Гребенского Быка до р. Тасеевой в районе Алешинского хребта. В этой зоне примерно в средней части красноцветного разреза расположена выдержанная толща сероцветных и зеленоцветных терригенных пород. Поэтому разрез здесь разделяют на четыре свиты (снизу вверх): алешинскую, чистяковскую, мошаковскую и островную. Среди красноцветных отложений рассматриваемой зоны грубые терригенные породы наблюдаются главным образом в основании разреза, а выше они исключительно редки и встречаются только в виде быстро выклинивающихся линзовидных пачек и прослоев. Большую роль в строении красноцветного комплекса этой зоны играют тонкозернистые породы; особенно широко распространены аргиллиты. В целом же существенно преобладают тонкозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты. Общая мощность красноцветов здесь несколько сокращается по сравнению с западной зоной и в среднем составляет не более 1200 м, причем мощность сероцветной пачки остается относительно постоянной и не выходит за пределы 180—200 м. Алешинская свита в основании разреза представлена горизонтом базальных конгломератов, несогласно лежащим на разновозрастных толщах рифея и отчасти протерозоя. Среди пород, слагающих свиту, преобладают разнозернистые песчаники с прослоями гравелитов, реже конгломератов, а также маломощными пачками алевролитовых и аргиллитовых пород. В чистяковской свите господствуют сероцветные и зеленоцветные песчаники, алевролиты и аргиллиты. Мошаковская свита в районе Гребенского Быка на р. Ангаре имеет четкое трехчленное строение; нижняя ее часть сложена преимущественно аргиллитами, средняя — монотонной толщей полимиктовых буровато-красных разнозернистых песчаников, верхняя — характерными кирпично-красными песчаниками. В низах и верхах мошаковской свиты встречаются сингенетичные прослои гематита, достигающие 3—5 см и максимально 8 см мощности. На кирпично-красных песчаниках мошаковской свиты наблюдается терригенно-карбонатная островная свита. В ее основании залегают своеобразные конгломераты, представленные грубозернистыми и гравийными песчаниками с неравномерно рассеянными обломками различных пород.

Третья, восточная зона на участке р. Ангары в районе пос. Манзя объединяет красноцветные отложения, среди которых почти полностью отсутствуют грубые терригенные породы (за исключением маломощной пачки конгломератов в основании островной свиты), но зато появляются прослои карбонатных пород, внедрившиеся в качестве фациальных клиньев из присаянского типа разреза. Это водорослевые доломиты и мергели, образующие невыдержанные пачки, особенно часто встречающиеся в верхней части красноцветного комплекса, в мошаковской свите. Суммарная мощность красноцветных отложений в этом районе сокращается до 250 м.

Разрез восточной зоны важно охарактеризовать подробнее, так как он имеет существенное значение для понимания условий образования гематитовой красноцветной формации. Этот разрез наиболее полно представлен в средней части течения р. Ангары в районе пос. Манзя, где красноцветные отложения залегают на неровной поверхности доломитов джурской свиты. В основании красноцветного разреза наблюдаются сильно обохренные зеленые и красные глины, заполняющие неровности на поверхности джурских доломитов. Мощность глинистых пород в общем случае не превышает 5—8 см, но в отдельных карманах-западинах достигает 35—40 см. В отличие от ранее рассмотренных разрезов красноцветные отложения верхнего рифея и венда восточного типа не

содержат базальных конгломератов. Разрез нижней, алешинской свиты в районе пос. Манзя известен на левом берегу р. Ангары в самом основании склона, где прослеживаются разрозненные выходы красноцветных отложений, по которым устанавливается такое строение свиты (снизу вверх):

1. Нижняя часть свиты — мощная пачка преимущественно красновато-бурых и реже зеленовато-серых аргиллитов и алевролитов. В основной гидрослюдисто-каолинитовой массе аргиллитов, пропитанной гидроокислами железа, содержится значительное количество обломочного материала, то хаотически разбросанного, то образующего параллельно расположенные прослои. Обломочный материал — остроугольные осколки кварца, листочки слюды и единичные зерна плагиоклазов. В аргиллитах участками состав основной массы варьирует, что связано с переходом каолинито-гидрослюдистых агрегатов в хлоритовые или серицитовые. Алевролиты имеют аркозовый состав; они обладают базальным цементом из непрозрачных гидроокисей железа или реже из гидрослюдистого материала; обломки минералов расположены беспорядочно (остроугольные зерна кварца и полевых шпатов, листочки мусковита). Среди аргиллитов местами встречаются линзовидные гематитовые прослои мощностью 2—3 см и протяжением 5—7 см. Общая мощность пачки 35 м.

2. Аргиллито-алевролитовые породы вверх по разрезу по четкой литологической границе сменяются пачкой разнозернистых вишнево-красных и красновато-бурых песчаников. Благодаря обилию лепешковидных включений вишневых и зеленовато-серых аргиллитов песчаники четко обособляются в разрезе. Лепешки аргиллитов в большинстве случаев образуют обособленные прослои, в которых они располагаются, строго согласуясь с поверхностями напластования песчаников, реже они оказываются беспорядочно разбросанными в породе. Размер лепешек от 1,5 до 3,5 см в длину при высоте от долей до 1,5 см. Песчаники преимущественно полимиктовые, средне- и мелкозернистые, местами переходящие в грубозернистые; они состоят из остроугольных обломков кварца, полевых шпатов, кварцитов, серицито-хлоритовых, кварц-серицитовых и серицитовых сланцев, пегматитов, халцедона, листочков мусковита и биотита, а местами также большого количества полуокатанных зерен голубого турмалина. Тип цементации поровый, пленочный. Цемент представлен гидрослюдисто-хлоритовым материалом или гидроокисями железа, часто регенерированный кварцевый. Мощность 20 м.

3. Песчаники перекрываются красновато-бурыми аргиллитами, основная масса которых представлена гидрослюдисто-хлоритовым и каолинитовым материалом, пронизанным гидроокисями железа. В основной массе участками беспорядочно, участками кучно рассеяны обломки минералов и пород — корродированный кварц, кварциты, кварц-серицитовые и хлоритовые сланцы, листочки мусковита. Мощность 8 м.

4. Разрез алешинской свиты венчается пачкой буровато-красных чередующихся средне- и грубозернистых песчаников, переходящих в кровле свиты в мелкогалечные конгломераты. Песчаники массивные и плитчатые, часто косослоистые, реже параллельнослоистые, преимущественно полимиктовые. Обломочный материал песчаников — главным образом кварц, кварциты, кварц-серицитовые и серицито-хлоритовые сланцы, значительно реже полевые шпаты, среди которых присутствуют плагиоклазы и микроклин. Цемент песчаников поровый, крустификационный, пленочный или регенерационный. Тонкие пленки, обволакивающие отдельные зерна, сложены гидроокисями железа и кварц-серицитовыми агрегатами. Крустификационный цемент представлен преимущественно хлоритом, поры обычно заполнены доломитом или гидрослю-

дистым материалом, а регенерационный цемент, как правило, имеет кварцевый состав. В песчаниках часто можно наблюдать инкорпорационные структуры (внедрение зерен кварца в полевые шпаты или обратные соотношения). Мощность 12 м.

Общая мощность алешинской свиты в районе пос. Манзя 75 м.

5. Зеленоцветные отложения вышележащей чистяковской свиты связаны постепенными переходами с грубозернистыми красноцветными песчаниками и конгломератами алешинской свиты. Подошва чистяковской свиты сложена зеленовато-серыми и грязно-зелеными грубозернистыми полимиктовыми песчаниками. Среди обломочного материала песчаников преобладают регенерированные и корродированные зерна кварца и разнообразные сланцы: хлорит-серицитовые, кварц-серицитовые и кварц-мусковитовые. Часты также листочки мусковита и обломки кварцитов и жильного кварца, включающего хлорит, слюды, циркон и рутил. Цемент пород в большинстве случаев регенерационно-кварцевый и частично пленочно-гидрослюдистый. Мощность 3,5 м.

6. Выше по разрезу зеленовато-серые крупнозернистые полимиктовые песчаники постепенно сменяются среднезернистыми желтовато-зелеными кварц-полевошпатовыми. Обломочный материал этих песчаников на 80% образован зернами кварца. Кроме того, в них содержатся обломки полевых шпатов и разнообразных сланцев. Цемент пород поровый, главным образом это гидрослюдистый материал, реже крупнокристаллический доломит. Мощность 2 м.

7. По четкой поверхности породы слоя 6 перекрываются пачкой аргиллитов, состоящих из пелитоморфного доломита, интенсивно пропитанного гидроокисями железа или содержащего рассеянный гидрослюдистый материал. В основной массе аргиллитов редко рассеяны обломки кварца, реже полевых шпатов и листочков слюды. Мощность 2,5 м.

8. Выше в разрезе вскрыта пачка разнозернистых зеленовато-серых и красновато-бурых песчаников, средне- и грубозернистых, обычно массивных, неслоистых. Тонкозернистые песчаники этой пачки плитчатые и тонкоплитчатые. Грубозернистые сосредоточены в нижней части разреза пачки, тонкозернистые — в верхней. Песчаники преимущественно полимиктовые, реже аркозовые. Обломочный материал, зерна которого имеют остроугольную и полуокатанную форму, представлен кварцем, полевыми шпатами, разнообразными сланцами, кварцитами и слюдами. Цемент в породах либо пленочный, либо типа заполнения пор. Пленки сложены гидрослюдистым или серицит-хлоритовым материалом, гидроокисями железа; поры заполнены крупнокристаллическим доломитом. Мощность 12,5 м.

9. В основании скального обнажения выше по разрезу выходят песчаники, полимиктовые, тонкозернистые, плитчатые и массивные, желтовато-серые и табачно-зеленые, содержащие в средней части тонкий прослой карбонатной породы изменчивой мощности, от 5 до 8 см, состоящей из пелитоморфной массы с кристаллами доломита. В доломитах есть небольшая примесь обломочного материала, в частности зерен кварца и листочков мусковита. Мощность 6 м.

10. Верхи разреза чистяковской свиты в верхней части скального обнажения представлены чередованием зеленоцветных и красноцветных песчаников. Песчаники имеют полимиктовый состав и тонкозернистое, массивное, плитчатое и тонкоплитчатое строение. Массивные песчаники обычно неслоистые, плитчатые — слоисты. Песчаники состоят из остроугольных, реже полуокатанных обломков кварца и полевых шпатов (преимущественно микроклина, реже плагиоклаза), кварц-серицитовых, кварц-серицит-хлоритовых и кварцево-мусковитовых сланцев, микро-

кварцитов, кварцитов, пегматитов, кварцевых жил и листочков мусковита. Отдельные обломки пегматитов содержат прекрасно сохранившиеся включения ихтиоглипт кристаллов кварца в полевошпатовых агрегатах. Цемент песчаников пленочный и поровый, местами переходит в базальный. Поровый и базальный цемент преимущественно гидрослюдисто-хлоритовый или содержащий гидроокиси железа, пленочный — как правило, гидромусковитовый. Кроме того, здесь часто наблюдается регенерационный кварцевый цемент. В песчаниках широко распространены стилолитовые и конформные структуры и структуры инкорпорации (внедрение кварца в полевые шпаты и сланцы). В рассматриваемой пачке песчаников встречаются маломощные прослои доломитовых алевролитов и мергелей, содержащих мелкие ромбовидные кристаллы доломита. В основной карбонатной массе этих пород беспорядочно разбросаны корродированные зерна кварца. Мощность 13,5 м. Общая мощность отложений чистяковской свиты 40 м.

11. Разрез вышележащей мошаковской свиты начинается красновато-бурыми песчаниками, тонкозернистыми, тонкоплитчатыми или почти листоватыми, переходящими в аргиллиты. Кверху песчаники сменяются чередованием песчаников и аргиллитов, окрашенных в красновато-бурые и зеленовато-серые тона. Песчаники преимущественно тонкозернистые, слоистые, аркозовые или кварц-полевошпатовые. Обломочный материал плохо окатан, имеет остроугольную форму и состоит из корродированных зерен кварца, полевых шпатов и листочков слюды. Среди полевых шпатов преобладает микроклин, часто розовый. Цемент песчаников поровый или базальный. Поры заполнены кварц-серицитовым материалом, в котором наблюдаются новообразованные кристаллы турмалина; базальный цемент обычно состоит из гидроокисей железа. Аргиллиты имеют гидрослюдисто-хлоритовый и кварц-серицитовый состав и содержат обломки кварца и листочки мусковита. Мощность 12,5 м.

12. Выше по разрезу выходит однообразная толща красновато-бурых аргиллитов, имеющих гидрослюдисто-хлоритовый или каолинитовый состав и содержащих прослои песчаников. Песчаники мелкозернистые; зерна их представлены кварцем, кварцитами, кремнистыми породами, слюдами и меняющимся, но всегда большим количеством полевых шпатов, преимущественно микроклина. Песчаники имеют аркозовый или кварцево-полевошпатовый состав. Цемент поровый или пленочный, состоит из кварц-серицитового и кварц-серицит-хлоритового материала, а также гидроокисей железа. Среди песчаников встречаются прослои плотных ярко-вишневых гематитовых песчаников мощностью 2—4 см. Цемент в таких песчаниках базальный гематитовый. Мощность 18 см.

13. Выше по разрезу хорошо обособляется пачка красновато-бурых аргиллитов, содержащая включения гематита, имеющие вид лепешек. Размер включений не превышает 4—5 см в длину при мощности 1,5—2,5 см и редко достигает в длину 8 см. Включения группируются в прослои, протягивающиеся на сотни метров и расположенные строго параллельно поверхностям напластования аргиллитов. Сингенетичные прослои и включения гематита обычно обволакиваются ненарушенными слоями, которые как бы приспосабливаются к форме лепешек гематита. Мощность 4,5 м.

14. Аргиллиты перекрываются существенно кварцевыми песчаниками, плотными, тонко- и среднезернистыми, буровато-серыми, включающими лепешки зеленых аргиллитов. Обломочный материал состоит главным образом из остроугольных зерен кварца, имеющих резко разъеденные края, редких обломков полевых шпатов, пегматитов и листочков

слюды. Цемент поровый или пленочный; поры заполнены крупнокристаллическим доломитом, а пленки сложены кварц-серицит-хлоритовыми агрегатами. Мощность 3,5 м.

15. Выше по разрезу выходит пестрая по строению толща, представленная чередованием карбонатных и терригенных пород. В нижней части толщи наблюдается переслаивание тонкоплитчатых серых мергелей и водорослевых доломитов, характеризующихся неровными поверхностями напластования, и желтовато-серых кварц-полевошпатовых тонкозернистых песчаников. Карбонатные породы местами обильно пропитаны гидроокисями железа и содержат единичные обломки кварца, полевых шпатов и листочков слюды. Мощность 7,5 м.

16. В верхней части толщи возрастает количество терригенных пород, которые постепенно вытесняют карбонатные. Здесь песчаники аркозового и кварц-полевошпатового состава, плитчатые, тонко- и среднезернистые, буровато-красные и зеленовато-серые, включают прослои тонкоплитчатых мергелей и доломитов. Мощность 12,5 м.

17. Песчаники по четкой литологической границе сменяются пачкой красновато-бурых аргиллитов, содержащих включения гематита, имеющие вид лепешек и участками образующие обособленные прослои. Аргиллиты имеют гидрослюдисто-хлоритовый и каолинитовый состав и содержат беспорядочно разбросанные обломки кварца, полевых шпатов и листочки слюды. Мощность 2,5 м.

18. Залегающие выше аналогичные красновато-бурые аргиллиты включают прослои зеленовато-серых тонкозернистых кварц-полевошпатовых песчаников. Мощность 8,5 м.

19. Кварц-полевошпатовые песчаники выше по разрезу чередуются с прослоями пелитоморфных доломитов, в которых наряду с основной массой, состоящей из крупных кристаллов доломита, наблюдаются зерна кварца, полевых шпатов и листочки слюды. Участками карбонатные породы обильно пропитаны гидроокисями железа. Мощность 14,5 м.

20. Далее в разрезе вновь увеличивается количество карбонатных пород — пелитоморфных и зернистых доломитов, содержащих непостоянную примесь терригенного материала. Доломиты прослоями 35—50 см чередуются с пачками тонкозернистых кварц-полевошпатовых песчаников мощностью по 0,5—0,7 м. Общая мощность 12 м.

21. Сероцветные карбонатные породы сменяются преимущественно красноцветными аргиллитами и песчаниками, тонкозернистыми, кварцево-полевошпатовыми, с доломитовым цементом базального типа. Эти терригенные породы содержат редкие маломощные прослои (2—10 см) водорослевых доломитов. Мощность 18,5 м.

22. Выше по разрезу наблюдается чередование красно-бурых, лиловато-бурых и зеленовато-серых плитчатых алевролитов. Основная масса алевролитов сложена гидрослюдистым материалом и гидроокисями железа, а обломочный материал состоит главным образом из корродированных зерен кварца, полевых шпатов, листочков мусковита и редких обломков сланцев. Мощность 24 м.

23. Мошаковскую свиту завершает пачка алевролитов, в отличие от нижележащих включающая прослои водорослевых доломитов 2—4 см мощности, загрязненных примесью терригенного материала, а также прослои тонкозернистых аркозовых и кварцевых песчаников. Мощность 6,5 м.

Общая мощность отложений мошаковской свиты 165 м. На ней с базальной пачкой конгломератов в основании разреза залегают терригенно-карбонатные породы островной свиты, которыми обычно начинают разрез нижнего кембрия. В приведенном разрезе отложения верх-

него рифея и венда восточной зоны, в отличие от западной и центральной зон, постоянно в красноцветных слоях и пачках содержат сравнительно многочисленные сингенетичные прослои гематита и отчасти карбонатных пород.

Общим для рассмотренных разрезов всех трех зон является преимущественно терригенный состав* красноцветных отложений, к которым в центральной и восточной зонах приурочены сингенетичные прослои гематита. Типична для этих разрезов существенная роль грубообломочных пород среди терригенных накоплений при почти полном отсутствии в них примеси карбонатного материала. Следует обратить внимание на то, что для верхнерифейских и вендских разрезов юго-западной окраины Сибирской платформы совершенно не характерны парагенезы красноцветных и сульфатно-соленосных пород.

Определение формационного типа

Наблюдаемые в енисейско-ангарских разрезах сочетания горных пород, среди которых в тесной парагенетической связи находятся конгломераты, песчаники, алевролиты и аргиллиты, а также аргиллиты и песчаники с сингенетичными линзами, лепешками и прослоями гематита, позволяют выделить терригенные отложения этих разрезов в самостоятельную красноцветную терригенно-гематитовую формацию. Нижняя граница формации обрисовывается особенно четко, поскольку подстилающие ее нижнерифейские и средне- и нижнепротерозойские отложения представлены совершенно иным, главным образом карбонатно-сланцевым, набором пород. С этой границей совпадает крупная структурная перестройка рассматриваемого региона, выраженная сменой геосинклинального режима орогенным (эпоха байкальской складчатости). Верхняя граница красноцветной терригенно-гематитовой формации определяется появлением сероцветных карбонатно-сульфатных и соленосных пород. Поэтому островная и тасеевская свиты, венчающие формацию в разных районах, не всегда входят полным объемом в состав красноцветной терригенно-гематитовой формации. В западной зоне к этой формации относится только нижняя часть разреза островной свиты, так как в наборах пород ее верхней части появляется каменная соль. В центральной и восточной зонах, где наборы пород островной свиты существенно не отличаются от наборов в остальном красноцветном разрезе, в формацию входит вся свита целиком.

Латеральные границы красноцветной терригенно-гематитовой формации в пределах юго-западной части Сибирской платформы также весьма отчетливы. На севере и западе, где распространение формации соответственно ограничивается заангарскими поднятиями и поднятиями южной части Енисейского кряжа, эти границы особенно резкие, поскольку в прогибах, расположенных к северу и юго-западу от них, одновозрастные позднедокембрийские отложения характеризуются существенно граувакковыми и флишевыми наборами пород. В юго-восточном направлении красноцветная терригенно-гематитовая формация сменяется вначале карбонатно-терригенными, а далее на восток карбонатными породами, и здесь эти границы очень сложны и прихотливы.

Красноцветная терригенно-гематитовая формация представляет собой крупное серповидной (в плане) формы плоское линзовидное тело, длина которого достигает в изученной нами части 450 км. На севере и северо-востоке это тело имеет максимальную ширину 250 км и его из-

* Кроме восточной зоны, в которую вклиниваются карбонатные фации.

Таблица 16

Химический состав красноцветных отложений с высоким содержанием (свыше 10%) гематита
(мошаковская свита по р. Ангаре)

Район	Литологическая характеристика пород	SiO	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	TiO_2	MnO	K_2O	NaO_2
У пос. Манзя	Гематитовый песчаник	50,72	7,05	34,77	0,28	0,75	1,13	0,65	—	3,00	0,11
У Гребенского Быка	» »	79,48	1,63	14,55	0,14	0,60	0,43	0,18	0,07	0,27	0,11
Там же	» »	79,88	1,63	14,35	0,14	0,48	0,35	0,22	сл.	0,36	0,09
У пос. Манзя	Прослой гематита	6,70	2,71	87,90	0,28	0,36	0,62	0,45	0,04	0,67	0,11
Там же	» »	20,40	5,43	66,66	0,98	1,08	1,48	0,50	0,18	1,66	0,11
У Гребенского Быка	Прослой гематита со значительным количеством обломочного материала	47,66	2,17	45,44	0,56	0,48	0,61	0,75	—	0,66	0,11

Примечание. Анализы выполнены П. А. Сердюковой, Институт геологии и геофизики СО АН СССР.

Таблица 17

Карбонатность (в %) терригенных пород гематитовой красноцветной формации
(р. Ангара, район пос. Манзя)

Свита	Литологическая характеристика	№ образца	CaO	MgO	Сумма карбонатности ($CaCO_3$+ +$MgCO_3$)
Мошаковская	Песчаник	56	0,81	—	1,45
	Алевролит	53	6,19	6,70	25,40
	Песчаник гематитовый		1,08	1,48	5,00
	Аргиллит		1,58	2,44	7,90
	Песчаник	36	0,35	—	0,60
	Песчаник гематитовый	35	0,36	0,52	1,70
	То же	33	0,75	1,13	3,70
	»	32	0,42	0,92	2,67
	Песчаник	31	0,23	0,16	0,74
	»	30	0,72	4,69	11,08
Чистяковская	»	20	1,51	1,42	5,65
	»	18	0,58	1,42	4
	»	17	1,93	1,13	5,90
	Песчаник с доломитовым цементом	16	6,25	4,67	20,95
	Песчаник	14	0,12	0,26	0,75
Алешинская	»	13	0,93	—	1,65
	»	12	0,81	—	1,45
	Алевролит	11	0,42	1,31	3,50
	Песчаник	9	—	0,42	0,87
	»	7	1,33	1,04	4,60
	»	6	0,29	0,64	1,82
	»	5	1,21	2,62	8,13
	Алевролит	4	1,82	3,32	10,35

Примечание. Анализы выполнены П. А. Сердюковой и А. В. Сухаренко. Институт геологии и геофизики СО АН СССР.

Таблица 18

Карбонатность (в %) терригенных пород гематитовой красноцветной формации
(р. Ангара, район Гребенского Быка)

Свита, № обн.	Литологическая характеристика	№ образца	CaO	MgO	Сумма карбонатности
Мошаковская № 22	Песчаник	58	—	0,11	0,23
	»	56	0,18	0,39	1,22
	»	53	—	0,08	0,16
	»	52	0,44	0,74	2,34
	Песчаник гематитовый	51	0,48	0,35	1,58
	Песчаник	49	5,00	5,52	20,45
	Песчаник гематитовый	48	0,60	0,43	1,97
	Песчаник	47	—	0,50	1,05
	»	46	0,35	—	0,62
	»	45	—	0,74	1,54
	»	44	—	0,42	0,87
	»	41	6,16	6,27	26,70
	»	38	5,22	5,24	20,30
	Аргиллит	35	3,16	3,33	12,70
	Песчаник	31	1,28	1,66	5,50
	Аргиллит	30	3,64	5,41	17,70
	Песчаник	29	0,24	2,92	6,50
	»	28	4,23	4,17	16,30
	Аргиллит	26	1,46	2,31	7,40
	Песчаник	19	0,61	0,13	1,40
	»	18	—	0,75	1,56
	»	17	—	1,17	2,44
	»	16	6,16	5,85	23,25
	»	13	—	0,87	1,80
	»	12	0,29	0,42	1,40
	Песчаник гематитовый	11	0,48	0,6	2,15
Чистяковская № 23	Песчаник	13	1,13	1,72	5,60
	»	12	0,28	4,06	9,0
	Аргиллит	11	0,44	1,39	3,70
	Песчаник	10	—	0,76	1,60
	»	4	0,36	1,13	3,0
	»	2	0,59	0,64	2,35
	Аргиллит	1	—	3,45	7,20

Примечание. Анализы выполнены Е. Н. Жуковой и П. А. Сердюковой, Институт геологии и геофизики СО АН СССР.

Таблица 19

Карбонатность (в %) терригенных пород гематитовой красноцветной формации
(р. Тасеева)

Свита	Литологическая характеристика	№ обнажения	№ образца	CaO	MgO	Сумма карбонатности ($CaCO_3$+ +$MgCO_3$)
Мошаковская	Песчаник	24	42	0,29	0,85	2,30
	Аргиллит		41	—	0,33	0,69
	Песчаник		40	—	0,30	0,63
	»		36	—	0,35	0,75
Чистяковская	»		28	0,18	0,56	1,50
	»		22	0,24	1,83	4,25
	Аргиллит		20	—	0,65	1,35
Алешинская	Песчаник	27	15	0,44	0,32	1,45
	Алевролит		7	0,24	0,52	1,50
	Песчаник		5	1,46	0,44	3,50
	Алевролит		8	0,36	2,44	5,74
	Песчаник		7	—	0,39	0,82
	»		4	—	0,25	0,50
	Алевролит		2	0,23	1,00	2,50
	Песчаник		1	0,11	1,33	2,95

Примечание. Анализы выполнены А. В. Сухаренко и П. А. Сердюковой, Институт геологии и геофизики СО АН СССР.

Таблица 20

Карбонатность (в %) терригенных пород гематитовой красноцветной формации
(Тайнинская опорная скважина)

Свита	Литологическая характеристика	№ образца	CaO	MgO	Сумма карбонатности ($CaCO_3$+ +$MgCO_3$)
Топольская	Песчаник	44	1,39	1,66	5,95
	»	45	1,98	2,34	8,30
	»	46	0,24	1,31	3,17
	»	47	0,46	1,59	4,15
	»	48	0,30	1,79	4,28
	»	51	0,36	1,05	2,80
	Алевролит	52	0,23	2,17	4,90
	Песчаник	53	—	0,50	1,06
	»	54	—	0,83	1,73
Хаеринская	Алевролит	56	—	1,59	3,30
	»	57	—	1,17	2,40
	Песчаник	60	—	0,83	1,73
	»	61	0,58	0,08	1,15
	»	63	0,11	0,42	1,05
	Гравелит	65	0,12	0,65	1,57

Примечание. Анализы выполнены Е. Н. Жуковой и П. А. Сердюковой Институт геологии и геофизики СО АН СССР.

гиб определяется контурами заангарского поднятия. В юго-восточном направлении обрисованное тело резко суживается до 50 км, постепенно выклиниваясь в сторону Присаянья (см. рис. 25). Выделяемая в таких рамках красноцветная терригенно-гематитовая формация хорошо обособляется от смежных с ней геологических образований.

Хотя красноцветную терригенно-гематитовую формацию, типичную для юго-западной окраины Сибирской платформы, большинство исследователей (Григорьев, 1963; Мусатов и Волобуев, 1964 и др.) относят к молассам, важно подчеркнуть, что особенности состава этой формации достаточно своеобразны. Слагающие ее красноцветные породы парагенетически связаны с прослоями, резко обогащенными гематитом или почти нацело им сложенными (табл. 16), и не сопровождаются характерными для большинства красноцветных молассовых формаций сульфатными и карбонатными отложениями. К тому же терригенные породы рассматриваемой формации вообще бедны карбонатами. По данным 100 анализов, исполненных химической лабораторией Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР, 80% терригенных пород формации принадлежит, по классификации С. Г. Вишнякова — Л. Б. Рухина и Г. И. Теодоровича, к некарбонатным, содержащим менее 10% $CaCO_3+MgCO_3$. Из них в 65% пород количество карбонатов не превышает 5%. По типам пород карбонатность распределяется следующим образом: среди песчаников и гравелитов некарбонатных пород свыше 80%, среди алевролитов и аргиллитов — более 70%, а в гематитовых прослоях карбонаты, по данным 5 анализов, практически не содержатся (табл. 17—20). Максимальное содержание карбонатов в терригенных породах формации не превышает 30%, а в преобладающем большинстве случаев не выходит за пределы 20%. Такие сравнительно обогащенные карбонатами породы наблюдаются преимущественно в зеленоцветных пачках средней части разреза и, таким образом, в целом не характерны для данного типа красноцветной формации. Прослои карбонатных пород появляются только в крайних восточных разрезах (пос. Манзя), где начинается зона перехода гематитовой красноцветной формации в сероцветную карбонатную.

Таким образом, породы, входящие в определенное фациальное сочетание, объединены только их совместным нахождением и не связаны непосредственным фациальным замещением. Породы фациального ряда, напротив, взаимно замещают друг друга в латеральной последовательности.

Фациальные сочетания и фациальные ряды

Н. С. Шатский (1960, стр. 12), впервые предложивший выделять при изучении формаций фациальные сочетания и фациальные ряды, писал: «В фациальных сочетаниях связь между членами формаций существенно иная, чем в фациальных рядах: если вторые связаны между собой непосредственным замещением одной породы другой в едином пласте, латерально, по одному одновозрастному, стратиграфическому горизонту (пласту, пачке и т. д.), то члены фациальных сочетаний связаны только совместным присутствием в той или иной части формации, причем необязательно в одном и том же пласте и в непосредственном соприкосновении друг с другом».

Красноцветные отложения гематитовой формации относятся преимущественно к континентальным образованиям. Они накапливались на обширных предгорных равнинах, пересеченных временными водотоками и реками с блуждающими руслами. На территории этих равнин располагались также более или менее обширные эфемерные озерные водоемы. Фациальный состав этих красноцветных отложений сравнительно однороден. Среди них развиты фации пролювиальных конусов выноса, аллювия речных систем и озерных отложений. Все эти фациальные разновидности осадков, принадлежащие гематитовой формации, представлены в разрезах определенными фациальными сочетаниями пород. Особенно широко распространены такие сочетания пород, которые отвечают образованиям древних пролювиальных конусов выноса.

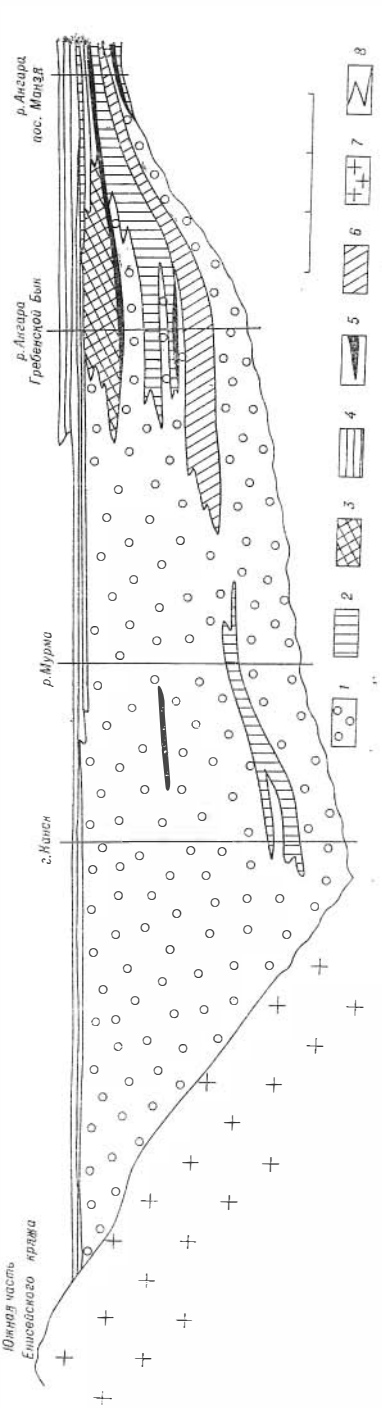


Рис. 26. Схема строения гематитовой формации.

1 — красноцветные терригенные породы преимущественно грубого состава; *2* — красноцветные аргиллиты и песчаники; *3* — преимущественно кирпично-красные песчаники, грубокосослоистые; *4* — красноцветные песчаники, аргиллиты и алевролиты с прослоями пелитоморфных карбонатных пород; *5* — красноцветные песчаники и аргиллиты с включениями и прослоями гематита; *6* — зеленоцветные и сероцветные терригенные породы; *7* — области поднятий, суша; *8* — границы гематитовой формации.

Пролювиальные отложения представлены фациальными сочетаниями, отвечающими накоплениям, возникающим в области подножий гор в средней и периферической частях конусов выноса. Фациальные сочетания, соответствующие фациям подножий, наблюдаются в виде грубых терригенных пород — лиловато-бурых или грязно-бурых конгломератов, гравелитов, грубо- и среднезернистых песчаников (рис. 26). Это преимущественно полимиктовые плохо сортированные неслоистые породы, состоящие из неокатанного обломочного материала. Местами среди них встречаются маломощные (10—15 см) прослои ярко-вишневых алевролитов и тонкозернистых песчаников. Преобладают то конгломераты или гравелиты, то песчаники. Мощность отдельных слоев колеблется от первых десятков до 5—6,5 см, а общая мощность такого рода фациальных сочетаний варьирует от первых метров до 175 м.

Характерные черты состава грубых терригенных пород наглядно выражены в крупнозернистых песчаниках, переходящих в гравелиты. Песчаники этого типа принадлежат ряду так называемых «мусорных» пород, состоящих из несортированного и очень слабо окатанного обломочного материала. Зерна песчаников представлены кварцем, полевыми шпатами (главным образом микроклином), листочками мусковита и реже биотита, кварцитами, разнообразными кремнистыми породами, сланцами эпидот-хлоритовыми, кварц-мусковитовыми, серицит-хлоритовыми и двуслюдяными. Зерна кварца почти всегда регенерированы, по краям разъедены, листочки слюды деформированы. Обломочный материал цементируется серицитом, хлоритом или гидроокисями железа, то выполняющими поровые пространства, то образующими скопления на стыках зерен (цемент соприкосновения). Изредка цемент песчаников содержит карбонатные примеси, но на долю цемента в таких случаях приходится не более 3% общей массы породы. В отдельных случаях можно видеть, что карбонатные зерна образуются по полевым шпатам и, таким образом, являются эпигенетическими. Об эпигенетическом преобразовании обломочного материала песчаников свидетельствуют также свойственные им конформные и инкорпорационные структуры.

Тонкозернистые породы, образующие маломощные прослои в толще грубых терригенных отложений, представлены слюдисто-серицитовыми песчаниками. Они имеются, в частности, в нижней части разреза алешинской свиты по р. Тасеевой и в хаеринской свите окрестностей Канска. Эти песчаники тонкозернистые и обладают базальным типом цемента, составляющим около 50—60% всей массы породы. Цемент песчаников состоит из серицито-слюдистого, серицито-хлоритового или кварц-серицитового материала, содержащего постоянную примесь ржаво-бурых в отраженном свете гидроокисей железа, а также тонкодиспергированного гематита (табл. XIII, фиг. 1). Преимущественно параллельное расположение тонкочешуйчатых агрегатов придает песчаникам слоистость. Обломочные зерна в основной массе породы располагаются то кучно, то беспорядочно. Они остроугольны, реже полуокатаны, это преимущественно кварц, отчасти полевые шпаты (калиевые и известково-натриевые). Присутствуют также листочки мусковита и биотита.

Породы рассматриваемого фациального сочетания характерны для красноцветных разрезов, расположенных вблизи источников сноса. Они наблюдаются в западной структурно-фациальной зоне, в бассейнах рр. Топола, Мурмы и в районе г. Канска. Грубые терригенные породы приурочены здесь главным образом к нижней части разреза гематитовой формации, но встречаются и выше по разрезу. Они представляют наиболее грубую и несортированную часть материала пролювиальных конусов выноса, возникших у подножий горных сооружений. Большая мощность грубых несортированных терригенных пород с совершенно неокатанным обломочным материалом указывает на то, что эти сооружения были достаточно высокими и сильно расчлененными.

В разрезах той же западной и лишь отчасти центральной зон встречается и другой тип фациальных сочетаний, возникающих в средних частях конусов выноса. Этого рода фациальным сочетаниям свойственна перемежаемость разнозернистых терригенных красноцветных пород: грубо- и среднезернистых полимиктовых и аркозовых плохо сортированных неслоистых песчаников, содержащих линзовидные прослои конгломератов и гравелитов, и тонкозернистых сравнительно хорошо сортированных аркозовых, реже кварц-полевошпатовых песчаников с маломощными аргиллитовыми прослоями. Мощность пачек грубозернистых

песчаников в этих фациальных сочетаниях в среднем 40 м, у тонкозернистых она лишь редко достигает 20 м, а обычно равна 6—12 м. Общая мощность этих фациальных сочетаний от 20 до 120 м.

Типичные породы, принадлежащие фациальным сочетаниям, возникающим в средней части пролювиальных конусов выноса, могут быть рассмотрены на примере разрезов по рр. Тасеевой и Ангаре, а также керновых материалов глубокой Таёнинской скважины. В этих разрезах прежде всего привлекают внимание грубозернистые полимиктовые и аркозовые песчаники. Полимиктовые песчаники состоят из полуокатанных обломков, преимущественно калиевых полевых шпатов, кварца, кварцитов, листочков слюды и разнообразных сланцев: кварц-серицитовых, хлорит-серицитовых, мусковитовых и кварц-мусковитовых (таблица XIII, фиг. 2). Цемент песчаников поровый или пленочного типа; представлен серицито-хлоритовым и железистым материалом и изредка доломитовыми агрегатами. Обломочные зерна постоянно корродированы кальцитом и гидроокисями железа, которые чаще всего образуются по полевым шпатам, частично их замещая. Многие обломочные зерна подвержены сильным эпигенетическим изменениям. Листочки мусковита, в частности, гидратизированы и каолинизированы, а полевые шпаты частично серицитизированы. В песчаниках такого типа постоянно наблюдаются инкорпорационные структуры, сопровождаемые внедрением полевых шпатов в кварц, а также стилолитовые, конформные и регенерированные структуры. Аркозовые песчаники состоят из остроугольных, реже полуокатанных обломков кварца и полевых шпатов. Полевые шпаты преимущественно калиевого состава, с прекрасно очерченной микроклиновой решеткой, как правило, свежие, что свидетельствует о коротких путях транспортировки обломочного материала.

В аркозовых песчаниках обнаруживаются такие же эпигенетические изменения, как и в полимиктовых. Обломочный материал как среднезернистых, так и тонкозернистых песчаников окатан лучше, хотя остроугольные обломки в них далеко не редки. Что касается состава и особенностей эпигенетических изменений этих песчаников, то они в общем такие же, как в грубозернистых песчаниках. Среди тонкозернистых песчаников встречаются преимущественно хорошо сортированные кварц-полевошпатовые породы. В аргиллитах основная масса пород состоит из гидрослюдистого материала и гидроокисей железа. Рассмотренные наборы пород характеризуют главным образом верхнюю и нижнюю части разрезов гематитовой формации западной зоны, но встречаются и в нижней части разреза центральной зоны. Эти наборы пород образовались из пролювиальных осадков, накопившихся в средней части конусов выноса. В отличие от накоплений их верхней части данный тип фациальных сочетаний включает сравнительно мощные пачки тонкозернистых песчаников и алевролитов, присутствие которых свидетельствует об относительной удаленности от источников сноса и более спокойных условиях седиментации.

Следующий тип фациальных сочетаний, свойственный периферическим частям конусов выноса, наблюдается в разрезах всех трех фациальных зон. Он отличается преобладанием среднезернистых полимиктовых и аркозовых песчаников, главным образом неслоистых и косослоистых, чередующихся с маломощными прослоями и пачками грубых и тонкозернистых песчаников. Грубозернистые песчаники также неслоисты и сравнительно плохо отсортированы, а тонкозернистые — хорошо отсортированы и тонкослоисты. Характерно появление пачек аргиллитов. На поверхностях напластования тонкозернистых песчаников часты плоские включения аргиллитов. Мощность пачек среднезернистых песчаников ко-

леблется от 8 до 25 м, а переслаивающихся с ними грубых и тонкозернистых песчаников — от 2,5 до 10 м. Все эти породы относятся к образованиям, возникшим из осадков, накапливавшихся преимущественно в периферических частях конусов выноса, располагавшихся на плоскодонной предгорной равнине. В районе г. Канска и в бассейне рр. Топола и Мурмы такие фациальные сочетания сосредоточены преимущественно в средней части разреза формации, а в нижнем течении р. Ангары и по р. Тасеевой встречаются и в нижней и средней частях разрезов. Максимальная их мощность 225 м, минимальная — 45 м.

Среднезернистые полимиктовые песчаники этого фациального сочетания состоят из плохо окатанных зерен кварца, полевых шпатов, слюд, кремнистых пород, а также пегматитов и разнообразных сланцев. Зерна, как правило, обволакиваются железистой рубашкой, которая корродирует их, что приводит к образованию неровных изъеденных краев. Тип цементации песчаников поровый и пленочный. Поровые пространства заполнены гидроокисями железа или кварц-серицитовым, серицит-хлоритовым и очень редко доломитовым материалом. Пленки состоят из гидрослюдистого материала. Обломочные зерна, особенно слюды, подверглись эпигенетическим изменениям. Тонкозернистые полимиктовые песчаники отличаются от среднезернистых только большей степенью сортированности обломочного материала и лучшей его окатанностью. Аркозовые песчаники в отличие от полимиктовых представлены продуктами разрушения гранитов. Аргиллиты состоят преимущественно из железисто-гидрослюдистого материала, включающего остроугольные зерна кварца и полевых шпатов.

На обширных предгорных равнинах, помимо отложений пролювиальных конусов выноса, широко распространены разнообразные а л л ю в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я. Среди этих образований обычны фациальные сочетания, представленные неоднократно повторяющимся в разрезе чередованием аргиллитов и песчаников. Такие фациальные сочетания наиболее полно развиты в разрезах Приангарья и по р. Тасеевой. В них преобладают то аргиллиты, то песчаники, и мощность их слоев колеблется от 2—2,5 до 18—20 м. Аргиллиты преимущественно красно-бурые, реже зеленовато-серые и грязно-зеленые. Основная масса их имеет спутанно-волокнистое строение и представлена серицитовым, гидрослюдистым или серицит-хлоритовым материалом (табл. XIV, фиг. 1). В основной массе всегда присутствуют гидроокиси железа, которые то как бы пронизывают всю породу, то сосредоточиваются в виде обособленных прослоев, линз и включений. Обломочный материал в глинистой массе распределен неравномерно, то беспорядочно, то кучно. Иногда он образует закономерно чередующиеся прослои с характерным взаимно параллельным расположением тонкозернистых агрегатов. Среди терригенного материала чаще всего встречаются зерна кварца и полевых шпатов песчаной и алевритовой размерности, а также листочки мусковита и биотита. Зерна имеют остроугольную, в редких случаях полуокруглую форму. Некоторые зерна кварца удлинены и ориентированы поперек слоистости. В глинистой массе имеются отдельные скопления тонкочешуйчатых серицитовых агрегатов.

Песчаники, типичные для рассматриваемых фациальных сочетаний, обычно тонкозернисты, но нередко среднезернисты, неслоисты и косослоисты, имеют полимиктовый или аркозовый, значительно реже кварц-полевошпатовый и слюдистый состав. Наиболее широко распространены среди них полимиктовые тонкозернистые песчаники. Они имеются в алешинской свите по р. Тасеевой и в средней части разреза мошаковской свиты по р. Ангаре. Песчаники состоят из остроугольных и полу-

окатанных зерен кварца, полевых шпатов (калиевых и известково-натриевых), кварцитов, разнообразных сланцев, а также листочков мусковита и реже биотита. Цемент представлен серицитовым, серицит-хлоритовым, железисто-хлоритовым, гидрослюдисто-железистым и кварцевым материалом. Тип цементации поровый, пленочный, регенерационный и соприкосновения. Песчаники подверглись эпигенетическим изменениям. В них наблюдаются инкорпорационные структуры (внедрение кварца в полевые шпаты) и явления регенерации зерен кварца. Породы изобилуют зернами магнетита и прозрачных акцессорных минералов — турмалина, циркона, анатаза и других.

Среди пород этого фациального сочетания имеются также слюдистые (мусковитовые) песчаники. Они известны, например, в нижней части разреза алешинской свиты в районе пос. Манзя, во всем разрезе мошаковской свиты Гребенского Быка и ее низах на р. Тасеевой. Песчаники этого типа преимущественно тонко- и очень редко среднезернистые, плотные, плитчатые и тонкоплитчатые, красновато- и коричневато-бурые. Обломочный материал — остроугольные и полуокатанные зерна кварца и листочки слюд, среди которых господствует мусковит. Почти на всех зернах кварца обнаруживается регенерационная каемка, листочки слюд нередко скручены, края их разлохмачены. Обломочный материал в большинстве случаев имеет линейное расположение и только изредка — беспорядочное. Цементируются обломки серицито-кварцевым, серицито-хлоритовым и железистым материалом. Цемент преимущественно поровый, редко пленочный, местами базальный. Состав обломочного материала, в котором на долю мусковита иногда приходится до 40—50%, свидетельствует о том, что наряду с разнообразными древними породами Енисейского кряжа размывались мусковитовые пегматиты кондаковского типа.

Песчаники рассмотренного фациального сочетания часто содержат обильные плоские «окатыши» аргиллитов размером 1,5—2 и 3—4 см. На поверхностях напластования песчаников постоянно наблюдаются волноприбойные знаки и трещины усыхания, а также иероглифы, возникшие главным образом в связи с воздействием турбулентных потоков.

Такой тип фациальных сочетаний встречается в нижней и особенно верхней частях разреза формации в Приангарье и обычен для средней части разреза алешинской и мошаковской свит. Этот тип отвечает серии отложений, формирующихся в области прибрежно-аллювиальной равнины. Максимальная мощность описанного типа фациальных сочетаний достигает 75—100 м, а минимальная не превышает 12—15 м.

Для районов Приангарья характерен и такой тип фациальных сочетаний, который включает различные зеленоцветные и сероцветные породы и (лишь в порядке исключения) красноцветные. В. Н. Григорьев и М. А. Семихатов (1961) предполагают, что эти породы могут быть обособлены в качестве глауконитовой кварцево-песчаниковой формации, но самостоятельность комплекса данных пород как определенного формационного типа недостаточно очевидна. Такой тип фациальных сочетаний, представленный зелено- и сероцветными породами, обычен для разрезов чистяковской свиты и хорошо известен по рр. Ангаре и Тасеевой. Его слагают разнозернистые полимиктовые, аркозовые и реже кварц-полевошпатовые песчаники, аргиллиты и изредка пелитоморфные доломиты и мергели, существенно загрязненные песчаным материалом. Полимиктовый состав характерен главным образом для среднезернистых песчаников; они, как правило, массивны, неслоисты. Аркозовый и кварц-полевошпатовый состав имеют тонкозернистые плитчатые и тонкоплитчатые песчаники. Наблюдается неоднократное чередование

пачек различной мощности, каждая из которых состоит из разнозернистых, главным образом среднезернистых и тонкозернистых, массивных и плитчатых, слоистых и неслоистых песчаников и гидрослюдистых аргиллитов. Мощность прослоев пород 0,5—1,5 м, а общая мощность пачек колеблется от 2,5 до 27,5 м. Аргиллиты часто включают линзовидные прослои мергелей мощностью 2—10 см. В участках выклинивания или резкого сокращения мощности мергелистых прослоев в них появляются обильные плоские включения зеленовато-серых тонкозернистых песчаников. На поверхностях напластования песчаников часто встречаются волноприбойные знаки и трещины усыхания. Накопление всех этих отложений происходило, по-видимому, во временных озерах — лагунах. Мощность описанного типа фациальных сочетаний колеблется от 50 до 175—200 м.

Меньше распространены в разрезах формации два следующих типа фациальных сочетаний. Один из них объединяет кирпично-красные, розово-красные, буровато-желтые и светло-желтые средне- и тонкозернистые песчаники и наблюдается в разрезах мошаковской свиты на р. Ангаре в районе Гребенского Быка. Кирпично-красные и розовато-красные песчаники обладают преимущественно аркозовым и реже кварц-полевошпатовым составом. Они содержат линзовидные прослои грубого, часто косослоистого материала. Буровато-желтые и светло-желтые песчаники имеют кварцевый состав; они хорошо отсортированы, слоисты и полосчаты. Мощность пачек массивных косослоистых песчаников 8—12 м, а слоистых — 0,5—2 м. Типичный разрез этого фациального сочетания может быть рассмотрен на примере разреза Гребенского Быка. Здесь монотонная толща кирпично-красных, розоватых и желтоватых песчаников хорошо обособляется в разрезе.

1. Разрез начинается полосчатыми, буровато-желтыми песчаниками: кверху они постепенно сменяются однообразными кирпично-красными массивными косослоистыми песчаниками, включающими пачки и прослои светло-серых тонкозернистых кварцевых песчаников. В этой части разреза присутствуют два прослоя гематита, сильно загрязненного терригенным материалом. Мощность прослоев непостоянна и колеблется от долей до 3,5—4 см. Мощность 17, 5 м.

2. Вверх по разрезу кирпично-красные песчаники сменяются розовато-желтыми разнозернистыми песчаниками, преимущественно массивными, часто грубослоистыми, реже слоистыми, полосчатыми. Мощность 35 м.

3. Выше вновь выходят массивные косослоистые и полосчатые кирпично-красные песчаники. Они разнозернистые, в верхней части разреза преимущественно грубозернистые. Мощность 50 м.

4. Эти песчаники сменяются чередованием кирпично-красных, розовато-красных и красно-бурых преимущественно косослоистых и грубослоистых песчаников. Пакеты косослоистых песчаников имеют характерное двухчленное строение. В каждом пакете нижняя часть сложена тонкозернистым песчаником с прослойками грубозернистого песчаного материала мощностью 3—4 мм, а верхняя — исключительно грубозернистыми песчаниками. Мощность такого пакета 1,5 м, из них на нижнюю часть приходится 1,3 м разреза, а на верхнюю — 0,20 м. Общая мощность 75 м.

5. Верхняя часть разреза сложена преимущественно розоватыми и желтовато-розовыми песчаниками тонко- и среднезернистыми. В них часты прослои, в большинстве случаев быстро выклинивающиеся, грубого терригенного материала и редко рассеянных остроугольных галек кварца. Мощность 45 м.

Общая мощность данного рода фациальных сочетаний достигает 225 м. Они возникли, по-видимому, из отложений, которые накапливались на плоскодонной равнине, перекрытой дельтовыми выносами пересыхающих рек.

Другой тип фациальных сочетаний встречается во всех трех зонах и характерен исключительно для верхних частей разреза выделенной формации, преимущественно для отложений островной свиты и ее аналогов, а также для мошаковской свиты окрестностей пос. Манзя и Гребенского Быка. Этот тип сочетаний состоит из чередующихся тонкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, среди которых встречаются невыдержанные пласты светло-серых водорослевых и пелитоморфных доломитов, достигающие максимальной мощности 2—2,5 м. Песчаники существенно кварцевые, хорошо сортированные, слоистые, Кварцевый материал в них составляет 70—80% всей обломочной части породы. Зерна кварца, как правило, одеты в железистую «рубашку». Многие из них обнаруживают регенерационные каймы нарастания, у некоторых края корродированы. Помимо кварца, присутствуют зерна неизмененных полевых шпатов, листочки слюды и редкие обломки сланцев. Цементом служит железистый, серицитовый и реже кварцевый материал. Широко распространен пленочный цемент; значительно более редок цемент регенерированный или порового типа. Алевролиты от песчаников отличаются только меньшей размерностью обломочного материала, а аргиллиты представляют собой гидрослюдисто-железистую массу, в которой беспорядочно разбросаны алевритовой величины зерна кварца и полевых шпатов. Карбонатные породы этого фациального сочетания постоянно содержат примесь терригенного материала. В целом все эти разновидности пород образовались из осадков, накапливавшихся на равнине, возможно, периодически затопляемой водами мелкого моря. Мощность таких фациальных сочетаний колеблется от 4—6 до 12 м в мошаковской свите и до 40 м в островной свите.

Особое значение для красноцветной терригенно-гематитовой формации имеет тип фациальных сочетаний, наблюдаемый во всех трех зонах и представленный красно-бурыми аргиллитами, содержащими прослои и пачки алевролитов и тонкозернистых песчаников с плоскими «окатышами» аргиллитов. В западной зоне в такого рода фациальных сочетаниях присутствуют прослои грубых терригенных пород, в восточной — прослои и пачки карбонатных пород, главным образом доломитов.

Существенно, что в песчаниках и алевролитах рассматриваемого типа фациальных сочетаний в западной зоне во многих случаях устанавливается повышенное содержание гематита, цементирующего кластические зерна и обильно пигментирующего породы (таблица XIV, фиг. 2). Как показали анализы, в породах, обогащенных гематитом, содержание Fe_2O_3 составляет в различных образцах 14,35; 14,55; 34,77%. Пачкам аргиллитов и песчаников центральной и восточной зон подчинены, кроме того, плоские включения слабопесчанистых скоплений гематита, имеющих вид лепешек, в которых Fe_2O_3 содержится 45,44; 66,66 и 87,90%. Диаметр таких включений обычно не превышает 3—5 см, а мощность их в среднем составляет 1,5—2,5 см. Гематитовые включения иногда образуют отдельные прослои, расположенные параллельно поверхностям напластования вмещающих пород. Сингенетичный характер включений гематита, как уже отмечалось, подтверждается ненарушенным залеганием слоев аргиллита и песчаника, обволакивающих гематитовые лепешки и приспосабливающихся к их очертаниям.

Гематитовые прослои встречены в нижнем течении р. Ангары среди полого залегающих красноцветных отложений алешинской и моша-

ковской свит. Разрезы красноцветов с такими прослоями есть в районе пос. Манзя на левом берегу р. Ангары и вблизи Гребенского Быка на правом ее берегу. В районе пос. Манзя гематитовые прослои обнаружены в отдельных обнажениях в виде небольших линз мощностью 2—3 см и протяжением 5—7 см среди красно-бурых аргиллитов алешинской свиты, а также в виде прослоев, местами выклинивающихся, мощностью от 1,5—2,5 до 5—8 см и протяжением до сотен метров среди алевролитов, аргиллитов и песчаников мошаковской свиты. Мошаковская свита содержит, кроме того, небольшие прослои (7—10 см мощности) массивных кварцевых песчаников с гематитовым цементом и содержанием Fe_2O_3 до 33%. В районе Гребенского Быка, где вскрыты отложения только верхней мошаковской свиты, были встречены сильно песчанистые гематитовые прослои мощностью до 4 см и протяжением в десятки и первые сотни метров.

Гематитовые прослои образованы мелкозернистыми агрегатами, состоящими из гематита и более или менее значительной примеси терригенного кластического материала, преимущественно алевролитового и песчанистого. В зависимости от количественных отношений между агрегатами гематита и терригенными примесями кластического материала и соответственно от содержания в них Fe_2O_3 выделяются следующие два главных типа такого рода прослоев: первый из них содержит от 40 до 90% Fe_2O_3, второй — от 14 до 40% Fe_2O_3. Количество FeO в тех и других прослоях обычно не превышает 1%.

Первый тип гематитовых прослоев, имеющих мощность 2—7 см, обладает хорошо различимой простым глазом полосчатостью. Полосы, окрашенные в темно-бурые до черных тона (в последнем случае с металлическим блеском за счет мономинеральных скоплений гематита), чередуются с прослоями буровато-красными или более светло окрашенными. В аншлифах* в гематитовых прослоях можно видеть, что в одних полосках мощностью от 0,4 до 3,5 мм варьирует содержание гематита, а в других — мономинеральный состав (табл. XV, фиг. 2). Чередующиеся между собой тончайшие полосы создают весьма типичную текстуру гематитовых прослоев (табл. XV, фиг. 1). В отраженном свете в скрещенных николях устанавливается неправильная, реже пластинчатая форма зерен в гематитовых агрегатах. Размеры отдельных зерен не превышают 0,05 мм (табл. XVI, фиг. 1). Гематит анизотропен, в отраженном свете, при отсутствии контактов с другими минералами, белый. Внутренние его рефлексы кроваво-красные, очень сильные; в иммерсионном масле отражательная способность гематита не меняется.

Второй тип гематитовых прослоев с содержанием Fe_2O_3 15—40% отличается сравнительным разнообразием текстур. В разрезе мошаковской свиты близ Гребенского Быка гематитовые прослои образованы бурыми или красновато-бурыми часто чередующимися полосами пород мощностью 0,5—8 см, в различной степени обогащенными гематитом. Полосы то более песчанисты, то содержат преимущественно алевролитовый материал, они то сливаются, то снова расщепляются, иногда линзообразно выклиниваются (табл. XVI, фиг. 2). Мощность отдельных гематитовых прослоев, имеющих такое строение, достигает 10—15 см. Обломочный материал в них представлен в большинстве случаев остроугольными зернами кварца, реже полевых шпатов, листочками слюд и в этом отношении не отличается от состава кластических примесей в гематитовых прослоях первого типа. Количество обломочного материала варьи-

* Описание аншлифов сделано научным сотрудником Института геологии и геофизики СО АН СССР К. В. Кочетковой.

рует преимущественно от 20 до 50%. Обломки обычно плохо окатаны или полуокатаны, реже имеют остроугольную форму. На долю кварца приходится более 50% всей массы кластических примесей. Затем идут полевые шпаты, слюды, кварциты и метаморфические породы. Цемент пород гематитовый, реже гематит-гидрогетитовый, базального и порового типа. Среди минералов группы железа, помимо гематита, встречен гетит-гидрогетит (лимонит), что подтверждено рентгенометрическим анализом. Гетит-гидрогетитом обогащены отдельные тонкие полоски (1—10 мм мощностью), в которых он цементирует обломки главным образом кварца (табл. XVII, фиг. 1). В отраженном свете лимонит серый, обладает желто-бурыми до красно-бурых рефлексами и низкой отражательной способностью, уменьшающейся в иммерсионном масле.

В районе пос. Манзя гематитовые прослои второго типа с содержанием Fe_2O_3 34,77% и FeO 0,28% состоят из неслоистых кварцевых песчаников с весьма обильным гематитовым цементом. Обломочный материал — преимущественно остроугольные, реже полуокатанные обломки кварца, то беспорядочно, то кучно расположенные в гематитовом цементе породы. Количество их варьирует от 20—30 до 50—70% в отдельных ее участках. Помимо кварца, наблюдаются единичные зерна полевых шпатов, главным образом микроклина и пластинок слюды (мусковита). Полевые шпаты, как правило, неизмененные, свежего облика, а слюды обычно гидратизированы. Многие зерна имеют неровные, как бы разъеденные края, а некоторые зерна кварца — регенерационные каемки. Гематит в песчанике распределен неравномерно, что сказывается и на характере окраски породы. Единичные зерна и мономинеральные скопления гематита представляют собой зонально-концентрические радиально-лучистые образования, цементирующие обломочные зерна породы (табл. XVII, фиг. 2). В отраженном свете гематит белый, обладает красными внутренними рефлексами, в скрещенных николях обнаруживает волнистое погасание.

Рентгенография образцов подтвердила присутствие гематита в прослоях как первого, так и второго типа; межплоскостные его расстояния (табл. 21) соответствуют стандарту (Михеев, 1957). Наличие линий

Таблица 21

Межплоскостные расстояния гематита*

№ линии	Гематит (нижнее течение р. Ангары)	Гематит (Михеев, 1957)	№ линии	Гематит (нижнее течение р. Ангары)	Гематит (Михеев, 1957)
1	3,66 4	3,65 3	10	1,455 7	1,455 7
2	3,30 4	— —	11	— —	1,353 3
3	2,688 10	2,694 10	12	1,312 2	1,308 2
4	2,503 9	2,513 10	13	1,261 2	1,258 3
5	2,203 6	2,203 6	14	1,192 1	
6	1,838 8	1,842 7	15	1,165 2	1,161 1
7	1,694 8	1,692 8	16	1,141 2	1,141 2
8	1,595 2	— —	17	1,104 3	1,101 3
9	1,485 6	1,481 7	18	1,057 3	1,054 3

* Условия съемки: камера РКД-57,3. Fe — антикатод. I=10 m A, $d_{обр}$=0,5 мм, время экспозиции 8 ч. Дебаеграмма снята в лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР И. Зюзиным.

3,30 (4); 1,192 (1) указывает на присутствие в образце кремнезема. Мощность данного типа фациальных сочетаний, как правило, небольшая, редко превышает 7,5 м. Повышенное содержание гематита, рассеянного или образующего включения, свидетельствует о накоплении вмещающих пород в относительно спокойной субаквальной обстановке. Такая обстановка могла создаваться по периферии предгорных равнин в водоемах временного типа, куда сносился главным образом тонкоотмученный обломочный материал.

Рассмотренные разнообразные фациальные сочетания, характеризующие красноцветную терригенно-гематитовую формацию, относятся к образованиям различного происхождения, включающим пролювиальные, аллювиальные, аллювиально-прибрежные, дельтовые и, возможно, отчасти прибрежно-морские отложения. Таким образом, эта формация полигенетична. Свойственные данной формации разнородные фациальные типы отложений находятся в тесной парагенетической связи, т. е. совместно встречаются и образуют геологическое тело сложного внутреннего строения. Намечающийся для этой формации фациальный ряд обычен. Он отражает закономерную дифференциацию обломочного материала по мере удаления от областей сноса и выглядит следующим образом: конгломераты → гравелиты → грубозернистые песчаники → → среднезернистые песчаники → тонкозернистые песчаники → алевролиты → аргиллиты. В разобранном нами случае такой фациальный ряд соответствует смене пролювиальных отложений аллювиальными и далее аллювиально-прибрежными и отчасти прибрежно-морскими. Однако этот ряд выявляет только самые общие закономерности, свидетельствующие о постепенном удалении от источников сноса и последовательной смене палеогеографических обстановок. В каждом конкретном случае фациальный ряд оказывается более сложным. Поэтому, например, в области подножий наряду с широкораспространенными здесь конгломератами наблюдаются песчаники и алевролиты. Но по латерали алевролиты всегда сменяются аргиллитами, а конгломераты — вначале грубозернистыми песчаниками и т. д.

Следовательно, установленный общий фациальный ряд терригенных пород на каждом конкретном участке области седиментации состоит как бы из серии оборванных или неполных частных фациальных рядов. По латерали эти неполные фациальные ряды неоднократно повторяются в разных вариациях. В общем же наблюдается обрисованная выше картина закономерной смены грубых терригенных пород вблизи источников сноса более тонкозернистыми терригенными осадками вдали от них, а также континентальных отложений прибрежно-морскими.

Красноцветная терригенно-гематитовая формация юго-западной части Сибирской платформы может быть отнесена к типичным асимметричным аллохтонным формациям, в которых главными элементами являются только патрические, а к второстепенным относятся все аллофильные и какая-то часть ее патрических элементов. Главными, обязательными элементами этой формации, определяющими ее формационный тип, являются все красноцветные терригенные породы: конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, а также включения и прослои гематита. К второстепенным, неглавным элементам, не оказывающим существенного влияния на свойственный данной формации парагенез, относятся терригенные сероцветные и зеленоцветные породы, слагающие в районах Приангарья среднюю часть разреза позднего докембрия. Однако их принадлежность к патрическим элементам формации строго не установлена. К второстепенным, неглавным элементам этой формации относятся и все известные в ней прослои карбо-

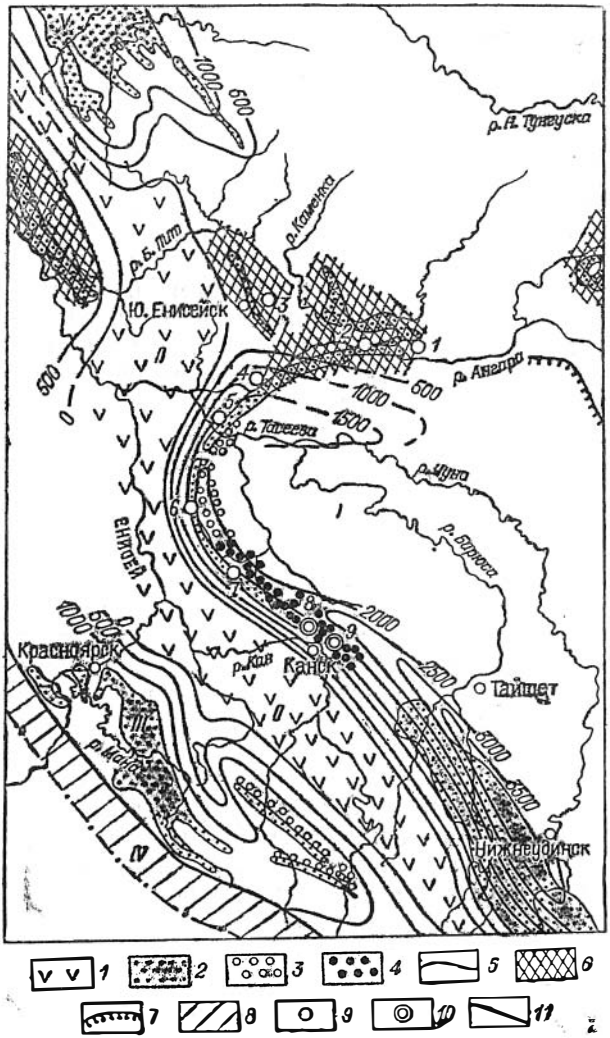


Рис. 27. Палеотектоническая схема юго-западной окраины Сибирской платформы для эпохи верхнего рифея и венда.

1 — области поднятия, суша; *2* — площади распространения отложений верхнего рифея и венда; *3* — красноцветные молассы с содержанием грубообломочного материала местных пород в количестве 15—20%; *4* — то же, в количестве 50%; *5* — изолинии мощностей, нанесены схематично через 500 м, в Северо-Енисейском (Тейском) и Манском прогибах изолинии мощностей более 1000 м не показаны; *6* — сокращенные разрезы верхнего рифея и венда; *7* — флексура; *8* — область развития докембрийских толщ Восточно-Саянского антиклинория; *9* — номера разрезов; *10* — скважины; *11* — разлом. I — Канско-Ангарский прогиб; II — Енисейско-Саянское поднятие, III — Манский прогиб; IV — Восточно-Саянский антиклинорий, V — Тейский прогиб.

натных пород, всегда аллофильных, внедрившихся в красноцветную терригенно-гематитовую формацию в качестве чужеродных элементов, свойственных другому формационному типу.

Парагенез выделенного нами типа красноцветной терригенно-гематитовой формации определяется особенностями тектонической обстановки и климатическими условиями, существовавшими в эпоху накопления красноцветных толщ верхнего рифея и венда. Мощные толщи терригенных красноцветных отложений могли образоваться только в обрамлении высоких сильно расчлененных гор, подвергавшихся главным обра-

зом физическому выветриванию. Лишь по этой причине в область седиментации могло поступать огромное количество грубого обломочного материала. Проведенные нами палеотектонические реконструкции (Анатольева, 1967) позволяют утверждать, что область распространения отложений красноцветной терригенно-гематитовой формации в позднем докембрии отделялась обширными поднятиями от смежных с ней областей седиментации (рис. 27). Анализ вещественного состава и изменения мощностей красноцветных отложений показывают, что это поднятие на территории южной части Енисейского кряжа было представлено наиболее высоким и сильно расчлененным горным сооружением, а в районах Заангарья — сравнительно низким и менее расчлененным. Близ гор накапливался более грубый обломочный материал мусорного типа, вдали от них — главным образом тонкозернистый. Наряду с господствующими продуктами механического разрушения горных пород в бассейн седиментации, по всей вероятности, поступало значительное количество продуктов химического выветривания, за счет которых возникли наблюдаемые в разрезе формации включения и прослои гематита.

Другие примеры гематитовых красноцветных формаций

К гематитовой формации могут быть отнесены прежде всего верхнерифейские красноцветные отложения полесской серии центральной части Русской платформы, особенности строения которой можно рассмотреть на примере Руднинской скважины. Полесская серия, представленная в этом районе мощным, свыше 1000 м разрезом красноцветных пород, состоит преимущественно из разнообразных песчаников и алевролитов. Для некоторых песчаников характерны повышенное содержание в цементе гематита, железистые корочки на плоскостях напластования и обильные мелкие включения каолинита. Все терригенные породы этой серии бескарбонатные (табл. 22). Цементирующим материалом для них служит в большинстве случаев каолинитовый, кремнистый, регенерационно-кварцевый, гематитовый материал. В табл. 23 приводится химический состав этих пород.

Среди песчаников в красноцветных отложениях Руднинской скважины могут быть выделены следующие разновидности: полимиктовые, кварц-полевошпатовые, существенно кварцевые и гематитовые.

Полимиктовые песчаники, характеризующиеся очень плохой сортировкой обломочного материала, наблюдаются преимущественно в основании разреза. Они состоят из остроугольных и реже полуокатанных обломков кварца и полевых шпатов, среди которых обильны микроклины и сравнительно редки плагиоклазы. Микроклин, как правило, не изменен и лишь иногда подвержен слабой серицитизации (таблица XVIII, фиг. 1). Помимо кварца и полевых шпатов, присутствуют зерна кварцита, разнообразных метаморфических сланцев и редкие листочки мусковита. Цемент в таких песчаниках преимущественно порового и пленочного типа, а также регенерационно-кварцевый. Поры выполняются каолинитом, кремнистым и железистым материалом. Цемент соприкосновения представлен серицит-хлоритовым и глинистым материалом. В песчаниках нередки стилолитовые и конформные структуры.

Кварц-полевошпатовые песчаники встречаются по всему красноцветному разрезу позднего докембрия Руднинской скважины, но сосредоточены преимущественно в его низах. В верхней части разреза они образуют обособленные прослои и пачки среди песчаников существенно

Таблица 22

Карбонатность (в %) терригенных пород гематитовой красноцветной формации

(Руднинская скважина, полесская серия)

Литологическая характеристика	№ образца	CaO	MgO	Сумма карбонатности ($CaCO_3$+ +$MgCO_3$)
Песчаник гематитовый	40	0,46	0,08	0,98
Песчаник	38	—	0,07	0,15
»	37	—	—	—
»	34	—	—	—
»	31	0,23	—	0,41
»	30	—	0,13	0,27
»	27	—	—	—
Песчаник гематитовый	24	0,35	—	0,62
Алевролит	20	—	—	—
Песчаник	18	0,35	—	0,62
»	15	—	0,07	0,15
»	13	0,35	2,08	4,96
»	12	0,35	1,99	4,77
Песчаник гематитовый	10	0,35	—	0,62
Песчаник	9	2,64	0,03	4,78
»	6	—	0,19	0,40
»	5	0,35	1,00	2,70
Гравелит	2	0,35	1,54	3,82
»	1	0,35	3,41	7,75

Примечание. Анализы выполнены Е. Н. Жуковой, Институт геологии и геофизики СО АН СССР.

Таблица 23

Химический состав красноцветных терригенных пород Руднинской скважины

№ обр.	Литологическая характеристика	SiO_2	Al_2O_3	FeO	Fe_2O_3	CaO	MgO	MnO	TiO_2	P_2O_5	K_2O	Na_2O
24	Песчаник гематитовый	79,14	3,70	2,30	11,59	0,35	—	0,02	0,13	0,06	0,08	0,26
13	» кварц-полевошпатовый	70,42	11,20	1,29	3,54	0,35	2,08	0,05	0,56	0,09	4,65	0,68
12	» »	68,12	10,70	3,59	3,94	0,35	1,99	0,05	0,65	0,10	5,00	0,68
10	» гематитовый	73,84	0,99	5,10	18,12	0,35	—	0,04	0,09	0,03	0,10	0,26
2	Гравелит	66,04	14,40	2,87	3,47	0,35	1,54	0,07	0,71	0,17	6,24	0,42

кварцевого состава. Кварц-полевошпатовые песчаники обладают разнообразной зернистостью, но чаще всего неравномернозернисты. Песчаники состоят из полуокатанных и остроугольных, значительно реже хорошо окатанных зерен кварца и полевых шпатов. Полевые шпаты — преимущественно микроклин, в большинстве случаев неизмененный. Края зерен микроклина и кварца неровные, изъеденные. Зерна кварца нередко окружены каймой нарастания. Обломочные зерна часто одеты в «железистую рубашку». Местами в песчаниках встречаются листочки мусковита, свежие или измененные. Цемент песчаников пленочный, поровый, реже базальный, каолинитовый, кремнистый, серицитовый, серицит-хлоритовый, регенерационно-кварцевый и железистый (гематитовый).

Существенно кварцевые песчаники наиболее широко распространены среди позднедокембрийских красноцветных отложений Руднинской скважины. Они разнообразны по зернистости; их отличительной чертой является неравномерное распределение в породе обломочных зерен разной величины. На одном и том же участке совместно встречаются крупные, средние и мелкие зерна. Песчаники такого типа могут быть как рыхлыми, так и плотными, почти сливными. Они состоят из полуокатанных и окатанных, реже остроугольных зерен кварца. Крупные зерна кварца почти всегда лучше окатаны, чем мелкие. Нередко такие зерна приобретают вид как бы порфировых выделений, расположенных среди более мелких остроугольных и полуокатанных зерен. Все зерна кварца одеты в «железистую рубашку»; края зерен неровные, разъеденные, нередко регенерированные. Помимо кварца встречаются зерна полевых шпатов, кремнистых пород и листочки мусковита. Цемент в кварцевых песчаниках разнообразный: пленочный до базального, часто поровый и регенерационно-кварцевый. Обломки цементируются кремнистым, каолинитовым, железистым (гематитовым) и серицит-хлоритовым материалом. Пленочный цемент — главным образом серицит-хлоритовый, поровый — кремнистый и каолинитовый, базальный — кремнистый (табл. XVIII, фиг. 2). Каолинит в цементе нередко образует вермикулитовые сростки (табл. XIX, фиг. 1).

Гематитовые песчаники среди красноцветных отложений позднего докембрия появляются на трех стратиграфических уровнях. Они спорадически встречаются на следующих интервалах Руднинской скважины: 1600—1614; 1394—1435; 824—840. Такие песчаники образуют прослои от 1 до 5 см мощности. Они обычно тонкозернисты, реже среднезернисты, состоят из окатанных и полуокатанных, а в некоторых разновидностях и остроугольных зерен кварца. В базальном гематитовом цементе обломочные зерна то располагаются кучно, то равномерно рассеиваются по всей породе. Зерна кварца имеют неровные, как бы изъеденные края; нередко они окружены каймами нарастания. Помимо кварца, среди обломочного материала встречаются немногочисленные зерна калиевых полевых шпатов и листочки мусковита. В гематитовом цементе иногда содержатся в варьирующих количествах остроугольные обломки кварца алевролитовой размерности. Гематитового цемента в породе от 10—20 до 30—45% (табл. XX, фиг. 1). В тех участках песчаника, где обнаруживается кучное расположение зерен кварца, иногда наблюдается поровый тип цементации. Такие поры заполняются каолинитом. В гематитовом цементе встречаются, кроме того, отдельные вермикулитовые сростки каолинита. В интервале 1394—1435 м есть песчаники, для которых вообще характерен смешанный гематито-каолинитовый цемент.

Алевролиты среди красноцветных отложений Руднинской скважины встречаются только в виде редких обособленных прослоев, приуроченных к средней части разреза. Под микроскопом видно, что обломочный

материал алевролитов состоит из зерен кварца, микроклина, кремнистых пород и листочков слюды. Эти зерна сцементированы железисто-глинистым, каолинитовым, серицит-хлоритовым и кремнистым материалом. Во всех красноцветных терригенных породах позднего докембрия Руднинской скважины повышено содержание акцессорного магнетита и постоянно присутствует циркон.

В целом позднедокембрийские красноцветные отложения Руднинской скважины характеризуются теми же признаками, что и красноцветы гематитовой формации позднего докембрия на юго-западе Сибирской платформы.

С верхнерифейскими красноцветными толщами юго-западной части Сибирской платформы и центральных районов Русской платформы сходны по стратиграфическому положению и составу красноцветные отложения свиты Сямалин на севере Китайской платформы, группы Тиндир на Канадском щите и серии Итаколуми на Бразильской платформе.

Отложения свиты Сямалин имеют четкое двучленное строение (Гао Чжэнь-си, 1962). Нижняя часть сложена преимущественно сланцеватыми глинами и песчаниками, в основании разреза которых есть линзовидные прослои оолитовых гематитов и пачки железистых песчаников, верхняя — грубозернистыми красноцветными песчаниками и кварцитами, для которых характерна косая слоистость. Общая мощность свиты Сямалин 360 м.

Красноцветные отложения группы Тиндир, также содержащие сингенетичные прослои гематита, развиты на Аляске, в бассейне р. Юкон. Здесь красные слои лучше всего изучены в районе Татондук (Mertie, 1932). Они входят в состав подразделения С, именуемого «верхними красными слоями», которое залегает между перекрывающими их карбонатными породами подразделений А и Б и подстилающими эффузивными породами подразделения Д. Д. Мерти приводит следующее описание разреза «верхних красных слоев» (снизу вверх).

1. На эффузивные породы налегает толща базальных красных конгломератов, мощность которых не поддается точному определению из-за разрывных нарушений. Допускается, что наибольшие размеры ее могут быть оценены в 240 м, наименьшие — 120 м.
2. Коричневато-красные сланцы и аргиллиты — 90 м.
3. Коричневато-красные сланцы — 72 м.
4. Пятнистые красновато-бурые и зеленовато-бурые конгломераты и песчаники. Песчаники преимущественно туфогенные, состоят из угловатых и округлых обломков андезитов и базальтов, сцементированных гематитом. В гематитовый цемент включены хлорит и зерна кальцита, частично обломки разнообразных пород. Мощность 0,60 м.
5. Красные кремнистые породы, чередующиеся с туфогенными. Последние сложены обломками изверженных пород, сцементированных доломитовым и гематитовым материалом с зернами кварца и хлорита. Мощность 5 м.
6. Конгломерат — 0,3 м.
7. Красноцветные породы аргиллитового, доломитового, кварцитового и кремнистого состава. Мощность 67 м.
8. Красноцветные породы. Мощность 135 м.
9. Красноцветные породы различного типа, включающие аргиллиты, доломиты, кремнистые аргиллиты, продукты лавовых излияний. Среди них содержатся прослои, состоящие из неправильных зерен окремненного доломита и линзовидных включений гематита. Цементом для них всегда служит гематитовый материал. Мощность 120 м.

10. Серия чередующихся красноцветных сланцев, аргиллитов, яшмовидных пород и маломощных прослоев конгломерата. Аргиллиты состоят преимущественно из мелких угловатых зерен доломита и реже кварца, сцементированных гематитовым и глинистым материалом. Некоторые разновидности красно-бурых аргиллитов содержат до 26,68% гидроокисей железа. Участками такие гематитовые аргиллиты включают значительное количество карбонатного материала. Среди аргиллитов отмечены прослои и включения массивного гематита с заметной примесью кварца и доломита. В основании некоторых пластов сланцев и аргиллитов нижней части разреза этой серии встречаются валуны доломитов, размер которых достигает 60 см в диаметре. Мощность 11 м.

11. Красновато-бурые мягкие сланцы. Мощность 23,5 м.

12. Конгломераты, обломочный материал которых представлен преимущественно доломитами. Мощность 9 м.

13. Доломит. Мощность 1 м.

14. Красновато-бурые сланцы с яшмами. Мощность 12,5 м.

15. Конгломераты, состоящие из угловатых и округлых галек, размер которых не превышает 5 см в диаметре, а также отдельных валунов, достигающих 30 см в диаметре. Около 75% обломочного материала приходится на доломиты, окрашенные в серые и коричневые тона. Встречающиеся среди них кремнистые доломиты имеют зеленую, красную и желтую окраску. Меньшая часть обломочного материала представлена зеленокаменными породами. Что касается цементирующего материала, то в большинстве случаев он имеет кремнистый состав. Мощность 4,5 м.

16. Красновато-бурые сланцы. Мощность 0,2 м.

17. Конгломераты. Мощность 0,15 м.

18. Красные сланцы. Мощность 1 м.

19. Конгломераты, состоящие из мелкогалечного доломитового материала, сцементированного глинистым материалом. Мощность 2,10 м.

20. Коричневато-красные аргиллиты с линзами песчанистого материала, который состоит из угловатых зерен доломитов и мелких зерен кварца. Обломки расположены в глинистом и гематитовом цементе, отдельные участки которого содержат также хлорит и серпентин. Мощность 7,5 м.

Общая мощность красноцветных пород группы Тиндир колеблется от 680 до 800 м.

Отложения серии Итаколуми — это преимущественно кварциты; некоторые их разновидности характеризуются повышенным содержанием гематита (Очерки по геологии Южной Америки, 1959). В нижней части разреза серии, кроме того, встречаются обособленные прослои гематита. Общая мощность серии Итаколуми 450 м.

Ассоциации красноцветных пород с гематитом есть и на более низких стратиграфических уровнях позднего докембрия, и даже в нижнем протерозое. Они прежде всего могут быть отмечены на юго-востоке Сибирской платформы среди нижнерифейских отложений. Здесь такие ассоциации известны в верхней части разреза гонамской свиты, в которой среди красноцветных кварцевых песчаников располагается несколько горизонтов железистых алевролитов (Перваго, 1966). Наиболее выдержанный пласт таких алевролитов, достигающий 7—10 м мощности, приурочен к границе гонамской и омахтинской свит. В алевролитах содержится большое количество тонкодисперсного гематита, вследствие чего в них химическими анализами устанавливается от 12 до 18% Fe_2O_3. Однако не только железистые алевролиты, но и все породы гонамской свиты характеризуются повышенным содержанием гематита. Среди

этих пород пласты гематитовых руд были обнаружены Г. Н. Шапошниковым, а затем изучены В. М. Кравченко.

Впоследствии материалы этих исследователей были обобщены в сводке В. А. Перваго (1966), который указывает два гематитовых рудопроявления — Давангринское и Атугей-Сутамское. Рудные тела имеют форму выклинивающихся по простиранию пластов и линз, залегающих согласно с вмещающими породами и прослеживающихся на несколько сот метров. Мощность рудных прослоев и линз от 1 до 3 м. По данным химических анализов, Fe_2O_3 в рудах от 75 до 97%, а закиси железа, как правило, не более 0,5%. В минеральном составе этих руд главную роль играет тонкодисперсный и колломорфный гематит с незначительной примесью обломочного кварца. Неправильнослоистая текстура гематитовых руд обусловлена чередованием прослоев, обнаруживающих оолитовое, пизолитовое или колломорфное строение. Многие исследователи такие руды относят к прибрежно-морским образованиям. Гематитовые руды Давангринского и Атугей-Сутамского месторождений, несмотря на хорошее качество, не имеют практического значения, поскольку подсчитанные прогнозные запасы всех рудопроявлений составляют 0,3—0,8 млн. т.

На Китайской платформе к этому же стратиграфическому интервалу приурочены промышленные железные руды сюаньлунского типа (Цзянь Чунь-чао, 1962). Эти руды известны в базальной части разреза свиты Дяоюйтай, имеющей широкое распространение в Северо-Восточном Китае в районах Линьцзяня, Тунхуа и Сюйцзятуня. Свита Дяоюйтай сложена красными полевошпатовыми песчаниками и конгломератами, содержащими прослои светло-зеленых сланцев без существенной примеси железа и черных железистых сланцев. В основании свиты рудные пласты имеют слоистое сложение и оолитовую структуру и представлены гематитом и отчасти гетитом. Эти же минералы цементируют терригенные породы свиты. Мощность прослоев гематитовых руд уменьшается по направлению к береговой линии. В этом же направлении увеличивается количество обломочного материала в рудах. Генезис железных руд китайские геологи связывают с размывом пород системы Утай, служивших источником железа, которое впоследствии было переотложено в прибрежной зоне рифейского (синийского) моря.

Известные сейчас самые древние красноцветные отложения с гематитом относятся к нижнему протерозою и наблюдаются на юго-востоке Сибирской платформы в Атугей-Нуямском грабене в нуямской свите удоканской серии (Нужнов, 1968). В строении этой свиты принимают участие красноцветные песчаники и алевролиты, содержащие прослои гематитовых руд.

Заканчивая очерк гематитовых красноцветных формаций, следует отметить главнейшие характерные черты их строения и состава в рассмотренных выше районах. Во-первых, красноцветные отложения всех этих районов являются преимущественно континентальными образованиями, накопление которых осуществлялось на обширных предгорных равнинах и лишь отчасти на прибрежных участках мелкого эпиконтинентального моря. Поэтому среди красноцветных образований описываемых формаций главную роль в разрезе играют пролювиальные, аллювиальные, озерные и лишь отчасти прибрежно-морские отложения. Во-вторых, среди отложений, принадлежащих гематитовым красноцветным формациям, преобладают бескарбонатные терригенные толщи, обнаруживающие парагенетическую связь с гематитом, сингенетичные прослои которого сосредоточены в докембрийских и главным образом позднедокембрийских отложениях.

Имеется лишь единичный пример, когда гематитовые формации наблюдаются в более молодых образованиях — это нижнедевонские красноцветные породы Уругвая, среди которых установлены гематитовые сланцы (Очерки по геологии Южной Америки, 1959).

Угленосные красноцветные формации

Среди разнообразных красноцветных отложений некоторые исследователи выделяют и такой тип, который получил обобщенное название угленосно-красноцветного. В нашей стране о таких красноцветах писал, по-видимому, только Л. Б. Рухин (1955, 1969). В зарубежной литературе ссылки на них можно найти в работах К. Данбара и Д. Роджерса (1962), В. Крумбейна и Л. Слооса (1960). Из красноцветных отложений, тесно связанных с углями, лучше всех изучены континентальные толщи серии Данкард Северной Америки, которые можно рассматривать в качестве типичного примера угленосной красноцветной формации. Сведения о ее составе и строении приведены в обобщающих работах Ф. Кинга (1961), А. Ирдли (1954). Этой серии посвящены и некоторые специальные работы; к их числу можно отнести публикацию Г. Беррихилла (Berryhill, 1967), данные которого привлечены нами в первую очередь к характеристике угленосных красноцветных формаций.

Серия Данкард в США

Красноцветные отложения серии Данкард размещаются в пределах краевого прогиба Аппалачской складчатой системы. Они сосредоточены в крупном синклинории Аллегейн, состоящем из ряда синклиналей, расположенных в юго-западной части Пенсильвании, восточной части Огайо и северо-западной части Виргинии. В современном рельефе эти синклинали образуют общее приподнятое плато. Красноцветные отложения залегают здесь согласно на угленосных свитах пенсильвания, и их возраст на основании палеонтологических данных определяется в пределах от верхнего карбона до нижней перми, причем на верхний карбон падает только самая нижняя часть разреза серии. Стратиграфическое положение красноцветных отложений серии Данкард и их общий облик близки к тем, которые типичны для Красного Лежня Западной Европы, что отмечалось неоднократно различными исследователями. Первоначально отложения этой серии выделялись под названием Верхней Бесплодной серии (Upper Barren Series), так как в отличие от нижележащих угленосных свит они лишены промышленных угольных пластов. В дальнейшем серия Данкард была подразделена на две части: нижнюю — «Вашингтон» и верхнюю — «Зеленую». Породы подразделения Вашингтон связаны постепенными переходами со сходной по составу нижележащей серией Мононгахилла верхнего пенсильвания. Верхняя граница серии Данкард остается открытой, поскольку отложения этой серии залегают в бассейне, ограниченном эрозионными границами. В целом серия Данкард представлена континентальными образованиями с резко выраженной фациальной изменчивостью.

Породы серии Данкард преимущественно обломочные, в основном это аргиллиты, которые распространены шире, чем песчаники. Отношение песчаников к аргиллитам в северной части бассейна 1 : 3, в южной —

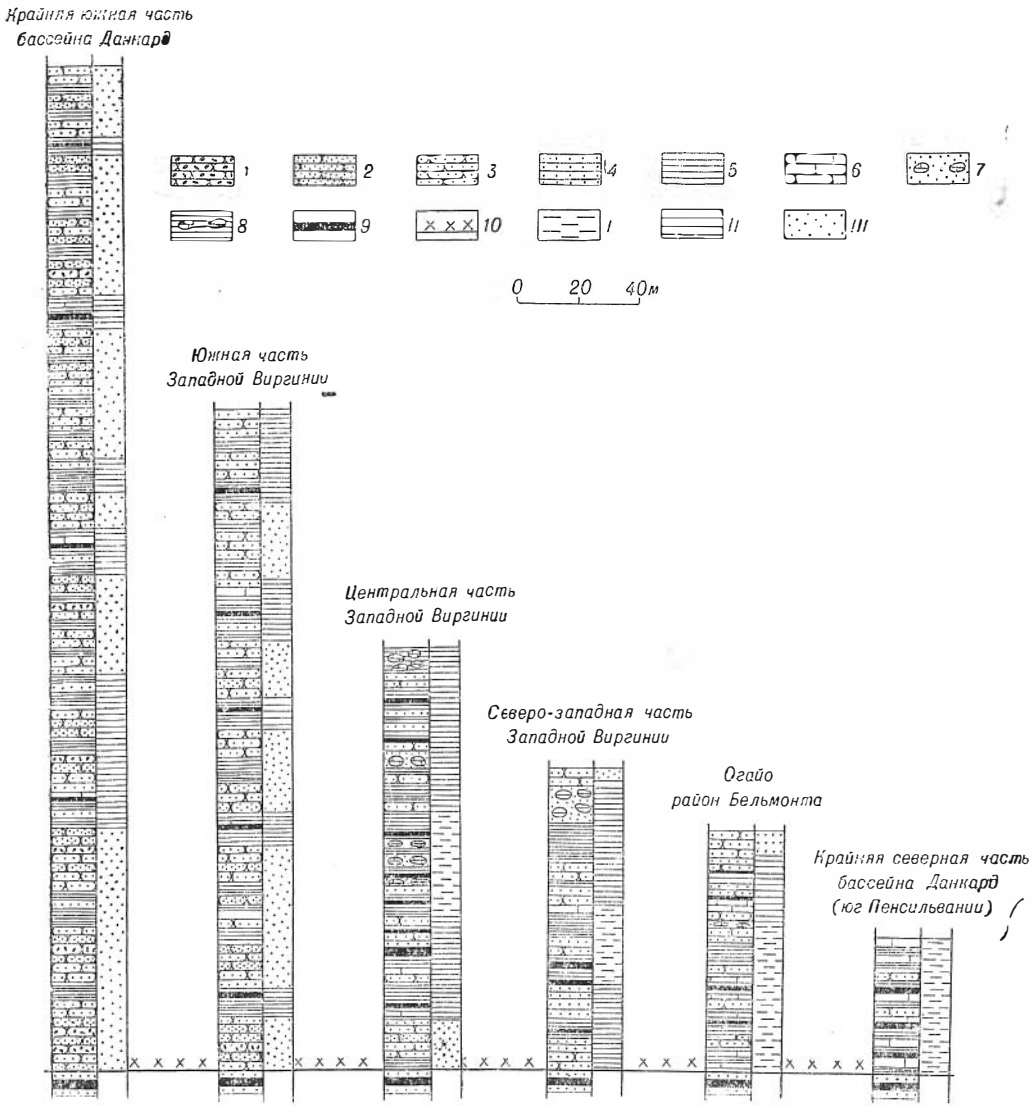


Рис. 28. Разрезы угленосной красноцветной формации бассейна Данкард, по Г. Беррихиллу (Berryhill, 1967).

1 — преимущественно крупнозернистые, а также конгломератовидные песчаники, переходящие в конгломераты; *2* — среднезернистые песчаники; *3* — тонкозернистые песчаники; *4* — алевролиты, *5* — аргиллиты; *6* — известняки; *7* — известняковые конкреции и включения в песчанистом материале; *8* — известняковые конкреции и включения в глинистом материале; *9* — угольные прослои; *10* — нижняя граница формации. Фациальные сочетания: I — болотные; II — озерные; III — аллювиальные. Для Южной части и крайнего севера бассейна колонки построены по Беррихиллу с учетом сведений, сообщаемых Виллисом (Willis, 1912).

1 : 1. Грубозернистые и конгломератовидные песчаники приурочены главным образом к юго-западной части бассейна, где они перемежаются с аргиллитами и тонкозернистыми песчаниками, содержащими маломощные прослои углей (рис. 28). В этом районе сосредоточена и главная масса красноцветных пород, количество которых уменьшается в северной части бассейна, где их замещают серые и зеленовато-серые породы. Впрочем, и на севере красноцветные породы играют существенную роль

в строении разреза. В северных районах бассейна Данкард развиты мергелистые известняки, чередующиеся с аргиллитами и мелкозернистыми песчаниками. В этом типе разреза угольные слои достигают наибольшей мощности. В южном направлении слои известняков утоняются, а песчаниковые пачки увеличиваются в мощности. Наиболее типичный разрез серии Данкард приводится Беррихиллом для центральной части Западной Виргинии. Здесь сероцветные угленосные отложения верхнего карбона (серия Мононгахилла) вверх по разрезу постепенно сменяются существенно красноцветными терригенными породами, содержащими прослои угля.

В этом разрезе наблюдается ритмическое строение красноцветной толщи, состоящей из преобладающих красных и красновато-бурых алевролитов, чередующихся с серыми и зеленовато-серыми алевролитами и преимущественно тонкозернистыми песчаниками, а также редкими и маломощными прослоями загрязненных известняков и углей. Отдельные пачки в разрезе переполнены известковистыми стяжениями. Ритмика в строении толщи определяется неоднократным появлением прослоев угля, самый крупный из которых — «Вашингтонский угольный пласт» — достигает 2 м, тогда как остальные угольные прослои не превышают 0,6 м мощности. Насчитывается до семи соответствующих ритмов, каждый из которых отвечает смене озерной или аллювиальной обстановки условиями, благоприятными для образования болот. В системе ритмов красноцветные породы чаще всего располагаются над прослоями углей и образуют многочисленные прослои мощностью до 10 м.

Максимальная мощность отложений серии Данкард приходится на южную часть бассейна, где она составляет 360 м. В северном направлении происходит значительное уменьшение мощности; она колеблется в этих районах в пределах 45—140 м (Willis, 1912).

Определение формационного типа

Континентальные толщи серии Данкард, представленные красноцветными, зеленоцветными и сероцветными песчаниками и аргиллитами, образующими различные сочетания с загрязненными известняками и алевролитами, а также с маломощными прослоями углей, могут быть выделены в качестве красноцветной терригенно-угленосной формации. Все перечисленные породы находятся в тесной парагенетической связи и образуют крупное геологическое тело, контуры которого обрисовываются сравнительно просто. Нижняя граница формации приходится на смену сероцветных угленосных толщ серии Мононгахилла верхнего пенсильвания преобладающими в разрезе красноцветными породами подразделения Вашингтон. В отличие от серии Мононгахилла красноцветные отложения включают редкие, но хорошо выдержанные прослои угля. Таким образом, эта граница проводится по первому более или менее массовому появлению в разрезах пенсильвания красноцветных пород и отражает существенную смену условий осадконакопления. Верхняя граница угленосной формации в данном районе остается неохарактеризованной, поскольку отложения серии Данкард представляют самую верхнюю часть разреза, которой завершается осадочный цикл бассейна.

Латеральные границы могут быть установлены только на основании косвенных данных, поскольку отложения формации выполняют замкнутый бассейн. Можно только предполагать, что на востоке и юго-востоке область распространения формации ограничивается поднятиями Аппа-

лачей. На западе и северо-западе границы формации определяются сменой синхронных отложений, наблюдаемых в центральной части бассейна Мичиган и в северной части штата Айова. Здесь они представлены красноцветными континентальными толщами, накопление которых происходило в локальных эрозионных ложбинах. Эти красноцветы состоят из глин, аргиллитов и песчаников, содержащих различной мощности прослои белого гипса. Наибольшая мощность таких разрезов 120 м, наименьшая — 30 м. Все это позволяет предполагать, что в западном и северо-западном направлении красноцветные породы угленосной формации сменяются красноцветными сульфатно-терригенными толщами. По-видимому, граница, определяющая смену этих различных типов красноцветных отложений, была резкой. Красноцветная терригенно-угленосная формация в плане имеет форму плоской линзы с эллипсоидальными очертаниями и размерами 125×127 км.

Фациальные сочетания и фациальные ряды

Красноцветные угленосные терригенные толщи накапливались в континентальных условиях в виде аллювиальных, озерных и болотных осадков. Среди различных фациальных сочетаний, характерных для этой формации, наиболее типичными являются те, которые объединяют разнозернистые красно-бурые, серые и зеленые песчаники и аргиллиты. Красноцветные породы в этих фациальных сочетаниях господствуют (рис. 29). Около половины пород приходится на грубозернистые и конгломератовидные песчаники, наибольшее распространение которых падает на южную часть бассейна Данкард (рис. 30). Терригенные породы, как правило, включают тонкие выклинивающиеся прослои загрязненных обломочным материалом известняков и углей. Общая мощность угольных прослоев по всему разрезу этих фациальных сочетаний никогда не превышает 2 м. Песчаники и аргиллиты, как считает Беррихилл (Berryhill, 1967), накапливались преимущественно на территории аллювиально-дельтовых равнин, а известняки и угли в переходной зоне, представляющей сложное переплетение озерных и аллювиально-дельтовых обстановок (рис. 31). Среди осадков рассматриваемых фациальных сочетаний встречаются остатки сухопутных амфибий и рептилий.

Следующий тип фациальных сочетаний, также весьма характерный для угленосной формации, представлен чередованием известняков, загрязненных терригенным материалом, с редкими прослоями и пачками алевролитов и аргиллитов, тонко- и среднезернистых песчаников, с хорошо выдержанными прослоями углей. В таких разрезах красноцветных пород около 20%. Наборы пород, принадлежащие данному типу фациальных сочетаний, в одних случаях содержат угли, в других являются безугольными. В угольных наборах обычны либо только сероцветные породы, либо сероцветные породы совместно с красноцветными, либо, наконец, только красноцветные. В сероцветных угольных наборах мощность угольных прослоев значительна и нередко превышает 2 м, в частично красноцветных она меньше, не более 1—2 м, а в красноцветных — всегда меньше метра. Угольные прослои в большинстве случаев приурочены к аргиллитам и реже расположены между песчаниками и известняками. Безугольные наборы разнообразнее угольных. Прежде всего, выделяются наборы, состоящие из серых тонко- и среднезернистых песчаников, имеющих мощность до 11,5 м, красных аргиллитов наибольшей мощностью 7,5 м и загрязненных известняков до 6 м мощности каждый. Кроме того, часто встречаются различные варианты чередования аргиллитов и

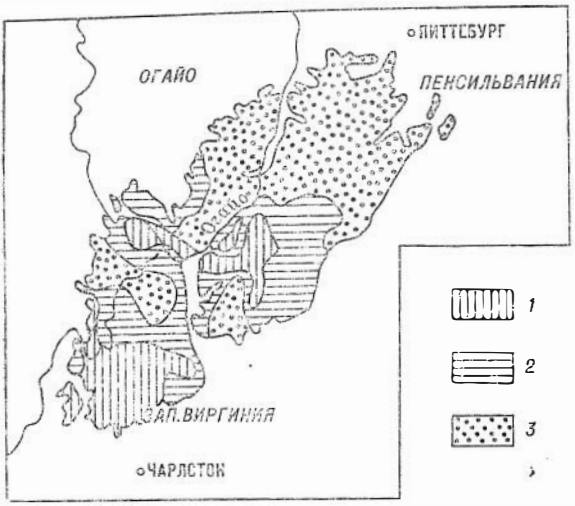


Рис. 29. Схема распределения красноцветных пород в разрезах серии Данкард, по Г. Беррихиллу (Berryhill, 1967).

1 — более 30% пород серии представлены красноцветными отложениями; *2* — 20—30% пород серии являются красноцветными; *3* — меньше чем 20% пород серии составляют красноцветы.

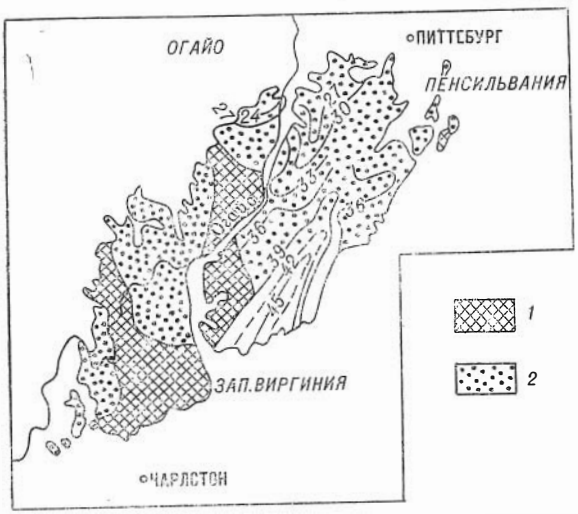


Рис. 30. Схема распределения конгломератов и песчаников в серии Данкард, по Г. Беррихиллу (Berryhill, 1967).

1 — конгломераты и песчаники присутствуют в разрезе; *2* — конгломераты и песчаники в разрезе отсутствуют. Изопахиты проведены через 3 м.

алевролитов, известняков и аргиллитов, песчаников и аргиллитов и т. д. В строении безугольных наборов роль красноцветных пород значительно усиливается (рис. 32). Среди рассмотренных фациальных сочетаний, свидетельствующих об озерно-болотных условиях седиментации, встречены такие органические остатки, как кости тетрапод.

Для угленосной формации типичны также фациальные сочетания, состоящие из загрязненных известняков, чередующихся с известковистым аргиллитами и редкими, но хорошо выдержанными прослоями углей и песчаников. Эти отложения, содержащие ископаемые остатки позвоночной и беспозвоночной фауны, относятся к озерным образованиям (Berryhill, 1967). Появляющиеся среди них угольные прослои возникали в заболоченных участках озер.

В рассмотренных фациальных сочетаниях постоянно присутствуют известняки, загрязненные терригенным материалом, песчаники и угли. Все эти породы, следовательно, определяют тип угленосной формации. В вертикальном разрезе бассейна Данкард наблюдается неоднократная смена таких фациальных сочетаний, отвечающая изменчивости седиментационных процессов и отражающая сложное взаимное проникновение различных физико-географических обстановок в период накопления осадков.

Обломочный материал в бассейн Данкард поступал из нагорий Аппалач, расположенных к юго-востоку от области седиментации. Южная часть бассейна была в период седиментации хорошо дренированной аллювиальной равниной, а северная — системой пресноводных озер и обширных болот. Для бассейна характерна общая смена фациальных

сочетаний в направлении с юга на север, т. е. поперек бассейна и почти перпендикулярно нагорьям. Соответственно, по направлению к северу в бассейне происходит латеральное фациальное замещение многих пластов пород, для которых может быть в самых общих чертах намечена следующая последовательность: песчаники → аргиллиты → известняки.

Рассмотренные фациальные сочетания, типичные для красноцветной угленосной формации, имеют различное происхождение: аллювиальное, дельтовое, озерное и болотное. Таким образом, физико-географические условия накопления осадков в бассейне неоднократно менялись. Озерная обстановка сменялась характерной для аллювиальных равнин, а также болотной. Общая изменчивость условий седиментации, как считает Беррихилл, обусловливалась региональными тектоническими движениями и изменениями климата, который контролировал водный баланс бассейна и определял особенности процесса накопления осадков. Вследствие того, что область седиментации была плоской, водная поверхность по временам покрывала огромные площади и превращала бассейн Данкард в систему обширных мелководных озер. Озера постепенно заполнялись осадками или зарастали, на их месте возникали болота, которые затем подвергались дренированию речной сетью. Такие изменения происходили неоднократно во времени и в пространстве. Климат во время отложения серии Данкард был гумидным. Об этом свидетельствуют наблюдающиеся в отложениях прослои угля и остатки окаменевших растений. Что касается красноцветов, то они накапливались не только в озерах и песчаных дельтах, но и на участках аллювиально-дельтовой равнины, располагавшихся между ними.

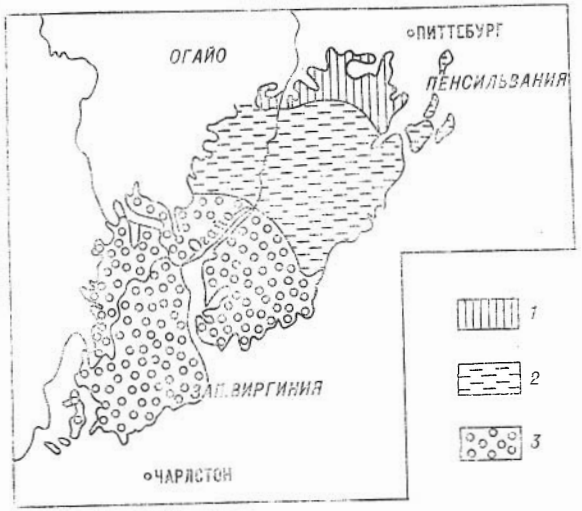


Рис. 31. Схема размещения ландшафтных обстановок в бассейне Данкард, по Г. Беррихиллу (Berryhill, 1967).

1 — озера; *2* — болота; *3* — аллювиальные долины.

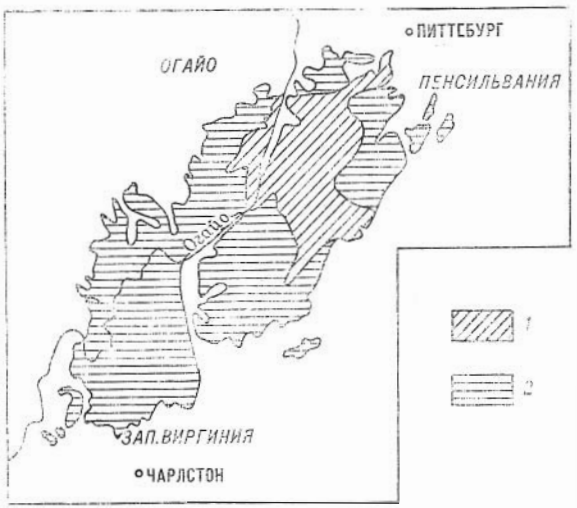


Рис. 32. Схема мощностей угольных прослоев в отложениях серии Данкард, по Г. Беррихиллу (Berryhill, 1967).

1 — площади с мощностями угольных прослоев более 2 м; *2* — площади с мощностями угольных прослоев менее 2 м.

Красноцветы, с которыми парагенетически связаны угли или углистые породы, могут быть указаны и в других районах земного шара не только на том же стратиграфическом уровне, что и континентальные толщи серии Данкард, но и в более молодых пермских, а также каменноугольных и мезозойских отложениях.

Сходное стратиграфическое положение занимают красноцветы Нижнего Красного Лежня в Центральной Европе. Подобно серии Данкард, они в ряде мест связаны непрерывными переходами с угленосными отложениями стефанского яруса верхнего карбона. Более того, самые низы разреза красноцветных отложений в последнее время относят к верхнему карбону (Kraft, Schreber, 1968). Красноцветы, в ассоциации с которыми находятся угли и угленосные толщи, известны прежде всего в Судетах в нижнем ярусе Нижнего Красного Лежня (Ксеншкевич, Самсонович, Рюле, 1968). Этот ярус выделяется здесь под названием кузельских слоев, состоящих из конгломератов и красных аркозовых песчаников, переслаивающихся с красными глинами. В нижней части кузельских слоев залегает пласт угля.

Другим примером могут служить разрезы Нижнего Красного Лежня в Деленском бассейне, расположенном в окрестностях г. Дрездена (Reichel, 1968). В этом районе угольные пласты сосредоточены в деленских слоях, залегающих среди красноцветных отложений и образованных аркозовыми песчаниками и глинистыми сланцами, содержащими около семи прослоев горючих сланцев с линзами углей лимнического происхождения (рис. 33). Разрез деленских слоев обнаруживает циклическое строение. Каждый цикл, а их насчитывается четыре, начинается грубозернистыми песчаниками, постепенно сменяющимися вверх по разрезу средне-, а затем тонкозернистыми песчаниками и сланцами, и заканчивается угольными породами и углями. Мощность цикла колеблется от 4 до 20 м, а в среднем составляет 10 м.

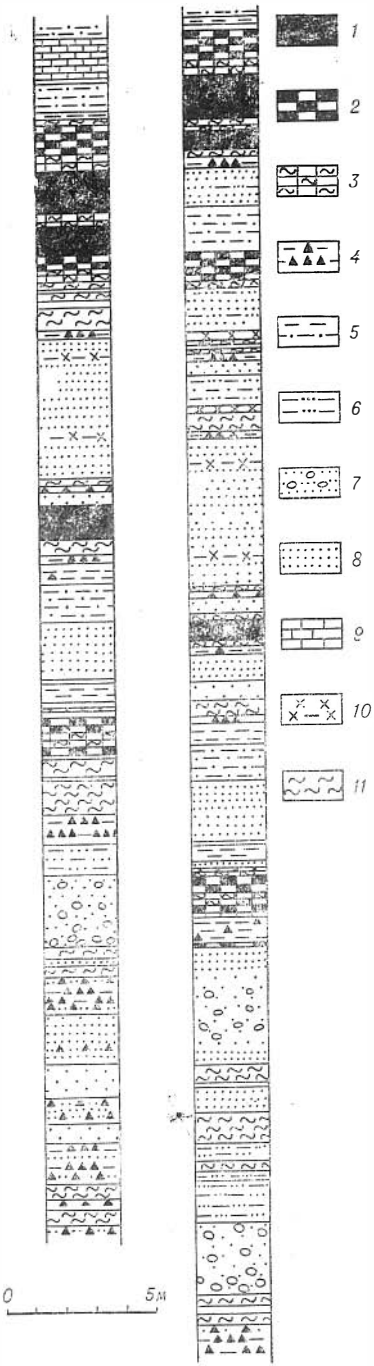


Рис. 33. Строение разрезов деленских слоев, включающих угольные прослои в Деленском бассейне по В. Рейхелу (Reichel, 1968) с упрощениями.

1 — блестящий полосчатый уголь; *2* — загрязненный уголь; *3* — древесный уголь; *4* — мягкие горючие и битуминозные сланцы; *5* — горючие и песчанистые сланцы; *6* — песчанистые сланцы; *7* — аркозы с единичными прослоями гравелитов и конгломератов; *8* — аркозы мелко- и крупнозернистые; *9* — известняки и мергели; *10* — глины с прослоями глинистых сланцев; *11* — отбеленные глины.

В крупных циклах отмечаются многочисленные мелкие циклы, которые нарушают общее циклическое строение разрезов. Исследованиями В. Рейхела установлено, что циклическое строение деленских слоев носит локальный характер и не может быть прослежено по всему Деленскому бассейну. В деленских слоях обнаружены вертикально расположенные стволы каламитов длиной до 3 м. Рейхел считает, что такое захоронение каламитов было возможным только при относительно большой скорости накопления осадков.

Вверх по разрезу угленосные деленские слои сменяются серо-зелеными глинистыми породами, в которых сперва изредка, а затем все чаще появляются прослои буро-красных аргиллитов и песчаников, а также отдельные прослои конгломератов.

Красноцветные отложения Нижнего Красного Лежня содержат угольные прослои также в Ильфельдской мульде Южного Гарца (Müller, 1962; Wagenbreth, 1969). Красноцветные породы представлены здесь конгломератами, граувакковыми и аркозовыми песчаниками, глинами и глинистыми сланцами, переслаивающимися с серыми песчаниками, глинистыми песчаниками и углями. Мюллер детально изучил красноцветные и сероцветные породы этого разреза, опираясь на данные исследования их в шлифах и рентгеноскопическими методами. Он выяснил, что тонкозернистая фракция рыхлых песчаных глин и глинистых песков представлена в основном иллитом (50—80%), а также каолинитом, монтмориллонитом, хлоритом кварцем и гематитом. За исключением единичных окатанных зерен кальцита в рыхлых породах карбонатные примеси не были обнаружены. В граувакковых и аркозовых песчаниках изученного Мюллером красноцветного разреза цемент пород состоит из кварца, халцедона, иллита, серицита, мусковита, хлорита, гематита и совсем не содержит карбонатных примесей. Такие примеси были обнаружены Мюллером в красных песчаниках нижней части разреза, где эпигенетический доломит отмечен им в количестве, достигающем 7,4%, а также в верхней части, где карбонатные примеси в цементе изученной породы составляют около 6,6%. Только в серых известковистых глинистых сланцах с обугленными растительными остатками, залегающих в кровле угольного пласта, количество тонкодисперсного кальцита достигает 14,9%.

Красноцветные толщи с углем есть и на более высоких стратиграфических уровнях пермской системы, в частности, среди верхнепермских красноцветных толщ восточной окраины Русской платформы (Предуральский краевой прогиб). Здесь угленосная сероцветная толща нижнеказанского подъяруса, достигающая 20 м мощности и включающая самостоятельные прослои углей, размещается внутри мощного красноцветного разреза. Эта толща подстилается красноцветами шешминского горизонта уфимского яруса, представленного медистыми песчано-глинистыми отложениями, содержащими заметную примесь карбонатного материала. Однако в том случае, когда песчано-глинистые отложения сменяются угленосными породами, их загипсованность и карбонатность значительно уменьшаются. Сероцветная угленосная пачка развита только на ограниченной площади правобережья р. Камы на границе Удмуртии и Татарии. Эта площадь хорошо известна в литературе под названием зоны Голюшурминского угленакопления. Угленосная пачка представлена переслаиванием серых, темно-серых, голубовато-серых и желтовато-серых мергелей, известняков и песчанистых глин, содержащих прослои угля (Блудоров, 1944, 1954).

Угли постоянно содержат значительную примесь сажистой глины, и поэтому их использование, даже в местной промышленности, ограни-

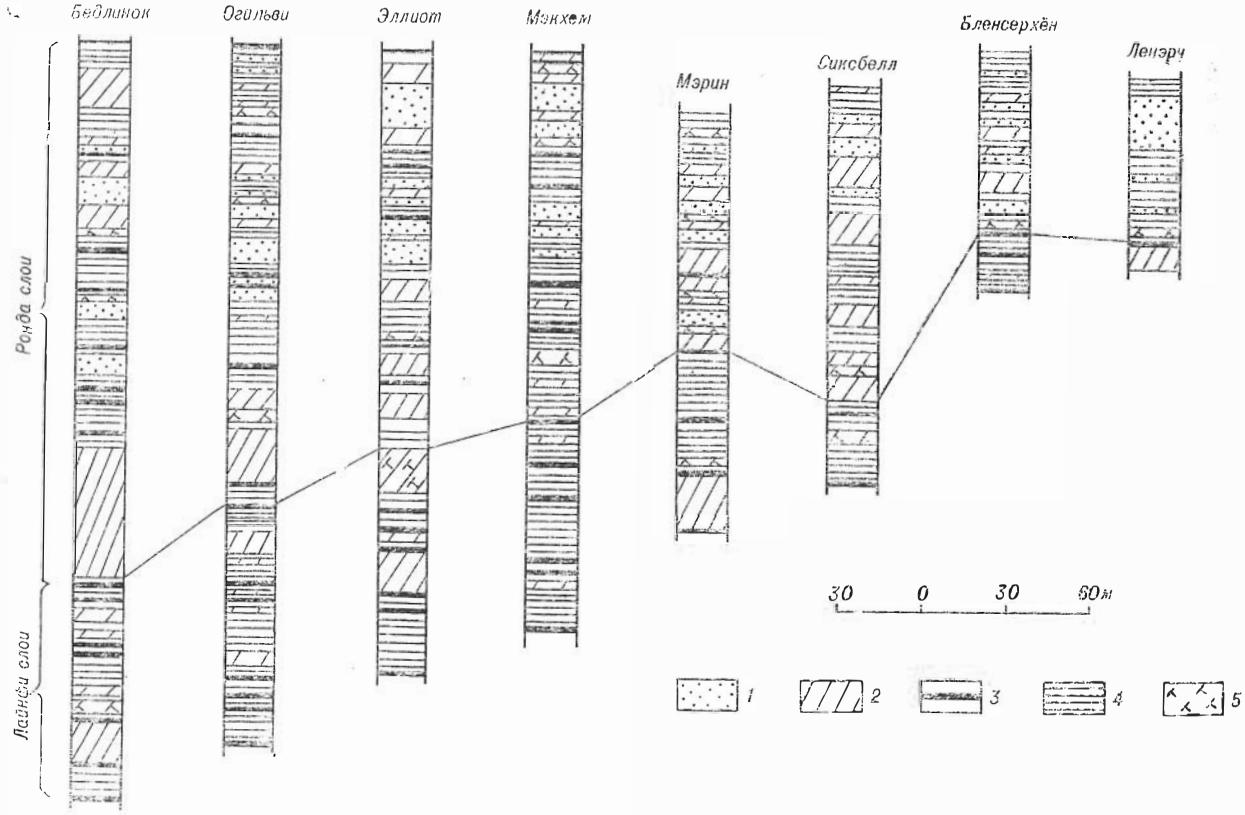


Рис. 34. Корреляция слоев Лайнфи и Ронда в северо-восточной части угольных полей Южной долины, по Р. Даунингу и Х. Скворреллу (Downing, Squirrell, 1965).

1 — преимущественно красноцветные и отчасти зеленоцветные породы; *2* — преимущественно песчаники; *3* — уголь, *4* — преимущественно серые глинистые породы; *5* — подошвенные глины.

чено. В западном направлении красноцветные отложения, включающие угленосную пачку, сменяются карбонатно-песчано-глинистыми породами, содержащими прослои сульфатных пород, а в восточном — однообразным разрезом красноцветов белебеевской свиты. Таким образом, угленосные отложения Голюшурминской площади залегают в виде небольшой плоской линзы среди красноцветных толщ. Все это в целом позволяет рассматривать верхнепермские отложения Голюшурминской площади как пример угленосных красноцветных формаций.

Несколько иной тип угленосных красноцветных формаций пермского возраста представляет серия Амери, известная в Антарктике на берегах оз. Бобрового (Mc Leod, 1964). Эта серия сложена преимущественно полевошпатовыми песчаниками, для которых характерен глинистый тип цемента. Имеются также известковистые песчаники, но они весьма редки. Полевошпатовые песчаники нередко чередуются с массивными красными аргиллитами, включают прослои сланцев и углей.

Ассоциации красноцветных пород с углями широко представлены также среди верхнекаменноугольных отложений. Примером могут служить слои Ронда и отчасти Лайнфи верхнего карбона южной части угольных полей Великобритании (Downing, Squirrell, 1965). Эти слои образуют типичный цикл седиментации, представленный песчаниками, алевролитами, аргиллитами и углями. Наибольшая мощность цикла 270 м. Самые мощные прослои углей сосредоточены в восточной части района, где в строении разреза принимают участие песчаники, кварциты и конгломераты, чередующиеся с красными и зелеными глинистыми породами (рис. 34). Латеральная изменчивость слоев Ронда и Лайнфи отчетливо устанавливается в составленном Р. Даунингом и Х. Скворреллом фациальном профиле (рис. 35). Красноцветные породы с редкими прослоями углей (рис. 36) отмечаются и среди терригенно-карбонатных отложений верхнего карбона Центрального Аушпра и Южных гор (Simpson, Richey, 1936). Положение красноцветных пород в разрезах угленосных отложений можно продемонстрировать на красноцветных пачках из верхнекаменноугольных отложений восточных районов Великобритании (Archer, 1965). Сверху вниз по стратиграфической вертикали здесь наблюдается, по А. Арчеру, следующий разрез:

1. Красновато-коричневые подошвенные глины с рассеянными в них коричневыми узелками и стяжениями железной руды и жилками лимонита. Отдельные участки в этих глинах заполнены красным материалом, окруженным кристалликами пирита. В основании пласта появляются остатки растений, а по всей пачке прослеживаются обрывки корней. Мощность 0,32 м.

2. Зеленовато-серые подошвенные глины. Мощность 1,36 м.

3. Серые тонкозернистые, слюдистые, алевритистые аргиллиты со спорадическими участками, заполненными красноватым и пурпурным материалом. Мощность 0,30 м.

4. Серые, частично коричневато-серые аргиллиты с участками, заполненными красноватым и пурпурным материалом, с узелками и стяжениями коричневой железной руды и лимонитовыми жилками. Мощность 1,36 м.

5. Аргиллиты зеленовато-серые, пурпурные, крапчатые. Мощность 0,40 м.

6. Зеленовато-серые, участками коричневато-красные подошвенные глины со сферосидеритом. Мощность 0,48 м.

7. Серые алевритистые аргиллиты со стяжениями коричневой железной руды. Мощность 0,60 м.

8. В верхней части разреза серые, а в нижней крапчатые зеле-

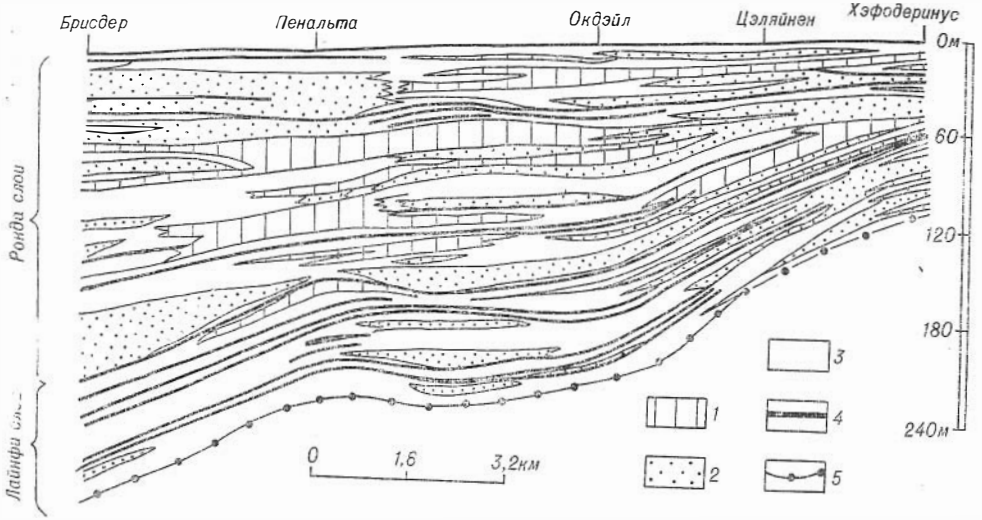


Рис. 35. Схема фациальной изменчивости слоев Лайнфи и Ронда в северо-восточной части угольных полей Южной долины, по Р. Даунингу и Х. Скворреллу (Downing, Squirrell, 1965).

1 — преимущественно красноцветные породы; *2* — преимущественно песчанистые породы; *3* — преимущественно серые глинистые породы; *4* — угли; *5* — морские отложения.

новато-серые и красновато-пурпурные подошвенные глины. Мощность 4 м.

9. Зеленовато-серые аргиллиты с пурпурными и красными пятнами, с редко рассеянными корешками растений и небольшими ярко-коричневыми конкрециями железной руды. Мощность 2 м.

10. Массивные серые алевритистые аргиллиты и алевролиты с редкими остатками корней растений и неправильной формы стяжениями ярко-коричневой железной руды в верхней части пласта. Мощность 3 м.

11. Глины подошвенные белесые. Мощность 0,45 м.

12. Серые аргиллиты с красными пятнами, в нижней части слоя крапчатые, зеленовато-серые и пурпурные, с обрывками растений и сферосидеритом в основании. Мощность 1,8 м.

13. Крапчатые, зеленовато-серые, красновато-коричневые и красные подошвенные глины с небольшим количеством красных пятен. Мощность 1 м.

14. Зеленовато-серые, участками коричневые и красные аргиллиты с редкими обрывками растений и корешков. Мощность 2,8 м.

15. Серые подошвенные глины. Мощность 0,34 м.

16. Зеленовато-серые подошвенные глины. Мощность 0,33 м.

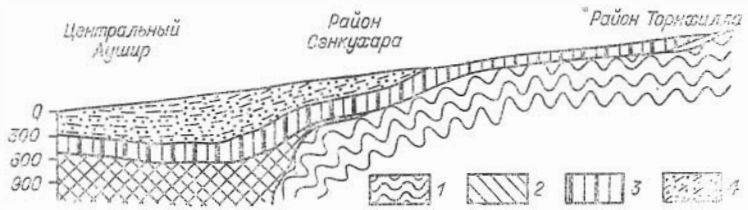


Рис. 36. Распределение угленосных отложений в позднекарбоновое время в Центральном Аушире и Южных горах, по Д. Симпсону и Д. Ричи (Simpson, Richey, 1936).

1 — ордовикские и силурийские отложения; *2* — терригенно-карбонатные отложения верхнего карбона; *3* — продуктивный угольный горизонт; *4* — красноцветные отложения с редкими бедными прослоями углей.

В этом разрезе в отличие от слоев Лайнфи и Ронда угольные прослои непосредственно среди красноцветных пород отсутствуют. Они наблюдаются в вышележащих сероцветных отложениях, среди которых красные слои встречаются еще реже, чем в приведенном разрезе.

Более выразительным примером верхнекаменноугольных и отчасти нижнепермских угленосных красноцветных формаций является Монетинский бассейн Чехословакии (Tasler, Skocek, 1964). Верхнекаменноугольные отложения этого бассейна подразделяются на три свиты: нижнюю серую, нижнюю красную и верхнюю серую. Отложения переходного возраста от верхнего карбона к нижней перми выделяются под названием верхней красной свиты. Нижняя серая и нижняя красная свиты представлены сероцветными и красноцветными средне- и грубозернистыми песчаниками грауваккового и аркозового состава, а также конгломератами. Среди этих отложений залегают редкие прослои углей. В верхней серой и верхней красной свитах угольные прослои не встречаются. Верхняя красная свита состоит главным образом из конгломератов, грубых аркозовых песчаников, глинистых мелкозернистых песчаников, алевролитов и сланцев; общая мощность свиты достигает 170 м.

Такой же тип отложений развит в Гальской мульде в ГДР. Это верхнекаменноугольные ветшинские слои, в сероцветном терригенном разрезе которых, включающем 4 угольных пласта, присутствуют красноцветные породы. Имеются указания на то, что угольные пласты рабочей мощности недавно обнаружены в нижних красноцветах стефанского яруса Пльзенского угольного бассейна (Nemejc, 1962). Среди стефанских отложений такие ассоциации наблюдаются и на юго-западном крыле Внутрисудетской мульды на чешской территории. Нижняя часть чешского стефана, известная под названием сватоновицких слоев, сложена красными песчаниками и сланцами, включающими четыре пласта угля. Наконец, они имеются в верхней части разреза стефана, в редваницких слоях. Эти слои образованы красными песчаниками и сланцами, включающими шесть тонких пластов угля (Ксёнжкевич, Самсонович, Рюле, 1968). Все эти данные свидетельствуют о том, что в верхнем карбоне красноцветные отложения тоже нередко содержат прослои углей. Конечно, выделять эти отложения в самостоятельные красноцветные угленосные формации было бы преждевременным, но вместе с тем оставлять без внимания такие факты тоже не следует, тем более что пример бассейна Данкард показывает, что в ряде случаев обособление красноцветных отложений с прослоями углей в самостоятельную формацию совершенно правомерно. Красноцветы с углями отмечаются и на более низких стратиграфических уровнях карбона. Так, в южной части Тенизской впадины, в районе оз. Кишчак, среди верхневизейских угленосных отложений встречаются пачки красноцветных пород. Отметим, что в западном и южном направлении верхневизейские угленосные толщи полностью замещаются красноцветными песчаниками и аргиллитами кирейской свиты (Кабанов, 1962).

Несмотря на то, что красноцветные разрезы более поздних геологических эпох в данной работе не рассматриваются, остановимся на описании триасовых угленосно-красноцветных отложений группы Ньюарк, так как они представляют большой интерес для выяснения общих черт угленосных красноцветных формаций. Эти отложения размещаются в системе грабенов, расположенных на восточном склоне Аппалачей (Данбар, Роджерс, 1962). Они объединяют конгломераты и песчаники преимущественно аркозового состава и алевролиты. Конгломераты приурочены к периферическим частям грабенов и имеют характер типичных предгорных валунных образований. Песчаники и алевролиты, слагающие

остальные участки впадин, накапливались на аллювиальных равнинах. Обломочный материал, принимающий участие в строении красноцветных отложений группы Ньюарк, отличается, как правило, плохой сортировкой и состоит преимущественно из местных пород. В целом же терригенные отложения обладают неясно выраженной слоистостью и неоднородным составом.

На поверхностях напластования пород нередко наблюдаются трещины усыхания, отпечатки ног динозавров, следы ползания рептилий и амфибий. Присутствие среди красноцветных отложений прослоев и линз черных сланцев с остатками растений и рыб в штатах Коннектикут, Нью-Джерси и Пенсильвания свидетельствует о существовании на аллювиальных равнинах более или менее обширных заболоченных участков и озер.

В Виргинии (Ричмондский бассейн) и Северной Каролине (бассейн Дип-Риер) среди красноцветов наблюдаются рабочие пласты угля, с разработки которых в 1792 г. началось развитие горной промышленности США. Следует также указать, что отложения группы Ньюарк включают покровы и потоки базальтов.

Общая мощность отложений группы Ньюарк достигает больших значений. Так, в Коннектикутской впадине она оценивается в 4500 м, а во впадинах штатов Нью-Джерси и Пенсильвания достигает 7500 м. Отложения группы Ньюарк долгое время относили к образованиям, возникшим в условиях аридного климата. Однако отсутствие среди них дюнных песков и засоленных пород и присутствие прослоев угля и других отложений болотных фаций привели П. Крынина (Krynin, 1950) к предположению о существовании в областях сноса и бассейнах седиментации климата саванны с теплыми и обильными дождями. Крынин указывает, что влажные сезоны чередовались с засушливыми.

Аналогичный пример триасовых пестроцветных и красноцветных толщ, включающих угли, дает разрез челябинской серии Челябинского буроугольного бассейна (Геологическое строение СССР, т. I, 1958).

Подводя итоги тому, что известно о строении и составе угленосных красноцветных отложений, можно говорить о сравнительно широком распространении последевонских угленосных красноцветных формаций. По вещественному составу они существенно отличаются от других красноцветных формаций не только присутствием самостоятельных прослоев углей, но и характерными наборами пород, образующими типичные фациальные сочетания, возникшие в прошлом на заболоченных территориях. Существованием болотных фаций в составе красноцветных отложений определяется облик подобного типа формаций.

* *
*

Гематитовыми и угленосными формациями, конечно, не исчерпывается все разнообразие наблюдаемых в природе бескарбонатных красноцветных отложений. К тому же ряду формаций относятся, вероятно, и некоторые ассоциации красноцветных пород с бокситами. Первые континентальные красноцветы, содержащие свободный глинозем, могут быть указаны на примере тихвинских и североонежских бокситов Русской платформы (Вишняков, 1940; Волков, 1934; Горецкий, 1960).

В Тихвинском районе бокситы связаны с пестроцветными нижнекарбоновыми отложениями песчано-глинистой толщи. Породы этой толщи залегают на верхнедевонских красноцветах, среди которых имеются глины с сравнительно высоким содержанием окиси железа (до 15%) и алюминия (до 21%). Поверхность верхнедевонских отложений резко рас-

членена и изрезана сетью долин водно-эрозионного происхождения. Длина долин от 1 до 5 км, ширина — от 50 до 500 м, а глубина большей частью 25 м и лишь редко достигает 40 м (Вишняков, 1940).

Континентальные отложения песчано-глинистой толщи четко распадаются на три части: подбокситовую, бокситовую и надбокситовую. Состав и мощность подбокситовых пород находится в прямой зависимости от изменения рельефа девонской поверхности. Наиболее распространены среди них пестроцветные глины, залегающие между девонскими красноцветами и бокситами. Глины окрашены в пестрые или коричневые тона и принадлежат типу полусухаристых глин каолинитового состава. Они связаны постепенными переходами с нижележащими девонскими красными глинами и с перекрывающими их бокситами. В пестроцветных глинах снизу вверх по разрезу исчезают слоистость, пластичность и известковистость, постепенно они приобретают признаки бокситовых пород. Химические анализы показывают, что от основания глин к кровле постепенно уменьшается количество щелочей и кремнезема и увеличивается глинозем. Некоторые исследователи (Волков, 1934) рассматривают пестроцветные глины как первую зону латеритного выветривания.

Наибольшая мощность (от 7 до 10 м) пестроцветных глин приходится на пониженные участки девонского рельефа, наименьшая (0,5 м) — на возвышенные. Гораздо реже подбокситовые породы представлены маломощными белыми каолиновыми слюдистыми или темно-серыми, а иногда и коричневыми углистыми глинами.

Бокситовые породы обычно заполняют долины балочного типа и лишь изредка образуют маломощные покровы на водоразделах. Представление о строении бокситовых пород дает разрез, приведенный С. Г. Вишняковым для Губско-Почаевского месторождения. Здесь на сухаристых углистых глинах снизу вверх залегают:

1. Сиаллит темно-красный, с белыми и розовыми вкраплениями, мощность 1 м.

2. Сиаллит коричнево-красный, плотный, с отпечатками корней и стволов стигмарий. Мощность 0,85 м.

3. Аллит с явно выраженной слоистостью, обусловленной чередованием белых и красных разновидностей. Мощность 0,9 м.

4. Боксит сравнительно твердый, темно-красный, с редкими пизолитами бурых окислов железа. В верхней части пачки боксит переходит в аллит. Мощность 5 м.

5. Сиаллит неясно-слоистый, фиолетово-красный, с пизолитами бурых окислов железа. Мощность 1—1,5 м.

6. Сиаллит неясно-слоистый, красновато-фиолетовый, с отпечатками растений. Мощность более 1 м.

7. Сиаллит твердый, розовато-серый, кверху переходящий в серый, с линзочками и обломками серой глины. Мощность 0,30—0,50 м.

8. Сиаллит вверх по разрезу переходит в брекчиевидную очень твердую сильно железистую породу, состоящую из мелких галек и угловатых обломков желтых и бурых окислов железа и бокситовых пород. Мощность 0,20 м.

9. Выше идут голубовато-серые глины, включающие линзы известково-железистого песчаника. Мощность 0,3—1 м.

10. Разрез бокситовых пород завершается известково-железистыми песчаниками, мощность которых составляет 0,40 м. Общая мощность бокситовых пород от нескольких сантиметров до 15 м.

Надбокситовые породы в низах разреза состоят из серых и черных углистых глин, замещаемых в некоторых районах красными железисты-

ми глинами. Верхи разреза сложены красными песчаными глинами. Общая мощность надбокситовых пород 5—8 м.

В работе С. Г. Вишнякова (1940) дается следующая подробная характеристика континентальных фаций песчано-глинистой толщи нижнего карбона:

Фациальные и литологические признаки	Условия формирования	
	Центральная часть района	Восточная часть района
Болотно-озерные и лагунные осадки	Надбокситовые озерно-лагунные образования	Озерно-лагунные образования
	Надбокситовые озерно-болотные образования	Болотно-озерные образования
Наземные образования и пресноводные осадки	Бокситовые породы — элювиально-делювиально-аллювиальные и химические образования	
	Подбокситовые элювиально-делювиально-аллювиально-озерные образования	Элювиально-делювиально-аллювиальные образования

Таким образом, в период накопления континентальных отложений песчано-глинистой толщи наряду с крупными и мелкими эрозионными долинами и выработанными речными потоками существовали озера и болота.

Аналогичные черты строения имеют североонежские бокситы, выполняющие ряд впадин в зоне погружения древних кристаллических пород Балтийского щита (Горецкий, 1960). Здесь бокситы также относятся к пестроцветным отложениям нижнего карбона, залегающим на девонских терригенных толщах, перекрытых корой выветривания.

Не исключено, что в дальнейшем красноцветные терригенные и бокситовые породы можно будет выделить в бокситоносную формацию. В таком случае в Тихвинском районе эта формация будет представлять ряд разобщенных линзовидных тел, повторяющих форму девонских долин балочного типа. Нижняя граница формации будет совпадать со сменой верхнедевонских красноцветных терригенно-карбонатных пород красными сильно железистыми бескарбонатными глинами. Верхняя же ее граница будет проводиться по появлению первого постоянного для песчано-глинистой толщи Тихвинского района пласта известняков. Латеральные границы формации тоже могут быть намечены. В частности, к югу от Тихвинского бокситоносного района по направлению к внутренним районам Русской платформы бокситоносные толщи сменяются вначале угленосными, а далее морскими сероцветными отложениями.

Однако даже данные по Тихвинскому району недостаточны для того, чтобы на этом примере выделять такой самостоятельный тип бескарбонатных терригенных красноцветных формаций, как бокситоносные. Нельзя не считаться и с тем обстоятельством, что тихвинские бокситы могут оказаться фацией угленосных красноцветных формаций.

Заканчивая очерк бескарбонатных красноцветных формаций, необходимо отметить, что среди докембрийских красноцветных отложений имеются такие ассоциации пород, которые можно рассматривать лишь в указанном ряду формаций без определения их типа. Примеры таких красноцветных отложений дают разрезы иотния скандинавских стран и Советского Союза, Верхнего Кивино Северной Америки, Торридона Шотландии и бандерской серии Индии.

Иотнийские песчаники широко распространены в Швеции, где они выполняют ряд изолированных впадин. По данным абсолютного воз-

раста, только самые низы иотния относятся к нижнему рифею, большая же часть разреза этого подразделения считается среднерифейской. Разрез континентальных отложений иотния, получивший у шведских геологов название песчаников Дала, начинается брекчиями и конгломератами (Докембрий Скандинавии, 1967). В целом же в строении шведского иотния принимают участие красноцветные кварцитовые песчаники, переслаивающиеся с темно-коричневыми сланцами и песчаниками, содержащими обломки диабазов. Общая мощность иотния Швеции 600—800 м. Западнее иотнийские песчаники наблюдаются в прилегающих районах Норвегии, где их называют песчаниками Трюсиль.

В Советском Союзе иотнийские отложения известны в районах озер Ладожского и Онежского, где они входят в состав шокшинской свиты (Стратиграфия СССР. Верхний докембрий, 1963). Шокшинская свита сложена ярко-красными, розовыми и лиловыми кварцито-песчаниками, очень часто косослоистыми; мощность их 80—300 м.

Д. Седерхольм (см. Докембрий Скандинавии, 1967) называл иотнийские песчаники «древнейшим красным песчаником» и считал, что их накопление происходило в таких же аллювиально-озерных обстановках, что и девонских красных песчаников Шотландии.

Верхнерифейские красноцветные отложения Верхнего Кивино, Торридона и бандерской серии, как и иотнийские, представлены преимущественно бескарбонатными терригенными породами, что позволяет отнести их к одному формационному ряду. О составе бескарбонатных терригенных пород можно судить по следующим данным химического анализа (в %) песчаников бандерской серии, произведенного в химлаборатории Института геологии и геофизики: SiO_2—90,96; TiO_2—0,43; Al_2O_3—4,36; Fe_2O_3 — 1,10; FeO — 1,08; MnO — 0,02; MgO — н. о.; CaO — 0,12; Na_2O — 0,08; K_2O — 0,24; P_2O_5 — 0,05; п. п. п. — 1,46; H_2O — 0,08. Подразделение этих отложений на формационные типы пока не может быть проведено. Ясно, лишь то, что исключается их отнесение к типу угленосных красноцветных формаций. Вместе с тем сейчас еще мало материалов и для того, чтобы включать эти отложения в тип гематитовых формаций. По-видимому, дальнейшие исследования дадут более надежные доказательства принадлежности этих бескарбонатных красноцветных отложений к определенным типам формаций.

ТЕРРИГЕННЫЕ КРАСНОЦВЕТНЫЕ ФОРМАЦИИ КАРБОНАТНЫЕ

> «Их породы содержат некоторое количество извести, прослои мергелей, а иногда линзы известняков и доломитов. С красноцветными формациями этого типа связаны месторождения гипсов, различных солей, а у подножья горных возвышенностей — месторождения медистых песчаников».
>
> А. Л. Яншин (1953, стр. 264).

Терригенные красноцветные породы, принадлежащие ряду карбонатных красноцветных формаций, в отличие от тех, которые свойственны бескарбонатным красноцветным формациям, «... возникают из вод, пересыщенных $CaCO_3$. Это приводит обычно к более или менее обильной садке карбонатов, подмешивающихся к собственно терригенным компонентам. Отсюда терригенные делювиально-пролювиальные и бас-

сейновые осадки аридных зон всегда в большей или меньшей степени карбонатны, настолько, что по содержанию $CaCO_3$ относятся уже не к собственно терригенным ($CaCO_3$ 5%), а к терригенно-аутигенным породам ($CaCO_3$ — 10—20%)» (Страхов, 1962₃). Таким образом, красноцветные терригенные породы рассматриваемого типа постоянно содержат примесь карбонатного материала и им подчинены прослои и пачки мергелей, известняков и доломитов.

Красная окраска пород, входящих в состав карбонатных красноцветных формаций, обусловлена, как и в аналогичных породах бескарбонатных формаций, присутствием окиси и гидроокисей железа. Однако в данном случае появление таких красителей вызывается не только накоплением в осадке соответствующих соединений, перенесенных из областей размыва латеритных кор выветривания, но и образованием этих соединений в результате разложения находящихся в осадке железосодержащих минералов. Следовательно, красная окраска пород карбонатных формаций лишь отчасти вызвана образованием соответственно окрашенных пород в области денудации; значительную роль в окрашивании пород играет материал, подвергающийся разложению в осадке уже после его переноса в область седиментации.

Накопление осадков рассматриваемого типа в аридных зонах способствует захоронению разнообразного материала, переносимого в эти зоны из областей сноса, в том числе медистых соединений, вследствие чего красноцветные формации карбонатного ряда нередко сопровождаются скоплениями осадочных медных руд. Медистые песчаники красноцветных формаций широко известны на различных стратиграфических уровнях разреза земной коры. Они имеются в протерозое (удоканская серия на юго-востоке Сибирской платформы и медный пояс Северной Родезии), в рифее (карагас-оселочный комплекс на юго-западе Сибирской платформы), в верхнем кембрии (верхи верхоленской свиты, выделяемые сейчас под названием особой хандинской свиты на Сибирской платформе), в ордовике (Сибирская платформа), в девоне (Русская платформа, Саяно-Алтайская складчатая область, Казахстан, Северная Америка) и в перми (Предуральский прогиб, Донбасс, Мангышлак, Центральный Казахстан, Центральная Европа, Северная Америка, и другие области).

Для аридных зон седиментации типично также засоление терригенных осадков, которое приводит к появлению в красноцветных разрезах включений и прослоев эвапоритовых пород. Красноцветные отложения, совместно с которыми обычно находятся эвапоритовые породы, установлены в кембрии (Сибирская платформа), в ордовике и силуре (Сибирская платформа, Северная Америка), в девоне (Сибирская и Русская платформы, Тувинский прогиб, Чу-Сарысуйская впадина, Северная Америка, Австралия), в перми (Русская платформа, Центральная Европа, Северная Америка).

Среди красноцветных формаций карбонатного ряда можно различать меденосные и эвапоритовые формации, кроме которых в дальнейшем, может быть, представится возможным выделить по особенностям состава и другие их типы.

Меденосные красноцветные формации

В разрезах различных территорий земного шара нередко встречаются красноцветные отложения, парагенетически тесно связанные с медными рудами. Возраст этих меденосных красноцветных толщ разнообразен; наряду с нижнепротерозойскими удоканскими медистыми пес-

чаниками известны и очень молодые, к которым относятся третичные красноцветные медистые толщи Науката Средней Азии и Коро-Коро Боливии. Вместе с тем могут быть, по-видимому, установлены стратиграфические уровни, к которым чаще всего приурочена медная минерализация. Например, в красноцветных отложениях нижнего протерозоя и верхнего палеозоя сосредоточены, вероятно, все главные медные руды, встречающиеся в красноцветных толщах и имеющие промышленное значение.

Красноцветные медистые толщи занимают среди других осадочных образований довольно определенное место и чаще всего обнаруживают латеральную связь с соленосными породами. Особенности состава и строения красноцветных меденосных формаций удобнее всего показать на примере палеозойских отложений Центрального Казахстана. Здесь меденосные красноцветы распространены на обширных территориях от верховий р. Ишима и г. Целиноградa на севере до районов Бет-Пак-Далы на юге. Они известны среди верхнедевонских, средне- и верхнекаменноугольных, а также среди вышележащих пермских красноцветных толщ (Зайцев, Покровская, 1948; Наркелюн, 1962; Попов, 1955, 1956; Сапожников, 1948; Сатпаев, 1935, 1961; Тажибаева, 1964 и многие другие).

Джезказганская свита в Центральном Казахстане

Наиболее крупными промышленными запасами меди в Центральном Казахстане обладают меденосные красноцветные отложения средне- и верхнекаменноугольного возраста, которые известны под названием джезказганской свиты. Они залегают в пределах двух крупных впадин — Джезказганской и Тенизской, наложенных на каледонский фундамент западной части Центрального Казахстана, а кроме того известны в Кипшакском прогибе и в депрессиях Сарысу-Тенизской зоны глыбовых складок (рис. 37). Ю. А. Зайцев и Ю. Ф. Кабанов (1966) считают, что Тенизская и Джезказганская впадины формировались в условиях квазиплатформенного режима, а мелкие впадины Сарысу-Тенизской зоны и Кипшакский прогиб — в условиях орогенного режима.

Лучше всего изучены меденосные красноцветные отложения указанного возраста в Джезказганской впадине, где еще с дореволюционного времени ведется разработка связанных с ними медных руд.

Как в Джезказганской, так и в Тенизской впадинах на преимущест-



Рис. 37. Схема тектонического районирования Центрального Казахстана, по Ю. А. Зайцеву и Ю. Ф. Кабанову (1966) с сокращениями.

1 — ТВ — Тенизская впадина; ДВ — Джезказганская впадина; *2* — выступы каледонско-докембрийского фундамента; *3* — Сарысу-Тенизская и Улутавские зоны глыбовых складок; *4* — Кипшакский прогиб; *5* — герцинская зона; *6* — краевой вулканический пояс.

венно карбонатных и терригенно-карбонатных толщах намюрского яруса нижнего карбона залегают красноцветные континентальные толщи с характерными для них медными рудами. Только в среднем течении р. Ишим и в районе оз. Кипшак под этими красноцветными толщами лежат угленосные континентальные отложения нижнего карбона. В Джезказганской впадине меденосные породы обособляются в так называемую джезказганскую свиту, наиболее типичный разрез которой может быть продемонстрирован на примере Джезказганского рудника. Здесь К. И. Сатпаев (1935, 1961) приводит следующий разрез джезказганской свиты (снизу вверх).

1. Красный песчано-глинистый сланец, состоящий из тонких перемежающихся слоев красных глин и красных мелкозернистых песчаников. Мощность 12 м.

2. Серые мелкозернистые аркозовые известковистые песчаники, местами оруденелые. Мощность 10 м.

3. Красный песчано-глинистый сланец. Мощность 20 м.

4. Серый известковистый песчаник. Мощность 8—10 м.

5. Красный песчано-глинистый сланец. Мощность 10 м.

6. Мелкозернистый красный песчаник, иногда с крупными гальками из красного и зеленого глинистого сланца, с каолинизированным песчанистым цементом. Мощность 26 м.

7. Серый тонко- и мелкозернистый песчаник, с мелкими пропластками глинистого сланца. К центральной части этого слоя местами приурочено оруденение. Мощность 26 м.

Впоследствии эти слои были объединены в таскудукский горизонт, мощность которого колеблется от 40 до 260 м.

8. Красные глинистые сланцы, перемежающиеся с красными мелкозернистыми песчаниками. Мощность 20 м.

9. Песчаник красновато-серый, тонко- и мелкозернистый, в центральной части переходящий в красный песчано-глинистый сланец. Несет оруденение в виде убогой вкрапленности пирита и халькопирита. Мощность 17 м.

10. Тонкозернистый красный песчаник, местами переходит в серовато-красный мелкозернистый песчаник. Мощность 10 м.

11. Песчаник серый, среднезернистый, яснослоистый, с редкими включениями зеленого глинистого сланца, на выходах обычно сильно каолинизированный и выщелоченный, с заметным ороговикованием по падению. Несет интенсивное оруденение в отдельных районах. Мощность 30—40 м.

Перечисленные слои 8—11 известны под названием златоустовского горизонта, мощность которого меняется в пределах 30—150 м.

12. Тонкозернистый красный песчаник, перемежающийся с красными песчано-глинистыми сланцами. Мощность 25—30 м.

13. Песчаник серый мелко- и среднезернистый, местами оруденелый, с включением галек зеленого глинистого сланца и роговиков. Иногда количество галек увеличивается настолько, что порода приобретает вид конгломерата. Мощность 23—25 м.

14. Тонкозернистый красный песчаник с пропластками красного глинистого сланца. Мощность 13—17 м.

15. Серый среднезернистый оруденелый песчаник, иногда с прослоями конгломерата. Мощность 15 м.

16. Красный глинистый сланец, местами переходящий в мелкозернистый красный песчаник. Мощность 12 м.

Слои 12—16 составляют покровский рудоносный горизонт мощностью 50—260 м.

17. Песчаник зеленовато-серый, средне- и грубозернистый, местами оруденелый, заключающий в основании и средней части пропластки конгломерата с хорошо окатанной галькой размером до 5 см из окремненных известняков, кварца и редко порфиров. Мощность 22—25 м.

Мощность отдельных пластов конгломерата доходит до 4 м. По этому конгломерату и проводится граница нижнего и верхнего отдела джезказганской свиты.

18. Перемежающиеся пропластки красного глинистого сланца, красных и серых песчаников и конгломератов со сланцевой галькой. Мощность отдельных пропластков не более 1—2 см. Мощность 13—15 м.

19. Красный песчано-глинистый сланец. Мощность 16—18 м.

20. Серый среднезернистый известковистый песчаник. Мощность 8—10 м.

21. Красный глинистый сланец, перемежающийся с красным и темно-серым песчаником и конгломератом. Темно-серые песчаники местами содержат медную руду. Мощность 10 м.

22. Серый мелкозернистый песчаник, с пропластками конгломерата, содержащего гальку кремнистых пород. Этот горизонт местами несет оруденение. Мощность 12—15 м.

23. Красный глинистый сланец. Мощность 12 м.

24. Серый средне- и мелкозернистый песчаник, иногда слабооруденелый. Мощность 7 м.

Слои 17—24 принадлежат широко известному раймундовскому горизонту. Мощность этого горизонта определяется от 70 до 300 м.

25. Красный песчано-глинистый сланец. Мощность 13—15 м.

26. Серый мелко- и среднезернистый известковистый и яснослоистый песчаник, в центральных частях включающий прослои красного тонкозернистого песчаника. Этот горизонт является наиболее важным по рудоносности. К нему приурочено оруденение ряда промышленных залежей. Мощность 30 м.

27. Красный песчано-глинистый сланец, местами с мелкой перемежаемостью тонкозернистого песчаника. Мощность 27 м.

28. Серый песчаник, вверху тонкозернистый, постепенно переходящий к низам в среднезернистый, с редкими плоскими гальками глинистого сланца. В верхней и нижней частях обычны мелкие прослои красного глинистого сланца и конгломератов со сланцевой галькой. К этому горизонту приурочено оруденение. Мощность 21—23 м.

29. Красный песчано-глинистый сланец. Мощность 28 м.

30. Серый мелкозернистый песчаник с гальками зеленого сланца, местами придающих породам облик конгломерата. В средней части песчаник местами тонкозернистый. В кровле слоя в горных выработках встречены отпечатки каламитов. К этому слою приурочено оруденение. Мощность 20—22 м.

31. Красные мелкозернистые песчаники, перемежающиеся с красными глинистыми сланцами. Мощность 19—20 м.

32. Серые мелко- и тонкозернистые песчаники, в нижних частях имеющие прослои конгломератов, мощностью не более 0,8 м. К этому слою также приурочено оруденение. Мощность 24—25 м.

Интервал разреза джезказганской свиты, объединяющий слои 25—32, известен под названием крестовского горизонта. Его мощность достигает 330 м, но местами уменьшается до 100 м.

33. Красные песчано-глинистые сланцы. Мощность 30 м.

34. Серые тонко- и мелкозернистые песчаники, местами оруденелые. Мощность 12—15 м.

35. Красные песчано-глинистые сланцы. Мощность 20 м.

36. Красновато-серые тонкозернистые песчаники, по простиранию переходящие в серовато-красные или красные песчаники. Мощность 15 м.

Эта самая верхняя часть джезказганской свиты (слои 33—36) образует петровский рудоносный горизонт. Такое строение джезказганская свита сохраняет только в рудных полях Джезказгана.

При дальнейших исследованиях (Наркелюн, 1962 и др.) было дано более дробное погоризонтное расчленение джезказганской свиты, которым в настоящее время пользуются многие геологи. При таком

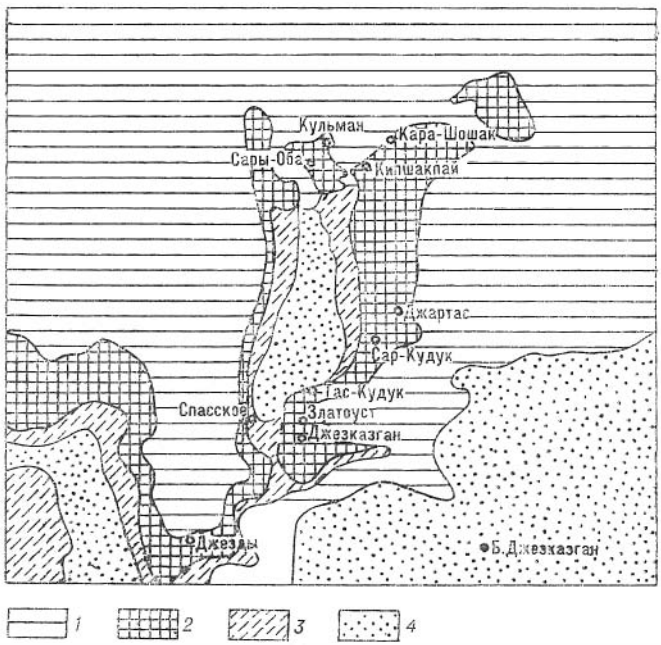


Рис. 38. Схематическая геологическая карта Джезказганского рудного поля из работы Л. Ф. Наркелюна (1962).

1 — нижнекаменноугольные сероцветные прибрежно-морские отложения; *2* — джезказганская свита; *3* — нижнепермские красноцветы (жиделисайская свита); *4* — нижнепермские морские сероцветы (кенгирская свита)

расчленении слои в горизонты объединялись следующим образом: 1—8 — Таскудук; 9—12 — Златоуст; 13—16 — Покро-8; 17—18 — Нижний Раймунд; 19—24 — Верхний Раймунд; 25—27 — Кресто-6; 28—31 — Покро-5; 32—33 — № 6; 34 — № 7, а 35 и 36 остались без названия.

Фациальные изменения джезказганской свиты наблюдаются уже в Саркудук-Джартасской группе месторождений (рис. 38). Несмотря на то, что здесь разрез остается еще полным и в общих чертах он сравним с разрезами джезказганской группы месторождений, в нем уже выше пятого рудоносного горизонта сероцветные отложения фациально замещаются красноцветными. Если в районе Джезказгана отношение сероцветов к красноцветам составляет 1 : 1,1, то в Саркудукском — 1 : 2,8, а в Джартасском — 1 : 3,2 (Есенов, Бакарасов, Аргенбаев, 1961). Еще более существенны изменения в джезказганской свите на месторождениях Джиландинской группы, расположенной далее на северо-восток (Сатпаев, 1961). Здесь на месторождениях Талдыбулак, Копкудук и

Карашошак выпадает верхняя часть разреза джезказганской свиты, а в нижней резко возрастает количество красноцветных пород, которые постепенно вытесняют сероцветные. Серые песчаники остаются главным образом только в самом нижнем таскудукском и отчасти златоустовском рудоносных горизонтах, а в остальных замещаются красноцветными (Есенов, Бакарасов, Аргенбаев, 1961). Мощность нижнего отдела джезказганской свиты здесь по сравнению с Джезказганом несколько увеличивается; она составляет 750—800 м. Сероцветные породы рудоносных горизонтов, как правило, характеризуются высоким содержанием органического вещества и значительным скоплением тонкорассеянной обуглившейся органики. На восток же от Джезказгана происходит постепенное выклинивание нижнего отдела джезказганской свиты, и, соответственно, медное оруденение здесь несет только ее верхний отдел. Имеются разнообразные сведения о химическом, минералогическом и петрографическом составе пород джезказганской свиты. В работе А. А. Арустамова, Ш. Е. Есенова, Г. Б. Паршина и В. И. Штифанова (1969) приводятся, например, данные химических анализов песчаников, алевролитов и аргиллитов (табл. 24—26). Минералогическая характеристика пород этой свиты дается в сводке П. Т. Тажибаевой (1964). Петрографическому описанию джезказганской свиты посвящены работы Д. Г. Сапожникова (1948), Л. Ф. Наркелюна (1962) и других исследователей.

Аналоги этой свиты сохранились по левобережью нижнего течения р. Сарысу и в причуйских склонах Бет-Пак-Далы, где они представлены красноцветными и сероцветными песчаниками и аргиллитами, включающими подчиненные прослои глинистых известняков и конгломератов типа раймундовских. Здесь эти отложения только изредка несут медную минерализацию и то лишь редкую. Наиболее полон разрез джезказганской свиты в Тесбулакской синклинали, где, по данным Н. С. Зайцева и Н. В. Покровской (1948), выше серых и зеленых песчаников залегают:

1. Темно-коричневые мелкозернистые песчаники. Мощность 150 м.
2. Серовато-фиолетовые плотные песчаники. Мощность 30 м.
3. Красновато-коричневые песчаники, плитчатые. Мощность 70—80 м.
4. Конгломераты среднегалечные; галька хорошо окатана, содержит прослои песчаников. Мощность 50 м.
5. Песчаники вишневого цвета, плитчатые. Мощность 50 м.
6. Песчаники вишнево-красного цвета, косослоистые аркозовые. Мощность 300—350 м.
7. Конгломераты крупногалечные, красного цвета, переслаивающиеся с крупнозернистыми косослоистыми песчаниками вишневого цвета. Мощность 70—80 м.
8. Песчаники вишнево-красные, плитчатые. Мощность 500 м.

Общая мощность разреза, таким образом, составляет 1350 м.

Представляет интерес и разрез, приведенный М. И. Александровой и Б. И. Борсуком (1955) для Кызылтузской синклинали (снизу вверх):

1. Конгломераты бурые, мелкогалечные, с прослоями песчаников. Мощность 71 м.
2. Песчаники красно-бурые, грубозернистые, с редкой галькой. Мощность 2 м.
3. Песчаники красно-бурые, мелкозернистые, тонкослоистые, тонкоплитчатые. Мощность 15 м.
4. Песчаники розовато-бурые, среднезернистые, полимиктовые, толстоплитчатые. Мощность 7 м.
5. Конгломераты бурые, мелкогалечные. Мощность 2 м.

Таблица 24

Химический состав (в %) песчаников джезказганской свиты, по А. А. Арустамову, Ш. Е. Есенову, Г. Б. Паршину и В. И. Штифанову (1969)

Горизонт	Месторождения и участки Джезказганской впадины	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	MnO	P_2O_5	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	SO_3	п. п. п.	H_2O	Сумма
Петровский	Центральная часть	65,00	13,39	3,27	1,66	0,55	0,05	0,11	4,12	1,27	1,65	4,00	0,12	3,98	0,52	99,77
		68,23	11,61	2,12	0,96	0,40	0,11	0,06	4,49	1,29	1,30	4,35	0,05	4,29	0,12	99,46
Крестовский	Центральная часть	60,38	12,62	2,92	0,50	0,44	0,08	0,09	7,96	1,14	1,38	5,03	0,61	6,58	0,30	100,07
		66,00	13,66	2,01	3,37	0,55	0,07	0,08	2,77	2,02	1,82	3,62	0,05	3,37	0,33	99,72
		66,40	11,91	1,91	1,92	0,40	0,09	0,06	3,31	1,24	1,37	4,50	0,09	3,41	0,22	99,92
Раймундовский	Сары-Оба	72,43	11,05	2,91	1,21	0,51	0,10	0,17	1,96	1,73	1,40	3,10	нет	3,61	0,34	100,57
	Центральная часть	68,15	12,31	2,07	2,14	0,35	0,09	0,07	3,76	1,12	1,21	4,90	0,10	3,29	0,27	99,91
Покровский	Сары-Оба	57,48	10,38	2,59	0,84	0,49	0,17	0,11	11,22	1,97	1,20	3,35	нет	10,00	0,10	100,21
		68,97	12,78	3,56	1,60	0,51	0,13	0,11	2,37	1,63	1,85	3,50	нет	3,44	0,16	100,27
	Кишшакпай	68,41	11,14	2,22	1,84	0,31	0,15	0,10	4,38	1,15	1,50	3,85	0,01	4,39	0,08	96,62
	Восточный борт	65,27	8,89	1,71	1,59	0,36	0,21	0,06	7,99	1,54	1,30	3,62	0,05	7,04	0,22	99,90

Златоустовский	Итауз	80,70	10,72	0,87	0,58	0,38	0,05	0,08	0,50	0,88	0,50	4,50	нет	0,58	0,05	100,42
		60,62	15,42	3,68	3,65	0,60	0,11	0,10	1,48	2,57	3,50	2,69	0,06	5,18	0,01	99,70
		73,80	11,13	1,50	4,07	0,30	0,05	0,08	0,62	0,93	0,87	4,50	0,02	0,42	0,11	99,60
	Сары-Оба	67,92	9,38	0,80	0,58	0,30	0,31	0,08	8,96	0,59	1,26	2,95	нет	7,43	0,06	100,18
		62,64	11,00	2,73	1,62	0,30	0,11	0,08	7,27	1,97	1,37	3,80	0,01	6,92	0,03	99,95
		68,26	10,12	2,35	0,77	0,30	0,13	0,08	6,23	1,15	0,96	4,00	0,01	5,62	0,05	100,03
		61,02	12,05	1,72	1,57	0,34	0,16	0,10	6,35	1,64	1,39	3,75	0,01	6,36	0,11	99,56
		78,66	10,38	1,17	0,95	0,30	0,08	0,10	1,60	0,75	0,80	4,50	0,01	1,92	0,08	100,69
	Кинпакпай	71,64	9,58	1,43	1,49	0,20	0,11	0,06	4,87	0,84	0,65	4,35	0,01	4,31	0,01	100,06
	Восточный борт	75,50	11,30	2,70	1,50	0,30	0,03	0,05	1,62	1,20	1,00	0,55	0,06	4,21	0,98	100,93
Таскулукский	Итауз	65,56	10,12	0,57	4,20	0,30	0,18	0,08	6,60	1,33	1,29	3,00	0,12	6,05	0,13	99,53
	Сары-Оба	65,08	12,00	2,12	1,78	0,20	0,23	0,09	6,56	1,08	1,30	3,50	нет	6,35	0,17	100,55
		72,76	11,43	1,25	1,99	0,30	0,09	0,08	2,47	1,24	1,11	4,00	0,13	3,07	0,06	99,98
		63,56	10,91	0,58	1,80	0,30	0,31	0,08	7,98	1,51	1,21	3,77	0,02	7,53	0,12	99,59
	Кинпакпай	66,90	9,46	0,86	3,88	0,32	0,22	0,08	6,35	1,06	0,80	3,50	0,08	5,80	0,10	99,55
	Центральная часть	59,44	10,03	2,28	3,55	0,65	0,31	0,06	10,02	1,03	1,08	3,12	0,05	8,10	0,39	100,07
		62,76	10,35	2,35	3,72	0,75	0,17	0,10	6,89	1,80	1,21	3,50	0,12	5,94	0,43	100,14
Джиландинский	Итауз	67,48	13,17	1,28	3,67	0,58	0,13	0,09	3,14	1,58	1,38	3,12	нет	4,51	0,08	100,27

Таблица 25

Химический состав (в %) алевролитов джезказганской свиты, по А. А. Арустамову, Ш. Е. Есенову, Г. Б. Паршину и В. И. Штифанову (1969)

Горизонт	Месторождения и участки Джезказганской впадины	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	MnO	P_2O_5	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	SO_3	п. п. п.	H_2O	Сумма
Петровский	Восточный борт	64,97	11,54	2,93	1,83	0,55	0,11	0,07	5,85	1,97	1,30	4,00	0,01	5,43	0,32	100,93
		49,12	9,69	2,05	1,76	0,35	0,37	0,09	15,82	1,31	1,00	4,20	0,06	13,35	0,31	99,53
	Центральная часть	61,69	11,33	2,50	2,19	0,47	0,11	0,08	7,41	1,72	1,40	3,87	1,16	5,45	0,57	100,00
		66,47	11,08	2,12	1,69	0,44	0,09	0,08	5,95	1,20	0,91	3,87	0,18	5,06	0,30	99,49
Крестовский	Восточный борт	69,81	9,66	1,83	1,76	0,40	0,15	0,06	5,11	1,54	1,20	3,37	0,08	4,93	0,24	100,19
Раймундовский	Итауз	64,16	16,46	3,40	2,30	0,42	0,09	0,12	1,54	1,90	3,25	3,10	0,01	3,31	0,21	100,27
	Сары-Оба	78,26	9,57	3,48	0,31	0,34	0,03	0,08	0,62	0,89	1,26	2,74	0,01	1,88	0,51	99,98
	Восточный борт	69,22	10,87	3,00	0,71	0,35	0,09	0,02	4,02	1,24	1,25	3,50	1,18	3,06	0,26	100,00
Покровский	Итауз	60,68	16,65	4,12	2,06	0,50	0,22	0,32	1,91	2,97	4,25	2,00	0,02	4,21	0,40	100,31
	Кипшакпай	63,90	14,82	4,25	1,77	0,50	0,11	0,10	2,22	2,52	2,50	3,00	0,01	4,22	0,27	100,19
	Центральная часть	64,24	14,06	3,29	1,44	0,55	0,09	0,08	4,07	1,69	2,07	4,00	0,04	4,24	0,35	100,27
	Итауз	71,99	14,61	2,05	0,78	0,41	0,05	0,07	0,47	1,25	2,30	3,95	нет	1,71	0,15	99,92
	Сары-Оба	62,46	17,22	5,27	0,78	0,81	0,05	0,11	0,56	2,34	3,06	4,25	нет	2,61	0,45	100,01

Златоустовский		68,82	14,85	0,44	0,04	0,46	0,03	0,10	0,55	1,59	2,10	3,61	0,01	2,71	1,14	100,46
		63,52	16,59	5,62	0,46	0,60	0,04	0,11	0,62	1,95	3,67	2,25	0,01	3,39	1,60	100,42
	Кипшакпай	62,14	15,35	3,74	2,39	0,50	0,10	0,12	2,90	2,13	2,19	4,00	0,03	4,14	0,15	99,88
	Карашошак	75,30	8,62	1,38	3,56	0,20	0,09	0,06	1,97	1,06	0,84	3,37	1,00	2,02	0,04	99,51
		64,10	14,95	4,26	1,69	0,50	0,10	0,10	2,10	2,39	2,62	3,37	0,04	4,03	0,30	100,55
	Восточный борт	75,19	10,47	1,54	2,02	0,35	0,06	0,06	1,72	0,75	0,91	4,50	0,02	1,91	0,30	99,85
	Центральная часть	62,87	13,08	1,11	2,69	0,43	0,13	0,07	6,94	1,24	1,63	4,00	0,03	5,49	0,50	100,19
		65,18	13,82	2,52	3,00	0,53	0,09	0,07	3,26	1,65	1,77	4,30	0,02	3,45	0,45	100,16
		63,00	14,40	1,35	4,85	0,65	0,07	0,09	3,50	1,87	2,03	3,65	0,04	3,82	0,65	100,02
Таскудукский	Итауз	71,92	13,78	1,13	2,82	0,50	0,04	0,10	0,37	1,42	1,56	4,22	0,01	1,81	0,44	100,12
		66,60	16,34	1,13	4,13	0,70	0,05	0,12	0,72	1,89	2,35	3,35	нет	2,95	0,12	100,47
	Сары-Оба	68,40	9,88	1,37	1,44	0,49	0,26	0,08	6,33	0,88	0,87	3,45	нет	5,96	0,15	99,52
		68,96	12,68	1,47	3,82	0,70	0,10	0,11	2,01	1,73	1,15	3,50	нет	3,05	0,20	99,92
		61,38	16,59	1,18	5,34	0,60	0,10	0,12	1,42	2,92	2,85	2,55	0,01	4,41	0,44	99,90
	Кипшакпай	64,76	14,95	1,87	4,23	0,50	0,09	0,10	1,73	2,13	2,12	3,50	0,03	3,57	0,22	99,80
Джиландинский	Итауз	63,42	15,87	0,99	4,63	0,50	0,09	0,12	1,79	2,21	2,50	2,90	0,02	4,16	0,45	99,65

Таблица 26

Химический состав (в %) аргиллитов джезказганской свиты, по А. А. Арустамову, Ш. Е. Есенову, Г. Б. Паршину и В. И. Штифанову (1969)

Горизонт	Месторождения и участки Джезказганской впадины	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	MgO	P_2O_5	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	S○	п. п. п.	H_2O	Сумма
Раймундозский	Итауз	64,46	14,76	3,79	2,29	0,06	0,11	0,12	3,45	2,39	3,00	3,00	0,01	4,94	0,17	100,06
		58,00	17,37	4,72	2,55	0,60	0,10	0,12	1,73	3,23	4,00	1,85	0,01	4,86	0,44	99,57
		62,10	15,15	4,66	3,40	0,60	0,11	0,12	2,28	2,61	2,75	2,60	0,01	4,02	0,18	100,59
	Сары-Оба	62,00	14,80	4,18	1,20	0,54	0,27	0,12	3,57	2,66	2,79	1,92	0,01	5,91	0,75	100,72
Покровский	Сары-Оба	64,96	14,69	3,72	1,53	0,50	0,11	0,12	2,40	2,66	2,50	3,00	0,01	4,18	0,36	100,34
		55,64	15,26	4,63	0,81	0,70	0,18	0,17	6,17	2,66	3,50	1,80	нет	7,83	0,15	99,70
		62,44	15,89	5,00	0,78	0,76	0,10	0,18	2,63	2,13	3,05	3,05	„	4,27	0,40	100,69
	Кишшакский	50,38	11,72	3,61	1,87	0,46	0,22	0,10	12,21	2,26	2,30	2,50	0,01	11,79	0,04	99,47
		68,08	12,30	3,08	2,66	0,36	0,11	0,08	2,65	1,86	1,71	3,50	0,01	3,46	0,17	100,02
	Карашошак	65,50	13,79	1,57	2,66	0,50	0,11	0,10	3,20	2,39	2,10	3,00	0,04	4,87	0,37	100,18
		68,12	13,91	4,10	1,35	0,50	0,09	0,12	1,48	1,20	1,80	3,77	0,03	3,03	0,69	100,19
Златоустовский	Итауз	62,48	18,53	4,57	0,50	0,65	0,05	0,17	0,72	2,01	3,90	3,50	нет	3,04	0,53	100,69
		53,96	17,11	4,45	1,84	0,60	0,10	0,12	5,05	2,35	4,50	2,69	0,01	6,57	0,61	99,96
		60,34	15,87	4,17	1,67	0,50	0,09	0,20	2,59	2,97	4,50	2,06	0,02	4,80	0,46	100,24
	Сары-Оба	64,44	17,29	1,63	3,48	0,70	0,07	0,20	0,56	2,54	2,40	4,15	нет	2,70	0,30	100,48
		62,00	18,73	1,69	3,67	0,76	0,07	0,16	0,56	2,38	3,04	2,30	„	3,66	0,57	100,60
		63,42	15,08	3,79	1,47	0,50	0,10	0,14	2,40	1,90	3,06	3,09	0,02	4,05	0,48	99,50

	Кипшакпай	64,98	14,63	4,93	1,72	0,10	0,07	0,18	1,29	2,44	3,60	2,25	0,01	3,54	0,30	100,34
	Карашошак	58,70	13,95	3,79	2,03	0,44	0,17	0,10	6,16	1,82	2,39	3,50	0,02	6,73	0,21	100,05
Таскудукский	Итауз	62,18	16,72	1,79	3,43	0,60	0,07	0,13	1,36	2,61	3,14	3,20	0,04	3,57	0,57	99,41
		55,86	13,13	1,00	4,14	0,50	0,17	0,10	8,08	2,66	2,75	1,50	0,01	9,12	0,59	99,61
		64,06	14,73	2,79	3,40	0,44	0,10	0,10	2,40	1,95	2,30	3,65	0,01	3,61	0,07	99,67
	Сары-Оба	60,32	17,52	1,58	3,85	0,76	0,10	0,11	2,30	2,50	3,75	1,90	нет	5,19	0,55	100,46
		56,36	18,61	3,64	2,48	0,70	0,09	0,18	3,33	2,04	4,00	3,50	0,04	5,05	0,52	100,54
		67,66	15,93	1,01	1,96	0,70	0,07	0,12	2,07	1,69	2,45	3,55	нет	3,41	0,11	100,77
		59,90	16,54	2,44	3,38	0,70	0,10	0,18	3,59	2,34	3,45	2,25	нет	5,75	0,33	100,96
		58,36	16,52	1,82	3,11	0,68	0,26	0,20	5,10	2,09	2,85	2,55	,,	7,15	0,17	100,99
		58,14	16,85	5,45	1,42	0,60	0,11	0,18	3,02	2,79	4,25	1,33	0,01	5,45	0,59	100,83
		57,26	18,42	2,33	3,58	0,80	0,10	0,20	2,16	2,61	3,80	2,58	0,06	5,08	0,72	99,70
		62,40	16,33	1,85	3,77	0,60	0,10	0,12	1,91	2,44	3,95	2,50	0,02	4,45	0,51	100,25
	Кипшакпай	60,44	16,33	2,00	4,19	0,60	0,09	0,16	2,53	2,57	3,50	2,34	0,03	3,15	0,25	100,16
		64,02	10,12	0,91	5,34	0,30	0,22	0,08	6,72	1,42	0,91	3,50	0,16	5,75	0,04	99,49
		58,92	17,24	2,75	3,68	0,60	0,90	0,18	2,28	2,30	3,40	2,50	0,03	4,96	0,51	99,44
Джиландинский	Итауз	62,48	16,30	2,00	3,78	0,76	0,10	0,16	2,97	1,53	2,85	2,80	нет	4,59	0,42	100,77
		64,00	15,39	0,92	5,09	0,44	0,10	0,12	2,16	2,04	2,30	2,80	0,07	4,18	0,27	99,57
		61,58	17,41	1,07	4,23	0,54	0,10	0,12	1,97	2,26	3,25	2,32	0,39	4,98	0,40	100,62
	Сары-Оба	61,46	15,59	1,14	4,41	0,54	0,12	0,12	3,02	2,52	2,50	2,56	0,02	2,54	0,28	99,82

6. Песчаники розовато-бурые, среднезернистые, неправильнослоистые. Мощность 14 м.

7. Конгломераты красно-бурые, мелкогалечные. Мощность 5 м.

8. Песчаники розовато-бурые, среднезернистые, плитчатые. Мощность 10 м.

9. Аргиллиты кирпично-красные, неравномерно окрашенные, с песчанистыми и глинистыми окатышами. Мощность 13 м.

10. Переслаивание песчаников розоватых, красно-бурых и вишнево-красных, средне- и мелкозернистых, горизонтально- и косослоистых, с линзами мелкогалечных конгломератов. Мощность 755 м.

11. Песчаники темные, сургучно-красные, тонкозернистые, с хорошо выраженной тонкой косой слоистостью, тонкоплитчатые. Мощность 53 м.

12. Песчаники розовато-бурые, мелкозернистые. Мощность 36 м.

13. Песчаники темные, вишнево-бурые, тонкоплитчатые. Мощность 37 м.

14. Песчаники красно-бурые, с прослоями мелкогалечных конгломератов. Мощность 55 м.

15. Песчаники вишнево-красные, мелко- и среднезернистые, тонкоплитчатые, с отдельными горизонтами розовых мелко- и среднезернистых песчаников. Мощность 213 м.

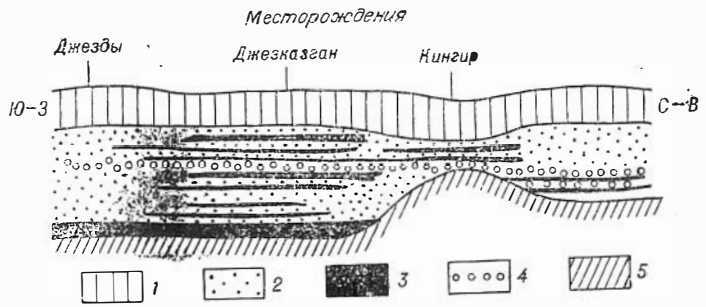


Рис. 39. Схема строения джезказганской свиты, по Д. Г. Сапожникову (1948).

1 — красноцветные отложения жиделисайской свиты. Породы джезказганской свиты: *2* — красные песчаники и аргиллиты; *3* — зеленые песчаники и аргиллиты; *4* — конгломераты; *5* — карбонатные и терригенно-карбонатные породы нижнего карбона.

Общая мощность джезказганской свиты здесь достигает 1500 м. По данным М. И. Александровой и Б. И. Борсука (1955), среди песчаников могут быть указаны полимиктовые, аркозовые и кварцевые. Приведенные разрезы представляют собой уже переходные фации от меденосной джезказганской свиты к красноцветным отложениям, лишенным сероцветных прослоев.

В Джезказганской впадине меденосные красноцветные толщи повсеместно подстилаются морскими и прибрежно-морскими отложениями намюрского яруса. Что касается перекрывающих их пород, то в южной части впадины они состоят из красноцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов нижнепермской, а возможно, и верхнекарбоновой жиделисайской свиты. В отличие от красноцветных пород джезказганской свиты жиделисайские красноцветы включают прослои каменных солей и ангидритов и, следовательно, представляют эвапоритовый тип красноцветных отложений. В северной части впадины породами джезказганской

свиты завершается разрез и, таким образом, отсутствуют перекрывающие отложения.

Красноцветные меденосные толщи аналогичного возраста широко развиты и в Тенизской впадине, где они выделяются в качестве владимирской свиты, которая, по представлениям Д. Г. Сапожникова (1948), примерно соответствует по возрасту джезказганской свите. Между тем Ю. А. Зайцев и Ю. Ф. Кабанов (1966) несколько расширяют объем этой свиты, включая в нее и интервал, приходящийся в Джезказганской впадине на жиделисайскую свиту. Наилучшие разрезы владимирской свиты могут быть указаны в бассейне рр. Уш-Кара-Су, Джаксы-Кайракты и Чавдарты, а также в районе Владимирского рудника и у оз. Тениз. Почти повсеместно в низах этой свиты залегает пачка зеленовато-серых песчаников, аналогичных таскудукскому горизонту. Выше развита однообразная толща красноцветных пород, представленная чередованием песчаников, аргиллитов и песчанистых аргиллитов. В средней части разреза владимирской свиты известны пласты конгломератов, соответствующие по положению и составу раймундовскому горизонту. Конгломераты в восточной и северо-восточной частях Тенизской впадины достигают сравнительно большой мощности и приобретают значение самостоятельной свиты. В северной и западной частях впадины эти конгломераты, как правило, отсутствуют и только в ограниченных районах представлены маломощными пластами (Сапожников, 1948). Медные руды и здесь приурочены исключительно к сероцветным и зеленоцветным терригенным породам (рис. 39).

Определение формационного типа

Для рассмотренных разрезов типичны наборы терригенных красноцветных, зелено- и сероцветных пород, среди которых имеются разнообразные песчаники, алевролиты, аргиллиты и отчасти конгломераты. Особое место в этих разрезах занимают породы серой и зеленовато-серой окраски, к которым обычно приурочены прослои и включения медных руд. Именно эти меденосные породы и определяют специфику данного типа красноцветных отложений и позволяют обособлять их в меденосные красноцветные формации.

Вертикальные границы меденосной формации устанавливаются достаточно отчетливо (Дружинин, 1966; Зайцев, Кабанов, 1966; Кабанов, 1962). Нижняя граница формации отвечает смене сероцветных карбонатных и карбонатно-терригенных образований морского происхождения существенно красноцветными терригенными толщами. Лишь местами наблюдается разделяющий эти отложения перерыв. Постепенный переход прослеживается на большей части области распространения пород джезказганской формации. Исключение составляет только среднее течение р. Ишим и район оз. Кипшак, где меденосная красноцветная формация подстилается угленосными толщами. Верхняя граница формации определяется сменой красноцветных меденосных толщ красноцветными терригенно-эвапоритовыми отложениями жиделисайской свиты, которые Ю. А. Зайцев и Ю. Ф. Кабанов (1966) выделяют в красноцветную соленосную формацию.

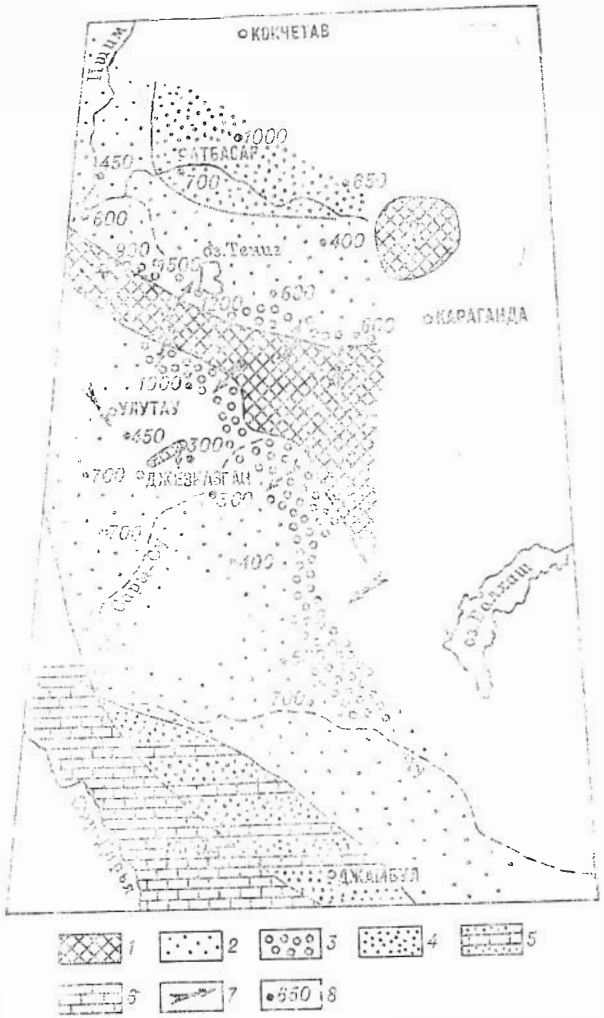


Рис. 40. Схема распределения разрезов различного типа и мощности владимирской и джезказганской свит, по Ю. А. Зайцеву и Ю. Ф. Кабанову (1966), с сокращениями.

1 — области поднятий, суша; *2* — красноцветные песчаники и подчиненные им конгломераты; *3* — красноцветные конгломераты; *4* — пестроцветные песчаники, алевролиты; *5* — красноцветные песчаники с редкими известняками; *6* — известняки, доломиты; *7* — направление сноса обломочного материала; *8* — мощность.

Латеральные границы меденосной формации также весьма четкие. В северном и восточном направлениях эта формация сменяется сероцветными карбонатными толщами.

В западном и юго-западном направлении в районе джездинской группы месторождений (Шиликудук, Басентин, Адылбен) наблюдается резкое изменение джезказганской свиты. В этих разрезах сероцветные породы остаются вначале в самом нижнем таскудукском рудоносном горизонте, а затем исчезают и из него, и весь разрез джезказганской свиты постепенно замещается красноцветными отложениями.

В целом джезказганская меденосная красноцветная формация представляет собой два крупных разобщенных линзообразных тела (рис. 40), выполняющих Джезказганскую и Тенизскую впадины и имеющих следующие размеры: Джезказганская впадина — ширина 150 км, длина 100 км, наибольшая мощность меденосной формации 800 м; Тенизская впадина — ширина 250—300 км, длина 300 км, мощность 1200 м.

Фациальные сочетания и фациальные ряды

Джезказганская меденосная красноцветная формация включает фациальные сочетания, образовавшиеся в континентальных, лагунно-дельтовых и отчасти в прибрежно-морских условиях (Дружинин, 1963$_{1,2}$; Шутов, Дружинин, 1963; Наркелюн, 1962; Попов, 1956; Сапожников, 1948 и др.).

Фациальные сочетания континентальных осадков наиболее полно представлены в разрезах следующих горизонтов формации: Покро-8, Нижний Раймунд, Верхний Раймунд, Кресто-6 и Покро-5 и частично в 6 и 7-м горизонтах (рис. 41). Среди этих фациальных сочетаний выделяется несколько наборов пород.

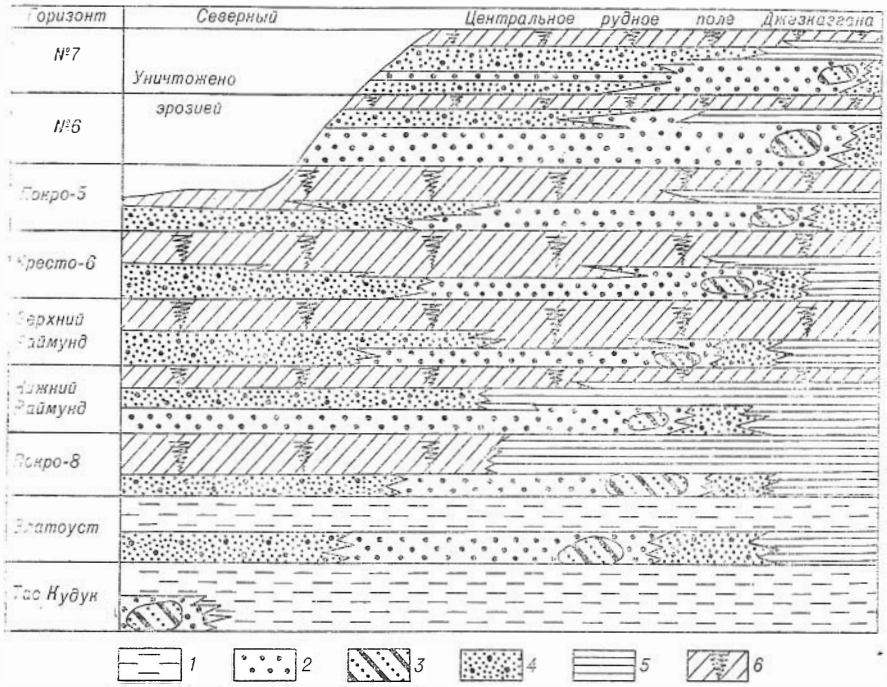


Рис. 41. Схематический фациальный профиль джезказганской свиты с указанием положения зон медного оруденения (по меридиональному профилю впадины), по В. Д. Шутову и И. П. Дружинину (1963).

Фации: *1* — морской группы; *2* — подводной дельты; *3* — подводной дельты с медным оруденением; *4* — пересыпей и кос; *5* — заливно-лагунного комплекса; *6* — континентальной группы.

Широко распространены наборы, объединяющие аргиллиты, алевролиты и песчаники разнообразной зернистости; песчаники весьма неоднородны по сортированности обломочного материала. Цвет пород преимущественно ярко-красный или красновато-бурый. Серая и зеленовато-серая окраска главным образом у песчаников. Текстура большинства пород комковатая; слоистые породы считаются типичными для ископаемых такыров. Обычны обильные трещины усыхания и многочисленные карбонатные конкреции. Среди этих наборов местами встречаются прослои розового гипса, достигающие 2 м мощности. По представлениям И. П. Дружинина ($1963_{1,2}$), данный набор пород отвечает отложениям, которые накапливались на обширных приморских аллювиальных равнинах.

Другие наборы фациальных сочетаний континентальных осадков представлены несортированной дресвой и щебнем известняков и нижележащих красноцветов. Они образуют сравнительно крупные линзообразные тела мощностью до 1,5 м и протяжением около 15—20 м. В основании этих линз, как правило, наблюдаются размывы. Такие породы образовались в результате действия селевых выносов. Дружинин (1963_1) отмечает их в 7-м горизонте джезказганской меденосной формации.

Среди фациальных сочетаний континентальных пород выделяются и такие наборы, которые есть почти во всех горизонтах формации. Они состоят из мелко- и среднезернистых серых и бурых косослоистых песчаников с очень редкими прослоями конгломератов. По Дружинину, такие породы соответствуют осадкам внешних поясов дельт, накапливающимся на косах и пересыпях.

Фациальные сочетания континентальных пород на всей площади распространения красноцветной формации обладают устойчивым составом. Только в нижней части ее разреза эти преимущественно красноцветные отложения замещаются сероцветно- и зеленоцветными лагунно-дельтовыми образованиями. Такое замещение особенно отчетливо прослеживается в направлении от северных районов распространения формации к центральным и южным (см. рис. 41).

Фациальные сочетания лагунно-дельтовых пород включают наборы пород, которые прослеживаются по всему разрезу меденосной формации, но сосредоточены в златоустовском и раймундовских горизонтах. Такие фациальные сочетания представлены преимущественно серыми и зелеными, реже бурыми средне- и крупнозернистыми песчаниками или косослоистыми конгломератами, с которыми связаны медные руды формации. Предполагается, что все эти породы образовались из осадков, накопившихся в дельтовой обстановке, главным образом в подводной части дельт.

Наряду с наборами пород, отвечающими условиям накопления осадков в дельтах рек, в Центральном рудном поле Джезказгана имеются и другие наборы, состоящие из ритмичного чередования серых мелкозернистых песчаников и различных оттенков красно-бурых алевролитов и аргиллитов. Среди этих пород нередки маломощные (2—2,5 см) прослои гипса. Осадки, из которых образовались такие породы, накапливались в лагунах. Лагунно-дельтовые фациальные сочетания включают, кроме того, наборы пород, в строении которых принимают участие серые, темно-серые и серо-бурые мелкозернистые песчаники и алевролиты с горизонтальной слоистостью. Их появление, как считает Дружинин, указывает на процессы седиментации в приморских озерах.

Фациальные сочетания пород прибрежно-морского происхождения сосредоточены в низах разреза меденосной формации в основании таскудукского горизонта. Им соответствует пачка хорошо отсортированных мелкозернистых серо-зеленых песчаников, алевролитов и аргиллитов, чередующихся с тонкими прослоями известняков; обычны также конгломераты, а в верхней части разреза постоянно присутствует горизонт кремней.

Таким образом, в строении перечисленных фациальных сочетаний меденосной красноцветной формации принимает участие серия переслаивающихся красноцветных и сероцветных пород. Л. Ф. Наркелюн (1962) отмечает существенные литологические различия этих пород (табл. 27) и выделяет среди них красноцветные аргиллиты, алевролиты и мелкозернистые песчаники, а также сероцветные песчаники и конгломераты, реже алевролиты и аргиллиты. Красноцветные породы, по данным Наркелюна, имеют полимиктовый состав и содержат обломки полевых шпатов, кварца, яшм и слюды. Для них характерна горизонтальная и косая слоистость и присутствие карбонатных конкреций. Наркелюн приводит следующие описания главных типов красноцветных пород.

Аргиллиты преимущественно красновато-бурые, реже вишневые и малиновые, плотные, с раковистым изломом. Они встречаются в виде пластов, линз и тонких прослоев. На поверхностях напластования наблюдаются трещины усыхания, знаки ряби и следы ползания наземных

Таблица 27

Главные литологические признаки красноцветных и сероцветных пород джезказганской свиты Джезказганского месторождения, по Л. Ф. Наркелюну (1962)

Признак	Красноцветные породы	Сероцветные породы
Окраска	Красновато-бурая, вишнево-красная, розовато-красная	Серая, светло-серая, зеленовато-серая
Зернистость	Тонкозернистые породы: алевролиты, аргиллиты, реже мелкозернистые песчаники, очень редко среднезернистые песчаники в виде пятен и небольших линз*	Среднезернистые, реже крупнозернистые и мелкозернистые песчаники, значительно реже — крупнозернистые алевролиты
Внутриформационные и межформационные (раймундовские) конгломераты	Конгломераты, как правило, отсутствуют	Внутриформационные конгломераты имеются почти во всех горизонтах сероцветных пород, раймундовские конгломераты — в сероцветных рудоносных горизонтах
Размывы	Верхний контакт со следами размывов, местами глубокие размывы руслообразной формы	Размывы пород не наблюдались
Оруденение	Оруденение отсутствует	Породы содержат промышленное оруденение

* За пределами центрального рудного поля месторождения красноцветные породы часто бывают представлены среднезернистыми песчаниками.

позвоночных. Под микроскопом обнаруживается, что основная глинистая масса аргиллитов, окраска которой обусловлена гидроокисями железа, включает криптокристаллическое кремнистое вещество, мелкочешуйчатый серицит и мелкие зерна кварца и плагиоклаза.

Алевролиты широко распространены среди красноцветных пород. Они слагают хорошо выдержанные пласты, небольшой мощности пропластки и линзы. Цвет их меняется от красновато-бурого до вишнево-красного. Текстуры пород неслоистые или неясно-слоистые, горизонтальные и косослоистые. Алевролиты состоят из обломков кварца и полевых шпатов, сцементированных глинистой массой, содержащей примесь карбонатного материала и значительное количество гидроокисей железа.

Песчаники красно-бурые и бурые, преимущественно средне- и мелкозернистые. Среди обломков содержатся кварц и полевые шпаты, метаморфические и эффузивные породы. Цемент песчаников глинисто-железистый, глинисто-карбонатно-железистый, частично с вторичным кварцем. Встречаются сильно известковистые бурые и серовато-бурые среднезернистые песчаники.

Сероцветные породы представлены главным образом среднезернистыми, в большинстве случаев косослоистыми оруденелыми песчаниками. Мелко- и крупнозернистые песчаники, так же как алевролиты, аргиллиты, конгломераты и кремни, имеют ограниченное распространение. Все песчаники преимущественно полимиктовые, но среди обломков преобладают полевые шпаты и кварц, наряду с которыми присутствуют кремнистые и эффузивные породы, глинистые сланцы, песчанистые из-

вестняки и туфы. Цемент песчаников карбонатный, кварцевый, рудный, глинисто-кварцевый, серицито-хлоритовый, очень редко баритовый. В большинстве случаев цемент относится к типу выполнения пор и обнаруживает первичное и вторичное происхождение. Сингенетичный цемент глинистый или тонкозернистый карбонатный. Вторичный цемент представлен крупнокристаллическим кальцитом, кварцем, баритом, рудными минералами и серицитом.

Внутриформационные конгломераты состоят из плохо окатанных галек красноцветных алевролитов и аргиллитов, заключенных в серой или буровато-серой песчанистой массе. Такие конгломераты образуют не выдержанные по мощности прослои и линзы среди сероцветных пород. Нередко в их цементе сосредоточивается медное и свинцовое оруденение. Что касается так называемых раймундовских конгломератов, то в отличие от внутриформационных они обычно устойчиво сохраняют мощность, содержат хорошо окатанную и разнообразную по составу гальку. В гальках встречаются различные эффузивные породы и их туфы, кварциты, известняки и кремни. Гальки располагаются среди серой массы полимиктового песчаника. Алевролиты, залегающие среди сероцветных пород, отличаются зеленовато-серой и буровато-серой окраской; по составу они аналогичны красноцветным алевролитам, нередко содержат медное оруденение.

Аргиллиты сероцветных пачек окрашены в зеленовато-серые и черные тона; они представлены тонкозернистой глинисто-карбонатной массой, включающей мелкие зерна кварца, чешуйки серицита и хлорита. Морфология рудных тел джезказганской меденосной красноцветной формации определяется пластовой формой серых песчаников, вмещающих руды. Л. Ф. Наркелюн (1962) выделяет такие формы рудных тел: плащеобразные, пластообразные вытянутые, ленточные, линзовидные и мелкие изометрические. В пределах отдельных залежей в разрезе (снизу вверх) устанавливается следующая последовательность минералов: халькозин — борнит — халькопирит — пирит. Форма нахождения минералов медных руд свидетельствует об их возникновении в стадию диагенеза (Страхов, 1962_3). Осадочное происхождение руд доказывается Д. Г. Сапожниковым (1948), В. М. Поповым (1956), Л. Ф. Наркелюном (1962), И. П. Дружининым (1966) и др. Однако некоторые исследователи упорно настаивают на гидротермальном генезисе руд Джезказганского месторождения (Сатпаев, 1935, 1961; Тажибаева, 1964 и др.).

Другие примеры меденосных красноцветных формаций

Наиболее древние медистые песчаники имеются в Олекмо-Витимской горной стране среди нижнепротерозойских пестроцветных отложений удоканской серии, в значительной степени утративших первоначальную пеструю окраску в результате процессов метаморфизма. Метаморфизованные карбонатно-терригенные породы удоканской серии включают горизонты медистых песчаников и алевролитов (Богданов, Кочин и др., 1966).

Строение и состав меденосных отложений удоканской серии можно показать на примере Намингинского района Кодаро-Удоканской структурно-фациальной зоны. Здесь эти отложения наблюдаются в различных частях стратиграфического разреза удоканской серии. Наиболее типичные черты меденосных толщ выявлены при изучении Удоканского медного месторождения. Его меденосная толща прослежена на протяжении около 25 км среди слабометаморфизованных пород сакуканской

свиты. Все рудные тела меденосной толщи Удоканского месторождения сосредоточены в верхней части разреза этой свиты. Меденосная толща сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломерато-брекчиями и песчанистыми известняками; мощность их колеблется от 0 до 330 м. В разрезе толщи преобладают кварцевые, полевошпатово-кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники. Цемент песчаников меняется от серицито-кварцевого до карбонатного. Встречаются, кроме того, кварцитовидные песчаники, постоянно рудовмещающие. Они имеют вид сливной породы и обнаруживают косую слоистость. Часто цементом таких песчаников являются халькозин и борнит. Алевролиты в меденосной толще образуют слои мощностью от 0,2 до 1 м. Они состоят из зерен полевого шпата и кварца с серицитом, кальцитом, эпидотом, мусковитом, хлоритом и биотитом. Аргиллиты сложены кварцем и серицитом с примесью биотита, хлорита, эпидота и кальцита. Эти породы образуют обособленные прослои мощностью от 0,1 до 1 м. Что касается конгломерато-брекчий, то они отличаются от песчаников только тем, что в них содержатся угловатые обломки аргиллитов и алевролитов, реже алевритистых и мелкозернистых песчаников. Песчанистые известняки, сложенные преимущественно кристаллами кальцита, содержат примесь песчаного материала.

Все перечисленные породы меденосной толщи Ю. В. Богданов и Г. Б. Кочин объединяют в три естественных фациальных парагенеза: мелководноприбрежно-морской, подводнодельтовый и наземнодельтовый. В целом меденосная толща характеризуется неравномерным распределением руд, зависящим от литолого-фациальных особенностей пород. Рудные тела в плане имеют вид лент, а в поперечном сечении они линзовидны. Крупные залежи руд располагаются вдоль побережий древнего бассейна, а мелкие — в небольших руслах. Наиболее распространенными рудными минералами являются халькозин, борнит, халькопирит. Богданов, Кочин и др. (1966) приводят данные, подтверждающие осадочное происхождение медных руд. По их данным, медь накапливалась в дельтовой акватории, куда она в виде взвеси приносилась реками совместно с терригенным материалом. Открытое море отделялось от области меденакопления приустьевыми барами. Сингенетические накопления меди в стадию диагенеза и эпигенеза перераспределялись, вследствие чего происходила концентрация металлов.

На юго-западе Сибирской платформы красноцветные медистые песчаники распространены среди рифейских отложений карагас-оселочного комплекса (Стаников, 1969). Медное оруденение сосредоточено здесь в зеленых, серых и темно-серых песчаниках, алевролитах и аргиллитах, образующих прослои среди красноцветных терригенных пород айсинской подсвиты оселочной свиты.

На более высоких стратиграфических уровнях медистые песчаники наблюдаются в верхнем кембрии Сибирской платформы. К ним относятся издавна известные ленские медистые песчаники (Обручев, 1892; Яговкин, 1934; Одинцов, 1948), приуроченные к верхней части разреза верхнего кембрия. Ранее они включались в состав нижней части разреза усть-кутского яруса нижнего ордовика, потом описывались в составе верхоленской свиты, а в настоящее время эту часть разреза выделяют под названием хандинской или илгинской свиты.

Медное оруденение в отложениях этой свиты отмечается по р. Лене на участке сс. Жигалово — Витимск. Разрез хандинской свиты представлен чередованием красноцветных и сероцветных песчаников, алевролитов, аргиллитов, мергелей и реже известняков и конгломератов. Общая мощность разреза 80—100 м. По данным И. С. Яговкина (1934), рудо-

носные горизонты располагаются на двух стратиграфических уровнях разреза. Первый из них устанавливается в самых низах свиты и представлен красновато-бурыми и зеленовато-серыми известковистыми песчаниками и мергелями, содержащими прослои темно- и светло-серых песчаников и известняков. Медное оруденение в этом горизонте сосредоточено преимущественно в зеленовато-серых песчаниках. Наиболее типичным его представителем является рудопроявление «Рудная гора» в районе д. Шамаково. Здесь рудный пласт, достигающий 80 см мощности, залегает в пачке красновато-бурых и розовато-серых известково-глинистых песчаников и сложен чередованием темно-серых песчаников, известняков и изредка конгломератов, которые пропитаны медной зеленью в виде тонких выклинивающихся прослоев, включений и примазок.

Второй горизонт размещается в средней части разреза хандинской свиты, в строении которой принимают участие зеленовато-серые и серые известковистые песчаники, мергели и конгломераты, включающие редкие прослои красновато-бурых песчаников и мергелей. В этом горизонте оруденелые пласты, как правило, имеют мощность не менее 1 м, но могут достигать 3 м и более. В отличие от первого горизонта оруденение здесь, как правило, более убогое и неравномерное. В качестве примера можно указать рудопроявление в районе д. Сухово. Рудный пласт, заключенный в толще серых, зеленовато-серых и красновато-бурых известковистых песчаников, состоит из переслаивающихся светло-серых мергелей, известковистых песчаников и конгломератов общей мощностью около 2 м.

Медное оруденение в отложениях хандинской свиты относят к сингенетическому осадочному типу. Считается, что благоприятные условия для накопления меди создавались при образовании сероцветных прослоев в мелководных заливах и застойных лагунах с сероводородным заражением.

На этом же стратиграфическом уровне меденосные красноцветные отложения встречаются в районах нижнего Приангарья (Скляров, 1966). Здесь медь в виде вкрапленности и примазок малахита приурочена к верхней подсвите эвенкийской (верхоленской) свиты, в строении которой принимают участие красноцветные и сероцветные терригенные и карбонатные породы. Медь сосредоточена в основании разреза верхней подсвиты. Эта часть разреза известна под названием бедобинского меденосного горизонта, сложенного карбонатно-терригенными породами, включающими пласт известняков мощностью 2 м, в котором содержится медь.

Красноцветные медистые песчаники верхнего кембрия Сибирской платформы также могут быть выделены в качестве самостоятельной меденосной красноцветной формации. Примечательно, что здесь эта формация повсеместно сменяет подстилающую ее эвапоритовую красноцветную формацию, а перекрывается пестроцветной терригенно-карбонатной формацией.

Следующий стратиграфический уровень, в пределах которого широко распространены красноцветные медистые песчаники, отвечает девону. Девонские медистые песчаники известны в Минусинском прогибе (Домарев, 1932; Шаманский, 1938), Центральном Казахстане (Сапожников, 1948) и на Русской платформе (Лурье, 1965). Типичный пример таких песчаников — однообразные толщи красноцветных пород нижнего девона Приднестровья. Здесь в строении нижнего девона участвуют красноцветные и сероцветные песчаники, алевролиты и аргиллиты, принадлежащие образованиям аллювиально-дельтовых равнин.

Общая мощность нижнедевонских отложений в этом районе 450—500 м. Медное же оруденение связано только с серыми кварцитовидными песчаниками, заполняющими плоские корытообразные углубления в красно-бурых аргиллитах и алевролитах. Эти углубления, по представлению А. М. Лурье, вымывались временными потоками, переносившими из областей сноса обломочный материал разной зернистости, в том числе галечный. Осадочные тела, заполняющие углубления, приспосабливаются к их формам и поэтому, как правило, в поперечном сечении имеют вид линз, а в продольном — лент. Длина таких лент кварцитовидных песчаников 70—1000 м, а мощность 6,5 м. Медное оруденение в них неравномерное и в общем очень слабое: в целом сотые доли процента, но на отдельных участках достигает нескольких процентов.

Красноцветные медистые песчаники карбонового возраста известны в Канаде, в северных районах Новой Шотландии (Brummer, 1958). Здесь они приурочены к отложениям свиты Пикту, представленной переслаиванием красноцветных глинисто-песчанистых пород, светло-серых и серых песчаников, в том числе аркозовых и черных сланцев. Медное оруденение связано с некрасноцветными породами, среди которых установлено пять рудоносных горизонтов. Д. Браммер отмечает, что эти рудоносные горизонты постоянно ассоциируют с углистыми растительными остатками.

Массовое распространение медистых песчаников характерно и для перми. На Русской платформе, в частности, медное оруденение известно в красноцветных осадочных толщах нижнего и верхнего отделов перми. Нижнепермские медистые песчаники известны среди красноцветных отложений картамышской свиты (свита медистых песчаников), выполняющих Бахмутскую и Кальмиус-Торецкую впадины Большого Донбасса (Грабянский, Эдельман, 1965; Лурье, 1965; Рябых, 1961). Картамышская свита снизу наращивается пачкой глинистых красноцветных пород, принадлежащих араукаритовой свите верхнего карбона. Сходство этой части разреза араукаритовой свиты с красноцветными отложениями картамышской свиты настолько велико, что большинство исследователей рассматривают их совместно и относят к единой красноцветной медистой формации. Нижнепермские медистые красноцветы представлены преимущественно красно-бурыми глинами, алевролитами и песчаниками, зеленовато-серыми и серыми известняками, доломитами, песчано- и глинисто-карбонатными породами, глинистыми конгломератами и маломощными прослоями углей. Последние заходят из нижележащей угленосной формации, с отложениями которой медистые песчаники связаны непрерывным переходом. О таком постепенном переходе между формациями свидетельствуют не только прослои углей в меденосных отложениях, но также прослои и пачки красноцветных терригенных пород в угленосной толще.

Некоторые исследователи совершенно справедливо отмечают, что условия образования красноцветных пород верхней части разреза араукаритовой свиты и отложений основания картамышской свиты неодинаковы (Долуда, 1961). Отложения араукаритовой свиты представляют собой прибрежные фации отступающего моря, картамышской — являются лагунными образованиями. Более того, значительная часть территории Донбасса в картамышское время вообще превратилась в сушу, поставлявшую обломочный материал.

Медное оруденение в рассматриваемой меденосной красноцветной формации также приурочено к зеленовато-серым и серым породам. Оно наблюдается в серых и пестрых глинах, серых песчаниках и песчано-карбонатных породах конгломератовидного сложения, которые

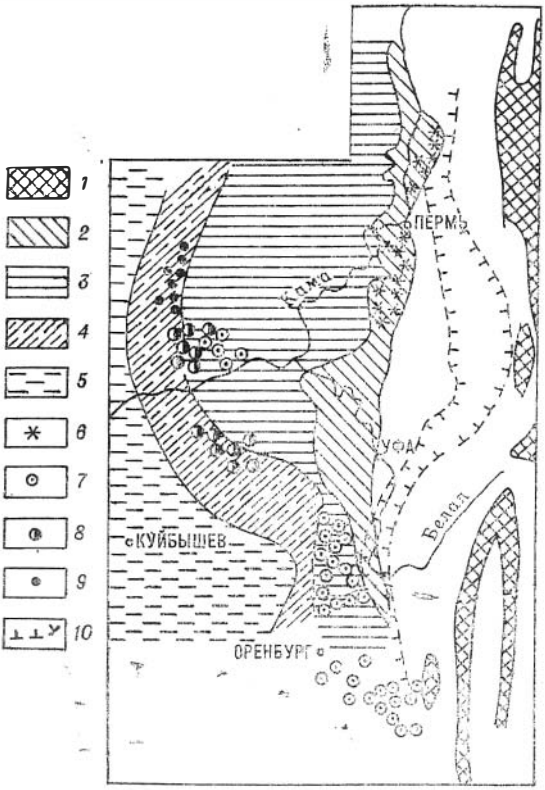


Рис. 42. Схема размещения рудопроявлений меди в верхнепермских красноцветных отложениях восточной окраины Русской платформы, по А. М. Лурье (1965).

1 — суша, область питания медью; *2* — уфимские красноцветные отложения; *3* — верхнеказанские красноцветные отложения; *4* — переслаивание морских и красноцветных верхнеказанских отложений; *5* — верхнеказанские морские отложения. Рудопроявления меди, залегающей: *6* — в красноцветных отложениях уфимского яруса; *7* — в красноцветных отложениях верхнеказанского подъяруса; *8* — в лагунных отложениях верхнеказанского подъяруса; *9* — в прибрежно-морских отложениях верхнеказанского подъяруса; *10* — границы Предуральского прогиба.

обычно содержат растительные остатки. Слои, несущие медное оруденение, в большинстве случаев имеют линзообразную форму залегания. Наибольшей величины концентрация меди достигает в песчаниках и конгломератовидных породах, наименьшей — в алевролитах и глинах. Меденосная красноцветная формация имеет форму гигантской линзы, утоняющейся в северном направлении. Поэтому наибольшие мощности формации, до 1200 м, характерны для южных районов, наименьшие для северных — до 400 м (Кореневский, Бобров, Супронюк, Хрущов, 1968). В северном направлении по латерали эта формация постепенно переходит в сероцветную карбонатную. Вертикальные границы этой формации также весьма отчетливы. Если вниз по разрезу ее отложения сменяются угленосными, то вверх они перекрываются соленосной формацией, состоящей из двух свит: нижней покровской и верхней брянцевской.

Красноцветные медистые песчаники верхнего отдела пермской системы сосредоточены по восточной окраине Русской платформы и в пределах Предуральского прогиба (рис. 42). Здесь они могут быть указаны во всех трех ярусах этого отдела: уфимском, казанском и татарском. Причем от Урала в западном направлении оруденение приурочено ко все более молодым по возрасту отложениям (Нечаев, 1964). Наиболее богаты концентрации меди в красноцветах шешминского горизонта уфимского яруса. Меденосные шешминские красноцветные отложения в виде субмеридиональной полосы протягиваются от г. Соликамска на севере до южных границ Пермской области. В целом шешминский горизонт состоит из переслаивающихся бурых, красновато-бурых, серых и темно-серых песчаников, алевролитов, аргиллитов и внутриформационных конгломератов. Для серых и темноцветных пород этого горизонта характерна сравнительно высокая насыщенность органическим веществом. В отдельных районах (д. Аклуши на р. Тулве) они содержат прослои лигнита и линзы бурых углей. Главными рудоносными породами этого горизонта являются серые, голубоватые и зеленовато-

серые разнозернистые песчаники с карбонатным цементом. Сравнивая их с безрудными красно-бурыми песчаниками, Ю. А. Нечаев отмечает, что они отличаются большим содержанием кальцита и относительно малым гидроокислов железа и глинозема. Сероцветные породы среди красноцветных залегают в виде отдельных прослоев и пачек мощностью от долей метра до 50—60 м и протягиваются на десятки и сотни метров при ширине выходов до 3—5 км. В восточных районах шешминской меденосной площади оруденелые пласты имеют сравнительно небольшую мощность, от 2 до 5 м, и содержание меди в них нередко достигает 10—15%. На западе мощность таких пластов может достигать 40 и 50 м, но зато содержание меди резко снижается и в лучшем случае доходит до 2—3%. Чтобы яснее представить строение и состав отложений шешминского горизонта, приведем разрез, описанный в отчете Ю. А. Нечаева (1966) по р. Тулве в районах с. Барды. Этот разрез выглядит следующим образом (снизу вверх):

1. Песчаник серый, буровато-серый, среднезернистый, косослоистый, с прослоями красно-бурого аргиллита. В песчаниках наблюдается медное оруденение (содержание меди по химическому анализу от 0,54 до 1,89%). Мощность 7 м.

2. Внутриформационный конгломерат с галькой кремня и известняка. Длина линз конгломерата от 0,5 до 5 м.

3. Песчаник буровато-серый, среднезернистый, с многочисленными растительными остатками и включениями кремнистой гальки. Мощность 1 м.

4. Внутриформационный конгломерат с известковой и рудной кремнисто-кварцевой галькой размером до 2—3 см, участками сильно ожелезненный, с включениями пирита и растительных остатков. Мощность 0,50 м.

5. Песчаник буровато-серый, среднезернистый, плотный, слабосцементированный, с включениями крупных обломков черного аргиллита. В подошве песчаник железистый, с прослоями растительных остатков. Мощность 7 м.

6. Переслаивание аргиллита черного, обогащенного растительными остатками и слюдой, с алевролитами и песчаником серым, также включающим растительные отстатки. Мощность 1,5 м.

7. Переслаивание алевролита желтовато-бурого с песчаником бурым, мелкозернистым. В подошве слоя есть растительные остатки. Мощность 2 м.

8. Песчаник буровато-серый, среднезернистый, плотный, косослоистый, с прослоями аргиллита. Мощность 2 м.

9. Переслаивание алевролита бурого с песчаником буровато-красным, мелкозернистым, известковистым. Мощность 2 м.

По данным Ю. А. Нечаева, красно-бурые песчаники отсортированы всегда хуже, чем серые. Если в серых песчаниках содержание органического углерода колеблется от 1 до 10%, то в красно-бурых — от сотых до десятых долей процента. Наибольшие мощности шешминских красноцветных отложений характерны для восточных районов, где они составляют 300—330 м. В западном направлении происходит постепенное уменьшение мощности вплоть до полного выклинивания красноцветов в Татарской АССР (по линии Салобеляк — Большая Ашня — Пестрецы). Оценивая перспективность шешминского горизонта, Нечаев указывает, что самое большое количество меди сосредоточено в тех его частях, которые сложены незагипсованными пестроцветными породами, содержащими линзовидные прослои серых песчаников, гравелитов и конгломератов руслового типа, а также в черных алевролитах и ар-

гиллитах, накоплявшихся в озерах. Гораздо более слабое медное оруденение отмечается в тех участках шешминского бассейна, где накапливались пестроцветные и красноцветные загипсованные отложения и мощные слои серых песчанистых осадков дельтового типа. Исчезает медная минерализация в загипсованных породах, включающих прослои серых песчаников прибрежного типа, а также постоянно отсутствует в загипсованных и незагипсованных красноцветных и пестроцветных породах, лишенных прослоев серых песчаников. В вышележащих нижне- и верхнеказанском подъярусах рудоносны уже не серые песчаники, а темно-серые глинистые породы, известные на Урале под названием «черных фаций». Нечаев отмечает, что оруденение этих «черных фаций» сходно с мансфельдским типом Центральной Европы. В этих ярусах медная минерализация сосредоточена преимущественно в зонах перехода красноцветных и пестроцветных терригенных толщ в сероцветные терригенно-карбонатные и карбонатные отложения.

В целом меденосные казанские отложения представлены переслаиванием красноцветных глин и алевролитов с серыми песчаниками и темно-серыми алевролитами и аргиллитами. Наибольшая мощность 250 м. В западном направлении, начиная с участков, расположенных на параллели г. Агрыза, эти красноцветно-сероцветные толщи постепенно замещаются морскими сероцветными породами. В восточном направлении, по левобережью р. Камы, нижне- и верхнеказанские отложения сменяются сплошным разрезом белебеевских красноцветов. Последние несут оруденение только в том случае, если содержат линзовидные прослои темно-серых алевролитов. Что касается татарского яруса, то в нем медная минерализация встречается только в отложениях западного типа разреза, в строении которого принимают участие красновато-бурые алевролиты и песчаники, переслаивающиеся с глинами и плитчатыми известняками. Именно в известняках и наблюдается медное оруденение. В восточном же типе разреза, представленном красноцветными терригенными толщами, оруденение отсутствует.

Таким образом, верхнепермские отложения восточной окраины Русской платформы могут быть объединены в меденосную красноцветную формацию. Поскольку отложения этой формации в течение верхнепермского времени постоянно захватывали районы, все более удаленные от Уральских гор, границы меденосной формации по диагонали секут возрастные границы отдельных ярусов верхнего отдела перми.

Что касается вертикальных и горизонтальных границ данной формации, то они могут быть выявлены сравнительно легко. Нижняя определяется сменой меденосных красноцветных толщ вниз по разрезу сероцветными соленосно-карбонатными и отчасти красноцветными сульфатно-терригенными отложениями. В тех разрезах, где татарские красноцветы входят в состав меденосной формации, ее верхняя граница приходится на подошву песчано-конгломератовой толщи и пестроцветной ветлужской серии нижнего триаса. В случае же отсутствия в татарских красноцветах медной минерализации и появления гипсов или ангидритов меденосная формация вверх по разрезу сменяется красноцветной эвапоритовой. Латеральные границы формации значительно сложнее и разнообразнее. Здесь могут быть указаны переходы меденосной красноцветной формации в западном направлении в красноцветную эвапоритовую и сероцветную сульфатно-карбонатную, а в северном в угленосную.

В Центральной Европе красноцветные породы в основании верхней перми (цехштейн) сопровождают даже широко известные медистые сланцы мансфельдского типа. Они залегают в основании цехштейна,

отделяясь в ряде районов от Красного Лежня и пород других стратиграфических интервалов горизонтом конгломератов непостоянной мощности. В Германской Демократической Республике проведены обширные исследования этих сланцев (Erzberger, Franz, Jung, Knitzschke и др., 1968). Они вскрыты горными выработками на площади около 200 км². В юго-восточных предгорьях Гарца в основании медистых сланцев развиты конгломераты, песчаники и глинистые породы. Песчаники известны только на ограниченной площади, и их мощность колеблется от нескольких сантиметров до 15 м. Они сосредоточены главным образом в центральной части Мансфельдской мульды. До недавнего времени считалось, что песчаники возникали из древних дюн, но сейчас установлена их принадлежность к шельфовым образованиям. Характерно появление по краям бассейна медистых сланцев выходов кристаллических, вулканических и метаморфических пород. Между выходами этих пород и полем распространения медистых сланцев местами развиты известняки и брекчии, состоящие из обломков пород периферии бассейна. На южной и северной окраинах бассейна эти породы перекрываются конгломератами (рис. 43). По северной и юго-восточной окраинам Гарца, в юго-западной части Тюрингенского леса и Северо-Германской впадине, по данным бурения, конгломераты переходят в песчаники. В северной части бассейна область распространения чисто песчаных осадков очень узкая. По данным бурения, центральная часть бассейна заполнена песчано-глинистыми отложениями. Предполагается, что к моменту накопления медистых сланцев Мансфельдский бассейн представлял собой почти выровненную поверхность. Только в юго-западной части на территории выходов пород Красного Лежня имеются отдельные поднятия фундамента, вытянутые в северо-восточном направлении. Разрез медистых сланцев почти повсеместно состоит из углисто-битуминозных карбонатсодержащих глинистых и глинисто-мергелистых пород. Поскольку общее содержание карбонатных пород от края бассейна к его внутренним частям уменьшается, в этом же направлении мергелистые породы сменяются глинисто-мергелистыми.

В вертикальном профиле медистых сланцев выделяются три микроритма, каждый из которых содержит глинистые и песчанистые породы в основании, а ближе к кровле — породы, обогащенные карбонатным материалом. Мощность медистых сланцев в большинстве районов колеблется между 20 и 45 см. На южной окраине бассейна она достигает 80 см и в исключительных случаях 2 м (рис. 44). В области развития песчаных полей мощность сланцев на узких участках, иногда измеряемых мет-

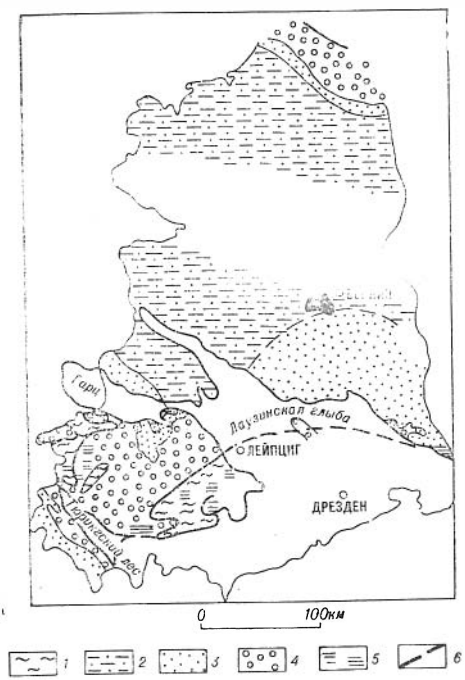


Рис. 43. Распространение и строение мансфельдских медистых сланцев по Х. Рентцшу (Erzberger and oth., 1968).

1 — материнские породы, вулканиты; *2* — илисто-глинистые фации; *3* — песчаные фации; *4* — конгломератовые фации; *5* — карбонатные фации; *6* — достоверные и предполагаемые границы областей сноса.

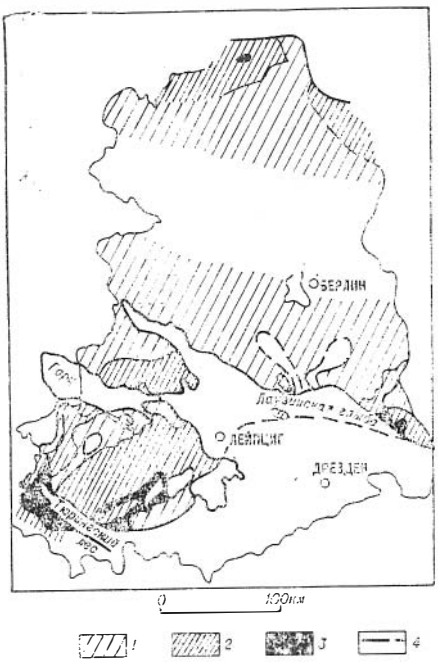


Рис. 44. Распространение и мощность медистых сланцев по Д. Рентцшу (Erzberger and oth., 1968).

1 — мощность меньше 40 см; *2* — мощность 40—80 см; *3* — мощность более 80 см; *4* — достоверные предполагаемые границы областей распространения руды.

рами, варьирует от 0 до 58 см. Медистые сланцы окрашены главным образом в серые и черные тона. Лишь местами в форме точек, полос и участков, а также пятен и прослоев встречаются красные расцветки. Иногда выявляется от 1 до 4 циклов таких краснокрашенных пород. Они сосредоточены преимущественно в нижней части разреза медистых сланцев. В то время как в районах, расположенных к юго-западу от Тюрингенского леса, встречаются только более или менее крупные островки красных пород, по северной окраине бассейна и в пределах Лаузицкой глыбы красные породы имеют сравнительно широкое региональное распространение и даже объединяются в «формацию» красных рухляков (Roten Faüle)*. Работами последних лет выяснено также, что мансфельдские сланцы содержат такое разнообразие сульфидов, что название медистых сланцев не совсем правильно. В областях развития красных пород в вертикальном разрезе медистых сланцев уменьшается содержание сапропелевых фаций. Кроме того, породы, окрашенные в красные тона, отличаются крайне низким содержанием полиметаллов и повышенным гематита. Считается, что красные окраски пород преобладают в областях поднятий и особенно в районах порогов и отмелей древнего цехштейнового моря.

Медное оруденение тяготеет к основанию сланцев, а в кровле переходит в цинковое и свинцовое. Область распространения сланцев, обогащенных полиметаллами, есть только на южной окраине бассейна, где она имеет протяжение до 150 км (Мансфельдская мульда). По северной окраине бассейна, где в строении разреза участвуют преимущественно красноцветные породы, известны только следы медной минерализации. В центральной части бассейна медистые сланцы бедны полиметаллами. Максимальные концентрации меди сосредоточены в осадках мелководных участков бассейна, как раз там, где в строении сланцев участвует наибольшее количество красноцветных пород. Помимо давно известной латеральной смены медистых сланцев красными породами, установлена аналогичная смена и в вертикальном разрезе. Рудные минералы в сланцах находятся в форме зерен, включений и линз.

Аналогичное медное оруденение в основании верхней перми наблюдается и в Польше (Ксеншкевич, Самсонович, Рюле, 1968).

Заканчивая обзор меденосных красноцветных формаций, отметим, что медистые толщи, как справедливо считает Д. Г. Сапожников (1948), образуются во время или вслед за орогенным этапом, охватывающим крупные участки земной коры. Соответственно, меденосные формации размещаются в межгорных впадинах, краевых прогибах или на прите-

* Площади, занятые этими красноцветными породами, достигают 10 000 км².

гающих к ним частях платформ. Облик этих формаций весьма разнообразен, что позволило Н. М. Страхову (1962$_3$) выделить среди них внутриконтинентальные, паралические и морские типы. В аллювиальных отложениях, как указывает Страхов, медь оседала только в том случае, если речной водоток оказывался достаточно длинным. При сокращении длины реки садка меди происходила в дельтовой зоне или в прибрежной части моря. Осадочные медные руды, как правило, не являются накоплением только меди, чаще всего с ней оседают свинец и цинк. И, наконец, одной из типичных черт меденосных красноцветных формаций является постоянная повышенная карбонатность терригенных пород, содержащих медистые скопления.

Эвапоритовые красноцветные формации

Ассоциации красноцветов с сульфатными породами известны среди отложений различного возраста, начиная с кембрия. Области красноцветной седиментации нередко совпадают с территориями, на которых до этого или после этого протекали процессы галогенеза. Тесная связь красноцветных и галогенных пород послужила основанием для отнесения их к образованиям, возникшим в условиях аридного климата. Примером ассоциаций красноцветных терригенных и эвапоритовых отложений может служить верхоленская свита Сибирской платформы (Анатольева, 1969$_1$).

Верхоленская свита на юге Сибирской платформы

Красноцветные отложения верхнего кембрия залегают в установленном В. А. Обручевым (1892) трехчленном разрезе кембрия, в верхней его части, названной им верхоленским ярусом. Эта серия отложений известна, кроме того, под названием балаганского яруса (Богданович, 1896), верхоленской или эвенкийской свиты (Левенко, Лучицкий, Нагибина, 1950; Кириченко, 1950). Возраст их считается верхнекембрийским (Зайцев, Покровская, 1950; Королюк, 1962), хотя некоторые исследователи предполагают, что большая часть разреза верхоленской свиты соответствует среднему кембрию (Писарчик, 1963; Жарков, 1966).

Известная неясность возраста красноцветов верхоленской свиты, имеющей довольно сложное строение, определяется не только бедностью содержащейся в ней фауны, но и тем, что соотношения этих отложений с карбонатными толщами достоверного среднего кембрия истолковываются разноречиво. Можно привести длинный список исследователей, считающих, что красноцветы верхоленской свиты залегают на подстилающих карбонатных толщах, срезая различные стратиграфические горизонты не только среднего, но и нижнего кембрия (Обручев, 1892, 1932; Зайцев, Покровская, 1950; Левенко, Лучицкий, Нагибина, 1950; Маслов, 1952; Павловский, Фролова, 1955; Замараев, 1958; Колюн, 1958; Королюк, 1962; Гинзбург, 1966$_{1,2}$ и др.). Тем не менее и постепенный переход карбонатных толщ среднего кембрия к залегающим выше красноцветным отложениям находит защитников в лице А. А. Арсеньева и Е. А. Нечаевой (1945), Я. К. Писарчик (1960, 1963), В. С. Карпышева (1965), М. А. Жаркова (1966) и других исследователей.

Таким образом, нельзя не отметить некоторую неясность вопроса о соотношениях красноцветных отложений верхоленской свиты с подстилающими карбонатными толщами, хотя личные исследования автора этой работы убеждают его в том, что недооценивать существование перерыва и считать, что он вообще не наблюдается, не следует. Дальнейшие

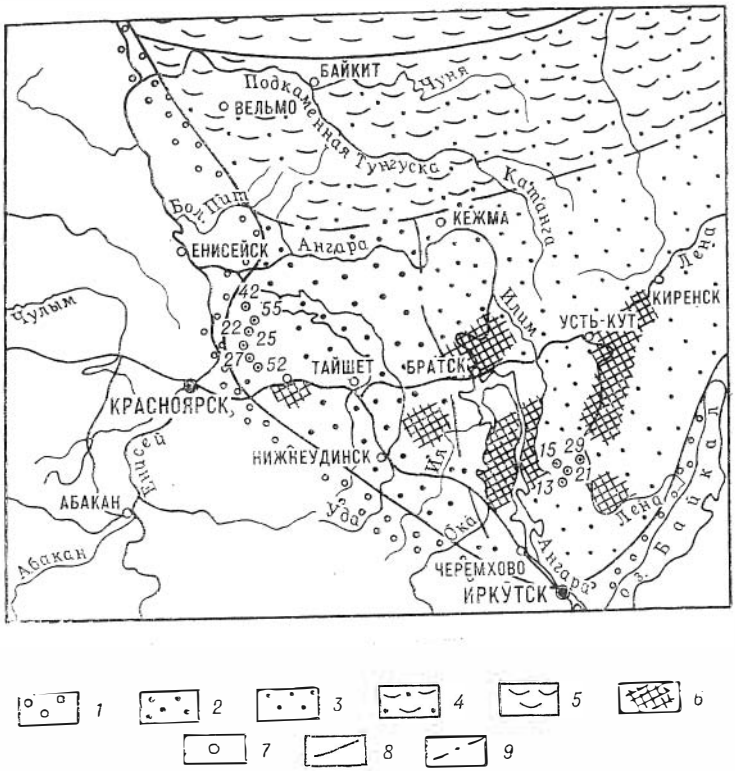


Рис. 45. Схема пространственного размещения разрезов эвапоритовой красноцветной формации.

1 — область поднятий, суша; *2* — разрезы западного типа; *3* — разрезы восточного типа; *4* — разрезы переходного типа; *5* — карбонатные разрезы; *6* — естественные выходы верхоленской свиты; *7* — скважины; *8* — границы эвапоритовой формации; *9* — границы типовых разрезов.

исследования, вероятно, позволят выяснить более полно вопрос о том, какие из структур на юге Сибирской платформы обладают непрерывным, а какие прерывистым разрезом.

Верхнекембрийские красноцветные отложения на юге Сибирской платформы располагаются в пределах обширного Ангаро-Ленского прогиба, Присаянье и Канско-Ангарской впадине (Зайцев, 1954). Они лучше всего вскрыты в естественных разрезах вдоль долины р. Лены на участке от с. Большие Голы до с. Жигалова, а также на р. Ангаре между гг. Балаганском и Зырянском. Впрочем, наилучшие обнажения красноцветных пород на этом участке р. Ангары сейчас скрыты водами Братского моря.

Благодаря тому, что в течение последних десятилетий на юге Сибирской платформы были проведены разнообразные буровые работы, появилась возможность оценивать особенности строения рассматриваемой формации не только по естественным разрезам, но и по скважинам, расположенным в тех участках, где эта формация на поверхности не обнажена. Проведенные в последние годы исследования, в частности К. Г. Гинзбург (1966$_{1,2}$), И. К. Королюк (1962) и нами, показывают, что в области распространения красноцветных отложений верхоленской свиты на юге Сибирской платформы наблюдаются две группы разрезов (рис. 45). Одна из них типична для западной части области и свойственна отложениям Канско-Ангарской впадины, другая — для восточной, включающей Присаянье и Ангаро-Ленский прогиб (до восточной его окраины и примерно до широты Усть-Кута на севере). Для восточной

группы разрезов, где породы грубого терригенного состава практически отсутствуют, типично значительное разнообразие породных сочетаний, тогда как в западных разрезах сравнительно обильны грубые терригенные породы при относительном однообразии их состава (рис. 46).

Наиболее детальное расчленение разреза красноцветных отложений верхоленской свиты было проведено в начале сороковых годов текущего столетия в Ангаро-Ленском прогибе на р. Ангаре, где А. И. Левенко, И. В. Лучицкий и М. С. Нагибина (1950) выделили восемь литологических горизонтов (снизу вверх): нижнеосинский, верхнеосинский, гипсоносный, усть-талькинский, михайловский, рютинский, кардинский и надкардинский. Позднейшими исследованиями такое подразделение разреза в целом было подтверждено, хотя в схему, предложенную названными авторами, были внесены некоторые изменения. Они сводились в основном к тому, что горизонты стали называть пачками, нижнеосинский и верхнеосинский горизонты объединили в единую осинскую пачку, а гипсоносный горизонт переименовали в балаганскую пачку. Такой разрез типичен для западной части Ангаро-Ленского прогиба, хотя прямая корреляция отдельных горизонтов для всей его территории сильно затруднена, поскольку в разных районах они, очевидно, начинаются и заканчиваются на неодинаковых стратиграфических уровнях.

Осинский горизонт, обычно залегающий на неровной поверхности подстилающих карбонатных отложений среднего-нижнего кембрия, сложен главным образом сероцветными карбонатными породами — в основном доломитами, содержащими прослои красновато-бурых аргиллитов и алевролитов и разнообразно окрашенных гипсов и ангидритов. Весьма характерны также смешанного состава полосчатые породы, представленные тонким чередованием доломитов, алевролитов, ангидритов и гипсов. Мощность осинского горизонта в Ангаро-Ленском прогибе колеблется от 25 до 30 м. От нижележащих карбонатных и сульфатно-карбонатных отложений осинский горизонт в некоторых районах отделен перерывом, а с перекрывающими красноцветами балаганского горизонта связан постепенными переходами.

Балаганский горизонт слагают преимущественно красновато-бурые алевролиты, обычно мергелистые; иногда их сменяют типичные мергели. Наблюдаются частые прослои и пачки гипсов, вследствие чего прежде он назывался гипсоносным горизонтом. В отличие от осинского горизонта, в котором алевролиты имеют исключительно доломитовый цемент, балаганские алевролиты известковистые (Гинзбург, 1966$_{1,2}$). Поэтому смена доломитовых алевролитов известковистыми обычно рассматривается в качестве границы раздела осинского и балаганского горизонтов. Балаганский горизонт, так же как и осинский, весьма выдержан по простиранию и с успехом используется в качестве маркирующего. Отмечаются лишь незначительные фациальные изменения, приводящие к тому, что в разных районах среди преобладающих алевролитов и мергелей наблюдается различное количество прослоев и пачек песчаников, аргиллитов и гипсов. Мощность балаганского горизонта 170—220 м.

Вышележащий усть-талькинский горизонт резко отличается от смежных с ним тем, что сложен главным образом плотными красно-бурыми грубослоистыми песчаниками. Он выделяется по появлению в разрезе первой более или менее мощной пачки песчаников массивного сложения. В том случае, когда эти песчаники в разрезе хорошо обособляются, выделение усть-талькинского горизонта не вызывает затруднений. Когда же они чередуются с алевролитами и мергелями, трудно определить, начинается ли уже усть-талькинский горизонт или все еще продолжается балаганский, но только с несколько повышенным количеством песчани-

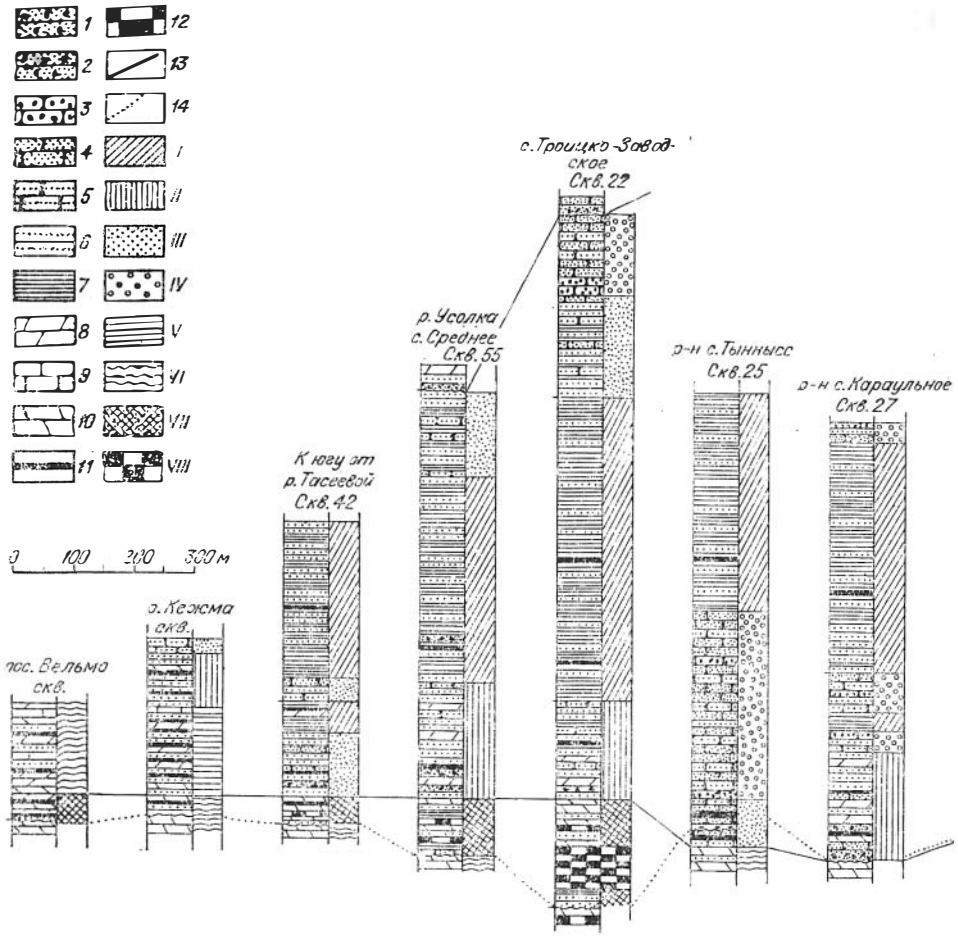
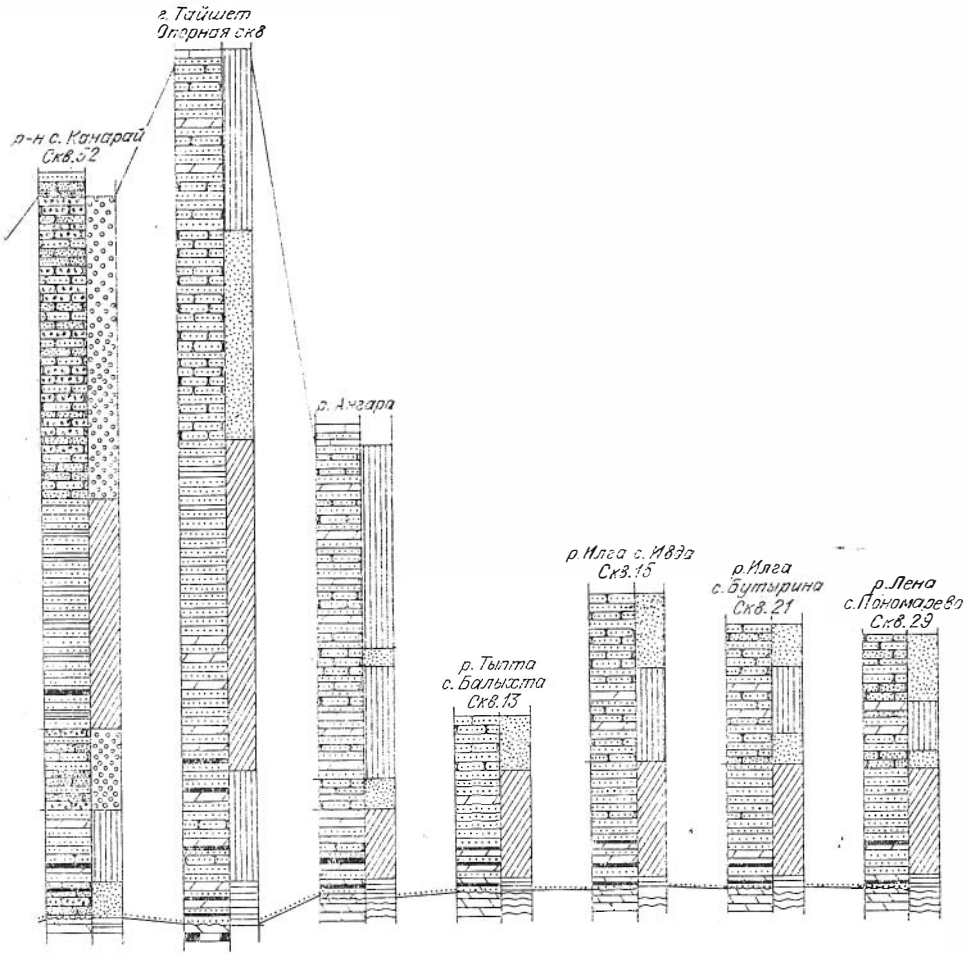


Рис. 46. Разрезы эвапоритовой красноцвет-

1 — конгломераты; *2* — осадочные брекчии; *3* — грубозернистые песчаники; *4* — среднезернистые песчаники; *10* — доломиты; *11* — гипсы и ангидриты; *12* — каменные соли; *13* — границы формаций. ков, алевролитов и мергелей; III — преимущественно тонкозернистые песчаники; IV — терригенные ные породы, VII — засоленные

ковых прослоев. Еще более неопределенна его верхняя граница, поскольку вышележащий михайловский горизонт содержит набор пород, который в большинстве случаев характерен для верхней части разреза усть-талькинского горизонта. Мощность усть-талькинского горизонта в среднем 25—50 м.

Следующий михайловский горизонт, весьма пестрый по составу, представлен чередованием песчаников, мергелей, алевролитов и аргиллитов. Эта часть разреза лишена характерных черт строения, позволяющих повсеместно обособить его в качестве самостоятельного горизонта. Так как в большинстве случаев не только нижняя граница вышележащих рютинских песчаников не может быть намечена, но и верхняя, зачастую горизонты михайловский, рютинский, как и вышележащий кардинский, оказываются нерасчлененными. На р. Ангаре же рютинский горизонт отделяется от михайловского хорошо, ибо сложен преимущественно песчаниками, на которых залегают породы кардинского горизонта. Последний на р. Ангаре образован переслаивающимися песчаниками и мергелями, содержащими подчиненные прослои алевролитов и аргиллитов.



ной формации на юге Сибирской платформы.

песчаники; 5 — тонкозернистые песчаники; 6 — алевролиты; 7 — аргиллиты; 8 — мергели; 9 — из-
Фациальные сочетания: I — преимущественно аргиллиты и алевролиты; II — чередование песчани-
породы грубого состава, V — алевролиты, мергели и доломиты; VI — преимущественно карбонат-
породы; VIII — каменные соли.

Надкардинский горизонт, венчающий красноцветный разрез на р. Ангаре, как и его фациальные аналоги — илгинскую и хандинскую свиты, некоторые исследователи относили к ордовику, но имеющаяся в нем фауна трилобитов свидетельствует о его верхнекембрийском возрасте (Кучкина, 1966). Общая мощность красноцветных отложений верхоленской свиты 600—700 м.

Такое строение сохраняется в общих чертах для всей западной части Ангаро-Ленского прогиба. Однако для восточной части четкое погоризонтное расчленение не всегда хорошо прослеживается. Повсеместно без особых затруднений устанавливаются осинский, балаганский и реже усть-талькинский горизонты. Что касается михайловского, рютинского, кардинского и даже пестроцветного надкардинского горизонтов, то они выделяются иногда весьма условно. Тем не менее совершенно правильно многие исследователи отмечают в общем единообразное строение красноцветных отложений верхоленской свиты. Такое представление до недавнего времени опиралось на данные по ограниченному числу хоро-

ших обнажений, сейчас же подтверждается результатами бурения многочисленных скважин, вскрывших разрезы верхоленской свиты в бассейнах рр. Уды, Илги и Лены.

Типичный разрез верхоленской свиты восточного типа может быть показан на примере скв. № 21, пройденной в районе р. Илги у с. Бутырина.

1. Здесь на серых окремненных доломитах нижнего, а возможно, частично и среднего кембрия лежит пачка серых и зеленовато-серых доломитовых алевролитов. Терригенные породы включают рассеянные обломки кремнистых пород и кварца. Размер обломков не превышает 2—3 мм. Мощность пачки 0,30 м.

2. Эта пачка вверх по разрезу сменяется сильно брекчированными алевролитами, содержащими включения ангидрита. Мощность 0,40 м.

3. Алевролиты зеленовато-серых тонов постепеннно переходят в буровато-серые, бурые, а далее и красновато-бурые. Эти алевролиты также сопровождаются ангидритом, образующим прослои и включения. Прослои ангидрита имеют мощность от первых миллиметров до 3—6 см; они столь часто чередуются с алевролитами, что по существу образуют своеобразную сульфатно-терригенную породу, получившую у Л. Н. Ботвинкиной (1966) название ритмитов. Мощность 5,60 м.

4. Ритмиты сменяются коричневато-бурыми алевролитами, чередующимися с тонкими прослоями зеленовато-серых и серых алевролитов. В этом интервале прослои и включения ангидритов очень редки. Мощность 1,80 м.

5. По четкой литологической границе бурые алевролиты перекрываются серыми и зеленовато-серыми доломитами и алевролитами. Мощность 0,90 м.

6. Далее выходит пачка красновато-бурых алевролитов, все еще содержащих значительную примесь доломитового материала. Мощность 0,30 м.

7. Серые массивные доломиты, чередующиеся с зеленовато-серыми алевролитами. Мощность 5,60 м.

8. Выше по разрезу хорошо обособляется серия часто переслаивающихся разнообразно окрашенных пород. У местных геологов она получила название «красивой» пачки. Эта часть разреза состоит из закономерно чередующихся доломитов и алевролитов красновато-бурой, бурой, зеленовато-серой и серой окраски. Мощность прослоев пород различного состава и цвета от 2—3 мм до 0,5—1 см, реже до 3—5 см. По всему разрезу «красивой» пачки наблюдаются включения и редкие прослои ангидрита мощностью 2—3 мм. Общая мощность пачки 10, 20 м.

9. Породы «красивой» пачки перекрываются красновато-бурыми плотными и монолитными алевролитами, содержащими округлые включения ангидрита. Алевролиты неслоистые из-за обильных стяжений доломитового материала, имеющих, как правило, узловатую структуру. Мощность 2,50 м.

Доломитовые алевролиты завершают разрез той части верхоленской свиты, которая известна под названием осинского горизонта или пачки. Выше этого горизонта располагаются преимущественно терригенные и исключительно красноцветные породы, которые в отличие от нижележащих осинских содержат примесь уже не доломитового, а известковистого материала. Они объединяются в балаганский горизонт, для которого характерно постоянное присутствие прослоев и включений сульфатных пород.

10. Начинается разрез балаганского горизонта бурыми, коричневато- и красновато-бурыми известковистыми алевролитами, включающи-

ми маломощные прослои и гнездообразные обособления ангидрита. Мощность 7,30 м.

11. Выше по разрезу алевролиты, мощность пластов которых колеблется от 0,40 до 0,65 м, переслаиваются с полосчатыми мергелями, имеющими мощность от 0,15 до 0,45 м. Своеобразная полосчатость мергелей может быть объяснена присутствием песчанистого материала, сосредоточенного в отдельных прослоях. Мощность 2,60 м.

12. Далее идет однородная серия коричневато-бурых известковистых алевролитов, содержащих прослои ангидрита. Мощность 3,40 м.

13. Выше по разрезу алевролиты чередуются через интервалы от 0,20 до 1,5 м с прослоями мергелей мощностью от 1,5 до 5 см каждый, нередко имеющими линзовидное строение. Мощность 6,20 м.

14. Однородные мергелистые алевролиты, переходящие в мергели. Мощность 15,20 м.

15. Алевролиты через интервалы от 0,10—0,20 до 0,5—0,75 м включают прослои полосчатых мергелей мощностью от 2—3 до 8—15 см. Алевролиты и мергели содержат гнездовидные скопления и округлые включения ангидрита. Мощность 6,80 м.

16. Вверх по разрезу эта серия пород сменяется плотными массивными мергелями. Мощность 6,30 м.

17. Массивные известковистые алевролиты с округлыми включениями ангидрита, придающими породе своеобразное очковое строение. Мощность 11,30 м.

18. Мощная толща однообразных известковистых комковатых алевролитов с гнездами и линзовидными прослоями ангидрита. Мощность 49,60 м.

19. Известковистые алевролиты, то массивные, плотные, то комковатые, содержащие маломощные прослои зеленовато-серых и буро-серых тонкозернистых песчаников. Мощность каждого прослоя песчаника не превышает 2,5—5 см, а встречаются они в интервале от 1,5—2 до 5—10 м. Мощность 44,10 м.

20. Выше по разрезу среди известковистых алевролитов появляется большое количество прослоев песчаника, в которых местами наблюдается косая слоистость. Мощность отдельных прослоев песчаника на этом интервале заметно увеличивается и в среднем составляет до 10—12 см. Мощность 27,60 м.

21. Вышележащая пачка пород является переходной к усть-талькинским песчаникам. В строении ее принимают участие алевролиты и песчаники. В верхней части разреза отдельные пласты песчаников имеют мощность 0,60 м. Мощность 8,10 м.

По четкой литологической границе, хотя и с постепенным переходом, алевролиты балаганского горизонта сменяются

22. бурыми, розовато-бурыми тонко-, иногда среднезернистыми очень плотными массивными песчаниками, на поверхностях напластования которых встречаются плоские нашлепки аргиллитов. В нижней части интервала песчаники неслоистые, массивные, в верхней — слоистые. Мощность 16,80 м.

23. Выше по разрезу песчаники перекрываются пачкой бурых и коричневато-бурых алевролитов. Алевролиты через различные интервалы чередуются с прослоями серовато-бурых тонкозернистых песчаников мощностью от 3—5 до 25—30 см. Мощность 6,40 м.

24. Алевролиты переходят в розовато-бурые и бурые тонкозернистые песчаники, слоистые и неслоистые. На поверхностях напластования песчаников содержатся плоские нашлепки аргиллитов; они рассеяны то редко, то кучно. Мощность 4,50 м.

25. Чередование плотных массивных песчаников с алевролитами. Мощность 1,90 м.

26. Однородная пачка бурых, красновато-бурых и розовато-бурых тонкозернистых песчаников, монолитных, плотных. Песчаники, как правило, слоистые. В самой верхней части разреза этой пачки песчаники включают маломощные (0,5 см) прослои аргиллитов. Мощность 4,40 м.

Массивными песчаниками заканчивается разрез усть-талькинского горизонта. Вышележащие отложения, среди которых преобладают алевролиты, должны быть отнесены уже к михайловскому горизонту.

27. Самые низы разреза этого горизонта представлены алевролитами с маломощными прослоями тонкозернистых песчаников. Мощность 7,30 м.

28. Серия слоев, состоящая из закономерно переслаивающихся алевролитов, тонкозернистых песчаников и аргиллитов. Алевролиты и аргиллиты, как правило, окрашены в бурые, красновато-бурые тона, песчаники имеют зеленовато-серую или серую окраску. В алевролитах постоянно содержатся округлые включения и гнездообразные скопления ангидрита. Мощность 5,30 м.

29. Чередование тонкозернистых неслоистых песчаников, содержащих плоские нашлепки аргиллитов и комковатых алевролитов, гнезда и линзовидные прослои ангидрита. Мощность 5,40 м.

30. Пестрая по составу пачка, в которой присутствуют песчаники, алевролиты и мергели. Песчаники преимущественно тонкозернистые, слоистые и неслоистые, коричневато-бурые, реже зеленовато-серые. На границе с пластами алевролитов песчаники содержат нашлепки, а иногда и самостоятельные прослои аргиллитов. Песчаники и алевролиты занимают господствующее положение в разрезе; мощность их прослоев колеблется от 0,10—0,15 до 0,35—0,50 м. Мергели же встречаются лишь в качестве маломощных, но хорошо обособленных прослоев мощностью от 2 до 3—5 см. По всему разрезу рассеяны включения и гнездовидные скопления ангидрита. Мощность 8,60 м.

31. Выше по разрезу пестрая пачка пород сменяется монотонными коричневато-бурыми известковистыми алевролитами, содержащими маломощные прослои зеленовато-серых и буровато-серых тонкозернистых песчаников. Мощность 5,10 м.

32. Далее вновь идет чередование песчаников, алевролитов и мергелей. Однако в этом чередовании главное место занимают алевролиты, среди которых наблюдаются хорошо обособленные пласты песчаников мощностью до 0,65 м. Мергели же образуют маломощные прослои. По-прежнему в разрезе встречаются включения ангидрита. Мощность 8,80 м.

33. Следующая серия слоев представлена бурыми и серовато-бурыми, преимущественно тонкозернистыми песчаниками, нередко содержащими плоские включения коричневато-бурых аргиллитов, и красновато-бурыми алевролитами, постоянно содержащими включения ангидрита. Мощность 12,60 м.

34. Эта серия слоев переходит в чередование песчаников, алевролитов и мергелей. В разрезе преобладают песчаники и алевролиты; мощность их прослоев колеблется от 5—10 до 20—35 см. Мергели встречаются гораздо реже, мощность их прослоев никогда не превышает 5—8 см. В этой части разреза ангидрит сменяется гипсом. Мощность 7,80 м.

35. Далее выходит хорошо обособленный в разрезе пласт бурых, розовато-бурых и коричневато-бурых тонкозернистых плотных массивных песчаников. Мощность 2,40 м.

36. Затем вновь появляется пестрая пачка красновато-бурых алевролитов, переслаивающихся с коричневато-бурыми и зеленовато-серыми тонкозернистыми песчаниками. Мощность алевролитовых прослоев 0,15—0,65 м, а песчаниковых 0,10—0,25 м. Вся эта пачка пронизана прожилками гипса, рассекающими породы в разных направлениях. Мощность 3,30 м.

37. Выше следует хорошо обособленная пачка бурых и вишнево-бурых мергелей. Мергели звенят при ударе, имеют раковистый излом и массивное сложение. Мощность 0,50 м.

38. Выше по разрезу мергели перекрываются бурыми, коричневато-бурыми и серовато-бурыми тонкозернистыми песчаниками. В нижней части есть прослои алевролитов, а по всему разрезу песчаники буквально переполнены плоскими включениями и прослоями мергелей. Особенно многочисленны прослои мергелей в верхней части разреза, где их мощность иногда достигает 0,50 м. Мощность 10,40 м.

39. Выше по разрезу расположены коричневато-бурые и бурые плотные тонкозернистые песчаники с очень редкими и маломощными прослоями песчанистых аргиллитов и включениями гипса. Мощность 5,80 м.

40. Чередование песчаников и алевролитов буровато-серых, бурых и реже красно-бурых. Песчаники и алевролиты постоянно содержат плоские включения ярко-бурых мергелей, а в верхней части разреза мергели начинают обособляться в виде самостоятельных прослоев, мощность которых иногда достигает 0,50 м. Мощность 21 м.

41. Бурые и буровато-серые известковистые песчаники, тонкозернистые, монолитные. Мощность 5 м.

42. Пестрая пачка, состоящая из переслаивающихся буровато-серых, бурых и красно-бурых песчаников, мергелей и алевролитов, содержащих гнездообразные скопления гипса. Мощность прослоев песчаника от 0,10—0,15 до 0,25 м, алевролитов — в низах разреза до 0,25 м, в верхах до 0,50—0,65 м, а мергелей никогда не превышает 0,20—0,25 м. Мощность 7,40 м.

Вышележащие отложения по преобладающему развитию песчаников относятся уже к следующему, рютинскому горизонту верхоленской свиты, разрез которого начинается

43. массивными монолитными слоистыми и неслоистыми песчаниками, бурыми, буровато-серыми и красно-бурыми содержащими в нижней части разреза прослои алевролитов. Мощность 12,20 м.

44. Затем выходят однородные розовато-бурые и бурые песчаники. Они монолитные, обладают отчетливой слоистостью, тонкозернисты. Монотонность этой песчаниковой толщи нарушается лишь плоскими включениями ярко-бурых мергелей, иногда переходящими в самостоятельные прослои мощностью до 5—8 см. Мощность 29,90 м.

45. Однообразная толща песчаников перекрывается серией слоев, представленных чередованием бурых, серовато-бурых и зеленовато-серых тонкозернистых песчаников с красно-бурыми и кирпично-красными алевролитами и мергелями. Все эти породы содержат включения гипса. Мощность 28,10 м.

Вышележащие отложения верхоленской свиты этой скважиной не вскрыты, но судя по результатам бурения других скважин, и в строении верхних частей разреза этой свиты каких-либо новых закономерностей подметить нельзя. Отличия в строении разрезов появляются только в надкардинском горизонте или хандинской свите, которая характеризуется уже существенно иным набором пород и относится к меденосным красноцветным формациям.

Типичные особенности западной группы разрезов, свойственных Канско-Ангарской впадине, выявлены только в самые последние годы поисково-разведочными работами на нефть и калийные соли. Красноцветные отложения верхоленской свиты здесь разбурены многочисленными скважинами, по которым проведен тщательный отбор керна. Почти повсеместно в разрезах западного типа под красноцветными отложениями верхоленской свиты выделяется непостоянной мощности толща сероцветных сульфатно-карбонатных и соленосных пород, местами содержащих прослои и пачки терригенных красноцветов. В основании этой толщи обычно наблюдаются базальные конгломераты, образующие пачку мощностью от первых метров до 40 м. В нижнем и среднем течении рр. Усолки и Тасеевой (скв. 42,55)* в этой толще, мощность которой колеблется от 45 до 175 м, преобладают засолоненные, соленосные и отчасти карбонатные сероцветные породы. К юго-западу отсюда близ сс. Тынысса и Канарая (скв. 25 и 52) эта толща выделяется условно, поскольку из нее полностью выпадают не только соленосные, но и карбонатные породы; разрез здесь представлен исключительно терригенными и преимущественно красноцветными породами. Тем не менее в разрезе толщи на этом участке присутствует ангидрит, которого здесь всегда больше, чем в вышележащих отложениях.

В основании толщи, как и в других районах, залегают конгломераты, по которым хорошо отбивается ее нижняя граница. Мощность толщи в скв. 25 и 52 значительно уменьшается — до 35—60 м. Несколько обособлен разрез той же толщи в районе с. Караульного, скв. 27. Он представляет собой как бы промежуточное звено между разрезами скважин Тынысса и Канарая, с одной стороны, и низовий и средней части течения рр. Усолки и Тасеевой — с другой. В основании этого разреза тоже лежит мощная пачка базальных конгломератов, а в строении его принимают участие не только сероцветные сульфатно-карбонатные породы, но и красноцветные терригенные, среди которых появляются грубозернистые, вплоть до гравелитов. В том случае, когда эту толщу слагают преимущественно соленосные и карбонатные отложения, по набору пород она резко отличается от перекрывающих ее красноцветных терригенных толщ верхоленской свиты. Но в то же время есть и такие ее разрезы, в которых господствуют наборы, типичные для красноцветной верхоленской свиты.

Разрез собственно верхоленской свиты начинается толщей, которую можно условно назвать песчано-алевролитовой. Она содержит своеобразные горизонты осадочных брекчий и прослоев мергелей. В ее строении принимают участие также аргиллиты, алевролиты и преимущественно тонкозернистые песчаники. Эти породы то обособляются в виде отдельных пачек, то в различных сочетаниях чередуются друг с другом. Такой состав толщи непостоянен для всех разрезов западного типа. В районе с. Тынысса (скв. 25), например, эта толща сложена почти исключительно песчаниками, преимущественно среднезернистыми, местами даже грубозернистыми. Только в самых низах разреза встречаются маломощные прослои мергелей, алевролитов и аргиллитов. Грубого состава терригенные породы могут быть отмечены также в разрезах района сс. Караульного и Канарая (скв. 27 и 52), где верхи песчано-алевролитовой толщи сложены главным образом грубозернистыми песчаниками, переходящими в гравелиты. Общим для всей толщи является постоянное присутствие сингенетичных прослоев и включений ангидрита. Мощность песчано-алевролитовой толщи достигает

* Расположение скважин показано на рис. 45.

наибольших значений в тех разрезах, где в ее строении участвуют грубые терригенные породы. Мощность толщи достигает 345 м в скв. 25, в скв. 52—260 м, а в скв. 27—220 м. Там, где в разрезах толщи полностью отсутствуют грубые терригенные породы, ее мощность не выходит за пределы 165—200 м.

Вторая по счету толща верхоленской свиты сложена преимущественно глинистыми породами, однообразие которых в разрезе нарушается только их переходами в алевролиты. В породах постоянно содержатся включения ангидрита. Наиболее однороден разрез этой толщи в скв. 22, где мощность его составляет 500 м. Несколько сокращается мощность толщи в скв 25, 27 и 52, где она не превышает 380 м (см. рис. 46).

Верхнюю часть разреза верхоленской свиты представляет третья по счету толща преимущественно грубых терригенных пород, сохранившаяся только в скв. 52, 22 и 27. В скв. 55 эта толща размыта. В скв. 52 толща сложена грубо- и среднезернистыми косослоистыми песчаниками. В скв. 22 грубые терригенные породы присутствуют лишь в самых верхах разреза толщи, а в целом в ее строении принимают участие чередующиеся между собой песчаники, алевролиты и аргиллиты. Мощность третьей толщи в скв. 52 500 м, в скв. 22 она не выходит за пределы 300 м.

Общая мощность отложений верхоленской свиты в западном типе разреза достигает наибольшей величины в окрестностях с. Троицко-Заводского (скв. 22), где она превышает 1000 м. Малые мощности этой свиты характерны для районов сс. Тынысса (скв. 25) и Караульного (скв. 27). Однако такие изменения мощностей верхоленской свиты объясняются не сокращением разрезов, а их срезанием вышележащими девонскими толщами.

Наиболее характерный разрез западного типа дает скв. 22, вскрывшая в районе с. Троицко-Заводского более 1000 м красноцветных пород верхоленской свиты. Подошва красноцветных отложений здесь залегает на глубине 1021,70 м, однако красноцветы встречаются и ниже, но там они залегают в виде прослоев и пачек среди сероцветных карбонатных и соленосных пород. Таким образом, красноцветные отложения верхоленской свиты в этом разрезе постепенно сменяют сероцветные соленосно-карбонатные толщи, и поэтому резкой границы такого перехода наблюдать не удается.

1. Терригенный красноцветный разрез в скв. 22 начинается коричневато-бурыми алевролитами, для которых характерна примесь доломитового материала. Алевролиты переслаиваются с мергелями и осадочными брекчиями, состоящими из кучно расположенных остроугольных обломков мергелей, сцементированных карбонатным материалом. Породы буквально пронизаны гнездовидными скоплениями ангидрита, а также в разных направлениях пересечены прожилками белого и розового гипса. На плоскостях напластования алевролитов наблюдается сыпь из слюдистых чешуек и отдельные хорошо окатанные зерна кварца и кремней. Мощность 4,70 м.

2. Выше по разрезу залегают однородные коричневато-бурые алевролиты, содержащие включения и гнезда ангидрита. Мощность 10 м.

3. Среди алевролитов вновь появляются прослои осадочных брекчий. Мощность 2,20 м.

4. Мергели буровато-коричневые, с раковистым изломом, звенящие при ударе молотком. Мощность 0,10 м.

5. Алевролиты с примесью доломитового материала, с гнездами и округлыми включениями ангидрита. Мощность 3,80 м.

6. Алевролиты красно-бурые, реже зеленовато-серые, включающие маломощные прослои тонкозернистых песчаников. Помимо песчаников, в прослоях есть мергели. Мощность 6,40 м.

7. Выше по разрезу коричневато-бурые и бурые алевролиты переслаиваются с маломощными прослоями осадочных брекчий и зеленовато-серых тонкозернистых песчаников. Мощность 2,90 м.

8. Далее в разрезе хорошо обособляется пачка осадочных брекчий. В основной массе этих пород, представленной алевролитом, рассеяны остроугольные обломки ярко-бурых мергелей и аргиллитов. Кроме того, брекчию пронизывают частые включения и гнезда ангидритов, что в целом придает этой пачке пестрый вид. Мощность 2,80 м.

9. Брекчии вверх по разрезу сменяются однородными коричневато-бурыми алевролитами. Мощность 2,40 м.

10. Такие же по составу алевролиты, что и нижележащие, но в них постоянно присутствуют концентрические включения ангидрита, достигающие 2 мм в диаметре. Эти включения равномерно распределены в породе, что придает ей своеобразное гороховидное строение. Мощность 4,40 м.

11. Алевролиты постепенно переходят в тонкозернистые полимиктовые песчаники коричневато-бурые и буровато-красные. Песчаники содержат включения и гнезда ангидрита. Мощность 2 м.

12. Выше следует обособленная пачка осадочных брекчий коричневато-бурых и буро-красных, состоящих из хаотически расположенных остроугольных обломков мергелей и аргиллитов. Мощность 3 м.

13. Брекчии переходят в тонкозернистые песчаники, чередующиеся с сильно песчанистыми аргиллитами. Песчаники содержат включения ангидрита то в виде округлых зерен, достигающих 1 см в диаметре, то в виде точечных обособлений. Мощность 5 м.

14. Коричневато-бурые и буровато-коричневые песчанистые аргиллиты, распадающиеся на отдельные комки неправильной остроугольной формы. Аргиллиты содержат примесь карбонатного материала и включения и линзовидные прослои ангидрита. Мощность 2 м.

15. Аргиллиты сменяются осадочными брекчиями, состоящими из обломков красно-бурых и зеленовато-серых мергелей и аргиллитов, расположенных в песчанистом материале. Мощность 3 м.

16. Выше по разрезу брекчии перекрываются тонкозернистыми песчаниками, содержащими включения ангидрита, то округлые, достигающие 1 см в диаметре, то имеющие вид точечных обособлений. Мощность 5 м.

17. Коричневато-бурые песчанистые аргиллиты, содержащие маломощные прослои аргиллитов оливково-зеленого цвета. Мощность 3,90 м.

18. Песчанистые аргиллиты по четкой литологической границе сменяются мергелями, для которых характерна полосчатость. Преобладают мергели буровато-коричневые и красновато-бурые, реже наблюдаются зеленовато-серые и голубовато-серые аналогичные породы. Мощность 1,10 м.

19. Выше идут буровато-коричневые очень плотные алевролиты, содержащие включения ангидрита. Мощность 4,50 м.

20. Они переходят в розовато-серые и коричневато-бурые тонкозернистые неслоистые песчаники. Мощность 0,40 м.

21. Затем вновь выходят алевролиты, в нижней части разреза зеленовато-серые, в верхней — буровато-коричневые. Мощность 6,30 м.

22. Пачка однообразных по строению красноцветных комковатых песчанистых аргиллитов, содержащих маломощные прослои тонкозернистых песчаников и мергелей. Мощность 5 м.

23. Алевролиты буровато-коричневые, участками слабобрекчированные (в однородной алевролитовой массе есть небольшие обломки аргиллитов), беспорядочно чередующиеся с зеленовато-серыми алевролитами, на плоскостях напластования которых встречаются нашлепки бурых алевролитов. Мощность 10 м.

24. Хорошо обособленная в разрезе пачка буровато-коричневых тонко- и среднезернистых кварц-полевошпатовых песчаников. Мощность 1 м.

25. Алевролиты коричневато-бурые, включающие маломощные прослои тонкозернистых песчаников. Мощность 4 м.

26. Коричневато-бурые аргиллиты разной степени песчанистости с прослоями и включениями ангидрита. Мощность 10 м.

27. Алевролиты, переслаивающиеся через неравномерные интервалы с тонко- и среднезернистыми песчаниками. Мощность 5 м.

28. Песчанистые аргиллиты, буровато-коричневые, с прослоями и включениями ангидрита. Мощность 1,80 м.

29. Аргиллиты по четкой литологической границе сменяются бурыми и буровато-зелеными тонкозернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками. Мощность 0,50 м.

30. Буровато-коричневые песчанистые аргиллиты с маломощными прослоями тонкозернистых песчаников чередуются с алевролитами. Мощность 6,90 м.

31. Пласт песчаника неравномерного сложения и неодинаковой окраски. В основном это тонкозернистые коричневато-бурые песчаники с отдельными гальками кремней и кварца. Они содержат прослои светло-серых и зеленовато-серых известковистых песчаников, на плоскостях напластования которых имеются нашлепки буро-красных и зеленовато-серых аргиллитов. Мощность 0,70 м.

32. Песчанистые аргиллиты с маломощными прослоями тонкозернистых песчаников. Мощность 2,50 м.

33. Пачка своеобразных коричневато-бурых, вишнево-коричневых осадочных брекчий, состоящих из остроугольных обломков аргиллитов, расположенных то кучно, то разобщенно. Мощность 0,80 м.

34. Алевролиты буровато-коричневые с прослоями тонко- и среднезернистых песчаников. Мощность 7 м.

35. Пласт бурых и красновато-бурых тонко- и среднезернистых кварц-полевошпатовых песчаников. Мощность 0,80 м.

36. Алевролиты с включениями и точечными обособлениями ангидрита, чередующиеся с песчанистыми аргиллитами. Мощность 4,20 м.

37. Коричневато-бурые и зеленовато-серые тонко- и среднезернистые песчаники с редкими хаотически расположенными гальками кварца и кремня. Мощность 2 м.

38. Серия чередующихся слоев алевролитов и тонкозернистых песчаников, содержащих включения ангидрита. Мощность 5,80 м.

39. Красновато-бурые и коричневато-бурые алевролиты, переходящие в песчанистые аргиллиты. В верхней части пачки среди них встречаются прослои голубовато-серых аргиллитов. Мощность 10 м.

40. Пестрая пачка пород — переслаивание алевролитов, тонкозернистых песчаников и осадочных брекчий. Цвет пород коричневато-бурый, бурый, реже зеленовато-серый. Мощность 5 м.

41. Красновато-бурые песчаники, тонко- и реже среднезернистые, с включениями ангидрита. Мощность 3 м.

42. Далее выходит мощная толща удивительно однообразных и монотонных по составу и строению аргиллитов, имеющих интенсивную ярко-бурую, красновато-бурую и лишь изредка зеленовато-серую и го-

лубовато-серую окраску. Аргиллиты массивные, неслоистые, распадающиеся на куски неправильной формы. Однообразие разреза нарушается лишь тем, что некоторые разновидности аргиллитов песчанисты, другие же характеризуются значительной примесью карбонатного материала. В том случае, когда песчанистость аргиллитов становится высокой, они на некоторых интервалах превращаются в алевролиты или тонкозернистые песчаники, а когда карбонатный материал превышает 30% общего состава породы, аргиллиты переходят в мергели. На поверхностях напластования песчаников и алевролитов нередко есть примазки и нашлепки аргиллитов. Остроугольные обломки и окатыши аргиллитов содержатся и в самих песчаниках. Мощность прослоев песчаников и алевролитов от первых сантиметров до 2,5—3 м, а мергелей никогда не превышает 5—8 см. Встречаются эти прослои через различные промежутки, от 1,5—2 до 5—6,5 м. В целом же толща сложена аргиллитами, которые постоянно сопровождаются главным образом гипсом и реже ангидритом, образующими среди них прослои, линзы, гнездовидные скопления, гороховидные и точечные обособления. Мощность 441,40 м.

43. Выше продолжается разрез все той же аргиллитовой толщи. В отличие от нижележащих аргиллитов они все песчанисты и часто содержат прослои тонкозернистых песчаников и алевролитов. Мощность 38,80 м.

44. Затем среди красно-бурых аргиллитов отчетливо обособляется пласт голубовато-серых мергелей и известняков, разобщенных через интервалы от 0,10 до 0,15 м прослоями гипса мощностью от 3 до 5,5 см. Мощность 2 м.

45. Мергели вверх по разрезу по четкой литологической границе сменяются вишнево-красными полосчатыми алевролитами. Мощность 2 м.

46. Вновь выходят красновато-бурые песчанистые аргиллиты, содержащие прослои серых и голубовато-серых аргиллитов и коричневато-бурых алевролитов; в этой части разреза также встречаются прослои, включения и гнездообразные скопления гипса. Мощность 43,80 м.

47. Аргиллиты вверх по разрезу постепенно переходят в тонкозернистые песчаники. Красно-бурые песчаники включают прослои алевролитов очень часто серого или зеленовато-серого цвета. На плоскостях напластования песчаников и алевролитов встречаются нашлепки и примазки ярко-бурых аргиллитов, скопления чешуек слюды. Мощность 8 м.

48. Вновь в разрезе появляется пачка красно-бурых сильно песчанистых аргиллитов. Мощность 4,5 м.

49. Серия чередующихся слоев красно-бурых тонкозернистых песчаников, алевролитов и песчанистых аргиллитов. Мощность 8,5 м.

50. Красно-бурые тонкозернистые песчаники, содержащие маломощные прослои песчанистых аргиллитов. Мощность 2,70 м.

С глубины 313,30 скв. 22 вскрывает уже иного фациального облика породы. На этом уровне редкостью становятся тонкозернистые терригенные породы, почти полностью исчезают и прослои карбонатных; редкими становятся и сульфатные включения. Разрез здесь начинается

51. красно-бурыми тонкозернистыми песчаниками, переслаивающимися с светло-серыми и буровато-серыми массивными косослоистыми песчаниками. Мощность 5,30 м.

52. Выше выходят однообразные тонко- и среднезернистые светло-бурые и розовато-бурые сильно известковистые песчаники, как правило, косослоистые. В песчаниках встречаются остроугольные обломки зеленых и красных аргиллитов. Мощность 5,60 м.

53. Серия переслаивания красновато-бурых и голубовато-серых алевролитов и тонкозернистых песчаников, содержащих линзовидные прослои песчанистых мергелей. Мощность 5,40 м.

54. Выше обособляется пачка однообразных сильно известковистых песчаников, красно-бурых и кирпично-красных. Некоторые их разновидности содержат остроугольные обломки голубовато-серых аргиллитов. Мощность 2,60 м.

55. Выше по разрезу красно-бурые и кирпично-красные тонкозернистые песчаники чередуются со светло-серыми и буровато-серыми тонко- и среднезернистыми песчаниками. Мощность 10,90 м.

56. Алевролиты красно-бурые, с прослоями тонкозернистых песчаников. Мощность 0,40 м.

57. Красно-бурые тонко- и среднезернистые песчаники, включающие остроугольные обломки красно-бурых аргиллитов. Мощность 2 м.

58. Розовато-бурые и сиренево-бурые тонкозернистые песчаники, косослоистые, с нашлепками ярко-красных аргиллитов на плоскостях напластования. Мощность 4,10 м.

59. Чередование тонко- и среднезернистых песчаников, розовато-бурых, кирпично-красных, сиреневато-бурых, светло-серых и зеленовато-серых. Песчаники часто косослоистые. Почти во всех этих песчаниках присутствуют остроугольные плоские обломки вишнево-бурых аргиллитов. Мощность 11,50 м.

60. Выше по разрезу выходят буровато-красные алевролиты, содержащие маломощные прослои песчанистых аргиллитов и тонкозернистых песчаников. Мощность 4 м.

61. Пачка красновато-бурых, кирпично-красных тонко- и среднезернистых песчаников, массивных, главным образом косослоистых, с линзовидными прослоями и размазанными участками средне- и грубозернистых кварц-полевошпатовых песчаников светло-серого цвета. На плоскостях напластования песчаников нередко встречаются окатыши аргиллитов. Иногда окатыши сосредоточиваются в виде отдельных прослоев, достигающих 7—10 см мощности. Мощность 3,30 м.

62. Пачка сиренево-бурых и лиловато-бурых песчаников, преимущественно среднезернистых, но местами переходящих в грубозернистые. Они содержат остроугольные обломки ярко-бурых аргиллитов. Обломки сосредоточены в отдельных прослоях, достигающих 5—8 см мощности. Мощность 4,20 м.

63. Чередование лиловато-бурых, бурых и реже светло-серых преимущественно среднезернистых песчаников, обладающих разнообразной косой слоистостью речного типа. Среднезернистые песчаники на отдельных участках переходят то в тонко-, то в грубозернистые разности, которые, как правило, составляют в разрезе лишь маломощные прослои. Мощность 6,90 м.

64. Далее выходят тонкозернистые красновато-бурые песчаники, переслаивающиеся с алевролитами. Мощность 1,80 м.

65. Лиловато-бурые средне- и тонкозернистые кварц-полевошпатовые косослоистые песчаники с гальками кремней и кварца и остроугольными обломками ярко-бурых аргиллитов. Мощность 7,10 м.

66. Однообразная толща лиловато-бурых и сиреневато-бурых крупнозернистых песчаников, массивных и косослоистых, с рассеянной галькой кремней и остроугольными обломками ярко-бурых аргиллитов. Мощность 9,70 м.

67. Чередование разнозернистых лиловато-бурых песчаников. В разрезе преобладают грубо- и среднезернистые породы, тонкозернистые встречаются реже. Мощность 6,50 м.

68. Пачка лиловато-бурых и тонкозернистых слоистых песчаников с остроугольными обломками ярко-бурых аргиллитов. Мощность 2,50 м.

69. Чередование средне- и реже тонкозернистых лиловато-бурых косослоистых песчаников с грубозернистыми зеленовато-бурыми, переходящими в гравелиты. Мощность 11,60 м.

70. Толща переслаивающихся красновато-бурых среднезернистых и лиловато-бурых крупнозернистых песчаников, содержащих обломки аргиллитов. Мощность 11,30 м.

71. Песчаники лиловато-бурые, реже розовато-бурые, преимущественно тонко- и реже среднезернистые, как правило, слоистые, с редкими остроугольными включениями аргиллитов и линзовидными прослоями зеленовато-серых и серых грубозернистых песчаников. Мощность 7,60 м.

72. Толща однообразных розовато-бурых тонкозернистых косослоистых песчаников. Мощность 15,40 м.

73. Лиловато-бурые и розовато-бурые преимущественно среднезернистые песчаники, содержащие в средней части разреза 0,50 м мощности прослой гравелитов. Мощность 5,50 м.

74. Розовато-бурые слоистые и косослоистые средне- и грубозернистые песчаники. Мощность 12,80 м.

75. Чередование серых и красно-бурых грубо- и среднезернистых кварц-полевошпатовых песчаников, обладающих грубой косой слоистостью потокового типа. Мощность 13,10 м.

76. Пачка красно-бурых тонкозернистых песчаников с потоковой слоистостью. Мощность 2,60 м. Венчается разрез верхоленской свиты

77. толщей чередующихся светло-серых, серых и красновато-бурых тонко- и среднезернистых песчаников, содержащих остроугольные обломки серых и зеленовато-серых аргиллитов. Мощность 32,60 м. В районе скв. 22 красноцветы верхоленской свиты перекрываются зеленоцветными породами девона.

Следовательно, красноцветные толщи верхоленской свиты восточного и западного типов разрезов представлены существенно терригенными образованиями. Самостоятельные прослои сероцветных карбонатных пород, среди которых могут быть отмечены доломиты, наблюдаются только в низах разреза восточного типа, в так называемом осинском горизонте. Однако в северном и северо-восточном направлениях красноцветные терригенные породы описанных выше двух типов разрезов начинают постепенно расклиниваться сероцветными карбонатными породами вплоть до полного исчезновения красноцветов в средне-верхнекембрийских разрезах крайних северных районов Сибирской платформы (Розова, 1968). В районах Заангарья такие переходные разрезы могут быть продемонстрированы на примере верхоленской (эвенкийской) свиты, разбуренной Мирюгинской геологосъемочной партией Красноярского геологического управления в бассейне р. Кежмы. В этом районе на серых доломитах и известняках, содержащих прослои гипсов, на глубине 280,10 м лежат:

1. вначале буровато-серые, а затем бурые и красно-бурые алевролитистые доломиты или сильно доломитистые алевролиты, пронизанные включениями и прожилками белых гипсов. Именно с этого интервала начинается преимущественное развитие красноцветных пород, что и послужило основанием для выделения здесь эвенкийской свиты. Мощность 2,10 м.

2. Красно-бурые алевролиты по четкой литологической границе сменяются пластом серых доломитов, переполненных линзовидными прослоями, включениями и прожилками гипса. Мощность 0,50 м.

3. Доломиты выше по разрезу перекрываются красновато-бурыми и кирпично-красными алевролитами, для которых весьма характерна существенная примесь доломитового материала, а также включения и прожилки гипса. В средней части разреза этих алевролитов проходит прослой серого, светло-серого доломита мощностью 8 см. Мощность 12,10 м.

4. Далее вновь обособляется пачка сероцветных карбонатных пород; в нижней части разреза это преимущественно доломиты, а в верхней — известняки, в которых видны ярко выраженные стилолитовые структуры. Вся эта пачка пронизана прожилками и включениями гипса. Мощность 8,50 м.

5. Карбонатные породы вверх по разрезу постепенно переходят в доломитистые алевролиты вначале серой, а затем кирпично-красной окраски. Эти породы, как и все нижележащие, сопровождаются гипсами. Мощность 2,60 м.

6. Алевролиты вновь сменяются пачкой карбонатных пород, совершенно аналогичной той, которая описана под номером 4. Мощность 2,50 м.

7. Карбонатные породы выше по разрезу переходят в кирпично-красные, вначале брекчированные, а затем однородные алевролиты, которые в отличие от нижележащих алевролитов содержат примесь уже не доломитового, а известковистого материала. Мощность 5,30 м.

8. Выше по разрезу кирпично-красные алевролиты перекрываются серыми и светло-серыми известняками, содержащими в верхней и нижней частях разреза прослои зеленовато-серых сильно глинистых доломитов. Мощность 4,80 м.

9. Зеленовато-серые доломиты по четкой литологической границе перекрываются однородной толщей коричневато-бурых и кирпично-красных преимущественно известковистых алевролитов, среди которых участками наблюдаются брекчированные разности. Алевролиты по всему разрезу пронизаны прожилками гипса. Изредка встречаются и обособленные прослои гипса максимальной мощностью 15 см. Мощность 34,30 м.

10. Выше по разрезу алевролиты через различные интервалы, от 0,10—0,15 до 1,5—2 м, включают прослои плитчатых ярко-бурых, иногда полосчатых мергелей мощностью 5—10 см. Мощность 3,40 м.

11. Затем следуют однородные коричневатые и кирпично-бурые известковистые алевролиты, содержащие прослои зеленовато-серых алевролитов, включения, а также прожилки гипса. Мощность 14,10 м.

12. Красно-бурые алевролиты, на разных интервалах чередующиеся с ярко-бурыми мергелями. Мощность 6,50 м.

13. Далее вновь следует однородная толща коричневато- и кирпично-красных известковистых алевролитов, включающих маломощные прослои зеленовато-серых алевролитов и гипсов. Мощность 6,30 м.

14. Серия слоев, состоящая преимущественно из красно-бурых алевролитов с прослоями мергелей, мощность которых меняется от 3 до 15 см, а также зеленовато-серых тонкозернистых песчаников. В этой части разреза исчезают обособленные прослои и включения гипса и встречаются только его прожилки. Мощность 18,10 м.

15. Красно-бурые однородные сильно известковистые алевролиты с большим количеством прослоев и включений гипса и редкими прослоями зеленовато-серых аргиллитов. Мощность 38,60 м.

16. Алевролиты постепенно переходят в красновато-бурые, а затем зеленовато-серые алевритистые доломиты. Мощность 1,40 м.

17. Выше следует обособленный пласт серого или темно-серого водорослевого известняка. Мощность 0,80 м.

18. Известняки сменяются зеленовато-серыми алевролитовыми доломитами, содержащими тончайшие (0,5 см) прослои розовых гипсов. Мощность 0,50 м.

19. Затем вновь появляется однородная толща красно-бурых известковистых алевролитов, содержащих прожилки и гнездовидные включения гипса. Мощность 52,70 м.

20. Красно-бурые алевролиты выше по разрезу приобретают брекчированный вид благодаря включению мелких остроугольных обломков мергелей. Мощность 10,10 м.

21. Чередование зеленовато-серых доломитов и светло-серых водорослевых известняков. Мощность 3,20 м.

22. Серия слоев зеленовато-серых и красно-бурых алевролитов. Мощность 4,10 м.

23. Обособленный пласт серых и зеленовато-серых доломитов. Мощность 1,60 м.

24. Венчается разрез эвенкийской свиты в районе Кежмы красновато-бурыми известковистыми алевролитами, переходящими в зеленовато-серые и бурые тонко- и реже среднезернистые песчаники. Часть песчаников обладает однородным строением, другие же на плоскостях напластования содержат окатыши ярко-бурых мергелей. В отдельных участках окатышей так много, что они образуют самостоятельные прослои. Мощность 46 м.

Общим для рассмотренных разрезов является карбонатный состав терригенных красноцветных отложений, к которым приурочены сингенетичные прослои и включения гипса и ангидрита.

Определение формационного типа

Наборы пород, типичные для рассмотренных разрезов, отличаются преобладанием терригенных и смешанного состава терригенно-карбонатных и терригенно-карбонатно-сульфатных ассоциаций, представленных тонко- и среднезернистыми, реже грубозернистыми песчаниками и гравелитами, алевролитами, аргиллитами, мергелями и отчасти доломитами, а также гипсом и ангидритом. Особое место в этих разрезах занимают тонкопереслаивающиеся ангидрит или гипс, доломиты и алевролиты, переходящие в мергели. Сульфатные прослои есть во всех породах, но наиболее обычны они среди доломитистых и известковистых алевролитов, мергелей и аргиллитов. Сульфатные породы, тем не менее, встречаются и в песчаниках, даже грубозернистых, хотя в последних, за редким исключением, они образуют не прослои, а включения и гнезда. Все эти породы в целом образуют эвапоритовую красноцветную формацию с своеобразным парагенезом пород.

Вертикальные границы этой формации достаточно четкие. Нижняя падает на смену сероцветных карбонатных, соленосно-сульфатных и соленосных отложений преимущественно красноцветными терригенными толщами; граница не является строго синхронной и проходит на различных стратиграфических уровнях кембрия. На западе, в Канско-Ангарской впадине, она особенно изменчива. На междуречье рр. Тасеевой и Усолки (скв. 42, 55 и 22), например, где красноцветные отложения верхоленской свиты подстилаются толщей засолоненных и соленосных пород, она проводится по кровле этой толщи. В районах сс. Тынысса, Караульного и Канарая (скв. 25, 27, 52), где состав толщи, подсти-

лающей верхоленскую свиту, существенно не отличается от типичных наборов пород эвапоритовой красноцветной формации, граница опускается до ее подошвы, а в районе с. Тынысса частично захватывает даже нижележащие кембрийские породы. На востоке нижняя граница формации более устойчива и всюду проводится по основанию осинского горизонта. Верхняя граница формации также отчетлива, поскольку слагающие ее породы вверх по разрезу сменяются красноцветными и сероцветными отложениями медносной формации (хандинская свита).

Латеральные границы рассматриваемой формации очерчены достаточно ясно. На западе, юге и юго-востоке, где распространение формации ограничивается поднятиями Енисейского кряжа, Восточного Саяна и Байкальской горной страны, за пределами которых* одновозрастные средне- и верхнекембрийские отложения характеризуются иными карбонатно-сланцевыми и граувакковыми наборами пород, эти границы особенно четкие. В северном и северо-восточном направлении, где эвапоритовая красноцветная формация сменяется вначале красноцветными и сероцветными карбонатно-терригенными, а далее одними сероцветными карбонатными породами, латеральные границы сложны и прихотливы.

В целом эвапоритовая красноцветная формация представляет собой крупное плоское плащеобразное тело, расположенное в южной части Сибирской платформы между р. Енисеем и верховьями р. Лены и ограниченное на западе, юге и юго-востоке областью поднятий, а на севере и северо-востоке тесно переплетающееся с сероцветными карбонатными породами.

Рассмотренную эвапоритовую красноцветную формацию ранее выделяли под весьма общим названием красноцветной формации (Королюк, 1962) на примере в основном восточного типа разрезов. Однако такое название является слишком общим и не соответствует особенностям ее состава. Терригенные красноцветные отложения кембрийской эвапоритовой формации отличаются значительной карбонатностью. По данным химической лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР, 90% терригенных пород формации принадлежат, по классификации С. Г. Вишнякова — Л. Б. Рухина и Г. И. Теодоровича, к карбонатным (табл. 28—30), содержащим более 10% $CaCO_3 + MgCO_3$. В восточных разрезах формации обычны алевритистые мергели, в которых сумма $CaCO_3 + MgCO_3$ составляет 35—40% и реже 50%. Следовательно, набором пород и участием в строении разрезов сульфатных ассоциаций рассмотренная формация отличается от меденосных красноцветных формаций.

Фациальные сочетания и фациальные ряды

Эвапоритовая красноцветная формация включает фациальные сочетания пород, возникшие в разнообразных физико-географических условиях.

Наиболее типичны и широко распространены фациальные сочетания (см. рис. 46, усл. обозн. I), в строении которых участвуют фациально хорошо выдержанные мощные монотонные толщи, представленные преимущественно тонкозернистыми терригенными породами — аргиллитами и алевролитами, мергелями, редко песчаниками — в целом породами, принадлежащими балаганскому горизонту в восточных раз-

* Исключая районы Забайкалья, где в отдельных впадинах наблюдаются красноцветные отложения, являющиеся возрастными аналогами верхоленской свиты.

Таблица 28

Химический состав (в %) красноцветных отложений верхоленской свиты южной части Сибирской платформы
(анализы А. В. Сухаренко, Институт геологии и геофизики)

Стратиграфическое положение и литологическая характеристика пород	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	п. п. п.	H_2O	Сумма
Мергель, нижняя часть свиты, г. Киреск, р. Лена	37,42	0,47	8,25	2,03	2,49	0,06	11,53	13,06	1,08	1,28	1,12	0,20	20,80	1,06	99,85
Известняк, нижняя часть свиты, Заангарье	18,42	0,35	4,42	2,00	0,86	0,03	11,97	21,55	0,34	2,05	0,10	7,30	30,89	—	100,28
Аргиллит, нижняя часть балаганского горизонта, р. Ангара	49,90	1,01	19,20	7,12	1,42	0,03	3,56	Не опр.	0,57	3,48	0,08	Не опр.	10,39	3,78	100,55
Мергель, верхняя часть балаганского горизонта, р. Лена	54,59	0,20	6,33	0,49	1,26	0,07	1,01	17,68	1,89	0,55	0,12	0,03	15,09	0,55	99,86
Известковистый песчаник, усть-талькинский горизонт, р. Лена	64,05	0,28	6,07	0,88	1,26	0,05	1,31	12,02	1,98	0,58	0,12	0,05	10,60	0,51	99,76
Мергель, михайловский горизонт, р. Лена	47,19	0,45	9,48	1,99	1,89	0,10	3,75	14,85	2,18	1,12	0,21	0,07	15,75	0,80	99,83

резах и во второй толще на западе. В западном типе разреза преобладают аргиллиты, в восточном — алевролиты и мергели. В аргиллитах и алевролитах данного фациального сочетания постоянно содержится значительная примесь пелитоморфного карбонатного материала, что заставляет относить их к группе смешанных терригенно-карбонатных пород. Процент карбонатности аргиллитов и алевролитов колеблется от 10 до 30. В этих породах постоянно наблюдаются сингенетичные прослои и включения гипса или ангидрита. Последний нередко заполняет поровые пространства, цементируя кластические зерна.

В западных разрезах в этом фациальном сочетании преобладают однообразные наборы преимущественно неслоистых пород, главным образом аргиллитов. Однообразие пород в некоторых районах Канско-Ангарской впадины, в частности, в районе с. Троицко-Заводского (скв. 22), исключительно велико. Здесь, например, толща неслоистых аргиллитов комковатого сложения мощностью 500 м лишь местами переслоена алевролитами и мергелями, причем выделяются эти прослои только при изучении пород в шлифах. Так же однообразно построен разрез и в районах сс. Тынысса, Караульного и Канарая (скв. 25, 27 и 52). Лишь в некоторых районах этой впадины монотонное строение разреза нарушается присутствием маломощных пачек и прослоев слоистых пород. Иногда (скв. 42) эти слоистые наборы состоят из смешанных алевролито-мергелистых пород. Слоистость их подчеркивается чередованием коричневато-бурых алевролитов с тончайшими прослойками миллиметровой мощности серых и зеленых мергелей. Мощность таких слоистых пачек не превышает 1,5 м и в разрезе они очень ред-

Таблица 29

Карбонатность (в %) терригенных пород эвапоритовой красноцветной формации на юго-западе Сибирской платформы (скв. 22)

Литологическая характеристика	№ образца	CaO	MgO	Сумма карбонатности ($CaCO_3$+ +$MgCO_3$)
Песчаник	239	5,88	5,07	21,10
Алевролит	236	12,36	0,84	23,88
,,	228	13,71	2,79	30,37
,,	214	13,83	2,75	30,42
Мергель	205	15,01	3,17	33,42
,,	171	17,07	1,90	34,45
Алевролит	165	13,83	1,69	28,22
Аргиллит	85	11,18	1,26	22,60
Песчаник	66	12,36	2,53	27,35
,,	57	9,62	3,29	24,00
Алевролит	46	7,71	5,37	24,98
,,	38	5,22	5,24	20,27
,,	35	3,03	3,49	12,70
Алевролит доломитистый	32	15,66	3,88	36,00
Песчаник	30	3,64	5,41	17,83
Алевролит	26	1,46	2,31	7,44
,,	13	0,49	1,70	4,42
,,	7	13,29	7,11	38,50

Примечание. Анализы выполнены Е. Н. Жуковой, А. В. Сухаренко. Институт геологии и геофизики СО АН СССР.

ки. Местами (скв. 55) слоистые пачки обособляются благодаря присутствию маломощных (2—8 см) прослоев тонкозернистых параллельнослоистых и косослоистых песчаников.

В разрезах восточного типа наборы слоистых пород описываемых фациальных сочетаний широко распространены и разнообразны. Более того, здесь неслоистые наборы редки, а наиболее характерны те, в строении которых участвуют известковистые алевролиты, переходящие в мергели, чередующиеся с прослоями и пачками полосчатых мергелисто-алевролитовых пород. Эти полосчатые пачки представляют собой равномерно чередующиеся (через интервалы 1—2 см) слойки мергелистого и алевролитового материала. Мощность пачек колеблется от 5—8 см до 0,5 м, а встречаются они через разные интервалы, варьирующие от 0,5 до 3,5 м. Общая же мощность подобного набора слоистых пород

Таблица 30

Карбонатность (в %) терригенных пород эвапоритовой красноцветной формации в районе р. Ангары

Горизонт	Литологическая характеристика	CaO	MgO	Сумма карбонатности ($CaCO_3$+ +$MgCO_3$)
Кардинский	Аргиллит	8,13	3,32	21,45
Рютинский	Мергель	16,76	2,24	34,60
Михайловский	Алевролит	12,02	1,31	24,20
Усть-Талькинский	Песчаник известковистый	12,31	0,96	26,50
Балаганский	Мергель	24,19	3,32	50,10
	Алевролитистый мергель	16,31	1,20	31,60
	Песчаник известковистый	10,92	2,88	25,50
	То же	16,61	0,64	30,90
Осинский	Алевролитистый мергель	17,20	0,85	32,00

Примечание. Анализы выполнены А. В. Сухаренко, П. А. Сердюковой, Институт геологии и геофизики СО АН СССР.

может колебаться от 5—8 до 15—20 м. Может быть указан и другой набор слоистых пород, в котором известковистые алевролиты, переходящие в мергели, включают пачки и прослои полосчатых пород смешанного состава, представляющих тонкое чередование тонкозернистых песчаников и мергелей. Эти прослои наблюдаются в интервале от 1,5—2 до 2,5—3 м, а мощность их не превышает 8 см. Общая же мощность такого набора от 8 до 20 м. Не менее распространен и набор пород из однообразных почти всегда слоистых алевролитов, переходящих в мергели. Эти алевролиты имеют то сгустковое, то однородное массивное строение. Мощность таких наборов изменчива, минимальные ее значения 4—6 м, максимальные — 20—35 м.

Когда балаганский горизонт перекрывается хорошо обособленным в разрезе усть-талькинским горизонтом, в строении рассматриваемых фациальных сочетаний участвует и такой набор пород, который состоит из алевролитов, содержащих прослои зеленовато-серых и красновато-бурых тонкозернистых параллельно- и косослоистых песчаников. Мощность песчаниковых прослоев от первых до 10—15 см, а общая мощность всего набора — 15 м.

В чередовании слоистых наборов пород трудно подметить какую-либо определенную закономерность. Можно только указать, что наборы алевролитов с прослоями песчано-мергелистых пород тяготеют к прибайкальской зоне седиментационного бассейна, а с прослоями мергелисто-алевролитовых пород — к его внутренней и северо-западной зонам.

Алевролиты этого типа фациальных сочетаний обычно плотные, массивные, в западном типе разреза в большинстве случаев неслоистые и только участками обладают неясно выраженной горизонтальной слоистостью, в восточном — слоистые, комковатые, коричневато-бурые. Даже невооруженным глазом в них можно видеть своеобразную сгустковую структуру, являющуюся результатом осаждения карбонатного материала в терригенной массе. Алевролиты, как правило, имеют полимиктовый и реже аркозовый состав. Обломочный материал в них представлен хорошо отсортированными, но преимущественно слабоокатанными зернами кварца и полевых шпатов, обломками кварцитов, известняков, листочками слюды и рудными минералами. Цемент базального типа, реже типа заполнения пор, сульфатный, глинистый (гидрослюдистый) и карбонатный, обильно пропитан гидроокисями железа. Максимальное содержание цемента в породе 50%, а в среднем не выходит за пределы 30%.

Аргиллиты представляют собой породы коричневато-бурые и красно-бурые, неслоистые, комковатой текстуры и сгусткового строения. Основная масса их — карбонатный, гидрослюдистый, хлорит-гидрослюдистый, железистый материал. В основной массе то беспорядочно, то кучно рассеяны остроугольные зернышки кварца полевых шпатов и листочки слюды. Нередко зернышки группируются в полоски, расположенные поперек слоистости. В основной массе аргиллитов, как и в цементе некоторых алевролитов, нередко встречаются сингенетичные кристаллы целестина. По данным полуколичественного спектрального анализа, содержание в таких породах стронция может достигать 1%, причем целестин содержится главным образом в ангидритовом и реже карбонатном цементе. В западных разрезах карбонатный материал аргиллитов и алевролитов рассматриваемого типа фациальных сочетаний представлен не только кальцитом, но и доломитом, а в восточных — только кальцитом. Несомненно, тонкоотмученные терригенно-карбонатные породы подобных фациальных сочетаний принадлежат образованиям мелководных бассейнов повышенной солености и весьма спокойного гидродина-

мического режима. По всей вероятности, область красноцветной седиментации представляла собой обширные эпиконтинентальные озера лагунного типа.

Следующий тип фациальных сочетаний (см. рис. 46, усл. обозн. II) распространен, пожалуй, даже шире, чем первый, и не менее характерен для эвапоритовой красноцветной формации. В восточных районах на его долю приходится большая часть красноцветного разреза. В целом же он объединяет разнообразные терригенные, терригенно-карбонатные и реже карбонатные породы первой толщи многих западных разрезов, а также преимущественно михайловского, кардинского, и реже усть-талькинского и рютинского горизонтов восточного типа разрезов.

Терригенные и терригенно-карбонатные породы — это тонкозернистые песчаники, мергелистые алевролиты, осадочные брекчии и смешанные алевролито-мергелистые, песчано-мергелистые породы, карбонатные — это алевритистые мергели и мергели. Перечисленные типы пород сложно сочетаются друг с другом. Однако, как правило, в нижней части разрезов преобладают алевролиты, в верхних — песчаники. Общим для разрезов данного типа фациальных сочетаний является частое чередование разнообразных по составу, обычно хорошо наслоенных осадочных пачек, к поверхностям напластования которых нередко приурочены разнообразные иероглифы. Не менее типично присутствие обособленных прослоев осадочных брекчий и наличие почти во всех разновидностях пород окатышей алевролитов и мергелей. Такие окатыши имеют форму лепешек не более 3—4,5 см в длину и 1,5—2 см толщины. Они то хаотически располагаются в породе, то образуют линзовидные прослои. В целом преобладают алевролиты и песчаники, мощность слоев которых колеблется от 10—35 см и от 50 см до 2—2,5 м. Мергели также образуют хорошо обособленные прослои, но мощность их в большинстве случаев 2—5 см. В нижней части разреза данного типа фациальных сочетаний прослои алевролитов иногда раздуваются до 50—60 см. Общая же мощность всего набора пород весьма непостоянна, минимальные ее значения 5—8 м, максимальные 25—30 м.

Следующий набор пород включает алевролиты, песчаники и осадочные брекчии. Особенно часто такие наборы наблюдаются в западных разрезах, где мощность их меняется от 6—12 до 15—20 м. В таком наборе преобладают то алевролиты, то песчаники, а осадочные брекчии образуют прослои мощностью 5—8 см через промежутки от 0,5 до 2,5 м. В восточных разрезах прослои осадочных брекчий в таких наборах пород обособляются нечетко. Как правило, песчаники и алевролиты в отдельных интервалах содержат алевролито-мергелистые «окатыши».

Набор, который состоит из неравномерно переслаивающихся пачек и прослоев, сложенных песчаниками и алевролитами, наиболее типичен для верхней части разреза рассматриваемых фациальных сочетаний. В этом наборе в одних районах господствуют алевролиты, чередующиеся через разные интервалы (от 0,5 до 1,5—2 м) с 5—15 см, реже 0,5 м прослоями буровато-серых, зеленовато-серых и красновато-бурых тонкозернистых песчаников. В других же районах преобладают песчаники, а алевролиты образуют прослои мощностью 0,1—0,5 м. Общая мощность данного набора изменчива, от 10—12 до 25—30 м.

Нередко в подобных фациальных сочетаниях хорошо обособляется и такой набор пород, который состоит из чередующихся алевролитов и мергелей общей мощностью от 12 до 25 м. Алевролиты в этом наборе господствуют, а мергели подчинены им и образуют среди них прослои. Мергели в большинстве случаев полосчатые; они включают тон-

чайшие прослои алевролитов и песчаников. Однако есть и такие разрезы, в которых главная роль принадлежит массивным, неяснослоистым мергелям. Во всех перечисленных наборах пород этого типа фациальных сочетаний присутствуют сингенетичные включения ангидрита или гипса, цементирующие кластические зерна, а иногда, особенно в западном типе разреза, образующие прослои.

Песчаники таких фациальных сочетаний, как правило, тонкозернистые, плотные, нередко массивные, с отчетливой горизонтальной слоистостью. Состав песчаников аркозовый и полимиктовый; кластический материал — окатанные и полуокатанные зерна кварца, полевых шпатов, карбонатных и кремнистых пород, листочки слюды и зерна рудных минералов. Цементируются зерна глинистым (гидрослюдистым) и карбонатным материалом, пропитанным гидроокисями железа.

Алевролиты плотные, нередко слоистые, участками комковатые. Состав их полимиктовый или аркозовый. Среди зерен преобладает кварц, затем идут полевые шпаты, карбонатные и кремнистые породы, листочки слюды, кварц-серицитовые сланцы и рудные минералы. Цемент пород глинисто-карбонатный, глинисто-железистый или сульфатный. Зерна имеют окатанную и полуокатанную, реже остроугольную форму. Кварц в некоторых зернах окаймлен регенерационными каемками.

Основная масса осадочных брекчий представлена преимущественно коричневато-бурыми и красновато-бурыми алевролитами, включающими окатыши и остроугольные пластинчатой формы обломки ярко-бурых аргиллитов. Размер обломков достигает 3—5 см в длину и 1,5 см в ширину при толщине, не превышающей 1 см. В расположении этих обломков определенной ориентации, как правило, не наблюдается; они то редко рассеяны в породе, то тесно прижаты друг к другу, реже образуют ясные прослои.

Аргиллиты в рассматриваемых фациальных сочетаниях имеются только в западных разрезах в виде редких маломощных прослоев и пачек. Аргиллиты преимущественно известковистые, их глинистая масса — гидрослюдистый материал, в котором концентрируются гидроокиси железа. Рассеянные в них обломки имеют преимущественно кварц-полевошпатовый состав.

Мергели широко распространены в западных разрезах, где они образуют отдельные хорошо обособленные пачки. Характерна значительная примесь в них алевритового материала. Карбонатность в мергелях колеблется от 30 до 50%. Цемент доломитовый и кальцитовый. Мергели массивные, реже неяснослоистые и плитчатые.

В западных разрезах в породах данного типа фациальных сочетаний, особенно мергелях, алевролитах и аргиллитах, постоянно присутствуют включения ангидрита или гипса. Они то образуют отдельные гнезда, то равномерно рассеяны в виде хорошо обособленных горошин, придающих породам своеобразное «псевдоолитовое» строение. Наблюдаются отдельные прослои гипса или ангидрита мощностью от долей до 2—3 см. В породах, свойственных этим фациальным сочетаниям в восточных разрезах, прослои гипса или ангидрита полностью отсутствуют и лишь изредка встречаются их включения. Кроме того, они заполняют отдельные трещины, секущие породы в разных направлениях.

Состав пород рассмотренного типа фациальных сочетаний свидетельствует о том, что их накопление происходило в обширном водном бассейне. На западе, в Канско-Ангарской впадине, этот бассейн был весьма расчленен. На отдельных его участках (районы сс. Тынысса, Караульного и Канарая) в бассейн седиментации поступало значительное

количество обломочного материала, вследствие чего он постепенно переродился в аллювиальную равнину. Восточнее располагался единый водный бассейн, в пределы которого на северо-востоке временами заходили морские воды.

Фациальные сочетания (см. рис. 46, усл. обозн. III), в которых преобладают песчаники и изредка встречаются алевролиты, на западе в большинстве случаев участвуют в строении третьей толщи красноцветного разреза, а в некоторых районах слагают также первую и даже толщу, подстилающую верхоленскую свиту, частично захватывая нижележащие отложения (скв. 25). На востоке, когда в разрезе хорошо обособляется усть-талькинский и рютинский горизонты, эти фациальные сочетания характеризуют среднюю часть разреза формации, но сосредоточиваются преимущественно в ее верхах.

Наборы пород этого типа фациальных сочетаний немногочисленны и в целом весьма просты. В большинстве случаев это четко слоистые тонкозернистые плотные красно-бурые песчаники, то массивные, то плитчатые. Однообразие их разреза нарушается маломощными прослоями алевролитов, реже аргиллитов, имеющих мощность от 2 до 8—10 см. Общая мощность таких наборов колеблется от 8—10 до 15—20 м. Однако есть наборы, которые почти полностью состоят из песчаников. В них чередуются тонко- и среднезернистые песчаники, обладающие разнотипной слоистостью. Помимо красно-бурых песчаников, нередки зеленовато-серые, светло-серые и буро-серые. Мощность таких наборов никогда не превышает 20 м.

Главным типом пород рассматриваемых фациальных сочетаний являются тонко- и среднезернистые песчаники. Песчаники усть-талькинского горизонта отличаются плотностью, массивным сложением и полимиктовым или аркозовым составом. В их напластовании часто удается обнаружить четкую горизонтальную слоистость. Подобными же чертами характеризуются рютинские песчаники, но они в большинстве случаев не массивные, а плитчатые и тонкоплитчатые и в отличие от усть-талькинских часто переслаиваются с алевролитами и аргиллитами. В западных разрезах песчаники всегда менее плотные. Среди них, особенно в верхней части разреза формации, больше косослоистых, чем параллельнослоистых пород.

Полимиктовые песчаники состоят из окатанных и полуокатанных зерен кварца, полевых шпатов (главным образом микроклина и плагиоклазов), листочков слюды, обломков кварц-серицитовых и кварц-хлоритовых сланцев, микрокварцитов, кремнистых и карбонатных пород. Эти терригенные минералы цементируются преимущественно карбонатным (известковистым, реже доломитовым), сульфатно-карбонатным и гидрослюдисто-железистым материалом. Аркозовые песчаники отличаются лишь тем, что обломочная часть в них представлена преимущественно полевыми шпатами и кварцем. Песчаники, как полимиктовые, так и аркозовые, обладают разнообразной цементацией: базальной, поровой, пленочной и регенерационной. Пленочная и регенерационная свойственны наиболее уплотненным породам. В таких породах обломочные зерна как бы спаяны друг с другом и совершенно лишены поровых пространств, поскольку в одних случаях промежутки между отдельными зернами заполнены регенерационными каймами кварца, в других разделены тончайшими пленками гидрослюдистого состава.

Породы рассмотренного типа фациальных сочетаний, представленные главным образом песчаниками, относятся к образованиям, возникшим в аллювиальных условиях. В целом песчаники накапливались на равнине, удаленной от гор на значительные расстояния.

Следующий тип фациальных сочетаний (см. рис. 46, усл. обозн. IV) имеется только в западных разрезах, в которых ими сложены не только самые верхи формации, но и ее низы. В частности, именно эти фациальные сочетания типичны для первой толщи районов сс. Тынысса, Караульного и Канарая. Господствующим типом пород здесь являются средне- и грубозернистые полимиктовые песчаники, местами переходящие в гравелиты. Помимо гравелитов, в разрезе встречаются единичные прослои мелкогалечных конгломератов.

В том случае, когда эти фациальные сочетания объединяют породы третьей толщи, в их строении принимают участие преимущественно терригенные породы — грубозернистые песчаники с разнообразной слоистостью речного типа. Наиболее характерный набор таких пород представлен чередованием лилово-бурых грубозернистых и красновато-бурых среднезернистых песчаников. Нередко эти песчаники содержат линзы галечного материала. Мощность такого набора колеблется от 6—8 до 25—40 м.

Песчаники этого типа фациальных сочетаний в первой толще западных разрезов верхоленской свиты обычно имеют полимиктовый состав и различную зернистость. Среди обломочных минералов преобладают кварц, полевые шпаты и слюды. В меньшем количестве встречаются обломки кремнистых и карбонатных пород. Песчаники плохо сортированы, и обломочный материал в них слабо окатан. Их зерна цементируются глинисто-карбонатным, реже сульфатно-карбонатным материалом, заполняющим поровые пространства. В общей массе пород количество цемента никогда не превышает 20%. Нередко в песчаниках встречаются остроугольные обломки и пластинчатые «окатыши» ярко-бурых алевролитов, в расположении которых нередко можно наблюдать грубую слоистость. Размер зернистости песчаников меняется на коротких расстояниях. В латеральном направлении грубозернистые песчаники часто переходят в среднезернистые. В первой толще в породах этого типа фациальных сочетаний почти постоянно встречаются то кучно, то неравномерно расположенные гнездообразные включения гипса или ангидрита. Гораздо реже они образуют отдельные маломощные прослои, приуроченные к породам менее грубого состава. Грубозернистые песчаники в большинстве случаев косослоистые, а среднезернистые — грубопараллельнослоистые.

Терригенные породы третьей толщи от первой отличаются не только более грубым составом, но и разнообразной косой слоистостью, в частности перекрестной, линзовидной и т. д. Песчаники этой толщи имеют, кроме того, более пеструю окраску. Среди них, помимо красновато-бурых песчаников, постоянно встречаются розовато-бурые, розовато-серые и изредка серые. Песчаники и здесь в основном полимиктовые. Обломочный материал почти несортирован и плохо окатан. Более или менее хорошо окатаны только обломки грубослоистых песчаников, вообще представляющих большую редкость в разрезе. По всему разрезу песчаников постоянно встречаются то редко рассеянные, то сконцентрированные на отдельных участках остроугольные гальки кремней и кварца. Обломочный материал этих песчаников обычен: кварц, полевые шпаты, слюды, кремнистые и карбонатные породы и сланцы. Встречены также единичные обломки эффузивных пород. Цемент песчаников преимущественно глинистый (гидрослюдистый), реже карбонатный (известковистый). Он составляет небольшую часть общего объема породы, не более 15%. Ко всем видам цемента этих песчаников примешаны гидроокиси железа, окрашивающие породу в розоватые и бурые тона. Помимо этого, гидроокисной железистой пленкой обволакиваются отдельные зер-

на. В разрезе четвертой толщи встречаются изменчивой мощности прослои мелкогалечных конгломератов.

Терригенные породы описанного типа фациальных сочетаний относятся к образованиям, возникшим на обширной аллювиальной равнине, расположенной неподалеку от горных массивов. Значительная часть пород образовалась в результате деятельности эпизодически возникавших селевых потоков, материал которых выносился и откладывался на равнине.

В заключение остановимся на фациальных сочетаниях, которые не являются типичными и не определяют парагенеза эвапоритовой красноцветной формации, но в ней встречаются. Эти фациальные сочетания, наблюдающиеся на стыке различных формаций, представляют особый интерес для определения вертикальных и латеральных границ красноцветной эвапоритовой формации.

Один из типов подобных фациальных сочетаний (см. рис. 46, усл. обозн. V), свойственный на востоке отложениям осинского горизонта, наряду с красноцветными алевролитами и мергелями, типичными для эвапоритовой красноцветной формации, включает серые доломиты, широко распространенные в соленосной формации. На севере (район р. Кежмы) такие фациальные сочетания характеризуют латеральные переходы между эвапоритовой красноцветной и сероцветной карбонатной формациями. Таким образом, породы этого типа фациальных сочетаний образуют своеобразный переходный горизонт, расположенный на стыке различных формаций.

Фациальные сочетания (см. рис. 46, усл. обозн. VI, VII, VIII), подстилающие эвапоритовую красноцветную формацию, характеризуют уже соленосную формацию, представленную сероцветными карбонатными породами.

В целом фациальные сочетания, свойственные эвапоритовой красноцветной формации, принадлежат континентальным образованиям, возникающим в обширных озерах, имеющих облик лагун, и на аллювиальных равнинах, в большинстве случаев удаленных от областей сноса на значительные расстояния. Весьма редко в эвапоритовой формации присутствуют отложения морского происхождения. Они могут быть указаны в основании осинского горизонта ангаро-ленских разрезов и на крайнем северо-востоке рассмотренной области седиментации. Терригенные, смешанные терригенно-карбонатные и сульфатные отложения рассмотренных фациальных сочетаний парагенетически тесно связаны и образуют крупное геологическое тело. Типичный для формации фациальный ряд может быть намечен только в самых общих чертах. Этот ряд соответствует смене палеогеографических обстановок и определяет удаленность отдельных зон от источников сноса. Он не остается постоянным на протяжении истории существования верхоленского бассейна. Можно наметить поэтому три типа фациальных рядов. Первый, свойственный низам разреза формации, в определенной мере отражает закономерную дифференциацию обломочного материала и в общих чертах выглядит следующим образом: терригенные породы грубого состава → средне- и тонкозернистые терригенные породы → смешанные сульфатно-терригенно-карбонатные → отчасти карбонатные породы. Этот ряд свидетельствует о постепенном удалении от источников сноса и последовательной смене континентальных обстановок прибрежно-морскими. Однако, учитывая, что область седиментации в это время была сильно расчленена, нельзя не отметить, что выявленный фациальный ряд сильно идеализирован; на самом деле, как выясняется при разборе строения конкретных участков этой области, он оказывается более сложным. Осо-

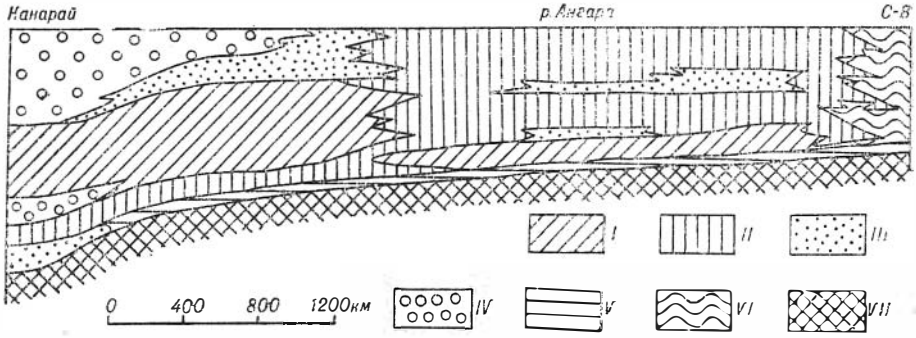


Рис. 47. Схема строения эвапоритовой красноцветной формации (разрез в широтном направлении).

Фациальные сочетания: I — преимущественно аргиллиты и алевролиты; II — чередование песчаников, алевролитов и мергелей; III — преимущественно тонкозернистые песчаники; IV — терригенные породы грубого состава; V — алевролиты, мергели и доломиты; VI — преимущественно карбонатные породы; VII — засоленные породы.

бенно это относится к Канско-Ангарской впадине, в которой низы разреза формации исключительно изменчивы (рис. 47, 48).

Фациальный ряд средней части разреза формации значительно устойчивее. На западе он представлен однообразными терригенными и смешанными сульфатно-терригенно-карбонатными тонкозернистыми породами, на востоке — закономерным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Такой ряд возник вследствие того, что на огромных пространствах верхоленского седиментационного бассейна установилась единообразная палеогеографическая обстановка. Наконец, третий ряд устанавливается для отложений верхней части разреза эвапоритовой красноцветной формации. Он в известной мере напоминает первый фациальный ряд, но отражает не постепенную, а весьма резкую смену палеогеографических обстановок. В этом ряду выделяются грубые терригенные породы, сосредоточенные в западных районах, и тонко- и среднезернистые терригенные, а также смешанные терригенно-карбонатные породы восточных районов. Такой ряд соответствует смене обстановок аллювиальных равнин озерными. Таким образом, рассмат-

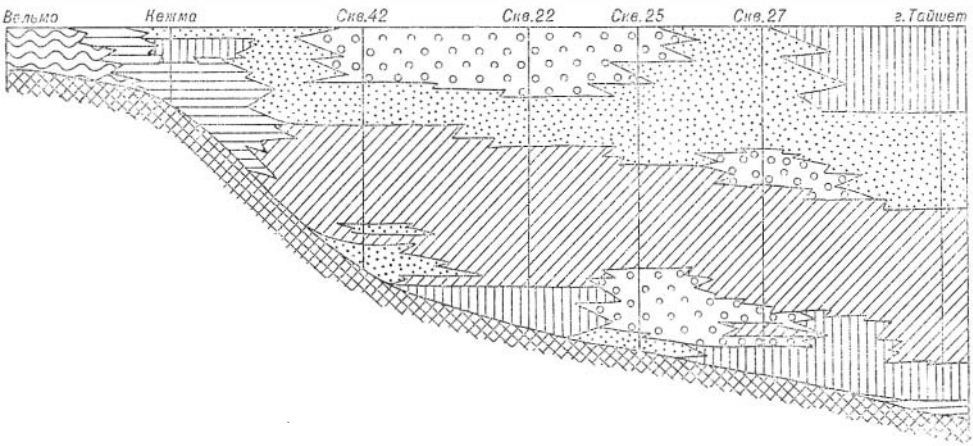


Рис. 48. Схема строения эвапоритовой красноцветной формации (разрез в меридиональном направлении). Условные обозначения см. рис. 47.

риваемая эвапоритовая красноцветная формация имеет сложное строение, особенно отчетливо вырисовывающееся при рассмотрении фациальных рядов отдельных ее частей.

В целом эвапоритовая красноцветная формация на юге Сибирской платформы сложена тонкозернистыми терригенными, терригенно-карбонатными и сульфатными породами, которые являются главными ее элементами. К второстепенным, не главным элементам формации относятся терригенные породы грубого состава, лишенные прослоев и включений сульфатных пород.

Парагенез выделенного типа эвапоритовой красноцветной формации определяется особенностями тектонической обстановки и климатическими условиями, существовавшими в эпоху накопления красноцветных толщ верхнего кембрия. Грубые терригенные породы формации могли образоваться только вблизи достаточно высоких горных сооружений, а тонкозернистые терригенные и смешанные сульфатно-терригенно-карбонатные формировались в обширном водном бассейне. Область распространения отложений этой формации на западе, юге и юго-востоке отделялась от смежных областей седиментации поднятиями, а на севере и северо-востоке была наклонена в сторону открытого моря. В климатическом отношении эта область седиментации представляла обширную аридную зону.

Другие примеры эвапоритовых красноцветных формаций

Эвапоритовые красноцветные формации прослеживаются и на других стратиграфических уровнях разреза осадочной оболочки Земли. В частности, на Сибирской платформе такие ассоциации пород, помимо кембрия, могут быть указаны в ордовике, силуре и девоне. Больше всего их в верхнем ордовике, где они образуют так называемую братскую или макаровскую свиту, прекрасные обнажения которой имеются на берегах р. Лены выше г. Олекминска. Разрез свиты имеет четкое двучленное строение. Нижняя часть ее сложена красновато-бурыми, лиловато-бурыми и коричневато-бурыми аргиллитами, содержащими прослои зеленовато-серых и пачки полосчатых зеленовато-серых и красно-бурых аргиллитов. Мощность прослоев 5—8 см, пачек 1—1,5 м. Вся эта аргиллитовая толща пронизана самыми разнообразными, часто весьма причудливыми гнездообразными скоплениями гипса. Размер гипсовых включений, имеющих концентрическую форму, от 2—3 до 5 см в поперечнике, а неправильных — до 15—20 см. Эти гнездообразные скопления гипса образуют в нижней части толщи своеобразные прослои, протягивающиеся в пределах обнажения на десятки метров. В средней части толщи аргиллитов гнезда начинают неравномерно рассеиваться по всему разрезу, а в верхней включения гипса сосредоточиваются в отдельных прослоях, мощность которых колеблется от 2—3 до 5 см. Общая мощность аргиллитовой толщи 65 м.

Верхняя часть разреза макаровской свиты сложена зелено- и красноцветными терригенными породами, поверхности напластования которых содержат глинистые окатыши и большое количество разнообразных волноприбойных знаков и трещин усыхания. Эта часть разреза макаровской свиты построена следующим образом. Низы состоят из бурых, зеленовато-бурых и красно-бурых тонкозернистых песчаников и алевролитов, среди которых появляются маломощные прослои красно-бурых

аргиллитов и белого гипса. Выше идут зеленовато-серые, серые и буровато-серые плитчатые и толстоплитчатые песчаники, включающие маломощные прослои ярко-бурых и кирпично-красных аргиллитов. Венчается разрез макаровской свиты чередованием красно-бурых и зеленовато-бурых тонкоплитчатых и тонкозернистых песчаников. Общая мощность верхней части разреза макаровской свиты 65 м.

Нижнесилурийские красноцветные толщи с прослоями гипса известны на юге, а верхнесилурийские — на севере Сибирской платформы (Геологическое строение СССР, т. I, 1958).

Силурийские красноцветные отложения, в ассоциации с которыми встречаются ангидриты и соли, известны и на Северо-Американском континенте. Там они принадлежат верхнесилурийской «формации» Салина, отложения которой выполняют систему изолированных солеродных бассейнов Мичигана и Огайо. Центральные части этих бассейнов выполнены каменными солями, ангидритами и доломитами, а окраинные — рифовыми образованиями, входящими в состав барьеров, отделявших лагуны от открытого моря (Alling, Briggs, 1961; Kay, Golbert, 1965). Разрез «формации» Салина в бассейнах Огайо расчленяется снизу вверх по стратиграфической вертикали следующим образом.

1. Известняки и доломиты с пачками и прослоями солей и ангидритов. Мощность от 9 до 330 м.

2. Соли с редкими маломощными прослоями доломитов. Мощность от 72 до 120 м.

3. Глины и глинистые доломиты с прослоями ангидритов и коричневых доломитов. Мощность от 18 до 48 м.

4. Соли с тонкими прослоями коричневых доломитов. Мощность от 7,5 до 18,5 м.

5. Серые и красные сланцы с прослоями доломитов, глинистых доломитов и ангидритов. Мощность от 9 до 36 м.

6. Мощные толщи соли, разделенные прослоями глинистых доломитов, доломитов и ангидритов. Мощность от 0 до 370 м.

7. Серые глинистые доломиты, зеленые и красные сланцы. Мощность от 20 до 30 м.

8. Преимущественно коричневые и в меньшей степени серые доломиты и ангидрит, а в центральных частях бассейнов соли. Мощность от 52 до 170 м.

Близ восточной границы Аппалачского седиментационного бассейна у подножий древней расчлененной суши располагалась дельта Блумсберг-Вернон, на территории которой накоплялись преимущественно красноцветные осадки. Комплекс красноцветных отложений «формации» Салина здесь состоит из аргиллитов, включающих прослои эоловых песчаников, ангидритов и значительно реже солей. Максимальная мощность комплекса достигает 600 м, но в среднем она составляет 200—250 м. Примерно такой же красноцветный комплекс размещается вдоль западной границы солеродного бассейна Мичиган; здесь он приурочен к дельте Поинт оф Ченс. В этом районе разрез сложен преимущественно красноцветными аргиллитами, содержащими прослои эвапоритов, но в отличие от бассейна Аппалачей мощность их здесь никогда не превышает 150—180 м. Красноцветные отложения группы Салина в данном случае не приходится считать самостоятельной эвапоритовой красноцветной формацией, так как они образуют только окраинные фации. Однако в других районах и на других стратиграфических уровнях такой тип красноцветных отложений может обособляться в качестве самостоятельных формаций, например девонские отложения западной и центральной частей Австралии (Johnstone и др., 1967).

На западе и в центральной части Австралии накопление девонских отложений происходило во внутриконтинентальных впадинах, в которых расположены, в частности, бассейны Киннинг и Кидсон. В названных бассейнах мощная серия, до 2400 м, красноцветных пород, включающая эвапориты, несогласно залегает на фаунистически охарактеризованных сланцах среднего ордовика. Особенности состава и строения эвапоритовых красноцветных отложений может иллюстрировать «формация» Каррибади, залегающая внутри бассейна Кидсон. Эту «формацию» слагают красновато-коричневые известковистые алевролиты, включающие мощную толщу сланцев и сланцевых известняков. В верхней и нижней частях разреза «формации» содержатся включения и прослои каменной соли и ангидрита. Мощность «формации» достигает 1700 м, а возраст ее определяется в пределах верхний ордовик — нижний девон. Красноцветы с ангидритами и каменными солями образуют самостоятельную формацию, четко обособляемую от ниже- и вышележащих отложений.

В целом же эвапоритовые красноцветные формации девонского возраста широко распространены. В частности, они могут быть указаны во многих районах Советского Союза.

На севере Сибирской платформы красноцветные терригенные и карбонатные породы, содержащие прослои гипса или ангидрита, известны в составе нижнего девона в Норильском районе и на Оленекско-Вилюйском водоразделе (Ткаченко и др., 1961). На востоке этой платформы в пределах Ыгыатинской и Кемпендяйской впадин подобные ассоциации красноцветных пород и эвапоритов отмечаются среди средне- и верхнедевонских толщ (Фрадкин, 1967).

В Саяно-Алтайской области такие парагенезы наблюдаются на двух стратиграфических уровнях, в эйфельских красноцветах Тувинского и живетских Минусинского прогибов (Анатольева, 1964).

В Большом Донбассе красноцветные эвапоритовые толщи устанавливаются в верхнем девоне (Новикова, 1961).

За пределами Советского Союза эвапоритовые красноцветные толщи приурочены к нижнему девону Западного Афганистана и Восточного Ирана (Durkop, Mensink, Plodowski, 1967).

В пермскую эпоху, для которой ассоциации красноцветных и эвапоритовых пород особенно типичны, обширная область красноцветной седиментации, связанная с соленакоплением, располагалась на восточной окраине Русской платформы (Кутергин и др., 1967; Люткевич, 1951; Мазарович, 1934; Тихвинская, 1946; Форш, 1955). Здесь развита мощная серия верхнепермских (уфимских, казанских и татарских) красноцветных песчано-глинистых пород, которые в западном направлении, примерно в районе р. Волги, замещаются сероцветными глинисто-карбонатными и сульфатно-соленосными отложениями, а на востоке переходят в меденосную красноцветную формацию. Область красноцветной седиментации уфимских и казанских отложений А. М. Кутергиным (1967) подразделяется на три зоны (с востока на запад): 1 — континентальных терригенных фаций, 2 — континентальных терригенных и карбонатных фаций и 3 — континентальных, прибрежно-морских и прибрежно-лагунных фаций.

Зона континентальных терригенных фаций на востоке граничит с красноцветной меденосной формацией. В этой области Кутергин выделяет различные по составу и строению разрезы, в том числе конгломерато-глинисто-песчаниковый, глинисто-песчаниковый, песчано-глинистый, алеврито-глинистый и глинистый. Конгломераты и песчаники сосредоточены на востоке области распространения континентальных терригенных

отложений. В западном направлении содержание этих пород существенно уменьшается, и в строении разрезов принимают участие главным образом алевролиты и глины. Со сменой песчанистых пород глинистыми увеличивается и их загипсованность.

Типичный пример континентальных терригенных отложений дает разрез верхнеказанских глинисто-песчаниковых пород, описанных Кутергиным у д. Сентяк на правом берегу р. Камы. Здесь на зеленых песчаниках и известняках нижнеказанского подъяруса снизу вверх по стратиграфической вертикали залегают:

1. Зеленовато-серые тонкозернистые известковистые песчаники. Мощность 0,50 м.

2. Пачка чередующихся желтовато-серых глин и красновато-коричневых тонкозернистых песчаников. Мощность 5 м.

3. После задернованного пространства выходят красновато-коричневые слабоизвестковистые глины, чередующиеся с частыми тонкими прослоями зеленовато-серых песчаников. Мощность 2,60 м.

4. Буровато-коричневые тонкозернистые известковистые песчаники. Мощность 0,80 м.

5. Красновато-коричневые известковистые глины с маломощными прослоями песчаника. Мощность 0,45 м.

6. Желтовато-серые тонкозернистые сильно глинистые песчаники. Мощность 0,50 м.

7. Красновато-коричневая слабоизвестковистая глина. Мощность 0,65 м.

8. Зеленовато- и желтовато-серый тонкозернистый известковистый песчаник с линзами красной глины. Мощность 1,70 м.

9. Красновато-коричневые сильно песчанистые мергели с желваками известняка. Мощность 0,50 м.

10. Красная известковистая глина с тонкими прослоями темно-серого известняка. Мощность 0,55 м.

11. Желтовато-серый тонкозернистый глинистый песчаник. Мощность 1,20 м.

12. Красная сильно известковистая, местами песчанистая глина с прослоями и стяжениями серого известняка. Мощность 0,80 м.

13. Красновато-коричневая, прослоями красная сильно песчанистая глина, чередующаяся с зеленовато-серыми тонкозернистыми песчаниками, включающими углефицированные органические остатки. Мощность 1,75 м.

14. Красновато-коричневая слабоизвестковистая глина. Мощность 0,60 м.

15. Буровато-коричневые и зеленовато-серые тонкозернистые известковистые песчаники. Мощность 3,60 м.

16. Красновато-коричневая слабоизвестковистая глина, в нижней части песчанистая, с прослоями углефицированных органических остатков. Мощность 1,40 м.

17. Серый с зеленоватым оттенком глинистый известняк. Мощность 0,20 м.

18. Красновато-коричневая слабоизвестковистая песчанистая глина. Мощность 0,70 м.

19. Желтовато-серый мелкозернистый известковистый песчаник. Мощность 0,85 м.

20. Красновато-коричневая, в отдельных прослоях голубовато-серая известковистая глина с прослоями буровато-коричневого и желтовато-серого песчаника. Мощность 2,70 м.

21. Частое чередование красновато-коричневых глин и серовато-желтых мелкозернистых песчаников. Мощность 7,90 м.

22. Красновато-коричневые и голубовато-серые, участками песчанистые глины, включающие прослои желтовато-серых тонкозернистых песчаников и реже зеленовато-серых известняков. Мощность 14,20 м.

23. Серый глинистый известняк. Мощность 0,65 м.

24. Желтовато-коричневые и зеленовато-серые известковистые песчанистые глины, чередующиеся с желтовато-серыми тонкозернистыми известковистыми песчаниками. Мощность 11,70 м.

25. Розовато-серый, пятнистый, сильно глинистый известняк с марганцовистыми включениями по трещинам. Мощность 0,65 м.

26. Буровато-коричневые, реже зеленовато-серые тонкозернистые глинистые песчаники, переслаивающиеся с красновато-коричневыми песчанистыми глинами. Мощность 1,30 м.

27. Красновато-коричневая известковистая, участками песчанистая глина с включениями мергелистых и известковистых стяжений. Мощность 1,90 м.

28. Желтовато-серый мелкозернистый глинистый песчаник с прослоями желтовато-коричневой известковистой глины. Мощность 2,10 м.

29. Коричневая и зеленовато-серая, участками песчанистая глина с мергелистыми стяжениями и тонкими прослоями песчаников. Мощность 1,10 м.

30. Красновато-коричневая, в редких прослоях зеленовато-серая, участками песчанистая, известковистая глина с мергелистыми стяжениями и прослоями серого сильно глинистого известняка. Мощность 2,80 м.

31. Буровато-коричневый и серовато-желтый мелко- и среднезернистый косослоистый известковистый песчаник с тонкими линзами красной глины. Мощность 2,40 м.

32. Красновато-коричневая и зеленовато-серая, участками песчанистая глина с мергелистыми стяжениями и тонкими прослоями зеленовато-серого песчаника. Мощность 7,70 м.

33. Белый и светло-серый сильно глинистый известняк с прослоями темно-серой и красновато-коричневой известковистой глины. Мощность 1,40 м.

34. Красновато-коричневая и зеленовато-серая, участками песчанистая глина с прослоями зеленовато-серого мелкозернистого песчаника. Мощность 4,20 м.

35. Серовато-желтый и буровато-коричневый мелкозернистый песчаник. Мощность 1,45 м.

36. Чередование красновато-коричневых и зеленовато-серых глин с зеленовато-серыми тонкозернистыми песчаниками. Мощность 2,80 м.

37. Серый и светло-серый глинистый известняк с прослоями красновато-коричневой песчанистой глины. Мощность 1,10 м.

Все эти породы от нижнеказанских и уфимских отличаются слабой загипсованностью. Обильно загипсованные континентальные терригенные глинисто-песчаниковые отложения Кутергин демонстрирует на примере уфимских красноцветов шешминского горизонта, пройденных скважиной в 30 км к юго-западу от г. Добрянки. Разрез скважины снизу вверх по стратиграфической вертикали дан им в следующем виде:

1. Чередование серых и буровато-серых мелкозернистых известковистых песчаников, коричневых и буровато-серых известковистых алевролитов и шоколадно-коричневых и буровато-серых известковистых глин, содержащих прослои и включения гипса. Мощность 16,5 м.

2. Коричневато-серые и серые мелкозернистые известковистые песчаники. Мощность 31,5 м.

3. Коричневато-красная и шоколадно-коричневая известковистая глина с прослоями гипса. Мощность 19,5 м.

4. Серый и коричневато-серый мелкозернистый загипсованный песчаник. Мощность 6 м.

5. Шоколадно-коричневая, красновато-коричневая, участками зеленовато-серая известковистая загипсованная глина. Мощность 15 м.

6. Чередование шоколадно-коричневых известковистых, загипсованных глин и серых, буровато-серых мелкозернистых песчаников. Мощность 28,5 м.

7. Коричневато-серые алевролиты и шоколадно-коричневые глины. Мощность 3,2 м.

8. Чередование шоколадно-коричневых глин, коричневато-серых песчаников и зеленовато-серых алевролитов. Мощность 11,8 м.

9. Шоколадно-коричневые глины с прослоями алевролитов и песчаников. Мощность 5,8 м.

10. Шоколадно-коричневая песчанистая глина с прослоями известняка и гипса. Мощность 8,3 м.

11. Коричневато-серый глинистый известняк. Мощность 1,9 м.

12. Коричневато-серая и зеленовато-серая глина. Мощность 2,6 м.

13. Серые и зеленовато-серые глинистые песчаники. Мощность 4,1 м.

14. Шоколадно-коричневая глина. Мощность 1,1 м.

15. Буровато-серый песчаник. Мощность 1,7 м.

16. Коричневато-серая известковистая глина. Мощность 4,1 м.

Таким образом, красноцветные отложения континентальных терригенных фаций образуют парагенезы красноцветных терригенных и сульфатных пород.

В западном направлении континентальные терригенные фации сменяются континентальными терригенными и карбонатными фациями, среди которых Кутергин выделяет следующие типы разрезов: карбонатно-глинистый, карбонатно-песчано-глинистый и известково-песчано-глинистый с существенным количеством брекчий. В строении разрезов зоны терригенных и карбонатных фаций принимают участие красноцветные терригенные и сероцветные карбонатные отложения, включающие песчаники, алевролиты, глины, гипсы, ангидриты, мергели и известняки. Разрез верхнеказанских отложений, описанный Кутергиным в районе д. Суры, может дать общее представление о строении карбонатно-песчано-глинистых отложений зоны. На карбонатных породах нижнеказанского подъяруса здесь залегают (снизу вверх):

1. Темно-серые, серые и буровато-серые, местами загипсованные песчаники, чередующиеся с желтовато-серыми глинистыми доломитами, темно-серыми и бурыми глинами и розовыми гипсами. Мощность 20,5 м.

2. Желтовато-бурые мелкозернистые сильно загипсованные песчаники, переслаивающиеся с желтыми и бурыми глинами и желтовато-серыми глинистыми доломитами. Мощность 7,5 м.

3. Чередование буровато-серых загипсованных песчаников, серых и бурых, участками сильно песчанистых глин и серых известняков и доломитов. Мощность 19,50 м.

4. Темно-серая глина. Мощность 1,5 м.

5. Серия переслаивающихся буровато-желтых песчаников, бурых глин и серых глинистых доломитов, содержащих включения гипса. Мощность 6 м.

6. Темно-серая с буроватым оттенком плотная глина. Мощность 3 м.

7. Буровато-серый мелкозернистый загипсованный песчаник с прослоями темно-серого гипса. Мощность 7,5 м.

8. Чередование серых глинистых мергелей с редкими включениями гипса, желтовато-серых известняков, желтовато-бурых глин и серых песчаников. Мощность 6,5 м.

9. Темно-серая песчанистая глина с включениями гипса и прослоями темно-серых и желтовато-серых песчаников. Мощность 11,5 м.

10. Серия переслаивающихся розоватых и серых глинистых мергелей, темно-серых и розовато-серых известняков, бурых и темно-серых глин с редкими включениями гипса и красно-бурых и коричневато-серых песчаников. Мощность 14,5 м.

В западной части области красноцветной седиментации проходит зона континентальных прибрежно-морских и прибрежно-лагунных фаций, принадлежащих казанскому ярусу. Этой зоне свойственно чередование континентальных красноцветных песчано-глинистых и сероцветных карбонатных прибрежно-морских отложений. В пределах зоны в западном направлении происходит полное замещение красноцветных континентальных отложений сероцветными карбонатными, вследствие чего в районе с. Шурмы Кировской области на красноцветах шешминского горизонта залегают преимущественно сероцветные терригенные и карбонатные породы.

Приведенные данные показывают, что континентальные терригенные красноцветные отложения в рассмотренных районах находятся в устойчивом парагенезе с сероцветными карбонатными и сульфатными породами и образуют самостоятельную эвапоритовую красноцветную формацию, сложное строение которой определяется постепенным замещением красноцветных терригенных отложений сверху вниз по стратиграфической вертикали сероцветными карбонатными толщами.

Накопление отложений этой формации, по Кутергину, происходило на внутриматериковой низменной равнине, в западном направлении переходившей в мелкое море. Эта низменная равнина представляла собой сложное сочетание озерных и речных бассейнов, где накапливались русловые, озерные и внутриматериковые бассейновые осадки.

Примеры пермских эвапоритовых красноцветных формаций весьма многочисленны. К этому типу формаций относятся нижнепермские красноцветные отложения с эвапоритами жиделисайской свиты южной части Джезказганской впадины Центрального Казахстана (Кумпан, 1956). В Центральной Европе им принадлежат красноцветные толщи с ангидритами Верхнего Красного Лежня Северо-Германской впадины (Helmuth, 1968).

Парагенезы пермских красноцветных пород с гипсами устанавливаются и в разрезах Нового Красного Песчаника Англии (Craig, 1965), и в нижнепермских красноцветах плато Колорадо (Baars, 1962). Типичны сочетания красноцветных терригенных пород с эвапоритами и для верхней перми штатов Небраска, Оклахома, Канзас и Техас (Данбар, Роджерс, 1962).

Таким образом, эвапоритовые красноцветные формации слагаются преимущественно тонкозернистыми терригенными, карбонатно-терригенными и отчасти карбонатными породами, содержащими прослои и разнообразные включения ангидритов, гипсов и очень редко каменных солей. Среди перечисленных пород, являющихся главными элементами формации, могут присутствовать терригенные породы грубого состава, лишенные эвапоритовых прослоев и включений, и, соответственно, относящиеся к ряду второстепенных элементов этих формаций. Хотя парагенез эвапоритовых красноцветных формаций определяется, главным об-

разом, климатическими условиями, существовавшими в области красноцветной седиментации, особенности тектонической обстановки также играли важную роль в формировании облика этих формаций.

Заканчивая обзор терригенных красноцветных формаций карбонатных, укажем, что рассмотренные их типы имеют временные и пространственные связи. Как наглядно показал В. М. Попов (1955), меденосные формации постоянно встречаются совместно с красноцветными эвапоритовыми. В одних случаях (юг Сибирской платформы) они подстилаются эвапоритовыми формациями, в других (Бахмутская котловина) перекрываются ими. Установлены и такие разрезы, в которых меденосные формации заключены между эвапоритовыми (Джезказганская впадина). Нередко наблюдаются латеральные переходы красноцветных меденосных толщ в эвапоритовые (Приуралье).

Красноцветные эвапоритовые формации обнаруживают, кроме того, и тесные связи с сероцветными соленосными формациями. О соотношении этих формаций подробно писал В. Крумбейн (Krumbein, 1951). Он указал и такие примеры, когда соленосные формации вверх по разрезу переходят в красноцветные, и такие, когда подстилаются ими. Реже соленосные толщи находятся внутри красноцветных эвапоритовых формаций.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ КРАСНОЦВЕТНЫЕ ФОРМАЦИИ

> «Сочетание вулканогенных пород с осадочными, в общем, закономерно в ряде отношений, и хотя причины, порождающие образование тех и других, существенно различны, тем не менее может быть, по-видимому, намечена самая общая зависимость между протекающими в мантии Земли процессами, вызывающими появление вулканогенных пород, и физико-географической обстановкой на поверхности Земли, обусловливающей характерные черты осадочных пород».
>
> И. В. Лучицкий (1956$_2$, стр. 250).

Парагенезы красноцветных осадочных пород с вулканогенными образованиями — широко распространенное и обычное явление. Такие парагенезы наблюдаются в равной степени как с карбонатными, так и бескарбонатными красноцветными терригенными породами, что отвечает разнообразию климатических условий, в которых могут быть встречены те и другие ассоциации пород. Следовательно, по составу осадочных пород осадочно-вулканогенные красноцветные формации могут быть подразделены прежде всего на бескарбонатные и карбонатные. В зависимости же от состава вулканогенных пород, среди которых известны продукты излияний основных, средних и кислых лав, осадочно-вулканогенные формации являются базальтовыми, андезитовыми или липаритовыми.

В целом изучение ассоциаций вулканогенных и осадочных красноцветных пород является весьма сложной задачей и, несомненно, должно представлять самостоятельное исследование. Автор понимает, что в этом кратком обзоре не могут быть рассмотрены с должной полнотой не только вопросы классификации вулканогенно-осадочных формаций, но даже общая картина их пространственного и хронологического размещения. Вместе с тем, чтобы обратить внимание на важность таких исследований, ниже будут намечены некоторые самые общие подходы к ре-

шению таких проблем. В частности, будет показано, что связь вулканизма с красноцветной седиментацией и формирование соответствующих парагенезов пород устанавливаются на примере разновозрастных отложений.

Возраст вулканогенно-осадочных красноцветных парагенезов разнообразен, и они встречаются на различных стратиграфических уровнях разреза земной коры, как в докембрии, так и более поздние эпохи.

Наиболее древние красноцветные вулканогенно-осадочные толщи, по-видимому, принадлежат среднему протерозою. Они выполняют Прибайкальскую зону краевого прогиба, где образуют мощную, до 8000 м, акитканскую серию (Салоп, 1967).

Нижняя часть акитканской серии относится к малокосинской свите, сложенной красноцветными и пестроцветными кварцевыми, аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, гравелитами и конгломератами, включающими прослои туфов, туффитов, алевролитов и глинистых сланцев. Местами среди осадочных пород этой свиты наблюдаются покровы кварцевых порфиров, порфиритов и диабазов.

Средняя часть серии, хибеленская свита, представлена преимущественно вулканогенными породами, среди которых могут быть указаны кварцевые и бескварцевые порфиры, лавы порфиритов и диабазов. Вулканогенным породам подчинены горизонты туфов, туффитов и красноцветных терригенных пород.

Верхняя часть разреза акитканской серии объединяется в чайскую свиту, в строении которой принимают участие кварцевые, полимиктовые и аркозовые песчаники лиловых, розовых и зеленовато-серых тонов. Вулканогенные породы встречаются только в низах чайской свиты, где они образуют покровы лиловых порфиров. Л. И. Салоп (1967) считает, что отложения акитканской серии накапливались в аллювиальных и прибрежно-дельтовых условиях.

В позднем докембрии ассоциации красноцветных отложений с вулканогенными породами известны на Русской, Северо-Американской и Аравийской платформах.

На Русской платформе такие парагенезы наблюдаются среди отложений волынской и валдайской серий, объединяемых в стратиграфическое подразделение, завершающее докембрий и получившее название венда. Здесь на различных стратиграфических уровнях разреза этих серий среди красноцветных и сероцветных терригенных и терригенно-карбонатных пород встречаются прослои и пачки основных туфов и реже излившихся пород того же состава (Веселовская, Иванова, Кирсанова, Хмелева, 1964).

На Северо-Американской платформе ассоциации красноцветных терригенных и вулканогенных пород имеются в позднедокембрийской серии Кивино, в средней части ее разреза (White, 1966), сложенной преимущественно вулканогенными породами, среди которых В. Уайт указывает излияния базальтовых, андезитовых и реже риолитовых лав, обнаруживающих покровное строение. Покровы излившихся пород в большинстве случаев разделяются прослоями и пачками красноцветных песчаников и конгломератов. На долю красноцветных терригенных пород приходится не более 10% всего разреза Среднего Кивино, общая мощность которого составляет 900 м.

На Аравийской платформе вулканогенно-осадочные красноцветные породы известны в «формации» Фатима Саудовской Аравии (Долгинов, Казьмин, Поникарпов, 1969). «Формация» Фатима, в основании разреза которой залегает толща базальных конгломератов, сложена прei-

мущественно пурпурно-красными кварцитовидными и аркозовыми песчаниками, чередующимися с глинистыми сланцами, включающими маломощные прослои строматолитовых известняков. Нередко на поверхностях напластования песчаников встречаются волноприбойные знаки, трещины усыхания, следы дождевых капель и ползания червей. Осадочные породы «формации» расчленяются покровами кислых эффузивов и их туфов. Мощность «формации» Фатима 500—700 м.

В девонскую эпоху массового распространения красноцветов парагенезы терригенных и вулканогенных пород были особенно широко представлены. Эти парагенезы типичны для многих районов юга Сибири, Центрального Казахстана, Русской платформы, Великобритании, Гренландии и Канадских Аппалач. Подобные парагенезы типичны главным образом для северного полушария нашей планеты, в котором расположены главные области каледонских складчатых сооружений.

Наиболее интенсивными проявления вулканизма были в области красноцветной седиментации на юге Сибири и в Центральном Казахстане. На юге Сибири вулканическая деятельность проявилась в областях активной перестройки ранее сформированных тектонических структур. Главная их масса окаймляет с юга Сибирскую платформу, следуя ее ограничениям. Красноцветные и связанные с ними вулканогенные породы на этой территории наблюдаются, прежде всего, в Рыбинской впадине, расположенной в зоне дробления Сибирской платформы, на ее резко приподнятом крае (Зайцев, 1960; Анатольева, 1963$_2$). Здесь вулканы возникали вдоль системы тектонических трещин, сопровождающих этот приподнятый край платформы. Покровы базальтов и порфиритов, включающих литокластические туфы, в Рыбинской впадине расположены внутри мощной (до 1500 м) терригенно-красноцветной серии и образуют толщу около 600 м мощности, отделенную перерывом от живетских красноцветных и пестроцветных отложений.

На консолидированных участках древних каледонид, расчлененных в начале нижнедевонской эпохи тектоническими трещинами, вулканические излияния происходили преимущественно вдоль разломов, ограничивающих сложную систему впадин. Предполагается, что эти разломы были сосредоточены главным образом на своде, подвергшемся обрушению, вследствие чего на его месте возник крупный наложенный Минусинский прогиб (Лучицкий, 1960$_2$). В пределах Минусинского прогиба вулканогенные породы — преимущественно долериты, диабазы, базальты и базальтовые порфириты, реже андезитовые порфириты, андезиты и плагиопорфиры, а также щелочные породы с нефелином (берешиты и др.) тоже встречаются в парагенезе с красноцветными отложениями, главным образом нижнего и отчасти среднего девона (Лучицкий, 1960$_1$, 1966$_1$; Моссаковский, 1963). Во впадинах Минусинского прогиба среди терригенных пород встречаются граувакковые и аркозовые песчаники с обломками эффузивных пород, полевошпатовые субаркозы и субграувакки, туфогенные аркозы, шламовые песчаники и др. (Бровков и др., 1967).

В прогибах, более удаленных от края Сибирской платформы, красноцветные и вулканогенные толщи прослеживаются не повсеместно и тяготеют к их окраинам, обращенным в сторону платформы. В Тувинском прогибе они поэтому преобладают на севере, а в Кузнецком на востоке. Стратиграфическое положение и возраст вулканогенных пород в Тувинском и Кузнецком прогибах обнаруживают сходство с Минусинским; они приурочены к низам мощного (до 4—5 км) красноцветного разреза (Анатольева, 1964$_1$).

В Тувинском прогибе широко распространены вулканогенные породы кислого состава. Они вообще более типичны для прогибов, наиболее удаленных от платформы. Среди вулканогенных пород Тувинского прогиба, кроме кислых пород липаритового ряда, имеются базальты, андезиты, андезитовые порфириты и др. (Крыленко, 1966).

В Кузнецком прогибе нижне- и отчасти среднедевонские вулканогенные породы, чередующиеся с красноцветами, представлены преимущественно базальтами, диабазами и порфиритами, в меньшей степени — плагиопорфирами, фельзитами и кварцевыми кератофирами.

Еще далее на юго-запад, в системе унаследованных прогибов, тяготеющих к Калбинскому геосинклинальному бассейну, красноцветные и сопровождающие их вулканогенные породы сохраняются на ограниченных площадях Ануйско-Чуйского, Коргонского и Уйменско-Лебедского прогибов. В бассейнах рр. Уландрык и Кызыл-Шин (Ануйско-Чуйский прогиб) нижне- и среднедевонские вулканогенные породы (покровы андезитовых порфиритов и их туфов) переслаиваются с красноцветными терригенными отложениями (Анатольева, 1964_1; Пилипенко, 1966). В Коргонском прогибе среднедевонские (эйфельские) кварцевые порфиры, чередующиеся с лавобрекчиями и лавоконгломератами, в верхней части разреза включают мощную пачку красноцветных песчаников и конгломератов (Анатольева, 1964_1). В Уйменско-Лебедском прогибе вулканогенные породы, сопровождаемые красноцветными толщами, принадлежат верхнему эйфелю (Сенников, 1960) и представлены базальтами, андезитовыми порфиритами и пирокластикой.

В целом существовавшая на юге Сибири в нижнедевонское и начале среднедевонского времени обширная область красноцветной седиментации была охвачена весьма интенсивным вулканизмом. Эта область располагалась на территории древних каледонид юга Сибири, граничащих на юге и юго-западе с герцинидами юга Монголии и Калбинской зоны, а также охватывала часть южной окраины Сибирской платформы. В рамках этой области вулканическая деятельность проявлялась лишь там, где осуществлялась активная перестройка ранее сформированных тектонических структур.

В Центральном Казахстане парагенезы терригенных красноцветных и вулканогенных пород наблюдаются преимущественно в тех участках, которые в нижнем девоне были захвачены глыбовыми перемещениями, сопровождавшими интенсивное горообразование (Богданов, 1960, 1965). Вдоль тектонических швов, расчленяющих отдельные глыбы, формировались наложенные впадины, в которых накапливались грубые красноцветные толщи и продукты деятельности андезитовых и липарито-дацитовых вулканов. Такая тектоническая и палеогеографическая обстановка, сохранившаяся в Центральном Казахстане вплоть до начала франского века, привела к образованию мощных (3—5 км) красноцветно-вулканогенных толщ. По А. А. Богданову, пространственное размещение этих толщ хорошо согласуется с общим планом простираний структур каледонского основания.

Широкое развитие в девонских разрезах Центрального Казахстана кварцевых порфиров дало основание А. В. Пейве (1948) выделить порфировую формацию и указать ее место в брахигеосинклинальных структурах.

На Русской платформе парагенезы вулканогенных и красноцветных пород могут быть рассмотрены на примере девонских разрезов Днепровско-Донецкой впадины (Усенко, Бернадская, 1954) и Тимана (Оффман, 1961).

Сходные парагенезы девонских красноцветных терригенных и вулканогенных пород встречаются в Великобритании, Гренландии и Канадских Аппалачах (Allen, Dineley, Friend, 1967). На всех этих территориях вулканы также располагались вдоль разломов и флексур, ограничивающих отдельные блоки, возникшие в связи с каледонскими орогеническими движениями. В Шотландии и Северной Ирландии в нижней и средней частях разреза Нижних Древних Красных Песчаников, достигающих 3700 м мощности, с красноцветными отложениями ассоциируют покровы гиперстеновых андезитов и дацитов. Накопление таких комплексов вуканогенно-осадочных пород происходило в межгорных впадинах Аркадской и Срединной долин Шотландии, обнаруживающих, по мнению Н. С. Зайцева (1960) и А. А. Моссаковского (1964), поразительное сходство по набору выполняющих формаций с Рыбинской впадиной и Минусинским прогибом. В Гренландии парагенезы красноцветных терригенных пород с вулканогенными имеются в средне-верхнедевонской формации Кейп-Граах (Бютлер, 1964_2). Такие парагенезы типичны и для девонских разрезов Канадских Аппалачей — нижнедевонской «формации» Кнейдат (Allen, Dineley, Friend, 1967).

Пространственное размещение парагенезов вулканогенных и красноцветных пород в девонскую эпоху показывает, что в прямой зависимости от глубинных процессов, тесно связанных с развитием конкретных геологических структур в складчатых областях и на платформах, находится только вулканическая деятельность, которая, в свою очередь, обнаруживает закономерную связь с палеогеографической обстановкой, свойственной областям красноцветной седиментации. Таким образом, причиной размещения вулканов в областях девонской красноцветной седиментации является то, что многие из этих областей включают тектонические участки, благоприятные для развития вулканической деятельности. Такие участки обычно расчленяются системой разломов, способствующих формированию крупных линейных впадин. В обрисованной структурной обстановке, как правило, и развивается вулканическая деятельность в областях красноцветной, главным образом терригенной, седиментации. Состав терригенных красноцветных пород оказывается в целом весьма сходным, а вулканических излияний меняется в зависимости от того, в какой структурной обстановке находится та или иная область красноцветной седиментации. На платформах, где тектоническая подвижность охватывает участки, уже давно сформированные, господствуют базальтовые излияния, а в областях, которые и в девоне были охвачены интенсивными тектоническими движениями и складчатостью, лавы обычно приобретают более пестрый состав, и широко развита эксплозионная вулканическая деятельность.

Вулканическая деятельность в девонских областях красноцветной седиментации повсеместно типично наземная. В наложенных впадинах и авлакогенах господствует ареальный тип излияний, в унаследованных впадинах, по-видимому, преимущественно центральный. На окраинах платформ, захваченных тектоническими перемещениями, в областях красноцветной седиментации распространены не только ареальные, но и центральные извержения.

Вулканогенные породы в парагенезе с красноцветными осадочными толщами встречаются и среди пермских отложений. Такие связи вулканизма с пермской красноцветной седиментацией наиболее наглядно могут быть установлены для Мертвого Красного Лежня Центральной Европы и верхнепермских красноцветов Перуанских Анд.

Нижнепермские красноцветные отложения Центральной Европы постоянно переслаиваются вулканогенными породами. Состав этих пород

весьма разнообразен, но господствующим типом являются эффузивы кислого состава. В частности, кварцевые порфиры и мелафиры установлены в красноцветных разрезах Саар-Ваттерауской впадины, Рудногорском бассейне и Тюрингской области (Бубнов, 1935; Schreiber, 1954). Однако имеются и такие разрезы, в которых красноцветные терригенные породы парагенетически связаны с разнообразными порфиритами, в том числе диабазовыми. Такие разрезы можно наблюдать в Гальской впадине и Деленском бассейне (Бубнов, 1935; Reichel, 1968).

Итак, вулканогенные толщи Мертвого Красного Лежня Центральной Европы в одних случаях имеют черты сходства с порфировой формацией Центрального Казахстана и Тувинского прогиба, в других с основными и средними лавами Минусинского прогиба и некоторых районов Шотландии и Гренландии.

На территории Перуанских Анд красноцветы группы Миту, сложенные конгломератами, песчаниками, алевролитами и мергелями, чередуются с лавами и туфами андезитового и риолитового состава и туфоконгломератами (Богданов, 1970). В восточной части Перуанских Анд мощность этой группы 4000 м, в среднем же она колеблется от 1000 до 1500 м. А. А. Богданов указывает, что эти отложения выполняют прогибы, возникшие в связи с завершением герцинской (аппалачской) складчатости.

Приведенные примеры показывают, что и в пермскую эпоху многие области красноцветной седиментации были захвачены вулканизмом, развивавшимся в конкретных геологических структурах.

Особенности состава, строения и структурного размещения вулканогенно-осадочных парагенезов будут даны только на одном примере. Этот пример относится к девонской вулканогенно-осадочной серии Минусинского прогиба и выбран не только потому, что он хорошо известен автору по результатам многолетних личных исследований, но и вследствие того, что изучался многими исследователями. Для этих пород Г. Н. Бровковым (1967) изучено влияние вулканизма на седиментацию, а И. В. Лучицким (1960_1) показана связь вулканизма с тектоникой и выявлены типичные черты свойственных формации вулканогенных пород. Девонская вулканогенно-осадочная серия Минусинского прогиба (Анатольева, 1960; Красильников, 1961; Лучицкий, 1960_1; Моссаковский, 1963) отделена от нижележащих пород резким угловым несогласием и трансгрессивным контактом, что можно хорошо видеть (рис. 49) в предгорьях Кузнецкого Алатау и Западных Саян. В предгорьях Кузнецкого Алатау, в районе фермы Толчея, вулканогенно-осадочные образования с базальным горизонтом конгломератов, состоящих из валунов и гальки кристаллических известняков и различных метаморфических пород, трансгрессивно и с угловым несогласием ложатся на кембрийские толщи. Основание этой серии вдоль предгорий Западного Саяна наиболее четко прослеживается в 2 км от ст. Сартак по левобережью р. Абакана, где толща красноцветных конгломератов низов разреза этой серии с резким угловым несогласием налегает на сильно смятые зеленокаменные породы кембрия. Непосредственное налегание серии на подстилающие толщи наблюдается и в ряде других районов Минусинского прогиба, в частности на северо-западном крыле Копьевского антиклинального поднятия, в предгорьях Восточного Саяна (район д. Дербино) и т. д.

Верхняя граница формации совпадает со сменой красноцветных вулканогенно-осадочных образований сероцветными карбонатными и карбонатно-терригенными толщами. Эта граница не является одновозрастной, но в целом не выходит за пределы эйфельского яруса.

Вулканогенно-осадочная серия в разных районах Минусинского прогиба представлена по-разному. Характеристику ее разрезов удобнее всего начать с южных окраин прогиба, где вдоль подножий Западного Саяна она имеет четкое трехчленное строение и принадлежит только нижнему девону. Низы разреза серии сложены разнообразными порфиритами, в том числе лабрадоровыми, а также базальтами, вулканическими брекчиями и толщей базальных конгломератов. Общая мощность этой части серии 1000 м. Средняя часть разреза серии образована красновато-бурыми алевролитами, разнозернистыми песчаниками и песча-

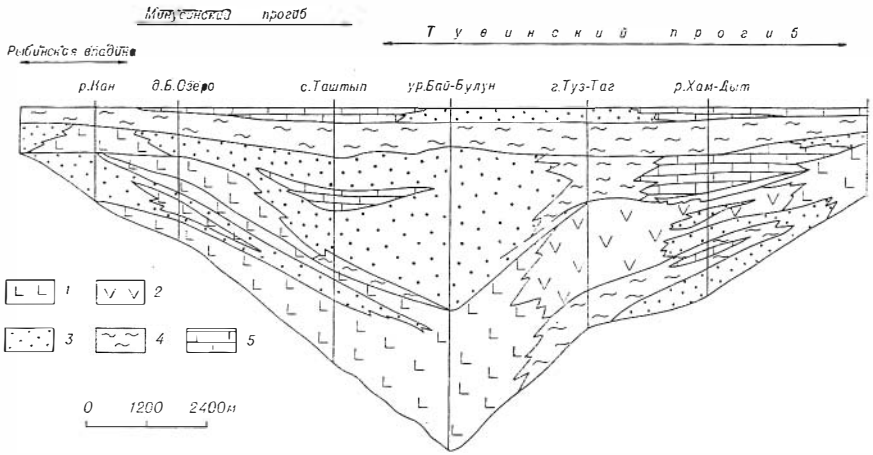


Рис. 49. Строение девонской вулканогенно-осадочной красноцветной формации Минусинского и Тувинского прогибов.

1 — вулканогенные породы основного состава; *2* — вулканогенные породы среднего состава; *3* — красноцветные терригенные породы; *4* — пестроцветные терригенные породы; *5* — сероцветные карбонатные породы.

нистыми аргиллитами, на поверхностях напластования которых часто встречаются волноприбойные знаки и трещины усыхания. Мощность этой части разреза серии весьма изменчива, от 300 до 1000 м. Наконец, верхи вулканогенно-осадочной серии включают лабрадоровые и другие порфириты, содержащие маломощные прослои красновато-бурых песчаников. Мощность верхней части разреза 220—400 м. Общая мощность вулканогенно-осадочной серии в предгорьях Западного Саяна, таким образом, значительно превышает 2000 м.

На остальной территории Минусинского межгорного прогиба красноцветная вулканогенно-осадочная серия охватывает не только нижнедевонские, но отчасти и среднедевонские (эйфельские) отложения. В предгорьях Кузнецкого Алатау вулканогенно-осадочная серия сложена исключительно продуктами основных излияний, включающих на различных стратиграфических уровнях прослои, пачки и толщи красноцветных терригенных пород. Так, в районе Сырско-Базинского медного месторождения в строении этой серии участвуют оливиновые базальты, туфовые конгломераты и вулканические брекчии, в низах разреза которых обособляется толща разнозернистых красноцветных песчаников мощностью 200 м.

На антиклинальных поднятиях внутренних районов Минусинского прогиба строение вулканогенно-осадочной серии можно показать на

примере разрезов окрестностей ст. Шира и Копьево. В районе ст. Шира в средней части вулканогенного разреза, представленного преимущественно базальтами и диабазовыми порфиритами, выделяется двухсотметровая толща туфов, туффитов и туфопесчаников, содержащих пачки красно-бурых и зеленовато-серых песчаников и алевролитов. Общая мощность вулканогенно-осадочной серии в этом районе 1200 м. В районе ст. Копьево серия также сохраняет четкое трехчленное строение. Низы ее сложены диабазовыми порфиритами и базальтами, расчлененными более или менее мощными пачками лабрадоровых порфиритов, вулканических брекчий и их туфов. Средняя часть состоит из терригенных красноцветных пород, иногда включающих маломощные прослои известняков, верхняя — исключительно из однообразных диабазовых порфиритов и базальтов. Именно на этих разрезах И. В. Лучицкий (1960$_1$) показал, что две нижние части разреза серии имеют нижнедевонский, а верхняя — среднедевонский (эйфельский) возраст. При переходе от приподнятых частей прогиба к погруженным центральным районам наблюдается фациальная изменчивость серии, приводящая к смене вулканогенных пород красноцветными осадочными отложениями. Такое замещение прослеживается на примере разреза около сс. Верхний Аскиз и Быстрая, где в низах серии широко распространены красноцветные терригенные породы. В качестве крайнего случая это иллюстрируется полным исчезновением вулканогенных пород среди красноцветных осадочных толщ хр. Чоочек.

По северной окраине Минусинского прогиба (районы Печище, Большого Озера, хребтов Солгона и Ашпана) вулканогенно-осадочная серия состоит почти исключительно из базальтов и диабазовых порфиритов среди которых присутствуют только обособленные прослои красноцветных песчаников и алевролитов (Анатольева, 1960).

Красноцветные осадочные и вулканогенные породы вулканогенно-осадочной серии Минусинского прогиба, находящиеся в тесной парагенетической связи, могут быть объединены в терригенно-базальтовую красноцветную формацию. Осадочные терригенные породы этой формации, как показал Г. Н. Бровков (1967), находились под воздействием процессов вулканизма, вследствие чего их состав испытал существенные изменения. В частности, терригенные породы постоянно содержат примесь пирокластических осколков застывшей лавы, вулканического стекла, кристаллов различных минералов (плагиоклазы, биотит, роговая обманка) и обломков местных эффузивных пород. Среди осадочных пород Бровков указывает «эффузивные» граувакковые и аркозовые песчаники, «туфогенные» аркозы, плагиоклазовые и плагиоклаз-пироксеновые песчаники и алевролиты. Вулканогенные породы представлены продуктами излияния основных лав и пирокластическим материалом.

Нижняя граница этой формации особенно отчетлива, поскольку породы вулканогенно-осадочной серии отделяются резким угловым несогласием от сероцветных карбонатных толщ рифея и кембрия. И. В. Лучицкий (1957, стр. 33) указывает, что «в целом имеющиеся сведения о соотношениях между вулканогенной серией и подстилающими ее породами складчатого фундамента позволяют прийти к выводу о том, что хотя к началу развития вулканической деятельности сформировавшиеся в предшествующие периоды геологической истории структурные элементы подверглись интенсивной денудации, нет никаких оснований предполагать предшествующую излияниям пенепленизацию горных сооружений, обрамляющих прогиб. Наоборот, все говорит о том, что прогиб, заполнявшийся продуктами излияний, был обрамлен поднятиями, обладавшими сложным рельефом». Верхняя граница терригенно-базальто-

вой формации в крайних южных районах Минусинского прогиба падает на смену вулканогенных пород карбонатно-терригенными сероцветными отложениями имекской свиты, а на остальной территории прогиба определяется перерывом, отделяющим породы этой формации от осадочных карбонатных и терригенных серий живетского и отчасти эйфельского ярусов среднего девона.

Латеральные границы формации в пределах Минусинского прогиба отчетливо устанавливаются только при переходе от приподнятых частей прогиба к погруженным, где фациальная изменчивость сводится к смене вулканогенно-осадочной серии преимущественно осадочными толщами красноцветных терригенных пород.

Терригенно-базальтовая красноцветная формация Минусинского прогиба представляет собой крупное тело, осложненное расчленяющими его приподнятыми участками, которые впоследствии сформировались в виде таких крупных положительных элементов тектонической структуры, как Саралинское, Батеневское, Белыкское и Сыдинское поднятия.

Приведенным примером терригенно-базальтовых красноцветных формаций, конечно, не исчерпывается все разнообразие парагенезов осадочных красноцветных и вулканогенных пород, и, несомненно, дальнейшие исследования особенностей состава этих пород позволят существенно расширить представления о красноцветных вулканогенно-осадочных формациях.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КРАСНОЦВЕТНЫХ ФОРМАЦИЙ

> «Основной задачей учения о формациях является установление эмпирических закономерностей в появлении различных горных пород. Выделяя формации, можно кратко и наглядно описать важнейшие изменения разновозрастных образований одного района, а также сходство и различие в этом отношении различных районов».
>
> Н. П. Херасков (1967, стр. 376).

Рассмотренные данные о домезозойских красноцветных формациях позволяют провести некоторые сравнения. Эти сравнения могут опираться на сопоставление парагенезов, свойственных различным формациям, и выявление отличительных черт, типичных для таких парагенезов, определение особенностей состава пород и литолого-генетических признаков отложений, выяснение латеральных и вертикальных замещений формаций и т. д.

Различия парагенезов, свойственных гумидным и аридным красноцветным формациям, достаточно очевидны. До недавнего времени предполагалось, что для гумидных красноцветных формаций типичны только парагенезы красноцветных пород с прослоями углей, но сейчас, после проведенных автором исследований, можно видеть, что наряду с подобными парагенезами среди гумидных формаций широко распространены ассоциации красноцветных пород с гематитовыми прослоями, содержащими до 90% полуторной окиси железа. Таким образом, во-первых, существенно расширились наши представления о парагенезах, свойственных гумидным красноцветным формациям, во-вторых, выявилось, что красноцветные формации данного типа рудоносны и могут представлять практическую ценность как источник железных руд. Во всяком случае, промышленные железорудные месторождения в красноцветных гематитовых формациях известны на Китайской платформе.

Аридные красноцветные формации принципиально отличаются от гумидных свойственным для них парагенезом. Эти формации местами резко обогащены прослоями и включениями гипса или ангидрита, карбонатными прослоями. Подобного типа формации названы эвапоритовыми. Имеются, кроме того, ассоциации аридных красноцветов с медистыми песчаниками, что заставляет выделять и меденосные красноцветные формации. Оба типа формаций содержат неравномерно распределенные пачки и более или менее мощные толщи эвапоритов (гипсов, ангидритов) в одних случаях и медистых песчаников, заключенных среди красноцветных пород, в других случаях, но постоянным является парагенез таких пачек и толщ именно с красноцветными породами, принадлежащими аридным формациям. Следовательно, парагенез аридных красноцветных формаций, во-первых, существенно отличается от характерного для гумидных, во-вторых, тоже представляется практически ценным, определяющим возможность нахождения сопутствующих красноцветам меднорудных залежей.

Обращаясь к особенностям литологического состава разного типа красноцветных формаций, можно установить, что отмеченные А. Л. Яншиным различия между гумидными и аридными формациями, заключающиеся в неодинаковом содержании в тех и других карбонатных примесей, достаточно наглядно выявляют отличительные черты этих формаций. Гумидные формации бескарбонатны, и если в них и встречаются карбонатные прослои, то сами терригенные породы, слагающие эти формации, либо практически лишены карбонатных примесей, либо содержат их в количестве, не превышающем 10% (рис. 50). Наоборот, для аридных формаций типичны прослои карбонатов и примеси их в количестве, существенно превышающем 10%. Такие общие различия обусловливают некоторые характерные черты литологического состава пород, принадлежащих тем и другим формациям. В гумидных формациях, например, в серии тонкоотмученных пород господствуют обычные глины. Для аналогичных серий пород аридных формаций характерны мергели. Среди песчаников в гумидных формациях редки или практически отсутствуют породы с карбонатной цементацией, тогда как для аридных они весьма типичны. В песчаниках, принадлежащих гумидным формациям, часто встречается кремнистый или глинистый цемент, тогда как в таких же породах аридных формаций вместо глинистого цемента постоянно встречается карбонатный. Наконец, в грубообломочной серии пород тоже есть различия, но они менее разко выражены и проявляются преимущественно в более обильных карбонатных примесях в цементе грубообломочных ассоциаций аридного ряда формаций.

Значительно труднее выяснить отличительные особенности литологического и фациального состава отложений, когда идет речь об отдельных типах красноцветных формаций, а не о таких крупных рядах, как это имеет место в случае с гумидными и аридными красноцветными формациями. Рассмотренные выше данные указывают на то, что, например, в гематитовых красноцветных формациях широко распространены песчаники полимиктовые, кварц-полевошпатовые, существенно кварцевые, слюдистые, серицито-слюдистые и с гематитовым цементом. Алевролиты и аргиллиты играют подчиненную роль. Очень типична, судя по изученному примеру Приангарья, регенерационная структура кварцевого цемента в песчаниках, что связано, по-видимому, с длительным эпигенетическим преобразованием пород, принадлежащих к позднему докембрию не только в данном, но и во многих других регионах. Те же причины вызывают, вероятно, наблюдаемое нередко пре-

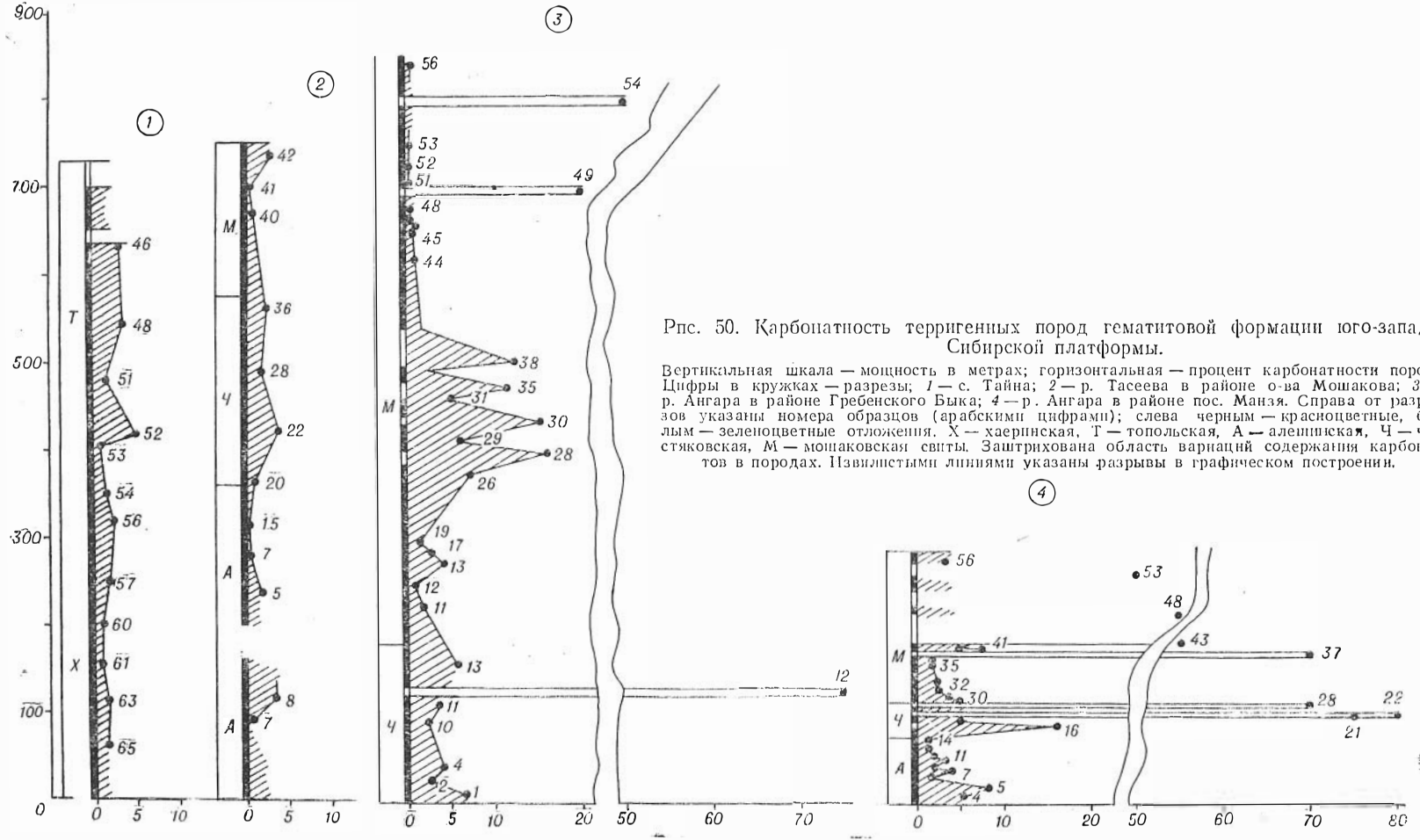


Рис. 50. Карбонатность терригенных пород гематитовой формации юго-запада Сибирской платформы.

Вертикальная шкала — мощность в метрах; горизонтальная — процент карбонатности пород. Цифры в кружках — разрезы; *1* — с. Тайна; *2* — р. Тасеева в районе о-ва Мошакова; *3* — р. Ангара в районе Гребенского Быка; *4* — р. Ангара в районе пос. Манзя. Справа от разрезов указаны номера образцов (арабскими цифрами); слева черным — красноцветные, белым — зеленоцветные отложения. Х — хаеринская, Т — топольская, А — алешинская, Ч — чистяковская, М — мошаковская свиты. Заштрихована область вариаций содержания карбонатов в породах. Извилистыми линиями указаны разрывы в графическом построении.

образование глинистого материала в цементе пород, выраженное замещением такого материала серицитовыми, серицит-хлоритовыми, а иногда даже биотит-хлоритовыми агрегатами. Конечно, очень характерны для гематитовой красноцветной формации породы с гематитовым цементом, нередко настолько обильным, что кластический материал в нем оказывается как бы рассеянным среди господствующей дисперсной преимущественно гематитовой массы (Анатольева, Кочеткова, 1970).

Угленосные формации по литологическому составу мало отличаются от гематитовых. Среди пород, образующих угленосные формации, имеются глины, алевролиты, песчаники, отчасти грубые псефиты, но отличия этих пород от свойственных гематитовым формациям проявляются, по-видимому, преимущественно в характере цементации и степени преобразования глинистых компонентов пород. Состав цемента отличается лишь тем, что обильный железистый цемент с образованием базальных масс для пород угленосно-красноцветных формаций в общем нетипичен, поскольку в бассейнах седиментации этих формаций находилось много органики, которая способствовала растворению, а не осаждению окиси железа. В целом же с появлением в бассейнах красноцветной седиментации значительного количества биомассы гематитовые формации в истории Земли исчезли, а взамен их появились угленосные.

Терригенные породы меденосных красноцветных формаций обладают главным образом полимиктовым и кварц-полевошпатовым составом и цементируются чаще всего карбонатным, глинисто-карбонатным или железисто-карбонатным материалом, реже баритом и другими сульфатами. В породах эвапоритовых формаций обычен гипсовый или ангидритовый цемент, базального, порового и иного типа.

Вообще необходимо отметить, что для терригенного ряда пород, свойственного красноцветным формациям, характерно общее сходство вариаций состава обломочного материала. Это зависит от того, что породы такого ряда содержат преимущественно тот обломочный материал, который испытал сравнительно небольшую транспортировку, а следовательно, сохраняет черты прямой зависимости от состава пород, слагающих области денудации. Главные отличия между породами, слагающими красноцветные формации, определяются, таким образом, преимущественно особенностями состава цемента и отчасти эпигенетическим минералообразованием. Хотя резко выраженные явления эпигенеза свойственны, как отмечено выше, гематитовым формациям вследствие их относительной древности, но могут наблюдаться и в более молодых отложениях и других красноцветных формациях, а в достаточно своеобразных формах также в вулканогенно-красноцветных формациях. Такого типа эпигенетические явления описаны, в частности, Г. Н. Бровковым (1967) и связаны с преобразованием и разложением пеплового и туфового материала в осадочных породах, сопровождающих вулканогенные породы, подчиненные красноцветным формациям.

Известные различия между красноцветными формациями обнаруживаются при сравнении их по характерным фациальным сочетаниям. В гематитовых формациях фациальные сочетания обычно представлены отложениями, соответствующими фациям подножий, пролювиальным фациям конусов выноса, аллювиальным и прибрежно-аллювиальным фациям. Среди них, в частности, встречаются фациальные сочетания, типичные для отложений, формирующихся в прибрежной части моря. Особенно характерны фациальные сочетания, накапливающиеся в озерных водоемах и, возможно, в отдельных отшнурованных лагунах.

Для угленосных формаций может быть указан несколько отличный набор фациальных сочетаний. Преобладают такие фациальные сочетания, которые состоят из континентальных осадков, накапливавшихся в аллювиальных, озерных и озерно-болотных условиях. Различия фациальных сочетаний гематитовых и угленосных формаций соответствуют вариациям ландшафтных обстановок: для гематитовых типичны пролювиальные и аллювиальные ландшафтные обстановки, для угленосных — озерные и озерно-болотные. Вместе с тем эти различия в немалой степени были обусловлены геохимическими особенностями, свойственными областям седиментации гематитовых и угленосных формаций. В эпоху накопления гематитовых формаций отсутствовала растительность, а ко времени накопления угленосных формаций она получила широкое распространение. Однако в целом климатические обстановки, в которых происходило накопление тех и других формаций, были одинаковыми.

В меденосных формациях могут быть выделены фациальные сочетания континентальные, лагунно-дельтовые и отчасти прибрежно-морские. Наконец, в эвапоритовых формациях обнаруживаются такие фациальные сочетания, которые указывают на накопление осадков в обширных озерных водоемах, на аллювиальных равнинах и отчасти в прибрежных участках мелкого моря.

Красноцветные формации разнообразны также по структурному положению и по месту, которое они занимают в латеральном и вертикальном ряду последовательно сменяющих друг друга ассоциаций осадочных пород. Гематитовые формации обычно располагаются в основании чехла древних платформ и приурочены к зонам погружения, расположенным близ горных сооружений. Они не имеют прямой связи с подстилающими формациями и поэтому в вертикальном ряду могут сменять любые формации. Гематитовые формации перекрываются либо карбонатными, либо соленосными формациями, а по латерали переходят, как правило, в сероцветные карбонатные.

Угленосные красноцветные формации в отличие от гематитовых занимают передовые прогибы и предгорные впадины, располагающиеся преимущественно вдоль фронта герцинских складчатых сооружений. По-видимому, размещение этих формаций в определенной мере связано с эволюцией тектонических условий, выразившейся в появлении в герцинское время краевых прогибов (Яншин, 1965). В вертикальной последовательности угленосные формации обычно тесно связаны с подстилающими и нередко обнаруживают постепенные переходы к угленосным и карбонатным сероцветным формациям. Вверх по разрезу их сменяют сероцветные карбонатные формации и реже красноцветные меденосные. В латеральном ряду они обычно замещаются сероцветными угленосными или карбонатными формациями.

Тектоническое положение меденосных красноцветных формаций вполне определенно. Они относятся к ряду орогенных формаций, накопление которых происходит после эпох складчатости, в прогибах, окаймляющих горные сооружения. Эти формации подстилаются красноцветными эвапоритовыми, сероцветными карбонатными и угленосными формациями, а вверх по разрезу сменяются красноцветными эвапоритовыми и сероцветными карбонатными формациями. По латерали меденосные красноцветные формации переходят в эвапоритовые красноцветные и карбонатные сероцветные формации и лишь в некоторых районах в сероцветные угленосные.

Наконец, для красноцветных эвапоритовых формаций не может быть отмечена строгая тектоническая приуроченность; они размещают-

ся не только в орогенных структурах, но и во внутренних частях платформенных областей. Подстилаются они сероцветными соленосными или карбонатными, а перекрываются преимущественно красноцветными меденосными и сероцветными карбонатными формациями. По латерали эвапоритовые красноцветные формации обычно сменяются сероцветными карбонатными.

Сравнивая различные красноцветные формации, следует подчеркнуть, что среди них имеются такие группы, которые принципиально различаются между собой. Значение таких групп не ограничивается рамками общих вопросов систематики красноцветных формаций; оно распространяется и на проблемы эволюции процессов красноцветной седиментации.

Прежде всего, совершенно отчетливо выделяется такая группа, включающая ассоциации красноцветных пород с вулканогенными образованиями, которая отличается свойственным ей скрещением различных генетических рядов: красноцветного, с одной стороны, и вулканогенного, с другой. Имеется как бы независимый ряд процессов: красноцветной седиментации и вулканической деятельности. Ареалы распространения тех и других процессов не связаны между собой, время их появления также не взаимосвязано, тем не менее в конкретных регионах и определенных тектонических и физико-географических условиях продукты развития этих процессов приводят к образованию комплекса пород, представляющих собой сложно построенные вулканогенно-красноцветные формации.

Различия между двумя главными представителями этих формаций могут быть определены по особенностям тех процессов, которые скрещиваются с красноцветной седиментацией. Поскольку же закономерности общего изменения вулканической деятельности на протяжении геологической истории земного шара пока неизвестны, трудно определить и характерные черты разновременных вулканогенно-красноцветных формаций. Впрочем, имеется, по-видимому, определенная взаимосвязь между составом продуктов вулканической деятельности и составом красноцветных пород, которая еще недостаточно изучена.

Сравнение красноцветных формаций осадочной группы приводит к выводу о их неравномерном распределении в рамках рассмотренного хронологического интервала домезозойской седиментации. Некоторые из этих формаций устойчиво сохранялись на различных стратиграфических уровнях, другие вскоре исчезали, вследствие чего в более поздних осадочных сериях не обнаруживаются, третьи, наоборот, впервые появились в середине или в конце этого интервала. Соответственно, могут быть выделены сквозные, отмирающие и зарождающиеся красноцветные формации (рис. 51). Такое деление формаций возможно, несомненно, и для других, а не только красноцветных формаций, и если здесь речь идет в таком узком плане, то только потому, что дана сравнительная характеристика именно красноцветных формаций.

Среди рассмотренных эталонов осадочных красноцветных формаций пример сквозных дают парагенезы красноцветных терригенных пород и медистых песчаников. Меденосные формации известны в нижнем протерозое, позднем докембрии, кембрии, силуре, девоне, карбоне и перми.

Отмирающие (исчезнувшие) формации представляют терригенно-гематитовые красноцветные ассоциации. Эти ассоциации принадлежат главным образом позднему докембрию, хотя наблюдаются и на более низких и более высоких стратиграфических уровнях. В целом же геохимические условия для накопления гематитовых формаций сохраня-

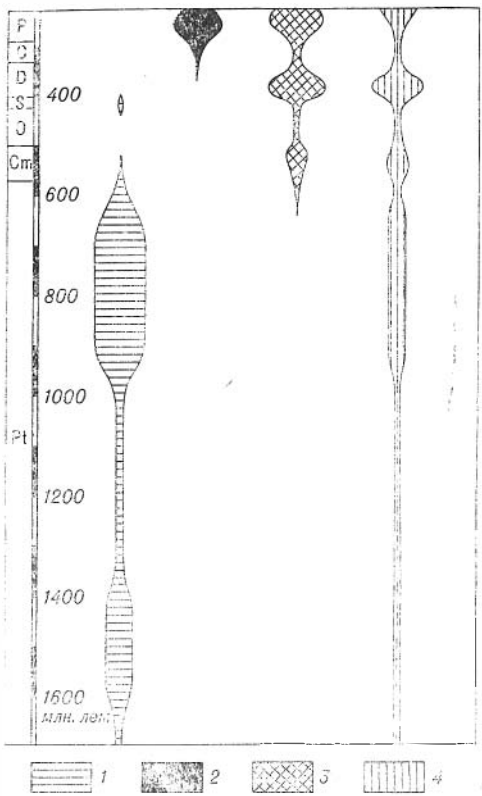


Рис. 51. Хронологическое размещение различных типов красноцветных формаций.
1 — гематитовые; *2* — угленосные; *3* — эвапоритовые; *4* — меденосные.

лись вплоть до нижнего девона.

К зарождающимся в определенный период времени относятся эвапоритовые, угленосные и, по-видимому, бокситоносные формации.

Эвапоритовые формации впервые появляются, очевидно, в кембрии. Типичные парагенезы красноцветных пород с эвапоритами в более ранние эпохи, чем кембрийская, нам неизвестны. Правда, в литературе есть указания о наличии эвапоритов в позднем докембрии северо-западной Канады (Thorsteeinsson and Tozer, 1962) и в других районах. Однако и среди этих эвапоритовых толщ красноцветные отложения практически отсутствуют. В целом же широкое распространение эвапоритовые красноцветные формации получают в силуре, девоне и перми.

Угленосные красноцветные формации начинают встречаться с карбона. В геологической истории Земли они сменили гематитовые формации. В каменноугольное время появляются и первые континентальные красноцветные породы, содержащие свободный глинозем. Они дали начало первым континентальным бокситоносным формациям.

Таким образом, под влиянием биомассы, появившейся в областях континентальной красноцветной седиментации в значительных количествах, начиная с позднедевонского времени, облик гумидных формаций существенно изменился.

Общая картина изменчивости красноцветной седиментации во времени выявляется, таким образом, путем сравнения разновозрастных ассоциаций красноцветных пород, различающихся между собой по парагенезам. Причины такой изменчивости не всегда ясны, тем не менее очевидно, что тип парагенезов, свойственных различным геологическим периодам и эпохам, далеко не однозначен и существенно зависит от общей эволюции, определяющей вариации геологических условий, создававшихся на земном шаре в различное время.

В связи с изменчивостью красноцветных формаций необходимо дальнейшее, более углубленное, изучение особенностей состава красноцветных пород, образовавшихся в различное геологическое время. Следует полагать, что появление, например, растительности, оказало влияние не только на формирование угленосно-красноцветных парагенезов, но и на характерные черты состава красноцветных пород (их бескарбонатность). Угленакопление является прямой функцией развития органической жизни на Земле, результатом эволюции растительного мира. Однако процессы угленакопления в бассейнах красноцветной седимен-

тации могли протекать только в определенных климатических условиях. Следовательно, формационный тип, представляющий сочетание красноцветных пород с угленосными, мог появиться лишь на известной стадии развития осадочной оболочки Земли, т. е. он является индикатором эволюции красноцветной седиментации.

Еще не все причины зарождения и отмирания красноцветных формаций ясны, хотя сам этот факт обнаруживается в процессе исследований весьма отчетливо. Очевидно, тем не менее, одно: только сравнивая разновозрастные формации и устанавливая закономерности их появления и исчезновения, можно будет в дальнейшем создать единую теорию, объясняющую причины эволюции красноцветной седиментации.

Краткий обзор главных этапов домезозойской эволюции красноцветной седиментации, несомненно неполный и далекий от совершенства, может быть сделан на основании данных, приведенных в настоящей работе. Однако этому обзору следует предпослать некоторые замечания, касающиеся двух следующих принципиальных вопросов. Один из них затрагивает проблему изменения состава атмосферы в связи с появлением растительности и обогащением воздушной оболочки Земли кислородом. По-видимому, такие изменения есть основания предполагать, но их роль в общей эволюции процессов красноцветной седиментации должна быть рассмотрена специально. Второй вопрос относится к проблеме повторяемости геологических событий, проблеме цикличности, в сущности представляющей в определенном смысле антитезу идее эволюции геологических процессов.

Прежде всего, о возможном влиянии изменений содержания кислорода в атмосфере Земли на эволюцию процессов красноцветной седиментации. Этот вопрос сравнительно недавно в общем виде рассмотрен А. В. Сочавой (1968). По его мнению, во-первых, происходит «общее падение содержания CO_2 и возрастание содержания O_2 в атмосфере от докембрия и поныне», которое, «казалось бы, создает все более благоприятные условия для образования красноцветных толщ на континентах, однако параллельно с этим процессом происходит эволюция растительного мира.., постепенно отвоевывающего у континента все новые территории. Это обстоятельство значительно сокращает возможность образования красноцветных континентальных толщ». (Сочава, 1968, стр. 19). Во-вторых, как считает Сочава, наблюдается «чередование эпох преобладания красноцветообразования и углеобразования на территории Евразии и других материках» (там же, стр. 11).

Что касается первого вывода, предлагаемого Сочавой, то остается в целом неясным, каков же общий итог эволюции красноцветной седиментации за время «от докембрия поныне»: происходит ли общее усиление этого процесса или он подавляется развитием растительного мира настолько, что в конечном итоге деградирует. Однако более существенно то, что вообще трудно оценить влияние изменений состава атмосферы на процессы красноцветной седиментации, так как широкое распространение красноцветных отложений известно с нижнего протерозоя. Такая огромная продолжительность существования процессов красноцветной седиментации дает указание на сохранение на земном шаре в течение того же длительного периода условий, благоприятствующих окислительным реакциям, необходимым для образования красноцветных пород. Но это значит, что в земной атмосфере еще в начале протерозоя свободного кислорода было достаточно для соответствующего развития процессов седиментации в окислительных условиях, а следовательно, для накопления красноцветных осадков. Иначе говоря, в нашем распоряжении пока нет данных, позволяющих более или ме-

нее строго определить влияние состава атмосферы на процессы красноцветной седиментации.

Второй вывод Сочавы затрагивает проблему появления в разрезе осадочной оболочки сменяющих друг друга во времени эпох красноцветной седиментации и угленакопления. Этот вывод сам по себе интересен, но не имеет прямого отношения к проблеме эволюции красноцветной седиментации, так как констатирует повторяемость тех и других процессов, но не их общую эволюцию. Таким образом, этот вывод имеет отношение уже к общей оценке значения исследований, касающихся циклически построенных разрезов земной коры, для выявления общей эволюции геологических процессов. Дело в том, что, устанавливая циклическое строение разреза земной осадочной оболочки, мы далеки от выяснения подлинной эволюции процесса; для достижения этой цели необходимо установить не черты сходства между различными эпохами, а их отличия. Сейчас эти отличия могут быть выявлены только путем сравнения разновозрастных красноцветных формаций.

Как известно, учение о циклах опирается на разнообразные сведения о повторяемости сходных или одинаковых явлений в истории Земли. В области изучения процессов седиментации и вулканических явлений основой для подобного рода построений служат соответствующие интерпретации стратиграфических разрезов осадочных и вулканогенных толщ, в которых всегда можно обнаружить неоднократное появление одинаковых пачек или пластов. Рассматривая каждый разрез в отдельности, а затем коррелируя их по сходным литологическим признакам, можно прийти к выводу о повторяемости тех или иных геологических событий. Такой прием привлекается для доказательства циклического развития процессов седиментации, а в конечном итоге он находит приложение и к анализу проблемы одновременного проявления орогенических движений на всем земном шаре. Тот же прием широко используется при анализе истории развития вулканической деятельности и приводит к представлению о многократных периодических сменах основных излияний кислыми. Следовательно, от простейших операций по расчленению частных разрезов на ритмически построенные пачки пород различного состава и происхождения легко осуществить переход к самым общим построениям, предполагающим циклическое развитие разнообразных геологических процессов. Для раскрытия процессов эволюции красноцветной седиментации и выявления их изменения во времени циклические построения явно неприемлемы.

Сравнение домезозойских красноцветных формаций, основой для которого служат изложенные нами сведения о характерных чертах этих формаций и их возрасте, дает основание для заключения, прежде всего, о значительной роли климата как фактора, оказывающего огромное влияние на процессы красноцветной седиментации. Известно, что в гумидном климате накапливались бескарбонатные красноцветные отложения, в аридном — с значительной примесью карбонатного материала. Однако выявить закономерности распределения гумидных и аридных отложений не представляется возможным, поскольку в разные эпохи красноцветной седиментации устанавливаются как гумидные, так и аридные красноцветы. Вместе с тем можно говорить о том, что в позднем докембрии красноцветы образовывались главным образом в условиях гумидного климата, о чем свидетельствует не только широкое развитие в этот интервал времени бескарбонатных пород, но и связанные с ними сингенетичные прослои гематита, образующие иногда рудные скопления промышленной мощности. В девонскую эпоху наряду с аридными наблюдаются гумидные красноцветы, однако массовым

распространением именно в это время пользуются эвапоритовые красноцветные толщи, что указывает на господство аридного климата, установившегося на обширных территориях красноцветной седиментации. Гумидные красноцветы пермского возраста по сравнению с девонскими получили более широкое распространение, однако и в это время в областях красноцветной седиментации преобладал аридный тип литогенеза.

В целом же широкое распространение красноцветных отложений в позднем докембрии, девоне и перми не только в тропических и умеренных зонах, но и вблизи полюсов свидетельствует о длительных эпохах теплого или скорее даже жаркого климата, которые в определенные отрезки времени охватывали огромные площади земного шара. Такой вывод хорошо согласуется с данными об относительной однородности климатов на земном шаре в девоне и перми (Баргхорн, 1958; Кольберт, 1958). По-видимому, в эпохи красноцветной седиментации климатическая зональность проявлялась чрезвычайно слабо, и устанавливать ее, очевидно, надо в межэпохальные периоды, когда образование красноцветных отложений существенно сокращается.

Своеобразные черты красноцветных отложений на долгие годы определили интерес к ним как стратиграфическим элементам разреза земной коры. Только в начале текущего столетия наметился новый подход к красноцветным толщам как свидетелям физико-географических условий, господствовавших в эпохи красноцветной седиментации. Дальнейшее развитие физико-географического (палеогеографического) направления в исследовании красноцветных отложений привело к тому, что в современной палеоклиматологии эти отложения рассматриваются как индикаторы климатических обстановок и по ним реконструируется расположение древних экваториальных поясов. Такие построения широко применяются многими исследователями (Страхов, 1960; Орлова, 1963; Шейнманн, 1963; Дю Тойт, 1963; Кинг, 1963; Опдайк, 1966). Однако возможность привлечения красноцветных отложений к анализу проблемы перемещения полюсов Земли является спорной. Поэтому одни исследователи (Дю Тойт, 1963; Кинг, 1963), привлекая данные о размещении красноцветных отложений, развивают представления о дрейфе континентов, другие же (Шейнманн, 1963), опираясь на аналогичные данные, отрицают миграцию материков. Как показывает проведенный нами анализ, распределение красноцветов в различные домезозойские эпохи геологической истории Земли не может служить надежной опорой для палеоклиматических построений, поддерживающих представления о дрейфе континентов и перемещении полюсов (табл. 31).

Одна из главных причин, обусловливающих появление в разрезе осадочной оболочки Земли красноцветных отложений,— это наличие в питающих областях красноземных и латеритных кор выветривания, поставлявших в бассейны седиментации красящий материал. Без поступления уже готового красящего материала трудно представить образование таких гумидных красноцветов, как гематитовые и угленосные. В частности, угленосные красноцветы накапливались в зонах седиментации, представляющих собой сочетание болотных и аллювиальных обстановок или болот и приморских равнин. Пышная растительность, произрастающая в бассейнах красноцветной седиментации, способствовала накоплению углей, которые захоронялись по соседству с площадями, занятыми красноцветными отложениями (рис. 52). Нередко процессы углеобразования и красноцветной седиментации накладывались друг на друга, что приводило к появлению в разрезах красноцветно-

угленосных толщ. В аридных зонах красящий материал, помимо принесшегося в готовом виде, образовывался непосредственно в бассейне седиментации путем диагенетических и эпигенетических преобразований таких железистых минералов, как пироксены, амфиболы, ильменит, магнетит и др.

Таблица 31

Эпоха красноцветной седиментации	Широты, ограничивающие ареалы распространения красноцветных отложений		
	по отношению к современным полюсам	с учетом данных о миграции полюсов (Храмов, 1958; Храмов, Шмелева, 1963)	с учетом гипотезы дрейфа континентов (Опдайк, 1966)
Позднекембрийская	от 75° с. ш. до 30° ю. ш.	от 65° с. ш. до 60° ю. ш.	от 70° с. ш. до 60° ю. ш.
Девонская	от 82° с. ш. до 55° ю. ш.	от 65° с. ш. до 65° ю. ш.	от 60° с. ш. до 65° ю. ш.
Пермская	от 80° с. ш. до 33° ю. ш.	от 72° с. ш. до 55° ю. ш.	от 60° с. ш. до 63° ю. ш.

В целом же никакая окислительная обстановка, ни в аридном, ни в гумидном климате, не могла привести к образованию красноцветных отложений, если в бассейны седиментации из областей сноса не поступал в том или ином виде красящий материал.

Некоторые черты эволюции красноцветной седиментации, по-видимому, можно установить, рассматривая общие условия накопления осадков, характерные для главных красноцветных эпох домезозойского времени (Анатольева, 1968; 1971).

Позднедокембрийская эпоха была весьма благоприятной для накопления красноцветных отложений главным образом потому, что красноцветная седиментация этого времени происходила в такой обстановке, когда земная поверхность представляла собой безжизненную

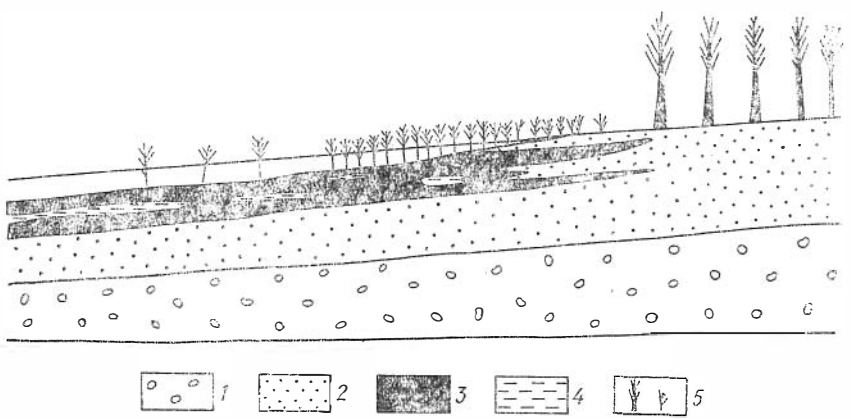


Рис. 52. Положение угольных пластов в красноцветных конгломерато-песчаниковых отложениях Нижнего Красного Лежня Гарца, по В. Шарфу (Wagenbreth, 1969).

1 — красноцветные конгломераты; *2* — красноцветные песчаники; *3* — угли; *4* — песчано-глинистые линзы с обильными растительными остатками; *5* — каламитовая и другая флора.

пустыню, лишенную растительного покрова и каких бы то ни было других признаков наземной жизни. Поэтому такие геологические процессы, как эрозия и выветривание, в позднем докембрии существенно отличались от аналогичных процессов, протекавших в позднейшие геологические эпохи. В позднем докембрии незакрепленная поверхность подвергалась интенсивной эрозии, что способствовало обильному поступлению в бассейны седиментации кластического материала. Химическое выветривание на позднедокембрийской суше, по-видимому, также было очень активным, о чем можно судить по совместному нахождению красноцветных пород с прослоями гематита. Продукты красноземного выветривания поступали в позднедокембрийские континентальные бассейны. Они были лишены разлагающихся органических остатков, способных восстанавливать поступавшие в них окислы железа, что не только содействовало сохранению свойственных обстановкам того времени красных окрасок, но и приводило к образованию, по-видимому, хемогенных железистых накоплений.

Девонским периодом, по всей вероятности, открывается новая эра в истории Земли. Очевидно, в связи с общими изменениями условий накопления девонские красноцветные отложения включают уже иной набор породных ассоциаций. В парагенезе с ними обычны сульфатные и соленосные породы, которые в позднем докембрии почти неизвестны. В то же время девонской эпохе совсем не свойственна широко распространенная в позднем докембрии ассоциация красноцветных отложений и пород, содержащих гематит. Она может быть отмечена только для нижнего девона и лишь на ограниченной площади Уругвая, где среди терригенных красноцветных отложений наблюдаются прослои гематитовых сланцев. Вместе с тем в девоне получают более широкое распространение, чем в позднем докембрии, красноцветы, чередующиеся с разнообразными вулканогенными образованиями. Они возникали в таких случаях, когда на обширных континентальных равнинах действовали вулканы, связанные с зонами нарушений, способствующих ареальным излияниям.

Таким образом, основные черты девонской красноцветной седиментации существенно отличаются от тех, которые свойственны более ранним эпохам аналогичного широкого распространения ареалов красноцветной седиментации (Anatolyeva, 1967).

Более древние красноцветные отложения обладают своеобразными особенностями состава и существенно отличаются от девонских красноцветов характерным парагенезом с породами, существенно обогащенными гематитом или содержащими гематитовые прослои. Такие отложения, принадлежащие ряду красноцветных гематитовых формаций, типичны для различных регионов предшествующей эпохи красноцветной седиментации, относящейся к позднему докембрию. Особенностями своего состава они подчеркивают характерные черты девонской красноцветной седиментации и позволяют обратить внимание на вероятность значительной эволюции, происшедшей за время с конца докембрия до девонского периода, т. е. примерно за 300 млн. лет, в развитии процессов, обусловливающих красноцветную седиментацию. За это время те процессы, которые способствовали сравнительно массовому распространению гидроокисей железа, впоследствии преобразованных в гематит, уже в позднем девоне полностью утратили свое значение, тогда как процессы соленакопления и формирования среди красноцветных отложений карбонатных осадков, прежде в известной мере разобщенные пространственно с местами накопления красноцветов, распространились непосредственно на области массовой красноцветной седиментации. Во всяком случае, анализ

некоторых особенностей девонской красноцветной седиментации и сравнение с аналогичной седиментацией, типичной для конца докембрия, позволяет сделать заключение о вероятной общей эволюции седиментационного процесса, приведшего к образованию красноцветных отложений различных эпох.

Пермские красноцветные отложения отличаются более разнообразными наборами породных ассоциаций, чем девонские, не говоря уже о позднедокембрийских. В частности, именно здесь получает сравнительно широкое распространение новый формационный тип отложений, который впервые зародился в каменноугольном периоде. Это терригенные красноцветные отложения гумидного типа, обнаруживающие парагенетическую связь с угленосными толщами и углями. Их появление стало возможным благодаря тому, что возникшая в девонском периоде псилофитовая флора в последующие каменноугольный и пермский периоды сменилась гораздо более продуктивной флорой древовидных тайнобрачных, которая завоевала обширные пространства земной поверхности. Однако и для пермских красноцветных отложений, как и для девонских, весьма характерен аридный тип литогенеза. Такая общность выражается главным образом в том, что в истории Земли обе эти эпохи были наиболее благоприятными для развития процессов галогенеза. В целом же пермские красноцветы наряду с новым типом красноцветно-угленосных отложений включают весь набор пород, свойственный красноцветной седиментации девонского периода.

Сравнение трех главных эпох домезозойской красноцветной седиментации показывает, таким образом, что присущие им ассоциации красноцветных пород существенно отличаются друг от друга и их изменения, несомненно, находятся в тесной связи с общей эволюцией осадочной оболочки Земли.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенный общий обзор домезозойских красноцветных отложений основан на изучении их как определенных ассоциаций, в которых отдельные элементы — толщи, пачки, слои породы — парагенетически связаны друг с другом и образуют, следовательно, различные геологические формации. Такое изучение красноцветных отложений с позиций формационного анализа, предложенного Н. С. Шатским и Н. П. Херасковым, проведено в общем виде впервые, поскольку описания отдельных формаций в данном труде рассматриваются лишь как примеры, позволяющие выявить характерные черты того или иного формационного типа красноцветных отложений.

Характеристике формаций предпослано общее изложение современных представлений о красноцветах как об отложениях, обладающих типичными для них окраской, составом, текстурными особенностями, условиями образования, распространения, содержащих характерную фауну и флору и т. д. Все эти данные позволяют более полно представить общие черты красноцветных формаций, сравнительное изучение которых приводит к выводам, затрагивающим проблему эволюции процессов красноцветной седиментации, во всяком случае намечающих в известной мере новые пути в разработке этой проблемы применительно к красноцветным формациям.

Главные положения, которые изложены в настоящей работе и составляют основу проведенного исследования, сформулированы ниже.

1. Красноцветные отложения отличаются не только окраской, но и другими особенностями, позволяющими устанавливать типичные черты тех обстановок, в которых они образуются. К этим особенностям относятся свойственные им генетические типы и литологический состав отложений, а также сопровождающие их органические остатки и морфология поверхностей напластования.

Красящий пигмент в красноцветных отложениях имеет в большинстве случаев первичный характер и образуется в результате транспортировки его из областей распространения красноземных кор выветривания. Этот пигмент может иметь также вторичное происхождение, и в таком случае он образуется на месте накопления осадков за счет разложения железосодержащих минералов. Для сохранения красящего пигмента, как и для его образования на месте накопления осадков, необходима окислительная обстановка в области седиментации, которая создается главным образом в континентальных условиях.

Генетические типы красноцветных отложений распределяются в известной мере закономерно, в зависимости от физико-географической обстановки, размещения элементов рельефа и гидрографической сети. Широко распространены континентальные красноцветные

отложения пролювиального, аллювиального, озерного и дельтового происхождения. Морские красноцветы имеют ограниченное распространение. Их накопление происходило на обширных прибрежных равнинах, затопляемых во время приливов, в отшнурованных лагунах и прибрежной мелководной части моря.

Литологический состав красноцветов сравнительно разнообразен, но господствующим их типом являются терригенные породы. Красноцветные обломочные породы состоят преимущественно из дезинтегрированного материала отложений области денудации, из которой этот материал транспортировался в бассейн седиментации. Здесь обломочный материал нередко смешивался с пирокластическими выбросами, поступавшими воздушным путем, или с химическими осадками испаряющихся водоемов, существовавших в самом бассейне седиментации.

Остатки фауны и флоры красноцветных отложений принадлежат главным образом континентальным формам (рыбы, амфибии, рептилии, моллюски, остракоды, листоногие ракообразные и растения). Сравнительно редко встречаются остатки морской фауны — в позднем докембрии мягкотелые организмы, а вообще — разнообразные морские беспозвоночные (брахиоподы, одиночные кораллы, криноидеи и пелециподы). Такие организмы захороняются в карбонатных осадках, подчиненные прослои и пачки которых встречаются среди мощных толщ красноцветных эвапоритовых формаций.

Текстурные особенности красноцветных отложений разнообразны. Нередко наблюдается разнообразная слоистость вплоть до грубой косонаслоенной; встречаются волноприбойные знаки, следы капель дождя, трещины усыхания, эрозионные, биогенные, а также разнообразные другие знаки, в общем известные под названием иероглифов. Многие знаки из домезозойских красноцветных отложений совершенно не отличимы от иероглифов, свойственных типичным флишевым толщам. Однако знаки во флишевых толщах являются принадлежностью турбулентных течений, возникающих в мутьевых потоках, а в красноцветных отложениям эти знаки — чаще всего результат действия поверхностных водотоков и гораздо реже приливно-отливных течений в прибрежной части моря. На поверхностях напластования красноцветов обычны эрозионные знаки, которые указывают на накопление их в пролювиальных, аллювиальных и дельтовых обстановках. Лишь немногие знаки свидетельствуют о формировании некоторых красноцветных отложений в прибрежной части мелкого моря.

2. Красноцветные отложения встречаются на различных стратиграфических уровнях разреза осадочной оболочки Земли. Наиболее ранние эпохи красноцветной седиментации относятся к нижнему протерозою (удоканская серия, серии гренвиль и гурон). В верхнем протерозое (позднем докембрии) и палеозое красноцветы приобрели широкое распространение на территории земного шара. По размещению красноцветов в разрезе осадочной оболочки Земли устанавливаются следующие главнейшие эпохи домезозойской красноцветной седиментации: позднедокембрийская, девонская и пермская.

Красноцветные отложения позднего докембрия повсеместно присутствуют в осадочном чехле древних платформ; образование их длилось от 1600 до 570 млн. лет. Позднедокембрийские красноцветы на земном шаре занимают обширные территории и охватывают в том числе современные приполярные области. Нередко они опоясывают древние горные сооружения, сформированные в эпоху байкальской складчатости. Красноцветные отложения позднего докембрия относятся главным образом к континентальным образованиям. Только по периферии

континентальных равнин, там, где к ним примыкали окраины морских бассейнов, в области мелкоморья создавались условия для образования прибрежно-морских карбонатных осадков, переслаивающихся с терригенными красноцветными толщами.

Следовательно, красноцветы позднего докембрия представлены преимущественно терригенными бескарбонатными породами, местами содержащими сингенетичные прослои гематита. В некоторых районах терригенные породы сопровождаются продуктами извержений основных и кислых магм.

Девонские красноцветные отложения очень широко развиты в областях каледонской складчатости всех материков, но иногда наблюдаются и в осадочном чехле древних платформ. Они встречаются на различных широтах земного шара, в том числе в современных приполярных областях. Девонские красноцветы — главным образом терригенные породы, нередко чередующиеся с карбонатными и эвапоритовыми толщами. Вместе с тем, в девоне получают более широкое, чем в позднем докембрии, распространение красноцветы, чередующиеся с разнообразными вулканогенными породами. Они возникали в тех случаях, когда на обширных континентальных равнинах действовали вулканы, связанные с зонами нарушений, способствовавших ареальным излияниям.

Пермские красноцветные отложения, установленные на обширных площадях земной поверхности, в частности в современных приполярных областях, в одних случаях располагаются по краям герцинских сооружений (Предуральский и Предаппалачский прогибы), в других — внутри платформы или во впадинах, расчленяющих складчатые области. Пермские красноцветы отличаются более разнообразными наборами пород, чем девонские, не говоря уже о докембрийских. В частности, приобретают сравнительно широкое распространение терригенные красноцветные отложения, обнаруживающие парагенетическую связь с угленосными толщами и углями. Появление таких парагенезов стало возможным благодаря тому, что появившаяся в девоне наземная флора в последующие каменноугольные и пермский периоды быстро эволюционировала и завоевала обширные пространства земной поверхности. Широко распространены в перми также наборы красноцветно-эвапоритовых пород.

3. К проблеме общей систематики красноцветных формаций имеется два различных подхода.

Первый опирается на исследование признаков, заключающихся не в самом изучаемом объекте, в данном случае красноцветных формациях, а отвечающих некоторым общим представлениям об условиях образования этих формаций в определенных климатических или тектонических условиях. Классификация формаций проводится в таком случае либо в зависимости от тектонического режима и ландшафтно-климатических условий, отвечающих времени накопления красноцветных отложений, либо по данным об их тектоническом положении, либо на основании климатических или иных реконструкций, либо, наконец, по генезису. Такой подход дает возможность выбора в качестве основы для классификации любой широко распространенной системы общих представлений о вероятных путях образования осадочных формаций. В итоге красноцветные формации расчленяются в соответствии с принимаемой систематикой климатических зон или этапов развития крупных тектонических структур. Если такая систематика разработана достаточно подробно, то может быть выявлена принадлежность красноцветных формаций к различным ее звеньям, независимо от того,

отличаются или нет эти формации друг от друга по свойственным им самим признакам. Чем многочисленнее подразделения принимаемой климатической, тектонической или иной классификации, тем обильнее подразделения в соответствующей систематике формаций. При этом, однако, отличающиеся, например, по тектоническому положению красноцветные формации могут быть одинаковыми как по особенностям состава, так и по строению, т. е. не обнаружить отличительных черт, свойственных им самим.

Второй подход к проблеме классификации красноцветных формаций основывается на сравнении признаков, свойственных изучаемому объекту. Этот подход представляется более перспективным потому, что он направляет исследования на поиск новых черт красноцветных формаций. При таком подходе открываются возможности для того, чтобы, изучая парагенезы пород и выясняя особенности литологического состава осадочных образований, подойти к исследованию проблемы общей эволюции красноцветных формаций в истории образования осадочной оболочки Земли. Для достижения намечаемой таким образом цели было необходимо установить прежде всего красноцветные формации, характерные для определенных интервалов геологического времени и отличающиеся парагенезами пород, а также особенностями литологического состава. Конечно, такой путь исследования труден и длителен, но он открывает перспективы для выявления новых, ранее неизвестных, закономерностей и принципиально важных сведений о красноцветных формациях мира. В таком плане первую и главнейшую задачу исследования красноцветных формаций можно видеть в выделении характерных их типов, отличающихся определенным парагенезом пород и особенностями состава, иначе говоря — в типизации красноцветных формаций.

4. Терригенные красноцветные отложения осадочного происхождения по особенностям вещественного состава могут быть подразделены на формации бескарбонатные и карбонатные. Те и другие часто встречаются совместно с вулканогенными породами, и в таком случае выявляется своеобразная обширная группа вулканогенно-осадочных красноцветных формаций. Эти основные группы формаций соответствуют трем из четырех типов литогенеза, выделенных Н. М. Страховым (1962$_{1, 2, 3}$). Группа осадочных формаций, включающая два ряда формаций: терригенных бескарбонатных и терригенных карбонатных, относится соответственно к гумидному и аридному типам литогенеза, а группа вулканогенно-осадочных — к эффузивно-осадочному типу литогенеза.

Терригенные красноцветные формации бескарбонатные возникают в условиях гумидного климата, сходного с современным тропическим климатом экваториальных зон, в которых сейчас образуются латеритные и красноземные коры выветривания. В этих условиях породы приобретают красную окраску за счет гематита и соответственно окрашенных гидроокисей железа, переносимых из источников сноса; в областях седиментации новообразование таких соединений за счет разложения железистых минералов, по-видимому, не происходит. Переносимые в бассейн седиментации продукты красноземного выветривания могут включать, помимо окиси и гидроокисей железа, соединения алюминия, марганца и других элементов.

Сейчас хорошо известны два обширных типа бескарбонатных формаций. Одни из них отличаются парагенезом красноцветных пород с сингенетичными гематитовыми прослоями, другие — с прослоями и пачками углей.

Гематитовые красноцветные формации содержат не только рассеянный гематит, обычно пигментирующий красноцветные породы, но и самостоятельные обособления гематита, образующие различной мощности сингенетичные прослои. Красноцветные отложения гематитовых формаций относятся преимущественно к континентальным образованиям. Они накапливались на обширных предгорных равнинах, пересеченных временными потоками и реками с блуждающими руслами. На территории равнин располагались также эфемерные озерные водоемы. Среди гематитовых формаций соответственно развиты фации пролювиальных конусов выноса, речных систем и озерных водоемов.

Угленосные красноцветные формации характеризуются парагенезом красноцветных пород с углями. Эти формации тоже образуются в наземной обстановке, в аллювиальных, озерных и болотных условиях. По вещественному составу угленосные красноцветные формации отличаются от других красноцветных формаций не только присутствием прослоев угля той или иной мощности, но и характерными наборами сероцветных пород, образующих типичные фациальные сочетания, возникавшие на заболоченных территориях.

Терригенные красноцветные формации карбонатные образуются в аридных условиях. Их красная окраска обусловлена присутствием окиси и гидроокисей железа, поступавших в осадок не только вследствие размыва красноцветных кор выветривания, но и в результате разложения железосодержащих минералов в области седиментации. Накопление красноцветных осадков данного типа в аридных зонах способствовало захоронению разнообразного материала, переносимого в эти зоны из областей сноса.

К ряду карбонатно-терригенных красноцветных отложений относятся меденосные и эвапоритовые красноцветные формации.

Меденосные красноцветные формации представлены парагенезом красноцветных терригенных пород с сероцветными медистыми песчаниками; они включают континентальные, лагунно-дельтовые и морские отложения.

Эвапоритовые красноцветные формации сложены терригенными и смешанного состава терригенно-карбонатно-сульфатными ассоциациями. Наборы пород состоят из песчаников, алевролитов, аргиллитов и мергелей, отчасти известняков и доломитов, а также гипсов или ангидритов. Широко развиты наборы, представленные тонким переслаиванием ангидритов или гипсов, доломитов и алевролитов. Породы эвапоритовых формаций принадлежат образованиям, возникающим в зоне обширных озер, имеющих облик лагун, а на аллювиальных равнинах, в большинстве случаев удаленных от областей сноса на значительные расстояния. Гораздо реже эвапоритовые формации содержат отложения морского происхождения.

5. Различные типы красноцветных формаций свойственны разным хронологическим интервалам геологической истории Земли. Так, гематитовые формации типичны главным образом для верхнего докембрия, наоборот, угленосные — для верхнего палеозоя и отложений еще более поздних эпох. Эвапоритовые формации впервые появляются, по-видимому, в кембрии, тогда как меденосные прослеживаются на всех стратиграфических уровнях.

6. Парагенезы красноцветных осадочных пород с вулканогенными образованиями — широко распространенное и обычное явление. Такие парагенезы наблюдаются в равной степени как с карбонатными, так и бескарбонатными красноцветными породами, что отвечает разнообразию климатических условий, в которых могут быть встречены те и дру-

гие ассоциации пород. Следовательно, по составу осадочных пород вулканогенно-осадочные формации могут быть бескарбонатными и карбонатными. В зависимости же от состава вулканогенных пород, среди которых известны продукты излияния основных, средних и кислых лав, вулканогенно-осадочные формации являются базальтовыми, андезитовыми и липаритовыми.

7. Рассмотренные парагенезы красноцветных осадочных и вулканогенных пород позволяют выделить их в группу формаций, для которых характерно скрещение различных генетических рядов: красноцветного, с одной стороны, и вулканогенного — с другой.

Так как закономерности общего изменения вулканической деятельности на протяжении геологической истории земного шара пока неизвестны, выявить характерные черты разновременных вулканогенно-красноцветных формаций сейчас невозможно.

8. Сравнение парагенезов пород, образующих осадочные красноцветные формации, приводит к выводу о том, что они распределены неравномерно в рамках рассматриваемого интервала геологического времени. Некоторые из них устойчиво сохранялись на различных стратиграфических уровнях, другие исчезали, вследствие чего в более поздних осадочных сериях не обнаруживаются, третьи, наоборот, впервые появились в середине или в конце этого интервала. Соответственно, выделяются сквозные, отмирающие и зарождающиеся красноцветные формации. Такое разделение формаций возможно, несомненно, и для других, а не только красноцветных формаций.

Пример сквозных формаций дают парагенезы красноцветных терригенных пород и медистых песчаников. Эти меденосные формации известны в нижнем протерозое, позднем докембрии, кембрии, силуре, девоне, карбоне и перми.

Отмирающие (исчезнувшие) формации представляют терригенно-гематитовые красноцветные ассоциации. Они принадлежат главным образом позднему докембрию, хотя наблюдаются и на более низких и на более высоких стратиграфических уровнях. В целом же геохимические условия для накопления гематитовых формаций сохранялись вплоть до нижнего девона.

К зарождающимся в определенный период времени относятся эвапоритовые, угленосные и, по-видимому, бокситоносные формации. Эвапоритовые формации впервые появляются, очевидно, в кембрии, а широкое распространение получают в силуре, девоне и перми.

Угленосные красноцветные формации начинают встречаться с карбона. Формационный тип, представляющий сочетание красноцветных пород с угленосными, мог возникнуть лишь на определенной стадии развития осадочной оболочки Земли и, следовательно, является в известном отношении индикатором эволюции красноцветной седиментации. В геологической истории Земли угленосные формации сменили гематитовые.

В каменноугольное время появляются и первые континентальные красноцветные породы, содержащие свободный глинозем, которые, по-видимому, дали начало бокситоносным формациям. Таким образом, под влиянием биомассы, появившейся в областях континентальной красноцветной седиментации в значительных количествах, начиная с позднедевонского времени, облик гумидных формаций существенно изменился.

9. Общая картина изменчивости красноцветных формаций с течением времени выявляется, следовательно, путем сравнения разновозрастных ассоциаций красноцветных пород, различающихся между собой по парагенезам. Причины такой изменчивости не всегда ясны, тем

не менее очевидно, что тип парагенезов, свойственных различным геологическим периодам и эпохам, далеко не однозначен и существенно зависит от общей эволюции геологических условий, существовавших на земном шаре в различные эпохи. Изменчивость красноцветных формаций, прослеженная от начала верхнего протерозоя до мезозоя, т. е. за время почти в 1,5 млрд. лет, представляет реальную основу для объективного анализа эволюции геологических процессов, обусловивших процессы красноцветной седиментации и, соответственно, эволюцию красноцветных формаций.

ЛИТЕРАТУРА

Александрова М. И., Борсук Б. И. Геологическое строение палеозойского фундамента восточной части Бетпак-Далы.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 7, 1955.

Альфельд Ф. Боливия. Очерки по геологии Южной Америки. ИЛ, 1959.

Амалицкий В. П. О новых ящерах, найденных в пермских отложениях, развитых по Северной Двине — Дневн. XI съезда русских естествоиспыт. и врачей. 1, № 7—8, СПб, 1901.

Ананьев А. Р. Важнейшие местонахождения девонских флор в Саяно-Алтайской горной области. Изд-во Томск. ун-та, 1959.

Анатольева А. И. Стратиграфия и некоторые вопросы палеогеографии девона Минусинского межгорного прогиба.— Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 2, 1960.

Анатольева А. И. О стратиграфическом положении девонских вулканогенных пород Саяно-Алтайской складчатой области.— Проблемы палеовулканологии. Тр. лаб. палеовулканологии Казах. ун-та, вып. 1 (XXXVIII). Алма-Ата, 1963_1.

Анатольева А. И. Об особенностях тектоники Рыбинской впадины. Тектоника Красноярского края. Изд-во АН СССР, 1963_2.

Анатольева А. И. Сравнительная характеристика девонских отложений Саяно-Алтайской складчатой области. М., «Наука», 1964_1.

Анатольева А. И. О верхней границе позднего докембрия в низовьях р. Ангары.— ДАН СССР, **159**, № 4, 1964_2.

Анатольева А. И. Строение разрезов вулканогенных и осадочных толщ и проблема цикличности.— К кн. «Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана». Новосибирск, «Наука», 1966_1.

Анатольева А. И. Палеотектоника юго-запада Сибирской платформы в эпоху формирования красноцветных толщ венда и низов нижнего кембрия.— Геотектоника, № 3, 1967.

Анатольева А. И. Эпохи и ареалы красноцветной седиментации в истории Земли.— Докл. сов. геол. на МГК, XXIII сессия, пробл. 8, 1968_1.

Анатольева А. И. Древняя красноцветная терригенно-гематитовая формация на юго-западе Сибирской платформы.— БМОИП, отд. геол., № 5, 1968_2.

Анатольева А. И. Некоторые общие особенности строения красноцветных формаций позднего докембрия.— ДАН СССР, т. **179**, № 5, 1968_3.

Анатольева А. И. Кембрийская красноцветная сульфатно-терригенная формация на юго-западе Сибирской платформы.— Сб. «Сравнительный анализ осадочных формаций». М., «Наука», 1969_1.

Анатольева А. И. Некоторые черты морфологии поверхностей напластования в красноцветных формациях юга Сибири.— Сб. «Сравнительный анализ осадочных формаций». М., «Наука», 1969_2.

Анатольева А. И., Жарков М. А., Советов Ю. К. О корреляции красноцветных толщ венда и низов нижнего кембрия юго-западной окраины Сибирской платформы.— ДАН СССР, **166**, № 2, 1966.

Анатольева А. И., Кочеткова К. В. О гематитовых прослоях в красноцветных отложениях позднего докембрия на юго-западе Сибирской платформы.— Сб. «Литология и геохимия верхнего докембрия Сибири». Новосибирск, «Наука», 1970.

Анатольева А. И. О некоторых чертах красноцветной седиментации домезозойского времени.— Сб. «Проблемы общей и региональной геологии». Новосибирск, «Наука», 1971.

Арсеньев А. А., Нечаева Е. А. Геология района Литвинцевской структуры и ее возможная нефтеносность.— Матер. по поискам нефти в Восточной Сибири, вып. 1. Иркутск, 1945.

Арустамов А. А., Есенов Ш. Е., Паршин Г. Б., Штифанов В. И. Медистые песчаники Северного Джезказгана. Алма-Ата, 1969.

Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Т. 1—2. Изд. 4-е. М.—Л., Госгеолиздат, 1947.

Баргхорн Э. Изменения климата в свете геологического прошлого растительной жизни.— В кн. Шепли Х. «Изменения климата.» ИЛ, 1958.

Белоусов В. В. Общая геотектоника. М.—Л., Госгеолиздат, 1948.

Бертельсен А., Ню-Нюгорд А. Докембрий Гренландии.— В кн. «Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена». М., «Мир», 1968.

Блудоров А. П. Угли Татарии, Удмуртии и прилегающей части Башкирии.— Уч. зап. Казан. ун-та, 1944, **104.**

Блудоров А. П. Краткая история формирования углей и горючих сланцев в Татарии. Изд-во Каз. фил. АН СССР, вып. 2, 1954.

Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана — БМОИП, отд. геол., **34**, вып. 1, 1959.

Богданов А. А. Основные закономерности развития палеозойской складчатости на территории СССР. Докл. на XXI междунар. геол. коигр.— В сб. «Каледонская орогения». М., Изд-во АН СССР, 1960.

Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозоя Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Статья первая. Строение каледонского срединного массива.— БМОИП, **4**, вып. 5. 1965.

Богданов А. А. К геологии Перуанских Анд.— БМОИП, отд. геол., **XLV**, № 2, 1970.

Богданов Н. А. Полеозой востока Австралии и Меланезии.— Тр. геол. ин-та, вып. 181, 1967.

Богданов Ю. В., Кочин Г. Г. и др. Медистые отложения Олекмо-Витимской горной страны. Л., «Недра», 1966.

Богданович К. И. Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской губернии. СПб., 1896.

Ботвинкина Л. Н. Ритмит — особый текстурный тип породы смешанного состава.— Литология и полезные ископаемые, № 5, 1966.

Ботвинкина Л. Н., Селиверстов В. А., Соколова Т. Н., Яблоков В. С. Некоторые генетические типы красноцветных татарских отложений Оренбургского Приуралья.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1963.

Бровков Г. Н., Бучарская Г. С., Забияка И. Д., Могилев А. Е. Литология средиепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса впадин востока Саяно-Алтайской складчатой области. М., «Наука», 1967.

Бубнов С. Геология Европы. Т. II, ч. 1. Каледониды и вариссиды. ОНТИ, НКТП, СССР, 1935.

Бугаец А. Н., Дорофеюк А. А., Мацак А. П. К вопросу о некоторых формальных методах в задаче классификации и разграничения геологических объектов.— Сб. «Геологические формации». Л., 1968.

Бютлер Х. Девонские отложения центральной части Восточной Гренландии.— Геология Арктики. Докл. на I Междуиар. симпозиуме по геологии Арктики. «Мир», 1964_2.

Бютлер Х. Континентальные каменноугольные и нижнепермские отложения центральной части Восточной Гренландии.— Геология Арктики. Докл. на I Междунар. симпозиуме по геологии Арктики. «Мир», 1964_1.

Вальтер И. История земли и жизнн. СПб., 1911_1.

Вальтер И. Законы образования пустынь в настоящее и прошлое время. Перев. с нем. СПб., 1911_2.

Ван Хутен Ф. Б. Некоторые нерешенные проблемы генезиса красноцветов.— Проблемы палеоклиматологии. Тр. симпозиума. Под ред. А. Нэйрна. М., «Мир», 1968.

Вассоевич Н. Б. О некоторых флишевых текстурах.— Тр. Львов. геол. об-ва, серия геол., вып. 3, 1953.

Вассоевич Н. Б. Текстуры осадочных горных пород. Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т. I. Л., 1958.

Вассоевич Н. Б. К истории понятий об осадочных формациях.— В сб. «Осадочные формации Сибири». Тр. V Всесоюз. литолог. совещ., II, 1964.

Воссоевич Н. Б. История представлений о геологических формациях (геогенерациях).— Сб. «Осадочные и вулканогенные формации». Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 128, 1966.

Веселовская М. М., Иванова З. П., Кирсанова В. В., Хмелева Е. Н. Трапповый магматизм верхнего протерозоя и нижнего палеозоя на Русской платформе.— В кн. «Базальты плато». МГК, XXII сессия, пробл. 7, 1964.

Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. «Наука», 1967.

Виноков В. Н. Мангышлакское поднятие.— В кн. «Пермская система». М., 1966.

Вишняков С. Г. Литологический очерк Тихвинского бокситоносного района. Л.—М., Госгеолиздат., 1940.

Волков А. Н. О латеритном выветривании некоторых верхнедевонских пород в Тихвинском районе.— Труды Всесоюз. геол. разв. объед., вып. 298, 1934.

Вологдин А. Г. Открытие остатков панцирных животных в карабасской свите Восточного Саяна.— ДАН СССР, 161, № 6, 1965.

Воронин Ю. А., Еганов Э. А. К построению формальных основ учения о формациях.— Сб. «Геологические формации». Л., 1968_1.

Воронин Ю. А., Еганов Э. А. Вопросы теории формационного анализа. ВИНИТИ, 1968_2.

Гансен Р. География почв. ИЛ, 1962.

Гао Чжень-Си. Стратиграфия синия северного Китая.— В кн. «Древнейшие породы Китая». ИЛ, 1962.

Гао Чжень-Си, Сюн Юнь-Сян, Гао Пин. Предварительные данные о стратиграфии синийских отложений Северного Китая. Древнейшие породы Китая. ИЛ, 1962.

Геккер Р. Ф. К палеогеографии девона Русской платформы.— Изв. гос. геогр. об-ва, **LXVI**, вып. 3, 1934.

Геологические формации. Материалы к совещанию. Л., 1968.

Геологическое строение СССР. Том I. Госгеолтехиздат, 1958.

Гинзбург К. Г. Фациальная характеристика верхоленской свиты южной части Иркутского амфитеатра. — В сб. «Геология и газонефтеносность Восточной Сибири». М., «Недра», 1966_1.

Гинзбург К. Г. Литологическая характеристика верхоленской свиты верхнего кембрия юга Иркутского амфитеатра.— В сб. «Геология и газонефтеносность Восточной Сибири». М., 1966_2.

Глесснер М. Ф. Докембрийские ископаемые органические остатки из Южной Австралии.— Тр. XXI МГК, вып. 1. Стратиграфия, палеонтология и палеогеография, 1963.

Глинка К. Д. Почвоведение. Изд. 3-е, испр. и доп. М., 1927.

Голубовский В. А., Зайцев Ю. А., Петренко А. З., Юрина А. Н. Строение красноцветных девонских отложений Эскулинского купола.— БМОИП, отд. геол., 39, вып. 1, 1964.

Горецкий Ю. К. Закономерности размещения бокситовых месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Грабянский В. В., Эдельман А. М. Медистые песчаники Донбасса.— Сб. «Рудоносность Русской платформы». М., «Наука», 1965.

Грегори Д. Т. Позвоночные животные в геохронологической шкале.— Сб. «Земная кора». ИЛ, 1957.

Григорьев В. Н., Семихатов М. А. Основные типы осадочных формаций нижнего кембрия юго-западной окраины Сибирской платформы и ее обрамления.— Изв. АН. СССР, серия геол., № 1, 1961.

Григорьев В. Н. Кембрийские молассовые формации западной окраины Сибирской платформы и ее обрамления.— В сб. «Вулканогенно-осадочные и терригенные формации». Тр. ГИН, вып. 81. 1963.

Гроссгейм В. А. О значении и методике изучения иероглифов (на материале Кавказского флиша).— Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1946.

Гущенко И. И. Некоторые геохимические особенности пепловых отложений современных и недавних извержений.— В кн. «Проблемы вулканизма». Петропавловск-Камчатский, 1964.

Давиташвили Л. Ш. Вопросы методологии в изучении эволюции органического мира. Тбилиси, «Мецниереба», 1968.

Данбар К., Роджерс Д. Основы стратиграфии. ИЛ, 1962.

Денисов Н. Я., Ребиндер П. А. О коллоидно-химической природе связности глинистых пород.— ДАН СССР, **54**, № 6, 1946.

Ди Оливейра. Бразилия. Очерки по геологии Южной Америки. ИЛ, 1959.

Докембрий Скандинавии. М., Изд-во «Мир», 1967.

Долгинов Е. А., Казьмин В. Г., Поникарпов В. П. Строение верхнедокембрийских разрезов и предкембрийская история развития Аравийской платформы и складчатых зон обрамления.— БМОИП, отд. геол., № 6, 1969.

Долуда М. Е. О литологическом составе пород на границе карбона и перми в Донецком бассейне.— В сб. «Матер. по геологии и газоносности нижнепермских отложений юга Русской платформы». Харьков, 1961.

Домарев В. С. Новые данные по медным месторождениям Минусинско-Хакасского района.— Вестн. Зап.-Сиб. ГРТ, вып. 2, 1932.

Драгунов В. И. Геология и изучение элементов, структуры и уровней организации вещества.— В сб. «Матер. к совещанию по общим закономерностям геологических явлений». Изв. ВСЕГЕИ, вып. I, 1965.

Драгунов В. И. Основные понятия учения о геологических формациях.— Геологические формации. Матер. к совещ., 1968.

Дружинин И. П. Фации пестроцветных отложений джезказганской свиты.— Литология и полезные ископаемые, № 1, 1963_1.

Дружинин И. П. Ископаемые береговые такыры в пестроцветном разрезе джезказганской серии. ДАН СССР, т. **149**, № 6, 1963_2.

Дружинин И. П. О формационном положении меденосных отложений Джезказгана.— ДАН СССР, **171**, № 6, 1966.

Дю Тойт А. Геология Южной Африки. М., ИЛ, 1957.

Дю Тойт А. Наши странствующие континенты.— В сб. «Проблемы перемещения материков». ИЛ, 1963.

Егиазаров Б. Х. Геологическое описание архипелага Северной Земли.— Геология Советской Арктики. Тр. НИИГА, 81. Госгеолтехиздат, 1957.

Есенов Ш. Е., Бакарасов Е. В., Аргенбаев К. Е. Геологоструктурные особенности северной группы меднорудных месторождений Джезказганского района.— Сб. «Большой Джезказган. Геология и металлогения». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961.

Ефремов И. А. Фауна наземных позвоночных в пермских песчаниках Западного Приуралья.— Тр. палеонтологического ин-та, **45**, 1954.

Жарков М. А. Стратиграфия нижнекембрийских отложений юго-западной части Сибирской платформы.— Матер. по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири, вып. VI (XXVII). Иркутск, 1960.

Жарков М. А. Кембрийская соленосная формация Сибирской платформы.— Сов. геология, № 2, 1966.

Жиньюм. Стратиграфическая геология М., ИЛ. 1952.

Зайцев Н. С. О тектонике южной части Сибирской платформы.— В кн. «Вопросы геологии Азии», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Зайцев Н. С. Сравнительная тектоника Восточного Саяна и нагорий Шотландии. Доклад на XXI МГК.— В сб. «Каледонская орогения». М., Изд-во АН СССР, 1960.

Зайцев Н. С., Покровская Н. В. Геологическое строение ур. Тесбулак в Бет-Пак-Дала.— Тр. ИГН АН СССР, серия геол., № 33, вып. 102, 1948.

Зайцев Н. С., Покровская Н. В. Стратиграфия и тектоника нижнепалеозойских отложений района среднего течения р. Лены.— Очерки по геологии Сибири. Тр. Ин-та геологии АН СССР, вып. 15, 1950.

Зайцев Ю. А., Кабанов Ю. Ф. О варисцийском развитии Джезказганской и Тенизской внутренних впадин (Центральный Казахстан).— Вестн. Моск. ун-та, Геология, № 2, 1966.

Залесский М. Д. О новом девонском растении *Blasarica* n. g. etsp.— Изв. АН СССР, VII серия, № 2—3, 1934.

Замараев С. М. О среднекембрийском перерыве на юге Сибирской платформы.— Новости нефтяной техники, серия геол., № 12, 1958.

Игнатьев В. И. Татарский ярус центральной и восточной областей Русской платформы. Ч. II. Фации, палеогеография. Изд-во Казан. ун-та, 1963.

Игнатьев В. И. Методы полевых исследований красноцветных отложений (на примере татарского яруса). Изд-во Казан. ун-та, 1966.

Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. ИЛ, 1954.

Кабанов Ю. Ф. О соотношении южной части Тенизской впадины и Карагандинского синклинория.— БМОИП, отд. геол., **37**, № 6, 1962.

Казанский Ю. П. Выветривание и его роль в осадконакоплении. М., «Наука», 1969.

Казицын Ю. В. Топологические аспекты формационного анализа.— Сб. «Геологические формации». Л., 1968.

Карпышев В. С. О взаимоотношении между галогенно-карбонатной и красноцветной формациями кембрия в западной части Иркутского амфитеатра. ДАН СССР, т. 160, № 2, 1965.

Кац Х. Р. Стратиграфия позднего докембрия Восточной Гренландии.— Геология Арктики. Докл. на I Междунар. симпозиуме по геологии Арктики. «Мир», 1964.

Келлер В. Д. Основы химического выветривания— Сб. «Геохимия литогенеза». ИЛ, 1963.

Келлер Б. М. Подразделения единой шкалы докембрия.— ДАН СССР, **171**, № 6, 1966.

Келлер Б. М., Семихатов М. А. Опорные разрезы рифея материков.— В кн. «Стратиграфия. Палеонтология» (серия «Итоги науки»). М., 1968.

Кинг Л. Основы палеогеографии Гондваны в верхнем палеозое и мезозое.— В сб. «Проблемы перемещения материков». ИЛ, 1963.

Кинг Ф. Б. Геологическое развитие Северной Америки. ИЛ, 1961.

Кириченко Г. И. К стратиграфии нижнего палеозоя на р. Подкаменной Тунгуске.— Тр. ВСЕГЕИ, вып. I. Госгеолиздат, 1950.

Князев В. С., Мавыев Н. Ч., Флоренский П. В. Пермская вулканогенно-молассовая формация Туркмении. ДАН СССР, **1961**, № 1, 1971.

Колотухина З. Е. Стратиграфия докембрия Африканской платформы — БМОИП, отд. геол., **XXXIX**, № 2, 1964.

Кольберт Э. Изменения климата по данным палеоэкологии позвоночных.— В кн. Шепли Х. «Изменение климата». ИЛ, 1958.

Колюн М. П. Взаимоотношения верхоленской свиты юга Сибирской платформы с подстилающими и перекрывающими отложениями.— Тр. ВНИГРИ и НГО нефтяников, № 2, 1958.

Копелиович. А В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М., «Наука», 1965.

Кореневский С. М., Бобров В. П., Супронюк К. С., Хрущев Д. П. Галогенные формации северо-западного Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины и их калиеносность. «Недра», 1968.

Королюк И. К. Сравнительная характеристика формаций рифея и кембрия Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Фации регионального эпигенеза и литогенеза.— Изв. АН СССР, серия геол., № 7, 1968.

Косыгин Ю. А. Тектоника. М., «Недра», 1969.

Котова Л. Н. О находке диаспоровых конкреций в девонской вулканогенной осадочной серии хребта Тарбагатай.— ДАН СССР, **171**, № 4, 1966.

Красильников Б. Н. О соотношении геосинклинального и орогенного этапов развития Саяно-Алтайской складчатой области.— Геол. и геофиз. № 9. 1961.

Краускопф К. Б. Разделение марганца и железа в осадочном процессе.— Сб. «Геохимия литогенеза». ИЛ, 1963.

Крашенинников Г. Ф. Фации, генетические типы и формации.— Изв. АН СССР, серия геол., № 8, 1962.

Крашенинников Г. Ф. Принципы выделения и классификации осадочных формаций.— Геологические формации. Матер. к совещ. Л., 1968.

Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. ИЛ, 1954.

Криштофович А. Н. Открытие псилофитовой девонской флоры в Кузнецком Алатау.— Вестн. Геол. ком., № 1, 1929.

Криштофович А. Н. Эволюция растительного покрова в геологическом прошлом и ее основные факторы. Избр. тр., т. 1. Изд-во АН СССР, 1959_1.

Криштофович А. Н. Задачи и методы изучения ископаемой флоры для целей стратиграфии. Избр. тр., т. 1. Изд-во АН СССР, 1959_2.

Круглов С. С. К вопросу о стратиграфическом положении пермской красно-

цветной толщи Северного Кавказа.— Тр. по геологии и полезным ископаемым Сев. Кавказа, вып. 9. Ессентуки, 1959.

Крумбейн В. К., Слосс Л. Л. Стратиграфия и осадкообразование. Гостоптехиздат, 1960.

Круть И. В. Положение геологических формаций в геологическом пространстве.— Сб. «Геологические формации». Л., 1968.

Крыленко Л. И. Тувинский прогиб.— В кн. «Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана». Новосибирск, «Наука», 1966.

Ксеншкевич М., Самсонович Я., Рюле Э. Очерк геологии Польши. М., «Недра», 1968.

Кумпан А. С. О взаимоотношениях Тенизской и Джезказганской впадин Центрального Казахстана в верхнем палеозое.— Матер. по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана. Матер. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 19, 1956.

Кучкина Н. П. Палеонтологическая характеристика отложений верхоленской свиты Иркутского амфитеатра.— В сб. «Геология и газонефтеносность Восточной Сибири». М., «Недра», 1966.

Левашов К. К. Новые данные по стратиграфии и вулканизму девона Восточного Верхоянья.— Изв. СО АН СССР, Геология и геофизика, вып. I, 1958.

Левенко А. И., Лучицкий И. В., Нагибина М. С. Стратиграфия и тектоника древнего палеозоя Ангаро-Илимского водораздела.— Очерки по геологии Сибири. Тр. Ин-та геологии АН СССР, вып. 14, 1950.

Либрович В. Л. О происхождении красноцветных толщ ордовика Иркутского амфитеатра.— Матер. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 44, 1960.

Лисицын А. П. Распределение и состав взвешенного материала в морях и океанах. Изд-во АН СССР, 1961.

Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., «Наука», 1968.

Лурье А. М. Меденосность осадочного чехла Русской платформы.— Сб. «Рудоносность Русской платформы». М., «Наука», 1965.

Лучицкий И. В. Об отношении девонской вулканогенной серии Минусинского межгорного прогиба к подстилающим породам.— Изв. вост. фил. АН СССР, № 9, 1957.

Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М., Изд-во АН СССР, 1960_1.

Лучицкий И. В. Среднепалеозойская история древних каледонид Сибири. Докл. на XXI МГК.— В сб. «Каледонская орогения». М., Изд-во АН СССР, 1960_2.

Лучицкий И. В. Минусинский прогиб.— В кн. «Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана». Новосибирск, «Наука», 1966_1.

Лучицкий И. В. Общие сопоставления.— В кн. «Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана». Новосибирск, «Наука», 1966_2.

Люткевич Е. М. Стратиграфия верхнепермских отложений Камского Приуралья. Гостоптехиздат, 1951.

Люткевич Е. М. Пермские и триасовые отложения севера и северо-запада Русской платформы. Гостоптехиздат, 1955.

Мазарович А. Н. Генезис и возраст пермских отложений бассейна р. Самарки.— БМОИП, отд. геол. **V** (3—4), 1927.

Мазарович А. Н. Стратиграфия континентальных пермских образований в бассейне Волги и Вятки.— БМОИП, **42**, вып. I, 1934.

Мазарович А. Н. Стратиграфия татарского яруса Восточно-Русской впадины и границы перми и триаса.— Матер. по геологии пермской системы Европейской части СССР. Л., ВНИГО, 1940.

Мазарович А. Н. О стратиграфии татарского яруса.— Уч. зап. Моск. ун-та, Геология, **5**, 1952.

Майнц В. Пермь Гренландии.— Геология Арктики. Докл. на I Междунар. симпозиуме по геологии Арктики. «Мир», 1964.

Масайтис В. Л., Михайлов М. В. Среднепалеозойская вулканогенно-осадочная серия Игыаттинской впадины (восточная часть Сибирской платформы).— Геология и геофизика, № 4, 1966.

Ма Синь-Юань. Докембрийские отложения Сун-Шаня провинции Хенань и их корреляция.— Древнейшие породы Китая. ИЛ, 1962.

Маслов В. П. Существует ли перерыв между средним кембрием и верхоленской свитой в Восточной Сибири.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1952.

Маслов В. П. Перерывы в осадконакоплении в кембро-силурийских пестроцветах юга Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1956.

Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях. Т. 1. Горно-геол. ин-т Зап.-Сиб. фил. АН СССР. Новосибирское кн. изд-во, 1955.

Махнач А. С. Древнепалеозойские отложения Белоруссии. Минск, Изд-во АН БССР, 1958.

Миллло Ж. Геология глин (выветривание, седиментация, геохимия). «Недра», 1968.

Миропольский Л. М. Медные руды в пермских отложениях Татарской АССР и их генезис.— Уч. зап. Каз. ун-та, 98, кн. I, геол. вып. 10, 1938.

Миропольский Л. М. О красноцветах типа «red beds» в пермских отложениях Средневолжья и Прикамья и их окрашенности.— ДАН СССР, **41**, № 8, 1943.

Миропольский Л. М. О стратиграфической самостоятельности уфимских отложений в Татарии.— Изв. Каз. фил. АН СССР, серия геол., **1**, 1950.

Михайлов Б. М. Литологические наблюдения при геологических съемках в областях развития кирасы и латеритов в поясе саванн в Западной Африке.— Матер. по палеогеографии. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, **110**, 1967.

Михайлов Б. М. Геология и полезные ископаемые западных районов Либерийского щита.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, **167**. «Недра», 1969.

Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.

Моссаковский А. А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое.— М., Госгеолтехиздат, 1963.

Моссаковский А. А. Сравнительная тектоника и магматизм структур орогенного этапа развития каледонских складчатых областей Южной Сибири и Северной Европы.— Сб. «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений». Матер. совещ. по проблемам тектоники (Москва). «Наука», 1964.

Мусатов Д. И., Волобуев М. И. Некоторые вопросы геологического развития Енисейского кряжа. Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы. Тр. Краснояр. геол. упр. М., «Недра», 1964.

Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. I, II, Изд-во АН СССР, 1955.

Наркелюн Л. Ф. Геология и оруденение Джезказганского месторождения. Изд-во АН СССР, 1962.

Нечаев А. В. Казанский и уфимский ярусы пермской системы. Геологический вестник, № 1, 1915.

Нечаев Ю. А. Литологический контроль медного оруденения в верхне-пермских породах Пермского Приуралья и Камско-Вятского района.— Сов геология, № 10, 1964.

Новикова А. С. Особенности тектоники Большого Донбасса.— БМОИП, отд. геол., **36**, вып. 4, 1961.

Ноинский М. Э. Разрез пермской толщи, выступающей на правом берегу р. Волги близ д. Печищи против г. Казани.— Тр. Об-ва естествоиспытателей природы Казан. ун-та, **32**, вып. 6, 1899.

Нужнов С. В. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. «Наука», 1967.

Нужнов С. В. Региональная стратиграфическая шкала протерозойских отложений Алданского щита.— Сб. «Матер. по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР», вып. 18. Якутск, 1968.

Обручев В. А. Древнепалеозойские осадочные породы долины р. Лены между станциями Качугской и Витимской.— Зап. Вост.-Снб. отд. императорского русского геогр. об-ва, т. **II**, вып. 1, 1892.

Обручев В. А. Геологический очерк Прибайкалья и Ленского района. Очерки по геологии Сибири. Л., 1932.

Обручев Д. В. Материалы по девонским районам СССР.— Тр. Палеонтолог. ин-та, **VIII**, вып. 4, 1941.

Обручев Д. В. Цефаластиды из нижнего девона Тувы. ДАН СССР, 106, № 5, 1956.

Обручев Д. В. Ихтиофауна. Палеонтологическая характеристика девона Саяно-Алтайской области. В кн. «Бностратиграфия палеозоя Саяно-Алтайской горной области». Тр. СНИИГГИМСа, вып. 20, **II**, 1960.

Одинцов М. М. К геологии медистых и свинцовых руд нижнего палеозоя Иркутского амфитеатра.— Зап. Всесоюз. минералог. об-ва, № 4, 1948.

Опдайк Н. Д. Палеоклиматология и дрейф континентов.— В сб. «Дрейф континентов». М., «Мир», 1966.

Орлова А. В. Изменение климата Земли как показатель неравномерной скорости ее вращения.— В сб. «Проблемы планетарной геологии». М., Госгеолтехиздат, 1963.

Очерки по геологии Южной Америки. М., ИЛ, 1959.

Оффман П. Е. Происхождение Тимана.— Тр. геол. ин-та, вып. 58, Изд-во АН СССР, 1961.

Павлов А. П. О древнейших на Земле пустынях. М., 1910.

Павловский Е. В. О нижнем палеозое Присанья.— Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 1, серия геол. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Павловский Е. В. Краткий очерк докембрия нижнего палеозоя Шотландских нагорий.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1958.

Павловский Е. В., Фролова Н. В. Геологический очерк Лено-Ангаро-Байкальского водораздела.— Очерки по геологии Сибири, вып. 18, 1955.

Пейве А. В. Типы и развитие Урало-Тянь-Шанской геосинклинальной области.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1948.

Перваго В. А. Алданская железорудная провинция. «Недра», 1966.

Перельман А. И. К вопросу о геохимических условиях образования красноцветной формации.— ДАН СССР, **XCIV**, № 2, 1954.

Перельман А. И. Геохимия ландшафта. М., Географгиз, 1961.

Пилипенко В. Н. Горный Алтай.— В кн. «Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана». Новосибирск, «Наука», 1966.

Писарчик Я. К. Литология кембрийских отложений Иркутского амфитеатра. ВСЕГЕИ, 1958.

Писарчик Я. К. О соотношении верхоленской свиты Иркутского амфитеатра с подстилающей толщей. Матер. по геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 44, 1960.

Писарчик Я. К. Литология и фации кембрийских отложений Иркутского амфитеатра в связи с нефтегазоносностью и соленосностью. Л., ГНТИ нефтяной и горнотопливной литературы, 1963.

Пистрак Р. М. Фации девонских и каменноугольных отложений и связь их со структурой.— Тр. ин-та геол. наук АН СССР, вып. 11, 1950_1.

Пистрак Р. М. Структура Русской платформы в девонское и каменноугольное время.— БМИОП, нов. серия, **V**, 1950_2.

Попов В. И. Состояние и задачи изучения осадочных формаций.— В сб. «Совещание по осадочным породам», вып. 1. Изд-во АН СССР, 1952.

Попов В. И. Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Т. I, II, III. Ташкент, Изд-во АН УзбССР, 1954.

Попов В. И. Определение формационных единиц и их положение в основном ряду вещественных геологических образований.— Матер. Новосибирской конф. по учению о геологических формациях, I. Новосибирск, 1955.

Попов В. И. Геологические формации — естественно-исторические сообщества генетически связанных горных пород. Ч. I, II. Изд-во Узбекского ГУ, 1959.

Попов В. И. Опыт классификации и описания геологических формаций. «Недра», 1966.

Попов В. И. Фациально-петрографический принцип выделения формаций и их классификация.— Геологические формации. Матер. к совещ. Л., 1968.

Попов В. И., Макарова С. Д., Филиппов А. А. Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и материалы фациально-палеогеографического картирования.— Тр. Пробл. лаб. осад. формаций и осад. руд Ташкент. ГУ, вып. 2. Л., Гостоптехиздат, 1963.

Попов В. М. О фациальной и парагенетической связи медистых красноцветных толщ с гипсоносными и соленосными отложениями.— Тр. Ин-та геологии АН КиргССР, вып. VI, 1955.

Попов В. М. Вопросы генезиса медистых песчаников Северной Киргизии и Центрального Казахстана.— Изв. АН КиргизССР, вып. II, 1956.

Постникова И. Е. К стратиграфии поддевонских отложений Сердобско-Пачелмского района.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1953.

Постникова И. Е. Пачелмский прогиб и смежные районы Русской платформы.— Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М., 1963.

Притула Ю. А. Вопросы геологии и нефтегазоносности юга Сибирской платформы.— Геол. сб. ВНИГРИ, вып. 126, № 3, 1958.

Пустовалов Л. В. Генезис липецких и тульских железных руд в свете геохимической истории Южн. крыла.— Тр. Всесоюз. геолразв. объед. НКТП СССР, вып. 285. М.— Л., 1933.

Пустовалов Л. В. Условия осадкообразования в верхнепермскую эпоху.— Проблемы сов. геологии, № 11, 7, 1937.

Пущаровский Ю. М. Некоторые морфологические особенности иноцерамового и иероглифового флиша внешней (скибовой) зоны Восточных Карпат.— Изв. АН СССР, серия геол. № 3, 1948.

Радченко Г. П. Об изучении растительных остатков из девонских отложений Алтае-Саянской горной области.— Тр. ВСЕГЕИ, вып. 70, 1962.

Разумова В. Н. Природа красных и зеленых окрасок пород красноцветных формаций мезокайнозоя Центрального и Южного Казахстана.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1960.

Ратеев М. А., Осипова А. И. Глинистые минералы в отложениях аридной зоны палеогена Ферганы.— ДАН СССР, **123**, № 1, 1958.

Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М., «Наука», 1964.

Розова А. В. Биостратиграфия и трилобиты верхнего кембрия и нижнего ордовика северо-запада Сибирской платформы. М., «Наука», 1968.

Ронов А. Б., Хаин В. Е. Девонские литологические формации мира.— Сов. геология, сб. 41, 1954.

Ронов А. Б., Хаин В. Е. Пермские литологические формации мира.— Сов. геология, сб. 54, 1956.

Рухин Л. Б. Переходные формации.— Матер. Новосибирской конф. по учению о геологических формациях, **1**. Новосибирск, 1955.

Рухин Л. Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. Л., «Недра», 1969.

Рябых О. Ф. Красноцветная медистая и соленосная осадочные формации Донецкого верхнего палеозоя.— В кн. «Матер. по геологии и газоносности P_1 отложений юга Русской платформы». Харьков, Изд-во Харьков. ун-та, 1961.

Савицкий В. Е., Шишкин Б. Б., Шабанов Ю. Я. О стратиграфическом расчленении докембрийских и кембрийских отложений Игарского района.— Матер. по региональной геологии Сибири, вып. 57. Тр. СНИИГГИМС, серия региональной геологии, 1967.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. I, II. М., Изд-во «Недра», 1967.

Самодуров П. С. Минералогия и генезис лёссовых и красноцветных пород юго-западных областей СССР. Якутск, 1957.

Сапожников Д. Г. Медистые песчаники западной части Центрального Казахстана.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 93, геол. серия, № 28, 1948.

Сатпаев К. И. Основные черты геологии и металлогении Джезказганского меднорудного района.— В сб. «Большой Джезказган». М.— Л., Изд-во АН СССР, 1935.

Сатпаев К. И. Основные элементы геологии и металлогении Джезказган-Улутауского района.— В сб. «Большой Джезказган. Геология и металлогения». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961.

Селиванов Е. И. Рельеф и гидрогеологические условия озерной равнины Лобнора.— Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, **102**, вып. I, 1970.

Сенкевич М. А. Палеофлористическое обоснование стратиграфии континентальных фаций девонских отложений Казахстана.— Вопр. биостратиграфии континентальных толщ. М., 1959.

Сенников В. М. Стратиграфия девонских отложений и верхнедевонский вулканизм Уйменско-Лебедского синклинория (Горный Алтай).— Тр. СНИИГГИМСа, вып. 13, 1960.

Синицын В. М. Геологическая история Лобнорской низменности и озера Лоб-Нор.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1954.

Синицин В. М. Введение в палеоклиматологию. Л., «Недра», 1967.

Скляров Р. Я. Меденосные формации нижнего Приангарья.— Четвертая Красноярская краевая геол. конф. (тезисы докл). Красноярск, 1966.

Соболевская В. Н. Основные черты тектонического развития Австралии.— Геотектоника, № 5, 1965.

Соколова Е. И. Пермские и триасовые отложения западной и южной частей Прикаспийской впадины.— Тр. ВНИГРИ, вып. 118, 1958.

Сочава А. В. Красноцветы мела Средней Азии. Л., «Наука», 1968.

Спригг Р. К., Вильсон Р. Б. Горный пояс Масгрейв в пределах Южной Австралии.— Вопр. геологии Австралии. М., «Мир», 1965.

Стаников В. А. Меденосность айсинской свиты.— Сб. «Литология и осадочные полезные ископаемые Сибирской платформы». Тр. СНИИГГИМСа, вып. 98, 1969.

Степанов Д. Л., Форш Н. Н. Центральная и восточная части Русской платформы.— Стратиграфия СССР. Пермская система. М., «Недра», 1966.

Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Стратиграфия СССР. Пермская система. М., «Недра», 1966.

Страхов Н. М. Распределение железа в осадках озерных и морских водоемов и факторы, его контролирующие.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1948.

Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1953.

Страхов Н. М. Основные черты питания современных внутриконтинентальных водоемов осадочным материалом.— В кн. «Образование осадков в современных водоемах». М., Изд-во АН СССР, 1954.

Страхов Н. М. Типы климатической зональности в послепротерозойской истории Земли и их значение для геологии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1960.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. М., Изд-во АН СССР, 1962_1.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. II. Закономерности состава и размещение гумидных отложений. М., Изд-во АН СССР, 1962_2.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. III. Закономерности состава и размещения аридных отложений. М., Изд-во АН СССР, 1962_3.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Тажибаева П. Т. Литологические исследования джезказганских свит в связи с проблемой генезиса руд Джезказганского месторождения. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1964.

Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков. ОНТИ, НКТП СССР, 1936.

Тейхерт К. Австралия и Гондвана.— Вопр. геологии Австралии. М., «Мир», 1965.

Тетяев М. М. К геологии Западного Прибайкалья.— Матер по общей и прикладной геологии, вып. 2, 1916.

Тихвинская Е. И. О возрасте так называемого уфимского яруса и стратиграфическом значении медистых песчаников.— Зап. Минералог. об-ва, 4 (XII), № 2, 1933.

Тихвинская Е. И. Стратиграфия красноцветных пермских отложений востока Русской платформы.— Уч. зап. Казан. ун-та, **106**, кн. 4, вып. 16, 1946.

Тихвинская Е. И. Стратиграфия красноцветных пермских отложений востока Русской платформы.— Уч. зап. Казан. ун-та, Геология, **112**, кн. 2, 1952.

Ткаченко Б. В., Рабкин М. И., Демокидов К. К. и др. Геологическое строение северной части Средне-Сибирского плоскогорья.— Геология Советской Арктики. Тр. НИИГА, т. 81, Госгеолтехиздат, 1957.

Тюлин А. Ф., Маломахова Т. А. Сравнительное изучение различных способов покрытия грубодисперсных глинистых минералов полуторными окислами.— Почвоведение, № 11, 1948.

Уилсон М. Е. Докембрий Канады (Канадский щит).— В кн. «Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена». М., «Мир», Москва, 1968.

Усенко И. С., Бернадская Л. Г. О вулканизме Днепровско-Донецкой впадины.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1954.

Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края, 1936.

Феофилова А. П. Переход угленосных отложений карбона в соленосные отложения перми в западном Донбассе.— Тр. АН СССР, вып. 140. «Наука», 1966.

Филиппова И. Б., Щербакова М. Н. Стратиграфия девонских отложений Верхнеатасуйского района (Центральный Казахстан).— Изв. вузов, Геология и разведка, № 1, 1960.

Форш Н. Н. Пермские отложения. Уфимская свита и казанский ярус. Л., Гостоптехиздат, 1955.

Фрадкин Г. С. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности западной части Вилюйской синеклизы. «Наука», 1967.

Хабаков А. В. Наблюдения над особенностями и происхождением окраски осадочных пород.— В кн. «Методическое руководство по геологической съемке и поискам». М., 1954.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.

Харрингтон Х. Парагвай. Уругвай. Аргентина.— В кн. «Очерки по геологии Южной Америки». ИЛ, 1959.

Хворова И. В. О некоторых поверхностных текстурах в каменноугольном и нижнепермском флише Южного Урала.— Тр. ИГН, вып. 155, серия геол., № 66, 1955.

Хворова И. В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 81, 1963.

Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения).— БМОИП, отд. геол., **27**, вып. 5, 1952.

Херасков Н. П. Тектоника и формации. «Наука», 1967.

Хисамутдинов Ш. Б. О фосфоритоносности верхнего докембрия Присаянского краевого прогиба.— В сб. «Изыскание местных удобрений и отходов промышленности для химизации сельского хозяйства в Сибири». Новосибирск, 1965.

Хольтедаль У. Геология Норвегии. Т. I. М., ИЛ, 1957.

Хоутон С. Г. Африка южнее Сахары. Геологическая история. М., «Мир», 1966.

Храмов А. Н. Палеомагнитная корреляция осадочных толщ.— Тр. ВНИГРИ, вып. 116, 1958.

Храмов А. Н., Шмелева А. Н. Данные о геологической истории магнитного поля Земли.— Тр. ВНИГРИ, вып. 204, 1963.

Цахновский М. Р. Сопоставление стратиграфических разрезов древнепалеозойских толщ южного обрамления Сибирской платформы.— В кн. «Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири». М., Гостоптехиздат, 1959.

Цзян Чунь-чао. Стратиграфия синийских отложений южной части северо-восточного Китая.— Древнейшие породы Китая. ИЛ, 1962.

Цяо Сю-фу. Возраст сланцев Сямалин.— Древнейшие породы Китая. ИЛ, 1962.

Черкесов В. Ю. Основной стратиграфический разрез района верхнего течения р. Лены.— Изв. Всесоюз. геол.-развед. об-ва, вып. 63, 1931.

Чернышев Ф. Н. Общая геологическая карта России. Лист. 139. Тр. Геол. ком., **3**, № 4, 1889.

Черский И. Д. Геологические исследования Сибирского почтового тракта от оз. Байкал до восточного склона хребта Уральского, а также путей, ведущих к Падунскому порогу по р. Ангаре и в г. Минусинск.— Зап. Русск. геогр. об-ва, **69**, прил. 2, 1888.

Чиркова-Залесская Е. Ф. О возрасте красноцветных терригенных отложений девона Сибири. Вопросы биостратиграфии континентальных толщ. М., 1959.

Шаманский Л. М. Хакасско-Минусинские медные месторождения.— Матер. по геологии Западно-Сибирского края, вып. 28, 1938.

Шатский Н. С. (О развитии земной коры), Тезисы доклада. В ст. «На теоретическом фронте советской геологии».— Сов. геология, **9**, № 8, 1939.

Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. М., 1945 (Матер. к познанию геол. строения СССР, нов. серия, вып. 2/6).

Шатский Н. С. О границе между палеозоем и протерозоем и о рифейских отложениях Русской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1952.

Шатский Н. С. О марганценосных формациях и металлогении марганца. Ст. I. Вулканогенно-осадочные марганценосные формации.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1954.

Шатский Н. С. Формационный метод выяснения закономерностей распределения осадочных минеральных концентраций в земной коре.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых в земной коре как основа для их прогноза на территории СССР». М., Изд-во АН СССР, 1954_2.

Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей.— Сб. «Совещание по осадочным породам», вып. 2. Изд-во АН СССР, 1955.

Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций.— Изд-во АН СССР, серия геол., № 5, 1960.

Шатский Н. С. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые.— Избр. тр., т. III. М., «Наука», 1965$_1$.

Шатский Н. С. Классики естествознания. Родерик Импей Мурчисон.— Избр. тр., т. IV. История и методология геологической науки. М., «Наука», 1965$_2$.

Швецов М. С. Следы коитинентальных образований у нижией границы Московского яруса.— БМОИП, отд. геол., № 1—2, 1934.

Швецов М. С. К петрографии и стратиграфии московского девона и карбона. Ч. II. Нижний карбон.— БМОИП, отд. геол., **XVIII** (3—1), 1940.

Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Госгеолиздат, 1948.

Швецов М. С. Геологическая история средней части Русской платформы в течение нижнекаменноугольной и первой половины среднекаменноугольной эпох. Гостоптехиздат, 1954.

Шейнманн Ю. М. О живучести мобилистических пердставлений и их объективном значении.— В сб. «Проблемы перемещения материков». ИЛ, 1963.

Шмидт Ф. Б. Краткое сообщение о трилобитах Восточной Сибири.— Тр. СПб. об-ва естествоиспытателей, **15**, 1884.

Штрейс Н. А. Значение исследований Н. П. Хераскова в развитии учения о геологических формациях.— В кн. Н. П. Херасков «Тектоника и формации». «Наука», 1967.

Шутов В. Д., Дружинин И. П. О фациально-литологическом контроле в размещении медного оруденения в Джезказгане.— Литология и полезные ископаемые, № 3, 1963.

Юркевич И. А. Восстановленность пород и распределение органического материала в отложениях среднего и верхнего девона Минусинской котловины.— В кн. «Матер. по геологии и нефтегазоносности области Минусинской впадины». М., Изд-во АН СССР, 1959.

Яговкин И. С. Ленские медистые песчаники.— Тр. ЦНИГРИ, № 18, 1934.

Язков Н. М., Салаткин В. Н., Юшманов В. В. Стратиграфия протерозойских отложений бассейна р. Гонам.— Сб. «Матер. по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР», вып. 18. 1968.

Яншин А. Л. Красноцветные формации.— БСЭ, т. 25, 1953.

Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии.— Геотектоника, № 5, 1965.

Allan D. A. The geology of the Highland Border from Glen Almond to Glen Artney.— Trans. roy. Soc. Edinb., v. **60**, 1940.

Allen J. R., Tarlo L. B. The Downtonian and Dittonian facies of the Welsch borderland.— Geol. Mag., v. **100**, № 2, 1963.

Allen J. R., Dineley D. L., Friend P. F. Old Red Sandstone basins of north America and Northwest Europe. International symposium on the devonian system. Calgary, 1967.

Allen J. R. Petrology, origin and deposition of the highest Lower. Old Red Sandstone of Shropshire, England.— J. of Sedimentary Petrology, v. **32**, № 4, 1962.

Allen J. R. On bed forms and palaeocurrents.— Sedimentology, v. **6**, № 3, 1966.

Alling H. L., Briggs L. G. Stratigraphy of upper Silurian Cayngar evaporites.— Am. Assoc. Petroleum Geologists. Bull., v. **45**, 4, 1961.

Anatolyeva A. Red devonian sedimentation in the Southern Sibirian regions. International symposium on the devonian system. Calgary, Canada, 1967.

Archer A. A. Red beds in the upper coal measures of the western part of the south Wales coalfild.— Bull. of the Geological Survey of Great Britain, № 23, 1965.

Auden J. B. Paleoclimates during the deposition of the Vindhyan and related systems.— Int. Geol. Congr., 17 USSR, 1937. Rpt. 17th, 1940.

Axelrod D. I. Evolution of the psilophyte paleoflora. Evolution, 13. Paris, 1959.

Baars D. L. Permian system of the Colorado plateau.— Am. Assoc. Petroleum Geologist Bull., v. **46**, № 2, 1962.

Barell J. Dominantly fluviatile origin under seasonal rainfall of the Old Red Sandstone.— Geol. Soc. Am. Bull., 27, 1916.

Berryhill H. Paleotectonic investigations of the permian system in the United States. Allegheny Region.— Geological survey professional paper, 515, Washington, 1967.

Blaise J. Sur la stratigraphie des serie precambriennes du Tazat (Hoggar oriental — Sahara central).— C. r. Acad. sci., № 17, 1962.

Bouma A. H. Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. Elsevier publishing company. Amsterdam — New York, 1962.

Brown D. A., Campball K. S., Crook K. A. The Geological evolution of Australia and New Zealand. Pergamon press, 1968.

Brummer J. J. Supergene copper — uranium deposits in northern Nova Scotica.— Econ. Geol., v. **53**, № 3, 1958.

Clark J. Field interpretation of red beds.— The Geological Society of America Bull., v. **73**, № 4, 1962.

Craig G. I. Permian and Triassic. The geology of Scotland. Archon books, 1965.

De la Beche H. T. Handbuch der Geognosie. Berlin, 1832.

De Villips J. Devonian of South Africa. International symposium on the devonian system. Calgary, 1967.

Dineley D. L. The Old Red Sandstones of easten Eckmanfjorden, Vest-Spitsbergen.— Geol. Mag., 97, 1960.

Dorsey G. E. The origin of the color of red beds.— J. Geol., v. **34**, № 2, 1926.

Downing R. A., Sguirrell H. C. On the red and green beds in the upper coal measures of the eastern part of the south Wales coalfield.— Bull. of the Geol. survey of Great Britain, № 23, 1965.

Durkoop A., Mensink H., Plodowski G. Central and Western Afghanistan and Southern Iran.— Intern. symposium on the devonian system, Calgary, 1967.

Dzulynski S., Sanders J. E. Current marks on firm mud bottoms.— Connecticut Acad. Arts and Sciences Trans., v. **42**, 1962.

Dzulynski S. Poligonal structures in experiments and their bearing upon some periglacial phenomena.— Bull. Acad. Polonaise, Ser. Sci. Geol. Geograph., v. **11**, 1963_1.

Dzulynski S. Directional structures in flysh.— Stud. Geologia Polonica, 12, 1963_2.

Dzulynski S. New data on experimental production of sedimentary structures.— Sediment. Petrol., 35, № 1, 1965.

Dzulynski S., Simpson F. Experiments on interfacial current markings.— Estratto la Geologica Romana, 5, 1966.

Erzberger R., Franz R., Jung W., Knitzschke G., Langer M., Luge J., Rentzsch H., Rentzsch J. Litologie, Paläogeographie und metallführung des Kupferschiefers in der D. D. R.— Geologie, H. 6/7, 1968.

Falke H. Die zusammenhänge zwischen Sedimentation, Regional relief und Regionalklimat im rotligenden des Saar-Nahe-Gebietes.— Geol. Rundschau, v. **54**, № 1, 1965.

Fletcher F. W. Regional stratigraphy of Middle and upper Devonian non-marine rocks in Southeastern New York. Symposium on Middle and Upper Devonian Stratigraphy of Pensylvania and Adjacent States General Geology.— Report. G. 39, 1963.

Friend P., Macdonald R. Volcanic sediments, stratigraphy and tectonic backgroung of the Old Red Sandstone of Kintyre, W. Scotland.— Scottish J. of Geology, v. **4**, pt. 3, 1968.

Glaessner M. F. Precambrian Coelenterata from Australia, Africa and England. — Nature, v. **183**, № 4673, 1959.

Glaessner M. F. Precambrian palaeontology.— Earth Science Reviews, v. **1**, № 1, 1966.

Goldring R., Curnow C. H. The stratigraphy and facies of the late precambrian at Ediacara, south Australia.— J. of the Geol. society of Australia, v. **14**, № 2, 1967.

Gracie A. J., Stewart A. D. Torridonian sediments at Enard Bay, Rosshire.— Scottish J. of Geology, v. **3**, № 2, 1967.

Greenmann N. N., Le Blanc R. J. Recent Marine Sediments and Environment of Nortwest Gulf of Mexico.— Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., v. 40, № 5, 1956.

Hager D. S. Factors affecting the color of sedimentary rocks.— Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., v. **12**, № 9, 1928.

Hamblin W. K. Palaeogeographic evolution of the Lake Superior region from Late Keweenawan to Late Cambrian time.— Geol. Soc. Am. Bull., v. **72**, 1961.

Harrington H. Devonian of South America. International symposium on the devonian system, Calgary, 1967.

Helmuth H. J. Zur Fazies des Oberrotligenden in Mecklenburg.— Geologie, H. 1, 1968.

Hooks W. G., Ingram R. L. The cley minerals and iron oxide minerals of the Triassic "red beds" of the Durham Basin, North Carolina.— Am. J. Sci., v. **253**, № 1, 1955.

Huber W. Geologisch-Petrographische Untersuchungen in der inneren Tjordregion des Kaiser Franz Josephs Fjord-systemes in Nordostgrönland, Medd Grenland, 151, № 3, 1950.

Hupe P. Sure des problematica du precambrien. III. Contribution a Lötude du cam. brien inferieur et du precambrien III de L'Anti-Atlas Marocain. Notes et memoires Serv.— Geol. maroc. № 103, 1952.

Jameson R. A. Mineralogical description of the Country of Dumfries. 1805.

Johnson M. R. Torridonian and moiniaan.— The geology of Scotland. Archon books, 1965.

Johnstone M., Jones P., Koop W., Roberts J., Gilbert-Tomlinson J., Veevers J., Wells A. Devonian of Western and central Australia. International symposium on the devonian system, Calgary, 1967.

Kay M., Colbert E. Stratigraphy and life history. New York, London, 1965.

Karpoff R. Stratigraphie de L'Antecambrien au Sahara.— La Nigritien, Compt., rend, Acad. Sci., 233, № 11, 1946.

Kraft W., Schräber D. Beitrag zur Kenntnis des Perms und der Trias im Mugelner Becken.— Geologie, H. 9, 1968.

Krumbein W., Sloss L. Stratigraphy and sedimentation. California, 1956.

Krumbein W. C. Occurrence and lithologie associations of evaporites in the U. S.— J. Sedim. Petrol., **21**, 1951.

Krynine P. D. Arkose deposits in the humid tropics.— Am. J. Sci., v. **29**, p. 353—363, 1935.

Krynine P. D. The origin of red beds.— Trans. New York. Acad. Sci., ser. II, **11**, № 3, 1949.

Krynine P. D. Petrology, stratigraphy and origin of the Triassic sedimentary rocks of Connecticut.— Connecticut Geol. and Nat. History survey Bull. v. **73**, 1950.

Krzysztof B. Same sedimentological observations in the Old Red Sandstone at Lykta, Vestspitsbergen.— Abok. Norsk polarinst, 1963. Oslo, 1965.

Kuenen Ph. H. Turbidity currents of high density. Intern. Geol. Cong. 18th, London, 1948. Report, pt. 8, 1950.

Lawrence F. A. Sedimentary structures of the Upper Devonian of central Pensylvanina.— Proc. Pensylvanina Acad. Sci., 35, 1961.

Lawson D. E. Lithofacies and correlation within the Lower Torridonian.— Nature, v. **207**, 1965.

Lützner H. Strömungsmarken aus dem Rotligende des Thüringer Waldes.— Geologie, H. 10, 1966.

Mc Leod J. R. On outline of the geology of the sector from longitude 45 to 80. Proceedings of the First International symposium of Antarctic Geology Held. Antarctic Geology. Amsterdam, 1964.

Menchikoff N. Le Infracambrien an Sahara.— Les relations entre Precambrien en Cambrien. Paris, 1958.

Mertie J. B. The Tatonduk-Nation distrist Alaska.— Geological survey Bull., 836-E, Washington, 1932.

Miles R. S. The Old Red Sandstoune antiarchis of Scotland. Family Botriolepidae. The palaeontographical Society. London, 1968.

Miller D. N., Folk K. L. Occurence of detrital magnetite and ilmenite in red sediments new approach to significance of red beds.— Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, v. **39**, № 3, 1955.

Millot G. Geologie des argilles (alterations, sedimentologie, geochimie). 1964.

Moorbath S., Stewart A. D., Lawson D. E., Williams G. E. Geochronological studies on the Torridonian sediments of north-west Scotland.— Scottish J. of Geology, v. 3, pt. 3, 1967.

Müller G. Klastische und pyroklastische Sedimente des Südharzen Rotliegenden. Beiträge Zur Mineralogie und Petrographie, 8, 1962.

Nemejc F. Floristika stefanu Plsenskave svetle nejnovejsich vyrkumu.— Casop. mineral. a geol., 7, № 1, 1962.

Nilsen T. H. Old red sedimentation in the Solund district, Western Norway. International symposium on the devonian system. Calgary, Canada, 1967.

Nilsen T. H. Old Red sedimentation in the Buelandet-Vaerlandet Devonian district, Western Norway.— Sedimentary. Geol., 3, № 1, 1969.

Place M. J. Factors affecting soil color.— Proc. Oklahoma. Acad. Sci., v. 23, 1943.

Post E. V. Geology and uranium deposits of the southern Black Hills Permian system.— Geological survey Bull., 1063-L, 1967.

Potter P., Pettijohn F. J. Paleocurrents and basin analysis. Springer-. Verlag. Berlin Göttingen, Heidelberg, 1963.

Raymond P. E. The pigment in black and red sediments.— Am. J. Sci., v. 240, № 9, 1942.

Reichel W. Zyklische Sedimentation und Ihre Ursachen in Unterrotligenden des Döhlener Beckens bei Dresden.— Geologie, H. 8, 1968.

Rolfe W. D. A fine air heave structure from the Old Red Sandstone of Lanarkshire, Scotland.— Geol. Mag., v. 97, № 2, 1960.

Romer A. S. Palaeozoological Evidence of Climate. Vertebrates. Descriptive palaeoclimatology Interscience publishers ing. New York, 1961.

Schreiber A. Über orogene Bewegungen in Unterrotligenden des Thüringer Waldes.— Abhand. der Deutschen Akad. der Wissenschaften zu Berlin. Klasse für Mathematik und allegemeine Naturwissenschaften Jahrgang, № 7. 1954.

Sedgwick A. Murchison R. on the Classification of the Older Rocks of devonian and Corwall.— Proc. geol. Soc., London, v. 3, 1839.

Selley R. C. Diagnostic characters of fluviatille sediments of the Torridonian Formation (Precambrian) of North West Scotland.— J. Sedimentary Petrology, v. 35, 1965.

Selley R. C. Torridonian alluvium and quicksands.— Scottish. J. of geology, v. 5, pt. 4, 1969.

Simpson J. B., Richey J. E. The geology of the Sanquhar Coalfild and the adjacent basin of Thornhill.— Mem. geol. Surv., 4, 1926.

Spjeldnaes N. A new fossile (Papillomembrana sp.) from the Upper Precambrian of Norway — Nature, 200 (4901), 1963.

Spjeldnaes N. Fossils from pebbles in the Biskopasen formation in southern Norway, Norges Geologiska, Undersokelse, Nr. 251, № 6, 1965.

Stewart A. D. An unconformity in the Torridonian.— Geol. Mag., 103, 1966.

Swineford A. Petrography of upper Permian rocks in south-central Kansas.— Bull. Kans. geol. Surv., 111, 1955.

Tasler R., Skocek V. Geologie a litologie menetinske panve.— Sb. Geol. ved, № 6, 1964.

Thorsteinsson R., Tozer E. Banks, Victoria and Stefansson islands, Arctic Archipelago. Geological Survey of Canada, Memoir 330, 1962.

Tomlinson C. W. The origin of red beds. A study of the conditions of origin of the Permo-Carboniferons and Triassic red beds of the western United States.— J. Geol., v. 24, № 2, 1916.

Toula F. Lehrbuch der Geologie. Wien, 1900.

Van Houten F. B. Origin of red banden early Cenozoic deposits in Rocky Mountain region.— Am. Assoc. Petrolium Geologists Bull., v. 32, № 11, 1948.

Van Houten F. B. Climatic significance of red bers "Descriptive palaeoclimatology". New York — London, 1961.

Wade M. Preservation of soft-bodied animals in Precambrian sandstones at Ediacara, South Australia. Lethaia, vol. 1, num. 3. 1968.

Wagenbreth O. Zur Feinstratigraphe, Paläogeographie und Tektonik der Steinkohlenführenden Schichten in Unterrotliegenden von Yifeld (Harz).— Geologie, № 9, 1969.

Walker T. R. Formation of red beds in modern and ancient desserts.— Geol. Soc. of Am. Bull., v. 78, № 3, 1967_1.

Walker T. R. Color of Recent sediments in tropical Mexico. A contribution to the origin of red beds.— Geol. Soc. of Am. Bull., v. 78, № 7, 1967_2.

Walther I. Die Denudation in der Wüste und ihre geologische Bedeutung.— Abhand. K. Seichs. Ges. Wiss. math-phys, 14, 1891.

Walther I. Die Denudation in der Wüste. Verlandl. Deutsch. Geographeutages Stuttgart. Berlin, 1893.

Walther I. Gesetz der Wüstenbildung. Jahrb. Naturwiss. Freiburg, 1900.

Waterston C. D. Old Red Sandstona. The geology of Scotland Archon bocks, 1965.

Welsh W. Torridonian stratigraphy and correlations.— Scottish J. of Geology, v. 4, pt. 2, 1968.

Werner A. Kurze klassifikation und Beschreibung der Verschiedenen Gebirgsarten. Abhand Böhmischen Ges. der Wiss. Prag, 1786.

White W. S. Tectonies of the Keweenawan Basin Western Lake Superior Region.— Geological surv. prof. paper 524-E, 1966.

Williams G. E. Palaeogeography of the Torridonian Applecross Group.— Nature, London, v. 209, 1966.

Williams G. E. Torridonian weathering and its bearing on Torridonian palaeoclimate and source.— Scottish J. of Geology, v. 4. № 2, 1968.

Willis R. Index to the Stratigraphy of North America.— Geological survey professional, paper 71. Washington, 1912.

ПРИЛОЖЕНИЕ

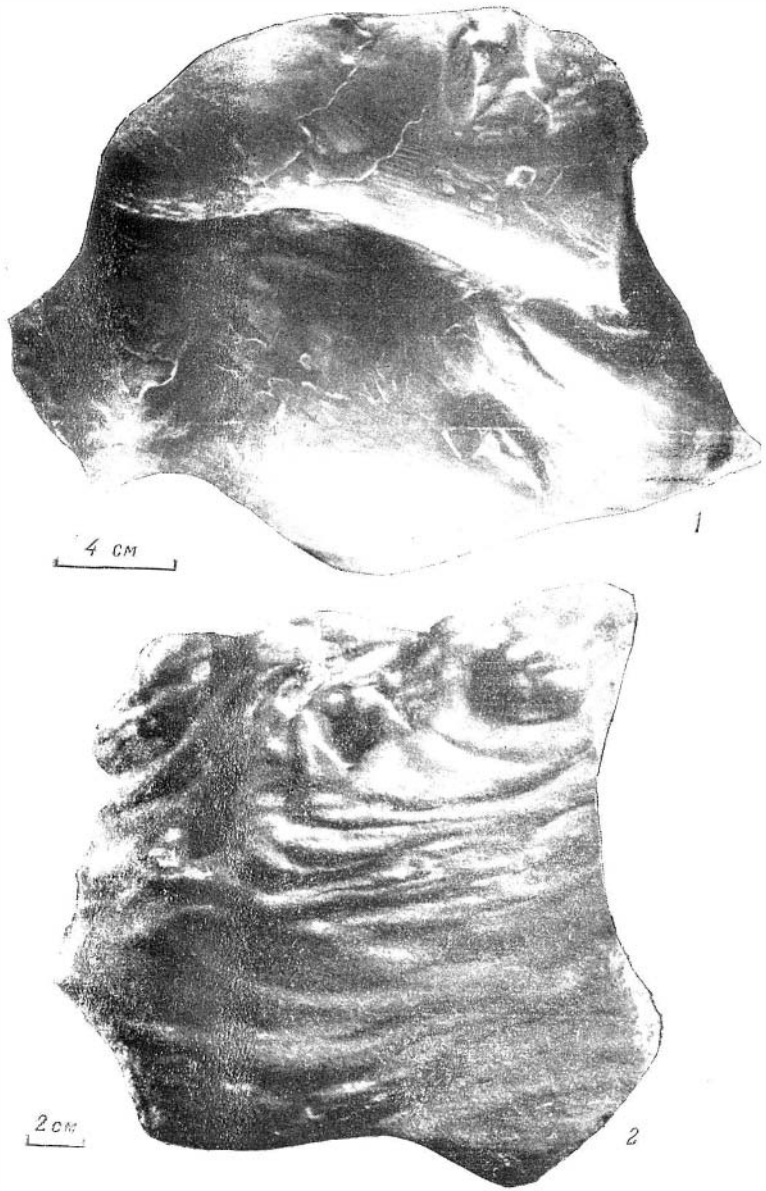


Таблица I

1. Нижняя поверхность песчаника мошаковской свиты. Район Гребенского Быка, р. Ангара. Знак-слепок промоины.
2. Нижняя поверхность песчаника мошаковской свиты. Район пос. Манзя, р. Ангара. Знак-слепок следов струй течения временных ручьев.

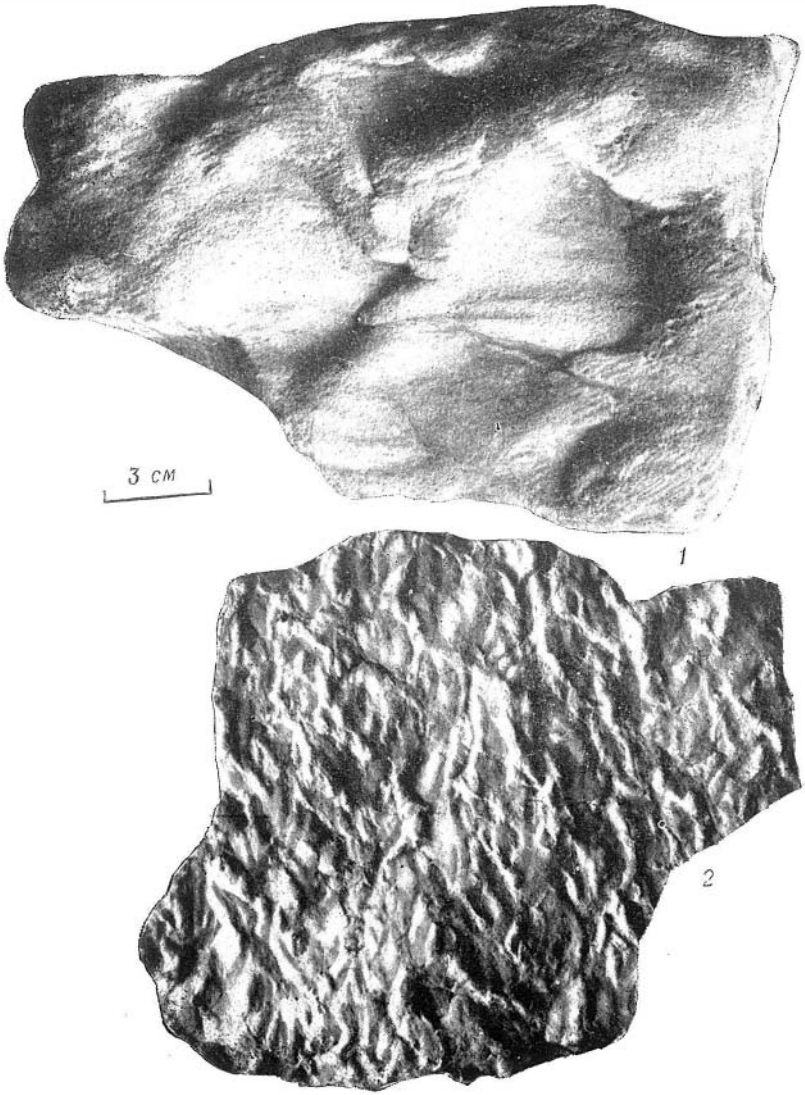


Таблица II

1. Нижняя поверхность песчаника чистяковской свиты. Район о-ва Мошакова, р. Тасеева. Короткие язычковые иероглифы, представляющие собой следы струй течения.
2. Нижняя поверхность песчаника мошаковской свиты. Район пос. Манзя, р. Ангара. Знак-слепок следов струй донного течения.

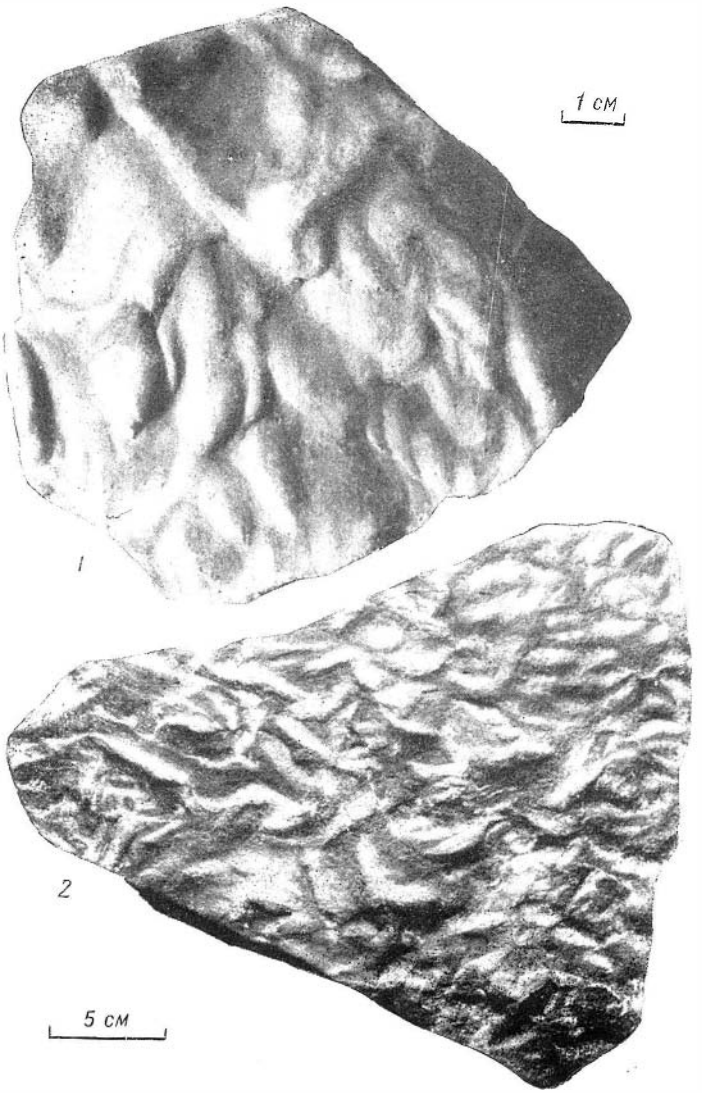


Таблица III

1. Нижняя поверхность песчаника алешинской свиты. Район пос. Манзя, р. Ангара. Знаки-слепки следов струй турбулентного течения.
2. Нижняя поверхность песчаника чистяковской свиты. Район о-ва Мошакова, р. Тасеева. Слепки неполных трещин усыхания.

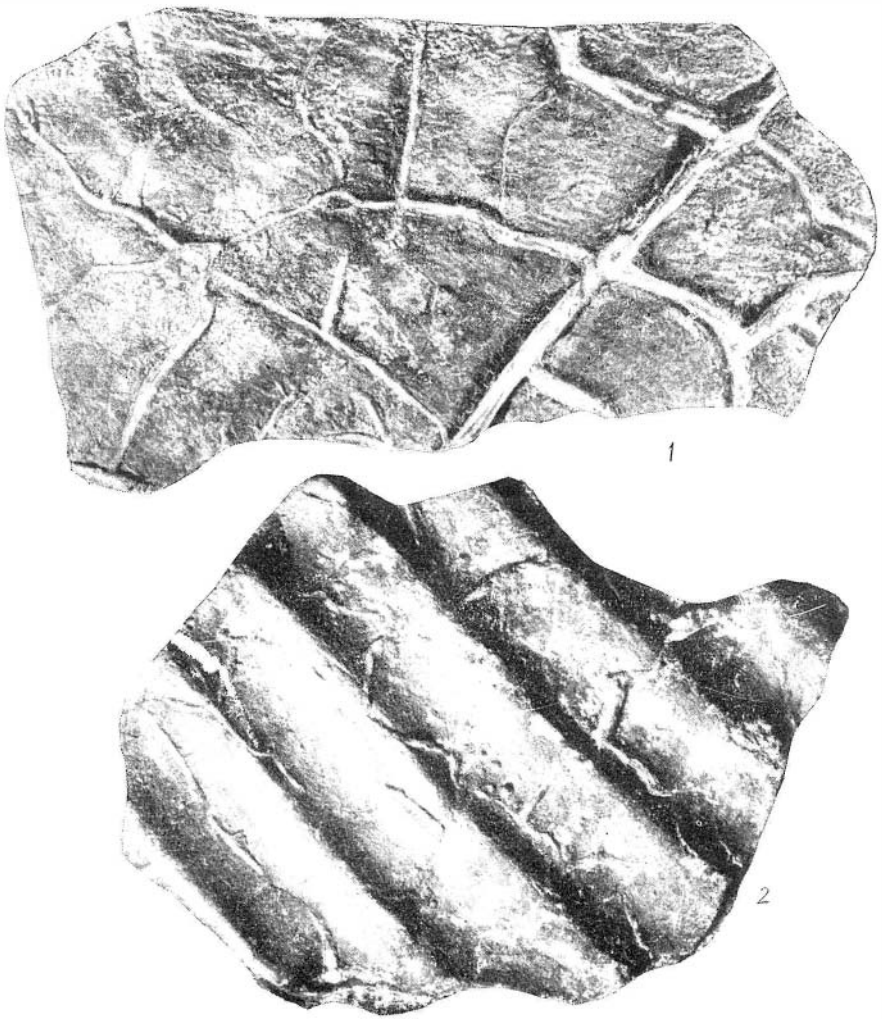


Таблица IV

1. Нижняя поверхность песчаника чистяковской свиты. Район о-ва Мошакова, р. Тасеева. Знаки ряби.
2. Нижняя поверхность чистяковской свиты. Район Гребенского Быка, р. Ангара. Слепки с трещин усыхания.

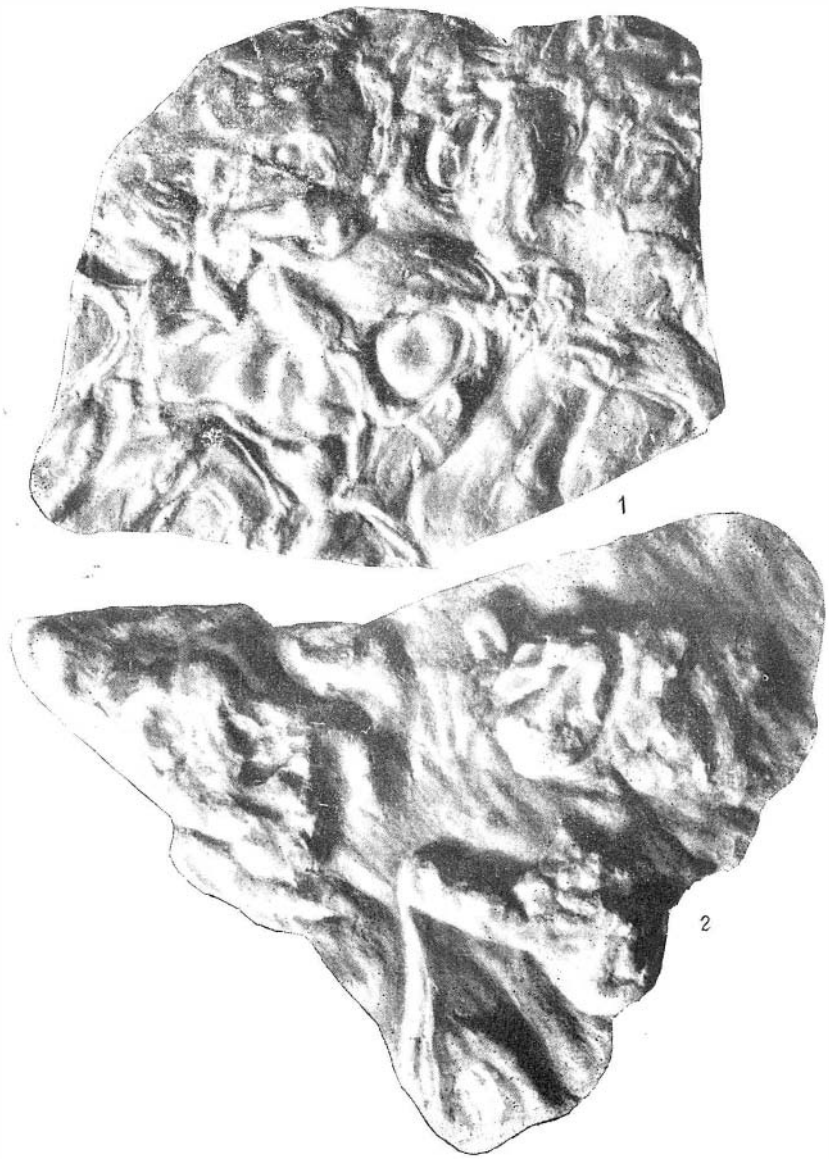


Таблица V

1. Нижняя поверхность песчаника верхоленской свиты. Район с. Макарова, р. Лена. Выполнение неправильно-округлых и овальных ячей, созданных вертикально-ячеистым вихревым течением.
2. Нижняя поверхность песчаника верхоленской свиты. Район г. Качуга, р. Лена. Подушечные знаки-слепки следов вертикально-ячеистого вихревого течения.

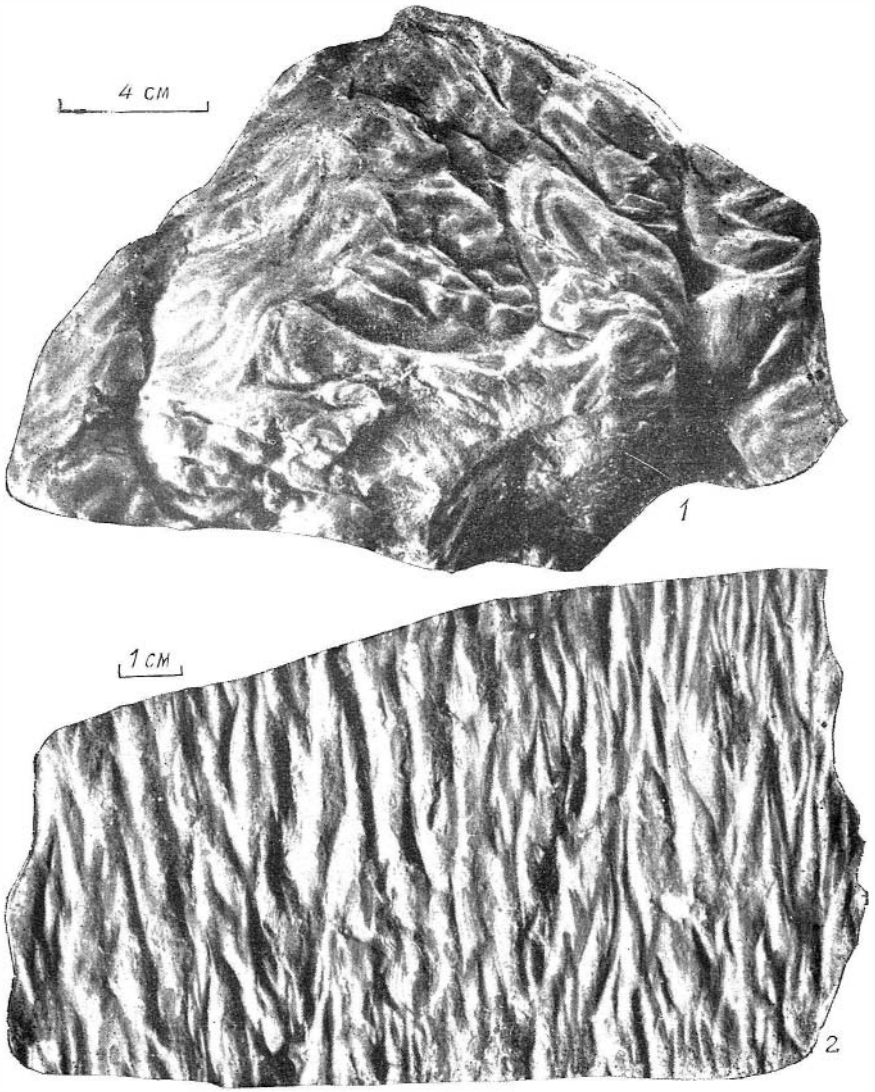


Таблица VI

1. Нижняя поверхность песчаника верхоленской свиты. Район с. Большие Голы, р. Лены. Знаки-слепки следов внедрения.
2. Нижняя поверхность песчаника верхоленской свиты. Район с. Коростылева, р. Лена. Знаки-слепки царапин.

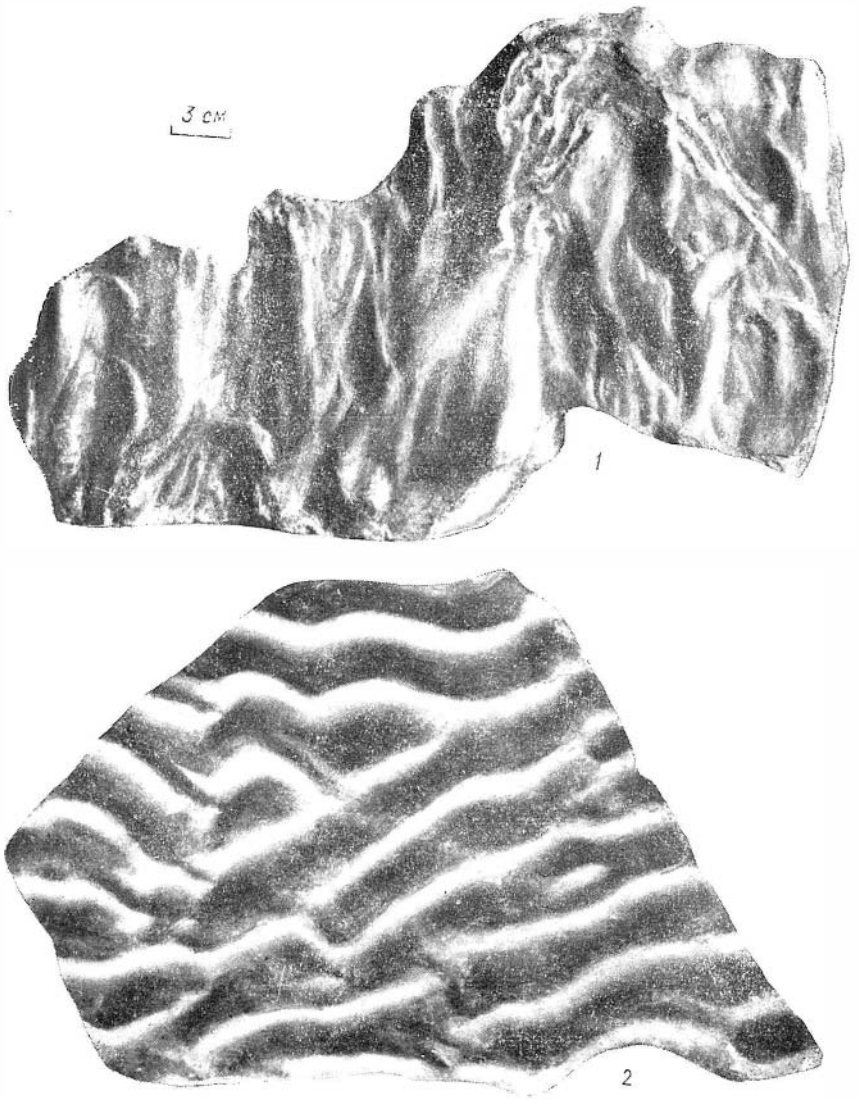


Таблица VII

1. Нижняя поверхность песчаника верхоленской свиты. Район г. Кучуга, р. Лена. Знаки-слепки следов струй течения.
2. Нижняя поверхность песчаника верхоленской свиты. Район с. Пономарева, р. Лена. Знаки-слепки потока с замедленной скоростью.

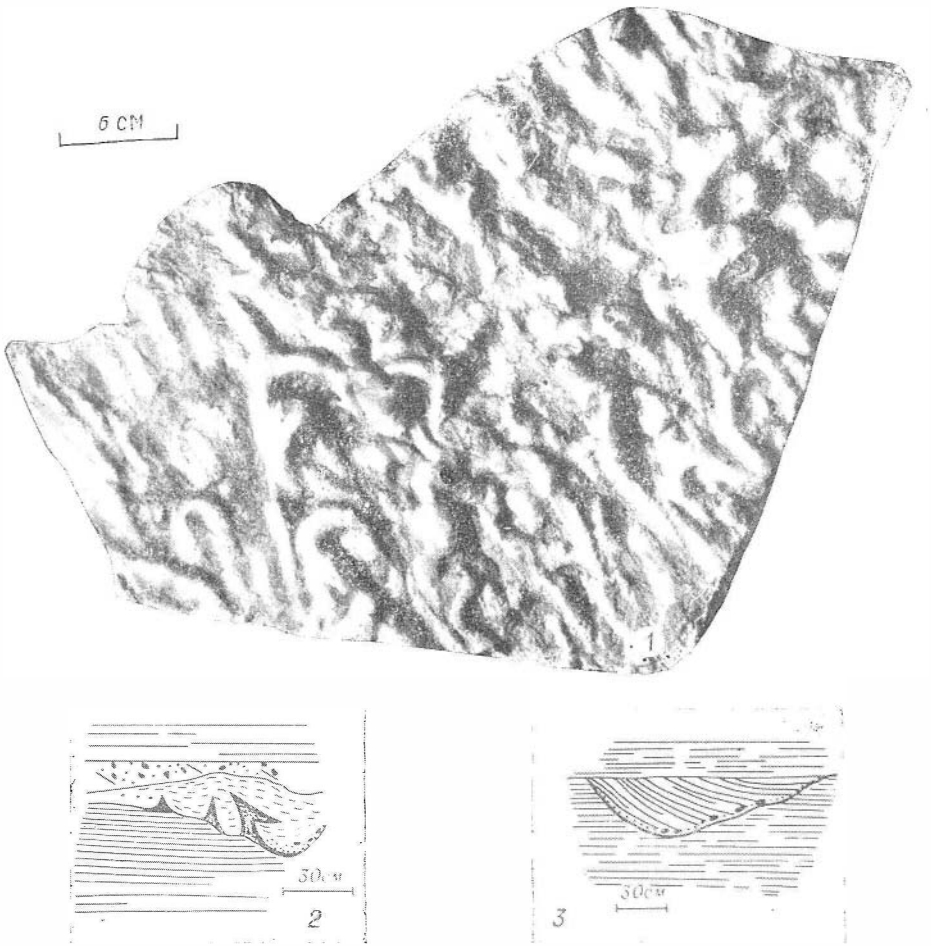


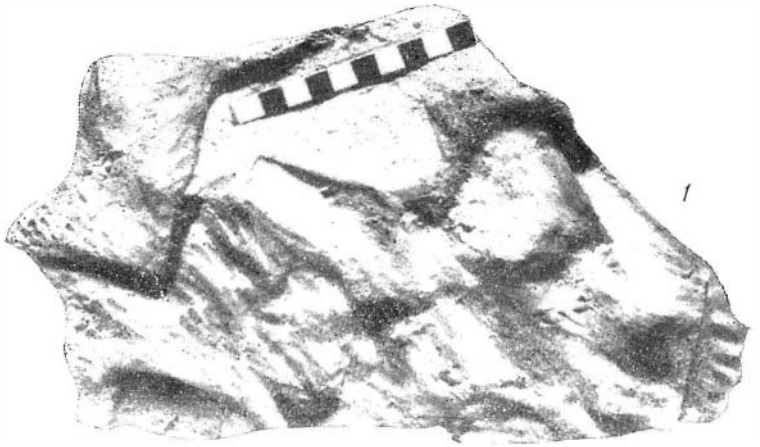
Таблица VIII

1. Нижняя поверхность песчаника верхоленской свиты. Знаки-слепки биогенного происхождения.
2. Нижняя поверхность песчаника нижнего девона Шропшира Англии. Знаки заполнения грубовыпуклой промоины, по Д. Аллену (Allen, 1962).
3. Нижняя поверхность песчаника нижнего девона Шропшира Англии. Знаки заполнения промоины волнистой формы, по Д. Аллену (Allen, 1962).



Таблица IX

1. Нижняя поверхность песчаника нижнего девона Ленеркшира Англии. Знаки-слепки следов струй турбулентного течения, по В. Рольфу (Rolfe, 1960).
2. Нижняя поверхность гольдлаутерских слоев нижней перми Тюрингенского леса. Гребневидные слепки струй турбулентного течения, по Г. Лютцнеру (Lützner, 1966).



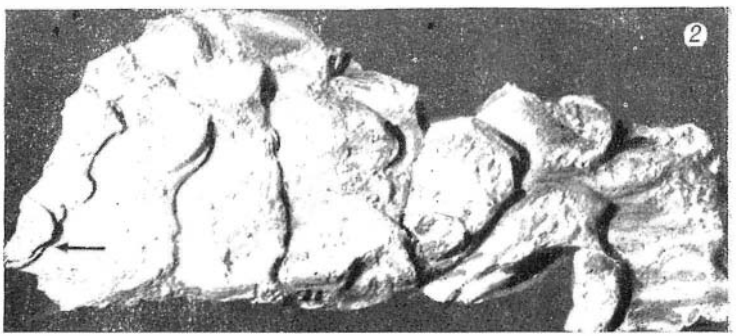


Таблица X

1. Нижняя поверхность тамбахских слоев нижней перми Тюрингенского леса. Широкие асимметричные слепки струй турбулентного течения, по Г. Лютцнеру (Lützner, 1966).
2. Нижняя поверхность тамбахских слоев нижней перми Тюрингенского леса. Плоские слепки струй течения, по Г. Лютцнеру (Lützner, 1966).

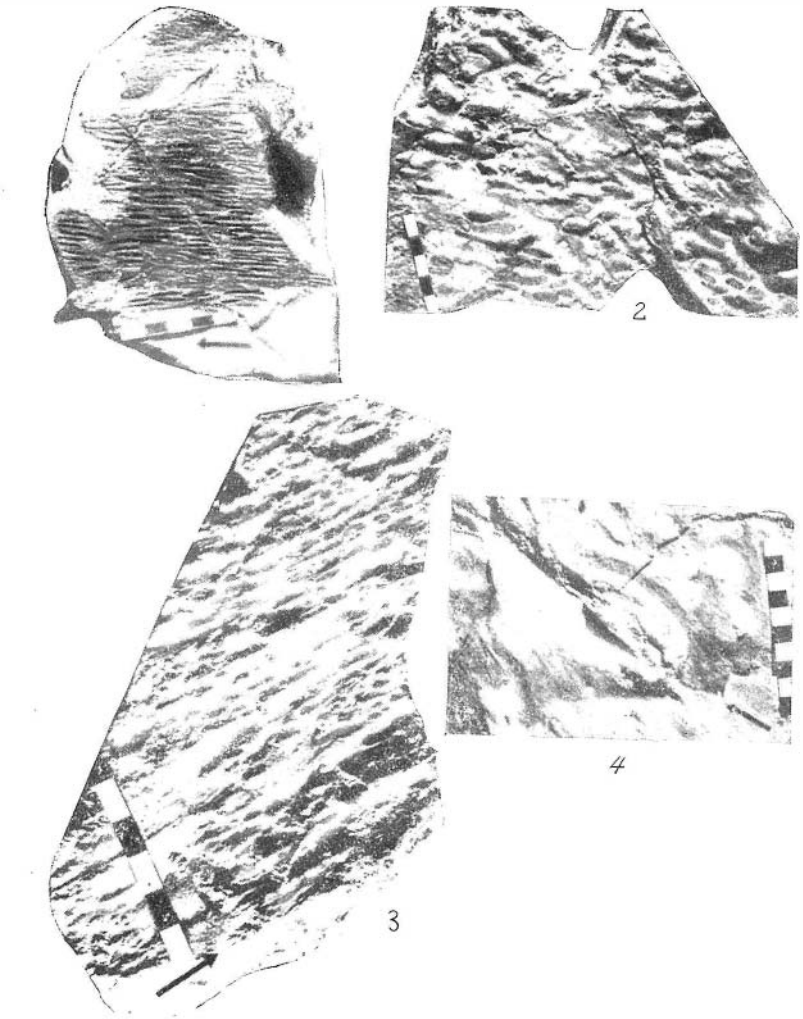


Таблица XI

1. Нижняя поверхность гольдлаутерских слоев нижней перми Тюрингенского леса. Густо расположенные плоские слепки струй течения, по Г. Лютцнеру (Lützner, 1966).
2. Нижняя поверхность гольдлаутерских слоев нижней перми Тюрингенского леса. Знаки-слепки желобов подковообразной формы, по Г. Лютцнеру (Lützner, 1966).
3. Нижняя поверхность гольдлаутерских слоев нижней перми Тюрингенского леса. Знаки-слепки струй турбулентного течения, имеющих вид «седиментационных знамен», по Г. Лютцнеру (Lützner, 1966).
4. Нижняя поверхность гольдлаутерских слоев нижней перми Тюрингенского леса. Крупные подковообразные слепки желобов, по Г. Лютцнеру (Lützner, 1966).

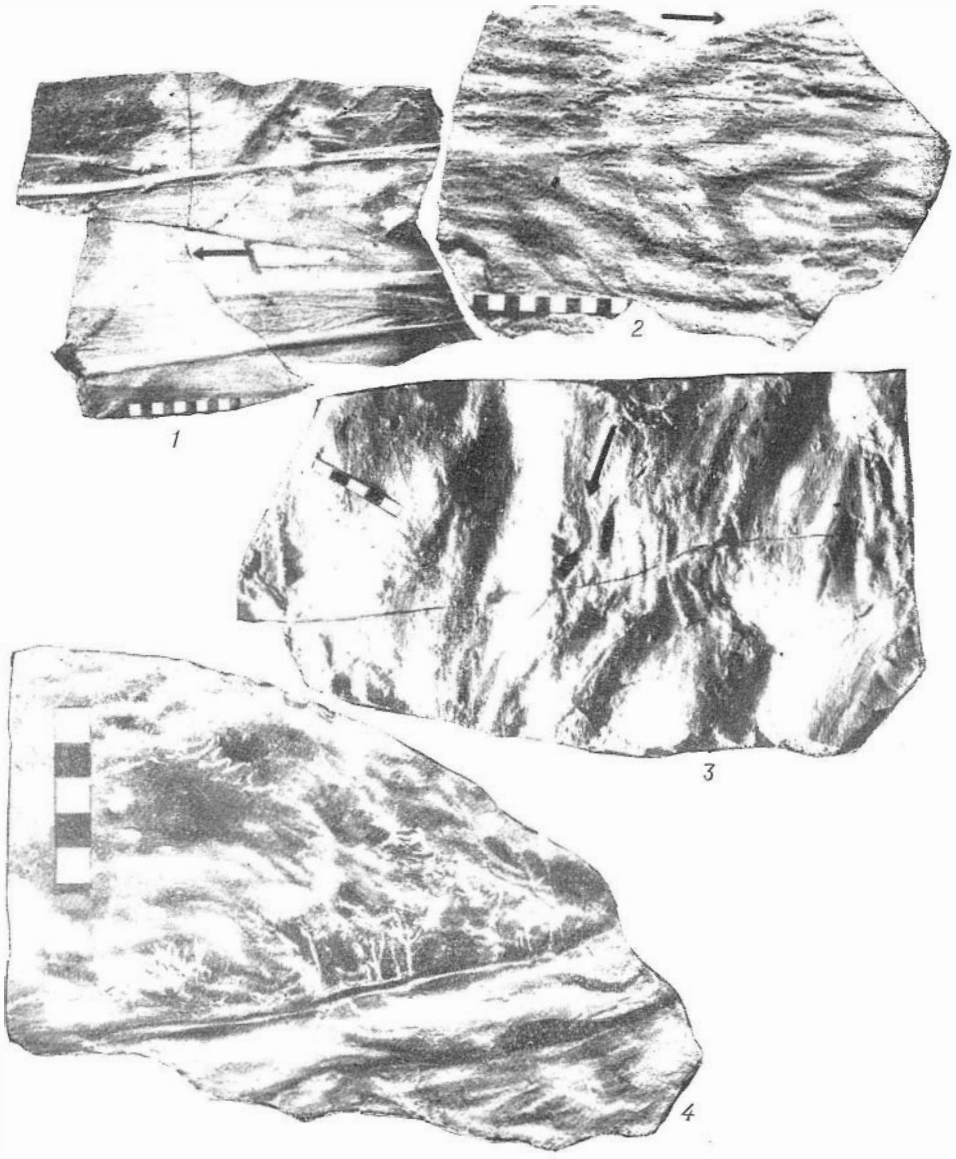


Таблица XII

1. Нижняя поверхность гольдлаутерских слоев нижней перми Тюрингенского леса. Тесносближенные слепки борозд, по Г. Лютцнеру (Lützner, 1966).
2. Нижняя поверхность гольдлаутерских слоев нижней перми Тюрингенского леса. Параллельно расположенные слепки борозд, по Г. Лютцнеру (Lützner, 1966).
3. Нижняя поверхность гольдлаутерских слоев нижней перми Тюрингенского леса. Знаки-слепки эрозионных ложбин, по Г. Лютцнеру (Lützner, 1966).
4. Нижняя поверхность гольдлаутерских слоев нижней перми Тюрингенского леса. Знаки-слепки эрозионных ложбин, достигающих 10 см ширины, по Г. Лютцнеру (Lützner, 1966).

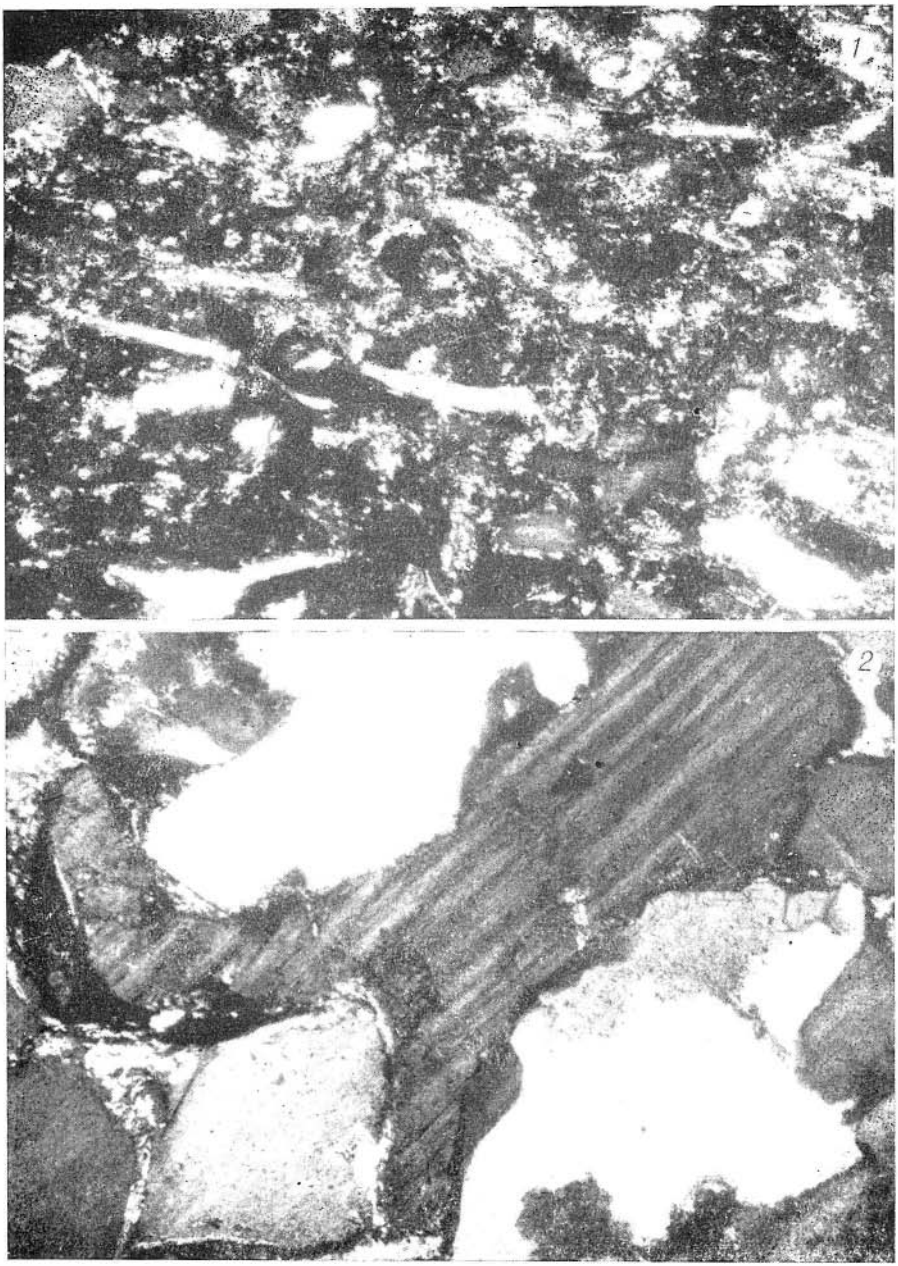


Таблица XIII

1. Слюдисто-серицитовый мелкозернистый песчаник, с. Тайна. Хаеринская свита. Николи+. Увелич. 40×.
2. Полимиктовый песчаник, с. Тайна. Хаеринская свита. Николи+. Увелич. 60×.

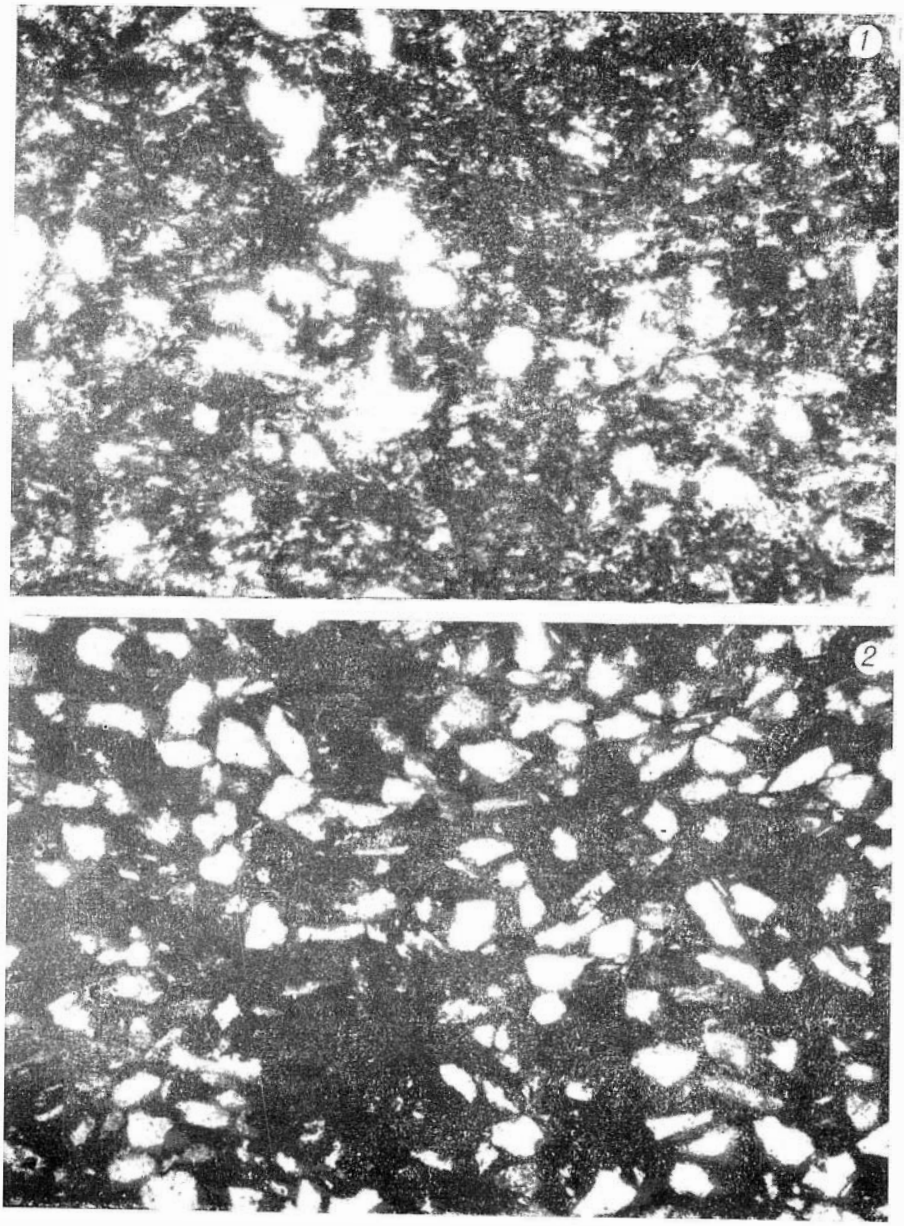


Таблица XIV

1. Аргиллит, с. Тайна. Топольская свита. Николи ||. Увелич. 120×.
2. Мелкозернистый песчаник с гематитовым цементом, р. Ангара. Мошаковская свита. Николи ||. Увелич. 60×.

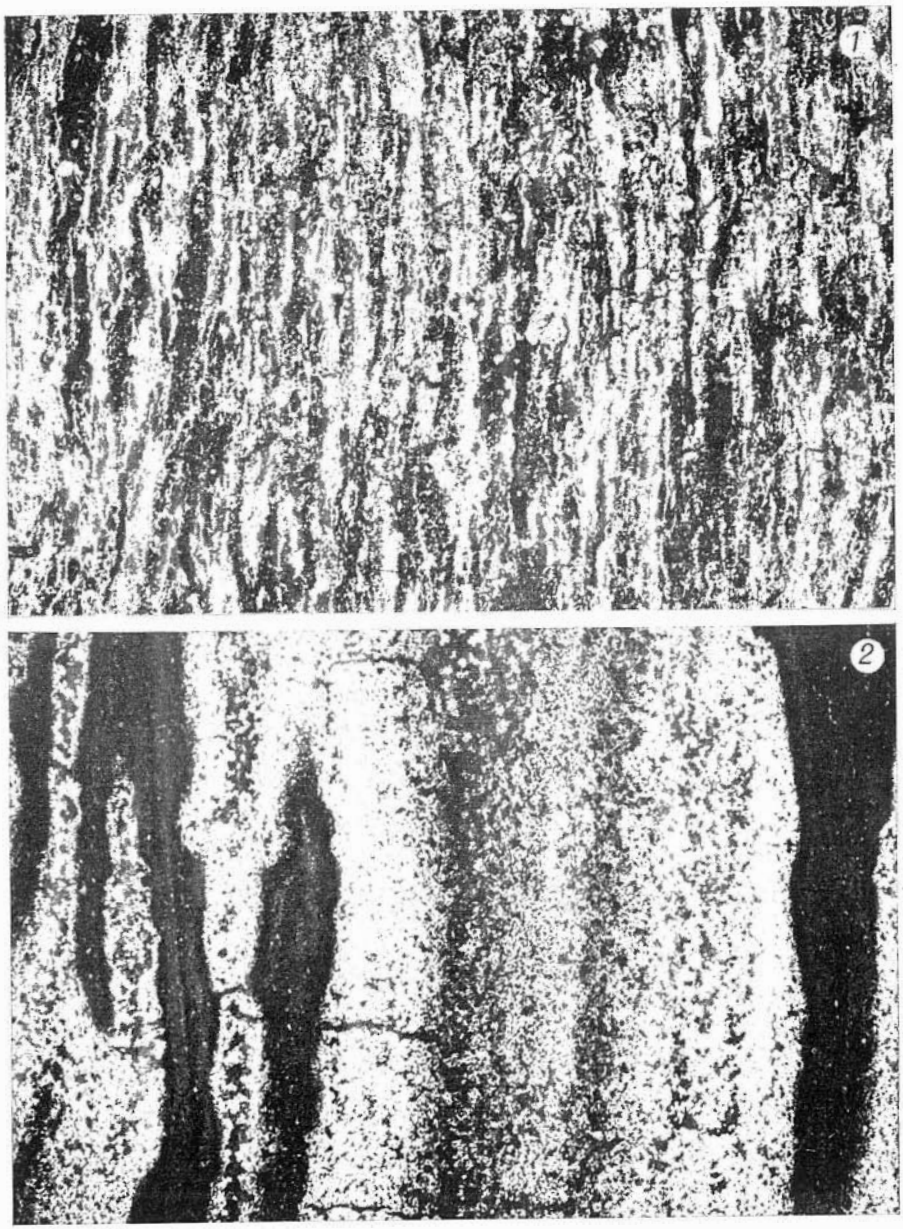


Таблица XV

1. Полосчатая микротекстура гематита. Аншлиф. Отраженный свет. Увелич. 150×.
2. Неравномерное распределение гематита в породе. Аншлиф. Отраженный свет. Увелич. 150×.

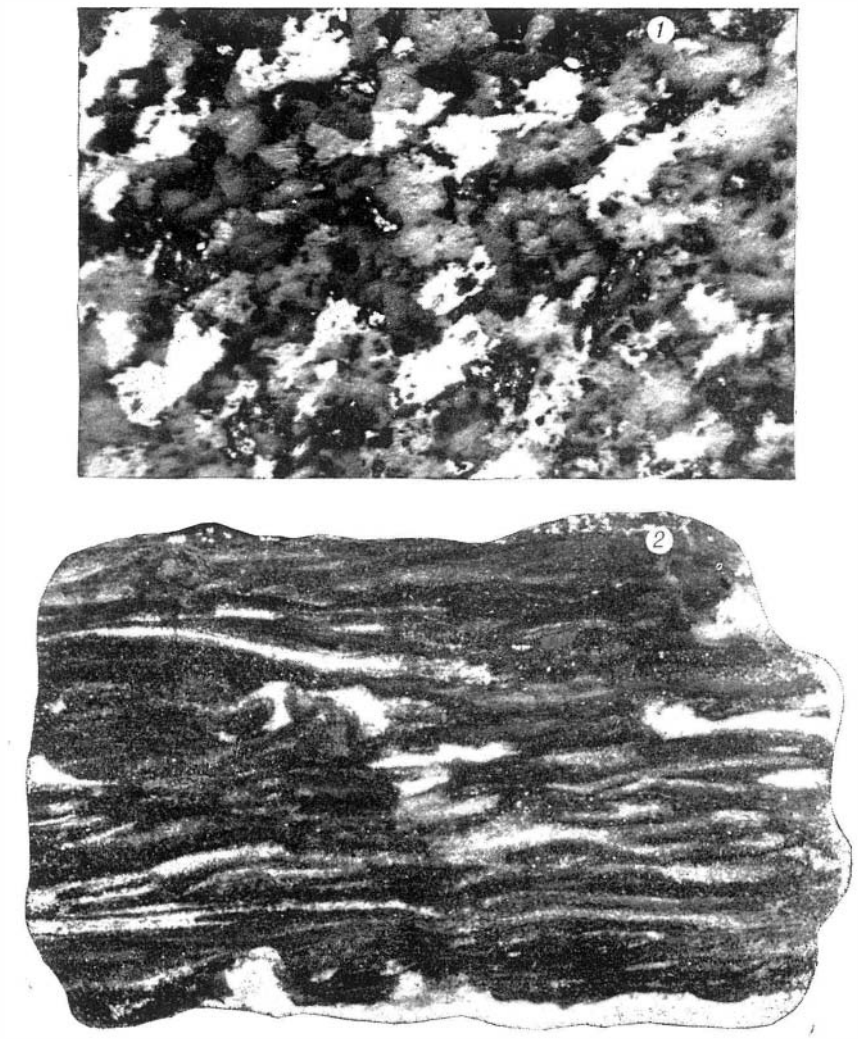


Таблица XVI

1. Гематит с неправильной формой зерен из мономинеральных участков. Аншлиф. Отраженный свет. Николи+. Увелич. 175×.
2. Неравномернополосчатая текстура гематитовых прослоев второго типа. Светлое — гематит, темное — алевролито-песчанистый материал. Полированный штуф, натуральная величина.

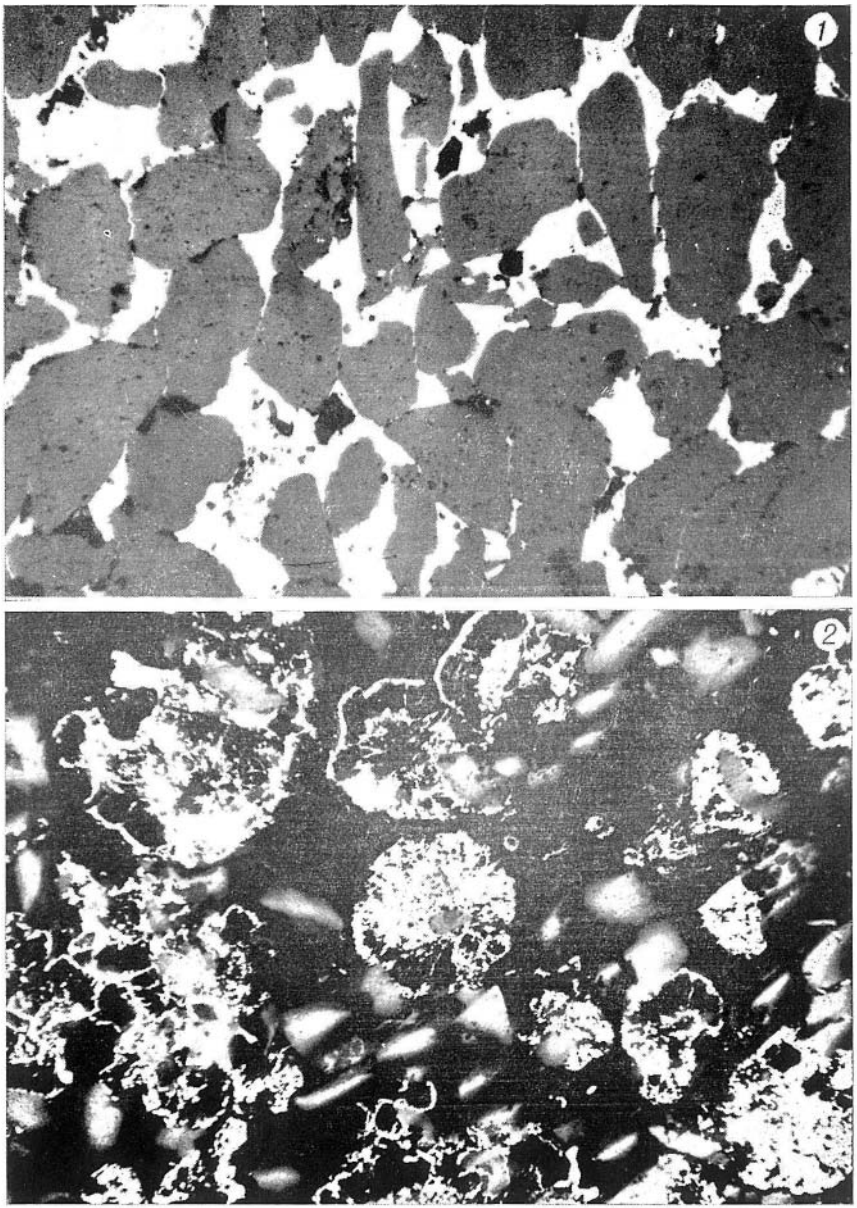


Таблица XVII

1. Лимонитовый цемент в породе. Отраженный свет. Увелич. 105×.
2. Радиально-лучистые образования гематита. Отраженный свет. Увелич. 150×.

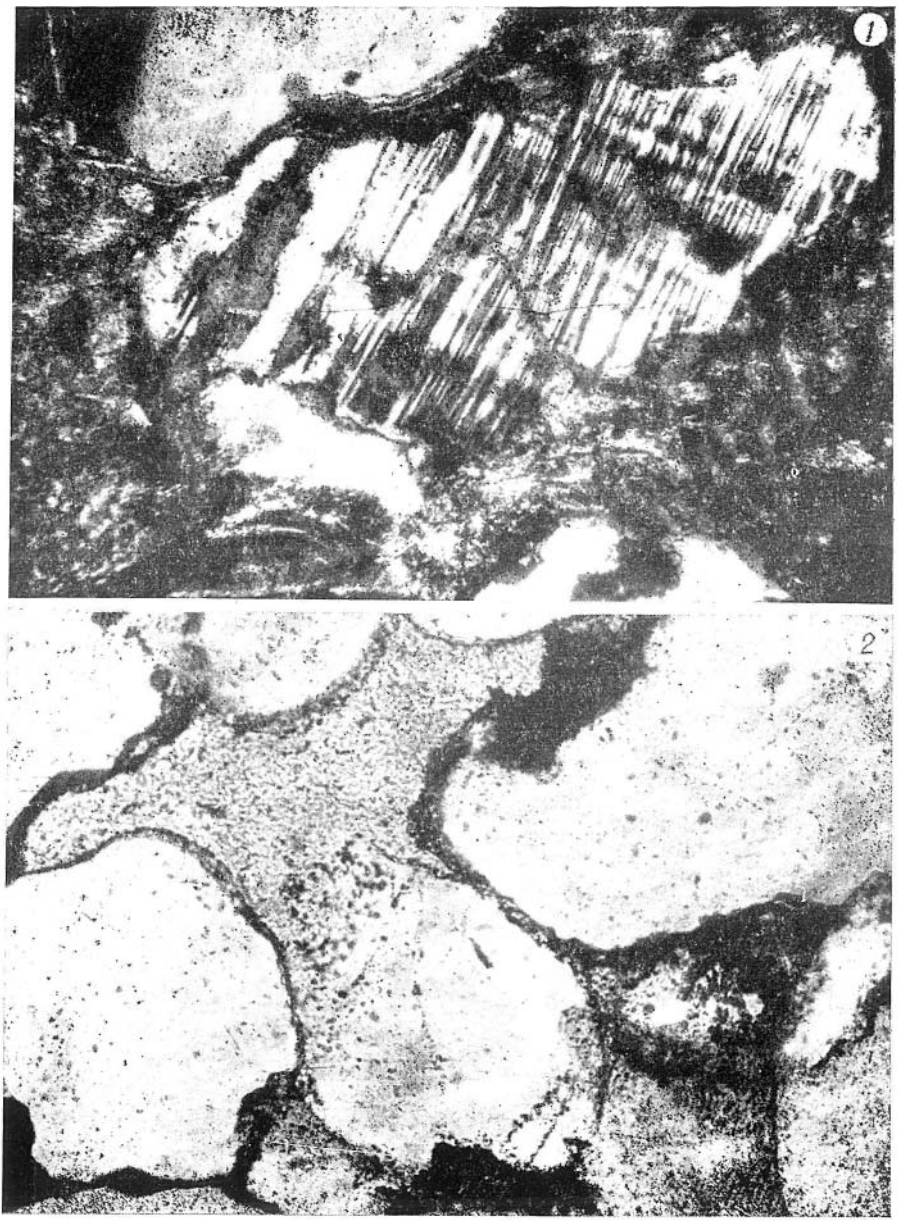


Таблица XVIII

1. Полимиктовый песчаник со свежими зернами микроклина. Руднинская скважина. Николи+. Увелич. 60×.
2. Кварцевый песчаник с каолинитовым цементом. Руднинская скважина. Николи+. Увелич. 60×.



Таблица XIX

1. Вермикулитовые сростки каолинита в цементе. Руднинская скважина. Николи+. Увелич. 60×.
2. Регенерированные зерна кварца в песчанике с гематитовым цементом. Руднинская скважина. Николи ‖. Увелич. 60×.

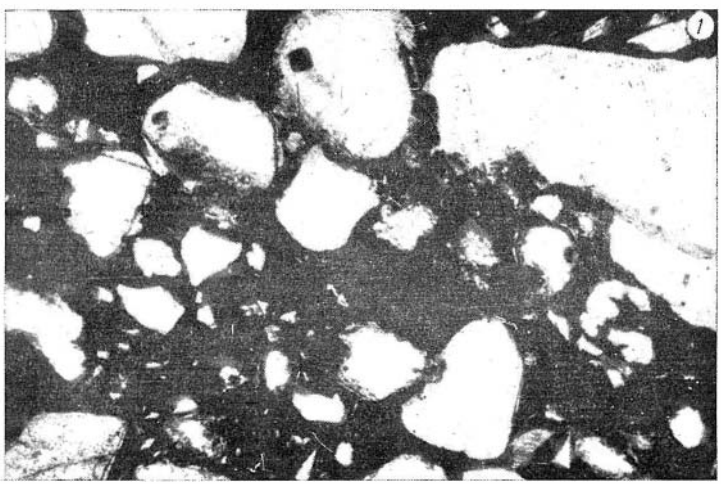


Таблица XX

1. Мелкозернистый песчаник с гематитовым цементом. Руднинская скважина. Николи+. Увелич. 120×.

ОГЛАВЛЕНИЕ

стр.

Предисловие 5
Введение 13
Глава I. Общие черты красноцветных отложений 19
Природа красной окраски 19
Общие представления о генетических типах красноцветных отложений (краткий исторический обзор) 43
Краткий обзор литологического состава красноцветных отложений 60
Палеонтологические остатки в красноцветных отложениях и некоторые экологические их черты 72
Некоторые особенности поверхностей напластования красноцветных отложений 81
Глава II. Распространение домезозойских красноцветных отложений 98
Поздний докембрий 98
Девон 122
Пермь 143
Глава III. Красноцветные формации 162
Некоторые общие вопросы формационного анализа . . . 162
К вопросу о выделении красноцветных формаций 167
Терригенные красноцветные формации бескарбонатные . . 172
Терригенные красноцветные формации карбонатные . . . 219
Вулканогенно-осадочные красноцветные формации . . . 282
Сравнительная характеристика красноцветных формаций . . 290
Заключение 303
Литература 310
Приложение 325

CONTENTS

Prelace 5
Introduction 13
Chapter I. General features of the red bed deposits 19
Origin of Red coloration 19
General concepts on the genetic types of the red bed deposits (a historical Outline) 43
A review of the lithological composition of the red bed deposits . . . 60
Paleontological remains in the red bed deposits and some ecological characteristic 72
Some peculiarities in the Bedding surface of the red bed deposits . . . 81
Chapter II. Distribution of the pre-mesozoic red bed deposits 98
Late pre-cambrian 98
Devonian 122
Permian 143
Chapter III. Red bed formations 162
Some general problems of the formational analysis 162
On the identification of the red bed formations 167
Terrigenic red bed non-corbonate formations 172
Terrigenic red bed carbonaceou formations 219
Volcanogenice-Sedimentary Red-Bed formations 282
Correlative characteristics of the red-bed formations 290
Cenclusion 303
References 310
Appedix 325

Анна Ивановна Анатольева

ДЕМЕЗОЗОЙСКИЕ КРАСНОЦВЕТНЫЕ ФОРМАЦИИ

Ответственный редактор
академик *Александр Леонидович Яншин*

Редактор *И. П. Зайцева*
Художественный редактор *Э. С. Филонычева*
Художник *В. И. Конорашкин*
Технический редактор *К. М. Елистратова*
Корректоры *Н. И. Тясто, Е. Ф. Бурова*

Сдано в набор 12 октября 1971 г. Подписано в печать 29 июня 1972 г. МН01034. Бумага 70×108 1/16, 20,25 печ. л.+1,5 печ. л. мел.+2 вкл., 30,4 усл. печ. л., 29,4 уч.-изд. л. Тираж 950 экз. Заказ 105. Цена 2 р. 92 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука», Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
230	Табл. 26, 8-я графа	MgO	MnO
348	Выходные данные	Демезозойские	Домезозойские

А. И. Анатольева «Домезозойские красноцветные формации.