

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ  
ТИПЫ  
ОСАДОЧНЫХ  
РУДОНОСНЫХ  
И УГЛЕНОСНЫХ  
ФОРМАЦИЙ



АКАДЕМИЯ НАУК  
СССР

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ  
СССР

ЛАБОРАТОРИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

553.06 + 551.26

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ  
ОСАДОЧНЫХ РУДОНОСНЫХ  
И УГЛЕНОСНЫХ  
ФОРМАЦИЙ

983



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
Москва 1973



Генетические типы осадочных рудоносных и угленосных формаций. "Наука", 1974.

В книге рассматриваются условия образования и развития формаций с заключенными в них полезными ископаемыми, генетические связи между рудными концентрациями и вмещающими породами, между металлогениями платформ и геосинклиналей. Приведенные в работе материалы могут быть использованы при планировании геологоразведочных работ и для повышения достоверности прогнозных оценок в области осадочных полезных ископаемых. Книга рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся поисками и прогнозированием осадочных полезных ископаемых.

Табл. 13. Илл. 16. Библ. 319 назв.

Редакционная коллегия:

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

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Лаборатория осадочных полезных ископаемых (ЛОПИ) в течение 12 лет занимается изучением рудоносности Русской платформы и исследованиями в области металлогении осадочных толщ. До 1970 г. этими работами руководил член-корреспондент АН СССР Л.В. Пустовалов, по инициативе которого в 1965 г. был составлен и опубликован сборник "Рудоносность Русской платформы". В сборнике даны первые результаты разработки изучаемой проблемы, подведены некоторые итоги аналогичных исследований в родственных организациях и намечены задачи дальнейших работ. За семь лет исследовательской деятельности ЛОПИ и расширения знаний об осадочных полезных ископаемых накоплен огромный материал, который требуется систематизировать для быстрейшего использования в практике геологоразведочных работ и научных исследований.

Настоящая книга является продолжением публикации материалов, частично изложенных в упомянутом сборнике. Особое внимание в ней уделяется описанию характерных особенностей и развитию формаций, вмещающих полезные ископаемые в практически интересных концентрациях, которым (за исключением горючих сланцев и угля) с некоторой условностью присваивается название рудоносных; к ним авторы относят также формации, содержащие алмазы и фосфориты, т.е. нерудные ископаемые. В данном случае целесообразнее было бы применить термин "продуктивная формация", но он недостаточно употребителен и некоторыми геологами используется в более узком смысле.

Формационный метод исследования, впервые изложенный Н.С. Шатским (1965), получил широкое развитие в советской геологической науке. Н.С. Шатский подчеркивает важность формационных исследований для решения многих геологических задач, в том числе для выяснения генезиса пород и связанных с ними полезных ископаемых, а также для познания закономерностей размещения этих полезных ископаемых (1965, стр. 11). К его высказыванию хотелось бы добавить следующее.

Формационный метод дает большие возможности для прослеживания генетических связей между платформенными и геосинклинальными формациями, т.е. для выявления соотношений геосинклинального и платформенного, магматического и осадочного рудообразования.

Большим преимуществом формационного метода является то, что он позволяет относительно легко проследить осадочные рудоносные

формации, используя наличие в них некоторых обязательных составляющих частей, закономерно сменяющихся во времени и пространстве. Рудное вещество далеко не всегда входит в число обязательных членов формации, поэтому само по себе не всегда служит руководящим компонентом для прослеживания. Вместе с тем, оставаясь безрудной, формация все же выполняет функцию "пунктирной" связи между другими, соседствующими образованиями, явно или потенциально рудоносными. Сравнительный анализ прослеженных формаций дает богатый материал для выяснения геологических и географических условий, так или иначе влияющих на рудообразование.

Связь осадочных полезных ископаемых с вмещающими породами — несомненный факт, который может служить основой для выявления соотношений между минерагениями платформ и геосинклиналей. В самом деле, каждое рассматриваемое полезное ископаемое есть часть вмещающей его осадочной породы, образованная в результате общего осадочного процесса, развивающегося под действием единых сил и контролирующих осадочный процесс закономерностей. Основной закономерностью в данном случае следует считать более или менее сложный путь развития вещества, из которого в условиях данного региона образуются и вся порода в целом и составляющие ее компоненты, в том числе каждое полезное ископаемое в отдельности. Отвергая или затушевывая эту закономерность, нельзя понять ни процесс осадкообразования с его периодичностью, ни парагенетических связей, ни характера развития полезного ископаемого. Любая порода представляет собой один из парагенетических членов той или иной формации, и закономерности распределения в ней полезных ископаемых лучше всего познаются путем изучения связей между их концентрациями и различными типами обогащенных ими геологических формаций.

Основным вопросом для выяснения особенностей генетических типов осадочных рудоносных и угленосных формаций был и остается вопрос о том, что служит причиной их продуктивности, почему концентрации полезного вещества — только возможные, а не постоянные члены парагенезов, составляющих формации. Хорошо известно, что продуктивность есть качество формации, зависящее от ряда условий, различных и для разных полезных ископаемых неодинаковых. В то же время для достижения продуктивности необходимо полное сохранение всех условий концентрации полезного ископаемого; отсутствие хотя бы одного из них может резко снизить и даже свести на нет продуктивность формации. Поэтому относительно редки образования таких формаций, которые можно считать продуктивными.

Для выяснения причин продуктивности необходимо знать геологические и географические условия образования продуктивной формации. В данном случае такое представление можно составить, прослеживая основные пути геологического развития одной из крупнейших геотектонических структур — Русской (Восточно-Европейской) платформы. В противоположность другим платформам она почти сплошным кольцом окружена складчатыми сооружениями. Это позволяет выяснить на ее примере взаимосвязь особенностей развития и металлогении платфор-

менных и геосинклинальных областей по каждому геологическому циклу в отдельности.

Используя результаты проведенных в ЛОПИ исследований по марганцевым и медным рудам, бокситам, углю, фосфоритам и другим полезным ископаемым, авторы настоящей работы приводят большой сравнительный материал, который поможет лучше познать особенности руденосных формаций и закономерностей их развития для Русской платформы и в отдельных случаях для всего Советского Союза.

В.К. Чайковский

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ В СВЯЗИ С ЕЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИЕЙ

### АРХЕЙ — НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

Русская (Восточно-Европейская) платформа — структурно-тектоническая область, заключенная между альпийскими, герцинскими и каледонскими складчатостями в пределах Восточной и Северной Европы. В рассматриваемую нами советскую часть платформы входит почти весь названный регион Северного полушария, кроме Фенно-Скандинавии (Шатский, 1946). Изучение возраста, структуры, состава древнего основания осадочного чехла платформы до сих пор остается одной из наиболее сложных геологических проблем. Это относится не только к части основания, погребенной под мощным осадочным чехлом, но и к части, вскрытой у поверхности или расположенной вблизи нее. Сложность проблемы обусловлена трудностью распознавания как литологии древнейших метаморфических пород (что мешает выяснению их природы), так и характера образуемых ими тектонических структур.

Наиболее древние породы и слагаемые ими тектонические структуры Русской платформы прослеживаются в поднятых блоках ее основания — Свекофеннийском и Украина-Воронежском, вышедшие на поверхность части которых образуют соответственно Балтийский и Украинский щиты в их современном территориальном и геологическом выражении. Геологически оба щита представляют собой сложную складчато-блоковую структуру, возникшую в процессе развития докембрийской геосинклинали. Путем "снятия метаморфизма" в истории геологического развития Украинского щита, по данным Я.Н. Белевцева (1967), установлены два цикла развития докембрийской геосинклинали — архейский и раннепротерозойский. Для архейского цикла (3000–2700 млн. лет), возможно близкого к саамскому, характерно преобладание вулканогенных образований и значительно меньшее участие терригенных накоплений. В раннепротерозойском (карельском) цикле (2700–1850 млн. лет), отличающемся меньшим по отношению к хемо- и терригенным осадкам развитием вулканогенных продуктов, широкое распространение свободного кислорода в атмосфере и гидросфере обусловило огромное накопление железистых отложений. По мнению ряда исследователей, большое влияние на концентрацию железа в докембрии оказала эффузивная деятельность, поскольку в условиях малой мощности силикатного слоя земной коры она могла предопределить накопление мощных толщ основных пород, богатых магнием и железом.

Наиболее древняя рудоносность Украинского и Балтийского щитов связана с архейским и раннепротерозойским (карельским) циклами складчатости и металлогении<sup>1</sup>.

Архейский цикл для обоих щитов характеризуется медно-железной специализацией рудогенеза в сочетании с менее распространёнными рудами никеля, кобальта, титана. Месторождения связаны в основном с вулканогенно-осадочными формациями, изменёнными динамотермальным метаморфизмом и ультраметаморфизмом разной интенсивности. Масштаб оруденения даже по типоморфным металлам обычно не выходит за пределы мелкого и среднего и в общем пока мало даёт для индивидуализированной характеристики архейской металлогении.

Раннепротерозойский цикл в пределах Украинского щита отличался особенно широким развитием железорудных месторождений, определивших геохимический профиль цикла. Огромные массы железа концентрировались в железистых силикатах и окислах железа джеспилитовых и вулканогенно-осадочных формаций ранних стадий цикла. Из них в средние стадии его благодаря процессам метаморфизма образовались богатые залежи железных руд. В осадках, содержащих железистые силикаты, накапливались также титан, кобальт, хром, медь, никель, цирконий, часть которых при последующем метаморфизме либо вошла в состав породообразующих минералов метаморфических пород, либо образовала в результате метаморфической дифференциации эпигенетические скопления в благоприятных структурно-тектонических условиях. Осадочные концентрации платины, золота, графита и частично меди литологически подчинены песчано-конгломератовым и вулканогенным формациям ранних и средних стадий цикла. Коренные рудопроявления редких металлов связаны, по-видимому, главным образом с гидротермальными процессами.

Железистые кварциты и джеспилиты Украинского щита, по данным Я.Н. Белевцева (1967), располагаются в нижнепротерозойских синклинориях, сложенных породами зеленосланцевой стадии метаморфизма, пластами среди кристаллических сланцев разного состава с менее развитыми вулканитами Криворожского бассейна, Кременчугского и Малобелозерского районов. Реже железистые кварциты и джеспилиты залегают среди пород амфиболитовой и гранулитовой стадий. При развитии процессов гранитизации порода вследствие выноса в основном рудных компонентов разубоживается и превращается в безрудные мигматиты и граниты (Брусилowo-Одесский, Орехово-Павлоградский и другие районы).

Нижнепротерозойские синклинории с железистыми кварцитами и джеспилитами характеризуются субмеридиональным простиранием на Украинском щите и северо-западным на Воронежском массиве по бортам Курско-Днепровского геантиклинального поднятия. Наиболее продуктивны по содержанию железных руд образования ранних стадий геосин-

<sup>1</sup> Выделение складчатостей представляется предметом постоянных дискуссий, поэтому принимаемые здесь названия тектонических циклов имеют в значительной мере условный характер.

клинального развития, причем в миогеосинклинальных зонах железистые кварциты образуются в сланцево-железисто-кремнистой формации (Кривой Рог, Курская магнитная аномалия) и в карбонатно-терригенной формации (Западно-Ингулецкий район Кривого Рога); в эвгеосинклинальных зонах они относятся к спилито-кератофировой (Среднее Приднепровье) и лептитовой формациям. В миогеосинклинальных зонах отмечается значительно более интенсивное железнакопление, чем в эвгеосинклинальных. Рудопроявления золота, меди, хрома, платины и некоторых редких элементов приурочиваются к конгломератам, залегающим в основании разрезов нижнепротерозойских синклиналий. Повышенные концентрации сульфидных руд типа печенгских на Кольском полуострове встречаются в складчато-трещинных зонах среди эффузивно-осадочных пород.

Докембрийские первично-осадочные и первично-вулканогенно-осадочные месторождения Украинского щита Я.Н. Белевцев (1967) разделяет на две группы – метаморфизованные и метаморфические. В образовании месторождений первой группы преобладали процессы перекристаллизации в пределах рудоносного горизонта без существенного выноса или перемещения рудного вещества. По мнению Белевцева, так образуются железистые роговики, джеспилиты, известные во многих геологически сходных районах мира, древние марганцерудные месторождения Индии, полиметаллические месторождения Австралии, рудоносные конгломераты и песчаники Канады, Бразилии, Южной Африки и др. Из первично-осадочных – это месторождения железных и марганцевых руд, золота, титана, платины; из первично-вулканогенно-осадочных – месторождения меди, никеля, кобальта. Месторождения второй группы образуются путем метаморфизма вулканогенно-осадочных толщ, связанного с перекристаллизацией, а также в результате отделения и перемещения рудного вещества в пределах метаморфизируемой формации благодаря мобилизации полезных компонентов. Перемещенное рудное (полезное) вещество может концентрироваться и за пределами обогащенных им первично-вулканогенно-осадочных (материнских) горизонтов в трещинных зонах и в других, что обусловлено складчатостью тектонически ослабленных зон, благоприятных для переотложения. Метаморфическую группу месторождений составляют древнейшие месторождения железных руд, меди, никеля, кобальта, полиметаллов – элементов, характерных для первичных осадочных и вулканогенно-осадочных пород архея-нижнего протерозоя. Следует отметить, что по мере усиления метаморфических процессов и повышения роли дифференциации вещества рудный материал отгоняется на все большее расстояние от родоначальных осадочных толщ и приобретает все более наложенный эпигенетический характер залегания. В результате дифференцированных перемещений могут возникнуть жильные и прожилковые титаномагнетитовые, редкометалльные, медно-никелевые и другие рудные концентрации, известные у нас в пределах Балтийского и Украинского щитов и Курской магнитной аномалии, а за рубежом – в Аньшаньском районе КНР, в Сингбумском районе Индии.

Вообще же в развитии пород древнего фундамента и содержащихся в них полезных ископаемых весьма большую роль играют метаморфические процессы, влияющие на мобилизацию рудных компонентов, размещение, минеральный состав и морфологию их месторождений. Исключительное значение метаморфогенного фактора в докембрийском рудообразовании следует связывать не с интрузивным магматизмом, а скорее всего с особым тепловым режимом земной коры в досреднепротерозойские этапы ее образования, характеризовавшиеся меньшей мощностью консолидированных оболочек. "Главная роль в преобразовании геосинклинальных формаций докембрия придается не магматической деятельности, а ультраметаморфизму и гранитизации, имевших в этот период исключительное развитие благодаря резко повышенному значению геотермического градиента" (Белевцев, Прусс, 1964, стр. 57).

Помимо метаморфизованных и метаморфических руд важное промышленное значение в области развития пород кристаллического фундамента имеют месторождения остаточных железных руд. Здесь же известны и остаточные концентрации марганцевых, бокситовых, никелевых и других руд самого разного возраста.

Аналогичные формы синхронного рудного литогенеза отмечаются на Балтийском щите (Тектоника Европы, 1964, табл. 3). Здесь устанавливается последовательность породообразования (снизу вверх): внизу — от основных вулканитов с базальными конгломератами к более кислым в ассоциации с метаморфизованными терригенными и эффузивно-терригенными формациями, сверху — от вулканитов разного состава в комплексе с глинистыми и карбонатными формациями к вулканитам основного и среднего состава с глинистыми, углистыми (шунгитовыми), карбонатными и кваршесчанистыми формациями.

Основной геохимический профиль раннепротерозойского оруденения на территории Балтийского щита в области Карелии, как и в пределах Украинского щита, определяется широким распространением железорудных месторождений и проявлений, причем в Карелии роль медно-никелевого оруденения более значительна. Железорудные месторождения свойственны специфически докембрийским железисто-кварцитовым или джеспилитовым толщам первой, доорогенной половины геосинклинального цикла и в меньшей степени — более поздним терригенным формациям.

В нижнепротерозойских осадочных и вулканогенно-осадочных комплексах, развитых на Балтийском щите в области Карелии, В.М. Чернов (1966) выделяет два ряда вулканогенных формаций — лептитовый и кератофиро-спилитовый, с которыми генетически связаны многочисленные месторождения железистых кварцитов, а с кератофиро-спилитовыми — также месторождения колчедановых руд. Стратиграфически формации обоих рядов эквивалентны, пространственно же формации лептитового ряда тяготеют к Западно-Карельской структурной подзоне карелид, относимых к гимольской серии, а формации кератофиро-спилитового ряда — к Восточно-Карельской подзоне, где развиты парандовская и другие серии, синхронные с гимольской.

В лептитовом ряду различаются две железисто-кремнистые формации — терригенно-вулканическая и вулканическая (лептитовая). В сос-

таве первой наряду с вулканическими и железисто-кремнистыми породами широко развиты метаморфизованные терригенные отложения. В составе второй частые залежи магнетитовых кварцитов, обычно небольшой мощности, чередуются со слоями кислых туфовулканических пород, образуя верхние члены седиментационных ритмов и циклов.

Кератофиро-спилитовый ряд включает железисто-кремнистую и колчедановую формации. В колчедановых формациях, как и в железисто-кремнистых, главные составляющие — вулканические породы отновного состава; кислые туфы встречаются реже. Из первично-осадочных наиболее постоянные члены парагенезиса — графитовые пиритоносные кварц-биотитовые и кварц-серцитовые сланцы с колчедановыми залежами, близкие по составу к пиритоносным сланцам терригенно-вулканической формации лептитового ряда. От колчедановых залежей их отличает только меньший масштаб сульфидизации. Таким образом, намечается естественная связь, во-первых, между образованием колчеданов и наличием графитового вещества, вероятно, органического происхождения, во-вторых, между выделенными В.М. Черновым (1966) лептитовым и кератофиро-спилитовым рядами формаций.

Первично-осадочную (сингенетичную) природу колчеданов признает большинство исследователей; менее ясен вопрос о том, кому принадлежит ведущая роль в рудообразовании — вулканической или седиментационной деятельности. Ссылаясь на результаты исследований докембрия в Карелии, Австралии, на Канадском щите, где парагенезис пиритоносных графитовых сланцев, содержащих колчедановые залежи, с одной стороны, с железистыми кварцитами, с другой, — с вулканическими породами считается установленным, В.М. Чернов приходит к выводу, что пиритоносные сланцы и связанные с ними колчедановые залежи можно рассматривать "как сульфидную фацию железистых пород, образовавшуюся при вулканическом процессе в условиях восстановительной среды. Поэтому вопрос о генезисе серноколчеданного оруденения в докембрии Карелии, вероятно, решается в пользу вулканического процесса" (Чернов, 1966, стр. 110).

Аналогичную точку зрения на природу основных полезных ископаемых и сопутствующих им рудных элементов поддерживают украинские геологи (Белевцев, Прусс, 1964 и др.). Принимая во внимание это единство мнений на происхождение железных и колчеданных руд, а также установившуюся номенклатуру формаций по "Атласу литолого-палеогеографических и палеотектонических карт Русской платформы", следует, по-видимому, относить эти руды к группе вулканогенных формаций, главным образом ранних этапов геосинклиналичного развития, выделяя в ней рудоносные формации спилит-кератофировую, вулканогенную порфировую, смешанную вулканогенно-осадочную и, вероятно, в той или иной части подчиненную им джеспилитовую (возможный аналог отдаленных кремнистых формаций Н.С. Шатского). Особенно характерно развитие хемогенной джеспилитовой формации, неизвестной в послекембрийских геосинклиналях. С нею в некоторых зарубежных месторождениях связаны крупнейшие скопления марганцевых руд.

Железородные месторождения генетически тяготеют к породам джеспитовой формации, медные, никелевые и кобальтовые месторождения и рудопроявления — к вулканогенно-осадочным формациям, причем у последних, т.е. колчеданных руд, обнаруживается также соподчиненность с зонами развития углисто-терригенных пород, способствующих сульфидизации тяжелых металлов. Это формационное разделение руд различных металлов несомненно проявляется в зональном размещении их в геосинклинальной области. Представляется вероятным, что отмеченное В.М. Черновым распределение железородных залежей в Западно-Карельской подзоне и железородных с колчеданными залежей в Восточно-Карельской подзоне объясняется приуроченностью первых к внешним зонам геосинклинальной области, а последних — к внутренним, более богатым эффузивами (Шатский, 1946, стр. 29). Возможно, что в металлогеническом характере обеих подзон сказалось и большее обогащение органическим материалом пород Восточной подзоны.

Из приведенных описаний отчетливо выясняется большое сходство геологического строения и металлогении Балтийского и Украинского щитов, а также Воронежского массива, несмотря на разделяющее их пространство в несколько тысяч километров. Это позволяет заключить, что геоструктурные регионы относятся в основном к одному архейскому — нижнепротерозойскому складчатому поясу, отличавшемуся высокой выдержанностью геологической и металлогенической специализации. Сказанное подтверждается ныне достаточно обильными данными геофизических исследований и глубокого бурения. Небольшие различия в металлогении Балтийского и Украинского щитов касаются лишь некоторых показателей распространения и морфологии накоплений, общих для обоих регионов полезных ископаемых. Различия объясняются, по-видимому, большей приподнятостью Балтийского щита по сравнению с Украинским, в связи с чем на современную поверхность выходят неправильной формы блоки архейских пород, игравшие роль срединных массивов. Они сильно осложняли условия залегания протерозойских пород, содержащих залежи полезных ископаемых.

К.Н. Трубина (1971, стр. 129) полагает, что на нижнедокембрийских массивах могли развиваться нижнедокембрийские коры выветривания: "... 1) древнейшая, железисто-марганцево-карбонатная с существенно сидеритовым и родохрозитовым оруденением на базальтах затвердевшей поверхности Земли и 2) более поздняя железисто-глиноземистая окисного и гидроокисного состава с гематит-магнетитовым и гиббсит-бемитовым оруденением на различных породах, обогащенных железом и глиноземом. Продукты выветривания карбонатного состава имеются в железородной формации КМА и Кривого Рога в виде различных сидеритовых роговиков с анкеритом и сидерит-магнетитовых первичных руд. Глиноземистые продукты выветривания в виде силлиманитовых, магнетитовых, гематитовых и кианитовых, андалузитовых и корундовых сланцев с отдельными концентрациями корунда и других минералов широко распространены среди древних отложений".

Оставляя правильность этих предположений до последующих проверок на более широком фактическом материале, отметим их соответст-

вие с закономерностью появления к началу среднего докембрия максимальных концентраций железа под влиянием окислительного воздействия кислорода атмосферы, приведшего к переходу значительных масс железа из закисного состояния в окисное. Одновременно во все возрастающих масштабах формировались и накопления глинозема в условиях изменившейся обстановки химического выветривания (особенно активного со среднего докембрия).

Постоянство геологического строения и металлогении Украинского и Балтийского щитов дает основание полагать, что свойственные ему геологические и рудогенные особенности повторяются и на всем разделяющем их громадном пространстве Русской платформы под чехлом осадочных и вулканогенно-осадочных пород мощностью до нескольких тысяч метров.

Осадочные и вулканогенно-осадочные формации известны на Урале, где с раннего докембрия начала развиваться сложнейшая полициклическая геосинклиальная система субмеридионального простирания. И если мысленно снять с Урала тысячеметровые толщи последокембрийских образований, то, вероятно, можно увидеть картину, близкую к описанной для Украинского и Балтийского щитов не только по составу, но и по условиям залегания слагающих геосинклиальных образований.

Одной из древнейших рудоносных толщ на Урале является тараташская серия возрастом более 2000 млн. лет. В ее составе участвует железисто-кремнистая формация, вполне аналогичная соответствующим образованиям Украинского, Балтийского, Анабарского и других щитов. Рудоносность формации определяется мощным развитием вулканогенно-осадочных процессов, производные которых впоследствии подверглись метаморфизму и ультраметаморфизму, характерным для нижних (корневых) частей геосинклинали.

Интересно отметить, что между Уральской геосинклиалью и геосинклиальями Балтийского и Украинского щитов обнаруживается большое сходство в геологическом строении, составе, метаморфизме слагающих их архейских-нижнепротерозойских пород с содержащимися в них полезными ископаемыми. Начиная со среднего протерозоя, геологическое развитие Урала — с одной стороны, Балтийского и Украинского щитов — с другой, пошло в резко различных направлениях. Урал вступил на путь полициклического геосинклиального развития, Балтийский и Украинский щиты — четко выраженного платформенного развития. Однако и в той и в другой области полностью сохранилась преобладающая сидерофильная линия металлогенического развития.

Возможно, в раннем протерозое на Урале также накапливались медные руды в тех же вулканогенно-осадочных породах. Однако известные крупнейшие колчеданные месторождения начали формироваться здесь несколько позже (ордовик? силур), в результате вулканогенно-осадочных процессов каледонского металлогенического цикла, а также, по мнению большинства геологов, в связи с накоплением спилит-кератофировой формации доскладчатых стадий развития подвижной зоны.

Морфологическое развитие той или иной части колчеданных месторождений могло происходить аналогично описанному для Украинского и

Балтийского щитов, т.е. путем динамотермального метаморфизма в складчатых областях и накопления руд, обособленных в процессе метаморфической дифференциации, в тектонически ослабленных или "теневых" зонах. С этим вполне согласуются пластообразное залегание колчеданных тел и независимость их формирования от воздействия интрузивных пород.

Итак, досреднепротерозойскими профилирующими металлами Русской платформы и Уральской геосинклинали служили железо и в значительно меньшей степени — медь в осадочных и вулканогенно-осадочных метаморфических месторождениях. Постоянными спутниками железа были хром, ванадий, титан, цирконий, магний, спутниками меди — никель, кобальт и, менее, цинк и свинец. Несколько обособленно и в ограниченном масштабе проявились осадочно-метаморфические древние россыпи золота и платины.

Перечисленные полезные ископаемые свидетельствуют о резко преобладающем значении среди них сидерофильных элементов, а из халькофилов главным образом меди — элемента, как и золото, очень близкого к сидерофилам и нередко ассоциирующего с платиноидами и железом, т.е. тоже с сидерофильными элементами. Это — первая характерная особенность раннедокембрийских геосинклиналей. Интересно, что комплекс свойственных данному горизонту полезных ископаемых вполне соответствует вещественному составу и формационной принадлежности раннедокембрийских геосинклинальных пород, представленных обычно эффузивными производными основной магмы, подвергшимися в той или иной степени метаморфизму. Широкое распространение основных и ультраосновных пород послужило позднее благоприятной основой для формирования в осадочном чехле платформы месторождений марганцевых (?), бокситовых руд, титан-циркониевых россыпей (иногда содержащих алмазы). Производные кислого магматизма в составе древнейших пород фундамента гораздо менее характерны. Они начинают явно преобладать с конца раннего докембрия, когда состав интрузий стал определяться главным образом составом вмещающих пород (Тугаринов, Войткевич, 1970, стр. 392).

Резко повышенное количество сидерофилов и халькофилов среди рудных полезных ископаемых раннего докембрия отнюдь не следствие глубокой эродированности соответствующих формаций, уничтожившей почти все запасы таких литофильных металлов, как олово, вольфрам, молибден и др. Ведь "... среди достаточно древних образований ряда щитов сохранились участки слабо метаморфизованных пород с апикальными частями интрузий, рудные проявления в которых, тем не менее, полностью отсутствуют" (там же, стр. 396).

Из нерудных полезных ископаемых особо следует подчеркнуть весьма широкое, по мнению А.В. Сидоренко, развитие органического углерода в докембрийских образованиях, превращенного в силу глубокого метаморфизма в антракосолит и графит в графитсодержащих сланцах, обильно проявившихся со среднего докембрия — нижнего протерозоя (там же, стр. 383). Кстати, именно с развитием органической жизни на Земле, возможно, и связано несколько более позднее по сравнению

с сидерофилами распространение халькофильных элементов. Дальнейшее рудообразование в чехле осадочных пород платформы полностью определяется концентрацией именно сидеро- и халькофильных металлов с участием или без участия эндогенных процессов.

Другая отличительная особенность раннедокембрийских геосинклиналей — обилие крупных разломов, разделяющих или срезающих отдельные серии пород в сочетании со сбросами и надвигами. Большая часть разломов в прошлом служила выводными каналами для продуктов как эффузивной, так и интрузивной деятельности главным образом основного и ультраосновного состава. Аллохтонные граниты с характерными для них интрузивными контактами очень мало распространены по сравнению с мигматитами и представлены чаще всего мелкими жилами и небольшими массивами (Стрыгин, 1964, стр. 33).

Третья особенность досреднепротерозойских геосинклиналей — широкое распространение наряду с метаморфизованными и метаморфическими месторождений. Заключенные в них полезные элементы вулканогенно-осадочного происхождения в той или иной степени потеряли связь с материнскими породами и, подчиняясь условиям метаморфической дифференциации, образовали обособленные скопления в благоприятной структурно-тектонической обстановке, в соответствии с которой определялись специфические особенности минерального состава и залегания. В связи с этим многие описываемые концентрации полезных ископаемых осадочного или вулканогенно-осадочного происхождения приобретали чуждые осадочным месторождениям морфологические черты, по которым им нередко приписывают не свойственную им связь с интрузивными образованиями (Геологическое строение СССР, 1968, т. IV, стр. 26–29).

Четвертой характерной особенностью рассматриваемого этапа развития платформы является относительно слабая дифференцированность тектоно-магматических процессов, протекавших в геосинклинальных областях. В них не наблюдается такое структурно-формационное и магматическое расчленение во времени (этапное) и пространстве (зональное), какое легко устанавливается в последокембрийских геосинклиналях. Как уже отмечено, чрезвычайно слабо проявлялся интрузивный магматизм кислого состава, типичный для среднего этапа геосинклинального развития. Столь же слабо выделяется и соответствующая геосинклинальной дифференциации металлогеническая дифференциация. Наблюдаются неповторимое для последокембрийских времен сонахождение концентраций сидеро- и халькофильных элементов с литофилами (оловом, вольфрамом) в одних и тех же структурно-фациальных зонах, резко повышенная ассоциированность в одних и тех же рудах железа, марганца, магния, халькофилов и т.д. Весьма вероятно, что продолжение геосинклинального развития в зонах докембрийских геосинклиналей приводит к формированию геосинклиналей фемического (уральского) типа в отличие от силлического (колымского), развивающегося за пределами докембрийских геосинклиналей.

Изложенное свидетельствует о том, что уже на древнейших ступенях рудогенетического развития планеты сначала образовывались первично-

осадочные или первично-вулканогенно-осадочные руды и именно тех полезных ископаемых, которые позднее под влиянием эндогенных процессов давали начало разным эпигенетическим концентрациям, представлявшим по своей природе регенерированные или воспроизведенные месторождения. Многочисленные примеры этого приводят А.И. Тугаринов и Г.В. Войткевич (1970, стр. 395-405).

Как уже указывалось, причины приведенной выше, необычной для позднейших времен геологии с мощно выраженной сидерофильной рудоносностью — скорее всего недостаточная еще мощность супраконтинентальных оболочек земной коры и высокий уровень геотермического градиента, характерный для того времени. Относительно малая мощность земной коры и связанное с ней широкое развитие разрывных дислокаций способствовали обильным излияниям эффузивов, богатых железом, магнием, алюминием. Эти же факторы поддерживали высокий уровень геотермического градиента и вместе с тем усиливали интенсивность метаморфических процессов, способствовавших наращиванию сиалического слоя кристаллического фундамента.

Закономерность развития рассмотренных геологических и металлогенических процессов в области Русской платформы в архее-нижнем протерозое прослеживается далеко за пределами Русской платформы. Аналогичная закономерность хорошо известна для Канадского, Южно-Африканского, Австралийского, Индийского, Бразильского щитов, дающих основную массу добычи сидеро- и халькофильных металлов осадочного происхождения. Разница между добываемыми на разных щитах полезными ископаемыми заключается лишь в количественных соотношениях между отдельными их видами, качественная же характеристика типов осадочных месторождений и рудопроявлений всегда одинакова.

## СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

На рубеже нижнего и среднего протерозоя подвижные области земной коры, распространявшиеся на большую часть европейской части Советского Союза, в основном, вероятно, консолидировались и вместе со средними глыбами архейских пород спаялись в единую платформенную структуру. Отдельные платформенные выступы образовали Балтийский и Украинский щиты с постоянным континентальным режимом, Волго-Камский свод и более мелкие массивы, испытывавшие преимущественно восходящие движения. Большая же часть областей архейской и протерозойской складчатости кристаллического фундамента, составляющая ложе осадочного чехла Русской платформы (плиты), оказалась погруженной под покровом посленижнепротерозойских отложений различной мощности.

Структура древнего фундамента еще продолжительное время контролировала формирование осадочного чехла платформы; при этом чем дальше заглядывать в глубь геологических времен, тем отчетливее выступает определяющая роль тектонических форм фундамента. "Карельский орогенез, захвативший огромные пространства будущей платформы,

оказал, несомненно, существенное влияние и на последующее развитие этой зоны" (Шатский, 1946, стр. 32, 33). Происхождение наиболее древних иотнийских образований вместе с геологически одновозрастной овручской серией, по-видимому, связано со структурами карелид между Свеккофеннийским массивом и Украинским щитом.

Осадки иотния, по всей вероятности, накапливались в среднем рифее или, что почти то же, в среднем протерозое (1500–1100 млн. лет). По Н.С. Шатскому, иотний, к которому, по-видимому, относится овручская серия, ближе всего подходит по составу и образованию к формациям типа old red, возникающим после орогенеза. Для них характерны отложения не столько краевых прогибов, сколько широких равнин, прилежащих к разрушаемым горам, а также межгорных прогибов.

Полезные ископаемые иотнийского времени, известные на Русской платформе, не имеют большого практического значения.

Региональное формирование осадочного чехла Русской платформы началось скорее всего с образования пород, стратиграфически эквивалентных каратауской серии верхнего рифея Урала, т.е. примерно 1000 млн. лет назад. Области сноса в этом цикле докембрия, как показано в "Атласе литолого-палеогеографических и палеотектонических карт Русской платформы" (1961), на платформе служили Балтийский щит на ее северо-западе, Украинско-Воронежский и Волго-Камский щиты на юге и юго-востоке. С Тимано-Печорской складчатой областью на северо-востоке был связан Предтиманский краевой прогиб, образовавшийся в это же время. Зоной осадконакопления являлся обширный мелководный внутриплатформенный бассейн восток-северо-восточного простирания с неравномерно углублявшимся дном. Глубокими западинами в нем были Предтиманский краевой и Пачелмский грабенообразный прогибы северо-западного простирания, параллельного тиманидам, и Крестцовский (Оршанско-Городокский) грабенообразный прогиб северо-восточного простирания вдоль окраины этого бассейна. Продукты разрушения платформы сносились также в окружающие ее геосинклинали. Отложения внутриплатформенного бассейна – кварцевые и аркозовые пески, глины, вулканический материал, а также прослой гравелитов и конгломератов принадлежат к группе терригенных формаций.

Пачелмскому и Крестцовскому прогибам (авлакогенам) свойственны специфические особенности: вытянутая асимметричная форма, большая мощность отложений, отвечающая высокой интенсивности погружения дна и, что для нас важно, развитие вулканической деятельности, связанной, очевидно, с разрывными нарушениями – показателями резких контрастных движений. Проявления преимущественно основного вулканизма заканчивались выделением диабазов, в том числе трапфов.

Для вулканизма рифейского времени характерно отсутствие заметных вулканических проявлений в примыкающих к платформе смежных прогибах, что напоминает трапфовый вулканизм пермского и триасового периодов на Сибирской платформе. Это обстоятельство, отмеченное Б.М. Келлером, хорошо увязывается с существующим мнением, что для Русской платформы наиболее благоприятным временем кимберлитообразования было рифейско-раннепалеозойское.

Сравнительно малое распространение конгломератов в позднем докембрии, отсутствие грубокатанных галек свидетельствуют о слабо расчлененном рельефе. Прогибы представляли собой в то время плоские котловины с нерезко выраженными возвышенностями — источниками главной массы обломочного материала. Позднее привнос терригенного вещества уменьшался до полного прекращения, и в мелководных бассейнах начиналось образование доломитов или глинистых сланцев, иногда обогащенных углестым веществом. Доломитовый состав карбонатов указывает скорее всего на жаркий и сухой климат — полупустынные и местами пустынные условия отложения. Распространенность аридного климата подтверждается также красноцветной окраской и преобладанием аркозовых песчаников. Страна представляла, по-видимому, обширную, более или менее холмистую равнину.

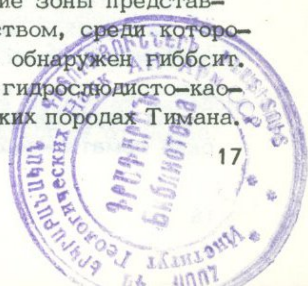
К концу байкальского геотектонического цикла Тиманская подвижная зона с Печорской впадиной причленилась к Русской платформе, утратив (в противоположность Уральской зоне) свой геосинклинальный характер.

Из полезных ископаемых позднего протерозоя в пределах Русской платформы следует отметить продукты коры выветривания. По данным Лаборатории осадочных полезных ископаемых, в позднем протерозое выделяются рифейская (слабо выраженная по Русской платформе) и вендская бокситоносные формации коры выветривания. Рифейская формация представлена слабометаморфизованными красноцветными терригенными породами, накопленными в глубоких впадинах типа авлакогенов под полесскими и другими одновозрастными с ними отложениями. Широкому распространению рифейских бокситовых руд, по-видимому, препятствовали в то время резкая контрастность рельефа и, возможно, аридность климата, затруднявшие образование лагеритных кор выветривания даже на таком благоприятном субстрате, как породы основного состава. Тем не менее делать отрицательное заключение о перспективах рифейских бокситоносных формаций на Русской платформе преждевременно.

Продукты разрушения кор выветривания рифейского времени сносились во внутренние моря Русской платформы, приуроченные, по-видимому, к ее центральному участку. Весьма вероятно, что здесь, в благоприятных условиях могли формироваться бокситовые руды, осадочные месторождения железа, титана, марганца, алмазов, полиметаллов — характерных элементов основных пород, а также фосфориты, известные в Подолии, гранаты, каустобиолиты в основном шунгитового типа.

На Украинском щите в корах выветривания известны накопления каолинов, графитов, хромитов, никеля, образование которых началось, возможно, в докембрии.

Вендские коры выветривания известны на больших площадях, чем рифейские и, главное, сохранились лучше. Их верхние зоны представлены железисто-гидрослюдисто-каолинитовым веществом, среди которого в ряде скважин на территории западных районов обнаружен гиббсит. Предположительно вендский возраст приписывается гидрослюдисто-каолинитовой с аллитами коре выветривания на рифейских породах Тимана.



Образование на Русской платформе кор выветривания способствовало в дальнейшем появлению в платформенных и геосинклинальных прогибах древних редкометалльно-титановых, золото- и алмазоносных россыпей. Они известны не только в рифейских терригенных формациях Урала, Тимана, но и в близких к ним по возрасту и составу породах Кольского полуострова.

Представляется, что в громадном промежутке между Южным Уралом и Кольским полуостровом имеются и иные осадочные породы с той или иной степенью концентрации упомянутых полезных ископаемых, которые могут либо стать непосредственными объектами эксплуатации, либо послужить промежуточным источником для образования вторичных месторождений при наступлении благоприятных условий. Именно к группе промежуточных, или вторичных, формаций с высокими, но еще не промышленными содержаниями относятся рифейские метаморфические породы Тимана. Развитие древних кор выветривания и перестроение их продуктов размыва привело в эпоху среднего девона к образованию крупной редкометалльно-титановой россыпи. Имеются данные и о наличии здесь девонских алмазоносных россыпей.

В течение, вероятно, большей части рифейского времени происходило однообразное чередование относительно медленных трансгрессий мелкого моря с востока в область депрессий Русской платформы и сравнительно быстро протекавших регрессий. Терригенный материал поступал главным образом с платформенных областей. Дополнительным источником сноса служили кордильеры Тимано-Уральской геосинклинали в периоды поднятий над поверхностью бассейновых вод. После отложения ашинской свиты (серии), возраст которой определяется в 579 млн. лет (Геология СССР, 1964, т. XIII, стр. 71), на Южном Урале наступил длительный этап континентального развития, продолжавшийся до ордовикского периода.

Осадочные полезные ископаемые рифея на Урале достаточно разнообразны и в общем сходны с таковыми на Русской платформе. Наибольшее практическое значение имеют рифейские железорудные месторождения бакальской и саткинской свит бурзянской серии. Тектонически железные руды описываемого района приурочены к окраинной части Уральской геосинклинали с весьма близким к платформенному режимом. После своего отложения и до раннего палеозоя они неоднократно подвергались складчатости субгеосинклинального или субплатформенного характера, возможно впервые намечая таким образом зональный характер геосинклинали, все более четко проявлявшийся в последокембрийское время.

Близки по времени и условиям образования к описанным железорудным месторождениям хорошо известные на Южном Урале месторождения магнезита карбонатной формации. Они развиты главным образом на Башкирском антиклинории и приурочиваются в основном к породам саткинской серии. Наиболее крупное магнезитовое месторождение Саткинское хорошо изучено; ему посвящена обширная литература.

На территории Южного Урала известны рифейские прибрежно-морские гематит-редкоматалльно-титановые россыпи, образующие здесь

Башкирскую титаноносную металлогеническую зону с несколькими подзонами. Литологически — это обогащенные рудным материалом прослои, приуроченные к аркозовым песчаникам айской и зильмердакской свит.

Суммируя данные по рифейско-вендскому осадочному рудообразованию на Русской платформе, можно наметить следующие основные положения.

1. Тектоно-магматическую деятельность карельского цикла (скорее — мегацикла) сменил длительный и достаточно спокойный (рифейский) тектонический режим, возможно представлявший некоторую конечную фазу карельского цикла. Образовались крупные континентальные массивы, из которых Балтийский и Украинский послужили зародышем современных щитов.

2. С появлением более или менее постоянных крупных участков суши в рифее началось развитие формаций кор выветривания. Однако процессы выветривания, вероятно, были скорее продолжительными, чем интенсивными. Об этом можно судить по отсутствию известных нам крупных концентраций осадочных полезных ископаемых, которые можно было бы связывать с корами выветривания.

3. Среди полезных ископаемых решительно преобладают сидерофильные элементы, источником которых служат образования подвергшегося размыву фундамента дорифейской платформы. Проявления литофильных металлов, несмотря на широкое развитие гранитов, крайне ограничены и нигде не достигают промышленного значения.

4. Развитие в рифейско-вендское время на платформе бокситовых рудопроявлений — следствие скорее всего большого участия в ее строении основных или фемических пород, с которыми связаны и сидерофильные элементы.

## ФАНЕРОЗОЙ

С кембрийского периода Русская платформа испытывала длительные деформации собственно платформенного типа, имевшие существенное значение для развития различных, в том числе металлогенических черт, собственных осадочному чехлу. Для изучения этих деформаций лучше всего, пользуясь методом М. Бертрана и Н.С. Шатского, рассматривать деформации по основным поверхностям денудации, отвечающим по времени геократическому режиму или завершению геотектонического цикла развития платформы. Помимо предкембрийского пенеплена, показывающего строение складчатого основания, Н.С. Шатский (1946, стр. 34) выделяет для Русской платформы следующие поверхности выравнивания: 1) предсреднедевонскую — конец раннего палеозоя (послекаледонской складчатости); 2) предюрскую — послетриаслевую денудацию (послегерцинской складчатости); 3) предмиоценовую и 4) плиоценовую, отражающие деформации платформы во время альпийской складчатости.

Предсреднедевонская поверхность выравнивания выявляет каледонскую структуру и ее осадочное заполнение на платформе от пород

балтийской серии до нижнего девона включительно. Палеотектоническое развитие платформы в течение каледонского цикла характеризуется резким прогибанием ее центральной части, где уже в докембрии началось образование Московской синеклизы. К югу от нее в результате сочленения Украинско-Воронежского и Волго-Камского поднятий образовался единый Сарматский массив, в который вошла основная часть Урала (История геологического развития Русской платформы..., 1964, стр. 28). На севере простирался Балтийский щит. Погружение его южного склона предопределило заливообразную трансгрессию во внутренние части Русской платформы из области каледонской геосинклинали.

Примечательная особенность конфигурации внутреннего бассейна Русской платформы — его почти широтное простирание, резко отличающееся от соответствующих структурных линий в позднекембрийском этапе развития с характерными для него грабенообразными прогибами северо-западного и северо-восточного простираний. С крупной тектонической перестройкой платформы в начале каледонского цикла связано широкое распространение различных проявлений базальтового магматизма.

В кембрии в Московской синеклизе отлагались осадки песчано-глинистой формации с преобладанием на востоке глинистых, на западе — песчаных пород. Им соответствовало по времени образование в окружающих платформу каледонских геосинклиналях пород аспидной и флишевой формаций с менее распространенными вулканогенными и карбонатными породами.

Ордовикские платформенные осадки в течение трансгрессий сильно обогащались карбонатным веществом. К западу в геосинклинальных областях платформы они переходили в породы карбонатных формаций или черные сланцы. В позднем ордовике море начало отступать к западным бассейнам в связи с общим погружением западного и поднятием восточного (Предуральского) краев платформы. Регрессия, продолжавшаяся до эйфельского века, характеризовалась медленным темпом развития и протекала, вероятно, на фоне ритмических колебательных движений переменного знака. Судя по изменению состава и сложения пород, выполнявших в ордовике и силуре Московскую синеклизу, окружающие ее области питания представляли собой поверхность высокой и все возрастающей степени пенепленизации.

Во время каледонского орогенеза на преобладающей части Русской платформы безраздельно господствовал жаркий и засушливый (но не сухой) климат, в общем мало благоприятный для широкого развития кор выветривания. Однако на Воронежской антеклизе и Тиманском кряже известны донижнекаменноугольные бокситы. Свободный глинозем в бокситах представлен гидраргиллитом. Здесь же в коре выветривания могли концентрироваться и частично уже установлены практически интересные проявления силикатного никеля, цеолитов.

От начала палеозоя до девона крупные промышленные россыпи из-за слабого развития кор выветривания, по-видимому, не образовывались. В то же время обстановка равнинного рельефа и чередование сравнительно небольших трансгрессий и регрессий на отдельных территориях платформы могли создавать условия для многократных пере-

мывов мелководных песчано-кварцевых формаций. Перемывы же, возможно, приводили в той или иной мере к накоплению в этих формациях таких россыпных полезных ископаемых, как циркон, ильменит, рутил и в благоприятных случаях — золото и алмазы.

Более глубинный щелочно-ультраосновной (кимберлитовый) магматизм в данных условиях мог проявляться по западной и северо-западной окраинам Украинского щита, а также в Московской синеклизе — Оршанском и Пачелмском прогибах. Кстати, следует напомнить, что по западной окраине Украинского щита в зонах рифейских разломов и распространения эруптивных брекчий с обломками серпентинизированных пород по северо-западному склону этого щита уже сейчас известны районы находок алмазов. На западной окраине платформы в прибрежно-морской зоне Московской синеклизы в пределах широкой полосы развиты глинистые осадки, местами сильно битуминозные, — кукерситы. Глинистые черные сланцы всегда представляют интерес в отношении содержания в них цветных (халькофильных) металлов, обусловленного развитием восстановительной обстановки. Так, в битуминозных сланцах среднего ордовика встречены жильные выполнения трещин, состоящие из кварцевых зерен, сцементированных пиритом, галенитом, сфалеритом и другими сульфидами. Сульфиды насыщают также значительные участки всей толщи сланцев, что позволяет относить это оруденение к осадочному образованию, возможно типа мансфельдских медистых сланцев. В сульфидах установлено присутствие золота, серебра, мышьяка. Медное и полиметаллическое оруденение в осадочных породах от кембрия до силура зафиксировано во многих участках склона Балтийского щита, причем наиболее значительные рудопроявления известны в пределах Эстонской ССР, отчасти в Ленинградской области и Латвийской ССР. Здесь же, в упомянутой Московской синеклизе, известны и нижнеордовикские фосфоритоносные пески органогенно-терригенной формации с первично-фосфатными створками брахиопод.

С породами осадочно-вулканогенной формации нижнего палеозоя связаны заслуживающие поисковых исследований проявления ртути на Среднем и Северном Урале и в Приуралье, особенно в Нырбском, Северо-Колчимском, Усьвинском и Кусье-Александровском районах.

Известный интерес представляют нижнедевонские медистые песчаники Приднестровья. Они приурочены к серым кварцитовидным песчаникам, содержащим углистые пропластки мелко- и тонкозернистых пород, с которыми и связано медное оруденение с редкоземельной минерализацией.

Таким образом, каледонский цикл на платформе отличался сравнительной бедностью рудогенеза в отношении как многообразия полезных ископаемых, так и количественного их проявления. Причинами этого были, во-первых, преобладание засушливого климата, во-вторых, господство геократического режима с относительно слабым развитием гидрографической сети. Отсюда относительное преобладание в осадочных породах концентраций цветных металлов, т.е. полезных ископаемых, характерных для конечных этапов геотектонических циклов и аридного климата.

При некотором минимуме благоприятных условий все же в течение данного цикла могли образоваться достаточно продуктивные коры выветривания с развитием никелевых руд, известных на основных и ультраосновных породах Украинского щита. Большинству из них обычно приписывают мезозойский и кайнозойский возраст, однако формирование хотя бы части таких руд могло начаться и гораздо раньше. Имеются данные о наличии силикатно-никелевых руд и в пределах Воронежской антеклизы. К этой же группе платформенных процессов минерализации могут относиться и проявления алмазоносности.

В каледонском цикле основой образования на платформе осадочных полезных ископаемых служил комплекс сидеро- и халькофильных элементов, характерных для кристаллических пород фундамента при денудации выступов этих пород. Засушливость климата предопределяла явную недостаточность развития таких сидерофилов, как железо, марганец, создавая относительный перевес халькофильной части полезных ископаемых. Можно добавить, что по тем же причинам здесь явно перспективны поиски различных солей, брома, флюорита.

Предюрская поверхность выравнивания соответствует второму большому перерыву в осадконакоплении на Русской платформе, охватывавшему время от триаса (завершение герцинской складчатости) до средней юры. Геологическая карта послелейасовой поверхности выравнивания дает ясное представление о структурных изменениях, происшедших в течение герцинского тектоно-магматического цикла.

В качестве главного элемента Русской платформы в герцинском цикле выступает, по Н.С. Шатскому, Московская синеклиза. Ее образование происходило уже в раннем палеозое, а в среднем и позднем она занимала в несколько отличной оконтуровке около половины всей территории платформы. На западе Московская синеклиза через поперечный перегиб в восточной части Эстонии связана с Латвийской синеклизой, унаследовавшей свое положение от восточной части Балтийского прогиба каледонского заложения. Латвийская синеклиза прослеживается по выходам под четвертичными отложениями полосы нижнепалеозойских пород р. Даугава, а в бассейне р. Вилия, у Немана — красочетных песчаников среднего (в крыльях) и верхнего (в осевой части прогиба) девона. Девонские отложения несколько смещаются к югу относительно пород, слагающих широтную часть Балтийского прогиба. Последний в южном направлении смыкается со Львовским и Припятским прогибами, окаймляя Белорусский массив и северо-западный выступ Украинского щита и соединяясь на западе с Польско-Германской мульдой.

К началу герцинского цикла относится интенсивное развитие Донецкого прогиба в общей структуре Украинского щита, Белорусского и Воронежского массивов. Однако положение Донецкого прогиба предопределялось тектоническими нарушениями еще докембрийского времени, если судить по данным глубокого бурения, выявившего в днище прогиба гранитные интрузии. Прогиб распространялся к северо-западу и западу, в область Львовского и Припятского прогибов. К востоку он прослеживается далеко в Заволжье, в сторону Эмбинского района под

мощным покровом более молодых отложений Прикаспийской синеклизы. Последняя представляет, по-видимому, тектонически особенно ослабленное место сочленения Донецкого прогиба с Предуральским краевым прогибом.

На северо-восточном краю платформы, в месте сопряжения Тимана с Уралом, в герцинском цикле возникла и развивалась Печорская синеклиза с очень полным стратиграфическим разрезом палеозоя. Печорская синеклиза на севере и Прикаспийская впадина на юге соединялись от Пай-Хоя до Мугоджар сплошной лентой краевого прогиба. Предуральский прогиб представлял серию более или менее глубоких и компенсированных впадин, разделенных поперечными поднятиями.

Весьма возможно (Шатский, 1946, стр. 51), что глубокий краевой угленосный прогиб существовал также у западных окраин платформы, перед герцинским Польским Среднегорьем. При этом следует учесть некоторое, равное от половины до целого периода, опережение во времени завершающего этапа развития собственно герцинской зоны на западе относительно уральской на востоке (там же, стр. 41).

Развитие названных депрессий предопределило распад огромной до-среднедевонской Сарматской суши на такие положительные геоструктуры первого порядка, как Украинский щит, Белорусская и Воронежская антеклизы. Перестройка платформы, естественно, сопровождалась разрывными нарушениями, к которым приурочивалась интрузивная и главным образом вулканическая деятельность в начале герцинского цикла. Особенно интенсивными и продолжительными были разрывы и дифференциальные движения по уральской окраине платформы, где образовался ряд структурных элементов второго и более высоких порядков (своды, валы, впадины и т.д.).

Наиболее крупной положительной структурой в герцинском тектоническом цикле являлся Балтийский щит с причлененной к нему в конце каледонского цикла Скандинавской горной страной, продолжавшей испытывать очень сильные деформации. После каледонского цикла они создали здесь сравнительно расчлененный рельеф поверхности, откуда сносилась масса грубообломочного материала, отлагавшаяся в области северных склонов Московской и Латвийской синеклиз. Особенно значительными были скопления грубозернистых пород терригенных формаций по северному крылу Московской синеклизы.

Южнее располагалась другая крупная структура — Белорусский массив, служивший источником питания главным образом для западных акваторий Московской синеклизы, где отлагались терригенные формации пород преимущественно алевроитовой размерности, переходившие кверху в породы карбонатных и соленосных формаций. К юго-востоку Белорусский массив через мелкую седловину переходит в Воронежскую антеклизу, отделяющую Московскую синеклизу от Донецкого прогиба. Размыв Воронежской антеклизы доставлял сравнительно немного обломочного материала в окружающие водоемы, о чем свидетельствует накопление в них главным образом карбонатных и соленосных формаций.

Н.С. Шатский допускал, что в герцинском цикле Украинский щит простирался по южной окраине платформы вплоть до Ставропольского

плато. На севере Украинский щит через перешеек Припятского прогиба соединяется с Белорусским массивом. С северо-западной, северной и северо-восточной сторон он оконтуривается большими разломами, по которым в герцинском цикле, как и по бортам Воронежской антеклизы, неоднократно поступали массы вулканического и интрузивного материала.

Расчлененность поверхности Украинского щита в герцинском цикле представляется значительной и постоянной. С нею связано поступление в окружающие водоемы больших масс терригенного материала, частично перемежавшегося с вулканогенным и хемогенным. Постоянство поступления этого материала с Украинского щита обусловлено, очевидно, тем, что общий средний фон колебательных движений имел здесь положительный характер.

На востоке платформы существовал ряд тектонических структур разного порядка, служивших областями то размыва и сноса, то осадко-накопления. Наиболее крупное из них — герцинское поднятие Тимана, разбитое на ряд блоков неравномерными и одновременными подвижками.

Из сказанного намечается ряд специфических черт, отличающих тектонику Русской платформы герцинского цикла от особенностей, характерных для каледонского цикла. Главное отличие состоит в том, что на протяжении древнего палеозоя суша Русской платформы слагалась в основном породами фундамента, служившими коренным источником питания для окружающих ее геосинклиналей и внутренних морей. В герцинском цикле положение изменилось. На самой платформе все в большей степени начали размываться не породы фундамента, о которых говорилось выше, а продукты их разрушения и переотложения.

К концу герцинского цикла в огромную, сильно пониженную область Русской платформы, частично уже покрытую чехлом осадочных пород, стал притекать терригенный материал с воздымавшихся складчатых цепей Урала и других современных ему горных сооружений. Широкое развитие получили структуры краевых прогибов со свойственными им формациями зон, переходных между геосинклиналями и платформами. Таким образом, в осадочный чехол Русской платформы начали поступать в крупных и все возрастающих объемах аллохтонный терригенный материал и связанные с ним полезные ископаемые. Совершенно естественно, что этот материал, зарождаясь в поднимавшихся горных сооружениях, постепенно, в результате перемылов и переотложений, перемещался от геосинклинальных зон в краевые прогибы и далее в центральные части платформы, образуя платформенную зональность.

Климат в течение герцинского цикла не был постоянным. В первой половине цикла (девон, карбон) он отличался скорее гумидным характером, тропической или субтропической температурой, обеспечивающими широкое развитие угленосных, боксито-, железо-, марганценосных формаций, а также древних россыпей алмазов, благородных металлов и редкометалльно-титановых минералов.

Во вторую половину цикла (пермь, триас) климат был жарким, но сухим, что отразилось в господстве среди осадочных отложений солевых и сульфидоносных формаций, наблюдаемых в самых различных районах платформы.

Для всего герцинского цикла характерно обилие карбонатно-известковистых, доломитовых и смешанных, терригенно-карбонатных формаций. Разумеется, все изложенное о климатической обстановке в герцинском цикле имеет характер общего фона, на котором выделяются те или иные отступления, впрочем не имеющие принципиального значения.

Начало герцинского цикла характеризовалось широким проявлением вулканизма на Урале. На платформе вулканическая деятельность в значительных масштабах начала развиваться несколько позже — в живетское время, причем вначале только в Ухтинском районе на Тимане и близ юго-западной границы Татарии, затем, в раннефранское время, — на Воронежской антеклизе и в районе Доно-Медведицких дислокаций и т.д. Таким образом, намечается определенная последовательность в пространственном распространении тектоно-вулканических процессов, с которым связана зональная смена геологических и минералогических обстановок в направлении от геосинклинали к центральным частям платформы. В раннем карбоне вулканическая деятельность известна только в геосинклинальных областях, причем на Урале — в постепенно ослабевающем темпе развития.

В верхнем девоне на востоке платформы и на западном склоне Урала получили широкое развитие глубоководные илистые и известковистые осадки, известные под названием доманиковых, аналогичных кукурситам по времени проявления в геотектоническом цикле и основному составу. В начале карбона такие же осадки в течение короткого времени отлагались в Московской синеклизе.

Забегая несколько вперед, отметим, что битуминозные сланцы, по положению в геотектонических структурах и основному составу подобные кукурситам и доманиковым породам, наблюдаются на востоке платформы и в поздней юре.

Режим мелководных морских бассейнов, в которых происходило накопление девонских терригенных осадков, в общем был особенно благоприятен для кластогенной рудоносности в северо-восточной части Русской платформы. Здесь в это время господствовал тропический климат, происходили заметные тектонические движения и связанное с ними образование поднятий, поставивших в трансгрессирующие бассейны достаточное количество обломочного материала. С этим согласуется широкое, но еще недостаточно изученное распространение на Тимане среднедевонских редкометалльно-титан-золото- и, возможно, алмазоносных осадочных отложений.

В связи с крупными тектоническими движениями в Уральской геосинклинали в среднедевонское время на Тимане и в других, главным образом окраинных частях платформы, получили широкое распространение расколы и разломы земной коры. Они обусловили возникновение или дальнейшее развитие грабенообразных прогибов, с которыми связаны омоложение рельефа, усиленное накопление терригенных осадков в конечных бассейнах и проявление вулканизма, более напряженного, чем в каледонском и альпийском циклах. В некоторых районах вулканогенный материал послужил, по-видимому, источником титановорудного вещества, наблюдаемого ныне в составе девонских вулканогенно-осадочных отложений.

Менее перспективны, вероятно, но все же заслуживают внимания прибрежно-морские отложения, распространенные по всей северной окраине Московской синеклизы средне- и позднедевонского времени. Как уже говорилось, по крайней мере с девона, помимо кластогенных рудоносных осадочных комплексов, возникавших в зонах седиментации, для которых источниками сноса служили коры выветривания пород фундамента, постепенно все большее значение стали приобретать аналогичные комплексы, образованные в результате простого механического переотложения ранее сформированных комплексов, т.е. вторичные продуктивные формации, не столь чувствительные, как первичные, к смене климатических условий. Постепенный переход основной роли от первичных продуктивных формаций ко вторичным — несомненно направленный процесс, поскольку площадь кристаллических пород со временем сокращается, покрываясь чехлом нормально осадочных отложений.

Девонский тектоно-магматизм имел большие последствия для проявления на территории Русской платформы алмазоносных пород, к сожалению все еще слабо изученных из-за большой мощности перекрывающих отложений.

Палеогеографическая обстановка в конце девона и карбона (жаркий и влажный климат, а также мелководность обширных водоемов) весьма благоприятствовали образованию не только угленосных отложений, но и алюминиево-железных руд. Спокойные, тихие воды открытых, полузамкнутых и замкнутых бассейнов с извилистыми береговыми линиями и архипелагами островов, с неровностями дна, увеличивавшими количество ловушек для тонкозернистого материала, также приводили к накоплению этих руд в позднедевонско-карбонное время.

К началу позднего девона, помимо благоприятных палеогеографических условий, образованию бокситовых месторождений на Урале способствовали предшествовавшая вулканическая деятельность, проявившаяся в излияниях магм основного состава, а также возникновение и рост рифовых известняковых массивов. Жаркий и влажный климат стимулировал интенсивное развитие кор выветривания на меридионально вытянутых островах и перестроение продуктов их размыва в прибрежно-морской зоне геосинклинали. Имеются указания на то, что источником глинозема для формирования бокситовых залежей являются сами вулканические процессы (Дзюценидзе, 1969).

Несколько позже, в раннем карбоне на севере платформы (Тихвинское месторождение, Североонежский район, Тиман), в среднем карбоне на юге платформы (юг Подмосковной котловины, Белгородская и Воронежская области) началось интенсивное образование бокситоносных отложений, очевидно в связи с увлажнением климата, развивавшемся именно в юго-западном направлении. Об этом свидетельствует подчиненность бокситовых концентраций угленосным толщам. С конца визейского века климат на Русской платформе приобретает засушливый характер, и бокситообразование резко снижается.

В позднем и отчасти среднем девоне на Русской платформе происходило образование в большом масштабе железных руд с проявлениями бокситов. Девонская железорудная мелководная формация заняла ог-

ромные районы Советского Союза и Европы (Сердюченко, Глебов, 1964). Ее проявления хорошо известны в районе Курской магнитной аномалии, где они залегают на размытой поверхности железистых кварцитов или остаточных руд коры выветривания, в Хоперском районе, в Башкирии.

Источником рудного вещества служили, очевидно, коры выветривания железосодержащих, по-видимому докембрийских пород, в частности Воронежской антеклизы и ее Курско-Белгородского борта.

Характеризуя сонахождение нижекарбонатовых бокситовых и железных руд на Воронежской антеклизе, С.И. Бенеславский (1964, стр. 299) пишет: "Бокситы нижекарбонатового горизонта связаны с железными рудами, приурочиваясь к всячему и лежащему бокам залежей. Характерной чертой этих бокситов является высокое содержание в них железа, представленного минералами окиси и гидроокиси железа. Большинство бокситов вследствие их высокожелезистости должно считаться алюможелезными рудами. Для типичных железных руд также присуще повышенное содержание свободного глинозема". Следовательно, отложения всячего и лежащего боков соответствуют условиям близости береговой линии, что способствует осаждению обломочного и более тяжелого материала.

Сопоставляя положение зон накопления железных руд и бокситов, следует говорить не столько о смещении первых относительно вторых в сторону синеклиз, сколько о расширении базиса проявления железных руд вследствие возможности их привноса в конечные бассейны стока не только в растворенном, но и в обломочном состоянии. Широта или своего рода емкость базиса проявлений рудных концентраций железа превышает соответствующую емкость для руд алюминия и близка к таковой для руд марганца. Этим в значительной мере объясняется факт нередкой пространственной взаимосвязанности железорудных месторождений с месторождениями как бокситовых, так и марганцевых руд, что может служить и поисковым признаком. С несколько иных позиций аналогичный вывод излагает Н.М. Страхов (1960, стр. 168).

В пределах Русской платформы к железорудным месторождениям, связанным с вулканической деятельностью, условно относится Южно-Тиманское месторождение оолитовых сидерит-хлорит-гётитовых железняков.

Марганец из-за большей, чем у железа и алюминия, геохимической подвижности, относительно легко переходит в растворенное состояние и в таком виде достигает морских водоемов, не осаждаясь по пути в аллювиальных отложениях платформы. Некоторая еще недостаточно определенная роль в образовании марганцерудных, как, впрочем, бокситовых и железорудных месторождений, отводится вулканической деятельности. Вулканогенно-осадочные руды формировались главным образом или почти исключительно в Уральской геосинклинали в доинверсионную стадию ее развития. Эти руды достаточно изучались в восточно-башкирских каледоно-герцинских марганцевых месторождениях. Хотя они и находятся за пределами Русской платформы, но, по-видимому, имеется связь их с развитием платформенной марганценосности.

В отличие от описанных выше девоно-карбонных бокситов месторождения марганцевых руд не имеют близких по возрасту представителей на территории Русской платформы. Эти представители, как сказано ниже, появляются только в поздней перми, вероятно в результате размыва марганценосных формаций Уральской геосинклинали и концентрации марганца в карбонатной формации передового прогиба.

Во второй половине карбона палеогеографическая обстановка Русской платформы существенно изменилась. Напомним, что с начала герцинского тектоно-магматического цикла геологически платформа развивалась в тесной связи с процессами, происходившими в Уральской геосинклинали. В пределах последней в начале второй половины карбона возник и постепенно расширялся горный хребет, ставший на долгое время мощным источником обломочных пород для восточной части платформы.

Значительно изменились в сторону аридности климатические условия в связи с постепенным сокращением трансгрессий и перемещением экватора.

Наиболее интересны в описываемом периоде мощные пермские красноцветные отложения, широко развитые по окраинам платформы. Интерес к ним обусловлен прежде всего размывом окраинных герцинских горных цепей с залегающими в них медными месторождениями. Особенно богат этими месторождениями Урал, который именно в пермском периоде подвергся сильному разрушению вследствие интенсивного горообразования и обилия осадков, присущего горной стране, окруженной морскими бассейнами. С запада и юга платформа окаймлялась Палеосудетскими, Палеокарпатскими и Палеокавказскими горами, находившимися в геологической обстановке, аналогичной уральской.

Красноцветные континентальные и прибрежно-морские отложения широким шлейфом заполняли краевые прогибы и окраинные части платформы в течение всего пермского периода. Заполнение шло с небольшой разницей во времени их накопления для каждого региона в отдельности: в Западном Приуралье и Предпалеосудетском прогибе — в поздней перми, в Донбассе — в ранней перми. Все эти меденосные формации отличаются рядом общих особенностей. Прежде всего они, как и упомянутые выше послебайкальские кукерситы (?) и нижнедевонские красноцветы Приднестровья, Вольно-Подольской глыбы, начинали формироваться в самые последние этапы развития подвижных зон земной коры, богатых меденосными отложениями, в связи с поднятием и денудацией горных цепей, развитием передовых прогибов на прилегающих к ним окраинных частях платформы. Наконец, все они приурочены к территориям, расположенным на границе жаркого и влажного климата с жарким и сухим, что, по-видимому, является важной причиной их красноцветности.

Изучение красноцветных (пестроцветных) формаций показывает, что они формировались в условиях пульсирующих тектонических движений, в обстановке борьбы суши и моря. Это и понятно, поскольку береговая линия в течение описываемых событий находилась вблизи поднимающихся и интенсивно денудированных горных цепей. Тектоническая под-

вижность региона и связанный с нею сильно расчлененный рельеф поверхности и в то же время быстро менявшиеся знаки колебательных движений вызывали неустойчивость положения береговой линии и ритмическое строение красноцветной толщи, на фоне которого проявлялась многоэтажность меденосных залежей кулисообразного типа. В зависимости от положительных или отрицательных движений суши взаиморасположение рудных залежей, кулисообразно сменяющихся на разных стратиграфических уровнях, могло быть соответственно регрессивным и трансгрессивным. В порядке ритмического построения разреза в составе одной и той же меденосной формации могли участвовать озерные, аллювиальные (русловые и дельтовые), лагунные и прибрежно-морские отложения. Все эти условия весьма характерны для платформенных меденосных толщ. Они свидетельствуют о довольно широком диапазоне колебательных движений платформы, в рамках которых находили себе место условия, благоприятствующие меденакоплению.

Медистые песчаники Донбасса входят в состав картамьшской свиты раннепермского возраста. Медь в той или иной форме могла в это время поступать в результате размыва основных изверженных пород девонского возраста, поднявшихся по разрывам, окаймляющим борта Днепровско-Донецкого прогиба. Резкое усиление размыва, по-видимому, связано здесь с интенсивными складко- и горообразовательными движениями на Кавказе.

Около четверти века назад Л.В. Пустовалов, исходя из представлений об осадочной дифференциации вещества и периодичности осадкообразования, сделал предположение о большой возможности накопления марганцевых руд в верхнепермских породах Западного Приуралья в связи с размывом герцинских марганцевоносных пород Уральской горной страны. Вывод подтвердился открытием Улутелякского месторождения марганцевистых известняков уфимского яруса и нескольких рудопроявлений. Имеется полное основание встретить вдоль западного склона Урала и другие месторождения, подобные Улутелякскому. Е.Е. Захаров (1958) включил их в состав особой Уральской верхнепалеозойской марганцевой провинции.

В позднекарбон-пермское время областью возможного распространения редкометалльно-титановых россыпей представляются окраины Балтийского и Украинского шитов, а также Воронежского свода (антеклизы), откуда могли поступать уже не только продукты разрушения коры выветривания кристаллических пород, но и продукты переотложения, что исключало необходимость сильно повышенной гумидизации климата в качестве необходимого условия для образования россыпей.

К пермскому времени полоса экваториальной растительности с угленосными формациями вышла за южные границы платформы, уступив место аридным субтропикам, благоприятствовавшим развитию доломитовых и соленосных отложений, иногда чередующихся в едином комплексе. Однако в ратинском веке на крайнем северо-востоке вновь проявились условия теплого влажного климата. Эти условия способствовали широкому развитию северной субтропической растительности, послужившей материалом для образования углей Печорского бассейна.

По мере дальнейшего поднятия платформенной суши и Уральских гор в ранней, а затем и в поздней перми происходило распадение Предуральского прогиба на обособленные солеродные бассейны, а также водоемы, опресненные реками, стекавшими с уральских возвышенностей и прилегающих частей платформы. Весь пермский период представляет собой время образования на Русской платформе богатейших солевых месторождений, расположенных вдоль Урала и в Прикаспийской низменности. У подножья гор накапливались мощные шлейфы молассовых формаций с крупными конусами выноса.

На западной окраине платформы в поздней перми и триасе процессы осадконакопления шли на обширных пространствах восточной Польши и Литвы. Верхнепермские (цехштейновые) отложения представлены в основном породами соленосной формации, триасовые — пестроцветной.

К концу перми — началу триаса пояс аридных территорий отступил еще дальше к южным границам платформы, в связи с чем северная гумидная область получила значительное приращение в северо-восточной части платформы, а соленосные формации сменились красноцветными и карбонатными отложениями алювиальных равнин и пресноводных озер.

Во время раннетриасовой трансгрессии моря на платформу водоемы заняли участки отдельных обособленных впадин, унаследованных в большей или меньшей части от Московской и Прикаспийской синеклиз, Днепровско-Донецкого бассейна. В процессе общего подъема и интенсивного размыва платформенная суша поставляла в бассейны стока обильный местами (Московская и Прикаспийская синеклизы) грубозернистый терригенный материал, слагавший красноцветные формации с примесью карбонатных конкреций. На северо-восточной окраине, близ Тиманского горного поднятия и в Днепровско-Донецком прогибе к красноцветным отложениям приурочены железистые и баритовые оолиты — показатели начавшегося изменения климата в сторону гумидизации на всем пространстве Русской платформы.

Альпийские тектонические движения развивались почти исключительно в южной части платформы в связи с эволюцией пояса альпийских геосинклиналей Кавказа, Балкан и Карпат. Северная часть оставалась относительно спокойной за исключением Печорской синеклизы, продолжавшей усиленно прогибаться по крайней мере до позднего мела под влиянием восходящих движений Уральской синеклизы. В связи с преобладанием альпийского тектогенеза господствующие деформационные линии в геологическом строении платформы имели северо-западное направление. Подчиненным и сохранившимся до палеогена значением отличается субмеридиональное (уральское) направление тектонических структур, осложненных постумными движениями герцинского цикла. К этим структурам относятся Московская синеклиза, Татаро-Башкирский свод и Прикаспийская синеклиза.

Отличительная черта альпийских структурных сооружений на юге платформы — расположение отрицательных структур в две параллельные между собой зоны общего северо-западного направления. Северная из них включает Польско-Литовскую (или Польско-Германскую), Днепровско-Донецкую и Прикаспийскую платформенные синеклизы, юж-

ная - Крымско-Кавказскую геосинклиналь. Обе зоны депрессий разделены между собой рядом положительных структур, из которых наиболее крупная - Украинский щит; прочие - Воронежско-Ставропольский свод, Чешско-Подольская антеклиза, Азово-Донецкое поднятие - не имели сколько-нибудь выдержанных форм и нередко покрывались морем.

Климат в начале альпийского цикла по всей платформе установился теплый и влажный, способствовавший новому после пермской аридизации расцвету растительного мира и широкому распространению лимнических угленосных формаций. Вверх по разрезу они сменяются сероцветными терригенными отложениями, обилие которых указывает на омоложение рельефа. Угленосные формации в альпийском, как и в герцинском, цикле появились в геосинклиналях и связанных с ними прогибах окраин платформы, затем в средней и поздней юре - также в ее центральных участках.

Сероцветные терригенные формации отличались содержанием растительного материала, а в некоторых случаях (Восточный Кавказ) - обилием сидеритовых конкреций, по количеству которых порода отвечает понятию практически интересных железных руд. Карбонатные формации юрского периода на платформе почти не известны.

В обширных прибрежных зонах мелководных бассейнов происходило переотложение каолиновой коры выветривания, образовавшейся со среднетриасового времени в континентальных влажных условиях на Урале, Украинском щите, Воронежской антеклизе, Тиманском поднятии и некоторых выступах фундамента. В этой же обстановке при прочих благоприятных условиях могли возникнуть и бокситовые первичные или переотложенные руды. Так, Южно-Украинский бокситоносный район располагается по юго-восточным и южным склонам Украинского щита. Бокситовые залежи приурочены к довольно мощной коре выветривания основных и ультраосновных пород или к продуктам ее переотложения.

Благодаря широкому развитию триасово-юрской коры выветривания, омоложению рельефа, с которым связано оживление эрозионных процессов, трансгрессивному движению моря, гумидизации климата во второй половине юрского периода вновь возникли благоприятные возможности для проявления редкометалльно-титановых прибрежно-морских россыпей. Большой интерес представляют средне- и верхнеюрские мелководные терригенные осадки по склонам Токмовского свода, песчаные отложения на крыльях Днепрово-Донецкой синеклизы и других участков прибрежно-морской зоны юрского моря (см. главу 6).

Перспективность юрских терригенных отложений на упомянутых площадях подтверждается также признаками проявлений юрского вулканизма, отмеченных Л.А. Варданянцем в районе г. Горького. По данным сотрудников ЛОПИ К.М. Алексеевского и Т.Т. Николаевой, в юго-западной части антеклизы в нижнемеловых песках было установлено линзовидное тело россыпи с содержанием до 100 кг/т "псевдобрукита". В разрезе осадочных пород Воронежской антеклизы в келловее появляются фосфориты, проследиваемые вплоть до неогена. Немногочисленные пока анализы верхнеюрских фосфоритовых конкреций свидетельствуют о повышенном в десятки раз по сравнению с сеномански-

ми фосфоритами содержания в них ряда металлических элементов. По мнению К.М. Алексеевского и Т.Т. Николаевой, причина этого — возобновившаяся в поздней юре вулканическая деятельность, связанная с синхронно развитыми здесь глубинными разломами. Предположение о верхнеюрском вулканизме, естественно, нуждается в проверке. Тем не менее и оно не может быть обойдено вниманием, особенно при проверке пород Воронежской антеклизы на алмазоносность.

В юрское и меловое время в Европе и Азии широко распространились отложения углей, горючих сланцев и железных оолитовых гидротит-шамозит-сидеритовых руд. Юрские и меловые месторождения железа известны и на Русской платформе. Частично это — переотложенные руды, образованные в результате разрушения более ранних железорудных месторождений при трансгрессиях и регрессиях морей и перемещения рудного материала в юрские и меловые депрессии.

Середина альпийского цикла приходится примерно на меловой период и начало палеогена. Этот цикл возник в результате смены юрской регрессии новым оживлением трансгрессивных тенденций с максимальным распространением платформенного бассейна в апте. На фоне трансгрессивных движений выделяются несколько периодов регрессий, особенно заметных, но неодинаково распространенных в конце валанжина, середине баррема, конце апта.

Преобладающим типом формаций на платформе в это время были мелководные кварцевые пески с глауконитами (склоны Воронежской антеклизы), пески с фосфоритами, замещающиеся с возрастом глубины песчано-глинистыми и глинистыми, иногда битуминозными формациями (Поволжье, Прикаспийская синеклиза). В альбском веке по северо-западным склонам Воронежской антеклизы накапливались угленосные формации. Более древние угленосные отложения раннего мела известны по восточному склону Полярного Урала. Формации кварцевых песков латерально в направлении от платформы к миогеосинклиналям переходили в формации глауконит-кварцевых песков и темных глин. Здесь же отлагался материал обломочных и оолитовых известняков. В геосинклиналях в это время формировались главным образом породы флишевых формаций и глубоководных, нередко темноцветных мергелей и глинистых известняков, сменявшихся на склонах и вершинах подводных поднятий зоогенными известняками.

В меловом периоде на платформе большое распространение (особенно в сеномане) имела формация глауконитовых песков частью с опоками, трепелами и желваковыми фосфоритами. Концентрации желваковых фосфоритов приурочивались к основанию трансгрессивных серий, особенно таких, какими они были в сеномане и сантоне. В глубоких зонах прогибов синхронно, а также выше по разрезу фосфоритоносная формация обычно замещается писчим мелом и мелоподобным мергелем, пространственное соотношение между которыми определяется положением источников сноса, рельефом морского ложа, наличием и характером морских течений.

Вулканическая деятельность и связанные с ней вулканогенные формации мелового периода известны только в геосинклиналях. Сама плат-

форма к этому времени стала малодоступной для проникновения каких-либо магматических производных.

В течение всего мелового периода на платформе господствовал влажный и теплый, на юге — субтропический климат, весьма благоприятный для широкого распространения химических процессов выветривания с развитием свойственных им полезных ископаемых: опок, трепелов, каолина, бокситовых, марганцевых руд и россыпных месторождений. Так, имеются положительные данные о наличии меловых россыпей в Подмосковье, в Липецкой, Рязанской, Саратовской и Волгоградской областях. Россыпи главным образом вторичных формаций слагаются светлоокрашенными кварцевыми мелкозернистыми песками, нередко с глауконитом и слюдой. Продуктивные пески Подмосковья хорошо отмыты и отсортированы. В Липецкой области пески обычно горизонтально слоисты, иногда наблюдается тонкая перекрестная слоистость.

К сожалению, нам очень мало известно о редкометалльно-титановых россыпях северной половины Русской платформы из-за явного недостатка проведенных здесь исследований. Об этом приходится сожалеть, и вот почему. Северная часть Русской платформы в меловую эпоху находилась в состоянии устойчивого подъема, происходившего, по-видимому, очень замедленными темпами. Море медленно, но постоянно регрессировало. Не считая эти условия особенно благоприятными для образования редкометалльно-титановых россыпей, все же следует признать целесообразным проведение здесь некоторого минимума исследований для ближайшего ознакомления с условиями концентрации редких металлов и титана в данной весьма определенной тектонической обстановке.

Установленная выше связь образования бокситов с теплым и влажным климатом дает основание предполагать, что по крайней мере с позднетриасового времени климатические и структурно-тектонические условия, существовавшие на Русской платформе, способствовали проявлению бокситоносности. Однако бокситовых месторождений в верхнем триасе и юре, по Г.И. Бушинскому (1958), сравнительно немного вообще, а на Русской платформе они не известны. Впрочем, на приложенной к работе Бушинского карте все же отмечены два пункта: верхнеюрское бокситовое оруденение в районах Украинского щита и Воронежская антеклиз.

Заканчивая описание бокситоносности в разрезе осадочного чехла Русской платформы, следует отметить и палеогеновый этап рудообразования. Палеогеновые южноукраинские бокситы сформировались в зоне перехода Украинского щита в Причерноморскую впадину. Они залегают непосредственно в мощной коре выветривания амфиболитов, актинолитовых и других сланцев и серпентинитов, что позволяет относить их к латеритному типу. Только на отдельных участках они представлены осадочными образованиями. Рудные тела пластообразной формы располагаются по склонам поднятий, реже в понижениях древней поверхности. Бокситы гидраргиллитовые с большим содержанием окиси и гидрокиси железа. В кровле переходят в алюможелезные руды.

К поздне меловому возрасту относятся лимонитовые месторождения Хоперского железорудного района, представляющие собой переотложенные в бассейнах лагунного типа девонские оолитовые железняки.

Следствием увлажнения мелового климата в благоприятных температурных условиях являлось обилие растительности, что привело к образованию угольных месторождений вначале в геосинклиналях (туронский уголь Болгарии, Венгрии), а в позднем палеогене и на платформе (Украинский щит, Припятский прогиб).

В палеогене в связи с преобладанием восходящих движений соотношение между площадями накопления карбонатных и мергельно-глинистых осадков заметно изменилось в пользу расширения последних. На окраинах платформенных морей по-прежнему преобладают формации кварц-глауконитовых песков, глин, а на востоке, в более глубоких зонах, — опок. В эрозионных депрессиях Украинского щита накапливались угленосные формации.

Олигоценовую эпоху можно считать началом конечного этапа альпийского геотектонического цикла. К этому времени приурочено начало замыкания первичных и вторичных геосинклинальных прогибов, окружающих Русскую платформу и начинающих приключаться к ней в качестве зон завершённой складчатости.

Для южных прогибов платформы этого времени весьма характерна формация битуминозных глин ("майкопский" тип), образованных на глубинах в несколько сотен метров. Возможно, что в особенно прогнутых участках создавались зоны застойных вод с резко восстановительным режимом, близко напоминающим режим глубинных вод современного Черного моря. В мелководных периферических зонах майкопские глины сменяются формацией кварцевых песков и глин с тем или иным количеством кремнистого вещества самого различного происхождения. Породы этой формации местами сильно обогащены марганцем до уровня, соответствующего промышленному значению.

С резким проявлением поднятий в геосинклиналях связана интенсивная вулканическая деятельность, с которой связано образование ряда важнейших месторождений полезных ископаемых. Вулканизм позднего палеогена широко распространен во всем поясе геосинклиналей, окружавших Русскую платформу на юге и юго-западе.

Одновременно или несколько позже на территориях, прилежащих к альпийским орогенам, как и в заключительные этапы предшествующего герцинского тектоно-магматического цикла в Предуралье, гумидные условия, господствовавшие до конца третичного периода на большей части платформы, стали сменяться аридными. Увеличивалось количество карбонатных осадков, появились гипсы и соли (Предкарпатье), имеющие важное промышленное значение. Следующим этапом, если судить по примеру Уральской геосинклинали, должен явиться размыв горных цепей и образование осадочных медно-свинцово-цинковых руд в красноцветных толщах.

Отличительный признак литологического характера третичных формаций — их резко преобладающий терригенный состав, сменивший терригенно-карбонатный и карбонатный составы мезозойских и особенно

меловых формаций. Причиной тому послужило, очевидно, оживление эрозивной деятельности в связи с перестройкой поверхности на основе обновленного рельефа, а также сокращение водной поверхности внутриконтинентальных морей по сравнению с предшествовавшим тектономагматическим циклом.

Большое распространение на платформе получили кварц-глауконитовые пески, местами фосфоритоносные. Обилию терригенных осадков в значительной мере способствовал также гумидный и теплый климат, сохранявшийся с некоторыми отклонениями до конца третичного времени. Это несомненно благоприятствовало развитию кор выветривания и сносу продуктов их разрушения в бассейны отложения. Приведенные данные позволяют рассматривать третичный период как время, весьма благоприятное для проявления россыпных месторождений разного состава. И естественно, конечно, что по месту расположения третичных бассейнов седиментации эти месторождения должны были приурочиваться к южной половине платформы, смещаясь с течением третичного периода далее к югу по мере отступления в этом направлении прибрежных зон мезозойских морей. Для юго-восточной части платформы мы располагаем весьма обстоятельными исследованиями работниками Всесоюзного института минерального сырья.

Опуская подробности, следует отметить, что редкометалльно-титановые россыпи характеризуются большим распространением в пределах прибрежно-морских зон палеогеновых бассейнов юго-восточной и южной частей платформы и в Белоруссии. Благоприятные климатические условия способствовали повышению качественного состава первичных и вторичных (переотложенных) формаций.

Палеогеновые редкометалльно-титановые россыпи разных масштабов и степени концентрации образовывались в палеоцене, в бучакское и харьковское время. С.И. Гурвич, А.М. Болотов (1968) и другие исследователи отмечают повышенные содержания тяжелых минералов в породах сызранского и саратовского ярусов. В одном из районов Приволжья продуктивные отложения прослежены на протяжении 40 км по простиранию (см. главу 6).

До начала неогена продолжались размыв и переотложение преимущественно палеогеновых формаций. Характерным примером служит россыпь на южном склоне Воронежской антеклизы в полтавских отложениях.

В неогене морские бассейны продолжали сокращаться в результате колебательных движений с общей тенденцией к постепенному осушению северной и центральной частей платформы. Это приводило к образованию обширных прибрежных равнин. В периоды трансгрессий равнинные отложения затоплялись морем, подвергались перемыву и гидродинамической переработке. Песчаные отложения с ильменитом, рутилом, цирконом и другими минералами накапливались и в прибрежно-морской зоне, и на низменной суше. Известные на южной территории платформы россыпи далеко не исчерпывают перспектив этой редкометалльно-титановой провинции.

Большой практический и теоретический интерес представляют олигоценовые марганцевые руды Никопольского бассейна. Марганцевые

соединения, из которых образовались современные никопольские руды, отлагались в морском бассейне на южном склоне Украинского щита. Отложение происходило в условиях сравнительно медленных колебательных движений, обусловивших простое строение и спокойное залегание рудоносного пласта, мощность которого в среднем 1,5–2,5 м (см. главу 3).

Конец третичного периода сопровождался образованием крупного Керченского железорудного бассейна, площадь которого превышает 250 км<sup>2</sup>. Бассейн расположен на стыке Керченско–Таманской складчатой области и южного склона Украинского щита. Месторождения бассейна формировались в условиях, имевших много сходных черт с условиями развития описанных месторождений Никопольского бассейна. Керченские руды содержат марганец. В некоторых участках месторождения доля марганца настолько значительна, что руды правильнее называть не железными, а марганцовисто–железными или железно–марганцевыми.

## ВЫВОДЫ

Подводя итоги, отметим характерные особенности развития осадочных полезных ископаемых в фанерозое.

1. Чехол осадочных пород Русской платформы примерно до девонского времени образовывался главным образом в результате размыва и перетолжения продуктов разрушения пород кристаллического фундамента и прорывавших его в относительно небольшом объеме магматических пород рифей–раннепалеозойского времени. Разумеется, за этот период на платформе могли мобилизоваться, испытывать перемещения и концентрироваться в осадках главным образом сидерофильные полезные ископаемые, свойственные породам фундамента, о чем говорилось выше. В более ранних работах мы присвоили им название "кратогенных".

2. Из сидерофильных элементов главнейшее значение, далеко превосходящее значение других элементов, продолжает сохранять железо преимущественно в формациях кор выветривания, связанных в додевонское время с конечным этапом каледонского и начальным этапом герцинского цикла платформенного осадконакопления.

3. Формации кор выветривания на Русской платформе развивались в течение огромных промежутков времени и уже в додевонское время послужили вмещалищем крупнейших остаточных месторождений железных руд (КМА, Кривой Рог). В ряде районов некоторые из этих формаций оказались содержащими в практически интересных концентрациях никель, минералы редких и рассеянных элементов.

4. Перетолжение продуктов разрушения кор выветривания дало начало образованию многих осадочных месторождений главным образом уже в послесилурийское время: редкометально–титановых, вероятно золото– и алмазносных россыпей преимущественно кварцево–песчаной и песчано–глинистой формаций, бокситов, железных, марганцевых руд

глинисто-песчаной формации и тесно связанных с ней угленосно-боксито-железистых формаций, меди, свинца и цинка в песчано-глинистых и карбонатных формациях.

5. Железо, алмазы, а также титан и цирконий с сопутствующими редкими и редкоземельными элементами, алюминий, марганец, никель, золото образуют группу элементов, так или иначе связанных с основными и ультраосновными магмами и близких по геохимической природе к сидерофилам. Они образуют устойчивые минералы, способные механически обогащать коры выветривания по мере выноса из нее менее устойчивых компонентов. При переотложении материала рудоносных кор выветривания они могут давать начало делювиальным, аллювиальным, озерным, болотным, прибрежно-морским месторождениям. Их можно объединять в кратогенные (кратофильные) элементы первого типа, составляющие важнейшие в практическом отношении месторождения Русской платформы.

6. Другие элементы (преимущественно халькофилы), а при определенных условиях и некоторые из перечисленных в предыдущем абзаце (железо, марганец), могут сравнительно легко выщелачиваться из кор выветривания и в растворенном состоянии переноситься на более или менее значительные расстояния, образуя рудные скопления главным образом вблизи береговой линии конечных бассейнов стока. Это кратогенные элементы второго типа.

7. Для элементов первого типа формации кор выветривания играют роль непосредственно концентратора. Что касается элементов второго типа, то в коре выветривания в зависимости от местных условий pH и окислительно-восстановительного потенциала происходит их выщелачивание поверхностными водами, которые могут доставлять полезные компоненты в зоны осадения, где вместилищем вновь образуемых осадочных месторождений могут быть различные формации.

## ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

Начало изучению железорудных формаций положили Л.В.Пустовалов и Н.М. Страхов. Закономерности размещения железорудных месторождений неоднократно освещались в трудах Е.Е.Захарова, Б.П.Епифанова, Б.П.Кротова, М.И.Калганова, И.П.Новохатского, С.П.Родионова, Л.Б.Рухина, Л.Н.Формозовой, К.И.Богдановича и многих других авторов. И все же вопросы генезиса и распространения железорудных формаций до сих пор освещены недостаточно.

Мы попытались собрать и систематизировать данные о различных железорудных формациях Русской платформы, которые позволили бы судить об условиях концентрации и распространения железных руд в разных геологических условиях. Этим по существу и определяется одна из основных задач формационного анализа — выявление закономерностей образования и развития осадочных полезных ископаемых.

Железорудные формации отличаются большим разнообразием происхождения, а вместе с тем и состава, условий залегания, морфологии, структурно-текстурных и других особенностей. В основу последующего описания положены наиболее крупные классификационные подразделения формаций: платформенные, переходных областей и геосинклинальные (табл. 1). Предлагаемая основа классификации и подчиненное ей изложение удобно еще и потому, что последовательность в ряду: платформенная, переходная и геосинклинальная группы отвечает последовательности описания от более юных образований к более древним.

Для большей ясности представляется целесообразным предпослать последующему изложению краткое описание особенностей распределения железа в осадочных отложениях.

В характере накопления железа в осадках проявляются две стороны — в зависимости от того, имеем ли мы дело с кларковыми содержаниями железа или с его рудными концентрациями. В первом случае содержание железа в породах повышается от крупнозернистых к мелкозернистым разностям, т.е. находится в обратной зависимости от размерности зерна в осадках. В пространственном отношении эта закономерность выражается в постепенном повышении содержания железа по мере удаления от береговой линии водоема в зону отложения высокодисперсных осадков. То же соотношение между размерами частиц и осадочного материала и содержанием железа установлено и для осадков, относящихся к древним геологическим эпохам. Такое распределение геохимических содержаний свидетельствует скорее всего о механическом переносе железа в составе мельчайшей взвеси, а не о химическом или биологическом, как предполагалось, прежде.

По-иному происходит образование рудных или промышленно интересных концентраций. Во-первых, железные руды скапливаются у прибрежной зоны водоемов, в местах отложения песчанистого материала и разубоживаются в зоне обогащения осадков мелкоземистым материалом. Во-вторых, распределение рудных концентраций в отличие от "геохимического" железа зависит от климатических условий; озерные и морские руды железа формируются в районах влажного и преимущественно жаркого климата. В-третьих, промышленные скопления железа характерны для начальных моментов трансгрессии моря или развития озерных водоемов.

Причины образования рудных концентраций железа весьма разнообразны. Первостепенное значение в данном случае, по нашему мнению, имеет факт унаследованности железорудных проявлений в определенном регионе; ярким примером может послужить рудоносность Русской платформы и Урала. Особенно показателен Уральский регион, где имеются концентрации железных руд, обусловленные разнообразными эндогенными и экзогенными процессами. Имеются и другие регионы с последовательно, от периода к периоду, возникавшим железным оруденением.

Основная часть запасов железа, как известно, приурочена к наиболее древним породам. Причина этого — не только его сидерофильность, но и способность, помимо чрезвычайно малоподвижных трехвалентных соединений, образовывать относительно подвижные двухвалентные соединения. Как уже говорилось, именно в докембрии и менее — в нижнем палеозое на Земле существовали особенно благоприятные, главным образом метеорологические условия для образования двухвалентных соединений железа.

Своеобразие климатических условий докембрийского времени, влиявшее на поведение железа, подробно проанализировал Н.М.Страхов (1963), пришедший к выводу, что "железо, массами шедшее в раствор и в виде коллоидных взвесей в реках, поступало в центральные части докембрийских морей (в отличие от фанерозойских. — В.Ч.) и, оседая здесь вместе с кремнеземом, создавало тонкостойстые кремнежелезистые илы, уплотненные и метаморфизованные производные которых мы знаем сейчас под названием джеспилитов" (стр.198). Отдавая должное палеогеографическим факторам того времени (состав атмосферы и океанических вод), Н.М.Страхов, по нашему мнению, недооценивает то обстоятельство, что докембрийские породы приповерхностного слоя земной коры отличались большей насыщенностью сидеро- и халькофильными элементами, связанными с основными и ультраосновными породами. Последние с течением времени оттеснялись в связи с геохимической дифференциацией в более глубокие горизонты земной коры, чему соответствовало и постепенное сокращение концентраций железных руд в приповерхностных горизонтах. Характер распределения запасов сидеро- и халькофильных полезных ископаемых во времени изменился лишь в кайнозое вследствие резкого повышения роли глубинных тектонических разломов, обусловленного, возможно, началом нового геологического мегацикла в развитии земной коры.

Таблица 1

Классификация осадочных железорудных формаций Русской платформы

Группа формаций	Подгруппа формаций	Тип формаций	Характеристика формаций		
			Железные руды		
			форма рудных тел	текстура; структура	состав; элементы-примеси
Платформенные		Песчано-глинистая	Залежи, линзовидные тела	Косая слоистость; оолитовая, бобовая, конкреционная, жеодовая	Гидрогётит, гётит, гидрогематит, псиломелан; фосфор, иногда высокое содержание глинозема
		Терригенно-фосфатно-глауконитовая	То же	Оолитовая, обломочная	Гидрогётит, железистый хлорит, фосфаты кальция; иногда высокое содержание глинозема
Переходных областей	Терригенная	Песчано-глинисто-фосфатная	Пластовые тела, залежи	Оолитовая, пизолитовая	Гидрогётит, железистый хлорит, гематит, пиролузит, фосфаты железа и кальция, карбонаты железа и марганца; марганец, мышьяк, барий
		Угленосная, песчано-глинистая	То же	Бобовая, оолитовая, пизолитовая, слоистая	Железистые хлориты, гидроокислы железа, сидерит; хром, никель; высокое содержание глинозема
	Булканогенно-осадочная	Терригенно-карбонатная глиноземистая	Пластовые тела, залежи, линзы	Оолитовая	Гематит, железистые хлориты, гётит, сидерит, фосфаты; высокое содержание глинозема
Геосинклинальные	Булканогенно-осадочная	Железистые кварциты	Пластовые тела, залежи, гнезда	Слоистая	Магнетит, гематит, мушкетовит; медь, свинец, цинк, марганец
		Кремнисто-сланцевая	Пласты, залежи	Оолитовая слоистая	Гематит, железистый хлорит, сидерит; фосфор
	Карбонатная	Карбонатная	Пласты, залежи, линзы	Слоистая массивная	Сидерит, сидерит-магнезит; сидерит-родохрозит

Вмещающие породы. Состав.	Тектоническое положение	Месторождения; возраст	Примечание
Пески, алевроиты, глины, прослои угля	Платформа	Озерно-болотные руды Карелии, Липецкий, Тульский районы; мезозой - современный период	
Пески и алевролиты с глауконитом и фосфоритами, прослои угля	Платформа	Егорьевское, месторождения Окско-Цнинского вала, Хоперское; поздняя юра - палеоген	Руды близки к липецким и тульским, к минеттам и керченским
Глины, алевроиты, пески, ракушечники	Краевой прогиб	Керченско-Таманский бассейн; неоген	Руды и вмещающие породы сходны с двумя предыдущими типами
Глины, пески, алевроиты, гравий, уголь	Субплатформа (подвижная молодая платформенная область или зона)	Халиловский район, Малкинское месторождение; юра	Формация сходна с песчано-глинистой
Пески, песчанистые глины с известью и местами с битумами	Субплатформа (склоны к геосинклинали)	Средний и Южный Урал, Тиман, Прионежье; силур - ранний карбон	Состав формации и руд сходен с составом кремнисто-сланцевой формации
Пески, глины, хемогенные и вулканогенные осадки	Геосинклиналь (внешняя и внутренняя зоны)	Криворожский бассейн, КМА; докембрий	
Глины, песчанистые глины, вулканогенные осадки	Геосинклиналь (внешняя и внутренняя зоны)	На Русской платформе пока не обнаружены	Формация связана с железистыми кварцитами
Доломит, известняк, глинистый материал	Геосинклиналь (внешняя зона)	Бакальский район; протерозой	

Самой важной причиной образования осадочных железных руд Н.М. Страхов считает привнос железа в зону осадконакопления нисходящими метеорными водами. Они могут обогащаться железом при просачивании через водопроницаемые породы и почвы в очень высокой степени (до 20 мг/л), причем железо в таких растворах входит в состав бикарбоната. В богатой кислородом зоне и (или) с удалением углекислоты бикарбонаты железа окисляются в труднорастворимые гидраты окиси с образованием сначала золей, а потом гелей.

Заряженные положительно гели железа как бы обволакивают отрицательно заряженные песчаники и алевритовые частицы, образуя оолитовые стяжения шамозита, гидротетита и глауконита, которые в случае достаточной концентрации полезного ископаемого дают начало месторождениям.

Причиной образования осадочных скоплений железа в водоемах могут служить также гидротермы и фумаролы, связанные с вулканической деятельностью. Во всех упомянутых процессах, детально описанных во многих работах, по-видимому, главную роль играет сравнительно легкий переход растворимых соединений закисного железа в труднорастворимые окисные.

Ниже приведены характеристики основных типов формаций.

## ПЛАТФОРМЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

### Терригенные формации

Песчано-глинистая формация по преобладающему песчано-глинистому составу с прослоями угля и условиям образования очень сходна с угленосной боксит-железной формацией, по Л.Б.Рухину. Их сходство представляется особенно наглядным по содержанию в них таких спутников железа, как уголь и бокситы. Все эти полезные ископаемые встречаются совместно или порознь, образуя залежи вдоль береговых линий существовавших ранее озерных бассейнов.

Угленосная боксит-железная формация, по Л.Б.Рухину (1961, стр. 743-747), образовалась в жарком и влажном климате в эпоху крупных перерывов осадконакопления, в основании толщ трансгрессивного залегания. По площади и вверх по стратиграфическому разрезу ее замещают или сменяют кварц-песчаная, реже карбонатная и (или) песчано-глинистая формации. По содержанию полезных ископаемых Л.Б.Рухин разделяет формацию на угленосную, бокситовую и железорудную субформации. Последняя включает две разновидности, представленные элювиальными и собственно осадочными образованиями. К осадочным он относит как халиловские, так и липецко-тульские железные руды центральных районов платформы.

Л.Н.Формозова (1960) относит к угленосной песчано-глинистой формации толщу обогащенных углистым материалом отложений, вмещающих железные руды Халиловского и Малкинского месторождений. Эта толща описана ниже, при характеристике формаций переходных областей,

к которым она приурочена. К описываемой же формации платформенного происхождения принадлежат, по нашему мнению, железорудные толщи осадочных пород в пределах центральных областей древних платформ. Здесь и поныне образуются залежи современных озерных и болотных железных руд мощностью до нескольких метров. Еще в XVII в. они служили главным источником получения железа и только в XVIII в. потеряли промышленное значение. Оолитовые и бобовые руды таких залежей, особенно многочисленные в Карелии, накапливаются в прибрежных частях озер; их оолиты и бобовины состоят из концентрических оболочек гидрогётита и псиломелана.

Аналогичные руды прошлых геологических времен широко распространены в различных районах Советского Союза и за рубежом. Считается установленным, что они образовались на платформах в озерах разных геологических эпох — от раннего триаса до современного периода. В СССР наиболее крупные представители таких руд находятся в Липецком и Тульском железорудных районах. Их вмещают подошвенные слои песчано-глинистой формации, которой в последнее время приписывается раннетриасовый возраст. Она подстилается сильно размытыми и нередко закарстованными девонскими известняками. Если не учитывать отсутствие практически интересной угленосности, фосфатно-железистый состав, то она очень близка по составу угленосной песчано-глинистой (угленосно-боксит-железной) формации. Однако "безугольный" состав данной формации нельзя считать признаком ее генетической автономии. Угленосность пород не всегда обуславливается наличием исходного органического материала — будущего ископаемого угля; для нее требуется еще и обстановка, благоприятствующая сохранению этого материала и его обуглероживанию. В субаэральных условиях возможность проявления такой обстановки, по-видимому, менее вероятна, чем на дне водных бассейнов. Иначе говоря, угленосность не служит обязательным признаком песчано-глинистых формаций описанного состава, однако возможность ее проявления должна учитываться по характеру палеогеографической обстановки.

Для липецко-тульских руд характерно несколько генетических типов: первичные руды аналогичны современным озерно-болотным осадкам, вторичные образовались в результате внутрипластовых перемещений первичных руд, метасоматические являются продуктом инфильтрационного обогащения железом подстилающих карбонатных пород. Структуры оолитовые, конкреционные, пористые с полостями различных форм и размеров, покрытыми корками и затеками гидрогётита или гётита. Руды фосфатно-железистые.

Морфологически железорудные месторождения Липецкого и Тульского районов представляют собой линзовидные залежи с максимальной мощностью в осевых частях занимаемых ими мульдообразных структур. Песчано-глинистые отложения, вмещающие рудные залежи, отличаются типичными для осадков мелководных зон кривой слоистостью и тонкой перемежаемостью постепенно замещающих друг друга песчаных и глинистых слоев.

Терригенно-фосфатно-глауконитовая формация характеризуется тонкозернистыми бескарбонатными отложениями, которые в отличие от пород угленосной песчано-глинистой формации всегда содержат значительное количество глауконита и форсфоритовые конкреции. К рудоносным терригенно-фосфатно-глауконитовым формациям приурочены довольно многочисленные месторождения оолитовых железных руд Русской платформы главным образом от позднеюрского до палеогенового возраста. Наиболее типичные ее представители — железорудные проявления Егорьевского фосфоритового месторождения, месторождения Окско-Цнинского вала, Хоперское. В ряде случаев руды обогащены глиноземом, марганцем вплоть до образования марганцерудных проявлений. Таково Марсятское месторождение, находящееся на восточном склоне Урала. Иногда описываемые руды по содержанию фосфоритовых желваков связаны постепенными переходами с типичными фосфоритовыми залежами. Интересно, что по характеру образования и составу руды данной формации близки к описываемым ниже минеттам геосинклинальных и керченским рудам переходных областей.

Формация отличается слабой фашиальной изменчивостью составляющих частей в связи с развитием на платформе равнинного рельефа. Мощность ее от десятков до нескольких сотен метров. По простиранию и вверх по разрезу породы постепенно переходят в кварц-глауконитовые пески и песчаники, глины и алевролиты.

Рудные оолиты состоят в основном из хлорита и гидрогетита, цемент обычно хлоритовый, иногда глинисто-хлоритовый и сидеритизированный. Часто встречаются прослои массивного сидерита.

Рудные залежи тяготеют к окраинным частям формации, отлагавшимся в прибрежном мелководье. В более глубоководных зонах осаждался глинистый, иногда опоквидный материал. Обычно руды залегают в основании рудоносной формации, а последняя трансгрессивно перекрывает сильно размытую поверхность платформ. Трансгрессивным залеганием пород в условиях равнинного рельефа можно объяснить значительную, достигающую в плане десяти и более километров, ширину рудных залежей при мощности их до 15 м и более.

Терригенно-карбонатно-сульфатная формация с железными рудами на Русской платформе пока не установлена (в табл. 1 ее нет). Следуя соображениям Н.С. Шатского, можно относить терригенно-карбонатно-сульфатную формацию, в которой иногда встречаются оолитовые железные руды, к платформенным образованиям. Эта формация по составу и условиям образования может служить платформенным аналогом, с одной стороны, известково-терригенным геосинклинальным формациям с минеттовыми рудами, также пока не обнаруженными на Русской платформе, с другой — песчано-глинисто-фосфатной формации переходных геоструктурных областей, с которой связаны среднеплиоценовые керченские руды. В свою очередь песчано-глинисто-фосфатная формация по составу и генезису имеет ряд постепенных переходов с описанной выше терригенно-фосфатно-глауконитовой формацией, образованной в аридном или полуаридном климате.

Терригенные формации

Песчано-глинисто-фосфатная формация по составу, сложению и условиям образования довольно близка к уже описанной песчано-глинистой формации, однако от последней ее, помимо отсутствия угленосности, отличают относительно высокая фосфатность и положение в пределах не платформенных, а переходных геотектонических структур. Крупнейшая из подобных формаций расположена в краевом прогибе Крымско-Кавказского складчатого сооружения. Железные руды сосредоточиваются здесь в наиболее подвижной части структуры, образуя обширный Керченско-Таманский железорудный бассейн киммерийского яруса среднего плиоцена.

Рудоносная формация заполняет ряд мульд, разобренных на современной поверхности несогласно подстилающими породами понтического яруса, реже — известняками мезотиса — ракушечниками, тонкодисперсными и алевролитовыми глинами, глауконитовыми песчаниками, табачными глинами. В составе формации различные глины монтмориллонитовой или ферримонтмориллонитовой группы, алевроиты и пески. Окраска пород серая и желтоватая. Руда представлена оолитами и пизолитами гидрогётитового, хлорит-гидрогётитового, хлоритового или карбонатно-хлоритового состава с примесью окислов марганца. Цемент хлоритовый, сидеритовый и гидрогётитовый с постоянным содержанием песка и глины. В цементе присутствуют также фосфаты железа и кальция, карбонаты железа и марганца, сульфиды железа, пирролюзит, псиломелан-вад и др. Рудные тела прослоены пачками различных глин, глауконитовых песков, ракушечников.

По Д.П. Сердюченко и А.В. Глебову (1964, стр. 71), керченские руды образовались в прибрежно-морских опресненных лагунах, где осаждался рудоносный материал, сносимый реками с Украинского щита на севере и с Кавказа на юге. Благодаря обилию органического вещества в бассейне осадконакопления железные руды формировались в восстановительных условиях, которые и предопределили образование сидерита и железистых хлоритов, переходивших в зоне окисления в гидроокислы железа. Глауконит в бассейне отложения керченских руд не получил широкого развития главным образом вследствие сильного опреснения водоема стекающими в него речными потоками.

С угленосной песчано-глинистой формацией, по Л.Н. Формозовой, связаны бобовые или пизолитовые руды юрского периода. Структурное положение формации — зоны интенсивных прогибаний на территории молодых, еще весьма подвижных платформ, вследствие чего она описывается в данном разделе, так как является по существу связующим звеном между группами рудоносных формаций платформенных и переходных областей. Условия накопления осадков характеризовались очень теплым и влажным климатом, благодаря которому на всей Русской платформе шли интенсивные процессы химического вывет-

ривания. Угленосность считается обязательным признаком; возраст юрский.

Образование формации происходило в водных бассейнах, где отлагались продукты химического и физического разрушения кор выветривания в тех или иных количественных соотношениях с органическим материалом, дававшим начало прослойкам и линзам и даже промышленным месторождениям угля. Глины, составляющие основу формации, часто огнеупорны. Ближе к береговой линии они, помимо бурого угля, обогащаются прослойками алевроитов, песка, гравия, реже галечника, представленных особо устойчивыми породами и минералами: кварцем, кремнистыми сланцами и песчаниками.

Окраска пород красная с различными оттенками желтых и вишневых тонов разной интенсивности. С удалением от береговой линии породы приобретают серый и темный цвета. Синхронно с изменением окраски меняется и состав рудных минералов: наряду с бурыми гидроокислами железа и железистыми хлоритами появляются сидериты, реже магнетит.

В качестве примера руд угленосной песчано-глинистой формации Л.Н. Формозова приводит ааленские руды Халиловского месторождения на Южном Урале и тоарские руды Малкинского месторождения на Северном Кавказе. Первые тесно связаны с корой выветривания ультраосновных пород, благодаря чему они "облагораживаются" примесью никеля и хрома. Эта же связь с корами выветривания послужила причиной обогащения пород глиноземом, концентрация которого достигает уровня бокситовых руд; при этом выявляются определенные соотношения между содержанием глинозема и железа, с одной стороны, и геохимическими условиями выветривания и осаждения — с другой.

Тесная пространственная и генетическая связь формации с корой выветривания сочетается с трансгрессивным залеганием ее отложений на подстилающих породах в начале нового седиментационного цикла, или ритма. Примечательно, что руды этой формации, по данным Л.Н. Формозовой, обычно залегают полосами вдоль бывших берегов озерного бассейна. Это указание намечает связь их с озерно-болотными рудами древних платформ, о чем говорилось при описании группы платформенных формаций.

### Вулканогенно-осадочная формация

Терригенно-карбонатная глиноземистая формация, выделенная Л.Н. Формозовой, по содержанию железных руд в возрастном интервале силур — ранний карбон представляется связанной взаимоотношениями с описываемыми далее кремнисто-сланцевыми древнейшими формациями. Для последних характерно развитие оолитовых кварц-гематитовых, кварц-магнетитовых, гематит-сидерит-шамозитовых и гётитовых руд, отнесенных Д.П. Сердюченко и А.В. Глебовым к докембрийским осадочно-метаморфическим рудам второго типа (об этом сказано ниже).

Терригенно-карбонатно-глиноземистые формации переходят в кремнисто-сланцевые постепенно, по мере снижения содержания карбонатов и повышения кремнистости вулканического или послевулканического происхождения. Связь же с вулканическими источниками кремнезема намечается и для терригенно-карбонатной глиноземистой формации. Следы ее проявляются на Тимане, Урале, в Днепровско-Донецкой синеклизе и других районах. На Русской платформе они известны только в северной части Прионежья, на участке Иксинского месторождения оолитовых железных руд.

Для описываемой формации характерно повышенное содержание глинозема, что приводит в некоторых районах Южного Урала к переходу оолитовых железных руд в железистые бокситы с содержанием глинозема до 67% (Формозова, 1960, стр.126). В бокситы переходят и подстилаются ими железные руды упомянутого Иксинского месторождения.

В составе формации преобладают терригенные породы: в переходных областях — пески, песчаники, алевроиты с известковым и кварцевым цементом, реже кварциты и в разной мере песчанистые глины с пестрой окраской окислами железа; в геосинклиналях — аргиллиты и глинистые (в силуре — граптолитовые) сланцы. В сочетании с перечисленными породами всегда находятся генетически различные известняки, частью битуминозные и переходящие в доломиты. Отсутствуют или слабо представлены фосфориты и глауконит.

При повышении содержания известии формация приближается к карбонатной, в составе которой терригенный материал имеет второстепенное значение. Преобладание в ней известковистого материала особенно характерно для юрских формаций по содержанию в них минеттовых руд большой промышленной ценности. На Русской платформе они не известны. По составу и условиям образования к ним, возможно, близки описанные выше керченские руды.

Рудные оолиты состоят из концентрических чередующихся оболочек гематита, шамозита или иного железистого хлорита, в зоне окисления сливающихся в сплошной гематит, отчего всей руде присваивается иногда название "красные железняки". Центром рудной массы служат хлорит и сидерит, переходящие при выветривании в гематит и гидротит.

Форма рудных тел пластообразная, линзовидная. По простирацию рудный материал утрачивает оолитовое сложение и по составу переходит более или менее постепенно в пески (песчаники), глины и, реже, известняки.

Время наибольшего развития терригенно-карбонатно-глиноземистой формации, по Л.Н. Формозовой, — средний палеозой, главным образом девон. Судя по составу пород и особенно по таким показателям, как битуминозность и повышенное содержание глинозема, можно полагать, что данной формации аналогичны глубоко метаморфизованные архейские породы, вмещающие выделенный Д.П. Сердюченко и А.В. Глебовым (1964, стр. 80-88) третий тип докембрийских осадочно-метамор-

фических железных руд, названных ими магнетит-силикатными и магнетит-карбонатными.

В заключение отметим, что среди описанных Д.П. Сердюченко и А.В. Глебовым типов докембрийских железных руд четвертый тип — палингенные массивные магнетитовые, магнетит-кварцевые или магнетит-апатитовые руды — встречен пока только в Центральной и Северной Швеции.

Условия образования этих руд до сих пор остаются дискуссионным вопросом. На описываемой территории месторождения железных руд четвертого типа и вмещающие их формации не известны.

## ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ

### Вулканогенно-осадочные формации

Железистые кварциты в Советском Союзе составляют примерно 40% мировых запасов железа, причем 90% мирового производства чугуна обеспечивается рудами осадочных месторождений. Более 50% мировых запасов приходится на долю докембрийских осадочно-метаморфических железных руд. Среди них, по данным Д.П. Сердюченко и А.В. Глебова (1964, стр. 80—83), выделяются четыре главных типа; один из них — магнетит-гематитовые кварциты (роговики, железистые кварциты); о трех остальных упоминалось в предыдущем разделе. Разные типы руд встречаются иногда в одном и том же месторождении; например, оолитовые руды (второй тип) в формации Нама-Трансваала переслаиваются с железистыми роговиками и джеспилитами.

На Русской платформе из руд упомянутых типов широко развиты железистые кварциты, джеспилиты. Они представляют собой продукт раздельного осаждения в геосинклинальных условиях коллоидов гидроокисей железа и кремния, относительно происхождения которых единого мнения пока не существует. По-видимому, в данном случае можно предполагать возможность образования железных руд путем как отложения и переотложения хемогенных и терригенных продуктов размыва континентальных образований, так и накопления в водных бассейнах термально-эксгалационного материала, связанного с вулканизмом.

На Русской платформе известны уникальные по размерам и запасам месторождения железистых кварцитов Криворожского бассейна и Курской магнитной аномалии (КМА), литологический и минеральный состав которых неоднократно описывался. Ввиду специфичности парагенезов, тектонических условий развития, литологического состава, многосотметровой мощности и практической важности железистые кварциты следует выделить в особую формацию.

Железистые кварциты (железисто-кремнистые сланцы, джеспилиты) залегают на Русской платформе среди кристаллических сланцев докембрийского фундамента в виде пластообразных залежей, образуя в южной части платформы два упомянутых крупнейших железорудных бассейна протяженностью в несколько сотен километров каждый. Кристал-

лические породы фундамента слагают нижний (архейский) и верхний (нижнепротерозойский) структурные ярусы. Нижний ярус образован обоянской гнейсовой серией, верхний (снизу) — михайловской и курской сериями на Воронежской антеклизе и синхронными им соответственно сланцево-амфиболитовой и криворожской сериями на Украинском щите. Необходимо отметить, что в таблице А.П. Никольского (Геологическое строение СССР, 1968, т. IV, стр. 34) михайловская сланцево-амфиболитовая и курская (криворожская) серии, судя по приведенным в той же таблице данным абсолютного возраста, скорее всего представляют протерозойские, а не архейские образования.

Железистые кварциты встречаются также в гнейсах и метабазитах, однако главная их часть приурочена к средней свите криворожской серии раннего протерозоя. Именно эта свита представлена формацией железистых кварцитов в виде железорудных залежей и подчиненных им филлитовидных кварц-биотитовых сланцев. Нижняя свита криворожской серии сложена кварцито-песчаниками и кварцевыми конгломератами, реже филлитовидными сланцами. В верхней свите преобладают графит-биотит-кварцевые сланцы, полимиктовые песчаники, редко конгломераты, доломиты, вулканогенные породы основного состава.

Породы криворожской серии согласно, но, по-видимому, с большим перерывом во времени перекрывают отложения михайловской (Воронежская антеклиза) или сланцево-амфиболитовой (Украинский щит) серии, кровля которой носит следы латерит-каолинового выветривания. На породах криворожской серии, по А.П. Никольскому, залегают биотит-кварцевые сланцы и биотитовые парагнейсы воронежской (Воронежская антеклиза) и гнейсовой (Украинский щит) серий. В составе их также присутствуют железистые кварциты, аналогичные известным из криворожской серии.

Таким образом, архей-раннепалеозойское время характеризовалось неоднократными проявлениями интенсивного образования железных руд, по-видимому в разных структурно-фациальных зонах доинверсионного этапа эволюции геосинклинали. Судя по мощному развитию сопутствующих вулканогенных пород, часть железистых кварцитов, вероятно, формировалась в эвгеосинклинальных условиях и была связана с последующей вулканической деятельностью.

Железистые кварциты — сложная порода из чередующихся рудных и безрудных прослоев мощностью от нескольких миллиметров до сантиметров и больше. Минеральный состав железистых кварцитов представлен в основном магнетитом, железным блеском, кварцем и пироксеном. Реже встречаются мушкетовит, пирит, пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит и другие минералы.

Железистые кварциты — обычно бедные руды, требующие обогащения; при метасоматизме они могут испытывать и естественное обогащение. Обогащенные руды концентрируются в верхних горизонтах железистых кварцитов, где образуют остаточные месторождения крупнейшего промышленного значения, возникающие вследствие выноса кремнезема из железистых кварцитов при выветривании.

Богатыми остаточными месторождениями можно назвать ряд участков КМА, среди которых известны такие гиганты, как Михайловское в Курской области, Яковлевское и Гостишевское в Белгородской. Рудные тела этих месторождений образуют пластообразные залежи, линзы, гнезда. Наиболее крупные и распространенные из них имеют пластовую и линзовидную форму с крутым падением рудного тела, залегают также плащеобразно на головах слоев железистых кварцитов, реже кристаллических сланцев.

Минеральный состав остаточных железных руд — гематит (мартит, железная слюдка), магнетит, гидротит, к которым в том или ином количестве примешиваются сидерит, кальцит, хлорит, каолинит, бейделлит, галлуазит, монтмориллонит, сульфиды железа и др. Физические свойства руд характеризуются различной степенью разрыхления — от плотных до рыхлых разновидностей. Плотные руды сохраняют первичную полосчатость материнских пород, рыхлым свойственны брекчиевые и брекчиевидные текстуры. Остаточные руды, претерпевшие перемещение под действием силы тяжести или проточных вод, получили валунчатое, конгломератовидное, гравелитовое сложение.

Минеральный состав и текстуры остаточных руд свидетельствуют о связи их происхождения с корами выветривания, формировавшимися в условиях влажного и теплого климата на породах формации железистых кварцитов, по-видимому, еще в конце верхнего протерозоя (Сердюченко, Глебов, 1964, стр. 42).

Из других полезных ископаемых в породах криворожской серии известны: в нижней свите — пиритизированные кварцевые конгломераты, близкие по составу к витватерсрандским золотоносным конгломератам, содержащие также повышенные концентрации ильменита, хлорита, циркона и рутила, в верхней свите — графит, иногда промышленного значения, вкрапленные и массивные сульфиды меди, свинца, мышьяка, перспективность которых пока не ясна.

Помимо Украинского щита и Воронежской антеклизы месторождения железистых кварцитов в аналогичных условиях залегания выявлены также в восточной части Балтийского щита и на Белорусском поднятии. Железисто-кварцитовые месторождения Балтийского щита образовались в условиях регионального метаморфизма преимущественно осадочно-вулканогенных формаций, что, по-видимому, объясняется широким развитием глубинных разломов, обусловивших интенсивную деятельность магматических очагов, имеющих главным образом основной и ультраосновной состав.

Железистые кварциты Белорусского поднятия изучены еще очень слабо, поскольку докембрийский кристаллический фундамент в пределах Белоруссии погружен на значительную глубину под осадочные отложения разного возраста. Сравнение их с железистыми кварцитами Кривого Рога и КМА свидетельствует об их одинаковом происхождении (Стаевич и др., 1971, стр. 340-342).

Формация железистых кварцитов — образец "ископаемого" типа осадочных образований. По Л.Б. Рухину (1961, стр. 672), наиболее поздним временем их регионального проявления был кембрий в разрезах

пород Восточной Азии (Корея, Малый Хинган). Несколько дольше в геологической истории Земли удерживалась ветвь железистых кварцитов эффузивно-осадочного происхождения. Железные руды этой ветви, по Н.М. Страхову, были широко распространены в докембрии и, постепенно сокращаясь в своем развитии, почти полностью исчезли к среднекарбонному времени.

Кремнисто-сланцевая формация с характерными для нее рудами на Русской платформе пока не известна. Как было сказано, вторым типом докембрийских осадочно-метаморфических докембрийских железных руд Д.П. Сердюченко и А.В. Глебов считают оолитовые гематит-шамозит-сидеритовые руды, аналоги руд Верхнего озера и Нама-Трансваала в Южной Африке, входящих, по Л.Н. Формозовой, в состав кремнисто-сланцевой формации, где они постепенно переходят в железистые кварциты криворожского типа. С приближением к ранее существовавшему берегу наблюдаются фашиальные переходы пород кремнисто-сланцевой формации в железисто-глинистые сланцы (Сердюченко, Глебов, 1964, стр. 85). К ордовикским рудам кремнисто-сланцевой формации относятся также руды Тюрингии, Чехословакии и других районов. Представляется, что по постоянной ассоциации с вулканогенными и кремнистыми образованиями эту формацию, выделенную Л.Н. Формозовой, можно сопоставлять с отдаленной кремнистой формацией Н.С. Шатского.

Для кремнисто-сланцевой формации характерны породы доинверсионного геосинклинального этапа — темные или черные, нередко графитистые, слюдястые и кремнистые серицитовые, хлоритовые и глинистые ожелезненные сланцы и песчаники с прослоями кремней, туфы и лавы диабазового и спилитового состава. Часто встречаются фосфоритовые конкреции разной величины и формы.

Рудные оолиты (0,2–0,5 мм в поперечнике) состоят из чередующихся концентров шамозита или другого хлорита и гематита. Диагнетизированные разности представлены сидеритовыми оолитами. Иногда образуются целые прослои массивного сидерита и гематита мощностью до 1 м.

На Русской платформе такие руды пока не обнаружены. Нам они, как и вмещающая их формация, интересны в том отношении, что проявления их составляют как бы промежуточное звено между докембрийскими рудами и обширным семейством оолитовых железных руд после докембрийского возраста, имеющих важное практическое значение и широко распространенных на Русской платформе.

Общие особенности природы оолитовых руд: первичный железисто-хлоритовый, окисно- и гидроокисножелезистый состав оолитов и цементирующего их материала; относительная подвижность железа как компонента рудных концентраций вмещающих пород; наличие следов перемыва рудного материала, смешения и дробления рудных галек; присутствие рудных бобовин, пизолитов и галек разных генераций; ассоцированность с песчано-глинистым материалом, которым они могут замещаться в плане и разрезе.

Кремнисто-сланцевая формация, по Л.Н. Формозовой (1960, стр. 120-123), относится к эвгеосинклинальным образованиям, связанным с зонами подводного вулканизма основного состава, развивавшегося в период от рифея до ордовика. В других формациях за этот промежуток времени оолитовые руды не известны.

### Карбонатная формация

Большой научный и практический интерес представляет весьма своеобразная и не вполне еще выясненного происхождения железорудная карбонатная формация, широко распространенная в пределах развития рифейских отложений южной части западного склона Урала. Рудоносность формации связана с интенсивным развитием в ее составе сидеритовых и магнезитовых руд, которым большинство геологов приписывает осадочный генезис, впервые предположенный Д.В. Наливкиным и А.Д. Архангельским и в недавнем прошлом дополнительно обоснованный Н.К. Бургеля, А.Е. Малаховым, З.М. Старостиной и др.

Говоря о приуроченности железорудных пород к карбонатной формации, следует отметить, что речь в данном случае идет о крупнейших скоплениях сидеритовых руд, составляющих главную часть формации. Вообще же железные руды описываемого типа встречаются не только в карбонатных породах, но и в породах смешанного состава и даже с преобладанием терригенных.

Породами, подстилающими карбонатную сидеритоносную формацию, являются гнейсы, амфиболиты и железистые кварциты тараташского комплекса, на которые формация ложится с перерывом и угловым несогласием. В ее составе при движении к береговой зоне по латерали и к кровле по вертикали наблюдается смена господствующих пород в последовательности: известняк — доломит — сидерит — глинистый сланец. Все более или менее значительные рудные тела приурочены к левой части ряда, точнее — к краевой части хомогенных осадков в зоне перехода карбонатной формации в терригенную. Аналогичное развитие рудоносности намечается и в вертикальном, т.е. стратиграфическом разрезе. Связь сидеритовых руд с определенным составом и последовательным образованием пород легче всего объясняется с точки зрения осадочного происхождения формации и заключенных в ней железных руд и гораздо труднее с позиций магматического развития.

Морфологически рудные тела представляют собой пластовые или пластообразные залежи, реже рудные линзы и гнезда. Вмещают их доломитизированные и "чистые" известняки, доломиты с тем или иным (иногда доминирующим) содержанием прослоев углисто-глинистых, кварц-серицит-глинистых и серицит-хлоритовых сланцев.

Руды состоят из магнетиальных разновидностей железа типа сидероплезита и пистомезита, а также из сидерита с незначительной примесью кремнезема, глинозема, серы, фосфора, марганца. В зоне гипергенеза сидеритовые руды окислены и превращены в бурые железняки и турьиты (плотные, охристые, кавернозные, глинистые).

Источник железа можно усматривать в железосодержащих породах Уфимского амфитеатра, откуда оно сносилось в Уральскую геосинклиналь в ионных и коллоидных растворах, а также в виде механической взвеси. Отложению железа благоприятствовало обилие органического материала.

Небольшое практическое значение имеют железные руды элювиального и делювиального типов. Они крайне редки среди древних пород и широко распространены в новейших корах выветривания на территории современных тропиков и субтропиков. Почти всегда они связаны с основными и ультраосновными породами, обогащающими их никелем, кобальтом, хромом.

## ВЫВОДЫ

1. Широкое, почти повсеместное и многоярусное развитие железных руд на Русской платформе известно с самых древнейших времен до современного периода. Несомненно в связи с этим Русская платформа представляет одну из наиболее богатых железорудных провинций в мире, в которой железо играет роль главного "сквозного" или "проходящего" элемента — полезного ископаемого.

2. Железные руды распространены во всех группах формаций, отвечающих полному комплексу основных геотектонических структур в приповерхностной зоне земной коры. Наиболее производительны геосинклинальные железорудные формации, сосредоточивающие в себе, как во всем мире, так и на Русской платформе, основную часть запасов железных руд по отношению к общей сумме этих запасов.

3. В условиях образования, во времени проявления и в составе формаций выявляются определенные закономерности. Геосинклинальные формации имеют наиболее древний возраст, верхней границей которого служит ранний карбон. Железорудные тела этого возраста, приуроченные к геосинклиналям, относятся главным образом к формациям вулканогенно-осадочной подгруппы, причем в докембрийском осадочном материале преобладает хемогенная составляющая. К терригенной части осадочного материала в большинстве случаев можно отнести лишь трудно диагностируемую муть дисперсного глинистого материала, что служит признаком значительной удаленности от берега зон накопления докембрийских железорудных формаций.

Платформенные формации характеризуются почти исключительно подгруппой терригенных формаций. Они представляют типичные мелководные образования, приуроченные к прибрежным отложениям, не достигающим зоны тонкодисперсных глинистых осадков. В областях переходных геотектонических структур развиваются: в более ранние эпохи — формации вулканогенно-осадочной и, возможно, карбонатной подгруппы, в более поздние — терригенной подгруппы. В целом создается отчетливая последовательность смены вулканогенно-осадочных и хемогенных формаций терригенными по мере перехода от геосинклинальных структур к платформенным и от более ранних геологических эпох к более

поздним. Параллельно смене глубоководных отложений мелководными осуществляется переход от слоистых и массивных структур к оолитовым и конкреционным, жеодовым, землистым. В минеральном составе руд в результате сокращения доли участия сидерита, гематита, железистых хлоритов возрастает относительное содержание гидроокислов; с приближением к береговой линии повышается содержание фосфора.

4. Железорудные формации встречаются на протяжении всего геологического времени, поскольку железу свойственны черты "сквозного" элемента в описываемом регионе. И все же на фоне этой универсальности распространения отчетливо выделяются эпохи особенно интенсивного развития железных руд в осадочном чехле Русской платформы, приходящиеся на поздний девон, среднюю юру, средний мел, неоген, т.е. эпохи, совпадающие с фосфоритообразующими или весьма близкие к ним (см. главу 8). Возможно, к этому ряду железорудных эпох следовало бы прибавить еще раннепалеозойскую, но соответствующая этому времени кремнисто-сланцевая формация не получила развития на Русской платформе.

5. Упомянутые в четвертом пункте железорудные эпохи соответствуют по времени обширным трансгрессиям, следовавшим за горообразованием и длительными процессами выветривания и пенеппенизации. Выветривание приводило к концентрации железа и при определенных условиях — к вовлечению его в транспортную систему переноса вплоть до отложения в конечном бассейне стока. Пенеппенизация местности способствовала развитию озерно-болотных пространств, а при наступлении моря — лагун и заливов. В озерно-болотистой местности могли устанавливаться восстановительные условия, необходимые для образования сравнительно легко растворимых соединений закисного железа. Сглаженность рельефа обуславливала незначительное поступление в водные системы разубоживающего взвешенного материала, что в условиях гумидного климата при усиленном сносе железистого вещества способствовало концентрации его в русловых отложениях транспортирующих систем и (или) в конечных бассейнах стока. Очевидно, чем короче был путь перемещения, тем относительно большее количество рудного вещества достигало крупных бассейнов отложения.

6. Докембрийские формации — геосинклинальные и в настоящее время входят в состав кристаллических фундаментов платформ. Исключительные масштабы содержащихся в них запасов железных руд присущи Русской платформе, как и прочим древнейшим платформам, и определяют одну из основных черт их металлогенического профиля.

О происхождении железистых кварцитов и кремнисто-сланцевых формаций нет единого мнения. Однако представляется, что оно должно быть связано прежде всего с еще малой мощностью сиалической оболочки земной коры и относительной легкостью поступления в приповерхностные зоны Земли продуктов магматической деятельности в докембрии.

7. Коренным источником железа в практически интересных месторождениях осадочного чехла Русской платформы были хорошо известные крупнейшие железорудные формации Украинского щита, Воронежской

антеклизы, а также менее изученные и отчасти предполагаемые железорудные формации Тимана, Волго-Уральского поднятия и других выступов фундамента. В связи с этим, вероятно, закономерно убывание крупных месторождений железных руд в разрезах северо-западной части Русской платформы.

В докембрийских и более поздних железорудных формациях известны повышенные концентрации марганца. Однако практически интересные концентрации марганца в железорудных месторождениях Русской платформы до сих пор не выявлены. Очевидно, для образования марганцевых руд требуются иные и, вероятно, более сложные условия по сравнению с теми, какие требуются для железорудных концентраций.

8. В распределении железных формаций внутри определенных отрезков геологического времени в качестве главных факторов в связи с геохимическими свойствами железа выступают тектоника и отчасти обусловленный ею климат. О связи размещения железорудных формаций с тектоникой свидетельствуют: закономерное развитие их во времени по основным тектоническим структурам земной коры; приуроченность ко времени обширных трансгрессий, наступающих вслед за длительным периодом интенсивного выветривания и денудации, т.е. к средним этапам геотектонических циклов по достижении на платформе высокой степени пенепленизации; локализации основных железорудных формаций на склонах выступов фундамента, сложенных докембрийскими железорудными формациями.

9. Значение климатических условий для развития железорудных формаций общеизвестно: для образования рудных концентраций необходим жаркий или умеренно жаркий и влажный климат, область развития которого распространяется на обширные континентальные районы. Сочетание времени проявления благоприятствующих тектонических и климатических факторов знаменует наступление упоминавшихся выше рудообразующих эпох, разумеется при наличии таких основных факторов, как наличие питающих источников железа.

10. С условиями жаркого и влажного климата, равнинного рельефа с застойными водоемами связано, как известно, интенсивное развитие всякого рода организмов, кор выветривания с их специфическим в данных условиях комплексом минеральных ассоциаций и полезных ископаемых, в результате чего широкое распространение получают угленосные боксит-железорудные формации с тем или иным участием фосфоритов. Они хорошо известны, легко диагностируются по ряду отличительных признаков. При размыве на водосборных площадях ультраосновных пород могут возникать не крупные месторождения природнолегированных железных руд, обогащенных никелем, кобальтом, хромом, сидерофильными и кратогенными элементами.

Приведенные выше особенности развития железорудных формаций в пространстве и времени, положение их в вертикальном разрезе, парагенезис рудных минералов, характер вмещающих пород — все это может служить критерием для перспективных оценок и прогнозов на содержание как самих железных руд, так и сопутствующих им полезным ископаемых в основном для мелкомасштабных исследований.

**МАРГАНЦЕВЫЕ РУДЫ  
И МАРГАНЦЕНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ**

Основы теории прогноза осадочных рудных месторождений, в частности таких важных направлений ее, как осадочное и вулканогенно-осадочное марганцевое рудообразование и металлогения марганца, заложили В.И. Вернадский (1954), А.Е. Ферсман (1939), Л.В. Пустовалов (1940), А.Г. Бетехтин (1946), Н.М. Страхов (1947, 1963) и многие другие исследователи. Развитие и совершенствование этих представлений неразрывно связаны с общим техническим прогрессом в металлургии и расширением мирового железорудного и марганцеворудного производства. Напомним, что в конце XIX – начале XX столетия бурное развитие сталелитейной промышленности привело к разработке крупнейших месторождений марганцевых руд в России – Чиатурского в 1879 г. и Никопольского в 1886 г., в Бразилии – штате Минас Жерайс в 1894 г., в Индии – штате Мадхья Прадеш в 1899 г., в ЮАР – Постмасбурге в 1929 г.

Обилие геологической информации с осваиваемых и вновь открываемых марганцевых месторождений, характеризующихся значительной масштабностью богатого оруденения или мелкими размерами залежей, убожеством и минеральным непостоянством руд, побудило специалистов ряда стран начать планомерное изучение закономерностей размещения марганцерудных концентраций в земной коре, вопросов их генезиса. В результате таких исследований, базирующихся на минералого-петрографических, геохимических и общегеологических предпосылках, предложены генетические и промышленные классификации марганцевых месторождений (марганцевых руд), сделаны попытки их стратиграфического упорядочения, намечены металлогенические эпохи и провинции (Бетехтин, 1946; Страхов, 1947). Как бы итогом более полувекового изучения марганцевых месторождений мира явился Симпозиум по марганцу на 20-м Международном геологическом конгрессе в Мехико в 1956 г.

Развитие учения о марганценосных формациях и их классификация. С середины 50-х годов изучение осадочного и вулканогенно-осадочного марганцевого рудообразования идет по пути установления главнейших марганценосных формаций, характеризующихся специфическими для каждой формации признаками – тектоническими, литологическими, фациальными, геохимическими, размерами и морфологией рудных залежей, минеральными типами и парагенетическими связями рудных концентраций с вмещающими породами и т.д. Одна из первых работ, посвященная этой проблеме, опубликована Н.С. Шатским

(1954), рассмотревшим вулканогенно-осадочные марганценозные формации, их тектоническое положение и приуроченность рудных концентратов к определенным типам структур и отложений. Существенные выводы и обобщения сделал Е.Е. Захаров (1958) по выявлению регионально-геологических закономерностей развития марганцерудных формаций на земном шаре. И.М. Варенцов (1962а) предложил классификацию главнейших осадочных марганценозных формаций мира, рассмотрел их тектоническое положение и распределение по стратиграфической шкале, дал количественную оценку запасов металлического марганца в месторождениях и формациях. В результате анализа основных марганцерудных областей мира Варенцов выделил типы главнейших марганценозных формаций, которые в порядке убывания значимости оруденения располагаются в следующий ряд: 1) Никопольская ортокварцит-глаукоцит-глинистая формация; 2) группа наложенных, преимущественно латеритных формаций; 3) группа джеспилитовых формаций; 4) группа известняково-доломитовых формаций; 5) группа кремнисто-сланцево-ортокварцитовых формаций; 6) гондитовая формация; 7) группа вулканогенно-осадочных формаций (порфирирового ряда); 8) группа вулканогенно-осадочных формаций (зеленокаменного ряда); 9) флишевая туфогенно-терригенная формация.

Формационный подход к изучению месторождений марганцевых руд содержится во многих работах (Рухин, 1961; Страхов, 1963; Сулов, 1967; Саложников, 1967, 1970б; Страхов и др., 1968; Соколова, 1968 и др.).

Необходимость применения формационного метода при изучении марганцевых месторождений вытекает уже из того, что подавляющая часть рудных накоплений марганца на земном шаре связана независимо от природы источника марганценозных растворов с собственно осадочными и вулканогенно-осадочными породами. В этом легко убедиться, проанализировав промышленную ценность различных генетических типов марганцевых месторождений Советского Союза. Так, все разведанные запасы марганцевых руд Украины, Грузии, Урала, Казахстана, Средней Азии, Сибири, Дальнего Востока заключены в осадочных морских месторождениях, сформировавшихся в водной среде по законам осадочной (механической и химической) дифференциации (Рахманов, 1967).

По состоянию на 1 октября 1972 г. на первичные осадочные морские месторождения приходится почти 99% всех балансовых запасов марганцевых руд, разведанных по категории  $A+B+C_1$ , и только около 1% их заключено в месторождениях, измененных вторичными процессами, и накапливается преимущественно в корах выветривания.

Магматогенные марганцевые месторождения, подразделяемые на контактово-метасоматические и гидротермальные, не рассматриваются как не представляющие в СССР практического интереса.

Устанавливая и прослеживая парагенетические связи первичных марганцевых руд с вмещающими породами по разрезу и латерали, можно различить два главных вида морского осадочного рудонакопления — собственно осадочный и вулканогенно-осадочный. При этом на ход седиментации рудоносных и нерудоносных осадков влияли в первую оче-

редь такие региональные факторы, как тектонический, от которого зависела структурная позиция района, глубина морского бассейна, интенсивность вулканической деятельности.

К факторам, имеющим главенствующее значение в наложенном марганцевом рудообразовании, относится климатический, с которым связывается образование мощных, богатых марганцерудных кор выветривания, особенно в странах с тропическим и субтропическим климатом (Индия, Бразилия, ЮАР и др.). Известны примеры накопления первичных марганцевых руд в условиях аридного и гумидного климата и связи их с марганценосными формациями, в составе которых появлялись отложения, фиксирующие изменения температуры и влажности внешней среды.

Внимание геологов к собственно осадочному и вулканогенно-осадочному типам марганцевого литогенеза, изучение этих типов, выбор номенклатурных единиц для осадочных формаций и сведение их в единую классификацию обусловлены необходимостью широких прогнозно-металлогенических исследований на марганцевые руды с составлением прогнозных карт средних и крупных масштабов. При этом для получения максимального эффекта таких прогнозных исследований признано целесообразным применять в процессе их проведения в первую очередь литолого-фациальный и формационный методы (Чайковский и др., 1971).

Прежде чем перейти к вопросу о типизации и систематизации марганценосных формаций, заметим, что мы не являемся сторонниками выделения марганценосных наложенных формаций или формаций коры выветривания. Формирование окисленных марганцевых руд, или руд коры выветривания, происходило и происходит практически на всех марганцевых месторождениях, рудопроявлениях, марганценосных породах. Для геохимического течения этого процесса порой достаточно присутствия в материнских породах двух-трех десятков сверхкларковых единиц первичной концентрации данного металла, чтобы в зоне выветривания могли возникнуть накопления марганца на целый порядок выше (200-300 кларков и более). Так, среднее содержание марганца в архейских марганцовистых известняках Саган-Забинского месторождения Прибайкалья колеблется от 2-3 до 5-6% (20-30 кларков), при окислении известняков оно увеличивается до 40% (400 кларков) и более. Аналогичная картина наблюдается и на нижнепермском Улутелякском месторождении марганцовистых известняков, среднее содержание марганца в которых 6-10%, а в их окисленной части оно достигает 20-30% и более. Запасы окисленных марганцевых руд в обоих случаях невелики и промышленной ценности не представляют.

Марганцерудные шляпы (или окисленные марганцевые руды) известны на Никопольском, Чиатурском, Каражальском, Усинском, Примагнитогорских, Дурновском, Малохинганских и многих других месторождениях. Качество и количество образованных марганцерудных залежей коры выветривания на всех этих месторождениях различно и зависело от многих причин (климата, структурного положения и т.д.). Иными словами, марганцерудные коры выветривания могут возникать часто одновременно в зависимости от климатических условий на примыкающих друг к другу разновозрастных и генетически различающихся марганце-

носных формациях, как, например, в Алтае-Саянской складчатой области, где марганцевые руды известны на Салаире в порфиристо-кремнистой нижне-среднекембрийской формации дурновского типа, в Кузнецком Алатау в доломит-известняковой нижнекембрийской формации усинского типа, на Алтае в среднедевонской эффузивно-осадочной формации зырянского типа и других местах.

Исходя из этого, в основу генетической классификации осадочных марганценозных формаций нами положена первичная марганценозная формация. При наличии последующего, вторичного обогащения она может рассматриваться как формация, несущая наложенное марганцевое оруденение.

Под марганценозной формацией мы понимаем парагенетически связанную в возрастном и в пространственном отношении ассоциацию горных пород, неперенным членом разреза которых являются пласты (залёжи) марганцерудных или близких к ним накоплений. При изучении взаимосвязи между комплексом осадочных образований и приуроченных к ним осадочных и вулканогенно-осадочных марганцевых месторождений и тектоникой района выявляется закономерность, заключающаяся в синхронности развития определенных типов марганценозных формаций и структур.

Для классификационных целей представляется целесообразным объединить все марганценозные формации в три большие группы, соответствующие наиболее крупным тектоническим элементам земной коры: 1) платформенные, 2) переходных областей — субплатформенные и субгеосинклинальные, 3) геосинклинальные — миогеосинклинальные и эвгеосинклинальные (табл. 2). По литологическим признакам в этих группах возможно выделить подгруппы марганцевых формаций — терригенные, карбонатные, вулканогенные, в составе которых преобладают то кластические, то карбонатные отложения или лавы и туфы от основного до кислого состава (Рахманов, Чайковский, 1972).

Более 80% мировых запасов марганцевых руд сосредоточено в месторождениях, содержащихся в терригенных подгруппах формаций, особенно в кварц-глауконитовой песчано-глинистой марганценозной формации платформенной группы и аналогичной формации группы переходных областей. Наиболее бедны марганцем формации вулканогенной подгруппы геосинклинальной группы и группы переходных областей (табл. 2).

Ниже рассматриваются марганценозные формации, развитые на территории Советского Союза, характеризующиеся в зависимости от их структурно-тектонического положения фаціальным и геохимическим своеобразием марганцевого рудообразования. Исследования внутриформационных марганцевых месторождений, проведенные путем изучения вещественного состава руд и вмещающих пород, их фаціальной природы, парагенетических связей между основными типами пород, позволили сделать выводы о генезисе и уточнить формационную принадлежность марганцерудных концентраций. Отдельные типы марганценозных формаций, известные только за рубежом, описываются по литературным данным.

Таблица 2

Классификация основных типов марганценосных формаций

Группа формаций	Подгруппа формаций	Типы формаций	Характеристика	
			Марганцевые	
			Форма рудных тел	Текстура; структура
1	2	3	4	5
Платформенные	Терригенная	Кварц-глауконитовая песчано-глинистая	Пласты	Конкреционная, желваковая, оолитовая, бобовая, землистая; концентрически зональная, сферолитовая, ментаколлоидная
	Карбонатная	Известняково-доломитовая	Пласты, линзы	Конкреционная, жеодовая; кристаллически зернистая
		Доломитовая	Линзы	Конкреционная; концентрически слоистая, колломорфная
	Вулканогенная	Вулканогенно-терригенная	Пласты, линзы	Полосчатая, желваковая, землистая, цементная; кристаллически зернистая
			Линзы, гнезда, жилы	Массивная, землистая, слоистая, натечно-скорлуповая; кристаллически зернистая; колломорфная
		Железисто-кремнистая	Пласты, уплощенные линзы	Полосчатая; кристаллически зернистая
Переходных областей	Терригенная	Кварц-глауконитовая песчано-глинистая	Пласты	Вкрапленная, оолитовая, желваковая, цементная, землистая; кристаллически зернистая, коллоидная

формаций		Тектоническое положение	Район развития формации, месторождения; возраст
руды	Вмещающие породы		
Состав; элементы-примеси	Состав	8	9
6	7	8	9
Пирролизит, псиломелан, манганит, кальциевый родохрозит, марганокальцит	Пески, алевроиты, глины	Склоны шитов	Южная Украина, Никопольское, Больше-Токмакское; олигоцен
Пирролизит, псиломелан (коронадит), иногда гаусманит; Pb, Ba	Доломиты с прослоями известняков, мергелей	Склоны антеклиз (выступов)	Марокко, Имини-Таздрем; мел поздний
Пирролизит, псиломелан (голландит, коронадит, криптомелан), иногда манганит, гаусманит; Fe, Ba, P	Доломиты, мергелистые доломиты, доломитовые известняки		Синай, Ум-Бутма; карбон ранний
Псиломелан, вад, пирролизит, манганит	Конгломераты, песчаники, алевролиты, глины, прослой известняков, гипсов, туфов, туфогенные песчаники и алевролиты		США, Пик-Артиллери, Лейк-Мид; плиоцен
Псиломелан (тунгомелан)	Туфы карбонатные, песчаники	Активизированные участки платформ	США, Голконда; четвертичный
Криптомелан	Яшмовидные, гематитовые породы, аркозы		Бразилия, Урукум; силурий
Пирролизит, псиломелан, манганит, кальциевый родохрозит, марганокальцит	Пески, алевроиты, глины, спонгалиты	Жесткие срединные массивы в зоне геосинклиналей	Западная Грузия, Чиатурское; олигоцен ранний

Таблица 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Переходных областей (субплатформенные и субгеосинклинальные)	Терригенная	Кварц-песчано-глинистая	Пласты, уплощенные линзы, гнезда	Прожилково-цементационная, желваковая, натечно-скорлуповатая, землистая; кристаллически зернистая, коллоидная	Псиломелан (криптомелан, голландит), пиролюзит, вернадит. Вторичные минералы - браунит, гаусманит; Fe	Конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты	Внешние прогибы	Присаянье, Нижнеудинская группа; протерозой поздний
		Кварц-песчано-глинистая "гондитовая"	Пласты, уплощенные линзы	Полосчатая, вкрапленная, массивная; кристаллически зернистая	Браунит, родонит, спессартин, гаусманит	Изначально пески, алевроиты, глины, кремнистые осадки	Субплатформы	Центральные районы Индии, Мадхья-Прадеш; архей
	Карбонатная	Известняково-доломитовая	Пласты, линзы	Слоистая, оолитовая, комковатая; кристаллически зернистая	Марганцовистый кальцит, марганокальцит	Доломиты, доломитовые мергели, ангидриты, известняки марганцовистые	Краевые прогибы в зоне сочленения платформ и геосинклиналей	Западное Приуралье, Улутелякское; пермь ранняя
		Кремнисто-известняковая	То же	Слоистая; кристаллически зернистая, кристаллобластическая, катакластическая	Браунит, гаусманит, марганокальцит; Fe, Pb, Zn, Ba	Известняки пестроцветные, кремнистые, железистые, углистые, марганцовистые	Консолидированные участки с субплатформенным режимом	Центральный Казахстан, Каражал; девон поздний
	Вулканогенная	Вулканогенно-терригенная	Пластообразные тела, линзы	Слоистая, оолитовая; кристаллически зернистая	Псиломелан, пиролюзит, марганит	Туфы, туфоконгломераты, туфобрекчии, туфопесчаники, известняки	Глыбы, сопряженные со складчатыми областями	Центральная Грузия, Тетрицкаройская группа; палеоцен
			Пласты, линзы, жилы	Массивная, вкрапленная, цементная, брекчиевая; кристаллически зернистая	Браунит, гаусманит, псиломелан, пиролюзит	Аркозовые песчаники грубозернистые	Субплатформенные участки разломно-блокового строения	Центральный Казахстан; Джебдинское; девон поздний
Геосинклинальные	Терригенная	Кварц-песчано-глинистая	Линзы, гнезда	Массивная, порошкато-землистая, конкреционная, почковидная; зернистая, концентрически зональная	Пиролюзит, псиломелан, голландит, криптомелан - вторичные минералы	Песчаники, песчаные доломиты, туфопесчаники, туффиты	Внешние зоны геосинклиналей	Прибайкалье, Иликтинское; протерозой поздний
	Карбонатная	Известняковая	Пласты	Слоистая; кристаллически зернистая	Марганцовистый кальцит, марганокальцит	Известняки		Прибайкалье, Саган-Забинское; архей
Кремнисто-известняковая		"	Слоистая, волнисто-слоистая, брекчиевидная; кристаллически зернистая	Родохрозит, марганокальцит, марганцовистый кальцит	Известняки, кремнистые известняки, прослой доломитов, туфов		Средняя Азия, Тахта-Карачинское; силур	

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5
		Доломит-известняковая	Пласты, уплощенные линзы	Слоистая; прожилковая, кристаллически зернистая, афанитовая, сферолитовая, оолитовая, гелевая
Геосинклинальные	Вулканогенная	Спилит-кратофир-кремнистая	Линзы, гнезда, жилы	Слоистая, кристаллически зернистая
		Порфир-кремнистая	Пласты, линзы	Слоистая, массивная, брекчиевидная; кристаллически зернистая
		Железисто-кремнистая	То же	Слоистая, полосчатая; кристаллически зернистая

## ПЛАТФОРМЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

## Терригенная формация

Кварц-глауконитовая песчано-глинистая формация никопольского типа располагается на южном борту Украинского щита, принимает участие в строении осадочного чехла и состоит из слабо сцементированных песчано-алеврито-глинистых пород с залегающими в них крупными промышленными залежами марганцевых руд. Породы погружаются на юг по склону щита с крайне слабым наклоном до долей градуса (рис. 1). Породы и руды формации, прослеживающейся с перерывами в широтном направлении на сотни километров — от р. Ингулец до р. Днепр на востоке, залегают (длиной до 100 км) к северу в меридиональных лимановых депрессиях трансгрессировавшего с юга на склон щита палеогенового моря. Лиманы образовались в пологих погружениях фундамента — унаследованных формах древнего струк-

6	7	8	9
Кальциевый родохрозит, ферро-родохрозит, марганцокальцит, марганцовистый кальцит, марганостильпномелан			Кузнецкий Алатау, Усинское; кембрий ранний
Браунит, гаусманит, родонит, бустамит, тефроит, родохрозит	Кремнистые породы, яшмы, яшмовидные кварциты, кремнистые сланцы, основные и средние эффузивы, их туфы		Южный Урал, Примагнитогорская группа; девон ранний-поздний
Браунит; Pb, Zn, Cu, As, Ag, Sb	Кварциты безрудные, железистые и марганцовистые, кварцевые порфиры	Внутренние зоны геосинклиналей	Салаир, Друновское; кембрий
Браунит, гаусманит, родохрозит, олигонит	Кремнистые сланцы, яшмовидные кварциты, марганцовистые и железистые кварциты		Дальний Восток, Малохинганские; рифей-кембрий

турного рельефа. Мощность марганценовой формации (харьковской свиты) колеблется от нескольких сантиметров у северных границ лиманов, соответствующих границам рудных залежей, до десятков метров на южном фланге Никопольского месторождения.

На северных площадях своего развития марганценовая формация залегает на выветрелых породах древнего остова. Несколько южнее по мере погружения вместе с бортом щита и перекрытия более молодыми отложениями неогена на глубинах 100–200 м формация располагается на различных горизонтах меловой коры выветривания дорифейских образований (снизу вверх): монтмориллонитовой, каолинитовой, гидрогетит-гипсцитовой, бокситовой (Басс, 1964). Еще южнее она подстилается трансгрессивными песчано-глинистыми отложениями палеогена — киевскими, бучакскими, каневскими 100-метровой мощности, местами включающими пласты бурых углей. Последнее свидетельствует о гумидных климатических условиях прибрежных частей палеогенового морского бассейна с лагунными заливами и озерами.

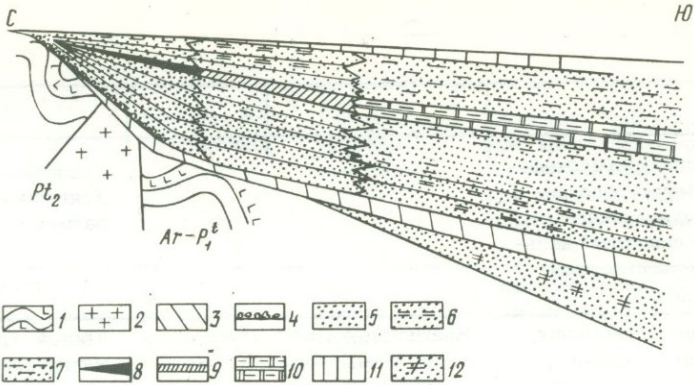


Рис. 1. Кварц-глауконитовая песчано-глинистая марганценовая формация никопольского типа (Украина)

1 - архейско-нижнепротерозойские отложения, кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты; 2 - среднепротерозойские гранитоиды; 3 - меловая кора выветривания; 4 - конгломераты, галечники; 5 - пески и песчаники; 6 - глинисто-песчаные породы; 7 - глинистые породы; 8 - окисные марганцевые руды; 9 - окисные и карбонатные руды; 10 - глинистые породы с многочисленными конкрециями карбонатных марганцевых руд; 11 - известняки сармата; 12 - песчано-глинистые отложения киевской свиты

В пределах серии рудных залежей, образующих Никопольское месторождение, формация характеризуется значительным разнообразием фациальных типов разрезов, сменяющихся по простиранию и к центральным частям лимановых депрессий. По мере удаления от расположенных севернее источников сноса терригенного и рудного материала в составе пород постепенно снижается содержание крупнообломочных фракций (Грязнов, 1964). Пачка глинисто-песчаных пород с марганцевыми рудами согласно и без перерыва подстилается харьковскими песками, и также согласно ее перекрывают харьковские глины. Мощность пачки в среднем по залежам 2-2,5 м. К северным бортам залежей она выклинивается, к югу ее мощность постепенно возрастает до 5 м. Руды пачки прослеживаются от северных бортов залежей к югу на 10-15 км.

В северных частях залежей марганцерудная пачка содержит пласты окисных руд, сменяющиеся в центральных частях конкрециями и пластами окисных и карбонатных руд, а в южных - почти исключительно конкрециями, реже пластами карбонатных, преимущественно марганцево-кальцитовых руд. Рудовмещающими являются песчаные, алевроитовые, глинистые породы, в низах рудной пачки также дресвяники и конгломераты. Роль песчаных пород уменьшается снизу вверх по разрезам и к югу: в нижней части пачки преобладают песчано-алевритовые, в верхней - глинистые породы. Обломочный материал сложен кварцем (90%),

обломками полевых шпатов, в основном плагиоклазов, плохо окатанного рутила, сфена, амфиболов, биотита и др. Терригенные — песчаные и алевритовые породы формации неравномерно и плохо отсортированы, что свидетельствует о близости источников сноса.

Для пород и руд формации характерно наличие в ней седиментационного кальцита, цементирующего местами песчаные и алевритовые разности, и широкое развитие диагенетического глауконита, местами образующего существенные скопления. Интересно, что здесь мы имеем дело с наиболее железистым и калиевым темновато-зеленым глауконитом, формирующимся за счет терригенных магнезио-железисто-калиевых слюд совместно с фосфатами железа в прибрежных частях морского бассейна с нормальной соленостью.

Среди марганцевых руд Никопольского месторождения выделяются цементированные, сливные, конкреционные, пизолитовые, оолитовые, сажистые. Три последние разности обычно приурочены к верхней части рудной пачки и связаны с глинистыми породами. Цементированные и сливные руды расположены преимущественно в нижней половине рудной пачки среди существенно песчаных пород.

Площади почти всех марганцерудных залежей никопольской формации с повышенными в среднем по рудной пачке содержаниями марганца несколько сдвинуты от северных границ залежей примерно на 0,3–1 км к югу в сторону песчано-глинистых фаций. Участки с пониженными содержаниями марганца обычно протягиваются узкой полосой в зоне песчаных, местами глинисто-песчаных фаций с окисными рудами по краевым (северным) границам залежей, а также в глинистых фациях с карбонатными рудами на южных флангах месторождения. Поля максимальных содержаний марганца (более 30%) развиты в центральных частях залежей, контролируются направлением вноса в них материала с севера, северо-запада и северо-востока.

Пониженные содержания фосфора, как и марганца, приурочены к песчаным фациям северных бортов залежей. Повышенные содержания фосфора (в среднем по пачке до 0,25% и более) связаны с фациями песчано-глинистых окисных и отчасти карбонатных марганцевых руд. Основные массы фосфора, сосредоточенного в формации, сдвинуты по сравнению с массами марганца в сторону несколько более глинистых фаций, что весьма показательно для платформенных морских марганцевых фаций.

Образование огромных масс марганцевых руд формации происходило независимо от накопления железа, концентрации которого в формации и ее рудах редко превышают кларковые. Существенные концентрации отмечаются иногда у таллия, серебра, иттербия. Примечательно, что понижение содержания марганца в рудной пачке обычно сопровождается некоторым повышением содержания Fe, Al, Ti, V, Mg, Zn, Na, Y.

По генезису никопольская формация — типично осадочная платформенная, компоненты которой отложились в прибрежных условиях медленно трансгрессировавшего на достаточно пенепленизированную сушу теплого моря. Теплый влажный климат благоприятствовал концентрации марганца вследствие выноса компонентов из меловой латеритной коры

выветривания и его накоплению отдельно от железа вместе с терригенно-обломочным и в значительной мере глинистым материалом. Вертикальная зональность по разрезам глинистых минералов соответствует вертикальной зональности коры выветривания остова шита, что, как и ряд других признаков, свидетельствует о терригенной природе основной массы глинистого материала никопольской формации.

Концентрация марганца с переотложением материала из различных горизонтов коры выветривания дорифейских пород в лиманы харьковского моря проходила, кроме того, местами в условиях фаций прибрежных скал и камней. На это указывают находки усоногих раков и десятиногих раков-крабов (Грязнов, 1964), развитие дресвяников и конгломератов, кварцевые глыбы, гранитные и даже псиломелановые гальки в низах рудной пачки, а также расположение изогипс древнего фундамента близ северных границ ряда залежей.

Осаждение гелевых сгустков марганца, парагенетически связанных с седиментационным кальцитом в песчаных и алевроитовых породах с базальным и поровым цементом, с оолитовыми окисными рудами и промежутками между оолитами, выполненными кальцитом, свидетельствует о существовании и слабо щелочной (рН 7,5–8) и слабо кислой обстановки. Наиболее сильно изменялись впоследствии карбонатные руды, расположенные выше уровня грунтовых вод и вследствие этого в значительной мере превращенные в окисленные вернадитовые и псиломелановые разновидности.

С кварц-глауконитовой песчано-глинистой формацией связано и Больше-Токмакское месторождение карбонатных марганцевых руд, расположенное в левобережной части Днепра. Рудные концентрации этого месторождения сингенетичны марганцерудным залежам Никопольского месторождения и являются их фаціальными более глубоководными аналогами, сформировавшимися в восстановительных условиях.

### Карбонатные формации

Известняково-доломитовая формация сеноман-туронского возраста в Марокко содержит в своем составе месторождения Имини и Таздрем. Она замещается по направлению к береговой линии палеобассейна континентальными грубообломочными красноцветными отложениями — конгломератами, аркозовыми песчаниками. Пласты окисных марганцевых руд (два-три) суммарной мощностью 2,5–3 м залегают обычно на контакте песчаников и доломитов, реже среди доломитов и прослеживаются более чем на 25 км. Руды состоят из пиролюзита, минералов группы псиломелана (коронадита), иногда гаусманита.

Доломитовая формация, включающая нижнекаменноугольное месторождение Ум-Бугма, распространена на Синайском полуострове и сложена преимущественно пластами доломитов и мергелистых доломитов. Линзы железо-марганцевых руд диаметром до 200 м и мощностью 0,2–6 м располагаются в основании формации и состоят из псиломелана, пиролюзита, манганита, гаусманита, пирохроита, гематита, гётита.

## Вулканогенные формации

Вулканогенно-терригенная формация развита в районах Пик-Артиллери и Лейк-Мид, провинции Колорадо-Рио (США), где окисные марганцевые руды входят в парагенетическую ассоциацию неогеновых пород от конгломератов до песчаников, алевроитов и глин, переслаивающихся с андезит-базальтовыми лавами и их туфами. Рудные пласты и линзы мощностью иногда до 3,0-4,5 м и более протягиваются на десятки и сотни метров.

Вулканогенно-карбонатная формация представлена плейстоценовыми псиломелановыми рудами месторождения Голконда провинции Центральной Невады (США), залегающими в основании толщи карбонатных туфов. Мощность рудных залежей колеблется от сантиметров до нескольких метров. Формирование месторождений Пик-Артиллери, Лейк-Мид, Голконды связывается с периодами относительного затухания в районах вулканизма и оживления гидротермальной деятельности, чему способствовали разломы и трещины в мезозойском основании (Соколова, 1968).

Железисто-кремнистая марганценосная формация в Бразилии сложена терригенными и кремнисто-железистыми породами силура (?), содержащими железо-марганцевые руды месторождения Урукум в штате Мату-Гросу, и залегает на приподнятых и опущенных блоках гранитного цоколя. Пласты и линзы окисных марганцевых руд имеют мощность 1,2-6 м и прослеживаются более чем на семь километров.

## ФОРМАЦИИ ПЕРЕХОДНЫХ ОБЛАСТЕЙ

### Терригенные формации

Кварц-глауконитовая песчано-глинистая формация включает одно из крупнейших марганцевых месторождений Советского Союза - Чиатурское, образовавшееся в нижнем олигоцене на жестком срединном массиве - Грузинской глыбе, расположенном в геосинклинальной зоне. В основании формации находится базальный конгломерат, переходящий вверх по разрезу в кварц-слюдистые аркозовые песчаники. К средней части формации приурочен марганценосный горизонт мощностью от 0,5 до 14 м, заключающий отдельные рудные слои (линзы), перемежающиеся с опоквидными породами, песками, алевроитами и глинами. Разрез формации завершает толща песчанистых глин, глинистых и спонголитовых песчаников. Как и на Чкопольском месторождении, здесь отчетливо устанавливаются связь марганцевых руд с кремнистыми хемогенными осадками, пологое залегание рудных пластов, идентичный фациальный профиль, меняющийся от береговой линии в глубину бассейна и характеризующийся постепенной сменой окисных руд окисно-карбонатными и карбонатными.

Кварц-песчано-глинистая формация известна и в составе рифейского комплекса пород Присаянья, где она связана с карбонатно-

терригенными, пологопадающими на юго-запад отложениями карагасской и оселочной серий. Формация включает многочисленные мелкие месторождения и рудопроявления Нижнеудинского района (Николаевское, Шунгулежское, Кеттское, Каменское и др.). Накопление отложений, слагающих формацию, происходило в субплатформенных условиях в относительно стабилизированной в рифее краевой зоне юго-западной части Сибирской платформы. Пласты и линзы окисленных псиломелановых, пирролизит-псиломелановых, псиломелан-вернадитовых руд мощностью от 0,5 до 10-15 м и протяженностью 1,5-2 км приурочиваются к низам изанской свиты, в основании которой развиты горизонты кластических и грубозернистых отложений (конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов).

Предполагается, что первичные седиментационно-диагенетические рудные накопления Присаянья были представлены в основном марганцевыми карбонатами.

Кварц-песчано-глинистая "гондитовая" формация связана с отложениями архея, раннего и среднего протерозоя Индии. Псаммит-алевролит-глинистые иногда с известковистым составом первичные марганцевые осадки, впоследствии измененные метаморфизмом и выветриванием, по существу содержат все промышленные месторождения марганцевых руд.

В отложениях нижнего и среднего протерозоя, реже архея в штатах Мадхья-Прадеш, Махараштра, Гуджарат - районах Балагхат, Уква, Донгри Бузург, Панч-Махал, Барода и других залегают пласты богатых браунитовых руд мощностью от 2-3 до 20-22 м, протяженностью 2-3 км, содержащие 30-50% марганца, иногда и более.

В дарварской, саусарской, гангпурской и кондалитовой сериях архея (изредка в протерозое) с этой формацией, не столь богатой в период ее формирования окисными, гидроокисными и карбонатными соединениями марганца, связаны в основном силикатные руды марганцевых руд - месторождения штатов Орисса, Мадхья-Прадеш, Майсур. В их составе преобладает кварц, из рудных минералов присутствуют родонит, сплессартин, иногда бустамит, марганецсодержащие амфиболы и пироксены, отмечаются браунит, гаусманит, родохрозит. Промышленная ценность таких силикатных руд, содержащих 10-13% марганца, определяется степенью естественного обогащения их в коре выветривания. Содержание марганца возрастает в этом случае до 50%, иногда до 60-70%. В поверхностных и близповерхностных участках земной коры, т.е. в зоне гипергенеза, эти изменения в марганцевых формациях приводят к тому, что в их рудной части появляется парагенетическая минеральная ассоциация, почти нацело состоящая из окислов и гидроокислов марганца (пирролизит, манганит, минералы группы псиломелана, вернадит, вад).

## Карбонатные формации

Известняково-доломитовая формация улутелякского типа расположена на восточной окраине Русской платформы вблизи ее сочленения с Предуральским прогибом. С Улутелякским месторождением марганцовистых известняков она локализуется в юго-восточной части Бирской депрессии, секущей Русскую платформу и Предуральский прогиб с северо-запада на юго-восток.

В составе формации выделяется филипповский горизонт нижней перми — сульфатные породы с двумя прослоями карбонатных пород и пластами марганцевых руд. Разрез первого марганценосного пласта Улутелякского месторождения (снизу вверх) следующий (рис. 2).

1. Пласт ангидритов мощностью 35–40 м залегает в основании горизонта без перерыва на артинских органогенных известняково-доломитовых породах.

2. Нижний марганценосный пласт мощностью 4,5–10 м лежит без видимого перерыва на ангидритах, на востоке месторождения трансгрессивно залегает на размывтой поверхности артинских отложений. В строении выявлены три ритма мощностью 1,5–2,5 м каждый. В основании ритма обычно находится прослой мощностью не более 0,2–0,4 м марганценосных мергелей, переходящих вверх по разрезу в карбонатные марганцевые руды мощностью до 0,5–1 м, которые в свою очередь сменяются марганцовистыми известняками, имеющими иногда комковатую, реже оолитовую текстуру и завершающими ритм. Максимальные содержания марганца в рудах 12–18%.

3. Пласт ангидритов мощностью 45–50 м залегает без видимого перерыва на марганценосном пласте. В его нижней части отмечен маломощный (0,3–0,4 м) прослой глинистого доломита.

4. Пласт марганценосных карбонатных пород мощностью 5–9 м завершает разрез, залегает с размывом в восточной части месторождения на подстилающих отложениях кунгурского и артинского ярусов.

Второй марганценосный пласт также начинается марганцовистыми мергелями, сменяющимися вверх по разрезу карбонатными марганцевыми рудами; этот ритм заканчивается марганцовистыми известняками, иногда комковатой текстуры.

Для пород и руд ритмичных марганценосных пластов характерно закономерное уменьшение нерастворимого остатка, главным образом тонкодисперсного кварца и глинистых минералов типа гидрослюд и монтмориллонита, от основания ритма к кровле его от 30–40% в мергелях и 5–20% в рудах до менее 5% в марганцовистых известняках. Отложения филипповского горизонта повсеместно перекрыты ангидритами иренского горизонта нижней перми с многочисленными маломощными (до 2–3 м) прослоями доломитов и доломитовых известняков.

Для рассматриваемых пород формации, особенно марганценосных, характерна фациальная смена различных их типов, отражающая разные фациальные условия накопления.

В восточной (прибрежной) части месторождения в разрезе формации отмечаются два пласта онколитовых и оолитовых известняков, залегаю-

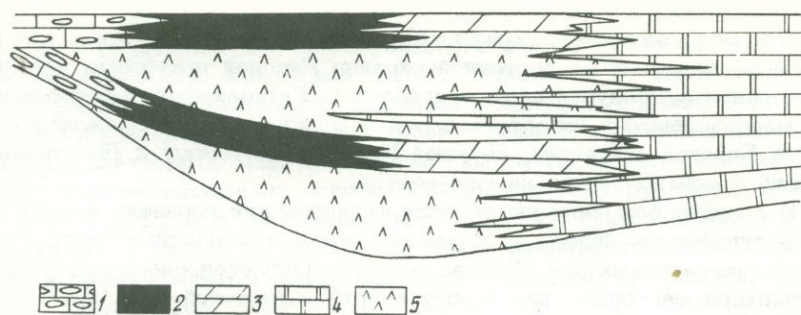


Рис. 2. Известняково-доломитовая марганценовая формация улутелякского типа (Западное Приуралье)

1 - онколитовые и оолитовидные известняки, 2 - марганцевые руды, 3 - марганцовистые доломитистые мергели, 4 - доломиты, 5 - ангидриты

ших с размывом. Западнее, в Бирской депрессии в разрезе формации имеются два переслаивающихся пласта ангидритов мощностью 40-60 м и два пласта карбонатных пород - карбонатных марганцевых руд, известняково-доломитовых мергелей и доломитов мощностью 8-15 м. В области Уфимского плато и Рязано-Охлебининского вала филипповский горизонт сложен доломитами и известковистыми доломитами.

Более резкая фациальная смена разрезов наблюдается в марганценовых карбонатных слоях Улутелякского месторождения. Вблизи Каратауского выступа пласты карбонатных пород сложены онколитовыми известняками, переслаивающимися с оолитовыми. К западу онколитовые известняки фациально сменяются сначала оолитовыми и комковатыми известняками, затем тонкослоистыми карбонатными марганцевыми рудами с прослоями доломит-известняковых мергелей и известняков, образовавшихся на стыке пресных, континентальных вод и вод морского бассейна повышенной солености. Далее к западу фауна марганцевых руд сменяется известняково-доломитовыми мергелями и затем доломитами.

С учетом всех данных можно заключить, что образование улутелякской формации происходило в полузамкнутом морском соленосном бассейне в условиях аридного климата при ограниченном привносе терригенного материала и пресных вод с Урала. Формация отражает регрессивный этап развития региона, начавшийся со второй половины сакмарского века.

При общем поднятии региона море постепенно мелело; восточные прибрежные части бассейна при этом осушались. В наиболее приподнятых участках (Уфимское плато, Рязано-Охлебининский вал) накапливались хемогенно-органогенные известковистые доломиты. В понижениях

восточной окраины Русской платформы (Бирская депрессия) шло накопление сульфатных пород. Образование соленосных пород в Улутеляжском районе происходило без заметного привноса обломочного материала и пресных вод с Урала. Прослой карбонатных марганцевых пород, залегающих в восточных частях месторождения с перерывом на артинских и даже каменноугольных отложениях, образовывались при трансгрессии моря и усиленном поступлении рудного и иного материала как из местных источников сноса, так и продолжавшей воздыматься горной страны, расположенной восточнее (Ожиганов, 1964). При трансгрессии моря изменялся солевой состав вод бассейна, что приводило к образованию новых ассоциаций пород. В восточных районах Русской платформы, например в Улутеляжском месторождении, сульфатные породы при этом сменяются вверх по разрезу сначала глинистыми доломитами и мергелями, затем известняками и глинистыми известняками с повышенными концентрациями марганца. Таким образом, при трансгрессии на площади месторождения воды бассейна значительно опреснились, причем интенсивность их опреснения постепенно убывала к западу, к Уфимскому плато и Рязано-Охлебнинскому валу, на что указывает наличие здесь доломитовых пород.

Обломочный материал и поступавший вместе с ним марганец сносились и с прилегающих участков суши, и с восточных склонов Урала (Наливкин, Форш, 1964). Отсутствие грубообломочных осадков в породах трансгрессивных пластов свидетельствует о сглаженности рельефа кунгурской суши и развитии на ней преимущественно химического выветривания. Фашия марганцевых руд приурочена к зоне перехода от известняков, образовавшихся в участках подвижных и максимально опресненных вод, к фашии доломитовых мергелей и доломитов, накопившихся в спокойных водах с повышенной соленостью. Это свидетельствует об образовании руд на стыке подвижных пресных вод с застойными водами повышенной солености, где отмечается резкое изменение физико-химических условий. Тонко взвешенный алевро-пелитовый материал, отлагавшийся в зоне малоподвижных вод, разносился поверхностными течениями дальше к западу, где образовывались доломитовые мергели, местами содержащие до 1,5% марганца.

Марганцерудные концентрации на Улутеляжском месторождении, представленные карбонатными рудами, сформировались в стадии сингенеза и диагенеза (Сапожников, 1967). При эпигенезе в процессе микробиологического восстановления сульфатов в присутствии углеводородов нефти карбонаты марганца замешались алабандином без заметного обогащения руд. В коре выветривания значительно (в 2-3 раза) обогащались марганцевые руды вследствие выноса  $\text{CaO}$  и  $\text{CO}_2$  с образованием рыхлых руд, сложенных главным образом вернадитом.

Кремнисто-известняковая формация каражалского типа развита в Казахстанской позднекаледонской области завершённой складчатости. Породы, слагающие формацию, связаны с отложениями теплого мелкого моря, расположенного между цепочками островов, обычно соответствующих антиклинорным зонам - Актайской, Текстурмаской и др. Протяженность изогнутой к югу мульды почти 200 км при ширине до 40 км.

Формация с ее месторождениями железных и марганцевых, а также свинцово-цинковых руд сложена сравнительно полого падающими к центру мульды кремнисто-известняковыми породами, содержащими многочисленные прослой кремнистых и глинистых сланцев, а также секущих и пластовых диабазов и их туфов. Мощность формации достигает 2 км (рис. 3). Ниже залегают молассовая толща франкских красноцветных песчаников, конгломератов, туфобрекчий, сланцев, местами туфолов мощностью около 1 км, подстилаемых мощными (4-5 км) кислыми и средними преимущественно континентальными эффузивами нижнего и среднего девона, прорванными послескладчатыми внегеосинклинальными массивами гранитоидов.

Каражальская формация слагает субплатформенный чехол существенно дифференцированного складчатого остова салическо-фемического типа.

На площадях залежей обычно наблюдаются кремнистые и известняково-кремнистые породы с окисными марганцевыми и железными рудами. Мощность рудной пачки достигает 60 м. По мере удаления от бортов мульды породы и руды постепенно замещаются красноцветными известняковыми разностями с вкраплениями и прослоями гематита и марганцевых скоплений, прослеживающимися на протяжении 2-3 км.

Железо-марганцерудная пачка подстилается кремнисто-карбонатными и глинисто-карбонатными породами, нередко включающими тонкослоистые глинисто-карбонатные свинцово-цинковые руды. В таких участках Джайльминской мульды (Джайрем, Бестюбе, Каражал и др.) наблюдается совмещение полиметаллического и марганце-железного оруденения; последнее в этом случае обычно проявляется лишь марганцовистыми красными яшмами (Ходак, Грибов и др., 1966). В пределах месторождений среди руд и пород развиты пластовые и секущие баритовые тела. Местами марганцевое оруденение достаточно обособлено от железных руд (Восточный Караджал, Камыс, Джумарт). Иногда гематитовые породы и руды (район южнее Джайрема, Ушкатын) залегают непосредственно на приподнятых локальных блоках вулканогенного среднего девона, осложняющих западную часть мульды.

Все сказанное свидетельствует о комплексном характере оруденения каражальской формации.

В разрезах формации в зависимости от положения в мульде и приуроченности к определенным фациям наблюдаются кремнистые, известково-кремнистые, кремнисто-известняковые разности браунитовых, гаусманит-браунитовых, гаусманитовых, родохрозит-манганокальцитовых руд; отмечаются контактово-метаморфизованные яkobситовые и существенно окисленные с поверхности пиролюзит-псиломелановые, вернадитовые руды. Среднее содержание в рудах марганца около 25%, иногда до 40%. Аналогично марганцевым рудам выделяются разности кремнистых, кремнисто-известняковых, известняковых гематитовых, магнетит-гематитовых, магнетитовых, а также мартитовых, сидерит-магнетитовых, хлорит-сидеритовых железных руд (Грибов, 1966).

Для караджальской формации намечается весьма своеобразный парагенетический ряд химических элементов с существенно повышенными

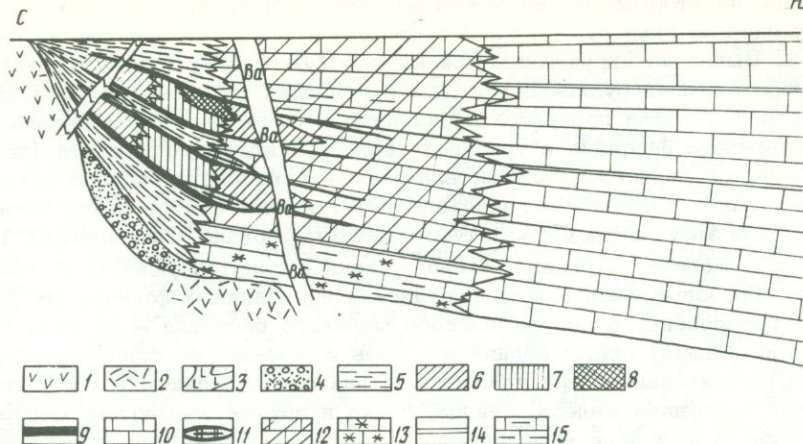


Рис. 3. Кремнисто-известняковая марганценозная формация каражальского типа (Центральный Казахстан).

1 - средние эффузивы; 2 - кислые эффузивы; 3 - диабазовые дайки; 4 - конгломераты, песчаники, туфы франского яруса верхнего девона; 5 - глинисто-кремнистые сланцы; 6 - гематитовые руды; 7 - магнетитовые руды; 8 - сидеритовые и магнетито-сидеритовые руды; 9 - окисные марганцевые руды; 10 - известняки; 11 - карбонатные марганцевые руды; 12 - гематитовые известняки с пластами гематитовых руд; 13 - известняки со свинцово-цинковыми рудными скоплениями; 14 - глинистые сланцы; 15 - глинистые известняки

сверхкларковыми концентрациями Ag, As, Sb, Mn, Cd, Pb, Zn, местами Fe, Mo, V. Интересно, что в развитых у бортов мульды кремнистых марганцевых и железных рудах с увеличением концентраций марганца увеличиваются концентрации Ag, Pb, Zn, а также Ni, Mg, Ba. Содержания Al, Ti, Ga, Zr крайне незначительны; они распределены по всей формации сравнительно равномерно.

Естественно, что необычный парагенез химических элементов и оруденения каражальской формации обусловлены своеобразием природы геохимической провинции Центрального Казахстана и развития разновозрастных структур этой складчато-глыбовой зоны.

Анализ тектонической позиции района, металлогенические особенности пород и руд формации привели исследователей к выводу о собственно осадочном или эффузивно-осадочном генезисе рудных залежей. Нам представляется, что формирование Каражальской формации характеризовалось следующими благоприятными факторами, совокупность которых и обусловила наличие железо-марганцевого и генетически связанного с ним полиметаллического оруденения.

1. Вслед за активным преимущественно континентальным вулканизмом нижнего и среднего девона - стабильный тектонический режим под-

вижной платформы; трансгрессия на пенепленизированную сушу моря с сохранением гряд отмелей и островов.

2. Вынос из окружающих Джаильминскую мульду потухших вулканических построек рудно-кремнистых эксгальций и отложение в ее прибреговых участки продуктов вулканизма и материала кор выветривания в фаменском бассейне в условиях теплого и влажного климата (теплого — еще с раннего палеозоя, влажного — с начала франского века). О затухании вулканизма свидетельствует крайне слабое развитие в формации эффузивных пород и туфогенного материала (Сынгаевский, 1966).

Руды железа, марганца, свинца, цинка с сопутствующими компонентами образовывались в этой обстановке в различных фациальных условиях расчлененного дна фаменского морского бассейна — от кислой (окислительной) среды вблизи островов и отмелей до слабо щелочной (восстановительной) при удалении от них с накоплением в последнем случае сульфидов железа, свинца, цинка и других элементов, местами карбонатов железа и марганца.

### **Вулканогенные формации**

Вулканогенно-терригенная марганценосная формация развита в Закавказье и в Казахстане. Примером может служить толща палеоценовых вулканогенно-осадочных пород, расположенная на Артино-Сомхитской глыбе в Тетрицкаройском районе Грузии, где марганцевое оруденение приурочено к контакту песчано-глинистых отложений с андезит-дацитовыми лавами и туфами. Рудные залежи сложены окислами и гидроокислами марганца, средняя мощность их 4–5 м, они прослеживаются на 50–150 м.

В Казахстане с этой формацией связываются пластовые рудные залежи Джездинского месторождения, залегающие в основании средневерхнедевонской толщи грубозернистых кластических осадков (конгломератов, песчаников, аркозовых, известковистых песчаников), трансгрессивно прорывающих нижележащие метаморфизованные породы силура и каледонские гранитоиды. Рудные пласты мощностью 1,0–2,7 м протягиваются более чем на 2 км.

### **ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ**

#### **Терригенная формация**

Кварц-песчано-глинистая формация известна в Прибайкалье.

Марганцевые руды Иликтинского месторождения Прибайкалья парагенетически связаны с марганценосной кварц-песчано-глинистой формацией (средней подсвитой голоустенской свиты байкальского комплекса верхнего протерозоя), образовавшейся в краевой зоне геосинклинального бассейна — миогeosинклинали. Первичный состав руд был, вероятно, представлен минералами ряда родохрозит — манганокальцит — марганцевистый кальцит.

## Карбонатные формации

Известняковая формация развита в Прибайкалье. Главный член марганценовой формации месторождения Саган-Заба, расположенного на западном берегу Байкала, — архейские белые и серые мраморизованные известняки с заключенными внутри них пластами марганцовистых известняков (мощность 4–18 м, протяженность до 400 м), прослоями и линзами кварцитов, гнейсов, амфиболитов, порфиритов. Структурное положение формации определялось тектоническим развитием региона в раннеархейское время — периода замыкания геосинклинальной системы и расчленения ее на платформенную и подвижную области.

Кремнисто-известняковая марганценовая формация тахтакарачинского типа, развитая в Зеравшанском хребте, сложена карбонатными породами с переслаивающимися пластами и линзами кремнистых пород, карбонатных марганцевых и железных руд (рис. 4).

В составе формации, по возрасту относящейся к нижнему-среднему лудлоу, выделяются три толщи. Подрудная толща мощностью 50–70 м, залегающая на нижнесилурийской толще песчано-сланцевых пород, сложена серыми, темно-серыми известняками, местами битуминозными доломитами. Средняя толща — рудовмещающая, мощностью до 200 м, связана постепенным переходом с подстилающими и перекрывающими ее породами. Она представлена тонкослоистыми известняками, кремнисто-известняковыми и кремнистыми породами, доломитами, пластами и линзами карбонатных марганцевых и железо-марганцевых руд. Надрудная толща состоит преимущественно из мраморов и мраморизованных известняков мощностью до 500 м.

Марганцевые и железо-марганцевые руды Тахтакарачинского месторождения сложены исключительно карбонатными минералами марганца и железа типа родохрозита, манганокальцита, марганцевистого кальция, сидерита и железистого родохрозита, образовавшимися в стадии сингенеза и диагенеза. В малых количествах встречаются сульфиды железа (пирит, марказит), спессартин, халькопирит, возникшие позднее, в стадию эпигенеза и при метаморфизме. В приповерхностных частях пласты марганцевых руд представлены окисленными разностями, сложенными водными окислами марганца, главным образом вернадитом и в меньшей степени двуокисью марганца типа рамделлита.

Рудная пачка изменчива по разрезу и простиранию. Строение ее следующее (снизу вверх):

	Мощность, м
тонкополосчатый известняк . . . . .	60
родохрозитовая руда . . . . .	6
тонкополосчатый известняк . . . . .	6
марганцовистый известняк массивный . . . . .	8
родохрозитово-манганокальцитовая руда с прослоями марганцовистого известняка . . . . .	6

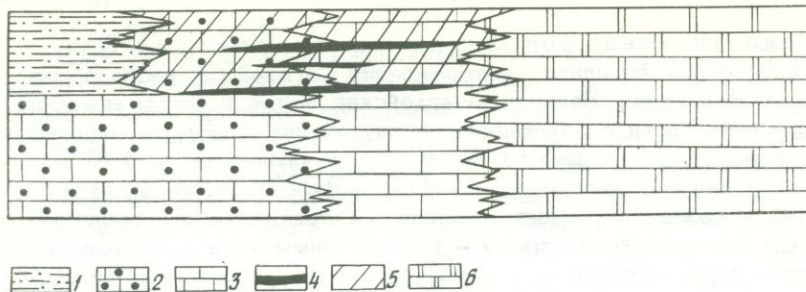


Рис. 4. Кремнисто-известняковая марганценовая формация тахтакарачинского типа (Средняя Азия)

1 - кремнистые сланцы; 2 - кремнисто-известняковые породы; 3 - известняки; 4 - марганцевые руды; 5 - марганецсодержащие породы; 6 - доломиты

В строении марганценовой карбонатной формации на Тахтакарачинском месторождении и более резко в рудовмещающей толще отмечается характерная фациальная смена различных ассоциаций пород. Известняки с пластами кремнистых, кремнисто-известняковых пород, марганцевых и железо-марганцевых карбонатных руд, образовавшиеся вблизи островов, сменяются в сторону открытого моря толщей массивных доломитов.

Можно предположить, что марганценовая карбонатная формация тахтакарачинского типа образовывалась в неглубоком геосинклинальном морском бассейне в условиях аридного климата. Флишевая толща раннего силура, подстилающая марганценовую толщу, образовалась в мелком море с частыми колебаниями дна бассейна седиментации. В конце раннего силура изливались основные эффузивы в горах Кара-Тюбе, Зирабулакских и Нура-Тая (Хамрабаев, 1958). В позднем силуре на фоне общего погружения региона флиш постепенно сменялся карбонатными осадками открытого неглубокого моря. В это время накапливались главным образом доломиты и только на площади месторождения вблизи островов образовывались известняковые и кремнистые осадки, обогащенные марганцем. Вместе с известняками осаждались соединения марганца и железа, впоследствии преобразованные в родохритовые, манганокальцитовые и сидеритовые руды. На относительно небольшие глубины бассейна седиментации указывают волнисто-слоистые и брекчиевидные текстуры руд и вмещающих пород, а также маломощные (до 1,5 м) линзы песчаников, свидетельствующие о существовании временных островов, с которых происходил снос терригенного материала и, возможно, марганца.

Поскольку рудоносные осадки месторождения откладывались на фоне затухающей вулканической деятельности, допускается, что марганец частично мог поступать в бассейн седиментации и при подводной гидротермально-экспляционной деятельности.

Доломит-известняковая марганценосная формация усинского типа, включающая крупнейшее в Сибири Усинское месторождение карбонатных марганцевых руд, расположена в 90 км северо-восточнее г. Новокузнецка и приурочена к западному борту мегантиклинория Кузнецкого Алатау.

Марганцерудные тела развиты на круто падающем западном крыле синклинали складки, сложенной карбонатными породами бельсинской свиты верхнего протерозоя и усинской свиты нижнего кембрия. Известняки восточного крыла структуры прорваны интрузией диоритов, наблюдаются в виде разобренных останков протяженностью 4-5 км. Ядро синклинали структуры выполнено осадочно-эффузивными породами мундыбашской свиты среднего кембрия (?).

Месторождение представляет собой три разобренные круто падающие и асимметричные марганцерудные залежи, согласно залегающие среди известняков, известковистых, кремнистых и глинистых, местами углистых сланцев усинской свиты, вытянутые по простиранию синклинали структуры на 4,5 км от горы Марганцевой на севере до ручья Ажигол на юге. Родохрозитовые руды - главный и наиболее богатый промышленный тип марганцевых руд. Мощность продуктивных пластов 10-15 м, содержание марганца 25-30%. Руды широко распространены на северном - Правобережном и центральном - Левобережном участках месторождения. Выделяются пирротин-пирит-родохрозитовые руды, характеризующиеся чередованием тончайших прослоев родохрозита, железо-марганцевых гидросиликатов, пирротина и пирита. С глубиной - по падению слоев и к югу - по их простиранию количество пирротина в родохрозитовых пластах уменьшается, значительно сокращается их мощность (Рахманов, 1966). Манганокальцитовые руды встречаются в тесном переслаивании с пластами родохрозитовых руд, марганцовистых известняков и известковисто-кремнистых сланцев. Мощность отдельных пластов манганокальцитовых руд достигает иногда 30 м; содержание Mn - до 20%.

Родохрозитовые и манганокальцитовые руды тонкослоистые, мелко- и среднезернистые от темно-серого до черного цвета. Микрослоистость родохрозитовых руд обусловлена чередованием тончайших прослоев, состоящих из микросферолитов родохрозита, железо-марганцевых гидросиликатов, манганокальцита и марганцовистого кальцита, сульфидов железа, углистого вещества. В манганокальцитовых рудах увеличивается карбонатная составляющая основной массы, представленная комковато-стустковыми раскристаллизованными сфероидальными образованиями манганокальцита. Отдельные слои состоят из гидросиликатов марганца, углистого вещества, сульфидов железа, кальцита.

Первичные карбонатные марганцевые руды в местах выхода их на дневную поверхность окислены с образованием типичных марганцерудных накоплений коры выветривания - псиломелановых, псиломелан-вернадитовых, пиролюзит-псиломелановых с вадом. В строении рудных тел наряду со сходными чертами (пластовый характер марганцерудных образований, крутое падение их, содержание марганца до 30%, относительная однородность минерального состава - карбонатные разности

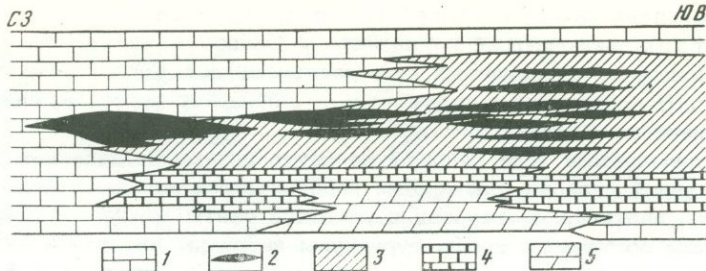


Рис. 5. Доломито-известняковая марганценозная формация усинского типа (Кузнецкий Алатау)

1 - мраморизованные белые и светло-серые известняки; 2 - марганцевые карбонатные руды; 3 - марганцовистые глинисто-кремнистые сланцы и известняки; 4 - известняки темно-серые, часто кремнистые; 5 - кремнистые серые доломиты

изоморфного ряда родохрозит-кальцит и т.д.) имеются и существенные различия. Главное из них - фациальная невыдержанность рудных пластов - родохрозитовых и манганокальцитовых по простиранию марганцерудной толщи, которая приводит к постепенному выклиниванию их и появлению в южных разрезах известково-кремнистых, известково-кремнисто-глинистых и кремнисто-глинистых марганцовистых сланцев, переслаивающихся с пластами и прослоями манганокальцитовых руд. На юг в первичных рудах снижается среднее содержание Mn от 19,5 до 17,5%, увеличивается количество Fe от 5,0 до 7,1%, P - от 0,17 до 0,23%, S - от 0,85 до 1,8%,  $SiO_2$  - от 13,0-15 до 30,5%,  $Al_2O_3$  - от 1,6 до 3-4%.

Марганцерудная известняковая и известняково-сланцевая пачка Усинского месторождения подстилается темно-серыми мелкокристаллическими кремнистыми слоистыми известняками, иногда массивными и брекчиевидными, мощностью около 250 м (рис. 5). Вниз по разрезу к устью р. Усы они сменяются светлыми археоциатовыми известняками со следами окремнения и доломитизации, мощностью до 400 м. К югу в сторону Левобережного и Ажигольского участков они фациально замещаются доломитами. Количество марганца в известняках, доломитах и кремнистых прослоях подрудных пород, как правило, колеблется на уровне кларкового.

Толща надрудных карбонатных отложений представлена белыми и светло-серыми известняками, местами интенсивно перекристаллизованными (мраморизованными) с образованием крупнокристаллических структур, двойникованием кальцита. В известняках содержится 0,1-0,2% марганца.

В нижнекембрийском морском бассейне, по-видимому, существовало несколько направлений, ориентированных в районе Усинского месторож-

дения с запада на восток и с юго-востока на северо-запад, по которым течениями перемещались коллоидальные растворы, насыщенные марганцем и сопутствующими компонентами. Седиментация их на территории северного (Правобережного) участка месторождения происходила преимущественно в двух широких ложбинообразных выемках морского дна, расположенных в 350–400 м одна от другой.

Чередование в марганцевой пачке слоев родохрозитовых и манганокальцитовых руд, марганцовистых известняков и марганцовистых сланцев было вызвано тектонической обстановкой и сезонными температурными колебаниями, при которых то интенсифицировались, то затухали эрозионные процессы на приподнятых островных участках суши, сложенной преимущественно хлоритовыми эффузивными породами кондомской свиты, а следовательно, то увеличивалось, то уменьшалось поступление марганцевого и иного материала в виде коллоидных растворов и тончайших механических взвесей (Варенцов, 1962б).

В результате изучения марганцевых руд и марганцевых карбонатно-сланцевых пород южного (Ажигольского) участка можно предположить, что в раннем кембрии этот район находился в непосредственной близости к площадям выноса рудообразующих компонентов, так как здесь в марганцевых рудах и породах имеется тонкий терригенный и пелитоморфный (гидрослюдистый, реже каолинитовый) материал. В марганцевых породах и рудах этого участка содержание кремнезема, железа, алюминия, фосфора и серы по сравнению с двумя другими участками месторождения, расположенными севернее, повышенное. В марганцевой пачке – родохрозитовых, манганокальцитовых рудах, марганцовистых известняках и сланцах Усинского месторождения полуколичественными спектральными анализами устанавливаются спорадически распространенные сверхкларковые концентрации никеля и кобальта, золота, серебра, свинца, цинка, бария, стронция, мышьяка, молибдена.

Отложившиеся на дне миогеосинклинального нижнекембрийского морского бассейна марганцовистые карбонатные и кремнисто-карбонатные илы, нередко с примесью тонких глинистых частиц, железистых, ванадиевых и хромовых взвесей, полидисперсных золей железа, меди, никеля, кобальта и других элементов претерпели в дальнейшем диагенетическое, эпигенетическое, метаморфическое и в поверхностной зоне гипергенное преобразование.

Как видно, формирование рассматриваемой формации в районе месторождения происходило без характерных для геосинклиналей вулканических проявлений. Нельзя, однако, отрицать возможности поступления части марганца с сопутствующими элементами в нижнекембрийский морской бассейн и из других источников – при подводном гальмиролитическом разложении эффузивных пород кондомской и терсинской свит, послевулканических эксгалациях (Ходак, Рахманов, Ерошев-Шак, 1966).

## Вулканогенные формации

Спилит-кератофир-кремнистая формация эвгеосинклинального прогиба Урала развита на западном борту Магнитогорского синклинория близ зоны глубинных разломов дорифейского массива Уралтау. Дно синклинория от силурийского до девонского периода включительно было значительно опущено и интенсивно проплавлено, что выразилось в широком развитии в нем основных, средних, а в позднем девоне и раннем карбоне также кислых и щелочных лав.

Формация охватывает мощную толщу нижнего и среднего девона — ирендыкскую и карамалыташскую свиты, сложенную сильно складчатыми осадочными породами мощностью до 5 км. Она содержит ряд кремнисто-яшмовых пачек с марганцевыми, а местами и с железными пластовыми рудами, залегающими согласно с другими породами разреза (рис. 6).

В северной своей части — районе г. Миасса и Учалы породы формации характеризуются преимущественно восточным моноклинальным падением ( $20-80^{\circ}$ , местами до  $90^{\circ}$ , иногда более), южнее слагают ряд складок разного типа — от изоклинальных, опрокинутых весьма сжатых до сундучных, коробчатых широких.

Основная масса пород формации представлена диабазовыми и андезитовыми амфибол-пироксеновыми морскими порфиритами типа спилитов и их туфами, переслаивающимися с пачками и пластами известняков, глинистых сланцев и глинисто-кремнисто-яшмовых пород с марганцевыми рудами. Местами среди яшм и кремнистых сланцев развиты кварцевые альбитофиры типа кератофиров, залегающих в виде согласных слоев и небольших штоков секущих и пластовых. Появление кремнисто-яшмовых пачек, особенно пачек, прослеживающихся на десятки километров по простиранию, а также по падению пород, знаменует определенные этапы дифференциации магм, слагающих почти половину пород формации. Вверх по разрезам появляются породы все меньшей основности: дациты, андезитовые порфириты и альбитофиры в карамалыташской свите, трахиты в верхах девона и в нижнем карбоне; кроме того, увеличивается роль кремнистых и яшмовых пород. В нижней части формации (ирендыкской свите) среди магматических пород почти полностью преобладают диабазовые порфириты, их туфы, диабазового состава туффиты.

В северной части магнитогорской формации наблюдаются два, а в южной части — три яшмовых горизонта с рудами: нижний, уразовский, в верхах ирендыкской диабаз-порфиритовой свиты; средний, биккуловский; верхний, бугульгырский соответственно в середине и верхах карамалыташской кварц-альбитофир-дацитовой, или андезит-порфиритовой свиты. В Кожаевском, Биккуловском и других месторождениях эти горизонты залегают на пачках туфов, причем пласты и прослои туфов развиты в яшмах и рудах. Местами два нижних яшмовых горизонта подстилаются пачкой пестроцветных глинистых сланцев, переслаивающихся с кремнистыми.

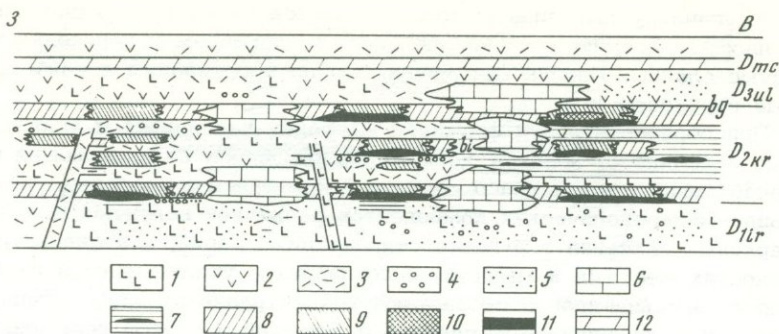


Рис. 6. Спилито-кератофиро-кремнистая марганценосная формация магнитогорского типа (Южный Урал)

1 - основные эффузивы, 2 - средние эффузивы, 3 - кислые эффузивы, 4 - туфы, 5 - туффиты, 6 - известняки, 7 - глинистые сланцы, 8 - кремнистые сланцы, 9 - яшмы, 10 - гематитовые руды, 11 - марганцевые руды, 12 - кремнистые сланцы

В южной части территории развития формации (район г. Магнитогорска) и южнее яшмовые горизонты замещаются пачками кремнистых, местами существенно омарганцованных темно-серых и черных сланцев. Месторождения образуют цепочки, протягивающиеся вдоль этих горизонтов на десятки километров; в районе г. Магнитогорска расстояния между ними составляют иногда 5-10 км. Марганцевые руды, как правило, располагаются среди тонко- и микрокристаллических хемогенных, иногда с остатками радиоларий кремнистых сланцев и красных гематитовых яшм (Соколова, 1967).

Марганцевые руды магнитогорской формации представляют собой тонкокристаллические и тонкополосчатые кремнистые и глинисто-кремнистые породы, послойно обогащенные минералами марганца. В условиях поверхности они окислялись, образуя псиломелановые шляпы кайнозойской коры выветривания. Первично окисные руды наблюдаются в Ялимбетовском месторождении и в других местах. Они метаморфизованы до браунитовых и гаусманит-браунитовых. Вниз по падению слоев в восточном направлении окисные фации руд сменяются первично кремнисто-карбонатными. Последние превращены в результате метаморфизма в существенно родонитовые, пироксмангитовые, севергенитовые на Кожаевском месторождении, пьомонитовые силикатные разности, местами тонко переслаивающиеся; отмечаются родохрозитовые скопления. Содержание в рудах марганца не превышает 30-35%, хемогенного кремнезема 20-50%, фосфора - тысячные доли процента, алюминия - низкое. Железные руды, встречающиеся в парагенезе с марганцевыми на Кучаровском месторождении и в других местах, также тонкокристаллические и тонкополосчатые кремнисто-гематитовые; на Кожаевском месторождении они туфогенные.

Марганцерудные пласты прослеживаются на несколько сотен метров по простиранию, постепенно обедняются марганцем и переходят в кремнистые сланцы. Иногда выклиниваются по простиранию и сами кремнистые горизонты и яшмы.

При образовании руд формации марганец накапливался большей частью отдельно от железа, концентрировавшегося во вмещающих яшмах в виде тонко распыленного гематита, а в зеленовато-серых яшмах — в виде микроскопических компонентов различной валентности. Сверхкларковых значений в рудах достигает лишь барий, а в силикатных разностях местами и мышьяк; в последних с увеличением в них содержания марганца иногда возрастают концентрации железа, титана, алюминия, что, по-видимому, связано с меньшей чистотой кремненасыщенных растворов и смешением их в карбонатных и окисно-карбонатных рудных фациях с глинистыми взвесями. Содержание в рудах Co, Ni, Zr, Be, Pb, Cu, V, W, Al, Ti крайне незначительно, существенно ниже кларкового.

Магнитогорская марганценовая формация западного борта синклинии содержит ряд штоковых медноколчеданных залежей, что обусловлено присутствием в данной геохимической провинции марганца, железа, меди и других элементов при эвгеосинклинальном развитии этой территории в девонском периоде.

Содержание глинистых минералов в марганцевых рудах крайне незначительно, во вмещающих кремнисто-яшмовых породах несколько выше. И в рудах, и в прослоях глинистых сланцев эти минералы (фракции менее 0,001 мм) представлены устойчивой метаморфической ассоциацией гидрослюд и хлоритов, тесно связанных с кремнистым и рудным материалом, а также с разложившимся каолинизированным туфогенным веществом.

Формирование магнитогорской формации и содержащихся в ней кремнистых марганцевых руд, залегающих с морскими лавами и туфами различного состава (от основных до кислых), связано с многообразием развития фемической эвгеосинклинали Урала. Рудные и кремнистые компоненты выносились в прогиб с запада, с борта древнего Урала при вулканических эксгалляциях из широко развитых в этой зоне контакта затухающих магматических очагов центрального типа с наземными или подводными постройками, при сносе терригенного, туфогенного, рудного материала с этих построек, при выбросе туфогенного и сопутствующего материала в периоды усиления активности вулканов, при излияниях и выносе вулканических, кремнистых, рудных компонентов в результате трещинных излияний из отмеченных построек.

Порфиро-кремнистая формация, включающая Дурновское месторождение марганцевых руд, расположена на Северо-Восточном Салаире. Она обнажается в ядре Урско-Бачатской антиклинали в зоне резкого сужения складчатых осадочных и вулканогенно-осадочных пород гавриловской и печеркинской свит кембрия, осложненных многочисленными дизъюнктивными нарушениями, придающими этому участку продольно-разломно-блоковый характер строения.

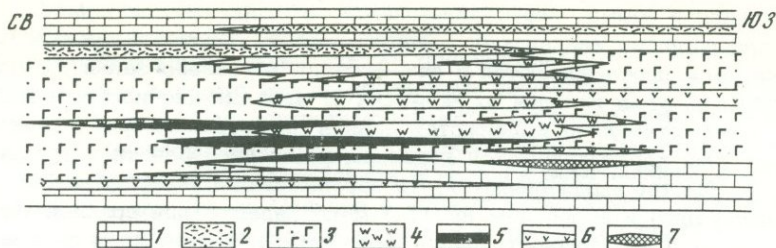


Рис. 7. Порфиро-кремнистая марганценовая формация дурновского типа (Салаир)

1 - известняки, 2 - туфы и туффиты, 3 - кварцевые порфиры, 4 - яшмы и кварциты, 5 - браунитовые руды, 6 - диабазы, 7 - марганец-кальцитовые руды

К собственно марганценовой пачке рассматриваемой формации относятся пласты слабо железистых и марганцовистых кварцитов, часто яшмовидного облика, переслаивающиеся с пластами и пропластками браунитовых руд, эффузивными кварцевыми порфирами (рис. 7). Горизонтальная порфиризация перекрывается без видимого несогласия толщей известняков с горизонтами пирокластических образований - кислых туфов, туфопесчаников, туфосланцев и туфоизвестняков. Текстура вулканитов сланцеватая, структура бластопсаммитовая; в составе обломков преобладает кварц, встречаются фельзиты, вулканическое стекло, пепловые частицы, реликты измененных зерен плагиоклазов. Почти повсеместна гематитизация. Среди подрудных пород преобладают светлые, слоистые мелкокристаллические известняки. Переход марганцерудной пачки в подстилающие известняки постепенный, через маломощные кварцитовые, яшмовидные, кремнистые и кремнисто-известняковые прослой.

Схематизированный выше разрез формаций охватывает вулканогенно-осадочную серию пород печеркинской свиты среднего кембрия и карбонатную толщу гавриловской свиты нижнего кембрия с залегающими на контакте этих двух свит рудными залежами Дурновского месторождения. Некоторые исследователи помещают печеркинскую эффузивно-пирокластическую толщу стратиграфически ниже гавриловских известняков (Фомичев, Алексеев, 1961).

Среди промышленных марганцевых руд выделяются два главных типа: 1) первичные браунитовые руды массивной, слоистой и брекчиевой текстуры, слагающие по существу все марганцерудные тела, и 2) вторичные псиломелановые руды - продукт изменения в гипергенных условиях браунитовых руд, натечно-скорлуповатые, почковидные и корковые образования.

Рудная пачка месторождения не представляет собой единого марганцерудного тела. Она состоит из отдельных рудных залежей пластовой

и линзовидной формы, переслаивающихся со слабо ожелезненными и омарганцованными кварцитами и порфироидами. Мощность ее 40–45 м. Рудные тела прослеживаются с юго-востока на северо-запад на расстоянии 300 м, угол падения их 45–50°. В этой сложно построенной пачке пород отчетливо выделяются девять линзовидных браунитовых пластов. Они характеризуются неравномерным пространственным развитием: то быстро выклиниваются, то прослеживаются на 180–200 м по простиранию и более чем на 150 м по падению при средней мощности около 4 м. Мощность руд в центральных частях линз 4–5 м. Содержание Mn в браунитовых телах 6,5–26,5, Fe 2,2–13,3, P 0,01–0,11, S 0,09–0,17, SiO<sub>2</sub> 15,5–48,6%.

Северо-восточная часть Салаира, включающая Дурновское марганцевое месторождение, в начале раннего кембрия была вовлечена в зону регионального прогибания. Здесь отлагались мощные известняковые толщи с археоциатами, перемежающиеся с кремнистыми эффузивно-туфовыми образованиями, терригенными прослоями. К среднему кембрию усилилась вулканическая деятельность. В средней и верхней частях гавриловской свиты постепенно возрастает примесь туфового материала, появляются прослойки кератофигов и порфиритов среднего состава. Активизация тектонического режима бассейна, выразившаяся в усиливающихся пликтивных и дизъюнктивных дислокациях, послужила толчком к вскрытию в метаморфических породах ложа каналов, по которым начали поступать порции марганцевых, железистых, кремнистых, свинцово-цинковых, медных и других соединений в бассейн седиментации.

Излияния кислых лав на границе гавриловского и пещеркинского времени привели к образованию кварцевых порфиров, формированию их туфов, кремнистых пород. Вместе с кремнекислотой в морской эвгеосинклинальный бассейн поступали соединения марганца и железа с рядом сопутствующих компонентов, давших в браунитовых рудах сверхкларковые концентрации меди (в среднем 2,7 кларка), свинца (48), цинка (36), мышьяка (60), бария (33), серебра (150–200), олова (до 1000 и более кларков). Вместе с тем общее количество элементов, поступавших в нижнекембрийский морской эвгеосинклинальный бассейн при подводных вулканических эксгаляциях в фумарольную стадию, значительно выше указанного. Наряду с породо- и рудообразующими компонентами (Na, K, Ca, Mg, Al, Fe и Mn) выделялись многочисленные микроэлементы (Ti, Cu, V, Ni, Co, Sr, Be, Zr, Ga, Sc, Y, Mo).

Следует учитывать и некоторую специфичность геологической обстановки того времени, характеризующуюся локальными эпейрогеническими восходящими движениями, при которых отдельные докембрийские блоки в районе могли выходить на дневную поверхность, размываться и служить тем самым дополнительным источником ряда элементов (V, Cr, Ba, Cu, Ni, Co; частично Fe и Mn).

В диагенетическую стадию произошла литификация марганцевистых и кремнисто-железистых гелей, давших начало браунитовым и гематитовым рудам. Последующие эпигенетические и метаморфические процессы, протекавшие в раннекаледонский тектонический этап, слабо влияли на вещественный состав первичных марганцевых руд. Катаклаз

браунитовых руд привел лишь к частичной цементации образовавшихся рудных обломков родохрозитом и браунитом.

Химический и минеральный состав браунитовых руд изменился в послепалеозойское время, когда эрозионные процессы выравнивали большую часть Салаира и на нижнекембрийских марганценосных породах Дурновского месторождения начала образовываться кора выветривания латеритного профиля, представленная в верхней зоне псиломелановыми рудами. Известно, что на Салаире с корами выветривания связаны не только марганцевые и железные руды, но и бокситы. Обилие растительности, влажный и теплый климат на территории Алтае-Саянской складчатой области в мезозое и кайнозое способствовали развитию интенсивных геохимических процессов в поверхностной зоне выветривающихся пород. В них происходила концентрация одних элементов (Mn, Fe, Al) и вынос других, в первую очередь щелочных и щелочноземельных. Свидетельство этого — интенсивное карстообразование в известняках гавриловской свиты с частичным заполнением полостей железо-марганцевыми и глинистыми продуктами коры выветривания.

Железисто-кремнистая формация малохинганского миогеосинклинального морского типа наблюдается в узких рифейско-кембрийских прогибах, унаследованно развившихся в древних синклинариях складчатого остова срединных массивов — Хингано-Бурейнского, Ханкайского северо-восточного выступа Китайско-Корейского шита (Ходак, 1960). Массивы развиты в восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса у его стыка с Восточно-Азиатским поясом.

Наиболее полно формация представлена на Малом Хингане. Она расположена в верхней части толщи, выполняющей прогибы, и соответствует нижнекембрийским или верхнерифейским сланцево-карбонатно-кремнистым отложениям мощностью 300–400 м. Породы формации подстилаются с разрывом, но без видимого несогласия верхне-среднерифейскими (синийскими) отложениями мурандавской доломитовой, игинчинской песчано-сланцевой, дитурской сланцево-известняковой свит мощностью порядка 3 км. Перекрываются они кембрийскими отложениями лондоковской углисто-доломит-известняковой и самарской кремнисто-известняковой свит мощностью около 1 км (рис. 8). Надрудные, рудоносные и подрудные породы формации существенно складчатые, с образованием сжатых, иногда опрокинутых складок. Рифейско (синийско)-кембрийские толщи прогибов срединных массивов прорваны и значительно ассимилированы синтетектоническими байкальско-раннекаледонскими массивами гранитоидов, местами (например, в Бурейнском и Ханкайском массивах) уже не геосинклинальными. Эти толщи затронуты незначительным региональным метаморфизмом, дошедшим лишь до хлоритовой, серицитовой, а низы их — до мусковитовой стадии (Ходак, 1960).

Породы малохинганской формации представлены темно-серыми кремнисто-карбонатными (известковистыми и доломитовыми), нередко углистыми хлоритовыми сланцами местами с гальками доломитов. В средней части формации развит сланцево-яшмовый горизонт, содержа-

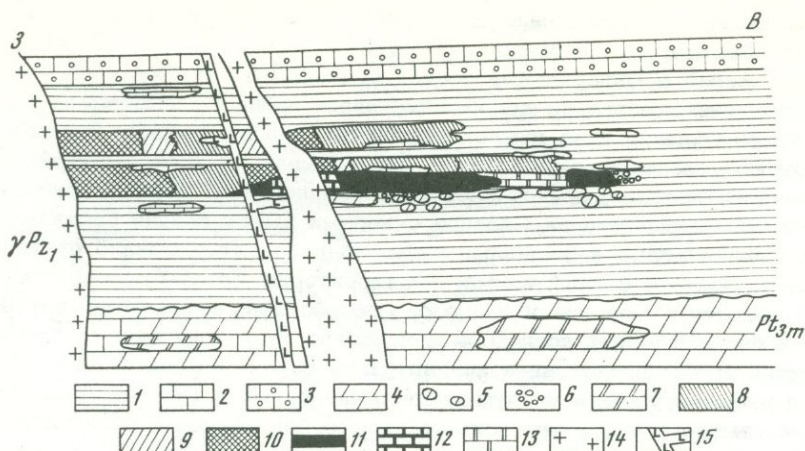


Рис. 8. Железисто-кремнистая марганценосная формация малохинганского типа (Малый Хинган)

1 - серицитовые, хлоритовые, местами углистые и кремнистые сланцы; 2 - известняки; 3 - графитовые известняки; 4 - доломиты; 5 - гальки доломитов; 6 - гравелиты; 7 - магнезиты; 8 - гематитовые руды; 9 - гематит-магнетитовые руды; 10 - магнетитовые руды; 11 - марганцевые окисные руды; 12 - силикатные контактово-метаморфизованные марганцевые руды; 13 - карбонатные марганцевые руды; 14 - гранитоиды; 15 - дайки диабазов

ший кремнистые, железные и марганцевые руды. Горизонт с перерывами и выклиниванием руд прослеживается по западным и восточным бортам, а также в центральных частях прогибов на несколько сотен километров от ст. Кимкан до р. Амур, в долине которой и южнее погружается под более молодые толщи палеозоя и мезо-кайнозоя, исчезающая вместе со всей толщей рифея-кембрия из разреза и появляясь снова в районе г. Лесозаводска на правом берегу р. Усури.

Руды формации представляют собой мелкокристаллические тонко- и неравномерно полосчатые хомогенные кварциты, послойно обогащенные минералами железа и марганца. Они переслаиваются с пластами и пропластками сланцев и безрудных кварцитов часто яшмовидного облика.

Марганцевые руды обычно развиты в нижней части кремнисто-яшмового горизонта формации, выше них располагаются железные руды. В северо-западной части Малого Хингана на крупнейшем в районе Кимканском железорудном месторождении марганцевые руды фашиально выклиниваются. На других площадях, особенно южных, они образуют существенно марганцевые залежи.

Среди марганцевых руд отмечаются браунитовые, гематит-браунитовые, олигонит-родохрозитовые, реже сидерит-родохрозитовые и гаусманитовые разновидности; обычно они обогащены вкраплениями хлоритов,

серицита, иногда эпидота, цоизита. У контактов с гранитоидами развиты силикатные руды — магнетит-браунитовые (более крупнокристаллические), родонитовые (с бустамитом, спессартином), бустамит-родонитовые, тефроит-родонитовые с марганцевым эпидотом, гранатами, отражающие стадии прогрессивного контактового метаморфизма (Ходак, 1961). Содержание в рудах Mn 15–25, в среднем около 20–21, Fe 8,6, P 0,05%. Углы падения рудных тел 60–90°.

Железные руды представлены гематитовыми, магнетит-гематитовыми, а также широко распространенными контактово-метаморфизованными магнетитовыми (более крупнокристаллическими), местами кумунгтонит-магнетитовыми разностями.

Марганцерудные скопления формировались на фоне железа, местами бария. При увеличении концентраций марганца увеличиваются содержания Fe, Ga, Ba, нередко Mg, Ca. Содержания Al, Ti, Ni, Co, Cr, Cu, Pb крайне незначительные, особенно в кремнистых рудах, и несколько выше в рудах с прослоями сланцев.

Железорудные скопления формировались на сверхкларковом фоне марганца и на тех площадях (Кимкан, Костеньга), где марганцерудный пласт отсутствует. В железных рудах и вмещающих породах нередко несколько увеличено содержание Na, а вблизи интрузивов — также Cl, F, V, что связано с их эндогенным привносом.

В рудовмещающих породах местами несколько повышены содержания Ba, P, Mg, Ca, V.

Наибольшие концентрации рудных масс формации приурочены к бортам прогибов, особенно к участкам изменения региональных простираний структур. В северной части Малого Хингана развит широкий (около 40 км) северо-восточного направления Бираканский прогиб с Кимканским и Костеньгинским железорудными месторождениями у его северо-западного борта. К центральной части западного борта Самарского прогиба, прослеживающегося меридионально на юге Малого Хингана, приурочено железо-марганцевое месторождение Поперечное, характеризующееся широким развитием значительно более мощных, чем в других местах, пластов подрудных зеленоватых хлоритовых сланцев с крупными неокатанными обломками мурандавских доломитов, что свидетельствует о близости крутого берега морского бассейна. Небольшие месторождения и рудопроявления расположены и в центральных частях северного прогиба. Иногда в низах разреза рудной пачки Котлованного рудопроявления и других площадей также отмечаются гальки подстилающих пород, что указывает на наличие в прогибах внутренних линейно вытянутых в целом согласно простиранию структур зон отмелей и временных поднятий (островов). Тонкозернистый преимущественно глинистый, кремнистый и отчасти карбонатный облик пород и руд малохинганской формации, а также широкое развитие в непосредственно подстилающих отложениях доломитов свидетельствуют о существовавших пенепленизированных участках суши, обрамлявших борта прогибов, близ которых формировались марганцевые месторождения в мелководном морском бассейне.

Малохинганские руды характеризуются отсутствием среди них, в том числе и во фракциях, нерастворимых остатков, эффузивных пород и туфогенного материала.

Таким образом, нет оснований считать генезис руд малохинганского типа вулканогенно-эксталяционным. Нам представляется, что рудные и кремнистые компоненты выносились в прогибы одновременно со сносом терригенного и сопутствующего (углистого и другого) материала из прибортовых, а также внутренних участков отмелей и островной суши и, по-видимому, с переотложением продуктов древних кор выветривания, формировавшихся в длительные перерывы между средним протерозоем и синием, синием и кембрием, нижним и средним протерозоем и т.д. Это подтверждается приуроченностью ряда синиеских марганце-железородных скоплений к площадям развития среднепротерозойских и верхнеархейско-нижнепротерозойских руд в прилегающих с юга к срединным массивам площадях Китайско-Корейского шита (Ходак, 1960). Эффузивно-осадочные марганце-железородные концентрации рифея-кембрия отмечаются лишь севернее — в отдалении от древних срединных массивов в зоне Тукурингра-Джагды.

Закономерности размещения, промышленная оценка. Рассмотренные марганценозные формации характеризуются парагенезисами входящих в них рудоносных и безрудных пород, спецификой тектонического развития районов расположения формаций, своеобразными минеральными типами марганцевых руд. Генетические признаки осадочных и вулканогенно-осадочных марганценозных формаций часто затуманивались в результате постдиагенетического воздействия на первичные марганцевые руды и ассоциирующие с ними отложения наложенных факторов, существенно изменивших их первоначальную природу (региональный и контактовый метаморфизм, выветривание). Примером может служить распространенная почти на всех континентах докембрийская так называемая "Гондитовая" кварц-песчано-глинистая марганценозная формация, породы которой в результате метаморфизма почти полностью утратили седиментационно-диагенетический облик.

При рассмотрении стратиграфического распределения марганцевых месторождений в марганценозных формациях, развитых в различных регионах Советского Союза, и количественной оценки содержащегося в них металлического марганца (Рахманов, 1970; Зеленцов, Рахманов, 1970) выявляются следующие закономерности.

Наибольшие накопления марганца, не соизмеримые с другими периодами по количеству и качеству марганцевых руд, произошли в палеогене, особенно в олигоцене, где они связаны с кварц-глаукоцитовыми песчано-глинистыми формациями древних слабо подвижных платформ и переходных областей. Разведанные запасы их в металлическом марганце оцениваются в 850 млн. т, прогнозные — в 140-150 млн. т.

В среднем палеозое (верхнем девоне) марганец в значительных количествах накапливался в кремнисто-известняковой формации карбонатной подгруппы переходных областей. Его достоверные запасы исчисляются в 45 млн. т.

В рифее-кембрии марганец концентрировался в карбонатных отложениях — доломит-известняковой, известняковой, кремнисто-известняковой формациях геосинклиналей, хотя часть его явно тяготеет к кварц-песчано-глинистым формациям переходных областей (Нижнеудинская группа марганцевых месторождений в Присаянье). Достоверные запасы марганца в рифее — кембрии определяются в 45 млн.т, прогнозные — в 65—70 млн.т.

Таким образом, в Советском Союзе устанавливаются три больших периода (эпохи) максимального марганцевого рудообразования: палеогено-олигоценый, девонский и кембро-рифейский. В возрастном интервале докембрий-кайнозой наблюдается постепенный сдвиг в условиях образования марганценовых формаций (марганцевых месторождений) от геосинклинальных к платформенным и нарастание в составе формаций рудной составляющей, представленной первично окисными и гидроокисными соединениями марганца.

Анализ парагенетических связей марганцевых руд и вмещающих их пород в пределах месторождений — рудных районов свидетельствует о приуроченности крупных марганцевых месторождений к терригенной и карбонатной подгруппам марганценовых формаций. Вулканогенная подгруппа формаций различных тектонических зон, как правило, бедна промышленными накоплениями марганца.

Наиболее скудны сведения по марганцевому рудообразованию в архее и протерозое. Приведенные единичные примеры докембрийских месторождений марганцевых руд в СССР (см. рис. 8) свидетельствуют скорее о недостаточности геологических знаний, чем о бесперспективности докембрийских отложений, широко развитых на древних шитах и платформах. Прогнозные запасы металлического марганца в архее и протерозое на территории Советского Союза оцениваются в 20 млн.т.

Вместе с тем в палеозое, мезозое и кайнозое намечаются и периоды-эпохи (верхнекембрийская, средне- и верхнекаменноугольная, верхнепермская, триасовая, нижнеюрская, нижнемеловая), в которых накопление марганцевых руд если и происходило, то было столь ничтожно мало, что образовавшиеся марганцерудные концентрации представляют больше генетический и минералогический, чем промышленный, интерес.

В настоящее время имеются достаточно аргументированные данные об основных источниках марганценовых растворов, поступающих в современные моря и океаны. В работе Н.М. Страхова, Л.Е. Штеренберга, В.В. Килиненко и Е.С. Тихомировой (1968) рассмотрена геохимическая история осадочного и вулканогенно-осадочного марганцерудного процесса, протекавшего в палеозое, мезо-кайнозое и продолжающегося в современных озерах, морях и океанах. Авторы приходят к важным генетическим выводам о геохимическом разделении марганца и железа еще в корях выветривания, что приводит к разобшенности во времени и пространстве рудных концентраций этих элементов.

В том случае, когда источником марганцевых растворов при образовании вулканогенно-осадочных месторождений является магматический очаг, подобная дифференциация проходит внутри вулканического

очага, отщепляющего гидротермальные растворы, насыщенные то марганцем, то железом.

Известно, что количество марганца, поступающего в речные и паводковые воды с континента, зависит от характера рельефа и металло-генических особенностей дренируемых речной сетью пород, климата и связанных с ним профилей коры выветривания района и т.д. Подмечено, что на площадях развития основных и ультраосновных пород содержание марганца в речных водах повышено. Оно увеличено также в реках, протекающих по низменным, заболоченным местностям. Количество марганца резко возрастает в водотоках, дренирующих марганценозные районы с развитыми на них первичными месторождениями марганца и марганцелудными корами выветривания. Ежегодное поступление марганца, выносимого реками в Азово-Черноморский бассейн, составляет 210 000 т, причем на долю растворенного элемента приходится только 20 000 т (Скопинцев, Попова, 1963).

Сверхларковые концентрации марганца отмечаются в докембрийских породах Украинского кристаллического щита, которые, кстати сказать, по мнению многих исследователей явились основными поставщиками марганцевых соединений в Южно-Украинской олигоценовой морской бассейн (марганцевые руды Никопольского и Больше-Токмакского месторождений). Так, в гнейсах и амфиболитах Побужья среднее содержание марганца 0,2%, в гнейсах бассейна Днепра 0,19%, в железисто-кремнистых породах Конкских, Верховец-Чертомлыкских и Орехово-Павлоградских магнитных аномалий 0,17-0,21%, в сиенитах и метабазитах Приазовья 0,15% (Грязнов, 1964).

Рассмотренные примеры марганценозных формаций свидетельствуют, в частности, и о том, что источником марганца при их формировании могла быть также подводная и наземная вулканическая деятельность. Образующиеся при этом марганцевые руды носят черты как осадочного, так и вулканогенно-осадочного рудообразующего процесса и классифицируются как вулканогенно-осадочные.

Вопрос о происхождении марганца все еще дискутируется. Предполагается, что в древние бассейны седиментации марганец мог поступать из выветривающихся пород суши, при подводном гальмиролитическом разложении туфов и леплов и из вулканических очагов. Однако с течением времени истинная природа марганценозных растворов в них затухивалась. Парагенетические связи марганцевых руд и вмещающих их пород в формациях на фоне структурного развития районов оставались и остаются пока единственным надежным критерием для расшифровки генезиса рудных накоплений.

Формационный и фациально-литологический методы со всем комплексом дополнительных специальных характеристик (тектонической, геохимической, климатической, физико-химической и др.), положенные в основу составления прогнозных и прогнозно-металлогенических карт на марганцевые руды в перспективных районах Урала, Казахстана, Сибири, Дальнего Востока, помогут выявить основные закономерности распространения рудоносных формаций в развитых здесь структурах, определить главнейшие направления поисковых и научно-исследовательских работ, оценить потенциальные запасы марганца.

## МЕДЕНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ

В настоящее время известны две осадочные формации, с которыми связаны стратиформные месторождения меди: черносланцевая (битуминозная) и красноцветная (пестроцветная)<sup>1</sup>.

Месторождения меди в черносланцевой формации немногочисленны: Маунт-Айза и Рам-Дженгл в Австралии, скопления сульфидов в сланцах кристаллического комплекса Рудных гор в ГДР, Кибильдо в Чили, ряд рудопроявлений в Канаде; по мнению В.С.Домарева (1971), к месторождениям этой формации могут быть отнесены и фальбанды Норвегии.

Черносланцевая формация встречается в тектонически подвижных зонах, где находится в парагенетической связи с формациями ранних стадий развития геосинклиналей – эффузивно-осадочной и кремнистой (В.И. Смирнов, 1969; Домарев, 1971). Она сложена сероцветными глинисто-карбонатными и глинисто-кремнистыми породами, обогащенными органическим веществом. В литологически сходных углистых и битуминозных породах платформенных областей промышленные месторождения меди не известны: здесь встречаются лишь повышенные по отношению к кларку содержания меди. Предположение некоторых исследователей о принадлежности Мансфельдского месторождения к черносланцевой формации, по нашему мнению, ошибочно, так как, несмотря на приуроченность к битуминозным известково-глинистым породам, оруденение генетически связано с красноцветными отложениями мертвого красного лежа. Вне этих пород битуминозные осадки безрудны (Габлина, Лурье, 1971). Черносланцевая меденосная формация может быть обнаружена в метаморфизованных осадках фундамента Русской платформы и в ее геосинклинальном обрамлении, но этот вопрос требует специального изучения и в настоящей главе не рассматривается.

Месторождения меди в красноцветной формации (Джекказган и Удокан в СССР, месторождения Медного пояса в Замбии и Катанги, Любин-Серошовицкое в Польше и др.) обычно относят к типу медистых песчаников. Запасы меди в месторождениях типа медистых песчаников составляют не менее одной трети общемировых запасов.

Красноцветная формация, как известно, образуется в заключительные стадии развития геосинклиналей. Возникает она в областях интенсивного погружения, в эпохи поднятия складчатых горных сооружений. Различают межгорные и предгорные красноцветные формации (Рухин, 1961).

<sup>1</sup>Красноцветная формация очень редко сложена только красными и красно-коричневыми породами: обычно в ее составе присутствуют породы зеленого, серого и черного цвета.

Межгорные красноцветные формации образуются чаще всего в узких межгорных депрессиях, расположенных между областями сноса. Они сложены почти исключительно континентальными отложениями, среди которых широко развиты фации русел, речных выносов, временных потоков и озер. Типичным примером могут служить девонские красноцветы Мунусинской котловины, меловые в Средней Азии, верхнепалеозойские Джезказган-Сарысульской впадины в Центральном Казахстане. Предгорные красноцветные формации развиты в передовых прогибах и примыкающих к ним частях платформы. Они находятся в непосредственной связи с воздымающимися горными сооружениями, из которых выносилось большое количество обломочного материала. Со стороны платформы красноцветные отложения могут замещаться сероцветными морскими или лагунными формациями.

Помимо тектонического режима на образование красноцветных отложений существенное влияние оказывает климат. Красящий пигмент красноцветов — окислы и гидроокислы железа — лучше всего сохраняется в условиях сухого и жаркого климата. Поэтому красноцветные формации часто являются индикаторами аридных условий (Страхов, 1962). Если область осадконакопления попадает в другую климатическую обстановку, характер формации меняется. Так, верхнепермская красноцветная формация Западного Приуралья к северу замещается угленосными отложениями Печорского бассейна, что обусловлено сменой засушливого климата гумидным. Нередко в разрезе наблюдается переход угленосной формации в красноцветную, а затем в соленосную. В этом случае красноцветы представляют собой промежуточные образования между осадками влажного и резко засушливого климата.

Далеко не все красноцветные формации меденосны. Наличие безрудных красноцветных формаций, образовавшихся в тех же фациальных условиях, что и меденосные, свидетельствует, что кларковые содержания меди в породах области сноса не могут быть источником металла. Л.В.Пустовалов (1940) обратил внимание на близость "купролитов" к древним горным цепям с их многочисленными месторождениями меди. По мнению В.С.Домарева (1971), разнообразие состава руд в месторождениях типа медистых песчаников обусловлено особенностями металлогении области сноса. Если бы источником рудного материала были металлы, содержащиеся в породах в кларковых количествах, следовало бы ожидать, что качественный состав всех месторождений типа медистых песчаников близок.

Геохимические особенности питающей провинции оказывают влияние и на состав примесей в рудах. Золото, например, характерно для медистых песчаников Восточной Сибири, рений — для Джезказгана. Медистые песчаники Пермской области отличаются высоким содержанием скандия, что объясняется широким распространением этого элемента в основных и ультраосновных породах Северного и Среднего Урала. Для медных месторождений Южного Приуралья типоморфен кадмий, встречающийся в повышенных количествах в колчеданных рудах Магнитогорского синклинория.

Установленная эмпирически связь месторождений типа медистых песчаников с красноцветными формациями до сих пор не получила

должного теоретического обоснования. Благоприятные условия для накопления меди в осадках – наличие рудного материала в питающей провинции и необходимая фашиальная обстановка в области осадконакопления (русла, дельты, мелководные моря) – имелись и при образовании других формаций, в частности угленосных (в краевых и межгорных прогибах), однако месторождения типа медистых песчаников в них не известны. Климатические условия также далеко не всегда можно рассматривать как главный фактор концентрации меди. Некоторые месторождения приурочены к отложениям морских водоемов, на которые аридный климат не оказывал влияния. По-видимому, следует учитывать, что в осадках, образовавшихся в окислительных условиях, отсутствуют восстановители, поэтому длительное время сохраняется среда, благоприятная для миграции меди. Не менее важной особенностью красноцветных формаций является наличие зон геохимического противоречия, или барьеров, роль которых для эпигенетических процессов была показана исследователями урановых месторождений. Область геохимического противоречия служила местом концентрации меди на всех стадиях формирования вмещающих пород, в том числе и в седиментогенезе. Каждая последующая стадия в известной степени наследовала процессы более ранних стадий.

На территории Русской платформы красноцветные формации развиты в ее периферической части, примыкающей к геосинклинальному обрамлению. Следовательно, по своему положению они относятся к типу предгорных. Меденосны красноцветы верхней перми Западного Приуралья, нижней перми Донбасса и нижнего девона Приднестровья.

Основные данные о меденосных красноцветных формациях Русской платформы сведены в табл. 3.

В Западном Приуралье верхнепермская красноцветная формация занимает обширную площадь, вытягиваясь меридионально вдоль Урала на расстояние более 2000 км. Ширина полосы 350–1000 км. Столь значительный "выход" предгорной формации на платформу объясняется особенностями тектонического развития этого региона. В течение каменноугольного и пермского периодов центр максимального прогибания Московской синеклизы постепенно смещался к востоку, в направлении активной Уральской геосинклинали. К концу ранней перми область максимального погружения платформы слилась с передовым прогибом воздымающихся горных сооружений Урала (Наливкин, Ронов, Хаин, 1964). К моменту слияния этих структур приурочено накопление предгорной красноцветной формации Западного Приуралья, которая, таким образом, слагает Предуральский краевой прогиб, Московскую и Прикаспийскую синеклизы и разделяющую их перемычку (рис. 9).

Стратиграфический объем верхнепермской красноцветной формации включает уфимский, казанский и татарский ярусы. Большая часть уфимского яруса представлена красноцветными песчано-глинистыми отложениями и только самая нижняя их часть (соликамский горизонт – к западу от меридиана г. Оханска – г. Осы) замещается карбонатными отложениями. К югу от г. Перми граница, характеризующая смену карбонатных отложений соликамского горизонта терригенными красноцветными образованиями, все дальше смещается к западу. Поэтому на

Таблица 3

Красноцветные формации Русской платформы и их меденосность

Группа формаций	Формация	Субформации (тип ландшафта)	Тип месторождения	Характеристика	
				форма рудных тел	текстура, структура
Предгорных прогибов	Красноцветная	Горных подножий	Афашиальный	Жилы, гнезда, реже пласты	Вкрапленная, прожилковая
		Внутриконтинентальных равнин	Каргалинский	Гнезда, пласты	Вкрапленная, конкреционная
		Прибрежных равнин	Мансфельдский	Пласты	Вкрапленная, реже прожилковая

Уфимском плато и в Оренбургском Приуралье уфимские отложения целиком сложены осадками красноцветной формации. Верхняя часть уфимских красноцветных отложений к западу от линии Бугульма-Белебей-Судьбодаровка замещается сероцветными лагунными осадками, в основном доломитами, гипсами и песчаниками.

Морская трансгрессия на границе уфимского и казанского веков резко сократила площадь распространения красноцветной формации. Западная ее граница сместилась на 200-500 км к востоку. Далее всего к востоку морская трансгрессия распространилась во время отложения самых нижних горизонтов казанского яруса. В лежащих выше слоях все фашиальные зоны последовательно смещаются в обратном направлении: область распространения красноцветных отложений постепенно расширялась, а сероцветные морские осадки отступали все дальше к западу. Регрессивное развитие морского бассейна эпизодически нарушалось кратковременными трансгрессиями моря. Поэтому на западном фланге красноцветной формации прослеживаются выдержанные горизонты с морской фауной казанского яруса. В непосредственной близости от складчатого Урала - в Оренбургско-Актюбинском и Пермском Приуралье в составе красноцветной формации существенную роль играют конгломераты. Состав формаций, замещающих казанские красноцветные отложения на западе, не постоянен. На севере, до линии Вологда-Казань, развиты карбонатные породы, южнее сменяющиеся гипсо-доломитовыми толщами, которые простираются до г. Бугурусла. К югу от Бугурус-

оруденения		Тектонические движения времени формирования медно-содержащих отложений	Районы развития формации; возраст
минеральный состав	вмещающие породы		
Карбонаты, окислы, реже сульфиды меди	Конгломераты, гравелиты и песчаники крупнозернистые	Резко дифференцированные: в области осадконакопления интенсивные опускания, в области сноса - поднятия	Оренбургская область Западного Приуралья; татарский век поздней перми
Сульфиды меди и железа, реже карбонаты меди	Песчаники средне- и крупнозернистые	Осадконакопление не полностью компенсировано прогибанием	Западное Приуралье, Донбасс, Приднестровье; пермь, ранний девон
Сульфиды меди	Песчаники, глины, известняки, доломиты	Одновременное опускание в области осадконакопления и сноса	Западное Приуралье, Донбасс; пермь

лана развиты соленосные отложения (Наливкин, Форш, 1964). В татарский век область распространения красноцветов расширилась. В западной части рассматриваемой территории они переслаиваются с отложениями соленых и пресных озер: гипсами, доломитами, известняками.

Таким образом, совокупность фаций, слагающих верхнепермскую красноцветную формацию, не остается постоянной на всем ее протяжении. Это вызвано сменой ландшафтов. При движении от воздымающихся горных сооружений Урала в сторону Русской платформы зона горных подножий постепенно переходила во внутриконтинентальную равнину, которая в свою очередь обрамлялась прибрежной равниной. Для каждого ландшафта характерна своя специфика осадконакопления, которая и позволяет разделить красноцветную формацию Западного Приуралья на три субформации (рис. 9).

В составе отложений субформации зоны горных подножий преобладают грубообломочные породы - конгломераты, гравелиты и крупнозернистые песчаники. Постепенно они переходят в менее грубообломочные разновидности, представленные фациями русел, озер, сухих дельт и другими осадками внутриконтинентальных равнин. Субформация прибрежных равнин представляет собой переслаивание красноцветных континентальных и сероцветных морских осадков. Месторождения меди в верхнепермской красноцветной формации Западного Приуралья образуют три обособленных пояса, субпараллельных Уралу, - Северный, Западный и Южный.

Медные месторождения Северного пояса прослеживаются меридионально от широты г. Боровска на севере до ст. Чернушка на юге, пре-

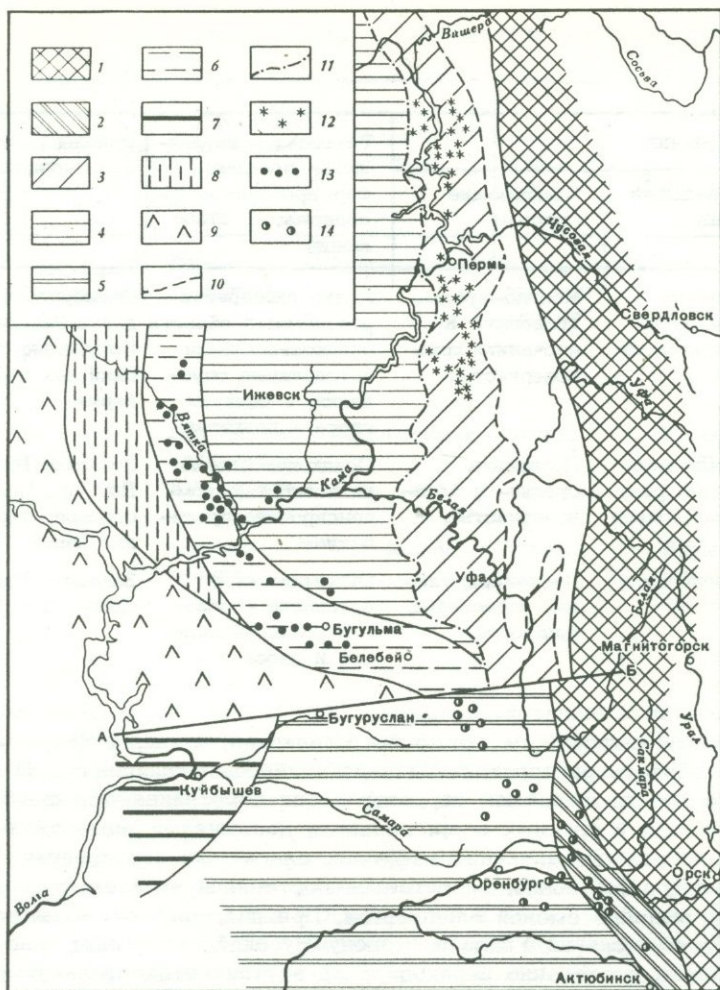


Рис. 9. Рудопроявления меди в верхнепермских субформациях Западного Приуралья. Покров татарских отложений к северу от линии А-Б снят

1 - область сноса; 2 - отложения зоны горных подножий; 3-5 - отложения внутриконтинентальных равнин (3 - уфимские, 4 - верхнеказанские, 5 - татарские); 6-7 - отложения прибрежных равнин (6 - верхнеказанские, 7 - татарские); 8 - отложения мелкой части моря; 9 - отложения лагун с повышенной соленостью; 10 - граница современного распространения уфимских отложений; 11 - граница современного распространения казанских отложений; 12-14 - рудопроявления меди (12 - в отложениях уфимского яруса, 13 - в отложениях верхнеказанского подъяруса, 14 - в отложениях татарского яруса)

рываюсь между реками Чусовой и Косьвой. Ширина пояса в среднем 70 км. Восточная граница его определяется четвертичным размывом верхнепермской красноцветной формации, западная находится на меридиане с. Березовка – р. Тулва. Длина пояса 340 км. Медное оруденение приурочено к отложениям соликамского и шешминского горизонтов уфимского яруса. В первом из них медистые песчаники развиты к югу от г. Перми в междуречье Ирени и Тулвы. Длина полосы медистых песчаников на этом участке 160 км, ширина 10–15 км. Согласно А.М.Кутергину, медное оруденение в соликамском горизонте контролируется зоной фациального перехода красноцветных отложений в лагунно-морские сероцветные. Ширина полосы медепроявлений в шешминском горизонте значительно больше (70 км), чем в соликамском. Область медной минерализации определяется наличием незагипсованных красноцветных пород. К западу от района их развития количество гипса в осадках шешминского горизонта резко возрастает; одновременно исчезает медное оруденение (Нечаев, 1965).

Западный пояс медистых песчаников наиболее удален от Урала: он расположен на побережье р. Вятки и в долине р. Зай. На севере меденосная полоса прослеживается до широты г. Нолинска, на юге – до г. Бугульмы. Протяженность ее около 400 км, ширина 80 км. Месторождения меди залегают в отложениях верхнеказанского подъяруса. Условия локализации руд в этом поясе в общем плане установлены еще М.Э.Ноинским, который указывал на приуроченность месторождений меди Вятско-Камского района к "зоне борьбы суши и моря". Этому соответствует и тенденция к смещению на запад рудопроявлений меди вышележащих слоев по отношению к рудопроявлениям, расположенным стратиграфически ниже. Данная закономерность отмечена Л.М.Миропольским (1938) и подтверждена более поздними исследованиями (Игнатъева и др., 1970). Объясняется она регрессией казанского моря, сопровождавшейся соответствующим смещением фациальных зон. Рудопроявления меди приурочены к области сочленения субформаций прибрежных и внутриконтинентальных равнин.

Южный пояс медных месторождений прослеживается в Оренбургской области и на юго-западе Башкирии. К югу он уходит в пределы Актюбинского Приуралья (Казахская ССР). Южнее пояс выделяется в виде прерывистой полосы протяжением 600 км, шириной более 100 км. Медное оруденение приурочено главным образом к отложениям татарского яруса, а также к казанскому ярусу. В Оренбургской области ширина полосы медепроявлений резко возрастает, охватывая территорию Предуралья прогиба и примыкающую к нему часть платформы. Месторождения меди развиты во всех трех субформациях.

В XVIII и XIX вв. медные месторождения верхнепермской красноцветной формации Западного Приуралья интенсивно эксплуатировались. В настоящее время ввиду малого размера рудных тел и их разбросанности они не имеют практического значения.

В Донбассе нижнепермская красноцветная формация достигает наибольшей мощности в открытой части, где она принимает участие в стро-

ении Бахмутской и Кальмиус-Торцкой котловин. Открытая часть Донбасса в палеозое представляла собой поперечный краевой прогиб Скифско-Мангышлакской складчатой области (Тектоника Евразии, 1966). Здесь развиты формации, характерные для прогибов: угленосная, красноцветная и соленосная. Нижнепермская красноцветная формация сложена главным образом породами картамышской свиты (свита медистых песчаников), но в ее состав может быть включена и верхняя часть араукаритовой свиты ( $C_3^3$ ), представленной красноцветными алевролитами и аргиллитами. Песчаники араукаритовой свиты сохраняют серую окраску.

Основная масса пород, слагающих картамышскую свиту, представлена глинами и песчаниками, которые переслаиваются между собой и нередко связаны постепенными переходами. Окраска пород главным образом бурая и красно-бурая различных оттенков и интенсивности. Нередко встречаются участки, окрашенные в пестрые и серые цвета. К числу сероцветных пород относятся и маломощные, но стратиграфически выдержанные горизонты, образование которых связано с морскими трансгрессиями. Площади, занятые "морскими" горизонтами, закономерно меняли свои размеры. В нижней части разреза картамышской свиты площадь распространения каждого вышележащего "морского" горизонта последовательно уменьшалась. Минимальные размеры имеет площадь, занятая четвертым горизонтом. Выше по разрезу соотношение обратное: последовательно увеличивается площадь распространения каждого вышележащего "морского" горизонта. Далее всего к югу прослеживается самый верхний "морской" горизонт, расположенный на границе картамышской и никитовской свит. Мощности картамышской свиты изменяется от 600 м на севере Бахмутской котловины до 1200 м в Кальмиус-Торцкой котловине.

Нижнепермская красноцветная формация Донбасса состоит преимущественно из континентальных отложений. Резко подчиненное значение имеют мелководно-морские осадки, которые, как указывалось, развиты в северной части области распространения формации. К югу они выклиниваются. Это дает основание разделить нижнепермскую красноцветную формацию Донбасса на две субформации. Осадки первой отлагались во внутриконтинентальной равнине, второй - в прибрежной равнине.

В Донбассе известно 32 месторождения и рудопроявления меди. Большинство их расположено в области сочленения двух названных субформаций.

В Приднестровье нижнедевонская красноцветная формация развита на территории Вольно-Подольской плиты. Осадки этой формации накапливались во Львовской впадине, представлявшей собой юго-восточное окончание Силезско-Моравского прогиба. Львовская впадина обрамлялась поднятиями, с которых шел снос терригенного материала. На востоке областью сноса служил Украинский массив, на западе - Татранская горная суша, отделявшая Львовскую впадину от Судетско-Добруджинской геосинклинали (Тихий, 1964).

Нижнедевонские отложения представлены толщей (мощностью до 500 м) однообразных по составу пестроцветных пород - песчаников, ар-

гиллитов, алевролитов. Это образования пресноводных озер и аллювиальных равнин, что подтверждают остатки панцирных рыб, отпечатки растений, текстуры пород, а также их петрографо-минеральные и геохимические особенности. Следовательно, по условиям образования рассматриваемые отложения должны быть отнесены к субформации внутриконтинентальных равнин. Судя по палеогеографической карте Русской платформы (Атлас литолого-палеогеографических и палеотектонических карт Русской платформы, 1961), можно ожидать перехода осадков внутриконтинентальной равнины к югу и востоку в отложения прибрежной равнины. В непосредственной близости от Татранского поднятия не исключена возможность наличия осадков зоны горных подножий.

Нижнедевонская красноцветная формация интенсивно изменена под действием эпигенетических процессов. Глины среди этих отложений полностью отсутствуют: они превращены в аргиллиты, сложенные диоктаэдрическими гидрослюдами, частично хлоритом. Бейделлит и монтмориллонит встречаются в аргиллитах лишь в виде реликтовых минералов. Не менее существенно изменены и обломочные минералы. В песчаниках вследствие растворения и одновременного разрастания зерен кварца и полевых шпатов межзерновое пространство заполнено регенерационным цементом — порода преобрела кварцитовидный облик. Эти изменения сопровождаются мусковитизацией биотита или замещением его хлоритом.

Рудопроявления меди в нижнедевонской красноцветной формации известны в Приднестровье в районе сел Городница, Иване-Злоте, Устечко, Михальче и Семаковцы, где имеются выходы этих отложений на дневную поверхность. На остальной территории красноцветная толща перекрыта более молодыми отложениями, и представление о ней мы имеем лишь по данным отдельных скважин.

### МЕСТОРОЖДЕНИЯ И РУДОПРЯВЛЕНИЯ МЕДИ КРАСНОЦВЕТНЫХ ФОРМАЦИЙ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

По отношению к фациальному составу рудоносных пород в красноцветных формациях Русской платформы можно выделить пять типов месторождений меди: 1) месторождения в русловых отложениях — каргалинский тип; 2) месторождения, связанные с конусами выноса рек, — джекказганский тип; 3) месторождения, залегающие в фации озер и болот, — вятский тип; 4) месторождения в мелководно-морских осадках — мансфельдский тип; 5) афациальные месторождения. Рассмотрим каждый из этих типов и попытаемся показать их связь с выделенными субформациями.

Медная минерализация каргалинского типа, связанная с русловыми фациями, широко развита в Западном Приуралье, Приднестровье и Донбассе.

В Западном Приуралье она известна во всех трех меденосных поясах. Особенно много рудопроявлений этого типа в Северном (к югу от г. Перми) и Южном поясах. В прошлом эти месторождения интенсивно эксплуатировались и в приречных пространствах, выше уровня современной гидрографической сети, почти полностью выработаны.

Наиболее детально медная минерализация в русловых отложениях изучалась на месторождениях Каргалинской группы в 60 км к северо-западу от г. Оренбурга. По данным В.Л. Малютина, рудные тела Каргалинских месторождений залегают в корытообразных углублениях, врезаемых в мергели ("мергельная постель"). В плане корытообразные углубления имеют форму изгибающихся лент, напоминающих меандры реки (рис. 10). Склоны углублений асимметричны, наблюдается четкий уклон дна; выполнены они песчаниками, мергелями, резе конгломератами. Слоистость песчаников косая с часто меняющимися углами и направлением косых слоев.

Рудные тела повторяют форму русел, расширяясь в местах расширения ложа. Так, Дмитриевское рудное тело представляет собой узкую ленту, вытянутую полукольцеобразно; длина его 1440 м, ширина 36-140 м. Раздувы рудного тела образуют серию четок, соединенных тонкими проводниками. Четки располагаются ступенчато, подчеркивая наклон ложа вмещающего их русла. Рудное тело "Дружелюбное" вложено в русло, состоящее из двух излучин. На расстоянии 1280 м уровень русла понижается на 7 м.

Оруденение в основном захватывает песчаники, и лишь по краям раздувов (четок) встречаются рудные мергели. Минералы меди составляют цемент песчаников, конкреции и замещают органические остатки. Рудные тела заключены в оболочки, состоящие из слабо оруденелых серых песчаников и "ржавика" (песчаники, обогащенные гидроокислами железа). Переходы от руды в серые породы, а затем в "ржавик" и наконец во вмещающие красно-бурые песчаники постепенные. В центральной части рудных тел залегают наиболее богатые руды, среди которых встречаются большое количество отпечатков стволов каламитов и растительный детрит. Уменьшение содержания меди к периферии сопровождается уменьшением количества органических остатков; в то же время меняется окраска пород.

Сходное строение имеет Картамышское месторождение в Донбассе. Интересная особенность этого месторождения - наличие конгломератов с конкрециями, которые, по-видимому, можно рассматривать как конкреционные гальки. Конкрекции сложены тонкозернистым или пелитоморфным комочковидным доломитом. Агрегатная поляризация комочков указывает на образование их неупорядоченными скоплениями мельчайших кристаллических индивидуумов. Очевидно, это - коллоидальные сгустки, претерпевшие начальные стадии раскристаллизации. Пелитоморфные комочки обрастают более крупными кристаллами доломита, что местами создает впечатление крустификационного цемента. Пространство между комочками выполнено халькозином, который, обволакивая их, образует тончайшую сеть, напоминающую кружевную узор. Форма выделений халькозина в карбонатных стяжениях дает основание полагать, что он образовался в результате диффузии рудного вещества в тело конкреции при ее обезвоживании или при раскристаллизации единого карбонатно-рудного геля. По-видимому, конкреции подвергались незначительному переносу или перемыву на месте. Об этом свидетельствует их размер, соответствующий размеру галек конгломератов, в составе которых они

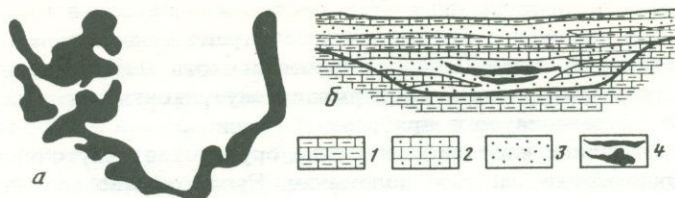


Рис. 10. План (а) и поперечный разрез (б) Дмитриевского рудного тела Каргалинского месторождения (по В.Л. Малютину)

1 - мергели, 2 - песчаные мергели, 3- песчаники, 4 - рудные тела

участвуют, а также признаки образования в другой среде: в конкрециях встречаются обломочные зерна, значительно меньшие, чем зерна песчаника, цементирующего гальку в конгломератах.

Поскольку устанавливается тесная парагенетическая связь между халькозином и доломитом, слагающим конкреции, можно полагать, что руды образовались на ранних стадиях формирования вмещающих пород. В то же время наиболее поздний доломит (в цементе песчаников) замещается халькозином. Встречаются фитоморфозы, в которых замещение халькозином происходило уже после углефикации (фюзен со звездчатой структурой, цементируется халькозином). Следовательно, рудный процесс был длительным: начался он в седиментогенезе, где рудное вещество подвергалось размыву и переотложению, и закончился в эпигенезе.

В Приднестровье русла выполнены кварцитовидными песчаниками. Оруденение в них приурочено главным образом к небольшим пропласткам алевролитов и аргиллитов. В песчаниках встречается редкая вскрапленность рудных минералов. Концентрируется она вблизи пропластков с более богатым оруденением. При удалении от них содержание меди уменьшается до фонового. Рудные пропластки распределяются в песчаниках неравномерно. На одних участках одновременно присутствует три-четыре пропластка, на других они отсутствуют. Мощность их изменяется от нескольких сантиметров до 0,5 м, длина по простиранию достигает 10 м, чаще 1-3 м. Главный рудный минерал первичных руд - халькозин. В незначительных количествах присутствуют пирит, халькопирит, борнит и галенит. В некоторых рудопроявлениях (например, в Устечко) в качестве примеси встречаются редкие земли. Наличие их связано с углистым веществом в оруденелых пропластках.

На территории Русской платформы месторождения каргалинского типа приурочены к осадкам окраин внутриконтинентальных равнин, главным образом к участкам сочленения их с отложениями других субформаций. В соликамское время месторождения каргалинского типа формировались в зоне фациального перехода красноцветных континентальных отложений в лагунно-морские; в уфимском горизонте рассматриваемые месторождения находятся в зоне смены пресноводных осадков осадка-

ми соленых лагун; в отложениях татарского яруса в Оренбургском Приуралье область распространения этих месторождений более широкая, но и здесь они связаны с субформацией внутриконтинентальных равнин.

В картамышской свите Донбасса большая часть месторождений каргалинского типа приурочена к субформации внутриконтинентальной равнины в зоне сочленения ее с прибрежной равниной.

В месторождениях каргалинского типа оруденение приурочено к руслам, постоянно менявшим свое положение. Русла обычно мигрируют в периоды осадконакопления, не компенсированного прогибанием. Генезис месторождений этого типа представляется нам следующим. Гидродинамические условия при отложении аллювия неблагоприятны для осаждения рудного вещества, мигрировавшего в виде истинных или коллоидных растворов. Поэтому более вероятно, что рудные компоненты осаждались в руслах палеорек не из поверхностного водотока, а при фильтрации вод сквозь аллювиальные отложения. В пустынных или засушливых областях реки большую часть года сухие, но по ним осуществляется подземный водоток. Захороненное в аллювии органическое вещество создавало локальные участки с восстановительной обстановкой, на которых минералы меди осаждались из фильтрующихся растворов. В период паводка ранее образованный аллювий и рудные компоненты в нем могли перемываться или переотлагаться на соседние участки. Таким путем, по-видимому, возникли конгломераты с гальками рудно-карбонатных конкреций. Если русловые отложения не были впоследствии заключены ("запечатаны") в толщу глинистых пород, то подземная циркуляция вод и осаждение из них металлов могло продолжаться и на более поздних стадиях формирования вмещающих пород, т.е. в эпигенезе. С этим процессом, по-видимому, связано замещение цемента песчаников рудным веществом.

Среди рудных скоплений, приуроченных к конусам выноса рек, относящихся к джезказганскому типу, встречаются крупнейшие в мире месторождения; к ним относятся Джезказган и Удокан. На территории платформы месторождения, связанные с конусами выноса рек, не изучены. Единственным примером может служить дельта в уфимских отложениях района р. Тулвы (левый приток Камы). Согласно Ю.А. Нечаеву, она представлена тремя горизонтами песчаников, протягивающихся в виде двух широких полос, сливающихся в западном направлении. По данным для одной из скважин, содержание меди в песчаниках достигает 2,09%. Мощность рудного интервала 6,2 м.

Месторождения джезказганского и каргалинского типов имеют некоторое сходство. Оба они связаны с речными водотоками, но между ними имеются и существенные отличия. В дельтах джезказганского типа русла не расчлениются на множество мелких рукавов, а образуют единый шлейф песчаных выносов. Рудовмещающие осадки в месторождениях джезказганского типа формируются в условиях устойчивого ландшафта; фации, контролирующие положение рудных тел, развиваются на протяжении длительного времени, наследуя друг друга от цикла к циклу. Существование устойчивого ландшафта возможно лишь в условиях постоянного и длительного прогибания земной коры.

Месторождения, связанные с фациями зарастающих озер и болот, — вятский тип, наиболее широко развиты в Западном поясе медепроявлений Западного Приуралья и в Донбассе.

В Западном Приуралье месторождения в фациях озер и болот встречаются на разных стратиграфических уровнях верхнеказанских отложений. Оруденение приурочено к темно-серым или черным глинам с обильным растительным детритом и пресноводной фауной (филлоподы, остракоды и т.д.). Медь концентрируется в основном в периферической части слоя темно-серых глин, в зоне их фациального перехода в красно-бурые глины. Рудные тела протягиваются узкими лентами, положение которых хорошо трассируется цепочками старых отвалов. Часто отвалы располагаются полукольцом. По-видимому, конфигурация рудных тел повторяет контуры прибрежной зоны водоема, в котором накапливались рудоносные отложения.

В составе руд основную роль играют сульфиды (ковеллин, дигенит, халькозин, пирит, реже борнит и халькопирит) и сульфидно-карбонатно-окисные конкреции (халькозин, малахит, куприт). Парагенез указанных минералов в конкрециях, согласно В.А. Полянину и В.Г. Изотову (1967), первичный и находится в соответствии с термодинамическими условиями равновесия этих соединений в растворах (согласно диаграммам Гаррелса).

С  $1 \text{ м}^2$  рудного пласта может быть получено 6–8 кг конкреций с содержанием меди 35–40% (Полянин, Горизонтова, 1939). В прошлом месторождения вятского типа Западного пояса интенсивно эксплуатировались. В настоящее время в связи с крайне ограниченными размерами рудных залежей и их разбросанностью они не могут иметь практического значения.

В Донбассе к рассматриваемому типу относится медная минерализация в глинах с тонкими прослоями угля и сажи. О принадлежности глин к фациям болот свидетельствует наличие реликтов почвообразовательных процессов, подобных тем, которые наблюдаются в подошвах угольных пластов. Интересной минеральной особенностью этих рудопроявлений является наличие ковеллина на глубине, исключающей поверхностное окисления. Из диаграмм устойчивости минералов в зависимости от величин Eh–pH, составленных Р. Гаррелсом, известно, что ковеллин образуется в кислых водах при  $\text{Ph} < 7$ . Помимо ковеллина, для этих фаций характерно присутствие мелких сферолитовых выделений сидерита, ассоциирующего с пиритом. Рудопроявления вятского типа в картамышской свите Донбасса наиболее часто располагаются на одном стратиграфическом уровне с горизонтами, сложенными мелководно-морскими осадками, и являются непосредственным продолжением их по простиранию.

И в Приуралье, и в Донбассе рудопроявления вятского типа приурочиваются к субформациям внутриконтинентальной и прибрежной равнин, поэтому они не относятся к числу типоморфных месторождений.

Месторождения в мелководно-морских осадках, относящиеся к мансфельдскому типу, развиты в Западном Приуралье и Донбассе.

В Западном Приуралье к этому типу может быть отнесена большая часть рудопроявлений в уфимских отложениях севера Пермской области и распространенная на огромной площади медная минерализация в базальных слоях казанского яруса, а также многочисленные рудопроявления меди в "морских" горизонтах, залегающих в верхнеказанских красноцветных отложениях.

На севере Пермской области среди континентальных красноцветных отложений уфимского яруса развиты выдержанные слои черных глин, известняков и алевролитов. Образование их, согласно А.М. Кутергину, происходило в меридионально вытянутом Яйвинском заливе, возникавшем эпизодически в результате ингрессии моря с севера. В осадках залива вдоль восточного и западного берегов встречаются рудные скопления меди. К центру залива медь уступает место сульфидам железа.

В казанских отложениях основное оруденение манфельдского типа, как уже упоминалось, приурочено к базальным слоям. Начало казанского века в Западном Приуралье ознаменовалось образованием крупного морского бассейна. Море трансгрессировало на территорию распространения уфимских красноцветных отложений. Нижняя часть разреза морских осадков сложена серыми песчаниками, в кровле которых прослеживается 10–30-сантиметровый прослой известняков. Мощность базальных слоев колеблется от нуля до нескольких метров. На этих слоях, а в местах их отсутствия непосредственно на красноцветных отложениях уфимского яруса залегают лингуловая пачка – ритмично переслаивающиеся мергели, глины и алевролиты; мощность пачки 12–47 м. Оруденение концентрируется в рудных зонах, положение которых территориально совпадает с Южным и Западным поясами медепроявлений. Одна из рудных зон – Присальмьшская находится в Оренбургской области, одна – в Кировской и четыре – в Башкирии. Большинство рудных зон Башкирии вытянуто под углом к береговой линии казанского моря. В Присальмьшской зоне, которая располагается согласно с общим фациальным планом вмещающих отложений, оси рудных тел (например, Гребени) также направлены под углом к общему простиранию.

Отчетливое влияние на положение рудных тел в морском бассейне оказывает строение подстилающих отложений. Рудные тела располагаются над песчаниками, выполняющими русловые углубления в алевролит-глинистых породах кровли уфимского яруса. Конфигурация рудных тел подчинена плану русел. Распределение меди во многих случаях зависит от литологических особенностей русловых отложений. Так, на Белебеевском участке русловые песчаники в кровле местами перекрыты прослоями алевролит-глинисто-карбонатных пород. Эти прослои не залегают в виде сплошного плаща: сквозь "окна" в них проглядывают песчаники. В базальных слоях казанского яруса над тонкозернистыми прослоями (при удалении от их края) содержание меди резко уменьшается, а над "песчаными окнами" вновь возрастает (рис. 11).

В тех случаях, когда уфимские красноцветные отложения фациально замещаются сероцветными, медная минерализация данного типа в казанских отложениях отсутствует. Наиболее наглядно это можно видеть на примере рудных зон Башкирии. Согласно В.А. Филипову, к западу

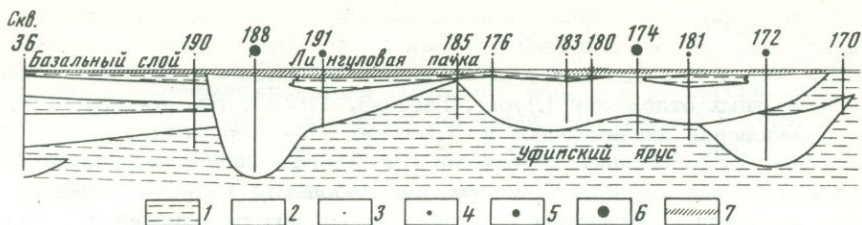


Рис. 11. Литолого-фациальный профиль. Белебеевский участок Башкирии

1 и 2 - отложения уфимского яруса (1 - прибрежной равнины, 2 - русел); 3-6 - количество меди в основании морских отложений казанского яруса (в метропроцентах; 3 - менее 0,1, 4 - более 0,1, 5 - более 0,2, 6 - более 0,3), 7 - рудные зоны (содержание меди более 0,1%)

от линии Приютово-пос. Бавли и к югу от верхнего течения р. Демы красноцветные отложения верхней части уфимского яруса фациально замещаются сероцветными. Все меденосные зоны располагаются под красноцветными отложениями и нигде за пределами их распространения не встречены. Граница между красноцветными и сероцветными осадками в уфимском ярусе служит своеобразным барьером для рудных зон в основании казанского яруса.

В картамьшской свите Донбасса мелководно-морские осадки возникали в результате кратковременных морских трансгрессий. Повсеместно они отличаются от вмещающих пород повышенным содержанием меди, однако рудные скопления тяготеют к области фациального перехода серых "морских" осадков в красноцветные (прибрежная зона). Поэтому рудопроявления меди, связанные с мелководно-морскими осадками, как бы следуют за трансгрессиями. В нижней части разреза картамьшской свиты до четвертого горизонта включительно, где площадь, занятая морскими трансгрессиями, последовательно уменьшалась, каждое лежащее выше рудопроявление смещено к северу по отношению к лежащему ниже. В верхней части разреза в связи с последовательным увеличением площади распространения трансгрессий картина обратная: рудопроявления, залегающие в "морских" горизонтах, лежащих выше, смещены к югу по отношению к лежащим ниже. Таким образом, медная минерализация, связанная с мелководно-морскими фациями, располагается в виде своеобразных рудных кулис.

На наиболее крупном из известных рудопроявлений Берестянском установлена отчетливая минеральная зональность. В прибрежной, богатой медью части рудного тела преобладает халькозин, к северу уступающий место борниту и халькопириту, которые в свою очередь замещаются галенитом и гринокитом. Смена указанных парагенезов происходит на расстоянии 9 км.

По условиям образования месторождения мансфельдского типаобладают некоторыми сходными чертами с месторождениями в фациях озер и болот. Для тех и других источник металлов — подземные воды красноцветных отложений (Лурье, Габлина, 1972). Но, по-видимому, для образования значительных по масштабам месторождений нужны быстрые и существенные перестройки древнего ландшафта, которые проявлялись в виде крупных трансгрессий. Небольшие колебания уровня моря приводили к образованию множества мелких рудопроявлений. Примером их может служить оруденение в "морских" горизонтах верхнеказанского подъяруса. Поэтому ширина зоны распространения отложенной прибрежной равнины, периодически покрывавшихся морем, — важный фактор для прогнозной оценки месторождений мансфельдского типа.

В ряде случаев морские трансгрессии, с которыми связаны месторождения мансфельдского типа, сопровождались настолько значительными перестройками древнего ландшафта и всего тектонического плана развития области осадконакопления, что рудоносные отложения и подстилающие их красноцветные толщи уже не могут быть отнесены к единой формации. Например, красноцветная моласса нижней перми Соарского и Заальского трогов Центральной Европы образовалась в межгорных впадинах, а перекрывающие ее меденосные морские осадки цехштейна относятся к формациям платформ. Но поскольку и в этом случае оруденение в морских осадках генетически тесно связано с подстилающими отложениями, целесообразно рассматривать такие месторождения в составе красноцветных формаций<sup>1</sup>.

К афациальным месторождениям относятся рудопроявления меди, не имеющие четкой приуроченности к определенным фациям. Встречаются они в грубообломочных породах — конгломератах и песчаниках. Форма рудных тел жилоподобная, гнездовидная, реже пластовая. Оруденение развито вблизи поверхности и выклинивается с глубиной. Скважины, заданные для подсечения богатых рудных тел в интервале 100–150 м, вскрывают пласты, аналогичные по составу изученным на поверхности, но не содержащие рудных скоплений. К этому типу относятся Гирьял, Сакморо-Дмитриевское и многие другие рудопроявления Предуральского прогиба. В составе руд принимают участие главным образом карбонаты меди, реже халькозин.

С генетической точки зрения интересны жилоподобные тела Белогорского карьера, расположенного в 1 км к востоку от с. Белогоры Оренбургской области. Жилы здесь залегают вне всякой связи с трещинами. Они приурочены к круто падающему пласту конгломерата мощностью около 2 м. Ориентированы жилы перпендикулярно к напластованию и имеют четкие ровные границы с вмещающими породами. В кровле и подошве пласта конгломератов жилы резко обрываются. Мощность их 5–15 см. Располагаются они параллельно друг другу с интервалом 1–2 м. От вмещающих слабо сцементированных пород тело жилы отличается только плотной цементацией. Цемент представлен карбонатами кальция и меди.

<sup>1</sup> Возможно, что для обозначения подобных месторождений необходим специальный термин.

Афациальные рудопроявления, по-видимому, инфильтрационного происхождения. Образование серии параллельных жил, возможно, связано с резкими изменениями уровня грунтовых вод. Эти рудопроявления приурочены к субформации горных подножий, залегающей в передовом прогибе в непосредственной близости от складчатого Урала.

### УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДИ В СУБФОРМАЦИЯХ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Из описания месторождений в красноцветных формациях Русской платформы следует, что процесс образования руд длительный. Начинается он в седиментогенезе и захватывает все стадии изменения вмещающих пород вплоть до современного выветривания. Для разных типов месторождений длительность процесса не одинаковая. В месторождениях манюфельдского типа, наиболее удаленных от области сноса (субформация прибрежных равнин), рудообразование в основном закончилось на стадии диагенеза осадка. При формировании месторождений каргалинского типа (субформация внутриконтинентальных равнин) существенное значение приобретает эпигенез. В районах, приближенных к складчатому Уралу, в грубообломочных породах субформации горных подножий процесс рудообразования продолжается и сейчас. Следовательно, положение месторождений по отношению к области сноса и механический состав осадков влияют на длительность процесса образования руд.

Н.М. Страхов (1963) показал, что количество растворенного материала, поступающего в бассейн седиментации, прямо пропорционально количеству терригенного материала. Эта закономерность особенно очевидна для меди. Известно, что в зоне окисления месторождений медь далеко не мигрирует и образует вторичные скопления. В современной гидросети водные ореолы меди прослеживаются всего на несколько километров. На большем расстоянии содержание меди выравнивается, становится фоновым. Следовательно, миграция меди в виде растворов от области сноса к месту седиментации красноцветных отложений мало вероятна. Только при интенсивной эрозии коренные месторождения меди разрушаются, а рудное вещество, перемешиваясь с терригенным материалом, поступает в область осадконакопления. Можно полагать, что чем большей механической дезинтеграции достигает рудное вещество при транспортировке, тем быстрее оно выщелачивается из осадков и затем осаждается на геохимических барьерах. Следовательно, механический состав осадков должен оказать влияние на длительность процесса концентрации металлов.

В конгломератах, накопившихся вблизи воздымающихся горных сооружений Урала, встречаются гальки эффузивов с вкрапленностью халькопирита. При удалении от области сноса "обломочная медь" из осадков исчезает. Естественно, что металлы выщелачиваются из рудной гальки медленнее, чем из пород, в которых медь находится в тонкодисперсном состоянии, поэтому среди грубообломочных пород процессы рудообразования продолжаются и в настоящее время.

## ВЫВОДЫ

1. Меденосные красноцветные формации Русской платформы относятся к типу предгорных. По парагенезу фаций их можно разделить на три связанные между собой субформации. Для каждой субформации характерен свой ландшафт. Наиболее близко к области сноса расположена субформация зоны горных подножий. Ее опоясывают отложения внутриконтинентальной равнины, которые в свою очередь переходят в субформацию прибрежной равнины, периодически покрывавшейся мелким морем.

2. К субформации горных подножий приурочены афациальные месторождения меди. В осадках субформации внутриконтинентальной равнины широко развито оруденение в русловых фациях. Месторождения в мелководно-морских осадках типоморфны для субформации прибрежной равнины. Рудные скопления в фациях озер и болот в большинстве случаев расположены в области сопряжения субформаций прибрежной и внутриконтинентальной равнин.

3. Тектонический режим области осадконакопления и питающей провинции оказывает отчетливое влияние на условия образования красноцветных субформаций и связанных с ними месторождений меди. При интенсивном поднятии области сноса и одновременном опускании области осадконакопления возникала субформация горных подножий с характерными для нее месторождениями меди. Фации, контролирующие оруденение в месторождениях каргалинского типа, развивались в условиях осадконакопления, не компенсировавшегося прогибанием. Месторождения мансфельдского типа образуются в периоды одновременных опусканий как области сноса, так и питающей провинции. Опускание сопровождается резкой сменой континентального режима морским.

4. Процесс рудообразования захватывает все стадии изменения вмещающих пород вплоть до современного выветривания. Для разных типов месторождений длительность процесса неодинакова. В месторождениях мансфельдского типа рудообразование заканчивается на стадии диагенеза осадка. При формировании месторождений каргалинского типа существенное значение имеет эпигенез. В образовании афациальных месторождений принимают участие процессы современного выветривания. Следовательно, расстояние месторождений от области сноса и механический состав осадков оказывают влияние на длительность процесса образования руд.

БОКСИТОНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ  
РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В последние годы при изучении бокситоносности все большее значение приобретает формационный метод. Однако единое понимание и общепринятая классификация бокситоносных формаций до сих пор не разработаны (Бушинский, 1971; Сапожников, 1971). Наиболее обстоятельно представления о формациях в применении к месторождениям бокситов разработаны Б.М. Михайловым.

Следуя за структурно-тектоническими представлениями учения о формациях, разработанного Н.С. Шатским (1960а, 1965), мы выделяем в качестве наиболее крупных формационных подразделений платформенные и геосинклинальные группы формаций, среди которых получают свое определенное место и формации бокситоносных кор выветривания (табл. 4). Эти формации должны включать широкий спектр парагенетических комплексов пород, не только латеритную кору выветривания, но и осадочные отложения, более 75% которых образовано за счет перераспределения типичных минералов коры выветривания (каолинита, гиббсита, бёмита, гидроокислов железа и др.). Таким образом, бокситоносные формации имеют прямую связь с латеритными корами выветривания.

Учитывая изложенное, мы выделяем три основные бокситоносные формации: платформенную латеритную, платформенную осадочную и геосинклинальную осадочную. Связь бокситоносных формаций с корами выветривания бывает как простой, ясно и непосредственно выраженной (платформенная латеритная), так и более сложной, иногда скрытой (платформенная осадочная формация) и, наконец, предположительной (геосинклинальная осадочная формация). Однако во всех случаях образование бокситоносной формации предопределено наличием синхронной латеритной коры выветривания.

В пределах древних платформ появление бокситообразовательных эпох обусловлено в равной степени тектоническими движениями и благоприятным климатом. Тектонический контроль в этом случае достаточно своеобразен. В результате завершающих стадий соответствующего геотектонического этапа развития обнажается благоприятный субстрат. Последующий относительный тектонический покой, отвечающий начальным стадиям дальнейшего тектонического развития, при обязательном наличии благоприятного климата и обуславливает, в конечном счете, появление бокситоносной формации. Так, на Русской платформе вендская бокситоносная эпоха проявилась в начале байкальского (раннекаледонского) этапа, позднедевонская и раннекаменноугольная – в начале варисийского, меловая и палеогеновая – в различные стадии

Таблица 4  
Основные типы бокситоносных формаций

Группа формаций	Субформация	Рудные тела			
		основной минеральный состав	структура	форма залегания	
Платформенная	Лагеритная	Гидрослю- дисто-каоли- нитовая с гиббситом	Гидрослю- да, каолинит с гиббситом	Плащеобразная, ли- нейно-трещинная	Реликтовая, вы- ветрелые бесквар- цевые и малоквар- цевые кристалли- ческие породы, об- ломочная
		Шамозит-бё- мит-хлорито- вая	Шамозит, бё- мит, хлорит	То же	Реликтовая по эф- фузивам и карбо- натно-глинистым породам
	Осадочная	Гиббсит- бёмитовая	Гиббсит, бёмит	"	Реликтовая по вы- ветрелым мало- кварцевым филли- товидным сланцам и метаэффузивам
		Пестроцвет- ная терри- генная	Гиббсит, бёмит, као- линит	Линзы, пластообразные залежи в балочно-ов- ражной сети (тихвин- ский тип), то же - пластообразные залежи в более крупных впади- нах (североонежский тип); пластообразные залежи в карстах (ти- манский тип)	Обломочная, пе- литовая, алеврито- вая, бобовая
Гиббсит, каолинит			Делювиально-пролюви- альные и аллювиальные залежи	Бобовая, обломочная	
Алунит-гли- нистая	Гиббсит, ал- лунит, ал- лофан, гал- луазит, као- линит	Пластообразные зале- жи, линзы, включения, карстовые и озерно- болотные образования	Обломочная, пе- литовая, алеври- товая, бобовая		
Геосинкли- нальная	Осадочная	Пестроцвет- ная, терри- генно-кар- бонатная	Бёмит, диа- спор, хло- рит	Пластообразные зале- жи среди закарстован- ных карбонатных пород	Бобовая, афани- товая, обломоч- ная, пелитовая

Геотектоническое положение; этапы развития	Эпохи бок- ситообра- зования	Районы развития	Вмещающие покрывающие породы
Шиты, антеклизы; байкальский (раннекаледонский)	Поздний рифей - венд	Северо-запад и северо-восток Русской платформы, склоны Балтийского шита, Тиман и др.	Красноцветные терригенные
Поднятия, валы; герцинский	Поздний девон	Средний Тиман	Эффузивно-терригенные
Антеклизы; герцинский	Девон, ранний карбон	Юго-западный склон Воронежской антеклизы	Пестроцветные терригенные
Склоны антеклиз и синеклиз; герцинский	То же	Юго-восточный склон Балтийского шита, северо-западный склон Московской синеклизы, юго-западный склон Воронежской антеклизы, южный и средний Тиман	Пестроцветные терригенные и угленосные
Склоны шитов и впадин на шитах; альпийский	Ранний мел	Украинский шит, Воронежский массив	Пестроцветные терригенные
Поднятия, склоны синеклиз	Мезозой, нижний карбон	Центральные и восточные районы Русской платформы	То же
Склоны антиклинориев и синклинориев, срединные массивы и их склоны; раннекаледонский, альпийский	Венд-ранний кембрий, ранний карбон, мезозой, палеоген	Урало-Тяньшанская, Саяно-Алтайская, Крымско-Кавказская складчатые области	Карбонатные

альпийского этапа. В каждую из этих эпох получили развитие обе платформенные бокситоносные формации – латеритная и осадочная. Первая представляет собой латеритную кору выветривания (площадную и линейную), обычно зонального строения с бокситовыми рудными телами в средней и верхней ее частях; характерная особенность бокситов – наличие в них реликтовых структур тех пород, по которым формировалась латеритная кора выветривания. Вторая формация состоит из обломочного, почти несортированного переотложенного вещества кор выветривания – вторичных каолинов, пестроцветных и сухарных глин с линзами, пластами, реже с пачками бокситов, залегающих обычно в нижней части бокситоносной формации. Как правило, обе формации приурочены к платформенным поднятиям (шиты, антеклизы, валы), выполняют карстовые воронки и поля, пенепленизированные положительные формы рельефа, лога, озерные и речные депрессии.

Платформенные бокситоносные формации обычно сменяются по латерали или перекрываются угленосными формациями, но часто они довольно быстро покрываются и сменяются морскими терригенными и карбонатными формациями, что указывает на развитие бокситоносных формаций, обычно в прибрежных условиях.

Следует отметить два различных процесса корообразования, ведущих к появлению свободных гидрокислов алюминия: латеритного и сернокислотного. Для латеритного процесса необходимо наличие гумидного жаркого климата, субстрата, состоящего из малокремнистых пород, и достаточно длительного перерыва в седиментогенезе; для сернокислотного процесса эти условия менее жесткие: температурные интервалы более широкие, субстрат – осадочные глинистые породы с большим количеством пирита. В результате латеритного выветривания образуются рудные тела бокситов, в результате сернокислотного – алунит-глинистые породы. Оба процесса фиксируются в каждую из указанных эпох, однако сернокислотный процесс развит далеко не всегда (на Русской платформе, например, – в юрском периоде, менее широко – в каменноугольном).

Геосинклинальная пестроцветная терригенно-карбонатная бокситоносная формация, несмотря на внешнее сходство геологического положения некоторых ее проявлений с платформенной осадочной пестроцветной терригенной (карстовой) формацией, имеет ряд существенных отличий. Прежде всего она всегда приурочена к карбонатным парагенезам и располагается в местах развития рифовых фаций, у выклинивания и перехода карбонатных пород в эффузивно-осадочные. Характерно структурно-тектоническое положение этой геосинклинальной бокситоносной формации: она приурочена к склонам антиклинорных поднятий, срединных массивов, иногда к приплатформенным зонам и образуется в более короткие сроки, чем платформенная. Она многоэтажная, тогда как платформенная обычно одноэтажная, приурочена к стадии развития геосинклинали, характеризующейся нарастанием тектонической активности, а не к стадии относительного тектонического покоя, как на платформах. Обычно геосинклинальная формация целиком состоит из бокситов и образует крупные выдержанные тела, прослеживаемые иногда на десятки километров по простиранию. Качество бокситов, как правило,

высокое, сопоставимое с латеритными рудными телами бокситов на платформах. По латерали и вертикали эта формация сменяется кремнисто-карбонатными, карбонатными и кремнисто-терригенно-эффузивными наборами пород.

Особенности строения и геологического положения геосинклинальных бокситовых залежей обуславливают необходимость широко применять при их поисках и изучении структурно-формационный метод. Бокситоносные формации приурочены к начальным стадиям развития геосинклиналей, и даже появление этой формации в орогенной стадии (девон Салаира) объясняется влиянием на становление данной структуры герцинской Обь-Зайсанской геосинклинальной области.

В соответствии с основными стадиями и этапами развития геосинклиналей (каледонская, герцинская и альпийская) выделяются разновидности бокситоносных геосинклинальных формаций. Вендская и среднекембрийская геосинклинальные формации распространены в раннекаледонских структурах, опоясывающих с юга Сибирскую платформу (Боксонское месторождение). Среднедевонская, верхнедевонская, нижне- и среднекаменноугольные геосинклинальные формации достаточно широко распространены в пределах Урало-Тяньшанских герцинид. К ним относятся Северо- и Южно-Уральские бокситоносные районы и ряд бокситопроявлений в герцинидах Средней Азии.

Мезозойские и кайнозойские бокситоносные формации широко развиты среди альпидов Западной Европы (в Югославии, Греции, Испании, Венгрии). Среди альпидов Советского Союза эти формации встречаются значительно реже, известно лишь несколько мезозойских бокситопроявлений на Карпатах, в Крыму и в Средней Азии.

## ПЛАТФОРМЕННАЯ ГРУППА БОКСИТОНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

### Латеритные формации Русской платформы

Докембрийские эпохи бокситообразования. Додевонские коры выветривания широко развиты на территории Русской платформы (Е.Т. Бобров, Ф.Я. Волочаев, М.И. Грайзер, С.В. Левченко, К.Н. Трубина, В.А. Ерошев-Шак и др., 1965-1970 гг.). Наибольший интерес представляет вендская (догдовская) кора выветривания. Она распространена на больших территориях, имеет большую мощность и, что особенно важно, хорошо сохранилась. В отдельных пунктах, по данным буровых скважин, мощность ее до 100 м; например, по разрезу скв. 318 Туду (Эстонская ССР), наиболее типичному, нижняя зона составляет 24 м, средняя 77 м, верхняя 27 м. Кора выветривания развита здесь на гранитизированных биотит-амфиболовых гнейсах. Состав глинистых минералов нижней зоны следующий: хлорита 10-15, гидрослюды 45, каолинита 35-40%. В нижней части средней зоны преобладает монтмориллонит, в средней - смешаннослойные минералы, в верхней - гидрослюды. Верхняя зона сложена главным образом железисто-гидрослюды-каолинистым веществом, каолинита в ней более 70%; плагиоклазы, амфиболы, пироксены, биотит нацело замещены же-

лезисто-гидрослюдисто-каолининовым веществом. Среди гдовских отложений, перекрывающих описываемую кору выветривания, преобладают бурые железистые песчаники, обогащенные каолином. Последний вместе с окислами железа образует цемент породы, а также присутствует среди обломочной ее части.

Вероятно, вендским возрастом следует датировать коры, встречающиеся под отложениями нижнего и среднего палеозоя вплоть до среднего девона. Особо надо отметить наличие вендских гиббситоносных кор выветривания, зафиксированных в разрезах скв. 61 у д. Барчай, на границе Белоруссии и Литвы, скв. 10 Укмерге в Литве, скв. 175 Тоотси и скв. 172 Хядеместе в Эстонии. По типичному разрезу скв. 175 (Тоотси) вендская кора выветривания вскрыта на глубине 475 м, имеет мощность 50 м. В ней различают три зоны: нижнюю, состоящую на 90–100% из монтмориллонита; среднюю, представленную смешанно-слоистыми минералами (60–70%) и каолином (30–40%); верхнюю, в которой около 90% каолинита, много окислов железа, а также гиббсита и хлорита.

Возраст гиббситоносных кор выветривания, вскрытых скважинами в районе г. Переяславль-Залесского и г. Чаплыгина, не совсем ясен. В первом случае возраст перекрывающих отложений докембрийский, во втором – среднедевонский.

Состав коры выветривания, развитой на рифейских породах Тимана, в основном гидрослюдисто-каолининовый. Кора перекрыта отложениями среднего девона. Возраст ее не выяснен. Можно предполагать, что это образования вендского времени (?).

В результате изучения древнейших кор выветривания, развитых в пределах Русской платформы, можно сделать два основных вывода:

- 1) процессы выветривания, происходившие в вендское время, практически не отличимы от таковых в более поздние эпохи;
- 2) наличие аллитов в вендской коре выветривания дает основание предполагать возможность существования вендской латеритной коры выветривания в западных районах Русской платформы.

Верхнедевонская эпоха бокситообразования. Латеритная формация этой эпохи выявлена в юго-восточной части Четласского Камня на Среднем Тимане. Латеритная кора выветривания развивается здесь на эффузивах и их туфах раннефранского возраста и на породах рифея и характеризуется наличием высокоглиноземистых и высокомодульных структурных бокситов.

Геологическое строение Тимана двухярусное. Нижний структурный ярус (фундамент) разбит на блоки разломами северо-западного и северо-восточного направлений, сложен дислоцированными метаморфическими породами рифея. Верхний структурный ярус (платформенный чехол) залегает трансгрессивно с угловым несогласием на породах нижнего яруса и представлен осадочными и эффузивными образованиями предположительно кембрийского, силурийского, средне- и верхнедевонского и более молодого возраста.

Рифейские метаморфические породы нижнего структурного яруса подразделяются на две серии: четласскую и южнотиманскую. Каждая из них в свою очередь делится на свиты. Венчает южнотиманскую се-

рию быстринская свита. Породы быстринской свиты в этом районе представлены известняками и доломитами с подчиненными прослоями глинистых сланцев. Выветрелые разности карбонатов кавернозные, трещиноватые, кальцитизированные. Поры, каверны и трещины заполнены глинистым материалом. На породах быстринской свиты местами прослеживается древняя (додевонская) кора выветривания. Последняя темно-коричневая, красновато-коричневая, бурая и зеленовато-бурая с сохранившейся структурой и текстурой исходной породы.

На размытой поверхности пород быстринской свиты, а в ряде случаев на латеризированной додевонской коре выветривания, развивающейся по этим же породам на Верхне-Ворыкинском и Вежаю-Ворыкинском участках, местами залегают нацело латеритизированные эффузивно-эксплозивные образования нижнефранского возраста мощностью до 30 м. Выше по разрезу залегает эффузивно-осадочная толща также нижнефранского возраста мощностью до 250 м. В нижней части эта толща сложена осадочными породами, в верхней — базальтами и туфами. Состав осадочных пород здесь весьма неоднородный: в одних случаях в них преобладают глины, в других — пески и песчаники. В последних иногда встречаются обломки эффузивных пород. В глинах часто в больших количествах отмечаются обугленные растительные остатки, нередко зубы акул и щитки панцирных рыб. Мощность осадочных отложений до 100 м. Базальты темно-серые и черные, плотные, в основном хорошо раскристаллизованные, трещиноватые, участками карбонатизированные, в верхней и нижней частях разреза миндалекаменные. Базальты также изменены процессами выветривания. Максимальная известная мощность их 60 м (скв. 597). Туфы зеленовато-коричневые, зеленовато-бурые и бурые с различными оттенками, крупно- и мелкообломочные, часто выветрелые; мощность их до 120 м.

Верхнедевонская латеритная формация представлена, как уже упоминалось, нацело измененными латеритизированными эффузивно-эксплозивными образованиями и латеритизированной додевонской корой выветривания, развивающейся на рифейских породах. В отдельных участках кора выветривания этой формации залегает на возвышенностях под четвертичными отложениями, а на их склонах — под эффузивно-осадочными образованиями.

В профиле коры выветривания измененных эффузивно-эксплозивных образований свежие разности их пока не встречены. Однако в нижней части профиля коры выветривания местами наблюдаются слабо измененные стекловатые реликтовые участки неправильной формы желтовато-зеленого, зеленого и буровато-зеленого цвета, представленные туфами, реже — туфолавами и еще реже — лавами.

Эффузивы состоят из длиннопризматических беспорядочно расположенных лейст плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены темноцветными минералами или бурой нераскристаллизованной массой, полностью или частично замещенной глинистыми минералами и бемитом. Плагиоклазы также местами замещаются глинистыми или бокситовыми минералами. Структура породы преимущественно долеритовая, иногда порфировая с долеритовой структурой основной массы.

Латеритизированные туфы состоят из замещенных глинистыми и бокситовыми минералами зерен плагиоклаза, из обломков буроватого непросвечивающего стекла и сильно измененных эффузивов. Зерна плагиоклазов часто изогнуты, раздроблены. У раздробленных кристаллов обломки нередко смещены. Встречающиеся миндалины выполнены цеолитами, хлоритом, изредка халцедоном. В большинстве случаев вещество латеритной коры выветривания сильно ожелезнено. Цвет пород красновато-коричневый, темно-коричневый, темно-бурый, буровато-коричневый. Излом преимущественно землистый. Широко развита пористость. При бурении такие породы превращаются в глиноподобную массу. Однако участками порода достаточно крепкая, железистые минералы в ней образуют как бы каркас для остальной охристо-глинистой массы. Структура исходной породы здесь почти не сохранилась, иногда на общем фоне сильно измененного стекла выделяются редкие лейсты плагиоклазов. В некоторых участках отчетливо фиксируется обломочная структура породы. Обломки остроугольные, округлые, каплевидные, вытянутые в виде неправильных четырехугольников или многоугольников. Встречаются бобовины и оолиты. В них наблюдается чередование темно-коричневых концентров с темно-серыми и более светлыми зеленовато-желтыми. Встречаются участки, сложенные туфобрекчиями. В них обломки представлены не только эффузивами, но и сильно измененными глинистыми сланцами. В шурфе 1039 на Вежаю-Ворыквинском участке обнаруженный нами обломок глинистого сланца в коре выветривания был длиной около 40 см. Глинистые сланцы в обломках имеют хорошо различимую тонкую слоистость; иногда они изогнуты, расщеплены по слоистости и пронизаны эффузивным веществом. Нередко такие обломки несут следы оплавления.

В составе тонкой фракции латеритов преобладает бёмит, в несколько меньшем количестве присутствуют шамозит, хлорит, изредка встречаются гидрослюды и диаспор. В больших количествах отмечаются гётит и гематит; кроме того, наблюдаются отдельные таблички гиббсита, включения кремня и зерна карбонатов. В верхней части латеритной формации преобладают железистые минералы и шамозит.

Бокситовые рудные тела в латеритной коре выветривания выделяются по данным химических анализов и обычно имеют крайне неправильную форму. В плане это ленты, пятна, в разрезе — гнезда, линзы. В профиле коры выветривания высокомодульные бокситы обычно приурочены к средней его части.

Неравномерность содержания  $Al_2O_3$  в коре выветривания наблюдается и по площади ее развития. Так, например, в ряде мест на коротких расстояниях (до 50 м) отмечается резкий переход высокоглиноземистых и высокомодульных бокситов в низкоглиноземистые и низко-модульные. Замечено, что высокоглиноземистая кора выветривания приурочена главным образом к возвышенным формам современного рельефа рифейского фундамента и особенно к тем участкам, где она залегает непосредственно на карбонатных породах быстринской свиты (скв. 579, 578, 576 и др.). С понижением рельефа фундамента (на 10–15 м и более) содержание глинозема резко убывает без существенных изменений в облике породы. Максимальная мощность бокситов

достигает 21,0 м, в среднем она равна 5–7 м. Содержание  $Al_2O_3$  в бокситах до 58%, среднее 40–45%; минимальное содержание  $SiO_2$  около 3%, максимальный кремневый модуль 18, средний 6–7. Содержание  $Fe_2O_3 + FeO$  в бокситах до 42%, среднее около 20–25% (данные Ухтинской геологоразведочной экспедиции).

Суммируя изложенное, можно сделать следующие выводы:

1) субстратом латеритной формации являются эффузивы и их туфы, которые образовались в раннефранское время в результате вулканической деятельности с заметным развитием эксплозий и породы, быстринской свиты рифея;

2) период латеритного корообразования измеряется промежутком времени от завершения формирования эффузивно-туфовой толщи до начала накопления осадков эффузивно-осадочной толщи, содержащей покровы базальтов;

3) первоочередными площадями для постановки поисковых работ на коры латеритной формации должны быть такие, где развиты породы быстринской свиты и эффузивно-эксплозивные образования верхнего девона.

Раннекаменноугольная эпоха бокситообразования<sup>1</sup>. Латеритная формация раннего карбона развита только на территории КМА, где возраст ее формирования относят к визейскому времени. Ее изучали многие геологи (Никитина, Одокий, Клекль, Хожайнов и др.). В большинстве случаев элювиальные бокситы являются здесь продуктом латеритного выветривания серицитовых и хлоритовых филлитовидных сланцев курской серии нижнего протерозоя, не содержащих кварца или содержащих его мало. Среди последних возможны и метаморфизованные туффиты. Реже они встречаются на породах эффузивно-осадочной михайловской серии.

В латеритном профиле выветривания сланцев устанавливаются следующие зоны (снизу):

1) зона ожелезненных и частично дезинтегрированных сланцев, представленная разрушенными, трещиноватыми, гидрогематизированными хлорит-гидрослюдистыми продуктами выветривания филлитовидных сланцев;

2) гидрослюдисто-каолининовая зона, сложенная глиноподобными или дресвянистыми продуктами выветривания сланцев, часто плитчатыми, состоящими в основном из каолинита, гидрослюды и хлорита;

3) зона бокситовых пород, характеризующаяся обогащением пород глиноземом и значительной переработкой состава и структуры исходных пород.

В зоне бокситовых пород выделяют три подзоны: нижнюю – аллитовую, среднюю – бокситовую и верхнюю – дебокситизации. В составе пород аллитовой подзоны существенную роль играют каолинит и гидрослюды. Нередко встречаются реликтовые текстуры материнских пород. Бокситовая подзона представлена в основном кондиционными бокситами. В верхней подзоне наблюдаются новообразования каолинита, ша-

<sup>1</sup> Последними исследованиями ЛОПИ и ГУЦР доказывается девонский возраст элювиальных бокситов КМА, развитых по туфам и продуктам перестолжения сланцев.

мозита, сидерита, кальцита. Породы здесь сильно уплотнены и приобретают псевдобрекчиевидный облик.

В большинстве случаев бокситы крепкие, каменистые, реже рыхлые, землистые. Цвет их в основном кирпично-красный, красно-бурый, но нередко серый, светло-серый, зеленовато-серый, почти белый. По минеральному составу выделяются следующие разновидности бокситов: гидрогематит-гипбситовый, гидрогематит-бёмитовый, шамозит-бёмитовый, шамозит-диаспор-бёмитовый, сидерит-шамозит-бёмитовый.

Гипбситсодержащие бокситы встречаются в северо-восточной, бёмитовые и диаспор-бёмитовые - в южной и западной частях района.

Распространение отдельных зон коры выветривания, развитой на филлитовидных сланцах на территории КМА, неравномерно. Зоны дезинтеграции и гидрослюдисто-каолинитовая развиты почти повсеместно. Зона бокситовых пород наблюдается только в местах, где кора выветривания перекрыта визейскими отложениями.

Обычно элювиальные бокситы приурочены к склонам грядообразных поднятий, сложенных породами железорудной свиты (средняя курская свита). Бокситовые залежи устанавливаются чаще всего на вершинах поднятий второго и третьего порядков, образованных филлитовидными сланцами в непосредственной близости от выступов железорудных пачек или в некотором удалении от них. Отмечаются тела бокситов, приуроченные к прослоям филлитовидных сланцев, среди пачек богатых железных руд; в плане они имеют лентообразную форму. Мощности их достигает максимальных значений.

Внутреннее строение залежей бокситов довольно сложно и обусловлено двумя факторами. Один из них - наличие прослоев и пачек роговиков и кварцевых метаконгломератов, по которым бокситы практически не образуются. Они разрезают залежи на отдельные лентообразные тела. Второй фактор - наличие вторичной вертикальной зональности, связанной с наложенными вторичными процессами, вследствие чего в приповерхностных частях бокситовых залежей распространены дебокситизированные породы, заходящие в виде языков внутрь залежи иногда почти до ее нижней границы.

На территории КМА, как и на Тимане, некоторые геологи выделяют древнюю, додевонскую кору выветривания гидрослюдисто-каолинитового состава, развитую почти повсеместно на кристаллических породах докембрия. Латеритизация в визейское время додевонской коры выветривания способствовала более широкому распространению латеритной формации.

### **Пестроцветная терригенная бокситоносная субформация Русской платформы**

Раннекаменноугольная эпоха бокситообразования. Нижнекаменноугольные осадочные бокситоносные формации широко распространены и относительно давно выявлены на территории Русской платформы. Здесь обнаружены и крупные месторождения бокситов, и многочисленные мелкие бокситопроявления.

По тектонической позиции, составу осадочной бокситоносной формации, по условиям залегания и отчасти образования слагающих ее по-

род в ней выделяются несколько типов: североонежский, тиманский, тихвинский, белгородский.

Изучением осадочной бокситоносной формации указанной эпохи занимаются многие научно-исследовательские учреждения — ВСЕГЕИ, ИГЕМ, Коми филиал АН СССР, Ухтинский индустриальный институт, Воронежский государственный университет, ЛОПИ, ВИМС, ВАМИ и ряд производственных организаций.

Североонежский тип пестроцветной терригенной бокситоносной субформации залегает на породах протерозоя, кембрия и девона. В разрезе этой субформации здесь выделяют четыре толщи: подрудную, бокситовую, железо-бобовую и надрудную.

Основной признак подрудной толщи — обогащение ее каолином. В подошве толщи залегает конгломерат, состоящий из обломков каолиновых и монтмориллонитовых глин, бокситовых пород, кварца, изверженных и метаморфических пород; встречаются растительные остатки и мелкие железистые бобовины. Размеры обломков 1 мм—2,5 см; форма их угловатая и угловато-окатанная. Наблюдается грубая косая слоистость, обусловленная неравномерным переслаиванием обломков различной крупности. Цемент конгломерата глинистый (каолиновый), в значительной степени ожеженный. Цвет пород красно-бурый, красный, желтовато-серый и серый. Мощность конгломератового слоя от нескольких сантиметров до 4—5 м.

В юго-восточном направлении, в сторону выклинивания пестроцветной бокситоносной субформации, мощность подрудной толщи возрастает до 20 м. Одновременно ее породы замещаются светло-серыми, желтоватыми, охристыми песками с прослоями алевритовых глин красного цвета. Установлена определенная зависимость между составом толщи и рельефом подстилающей поверхности. В краевых частях депрессий, на склонах поднятий подрудная толща представлена преимущественно глинистыми породами, во внутренних частях впадин — песчаными породами, конгломератами и брекчиями с угловатыми и угловато-окатанными обломками жильного кварца. Глины темно-серые, плотные, жирные, отличаются от девонских глин наличием каолинита. Пески внутренних частей депрессий светло-серые, белые, мелкозернистые, слюдястые, сильно каолинизированные, переслаиваются с белыми, плотными, жирными каолинистыми глинами.

Бокситовая толща залегает на породах подрудной толщи, а в местах, где она отсутствует, — на отложениях девона или кембрия. На склонах древнего фундамента бокситовая толща непосредственно покрывает кору выветривания изверженных и метаморфических пород. Она выполняет плоские депрессии в предкарбонном рельефе у подножья выступов докембрийского фундамента, а с удалением от края кристаллического массива постепенно замещается глинами и песками. Наиболее благоприятные условия для накопления бокситовых пород существовали в замкнутых чашеобразных впадинах. В открытых депрессиях бокситонакопление не происходило, так как выветрелый материал, не задерживаясь, переносился в более погруженные их части, в сторону открытого моря. Выделяются три разновидности бокситовых пород: обломочные, пелитовые и оолит-бобовые. Обломочные бокситы состоят

из обломков разрушенного и выветрелого материала латеритной коры выветривания; размеры их — от долей миллиметра до 2 см. Обычно обломки наследуют лишь форму, выполненную тонкозернистым глинистым или глиноземистым веществом. Пелитовые разности представляют собой плотные сухаристые однородные породы темно-красного, красноватого, розовато-серого, желтоватого цвета. Для них характерна полосчатость, подчеркиваемая своеобразным распределением окислов железа. Пелитовые породы содержат много растительных остатков, среди которых встречаются стигмарины. Оолит-бобовые породы сложены оолитами и бобовинами размерами 1-10 мм, сцементированными однородной бокситовой массой. Оолиты и бобовины состоят в основном из окислов железа.

В нижней части толщи преобладают грубообломочные разности бокситов (обломки размерами до 4 см). Вверх по разрезу они постепенно вытесняются пелитовыми разностями. В средней части иногда наблюдается очень тонкое переслаивание обломочных и пелитовых разностей. Верхняя часть толщи сложена плотными пелитовыми и пелит-бобовыми разностями бокситов красной, розовато-серой и зеленоватой окраски.

Переход от бокситовой толщи к железо-бобовой постепенный. Верхняя пачка бокситовой толщи содержит иногда значительное количество железистых бобовин.

Железо-бобовая толща представлена преимущественно глинистыми породами, в меньшей степени — песками с прослоями железо-бобовых руд. Глины сильно ожелезненные, плотные алевритистые, с большим содержанием кварца. Состав их каолиновый, гидрослюдистый, монтмориллонитовый. Часто, особенно в низах толщи, встречаются бокситовые минералы. Пески красновато-коричневого цвета кварцевые, глинистые, слюдяные, с примесью каолина. По всей толще рассеяны железистые бобовины, образующие часто линзовидные прослои бобовых руд. В основании железо-бобовой толщи породы обогащены каолинитом и бокситовыми минералами.

Надрудной толщей заканчивается разрез бокситоносной формации. Она сложена переслаивающимися, линзовидными прослоями глин, алевритов, песчаников пестрой окраски. Глины алевритовые, неравномерно-слоистые, с гнездами и пропластками песчаного и алевритового материала. Существенная составная часть последнего — кварц, полевые шпаты, слюды. В южной части бокситоносного района появляются гнезда и тонкие прослои светло-серого, кавернозного известняка и песчаника с доломитовым цементом. Возраст пестроцветной терригенной субформации в данном районе тульско-алексинский.

Выше залегают породы визейско-намюрского возраста, относящиеся уже к карбонатной формации.

Пестроцветная терригенная бокситоносная формация тиманского типа залегает на размытой поверхности верхнедевонских, фаменских, известняков. К востоку от Четласского камня ложем ее является эффузивно-осадочная франская толща. Возраст этой субформации определен Е.К. Вандерфлит как тульско-алексинский. Вверх по разрезу терригенные отложения визе перекрываются известняками и доломитами верхнеалексинского подгоризонта и доломитами окского надгоризонта.

Выделяются два литолого-фациальных типа разрезов бокситоносной формации. Отложения первого типа сформированы на пологих возвышениях рельефа, соответствовавших присводовым участкам антиклинальных структур, и слагают три пачки: бокситоносную, угленосную и пестроцветную. Бокситоносная пачка представлена светло-серыми каолиновыми глинами, аргиллитами, аллитами и бокситами. Мощность ее 0,8–12 м, чаще 3–5 м. Она перекрывается темно-серыми, часто черными аргиллитами углистой пачки мощностью до 2 м, которые выше по разрезу сменяются углистыми глинами и глинистыми углистыми алевролитами. Мощность углистой пачки крайне изменчива, так как углистые породы по простиранию частично или полностью замещаются глинисто-алевритовыми породами пестроцветной пачки. Общая мощность углистой и пестроцветной пачек 8–15 м, реже до 25 м. Общая мощность бокситоносной формации присводового типа разрезов 12–30 м.

Отложения второго типа разрезов наблюдаются в крупных впадинах рельефа, соответствующих осевым зонам синклинальных структур. Здесь разрез бокситовой формации отличается от описанного выше тем, что между бокситоносной пачкой и девонскими известняками вклинивается подрудная пачка изменчивого состава. Обычно в ее основании залегает гравийно-мелкогалечный конгломерат, содержащий обломки бокситовых пород. Он образует линзовидно-выклинивающееся прослои мощностью 0–10 м, чаще 0,3–0,6 м. Вверх по разрезу и вниз по падению конгломераты постепенно замещаются гравелитами и полевшпат-кварцевыми песчаниками, а последние – пестроокрашенными или углистыми глинистыми алевролитами и алевритистыми глинами. В грубозернистых песчаниках и гравелитах 20–30% составляют обломки белых и окрашенных каолиновых пород. Нередко наблюдается переслаивание перечисленных пород или выпадение некоторых из них (чаще песчаников и конгломератов).

Бокситоносная пачка в крупных впадинах представлена теми же типами пород, что и в присводовых участках, но распространена ограниченно, быстро замещается в сторону погружения алевритистыми глинами. Мощность бокситоносной пачки в разрезах второго типа 0–5 м. Кондиционные бокситы встречаются редко. Углистая и пестроцветная пачки по составу аналогичны наблюдаемым в разрезах присводового типа и отличаются от них увеличенной мощностью. Общая мощность 100 м.

Отложения присводового типа разрезов в современном структурном плане приурочены к верхней части крыльев антиклинальных структур и образуют залежи долинного типа, выполняющие понижения в дорудном рельефе. Наиболее высококачественные бокситы расположены в центральной части долин.

Состав бокситов гиббсит-бёмит-каолиновый. Среди них преобладают аргиллитоподобные неравномерно окрашенные розово-сиреневые и красно-коричневые разности массивной слоистой текстуры. Наиболее распространены обломочная и пелитоморфная структуры. Бокситы Тимана высокоглиноземистые, низкомодульные, на юге высокосернистые.

К северу в Вольском и Светлинском бокситовых участках Тимана разрез и состав бокситоносной формации меняются: полностью исчеза-

ет угленосная пачка, качество бокситов значительно улучшается вследствие почти полного исчезновения серы и тонкораспыленного органического вещества. Для этого типа пестроцветной терригенной формации характерно развитие выдержанных пластообразных железей бокситов.

Пестроцветная терригенная бокситоносная формация тихвинского типа имеет сложное строение. В низах ее залегает песчано-глинистая пачка, представленная пестроцветными и углистыми глинами и линзами песков. Пестроцветные глины залегают непосредственно на породах верхнего девона и, по-видимому, являются корой выветривания верхнего девона. Углистые глины приурочены к понижениям и впадинам в рельефе верхнедевонских отложений. В наиболее пониженных участках девонской поверхности в углистых глинах появляются линзы и прослойки песка, маломощные слои песчаника, песчанистого известняка или мергеля.

На песчано-глинистой пачке залегает сухарно-бокситовая пачка, включающая залежи бокситов и огнеупорных сухарных глин. Наиболее мощные скопления бокситовых пород приурочены к эрозионным балкам и долинам, врезаемым в толщу девонских пород. Вниз по долинам мощность бокситовых пород уменьшается, последовательно исчезают бокситы, аллиты, замещаясь сухарными глинами. Бокситовые породы встречены также в виде маломощных разрозненных пятен на водораздельных площадях. Обычно бокситовые породы подстилаются пестроцветными глинами в относительно приподнятых участках и углистыми глинами в относительно опущенных участках палеорельефа. В ряде случаев бокситовые породы залегают непосредственно на девонских отложениях.

Типичное строение сухарно-бокситовой пачки следующее.

"Нижние" сиаллиты окрашены в лилово-красные, красно-коричневые, серовато-лиловые, реже в малиновые и розовые цвета. Этим глиноподобным породам присуща пятнистость, обусловленная следами замещения растительных остатков охристо-желтыми окислами железа. В значительном количестве встречается слюда. Нижние аллиты, залегающие на нижних сиаллитах, отличаются окраской, среди них нет лиловых и сиреневых. Породы крепкие, каменистые, участками пизолитовой структуры. Мощность нижних сиаллитов и аллитов 4-5 м. "Верхние" аллиты имеют железисто-бурую окраску, отличаются большой крепостью, значительной карбонатностью; в них встречаются минерализованные растительные остатки. Они постепенно переходят в "верхние" сиаллиты, окрашенные в сиреневый цвет, а выше - в голубовато-серый и серый. "Верхние" сиаллиты отличаются меньшей плотностью, чем подстилающие их аллиты, содержат много углефицированных, минерализованных растительных остатков. Мощность "верхних" сиаллитов и аллитов 4 м.

Сухарно-бокситовая пачка перекрывается песчано-глинистыми обычными породами тульского возраста, представленными песками, глинами, алевролитами. Характерная особенность их - повышенная углистость. В северной и центральной частях Тихвинского бокситоносного района распространены углистые глины, в южной появляются прослойки углей.

Пестроцветная терригенная бокситоносная формация белгородского типа распространена на юго-западных склонах Воронежской антеклизы и приурочена к депрессионным формам рельефа кристаллического фундамента. Этот тип осадочных формаций представлен озерно-болотными, аллювиальными и прибрежно-мелководно-морскими отложениями, которые прослеживаются: 1) на склонах железорудных гряд, 2) в долинообразных депрессиях, расположенных в пределах железорудных зон или в контакте с ними и 3) в долинах между железорудными грядами. Формация сложена пестроцветными породами с обломочной структурой различной размерности и состава — бокситами, бокситовыми глинами, сахарными и каолинитовыми глинами. В делювиально-пролювиальных отложениях, кроме обломочных бокситов, часто встречаются породы смешанного состава, состоящие из обломков бокситов и богатых железных руд. Среди озерно-болотных отложений преобладают гематитизированные бемитовые бокситы, встречаются бокситовые глины с сидеритом, а также каолинитовые глины с углистыми прослоями.

Весьма характерны для этого типа толщи, выполняющие выходы силикатного карста, сложенные в своей массе обломками богатых железных руд и бокситов. Среди них, ближе к тому борту, который слагают латеритные бокситы, часто прослеживаются линзы, состоящие из высококачественных мелкозернистых бокситов.

Бокситовые породы, развитые на склонах железорудных гряд, протягиваются в виде шлейфа вдоль полосы элювиальных бокситов, частично перекрывая их или примыкая к ним. Бокситовые породы долинообразных депрессий залегают в узких, но обычно глубоких древних долинах, расположенных в пределах железорудного поля. В долинах между железорудными грядами бокситы обнаружены в виде пластов и слоев на продолжении делювиально-пролювиальных скоплений.

По структурным признакам бокситы этого типа осадочной формации разнообразны — от грубообломочных до тонкодисперсных разновидностей. Грубообломочные бокситы представляют собой брекчиевые, реже брекчие-конгломератовые, иногда гравелитовые породы, состоящие из угловатых и слабоокатанных обломков бокситовых пород размерами от нескольких миллиметров до 3 см. Среди бокситовых обломков встречаются в различных количествах обломки железных руд, а иногда выветрелых сланцев. Обычно материал слабо отсортирован. Цвет грубообломочных пород красно-бурый и кирпично-красный, иногда наблюдается светло-серая или пятнистая окраска. Обломки цементируются красно-бурым тонкодисперсным железисто-бокситовым веществом, нередко составляющим значительную часть породы по объему. В большинстве случаев породы крепкие, реже слабощементированные, массивные или с неявно выраженной слоистостью. Тонкодисперсные и алевропсаммитовые структурные разновидности залегают в виде линз и слоев среди грубообломочных бокситовых пород или, чаще, в удалении от них. Цвет их красно-бурый, красный и светло-серый. Они имеют землистую, а часто явно выраженную бобовую структуру и слоистую текстуру. Среди бокситовых пород встречаются прослойки углистых глин и отпечатки растительных остатков. По составу бокситы преимущественно бемитовые.

Широко известны мелкие бокситопоявления по южным и западным склонам Московской синеклизы, относимые к пестроцветной терригенной субформации.

Мезозойская эпоха бокситообразования. В пределах Русской платформы пестроцветная терригенная бокситоносная субформация распространена ограниченно.

На территории Белоруссии она залегает преимущественно в южной ее части в пределах Припятского прогиба и частично в Брестской впадине. В этих районах отложения бата залегают с размывом и несогласием на пестроцветах нижнего триаса. В юго-западной прибортовой зоне Припятского прогиба они подстилаются отложениями бобриковского горизонта нижнего карбона и почти повсеместно перекрываются морскими отложениями верхней юры. Глубина залегания их колеблется от 40 м в прибортовых зонах до 570 м в наиболее погруженных частях прогиба. Мощность 10–80 м, участками более 100 м. По составу и строению бат представлен многократно переслаивающимися кварцевыми песками, алевролитами, каолинит-гидрослюдистыми и каолинитовыми глинами. Глинистые разрезы бортовых зон постепенно сменяются песчано-глинистыми в наиболее погруженных частях прогиба. Ниже рассматриваются только прибортовые осадки, перспективные на бокситы.

В южной прибортовой зоне Припятского прогиба разрез бата начинается горизонтом грубо- и разнозернистых кварцевых песков и песчаников, в основании которого местами залегает слой галечника (мощностью 1–3 м), состоящий из окатанных крупных обломков розового овручского кварцита.

Выше залегает пачка светло-серых тонкоотмученных, жирных на ощупь каолиновых глин мощностью 5–10 м. Тонкослоистые каолиновые глины переслаиваются с углистыми и алевроитовыми глинами; в последних в качестве терригенной примеси присутствуют обломки кварца, каолинизированные чешуйки биотита, крупные вермикулитообразные чешуйки каолинита.

Содержание каолинита постепенно убывает, выше по разрезу появляются примеси вермикулита, хлорита. Распределение глинистых минералов в прибортовых зонах Припятского прогиба напоминает перевернутый разрез коры выветривания. В отдельных случаях по данным рентгеноструктурного анализа фиксируется присутствие гиббсита.

В пределах Украинского кристаллического щита батские отложения представлены континентальными кварц-каолинитовыми образованиями с прослоями вторичных каолинов, содержащих минералы свободного глинозема (Газенко, Шпилюк, 1966), распространены ограниченно, заполняют ложбины, древние русла, небольшие котловины в докембрийском фундаменте.

Наибольший интерес с точки зрения бокситоносности имеют аптские отложения в восточной части Припятского прогиба. Они залегают почти повсеместно без следов перерыва на отложениях готерив-баррема и трансгрессивно перекрываются альбом. Глубина залегания 102–270 м, мощность 2–43 м.

В нижней части толщи апта залегают пестроцветные, светло-серые, белые каолиновые глины, плотные, комковатые, неслоистые. Мощность

их до 11 м. В глинах присутствует алевритовая примесь кварца (10–45%). По данным рентгеноструктурного анализа и электронномикроскопических исследований, глинистая фракция пород этой субформации сложена каолинитом со знаками гидрослюд. В глинах содержится до 27%  $Al_2O_3$ . В отдельных случаях кремневый модуль близок к единице, что указывает на аллитный состав пород. Литологические особенности аптских отложений позволяют рассматривать их как переотложенные продукты коры выветривания Украинского кристаллического щита.

Латеритные коры выветривания верхнемезозойского возраста ограничиваются здесь площадями развития пород основного состава (габбро, габбро-анортозиты, амфиболиты и др.). Более широко распространены каолиновые коры выветривания, что может быть объяснено интенсивным размывом верхних зон коры выветривания, вторичными преобразованиями и незначительным распространением пород основного состава.

С латеритной корой выветривания связаны месторождения бокситов Высокопольское, Никопольское и др. К пестроцветной терригенной бокситоносной субформации приурочены Смелянское и другие месторождения. Апт-альбские отложения распространены ограничено в пределах Украинского щита, выполняют понижения в докембрийском фундаменте. Они сложены каолиновыми глинами, ильменитоносными песками, кварц-каолинитовыми породами, бокситами, бокситовидными породами. Мощность их 1–38 м. В разрезе присутствует несколько бокситовых горизонтов. Высокое содержание кластического кварца и каолинита определяет отрицательную промышленную оценку месторождений бокситов, генетически связанных с апт-альбской пестроцветной терригенной бокситоносной субформацией, и вследствие широкого распространения каолинитовых кор выветривания Украинский щит – в основном каолиновая провинция.

К апт-альбской бокситоносной субформации отнесены и каолины, приуроченные к аптским осадкам, распространенным в пределах Воронежской антеклизы (восточный и юго-восточный склоны). Каолиновые глины Латненского месторождения залегают здесь на грубозернистых косослоистых кварцевых песках апта. В основании их встречен прослой, содержащий растительные остатки. Эти отложения накапливались в озерно-болотных водоемах, располагавшихся в придельтовой части широкой долины палеореки (Хожайнов, 1970). Источником глинистого материала служила каолиновая кора выветривания, развитая на наиболее приподнятой части Воронежского кристаллического массива, что подтверждается находками среди каолиновых глин оглиненных, структурных окатышей кристаллических пород.

В глинах Латненского месторождения обнаружены выделения скрытокристаллического гиббсита, приуроченные чаще всего к темным глинам с тонкорассеянным органическим веществом.

Нижнемеловая эпоха была более благоприятна для формирования латеритных кор выветривания (Горещкий, 1960). Однако ограниченное развитие в то время субстрата, способствующего латеритному выветриванию, значительно снижает перспективы поисков промышленных бокситов нижнемелового возраста как на территории Украинского щита и Воронежской антеклизы, так и в пределах Припятского прогиба.

## Алунит-глинистая субформация Русской платформы

Мезозойская эра. В центральных районах Русской платформы перерыв в осадконакоплении был наиболее длительным от девона и карбона до средней юры. Этот перерыв характеризуется развитием батских и нерасчлененных бат-келловейских условно бокситоносных формаций.

Менее длительным, но также достаточно продолжительным был аптский перерыв, в отдельных местах длившийся до палеогена. Он фиксируется развитием апт-альбской формации.

В центральной и юго-восточной частях Русской платформы широко развита алунит-глинистая субформация (байос-бат, бат-келловей и сантон). К этой субформации отнесены отложения, содержащие прослой, линзы, скопления из сульфатов алюминия (алунит), аллофана, гидроокислов алюминия (гиббсит, бёмит), галлуазита, каолинита, монтмориллонита и др. Появление такого состава отложений обусловлено переотложением продуктов сернокислотного выветривания или непосредственно сернокислотным выветриванием осадочных, главным образом глинистых пород.

Характерная особенность алунит-глинистой субформации - связь ее пород с железорудными проявлениями центральных областей Русской платформы. Алунит-глинистая субформация приурочена к основанию среднеюрских отложений, изучена в Киреевском, Корсунском, Липецком и Выксунском железорудных месторождениях.

Строение железорудного горизонта Киреевского месторождения довольно сложное: внизу залегают пески и песчано-глинистые образования с гальками и валунами известняков и кремня, часто наблюдаются участки с бурым железняком; выше располагаются в форме конкреций, линз и пластов различной протяженности и мощности бурые железняки и сидериты. В серых и голубоватых глинах, сопровождающих бурые железняки, встречаются мелкие линзы (2 × 3, 10 × 5 см), тонкие пропластки (2-3 см), реже - пласти (до 1 м) алунит-глинистых пород.

Сходное строение имеют разрезы в Корсунском, Липецком, Выксунском и других железорудных месторождениях. Здесь на доломитах верхнего девона, а на Выксунском - на доломитах верхней перми с размывом залегают подрудные песчано-глинистые породы. Глинистая часть их представлена монтмориллонитом и гидрослюдами, иногда с хлоритом. Глины зеленовато- и голубовато-серые пластичные, тонкослоистые, содержат тонкорассеянный пирит, перемежаются с тонкими прослоями песка и песчаных глин. Алунит-глинистые породы залегают в виде линз, желваков, натеков и тонких пропластков среди глин. Длина линз от 10 см до 3 м, редко до 10 м, мощность их от 2 см до 1 м. Эти породы представлены алунитом, аллофаном, каолинитом, галлуазитом, гиббситом и монтмориллонитом. Не всегда выдержанный характер и неправильная форма залегания алунит-глинистых пород не позволяют точно отнести эти образования к тем или иным стратиграфическим горизонтам. Непостоянство залегания обусловлено миграцией растворов сернокислого алюминия, которые свободно прони-

кали через толщи песчано-глинистых отложений и отлагались вблизи карбонатных пород, нейтрализующих сернистые растворы. По данным химических анализов, в алунит-глинистых породах, залегающих непосредственно под железорудными образованиями, титан обычно присутствует, а в алунит-глинистых породах, взятых из карманов известняков, его почти нет, что объясняется слабой миграционной способностью соединений титана, остающихся в верхних частях разреза.

Алунит-глинистая субформация среднеюрской эпохи широко развита в юго-восточных частях Русской платформы, в частности в районах Самарской Луки, рек Чапаевка, Большой и Малый Иргиз. В районе Самарской Луки эта субформация залегает на размытой поверхности коры выветривания верхнепермских доломитов и перекрывается батскими глинами. На пермских доломитах прослеживается двухметровая зона сильно трещиноватых доломитов, в которой трещины выполнены кальцитом, гидроокислами железа, глинистым и песчаным материалом. Вверх по разрезу появляется доломитовая мука, в верхней части сильно ожелезненная. На железистую корку со следами слабого размыва налегает пестрая алевритистая глина, на извилистой поверхности которой прослеживается прослой алунит-глинистых пород мощностью 20-30 см. Эти породы белого, желтого, розового цвета, образуют конкреции и желваки, плотно примыкающие друг к другу. Изучение их минерального состава показало, что они состоят из алунита, галлуазита, гиббсита и гидрослюда. На них со слабо выраженным размывом залегают светло-серые и желто-бурые, неравномерно ожелезненные, слоистые алевритистые каолинит-гидрослюдистые глины.

В районе рек Самарка, Большой и Малый Иргиз алунит-глинистая субформация сложена пестроцветными песчано-глинистыми породами так называемой "нарядной толщи", к которой и приурочены алунит-глинистые образования.

Северо-западнее, в 15 км от г. Пугачева, в известковом карьере "Горный" пестроцветные породы "нарядной толщи" залегают на эродированной поверхности доломитизированных известняков и доломитов верхнего карбона. В основании ее наблюдаются разнозернистые слабоцементированные пески фиолетового цвета с глинистым и карбонатным цементом. Выше прослеживаются желто-бурые глины, красно-бурые и вишневые песчаники. На песчаниках с очень слабым размывом залегает прерывистый слой алунит-глинистой породы мощностью 10-20 см белого и светло-серого цвета, участками ожелезненный и окрашенный в желто-бурый цвет. В состав алунит-глинистых пород входят алунит, гиббсит, галлуазит, каолинит и гидрослюда. Выше по разрезу, отделяясь тонким прослоем ожелезненной породы, они сменяются глинами лилового, фиолетового и темно-серого цвета, включающими каолинит, гидрослюда и монтмориллонит. Глины "нарядной толщи" с размывом перекрываются морскими осадками верхней юры.

В этом же известковом карьере алунит-глинистые породы обнаружены в форме прерывистых корок на стенках карстовой полости в известняках и трещинках известняков. В алунит-глинистом материале, взятом из карманообразной полости в известняках, титан химическими анализами не обнаружен. Это подтверждает высказанные выше предпо-

ложения о химической дифференциации алюминия и титана в процессе сернокислотного выветривания.

В районе Доно-Хоперского междуречья распространена алуни-глинистая субформация верхнемелового возраста, известная под названием хоперского горизонта, залегающая здесь на неровной, часто закарстованной поверхности туронского писчего мела и на размытой поверхности песков сеномана; она перекрывается различными по возрасту осадками верхнего мела и палеогена. В основании субформации прослеживаются пески желто-бурого цвета, слоистые, кварцевые, слюдистые, сильно железистые, среднезернистые с галькой карбонатных пород. Пески содержат прослои (1-2 см) глин грязно-зеленого цвета, сильно алевритистых, слоистых. Вверх по разрезу они постепенно сменяются алеврит-глинистыми отложениями с фосфатами. На них согласно залегают бурые железняки. В зоне контакта с железной рудой отмечается прерывистый прослой (3-10 см) белой, местами ожелезненной алуни-глинистой породы, сложенной аллофаном, галуазитом, частично алуни-титом, гиббситом и каолинитом.

Минеральный состав алуни-глинистой субформации свидетельствует о неблагоприятных для бокситообразования условиях, господствовавших в центральной и юго-восточной частях Русской платформы. Такой вывод обусловлен развитием в этих районах неблагоприятных для латеритного выветривания материнских пород и в значительно меньшей степени - климатическими и геоморфологическими условиями.

Материнские породы, выветривавшиеся в различные эпохи мезозоя, сложены в основном доломитами и известняками. Среднее содержание  $Al_2O_3$  в них не превышает десятых долей процента. Такое количество глинозема в условиях равнинного рельефа и умеренно-теплого гумидного климата не могло привести к накоплению крупных месторождений бокситов. Кристаллические породы в мезозойский период были перекрыты разновозрастными осадками. Выступы пород фундамента с развитыми на них латеритными корами выветривания имели небольшую площадь и могли дать только мелкие бокситопоявления, широко известные на Украине, по южному склону Московской синеклизы, а также гиббситсодержащие месторождения каолиновых глин (Латное, Лукошкино, Припятская впадина и др.).

Обычно на девонских, каменноугольных и пермских отложениях в различные эпохи мезозоя и особенно в среднеюрское время в результате сернокислотного выветривания формировалась алуни-глинистая субформация, содержащая наряду с алуни-глинистыми породами также значительные скопления железных руд.

Связь алуни-глинистых пород с сидеритами, углистыми и монтмориллонит-гидрослюдистыми глинами указывает на восстановительный характер среды их образования. Климатические условия были недостаточно благоприятными для латеритного выветривания, хотя осадков выпадало много, на что указывают широко развитые здесь озерно-болотные отложения; однако процессы химического разложения пород были замедленными. В составе озерно-болотных осадков присутствуют слабоизмененные или почти неизмененные минералы полевых шпатов и слюд.

В условиях равнинного характера местности возникали застойные водоемы с восстановительными условиями среды и обильным разложением органических остатков. Это способствовало образованию сидерита и пирита, впоследствии подвергавшихся интенсивному окислению с отложением сульфатов закиси железа, которые при наличии свободного кислорода легко переходили в сульфат окиси железа. В обычных условиях сульфат железа неустойчив и гидролизует, давая гидрат окиси и свободную серную кислоту. В результате воздействия серной кислоты образовывались алунит-глинистые породы, а из окисленных сидеритов впоследствии формировались залежи бурых железняков, которые вместе и обусловили появление алунит-глинистой субформации.

## ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ГРУППА ФОРМАЦИЙ

### Пестроцветная терригенно-карбонатная бокситоносная формация

Ниже описана пестроцветная терригенно-карбонатная бокситоносная формация для двух бокситоносных эпох: раннекаледонской, широко проявившейся на юге Сибири, и герцинской - в Урало-Тяньшанской складчатой зоне.

Раннекаледонские эпохи бокситообразования. На основании многочисленных геологических исследований в пределах сибирских ранних каледонид установлены две эпохи бокситообразования, из которых одна, вендская, имеет огромное значение. Именно в эту эпоху были образованы Боксонское месторождение бокситов и ряд более мелких плохо изученных бокситопроявлений.

Боксонское месторождение расположено в верхнем притоке р. Оки - Боксоне (Восточный Саян), на переклиналном замыкании Сархойского синклинория (Ильина, 1958; Бессолицин, 1958). Позднерифейские, вендские и нижнекембрийские отложения в районе Боксонского месторождения бокситов можно разделить на четыре парагенетических комплекса: 1) терригенно-эффузивный, 2) нижний доломитовый, 3) верхний доломитовый и 4) известняковый.

Терригенно-эффузивный комплекс пестроцветный, имеет терригенно-эффузивный состав, залегает на более древних толщах резко несогласно. Мощность его изменчива - от 1 до 3,5 км. По месту в разрезе, аналогии с синхронными отложениями смежных районов, а также характерным остаткам водорослей возраст комплекса определяется как позднерифейский-ранневендский. В его строении принимают участие три толщи: нижняя содержит вулканогенный набор пород - диабазы, порфириты, различной размерности туффиты, средняя - буро-красные и серые разнотекстурированные полосчатые песчаники, верхняя - пестроцветные полимиктовые песчаники, известково-глинистые сланцы, мергели.

Нижний доломитовый комплекс согласно залегает на терригенно-эффузивном, состоит из трех толщ: светлых рифогенных доломитов с характерной инкрустационной структурой, сетчатых доломитов и пятнистых брекчиевидных водорослевых доломитов.

Над нижним доломитовым комплексом залегает бокситоносная пестроцветная терригенно-карбонатная формация, сложенная бокситами и бокситовыми породами. Нижняя часть ее состоит из красных бокситов, верхняя сложена зелеными разностями; на границе прослеживаются полосчатые бокситы, представляющие собой чередование красных и зеленых разностей. Красные бокситы разделяются на бокситобрекцию, лежащую в основании формации, и брекцию красных плотных бокситов. Мощность формации 3-5 м, иногда до 25 м. Перекрывается формация доломитами верхнего доломитового комплекса.

Верхний доломитовый комплекс состоит из двух толщ: плитчатых доломитов, переслоенных темно-серыми и черными сланцами, и кремнистых доломитов - толщи плитчатых и массивных доломитов, содержащих прослой и пачки темно-серых и черных силицилитов. В основании этой толщи - темные сланцы и кварциты с фосфоритами.

Доломитовые комплексы Боксона, включая и пестроцветную терригенно-карбонатную бокситоносную субформацию, легко сопоставляются с доломитовыми толщами Горной Шории, Кузнецкого Алатау, Батеневского, Беллыкского и Камешковского поднятий.

Известняковый парагенетический комплекс венчает разрез ранних каледонид и залегает на верхней доломитовой формации с размылов.

В районе Боксонского месторождения устанавливаются три перерыва, из которых два отвечают вендской рудообразовательной эпохе, а третий (последний) - раннекембрийской.

В вендскую рудообразовательную эпоху бокситоносная формация формировалась довольно широко: в различных районах Алтае-Саянской складчатой области она залегает на разных стратиграфических уровнях - от венда до раннего кембрия.

Основная масса бокситов Боксонского месторождения невысокого качества, на что указывает их минеральный состав (в порядке убывания): хлорит, гематит, диаспор, пирофиллит. Встречаются бёмит и иллит. По составу описываемые бокситы разделяются на красно-бурые диаспор-бёмит-гематитовые разности и зеленовато-серые хлорит-диаспоровые. И те и другие - твердые, не размокающие в воде породы, с преобладающей афанитовой, реже алевропелитовой, алевролитовой, изредка бобовой структурой.

Кора выветривания вендского возраста, которая предположительно может считаться источником материала для формирования бокситоносной формации Боксонского месторождения, была развита, по-видимому, на основных породах массива Денжигур.

В более западных районах той же складчатой области отложения, слагающие каледониды (поздний рифей, венд, кембрий), по составу почти тождественны описанным выше. Так, в верховьях р. Томь на междуречье Анзасс-Баракол прослеживаются три кембро-синийских карбонатных свиты известняково-доломитовой формации. В основании разреза залегает существенно известняковая кабырзинская свита, на ней согласно лежит западносибирская свита, представленная толщей узорчатых доломитов. Венчает разрез белкинская свита сложного состава (сланцы, силицилиты, известняки, доломиты). На границе западносибирской и белкинской свит в бассейне р. Алгуй встречена пестро-

цветная терригенно-карбонатная бокситоносная формация, представляющая собой пласт низкокачественных бокситов, прослеженный на 2 км. Бокситы этого рудопроявления – черные плотные неразмокающие породы. Их минеральный состав: хлоритоиды, гематит-магнетит, диаспор и небольшое количество корунда. Средний состав пробы (Левченко, 1970):  $\text{SiO}_2$  18,6,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  30,6,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  23,6,  $\text{TiO}_2$  6,5,  $\text{MgO}$  1,5, п.п.п. 3,0, хлоритоиды 24, диаспор 11, корунд 2, гематит 24, магнетит 12%. Из изложенного следует, что и геологическое положение, и состав Алгуйского рудопроявления весьма близки к таковым Боксонского месторождения.

К этой же рудообразовательной эпохе относится проявление коры выветривания, встреченной на эффузивах лощенковской свиты (венд), перекрытой доломитами с прослоями силицилитов мартьяновской свиты (известняково-доломитовая формация). Размытая кора выветривания обнаружена на правом борту р. Ербы, выше сел. Большая Ерба. Здесь на порфиритах лощенковской свиты описан следующий разрез коры выветривания (снизу):

интенсивно трещиноватые буро-коричневые плагиоклазовые порфириды основного состава, сильно выветрелые и обогащенные окислами железа;

желтовато-зеленые оглиненные интенсивно хлоритизированные породы, в составе которых с трудом устанавливаются реликты порфировой структуры; мощность 1,0 м;

красноцветные глинистые породы, целиком состоящие из гидрослюд и пропитанные гидроокислами железа; мощность 1,5 м;

зеленая глинистая порода, в которой наряду с гидрослюдой много хлорита; встречается хлоритоид; мощность 2,5 м.

Ряд рудопроявлений, сходных с Алгуйским, встречен в Горной Шории в бассейне р. Кабырзы, на юго-западном окончании Восточного Саяна, в Солгонском кряже и в северной части Кузнецкого Алатау.

Палеогеографическая обстановка в вендскую рудообразовательную эпоху в пределах ранних каледонид юга Сибири была довольно своеобразной. На обширных участках геосинклинальных прогибов в морских условиях накапливались мощные кремнисто-эффузивные парагенетические комплексы; в пределах поднятий, в лагунах, в замкнутых и полужамкнутых условиях формировались кремнисто-карбонатные и кремнисто-сланцевые рудоносные формации. В это время не было областей суши, на которых было бы возможно образование значительных по площади и мощности кор выветривания. Единственная находка сильно размытой коры выветривания описана выше. Однако именно в эту рудообразовательную эпоху возникли многочисленные бокситопроявления и даже такие крупные месторождения, как Боксонское. Вероятное объяснение формирования такого типа формаций приведено в предложенной А.С. Калугиным (1967) гипотезе, согласно которой геосинклинальные бокситовые месторождения образовались в результате латеризации пеплопадов на периодически возникающих вулканических островах и рифовых сооружениях.

Поисковыми критериями для этой бокситоносной формации надо считать: близкое расположение переходов карбонатных пачек в кремнисто-

эффузивные; появление прослоев эффузивов и туфов среди карбонатов верхней половины доломитового парагенетического комплекса; обнаружение останцев различных кор выветривания; наличие среди карбонатов терригенных пород, обогащенных железом и титаном.

В среднекембрийскую рудообразовательную эпоху палеогеографическая обстановка стала заметно более благоприятной для формирования латеритных кор выветривания. В конце нижнего и начале среднего кембрия образовались обширные площади суши, приуроченные к геоантиклинальным поднятиям. На них формировались латеритные коры выветривания, преимущественно на туфах. Разрушающийся материал таких кор выветривания переносился в расположенные в непосредственной близости от островных участков суши бассейны аккумуляции, где и происходило их переотложение на карбонатах.

В основании среднекембрийской карбонатно-эффузивно-терригенной субформации во многих местах прослеживается весьма своеобразная пестроцветная существенно континентальная толща осадков. Ее характеризуют: выветрелый характер породообразующих минералов с широким развитием каолинита; широкое развитие выветрелых туфов; карбонатизация пород вплоть до полного замещения измененных туфов карбонатами, в частности доломитом.

В качестве примеров бокситоносной формации этой эпохи бокситообразования опишем Амарское, Туманное и Сигангойское рудопроявления.

В районе Амарского месторождения (верховье р. Б. Июсс) в основании верхнего (среднекембрийского) карбонатно-эффузивно-терригенного комплекса выделяются две пачки пород: нижняя пестроцветная терригенная и верхняя сероцветная эффузивная. Нижняя представлена тонкослоистыми песчаниками, алевролитами, сланцами. Породы окрашены в буровато-красные, лиловые и зеленовато-серые тона. Изредка отмечаются прослои мелкогалечных конгломератов, еще реже встречаются маломощные покровы основных эффузивов. Верхнюю пачку слагают туффиты псаммитовой и алевроитовой размерности и различные порфириды. Породы нижней пачки состоят из переотложенного материала кор выветривания, главным образом агрегатов шамозита, реже хлорита и каолинита. Разновидности пород вишневой окраски интенсивно насыщены тонкодисперсными красно-бурыми гидроокислами железа, часто локализованными в виде тонких прослоев (0,5–1,0 мм), подчеркивающих слоистость пород. Обломочный материал плохо отсортирован, не окатан. Иногда выветрелые обломки совершенно теряют очертания и вся порода сливается в сложный чешуйчатый агрегат. На юго-западном склоне горы Амар встречен останец коры выветривания, представленный каолинизированными породами с отчетливо различной структурой материнских пород. Субстратом, на котором сформировалась указанная кора выветривания, являлся диорит-порфирит. Зерна плагиоклазов в породах коры выветривания нацело замещены каолинитом, зерна роговой обманки тоже полностью разложены. В одном из образцов нижней толщи рентгеноструктурными исследованиями установлено наличие гиббсита. Содержание  $Al_2O_3$  в породах неизменно высокое (30–35%),  $TiO_2$  до 2,  $Fe_2O_3$  до 15%. В результате контактового метаморфизма этих

пород сформировалось месторождение высокоглиноземистых образований андалузит-силлиманитового состава.

Весьма своеобразные черты имеет разрез пестроцветной формации в районе месторождения Туманный. Здесь в ее основании прослеживается пачка конгломератов мощностью до 150 м. На конгломератах залегает песчано-сланцевая толща с прослоями эффузивов и туфов, среди которых преобладают кислые разности. Пачки туфов иногда нацело карбонатизированы. Многие породы, слагающие песчано-сланцевые отложения, имеют косую слоистость. В этой толще отмечены прослои, сложенные андалузитовыми породами, содержание которых в некоторых разностях превышает 50%. По ряду фактов это месторождение высокоглиноземистых пород можно отнести к бокситоносной формации.

Изложенное заслуживает большого внимания с точки зрения возможного нахождения промышленных залежей бокситов среди среднекембрийских формаций. Поисковыми критериями в этих условиях следует считать: появление красноцветных пачек, обогащенных железом в основании карбонатно-эффузивно-терригенной формации; наличие в них материала перетолженных кор выветривания; появление пестроцветных глинистых пачек среди рифогенных отложений нижней половины упомянутой формации.

В районе Сигангойского месторождения наждаков в основании разреза карбонатно-эффузивно-терригенной формации залегает пестроцветная пачка, сложенная продуктами выветривания пеплового материала, часто интенсивно карбонатизированного. Выше расположена существенно туфовая пачка, сменяющаяся толщей карбонатов. Ксенолиты, захваченные габбровой интрузией горы Лысой, бывшие изначально породами, обогащенными алюминием, подверглись контактовому метаморфизму и образовали различного типа наждаки. Непосредственно среди роговиков встречены маломощные прослои диапор-кордиеритовых пород. Соотношения глинозема и кремнезема в роговиках, слагающих ксенолиты, дают основания предполагать, что в них и до метаморфизма присутствовали минералы свободного глинозема.

Наждаковые рудные тела прослеживаются по южному склону горы Лысой. Они встречаются на определенной высоте в зоне почти широтного простирания, проходящей от западного до восточного контакта габбрового массива. Эти тела, как правило, сформированы среди ороговикованных ксенолитов описанной выше терригенно-эффузивной пачки. В ксенолитах, в том числе и в рудных телах, отмечается слоистость, отвечающая общему простиранию отложений. Имеются указания на присутствие среди силлиманитовых роговиков реликтовых скоплений глинистого вещества. Вопрос о генезисе этого месторождения продолжает оставаться дискуссионным. Однако наличие во вмещающих породах описанного выше горизонта, выделенного нами в бокситоносную формацию, дает основание поддержать мнение, высказанное некогда А.В. Рудневой о его осадочном генезисе.

Герцинская бокситоносная эпоха. Северо-Уральский бокситоносный район расположен на восточном склоне Северного Урала, к северо-западу от г. Серова. В составе Северо-Уральской девонской бокситоносной формации выделяют два горизонта: субровский и богослов-

ский. Первый горизонт подстилается закарстованными известняками нижнего девона (петропавловскими) и согласно перекрывается известняками эйфеля (вагранская свита), второй залегают на размытой поверхности известняков эйфеля и покрывается карбонатной толщей живета. Петропавловские известняки в виде сравнительно маломощной пачки залегают на мощной толще эффузивов верхнего силура—нижнего девона.

Субровский горизонт состоит из трех основных пачек: красных марких бокситов, красных немарких бокситов и пестроцветных бокситов. Строение и состав нижней пачки довольно сложный. В основании ее часто выделяют подрудок, состоящий из выветрелых обломков эффузивов, известняков и бокситов. Почти всегда присутствует бокситобрекчия, образовавшаяся в основном путем заполнения бокситовым веществом закарстованного, трещиноватого карбонатного ложа; возможно, что эта брекчия частично формировалась в результате метасоматического замещения бокситовым веществом карбонатов. Бокситы красные, немаркие, представляют собой темно-бурые, иногда почти черные плотные породы, являющиеся наиболее качественной рудой.

Строение пачки пестроцветных бокситов также сложно. Эти бокситы слоистые, довольно сильно пиритизированные, внизу светло-серые, иногда голубоватые с меньшим содержанием серы, сверху зеленовато-серые и темно-серые интенсивно пиритизированные.

По минеральному составу бокситы субровского горизонта диаспорибемитовые. Пласт бокситов выдержан и прослеживается на большие расстояния по простиранию. Строение и состав пород богословского горизонта чрезвычайно сложны. Основную массу их составляет обломочный материал различной степени выветрелости. Среди этих терригенных пород встречаются невыдержанные линзообразные залежи низкокачественных бокситов.

В районе Кальинского месторождения обнаружен останец размытой коры выветривания, образованный по эффузивам.

Наличие отмеченных останцев коры выветривания, своеобразный состав подрудка, литологические особенности богословского горизонта все это дает основание считать, что геосинклинальная бокситоносная формация Северного Урала образовалась в процессе переотложения продуктов латеритной коры выветривания, сформированной на эффузивах верхнего силура—нижнего девона.

### Выводы и некоторые рекомендации

Бокситоносные формации представляют собой типичный пример рудоносной формации, образование которой происходит в определенные рудообразовательные эпохи. Бокситоносная эпоха обусловлена прежде всего благоприятным климатом. Однако один только климат далеко не достаточен для формирования бокситоносных формаций. Их появление обусловлено рядом палеогеографических факторов, проявление которых возможно только при благоприятном сочетании тектонических движений и климата. Тектонические и палеоклиматические условия указывают на

специфические особенности бокситоносных формаций, отличающие их от формаций в понимании Н.С. Шатского (1965). Некоторые геологи относят к формации коры выветривания только остаточные (аллювиальные) продукты химического выветривания пород, тем самым лишая возможности вообще применить это понятие к бокситоносным отложениям. В то же время необходимо иметь в виду, что широкое применение понятия "формация коры выветривания" усложняет разделение всей группы терригенных формаций платформы. Поэтому определяющим фактором для бокситоносной группы формаций является их состав, в частности наличие бокситов. Отмечается определенная связь бокситоносных эпох с угленосными. Первые или предшествуют угленосным, или совпадают с ними. Развитие бокситоносных формаций всегда происходит в пределах поднятий или на их склонах, так как угленосные формации приурочены к депрессиям и часто выполняют их центральные части.

В настоящей работе применено обычное разделение формаций на платформенные и геосинклинальные группы. На платформах бокситоносные формации относятся к автохтонному ряду континентальных терригенных формаций, в геосинклиналях они всегда — часть карбонатных формаций.

Латеритная бокситоносная формация по латерали обычно переходит в пестроцветную терригенную бокситоносную субформацию, а по вертикали — в лагунно-морские терригенные и терригенно-карбонатные формации. В подошве располагаются благоприятные для латеритообразования малокварцевые породы. Латеритная формация приурочивается к поверхностям выравнивания положительных структур (штам, антеклизам, сводам, поднятиям). Осадочная пестроцветная терригенная бокситоносная субформация и по вертикали и по латерали обычно сменяется угленосной формацией, а еще дальше — лагунно-морскими и морскими сероцветными формациями. Развивается эта субформация на склонах щитов, антеклиз, сводов в благоприятных геоморфологических условиях (склоны поднятий, долины рек, балок, более крупные впадины на поднятиях и на склонах). Выделен ряд разновидностей этой субформации, появление которых определяется конкретными структурно-тектоническими палеогеографическими условиями, существовавшими в эпоху их формирования (Северо-Онежская, Тихвинская, Тиманская, Белгородская и др.). Тиманская разновидность пестроцветной терригенной бокситоносной субформации имеет переходные черты, сближающие ее с геосинклинальной пестроцветной терригенно-карбонатной субформацией.

Геосинклинальная пестроцветная терригенно-карбонатная бокситоносная формация представляет собой часть карбонатного или эффузивно-карбонатного парагенетического комплекса. По простирацию она сменяется кремнисто-карбонатной, либо кремнисто-терригенно-карбонатной толщей. Обычно ее подстилает закарстованная толща массивных водородных карбонатов или коралловых известняков и согласно перекрывает глинисто-карбонатная толща. Эта формация развивается на склонах антиклинорных структур и срединных массивов.

Начался новый этап в изучении проблемы бокситоносности на территории Русской платформы. На это, в частности, указывает тот факт,

что при изучении и поисках бокситов все большую роль приобретает формационный метод.

На Тимане в последние годы обнаружена новая бокситоносная эпоха — верхнедевонская, с которой связано образование латеритной формации, сформированной на эффузивно-осадочных отложениях верхнего девона.

В разных местах Русской платформы встречена додевонская железисто-каолининовая кора выветривания, на Тимане и в Белгородском районе на таких корах отмечены значительные латеритизированные участки.

Изложенные выше два факта требуют их учета при определении будущих направлений не только в научно-исследовательских, но и в геолого-поисковых работах. Так, на территории КМА следует обратить особое внимание на сравнительно давно развиваемое местными геологами положение о широком развитии древней гидрослюдисто-каолининовой коры выветривания. На той же территории КМА поиски бокситов рекомендуется вести за пределами распространения средней свиты курской серии, т.е. на массивах основных и щелочных пород, на эффузивах михайловской серии, в районах развития эффузивов верхнего девона.

На Тимане особое значение приобретает детальное литолого-фациальное изучение как латеритной, так и осадочной пестроцветной формаций с параллельным изучением древней коры выветривания, особенно в участках, близко примыкающих к бокситоносным районам. Для исследования латеритной бокситоносной формации требуется дополнительно изучить особенности верхнедевонского вулканизма в разных районах Тимана и провести детальное литолого-фациальное исследование верхнедевонской эффузивно-осадочной толщи. Необходимо отметить определенное сходство бокситоносных формаций Тимана с бокситоносными формациями геосинклиналей. В этом районе особое внимание надо уделить выявлению различных разновидностей платформенных бокситоносных формаций, их спецификации и определению их промышленного значения.

Учитывая наличие благоприятных условий для бокситообразования в вендскую эпоху, целесообразно организовать широкие тематические и ревизионно-поисковые работы на бокситы в карбонатных формациях ранних каледонид Сибири.

Широкое развитие алунит-глинистых пород в центральных районах Русской платформы дает основание рекомендовать проведение специальных работ по изучению сернокислотного выветривания в процессах осадочного рудообразования.

## ФОРМАЦИИ, ВМЕЩАЮЩИЕ ДРЕВНИЕ РЕДКОМЕТАЛЬНО-ТИТАНОВЫЕ РОССЫПИ

Наиболее важное значение в качестве сырьевого источника редкометальных и титановых минералов — циркона, ильменита, рутила и других имеют россыпные месторождения, разработка которых по сравнению с коренными месторождениями значительно дешевле и производительнее. При решении проблемы сырьевой базы титана и циркония большое внимание уделяется европейской части Советского Союза, что обусловлено ее благоприятной экономической обстановкой для эффективного освоения россыпных месторождений. Благодаря открытию ряда крупных россыпных месторождений титановых и редкометально-титановых руд Русская платформа стала одной из крупнейших россыпных провинций мира и главной сырьевой базой титановой и циркониевой отраслей промышленности страны. Ведущая роль среди осадочных редкометально-титановых месторождений принадлежит древним бассейновым россыпям, или россыпям водоемов (Херасков и др., 1960). Именно к прибрежным россыпям относятся наиболее крупные в мире (Австралия, Индия, Бразилия), а также на Русской платформе месторождения ильменита, рутила, циркона, лейкоксена и других ценных минералов. На Русской платформе известны промышленные концентрации редкометально-титановых минералов и в древних континентальных россыпях.

Многолетние исследования геологического положения и строения, вещественного состава, текстурных и других признаков терригенных пород, содержащих редкометально-титановые минералы в промышленных концентрациях, позволили выявить специфические особенности их генезиса и выделить редкометально-титановые россыпи как самостоятельный генетический тип рудных месторождений (Мальшев, 1957; Момджи, 1960; Момджи, Блинов, 1970, Алексеевский, 1970 и др.).

Известные на Русской платформе древние редкометально-титановые россыпи принадлежат к двум типам формаций: песчано-кварцевой и вулканогенно-осадочной (табл. 5, см. приложение).

Термин "формация", как известно, понимается геологами различно (Шатский, 1965; Страхов, 1956; Попов, 1966 и др.). В настоящей работе формации понимаются в определении Н.С. Шатского.

### ПЕСЧАНО-КВАРЦЕВЫЕ ФОРМАЦИИ

Закономерности распределения и накопления песчано-кварцевых формаций, вмещающих редкометально-титановые россыпи, как и всех формаций, определяются тектоникой и климатом. Они встречаются и в

платформенных, и в геосинклинальных структурах. Приуроченность песчано-кварцевых формаций к платформенным структурам доказана многими исследователями. Для геосинклинальных условий эти формации менее характерны и лишь изредка отмечаются в миогеосинклинальных зонах, где они аллохтонные.

Терригенные отложения, представленные в основном кварцевыми, глауконит-, слюдисто-, реже полевошпат-кварцевыми песками и песчаниками с маломощными прослоями глин (преимущественно каолинового состава), иногда гравелитов, редко ракушнякав, углей и конгломератов, вмещают редкометалльно-титановые россыпи. Простой и постоянный состав россыпей, как отмечают все изучавшие их исследователи (Херасков и др., 1960; Жердева, Абулевич, 1964; Гурвич, Болотов, 1968; Момджи, Блинов, 1970 и др.), определяется резким преобладанием среди тяжелых и легких минералов минеральных видов, устойчивых против химического выветривания и механической абразии. Эти и ряд других признаков (структурное положение, характер условий формирования, текстур и др.) позволяют рассматривать россыпи как составную часть песчано-кварцевых формаций.

Песчано-кварцевые формации пространственно тесно связаны со склонами крупных платформенных положительных структур: выступами докембрийского фундамента — шитами, массивами, сводами, а также с куполовидными положительными структурами второго и третьего порядков, образованными осадочными отложениями и осложняющими структуры первого порядка — прогибы, синеклизы и др. (Аксенов и др., 1965 и др.).

В условиях платформ снос рыхлых продуктов площадных кор выветривания с медленно поднимающихся участков и переотложение их в прилегающих депрессиях приводят к накоплению первичных песчано-кварцевых формаций с простым минеральным составом и преобладанием кварца и других устойчивых минералов. Описанный механизм образования формаций не универсален. Песчано-кварцевые и другие терригенные формации в ходе геологического развития платформенного чехла подвергались многообразным изменениям, связанным с последующим переывом и переотложением. Образование песчано-кварцевых формаций в горизонтах осадочного чехла, отделенных от кор выветривания значительным интервалом, обусловлено переотложением не только материала кор выветривания, но и иных рыхлых терригенных комплексов, которыми могли быть как более древние первичные песчано-кварцевые формации, так и парагенезы пород других формаций.

Песчано-кварцевые формации, образованные в результате переотложения более древних осадочных толщ, — вторичные, или переотложенные. Отличительная особенность этих формаций: унаследование минерального и в значительной степени гранулометрического состава размываемых осадков. В обломочном, иногда неоднократно переотложенном материале вторичных песчано-кварцевых формаций преобладают устойчивые минеральные виды. Это обеспечивается многократными переывами и переотложениями его в прибрежных условиях, что приводит к измельчению, истиранию минеральных зерен, разрушению неустойчивых минералов и накоплению устойчивых.

Специфическая особенность песчано-кварцевых формаций — образование их на малых глубинах: в прибрежных (пляжи, косы, отмели, дельты) или мелководных (шельфы) морских условиях при активной сортировке поступающего в бассейн обломочного материала под воздействием волн и вдольбереговых донных течений. Формирующиеся в зоне морских побережий обломочные толщи представляют собой своего рода конечные продукты механической осадочной дифференциации материала с упрощенным минеральным составом, обогащенные наиболее инертными в условиях выветривания и переноса минералами (Кухаренко, 1961). Вблизи стабильных берегов в условиях активного гидродинамического режима происходит глубокая переработка и сортировка обломочного материала. В процессе длительной и многократной сортировки хорошо гранулометрически отсортированных песков начинается их минеральная сортировка по плотности. Отдельные горизонты песчано-кварцевых отложений, обогащенные тяжелыми устойчивыми минералами, представляют собой россыпи, размеры и форма которых зависят от ряда факторов: геоморфологии дна и береговой линии бассейна, направления и скорости течений, скорости седиментации, характера источников питания и пр. Бассейновые россыпи и вмещающие песчано-кварцевые толщи имеют одинаковые структурные и текстурные признаки, по которым они отличаются от осадочных терригенных образований иного генезиса. Для россыпей типичны слоистые текстуры, среди которых развиты пологая, косая разнонаправленная, косоволнистая, иногда близкая к горизонтальной слоистости и другие, обусловленные и подчеркнутые скоплениями рудных, часто темноцветных минералов. На плоскостях наслоения обычные знаки волновой ряби и течений. Обломочный материал хорошо окатан.

Роль источников питания в возникновении богатых редкометалльно-титановых бассейновых россыпей до настоящего времени не определена. Ряд исследователей (Гурвич, Болотов, 1968; Херасков и др., 1960 и др.) считают, что вопрос об источниках питания россыпей не имеет принципиального значения и они могут возникать в результате волновых процессов при размыве рыхлых пород с исчезающе малым, убогим содержанием промышленно ценных минералов. В то же время при изучении особенностей формирования современных осадков в прибрежных условиях установлено, что значительные концентрации тяжелой минеральной фракции в пределах береговой зоны накапливаются только тогда, когда в массе песка, перемещаемого вдоль берега, присутствует определенный минимум тяжелых минералов (Невесский, 1960). И.И. Мальшев (1957) также отметил, что экзогенные титановые (в том числе и редкометалльные. — Е.Н.) месторождения могли образоваться только в регионах с комплексами горных пород, содержащих повышенные количества устойчивых против выветривания минералов. В районах, где отсутствуют благоприятные для образования месторождений комплексы пород, богатые и крупные экзогенные титановые месторождения не могли образоваться даже при наличии кор выветривания. Нам представляется, что И.И. Мальшев прав, и одним из обязательных условий, необходимых для образования редкометалльно-титановых россыпей, вхо-

дящих в состав песчано-кварцевых формаций, наряду с благоприятными климатическими, тектоническими и гидродинамическими факторами, является наличие обогащенных устойчивыми рудными минералами источников питания.

Характер и тип источников питания влияли на вещественный и гранулометрический состав, распространенность и другие особенности редкометалльно-титановых россыпей песчано-кварцевых формаций, обуславливая подразделение их на две крупные категории: 1) россыпи, образованные за счет материала кор выветривания (первичные продуктивные формации, по Момджи, 1960; Блинову, Калужной, 1964); и 2) россыпи, образованные в результате переотложения осадочных терригенных пород (вторичные, переотложенные продуктивные формации, по Блинову и др., 1968).

### **РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-ТИТАНОВЫЕ РОССЫПИ В ПЕСЧАНО-КВАРЦЕВЫХ ФОРМАЦИЯХ, ОБРАЗОВАННЫХ ЗА СЧЕТ МАТЕРИАЛА КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ**

С крупными циклами геологического развития Русской платформы связано накопление первичных песчано-кварцевых формаций, содержащих на отдельных участках промышленные редкометалльно-титановые россыпи. Такие россыпи известны на северном и восточном склонах платформы, в районах, примыкающих к выступам докембрийского фундамента, — на Тиманском поднятии, Украинском щите и Воронежской антеклизе.

Редкометалльно-титановые россыпи подразделяются на два основных генетических типа: бассейновые (прибрежные зоны морей и крупных озер) и континентальные. Внутри каждого генетического типа в ряде случаев возможно выделение генетических подтипов — пляжевых, донных, аллювиальных, делювиальных и др. Установление генетических подтипов часто затруднительно вследствие сложного строения древних россыпей. Они содержат промежуточные (смешанные) генетические подтипы — делювиально-аллювиальные, прибрежно-дельтовые и др.

Наиболее крупные по запасам и богатые по содержанию россыпи сформированы в прибрежных зонах водных бассейнов. Промышленные континентальные россыпи приурочены исключительно к площадям развития кристаллических пород, обогащенных устойчивыми рудными минералами.

### **ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ПЕСЧАНО-КВАРЦЕВЫЕ ФОРМАЦИИ, ВМЕЩАЮЩИЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-ТИТАНОВЫЕ РОССЫПИ**

Образование наиболее древних песчано-кварцевых формаций, вмещающих редкометалльно-титановые россыпи, происходило в широкой миогеосинклинальной зоне Урало-Тиманской геосинклинали, обрамляющей Русскую платформу с севера и востока, и связано с байкальским цик-

лом. Характерная особенность байкальского цикла — вялость течения тектонических процессов по сравнению с более поздними циклами. Это определило своеобразие состава терригенных осадков в пределах платформ и в геосинклинальном обрамлении (Шатский, 1960б; Херасков, 1967).

Комплекс аллохтонных рифейских геосинклинальных формаций, широко представленных на Южном Урале (Башкирский антиклинорий), Тимане, острове Кильдине, полуострове Среднем, сходен с платформенными отложениями рифея в крупных тектонических депрессиях—прогибах — Пачелмском, Оршанском и др.

Своеобразие рифейских аллохтонных геосинклинальных формаций, заметно отличающихся от более молодых, заключается не только в особенностях структур, метаморфизма, магматизма, но главным образом в их составе, что обусловлено тектоническим режимом в период седиментогенеза. Для миогеосинклинальных отложений рифея характерны не свойственные геосинклиналям парагенезы пород песчано-кварцевых формаций. Особенности состава и строения миогеосинклинальных отложений дают основание сделать вывод о том, что накопление их связано с размывом кристаллического фундамента Русской платформы и, преимущественно, образовавшейся на ней коры выветривания. Древняя платформа в байкальском цикле была грандиозным поставщиком обломочного материала, который лишь в небольшой части задерживался на ней (Херасков, 1967).

Прибрежно-морские метаморфизованные россыпи установлены в рифейских песчано-кварцевых формациях на полуострове Среднем, острове Кильдине и Башкирском поднятии на Урале (Гарань, 1960; Херасков, 1967; Негруца, 1971).

Редкометалльно-титановые россыпи Башкирского поднятия связаны с нижней зильмердской свитой каратауской серии. На северной окраине платформы (п-ов Средний и о-в Кильдин) россыпи приурочены к землехаптинской свите кильдинской серии — аналогу каратауской серии Урала (Келлер и др., 1963). В разновозрастных, близких по составу и условиям формирования толщах рифея рудоносные горизонты представлены хорошо отсортированными средне- и мелкозернистыми полевошпат-кварцевыми песчаниками с рудными прослоями, выдержанными по мощности и простираению. В составе тяжелой фракции рудоносных песчаников установлен однообразный комплекс минералов высокой степени устойчивости (широн, титановые, турмалин и др.). В легкой фракции основную массу составляет кварц, полевые шпаты содержатся в резко подчиненном количестве. Песчаникам, обогащенным рудными минералами, свойственны косослоистые серии и волновые знаки, наличие которых свидетельствует о прибрежно-морских условиях накопления. Мощность вмещающих редкометалльно-титановые россыпи песчано-кварцевых формаций измеряется сотнями метров при протяженности в сотни километров. Рифейские россыпи формировались в регрессивные этапы за счет материала коры выветривания кристаллических пород фундамента Русской платформы (Чайка, 1960; Негруца, 1971).

## ПЛАТФОРМЕННЫЕ ПЕСЧАНО-КВАРЦЕВЫЕ ФОРМАЦИИ, ВМЕЩАЮЩИЕ РЕДКОМЕТАЛЬНО-ТИТАНОВЫЕ РОССЫПИ

Первичные песчано-кварцевые формации играют существенную роль в составе осадочного чехла Русской платформы, начало формирования которого связано с байкальским циклом. Песчано-кварцевые формации каледонского цикла занимают значительно большие площади платформы по сравнению с рифейскими. Однако в песчано-кварцевых формациях ранних циклов развития (байкальском и каледонском) в пределах платформы крупные редкометалльно-титановые россыпи не установлены.

В герцинском цикле во время девонских трансгрессий на отдельных участках платформы создавалась благоприятная обстановка для формирования песчано-кварцевых формаций. Этому способствовал и длительный континентальный режим и условия гумидного климата, стимулировавшие развитие площадных кор выветривания на крупных выступах фундамента — Балтийском щите, Тиманском поднятии, Воронежском и Белорусском массивах, Украинском щите и др. Перестроение размываемых продуктов выветривания в прибрежно-морских и мелководных условиях определило накопление первичных песчано-кварцевых формаций, особенно широко развитых в базальных горизонтах осадочного чехла, но редкометалльно-титановые россыпи встречаются в них весьма редко.

Многолетними исследованиями песчано-кварцевых формаций в пределах Главного и Центрального девонских полей крупные промышленные концентрации редкометалльно-титановых минералов не выявлены. Это, очевидно, можно объяснить ограниченным распространением в областях питания девонских морских бассейнов комплексов пород с повышенным содержанием устойчивых рудных минералов.

### Россыпи бассейнов

Крупные девонские прибрежно-морские россыпи титановых минералов встречены в песчано-кварцевой формации в районе Тиманского поднятия (Каложный, 1960; Сушон, 1962; Надеждина, 1970 и др.). Россыпи Тимана сложены в различной степени литифицированными песчаниками, содержащими 80–95% кварца, переслаивающимися с гравелитами, алевролитами и аргиллитами. Мощность вмещающих пород более 80 м. Обогащенные рудными минералами горизонты переслаиваются с безрудными и прослеживаются вдоль предполагаемой береговой линии более чем на 10 км при ширине до нескольких километров. В россыпях наряду с лейкоксомом и лейкоксенизированным ильменитом, составляющими более 90% тяжелой фракции, присутствуют сопутствующие минералы: циркон, турмалин, рутил, анатаз, гранат и др. Характерная особенность одной из тиманских россыпей (Ярегской) — наиболее высокие концентрации титановых минералов в крупно- и грубозернистых, нередко плохо отсортированных песчаниках, гравелитах и конгломератах. Основная масса лейкоксона концентрируется здесь в классе  $-0,5+0,25$  мм. В другой россыпи (Среднетиманская) преобладают

рудные минералы класса  $-0,25+0,1$  мм; наиболее высокие концентрации их наблюдаются в хорошо отсортированных песчаниках. Обе россыпи приурочены к базальным горизонтам палеозойского осадочного чехла, что свидетельствует о формировании их и вмещающей песчано-кварцевой формации в трансгрессивный этап развития. Различия в литологическом составе, текстурах и распределении рудных минералов по типам пород объясняются образованием Ярегской россыпи в трибрежно-дельтовых, а Среднетиманской — в пляжевых и мелководных условиях.

Тождество видового состава и типоморфных признаков рудных минералов россыпей и устойчивых минералов, подстилающих россыпи титаноносных сланцев, содержащих до  $1,5 \text{ TiO}_2$ , показывает, что источником питания россыпей были коры выветривания метаморфических толщ кристаллического фундамента.

Прибрежно-морская россыпь, генезис которой в значительной степени связан с размывом и переотложением материала коры выветривания, установлена в девонских отложениях, перекрывающих Воронежскую антеклизу. Россыпь приурочена к юго-восточной части антеклизы, к песчано-кварцевой формации швентойского горизонта — момонским слоям, составляющим основание франского яруса верхнего девона. Мамонские слои, образованные кварцевыми песчаниками с каолинитом, содержат повышенные концентрации титановых минералов с примесью циркона и других устойчивых минералов. Мощность титаноносных мамонских слоев около 15 м, протяженность до 7 км. На отдельных участках они залегают с размывом на эффузивно-осадочных образованиях муллинского горизонта живетского яруса среднего девона. Наиболее высокие концентрации ильменита установлены в тех участках, где породы швентойского горизонта лежат непосредственно на туфогенной толще и титаноносных базальтах.

Распределение в россыпи основного рудного минерала — ильменита и его морфология свидетельствуют о формировании титаноносных мамонских слоев в значительной степени в процессе размыва коры выветривания на подстилающих рудоносных эффузивно-осадочных породах.

В альпийском цикле россыпи, сформированные в результате размыва и переотложения кор выветривания, встречены только в пределах Украинского щита. Начало россыпеобразования приурочено к середине альпийского цикла — меловому периоду, наибольшей интенсивности оно достигло во второй половине цикла — палеогене-неогене.

Разнообразные комплексы метаморфических и магматических пород, принимающие участие в строении щита, нередко значительно обогащены титаном ( $\text{TiO}_2$  в них 2–4% и более) или содержат редкометаллическую минерализацию (тантало-ниобаты, циртолит, циркон, касситерит и др.). Вещественный состав россыпей и их размещение предопределено прежде всего спецификой минерального состава пород кристаллического фундамента.

Формирование прибрежно-морских россыпей, образованных в результате размыва коры выветривания, началось в конце мезозоя. Россыпе-проявления и небольшие россыпи встречены в обрамлении щита в толще

глауконит-кварцевых песков сеномана и в песчано-кремневом горизонте турона. Прибрежно-морские россыпи мелового возраста, сохранившиеся от последующей эрозии в понижениях кристаллического фундамента, преимущественно ильменитовые в районе Вольнского габбро-лабрадоритового массива и редкометалльные на северном склоне щита.

Верхнемеловые морские россыпи отмечены в районе Конкско-Ялынской впадины, вдоль северного борта Приазовского массива. Наряду с ильменитом здесь существенное значение приобретают тантало-ниобаты, цирколит, касситерит и другие редкометалльные минералы (Веклич и др., 1960). Обломочный материал россыпей — и хорошо и плохо окатанный, иногда грубозернистый. Слабая окатанность зерен минералов и вещественный состав россыпей, отражающий характер минерализации коренных пород, указывают на близкий перенос и почти местное переотложение водами верхнемелового моря материала кор выветривания кристаллических пород.

В конце эоцена — начале олигоцена в прибрежных зонах мелководного морского бассейна, обрамляющего Украинский щит, накапливались песчано-кварцевые отложения харьковской свиты, вмещающие на отдельных участках редкометалльные и редкометалльно-титановые россыпи; их локализация строго определяется пространственным положением металлоносных коренных источников. Редкометалльные прибрежно-морские россыпи харьковской свиты имеют малые размеры и распространены незначительно.

Песчано-кварцевые отложения полтавской свиты распространены шире, чем харьковские. На северных склонах Украинского щита и на Приазовском массиве в ряде участков они лежат непосредственно на коре выветривания кристаллических металлоносных пород.

Серия редкометалльно-титановых россыпей образует зону, окаймляющую с северо-запада Приазовский массив и протягивающуюся на десятки километров. Вмещающие россыпи отложения представлены кварцевыми песками, переслаивающимися с каолиновыми глинами. В мелко- и тонкозернистых песках с косой слоистостью наблюдаются гравелистые прослой и окатанная кварцевая калька до 10 см в диаметре (Гурвич, Болотов, 1968). Основные минералы россыпей — ильменит и циркон, в незначительном количестве присутствуют рутил и лейкоксен. Содержание их меняется в зависимости от положения россыпи относительно источников питания и от состава материнских пород. Так, в россыпях, примыкающих к массивам щелочных пород, резко возрастает содержание циркона; в россыпях, тяготеющих к метасоматически измененным гранитоидам и полям развития пегматитов, появляются касситерит, тантало-ниобаты, реже вольфрамит.

### Континентальные россыпи

Первичные песчано-кварцевые формации, образованные в континентальных условиях и вмещающие промышленные редкометалльно-титановые россыпи, встречаются довольно редко. В осадочных сериях ранних циклов развития платформы такие россыпи не известны.

В альпийском цикле на юге платформы, в пределах Украинского щита в континентальных условиях начали накапливаться маломощные песчано-кварцевые толщи с высокими содержаниями на отдельных участках промышленно ценных минералов.

Размыв и переотложение в континентальных условиях материала мезозойской коры выветривания на рудоносных породах привели к формированию многочисленных генетических подтипов континентальных россыпей — делювиальных, аллювиально-делювиальных, аллювиальных, аллювиально-озерных, эоловых и др. К наиболее древним относятся россыпи позднеюрского-раннемелового возраста, обнаруженные в бассейнах рек Ирши и Ужа на Вольни.

Континентальные отложения и заключенные в них россыпи верхней юры-нижнего мела залегают на каолиновой коре выветривания Вольнского габбро-лабрадоритового массива и в близлежащих участках развития гранитов Коростенского комплекса (Веклич и др., 1960). Аллювиальные отложения древних долин представлены плохо отсортированными разнозернистыми до гравийных кварцевыми песками, вторичными каолинами, иногда углистыми глинами. Обломочный материал в россыпях почти лишен признаков окатанности. Форма россыпей повторяет в плане контуры мезозойских долин. По составу они преимущественно ильменитовые с незначительной примесью циркона, рутила и других устойчивых минералов. Распространенность ильменита в россыпях, его размеры и морфология тесно связаны с подстилающей россыпью ильменитоносной корой выветривания и обусловлены переносом продуктов выветривания на очень незначительные расстояния.

Многочисленные титановые, редкометалльно-титановые и редкометалльные россыпи формировались в палеогене (эоцен, олигоцен) и неогене (миоцен) в районах распространения рудоносных пород Коростенского комплекса, Корсунь-Новомиргородского плутона, Приазовского массива и др. (Баранова и др., 1960). Россыпи характеризуются крайне непостоянным гранулометрическим составом: разно-, средне- и мелкозернистые пески существенно кварцевого состава содержат прослой, нередко в значительном количестве, гребозернистого материала; сортировка обломочного материала и его окатанность преимущественно плохие.

Минеральный состав россыпей имеет прямую связь с составом источников питания. Так, касситерит-колумбит-циртолитовые и другие редкометалльные россыпи территориально приурочены к площадям развития метасоматически измененных грейзенизированных и щелочных гранитоидов, ильменитовые — к участкам распространения основных габбро-лабрадоритовых пород. Размеры рудных минералов в россыпях колеблются в широких пределах (0,05–1 мм).

Форма и размеры кайнозойских континентальных россыпей находятся в прямой зависимости от палеорельефа поверхности кристаллического фундамента. Россыпи имеют вид небольших пластов, линз, часто выклинивающихся, иногда образующих параллельные лентовидные залежи извилистых очертаний. Мощность рудоносных горизонтов изменяется от десятков сантиметров до первых метров при длине до нескольких километров.

**РЕДКОМЕТАЛЬНО-ТИТАНОВЫЕ РОССЫПИ  
В ПЛАТФОРМЕННЫХ ПЕСЧАНО-КВАРЦЕВЫХ ФОРМАЦИЯХ,  
ОБРАЗОВАННЫХ В РЕЗУЛЬТАТЕ ПЕРЕОТЛОЖЕНИЯ  
ОСАДОЧНЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД**

По мере накопления на Русской платформе осадочного чехла роль кристаллических пород и их коры выветривания как источников питания, вмещающих россыпи песчано-кварцевых формаций, постоянно снижалась. Все большее значение приобретали осадочные толщи, в той или иной степени подвергшиеся процессам выветривания.

Первичные песчано-кварцевые и другие терригенные формации ранних циклов развития платформы занимали обширные площади на водосборах эпиконтинентальных морей, покрывавших значительную часть поверхности платформы в герцинском и последующих циклах.

Перемыв и перетолжение этих формаций определили широкое распространение вторичных песчано-кварцевых формаций, вмещающих многочисленные редкометально-титановые бассейновые и континентальные россыпи. Редкометально-титановые россыпи, генезис которых связан с перемывом и перетолжением ранее накопленных терригенных осадков, известны на платформе в широком возрастном интервале — от карбона до неогена (Баранова и др., 1960; Трохачев, 1965; Казаринов, 1965; Блинов и др., 1968; Гурвич, Болотов, 1968 и др.).

Все крупные и богатые россыпи относятся к бассейновым: пляжевым, косовым, донным и др. В них особенно часто встречаются смешанные (промежуточные) подтипы и отчетливо проявляются черты унаследования гранулометрических показателей размываемых более древних пород. Континентальные редкометально-титановые россыпи во вторичных песчано-кварцевых формациях характеризуются незначительными размерами и не представляют существенного практического значения.

### **Россыпи бассейнов**

К середине герцинского цикла относится, очевидно, начало формирования россыпей в процессе размыва более древних осадочных пород.

Среди отложений каменноугольного периода, накопленных в пределах Московской синеклизы, широко распространены вторичные песчано-кварцевые формации. В отдельных участках, в основном по периферии синеклизы на ее юге, западе и северо-западе, в составе песчано-кварцевых отложений яснополянского и алексинского горизонтов визейского яруса установлены повышенные концентрации циркона и титановых минералов (Виноградов, 1962 и др.). Рудоносные отложения представлены мелко-, реже среднезернистыми кварцевыми песками. Мощность обогащенных рудными минералами горизонтов 1-3 м, реже 6-10 м. Для всех участков с повышенными концентрациями рудных минералов характерно преобладание в составе тяжелой фракции циркона над ильменитом и рутилом. Песчано-кварцевые отложения с повышенными концентрациями рудных минералов формировались в условиях прибрежной

равнины, временами затапливаемой морем. Пенецпленизированные области питания на западе, юго-востоке и юге сложены девонскими и более древними осадочными отложениями (История геологического развития..., 1964). Мощность и размеры россыпей герцинского цикла незначительны, концентрации тяжелых минералов в них, как правило, ниже кондиционных.

В альпийском цикле — верхнем мелу, олигоцене и миоцене россыпеобразование за счет осадочных пород достигло наибольшей интенсивности. С концом альпийского цикла связано появление крупных промышленных прибрежно-морских редкометалльно-титановых россыпей в центральных, юго-западных и южных районах платформы. Мощность и размеры россыпей альпийского цикла значительно превышают россыпи герцинского цикла; содержание рудных минералов в них, как правило, достигает промышленного. Прибрежно-морские россыпи нередко образуют зоны протяженностью в сотни километров при ширине в десятки километров.

Во вторичных песчано-кварцевых формациях батского яруса средней юры в ряде пунктов установлены повышенные концентрации редкометалльно-титановых минералов. Одна из наиболее крупных комплексных россыпей находится на склоне Токмовского свода в южной части Горьковской области. Батские отложения, вмещающие россыпь, залегают на размытой поверхности пермских пород и сложены переслаивающимися мелкозернистыми кварцевыми песками с примесью полевых шпатов, алевритами и глинами. Мощность рудоносного горизонта 2–13 м, общая протяженность около 40 км. Хорошая сортировка обломочного материала, наличие шлиховых прослоев, особенности строения и морфология рудоносного горизонта свидетельствуют о его формировании в пляжевой зоне морского бассейна. В составе тяжелой фракции рудных песков преобладают ильменит, циркон и рутил; характерны повышенные содержания в отдельных участках хромита, эпидота, граната, сфена и апатита. Повышенные содержания полевых шпатов (иногда до 27%) и тяжелых минералов средней устойчивости указывают на наличие в областях питания россыпи не глубоко выветрелых образований, а иных комплексов рыхлых пород, обогащенных рудными и малоустойчивыми минералами. Такими породами могли быть пермские полимиктовые песчаники, занимающие обширные пространства на юго-востоке Русской платформы, в том числе и Токмовский свод. Это объясняет повышенные концентрации в россыпи хромита, а также минералов средней устойчивости.

Мелкие комплексные россыпи, приуроченные к положительным структурам второго и третьего порядков в осадочном чехле на северо-восточном склоне Воронежской антеклизы, характеризуются почти полным отсутствием хромита и резким преобладанием циркона в составе тяжелой фракции. Повышенные концентрации циркона связаны, возможно, с размывом и переотложением известных на западе и северо-западе песчано-кварцевых формаций яснополянского и алексинского горизонтов визе, в составе которых также установлены россыпи с преобладанием циркона над другими рудными минералами.

Значительные различия минерального состава батских россыпей Русской платформы свидетельствуют о существовании в среднеюрском бассейне нескольких питающих провинций.

С серединой альпийского цикла — меловым периодом связано наиболее широкое развитие вторичных песчано-кварцевых формаций, сопровождаемое процессами интенсивного россыпеобразования.

Нижнемеловые песчано-кварцевые формации вмещают многочисленные, но мелкие редкометалльно-титановые россыпи.

Особенности структурного положения, строения и состава нижнемеловых редкометалльно-титановых россыпей свидетельствуют о формировании их в прибрежно-морских условиях в периоды длительного устойчивого положения береговой линии как в трансгрессивные, так и в регрессивные этапы развития морских бассейнов (Блинов и др., 1968). Основными источниками питания раннемеловых бассейнов были осадочные толщи девона, карбона, юры и, возможно, перми, а также по мере накопления — меловые осадки. Обломочный материал поступал в раннемеловые бассейны преимущественно с севера, северо-запада и отчасти с востока (Гроссгейм и др., 1970).

Верхнемеловые песчано-кварцевые формации в отличие от нижнемеловых вмещают крупные промышленно интересные циркониево-титановые россыпи. Образование россыпей в этих формациях происходило в сеномане, сантоне, в меньшей степени — в кампане в мелководных эпиконтинентальных морских бассейнах, занимавших центральную и юго-восточную части платформы.

Одна из наиболее крупных комплексных россыпей на северо-восточном склоне Воронежской антеклизы приурочена к основной положительной структуре района — Орловско-Тамбовскому своду. Вмещающая россыпь сеноманская песчано-кварцевая формация залегает на нижнемеловых толщах. Россыпь находится в верхнем горизонте формации и протягивается меридионально вдоль древней береговой линии. Рудоносные пески хорошо отсортированы; они тонко- и мелкозернистые, кварцевые, с глауконитом и слюдой; примесь полевых шпатов не превышает 3%. Рудные минералы — ильменит (преобладает), рутил и циркон распределены сравнительно равномерно по мощности и простиранию россыпи. Из сопутствующих присутствуют дистен, турмалин, гранат и др. В районе россыпи песчано-кварцевая формация фашиально замещается глауконит-фосфоритовой, что обусловлено их формированием в прибрежных мелководных зонах.

Анализ распределения крупных россыпей в разрезе верхнемеловых песчано-кварцевых формаций свидетельствует об их образовании преимущественно в регрессивные этапы развития морских бассейнов. Россыпи приурочены главным образом к верхней части сеномана и верхним горизонтам нижнего и верхнего сантона, где фиксируются наиболее устойчивые положения береговых линий. Верхнемеловые россыпи формировались и в пляжевых, и в прибрежно-мелководных условиях при участии донных течений.

Основные источники питания позднемеловых бассейнов располагались на севере и северо-западе и представляли собой пенепленизиро-

ванную сушу, а также острова и отмели, сложенные осадочными породами карбона, перми, юры и нижнего мела. Для промышленных песков характерна высокая степень сортировки и окатанности обломочного материала. На ведущую роль юрских и нижнемеловых отложений как источников питания в верхнемеловую эпоху указывает сходство их минерального состава с сеноманскими, сантонскими и кампанскими терригенными осадками.

Минеральный состав россыпей меловых песчано-кварцевых формаций сходен, причем количество ильменита всегда преобладает над суммой циркона и рутила, а циркона вдвое меньше, чем рутила, или столько же. Общность видового состава устойчивых минералов меловых песчано-кварцевых формаций и сравнительно близкие соотношения основных рудных минералов (ильменита, рутила и циркона) свидетельствуют о длительном существовании единого источника питания. Обломочный материал мелко- и тонкозернистый, что обусловлено длительной механической абразией его в прибрежных условиях. Основная масса рудных и других устойчивых минералов концентрируется в россыпях в классе  $-0,04-0,10$  мм.

В конце альпийского цикла формировались многочисленные россыпи в олигоцене (палеоген) и миоцене (неоген).

Большая северная часть платформы с конца мела была одним из основных источников питания терригенным материалом палеогеновых и неогеновых бассейнов. Вторичные песчано-кварцевые формации, вмещающие редкометалльно-титановые россыпи, развиты в Поволжье, Ставрополье, в бассейне Дона, в Днепровско-Донецкой впадине и на большей части Украинского щита. Россыпепроявления в песчано-кварцевых формациях палеогена распространены весьма широко, но промышленно интересные месторождения установлены только в полтавской свите верхнего олигоцена. В олигоцене развиты вторичные песчано-кварцевые формации с исключительно богатыми и крупными комплексными россыпными месторождениями. Многочисленные промышленные циркониево-титановые россыпи связаны с отложениями полтавской свиты на Украинском щите, в Днепровско-Донецкой впадине и Воронежском массиве.

Отложения полтавской свиты в Приднепровском районе вмещают серию промышленных россыпей, расположенных в полосе субширотного простиранья длиной до 200 км. Они залегают на размытой поверхности харьковских пород и представлены тонко- и мелкозернистыми хорошо отсортированными и отмытыми кварцевыми песками с маломощными глинистыми прослоями. Рудоносные пески приурочены в основном к среднему горизонту свиты; мощность их более 10 м. Основные рудные минералы полтавских россыпей — ильменит в различной степени лейкоксенизированный, рутил, циркон; содержание дистена, силлиманита, иногда ставролита и турмалина достигает нередко 25%. Рудные минералы распределены в толще песков равномерно или подчеркивают косую, косо волнистую и горизонтальную слоистость. Гранулометрический и минеральный состав россыпей выдержан на значительных площадях; размеры основной массы тяжелых минералов  $0,05-0,10$  мм. Россыпи имеют форму пластовых залежей или состоят из линзовидных

тел, протягивающихся вдоль предполагаемой древней береговой линии на десятки километров. Они формировались в прибрежно-морских (пляжевых) и мелководно-морских условиях при участии донных вдольбереговых течений.

В Днепровско-Донецкой впадине почти все россыпи и многочисленныя россыпные проявления также связаны с прибрежно-морскими отложениями среднего горизонта полтавской свиты. Они образуют зону шириной 50-70 км, вытянутую вдоль северо-восточного борта впадины более чем на 300 км. Строение и вещественный состав россыпей аналогичны Приднепровским.

Образование полтавских редкометалльно-титановых россыпей Приднепровья и Днепровско-Донецкой впадины обусловлено наряду с благоприятными палеогеографическими и гидродинамическими факторами наличием богатых источников питания. По данным многолетних и детальныя исследований (Баранов и др., 1960; Романов, 1961; Веклич и др., 1965), полтавские россыпи формировались преимущественно за счет пород харьковской свиты, широко развитых в районах распространения россыпей и содержащих повышенные концентрации рудных минералов, а также частично в результате размыва более древних пород палеогена и россыпей сеноманского яруса Воронежской антеклизы. Кристаллические породы Украинского щита, Воронежского массива, эффузивы солянокупольных структур Днепровско-Донецкой впадины непосредственного участия в формировании россыпей не принимали. Терригенные минералы, установленные в полтавских россыпях Приднепровья и Днепровско-Донецкой впадины, встречаются в отложениях мелового возраста и палеогена, имеют сходные типоморфные признаки, а также однотипные минеральные ассоциации.

В миоцене песчано-кварцевые формации, вмещающие россыпи, накапливались в южных и юго-западных частях платформы в период трансгрессии сарматского моря. Богатые источники питания, представленные осадками мелового возраста и палеогена, определили интенсивное россыпеобразование, особенно характерное для сарматского века. Многочисленные россыпи в прибрежно-морских отложениях сармата установлены по обрамлению Украинского щита, в среднем Приднепровье, нижнем течении Дона, на Ставрополье. В размещении сарматских россыпей отчетливо прослеживается их тесная генетическая и территориальная связь с источниками питания. В отдельных месторождениях наблюдается пространственное совмещение полтавских и сарматских рудоносных песков. Одна из наиболее крупных россыпей Приднепровья представлена песчаными отложениями полтавской свиты и перекрывающими ее породами сармата.

Для сарматских россыпей характерен комплексный унаследованный минеральный состав тех осадков, за счет которых они сформировались. В составе тяжелых фракций сарматских россыпей Приднепровья, как и в полтавских россыпях, ильменит, в различной степени лейкоксенизированный, преобладает над цирконом и рутилом; в значительных количествах присутствуют дистен, ставролит и силлиманит. Основная масса тяжелых минералов класса 0,06-0,15 мм.

## Континентальные россыпи

Выделение континентальных россыпей во вторичных, переотложенных песчано-кварцевых формациях представляет значительные трудности. К настоящему времени с относительной достоверностью континентальные россыпи установлены в палеогеновых, полтавских песчано-кварцевых формациях Днепровско-Донецкой впадины и в неогене восточной окраины Донбасса и Ергеней (Блинов и др., 1968; Гурвич, Болотов, 1968).

Аллювиальные и аллювиально-озерные россыпи Днепровско-Донецкой впадины встречаются в нижнем горизонте полтавской свиты. Они мелкозернистые, кварцевого состава; сортировка обломочного материала в россыпях различная — от хорошей до плохой. Континентальные россыпи отличаются от прибрежно-морских более мелкими размерами, часто изометричной формой, текстурами, неравномерным распределением рудных минералов и значительно меньшим содержанием концентрата. Ассоциации тяжелых минералов континентальных россыпей аналогичны таковым, установленным в бассейновых полтавских россыпях. Источниками питания россыпей также были более древние комплексы осадочных терригенных пород — палеоцен-эоценового и мелового возраста.

## ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ

Вулканогенно-осадочные формации свойственны преимущественно геосинклинальным стадиям развития крупных регионов, однако они могут быть встречены и на платформах в участках проявления вулканической деятельности в связи с трапловым магматизмом.

Среди многочисленных вулканогенно-осадочных формаций геосинклинальных и платформенных областей установлена титаноносность андезит-терригенных островных формаций (Мошляк, 1969; Даргевич, 1970). К этим формациям приурочены современные прибрежnomорские россыпи титаномагнетита Курильских островов (Павлидис, 1965), нижекаменноугольные титаномагнетитовые россыпи Восточного Казахстана — Сократовское месторождение, девонские россыпи в Рудном Алтае — Талицкое месторождение и другие, силурийские титаномагнетитовые россыпи хребта Чингиз (Попова, 1969 и др.).

В составе осадочного чехла Русской платформы парагенезы пород вулканогенно-осадочной формации распространены весьма ограниченно и встречены в районах проявления траплового магматизма на границе среднего и верхнего девона в участках повышенной тектонической активности — на Тимане и Воронежской антеклизе.

Повышенные вплоть до промышленных концентрации рудных минералов характерны главным образом для крупно- и грубообломочных вулканогенно-осадочных толщ, сформированных в результате переотложения вулканического материала в прибрежно-морских условиях.

## Титановые россыпи в платформенных вулканогенно-осадочных формациях, образованных за счет вулканогенного материала

Район распространения ильменитоносных вулканогенно-осадочных пород расположен в зоне разломов глубинного заложения на сочленении Воронежской антеклизы и Днепровско-Донецкой впадины, по которым в девоне проявлялась вулканическая деятельность. Протяженность зоны около 100 км, ширина 20-40 км. Магматогенные образования, представленные дифференциатами трахи-базальтовой магмы в эффузивной и туфовой фациях, отличающиеся повышенной титаносодержимостью, выявлены бурением в муллинских слоях (бывший ястребовский горизонт) живетского яруса среднего девона. Вулканогенно-осадочные образования в большинстве случаев залегают на нормальноосадочных породах ардатовских слоев среднего девона и лишь изредка перекрывают кристаллический фундамент. Мощность их 30-35 м (Блинов и др., 1963).

К участкам проявления вулканической деятельности приурочены вулканогенные и осадочно-вулканогенные образования (туфы, туфолавы, туфобрекчии, туффиты, туфопесчаники и др.); второстепенную роль играют среди них осадочные песчано-алевролитовые породы. По мере удаления от вулканических очагов вулканогенно-осадочные породы замещаются нормальноосадочными песчано-глинистого состава.

Основные рудные минералы всех разновидностей вулканогенно-осадочных пород: ильменит (до 90%) в различной степени измененный и магнетит (до 35%); в подчиненном количестве присутствуют хромит, циркон, лейкоксен, рутил и др. Наиболее высокие концентрации ильменита и магнетита установлены в вулканогенных породах и вулканогенно-осадочных грубо- и крупнозернистых прибрежно-морских отложениях вблизи предполагаемых центров вулканической деятельности.

Морфология рудоносных горизонтов вулканогенно-осадочных пород близка к морфологии россыпей бассейнового типа. Это - пластообразные залежи крупных размеров, значительной мощности. Мощность рудоносной толщи туффитов 2-10 м, вулканомиктовых песчаников 0,5-8 м.

Распределение рудных минералов, особенности состава, структурные, текстурные и другие признаки ильменитоносных вулканогенно-осадочных муллинских пород дают основание рассматривать их как россыпь, образованную в прибрежной зоне архипелага вулканических островов за счет продуктов синхронной вулканической деятельности, аналогичную древним титаномagnetитовым россыпям Восточного Казахстана и Западной Сибири.

### ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЯ ДРЕВНИХ РЕДКОМЕТАЛЬНО-ТИТАНОВЫХ РОССЫПЕЙ

Распределение редкометально-титановых россыпей в стратиграфическом разрезе осадочного чехла Русской платформы связано с общей историей ее геологического развития.

Образованию высоких концентраций терригенных устойчивых минералов свойственна периодичность. Выделяются рудные эпохи, когда россыпеобразование достигало значительного развития, и безрудные, в которых россыпи практически не образовывались. Наиболее четко эта периодичность выявляется не в крупных тектонических этапах, а в этапах меньшего хронологического порядка. Периодичность россыпеобразования отвечает макроколебаниям земной коры, сопровождавшимся сменной на территории Русской платформы трансгрессий и регрессий.

Для ранних периодов развития Русской платформы эпохи россыпеобразования мало характерны. Огромные площади распространения парагенезов пород первичных песчано-кварцевых формаций вообще не вмещают россыпей. Промышленные концентрации рудных минералов отмечены лишь на востоке платформы в Башкирском антиклинории и на северо-востоке ее — на Тимане.

С байкальским циклом связано формирование наиболее древних редкометалльно-титановых россыпей, происходившее в миогеосинклинальных условиях на полого погружающихся в сторону Урало-Тиманской геосинклинали склонах Русской платформы. В байкальском цикле выявлена одна, наиболее ранняя рифейская эпоха россыпеобразования.

Каледонский цикл развития платформы был практически безрудным, эпохи россыпеобразования в нем не установлены и промышленные россыпи не выявлены.

В герцинском цикле образование россыпей переместилось на платформу и происходило в прибрежно-морских условиях преимущественно в обрамлении выступов, крупных массивов кристаллических пород фундамента. К началу цикла приурочена одна крупная среднедевонская эпоха россыпеобразования, с которой связано формирование промышленных редкометалльно-титановых россыпей на Тимане и россыпепоявления в девоне Воронежской антеклизы.

Перемещение районов образования из геосинклинальных областей в платформенные наблюдается и для россыпей, и для других типов месторождений осадочных полезных ископаемых (железные руды, фосфориты, бокситы).

По мере развития платформы от рифея до неогена сокращались площади, занимаемые первичными песчано-кварцевыми формациями. Уменьшались количество содержащихся в этих формациях редкометалльно-титановых россыпей и их размеры. В формировании песчано-кварцевых формаций росло значение перемыва и перестроения осадочных терригенных комплексов. Расширялись площади, занимаемые вторичными песчано-кварцевыми формациями, увеличивалось количество содержащихся в этих формациях редкометалльно-титановых россыпей и их размеры.

Эпохи интенсивного россыпеобразования связаны с поздним, альпийским циклом, установлены в юре, мелу, палеогене и неогене. Именно в альпийском цикле, в периоды длительного стабильного положения береговой линии, неоднократно повторявшиеся и в трансгрессивные и в регрессивные этапы развития мезо-кайнозойских шельфовых бассейнов,

в прибрежных зонах происходили многократный перемыв и переотложение ранее накопленного обломочного материала. В результате это привело к его глубокой дифференциации и обособлению в одних участках значительных толщ чистых кварцевых (стекольных) песков, а в других — песков, обогащенных рудными минералами, или россыпей. Редкометалльно-титановые россыпи альпийского цикла, входящие в состав вторичных, переотложенных песчано-кварцевых формаций, распространены весьма широко и занимают значительные площади в центральных, юго-западных и южных районах платформы.

Начиная с мезозоя, редкометалльно-титановые россыпи на платформе формировались уже в континентальных условиях, а также в прибрежно-морских вблизи положительных структур осадочного чехла, сложенных терригенными породами более ранних этапов осадконакопления.

Климатический фактор при образовании россыпей вторичных песчано-кварцевых формаций практически не имел значения, так как источниками питания россыпей были преимущественно более древние осадочные породы, а не коры выветривания.

Подобно многим редкометалльно-титановым россыпям мира, в том числе крупнейшим современным россыпям Австралии, Бразилии, Флориды и другим, формирование большинства древних бассейновых россыпей Русской платформы альпийского цикла предопределено предшествующим россыпеобразованию многократным перемывом и переотложением обломочного материала. Именно уже в предшествующие эпохам россыпеобразования периоды накапливались терригенные толщи, содержащие в отдельных участках повышенные, но еще непромышленные концентрации рудных минералов и ставшие в дальнейшем источником питания крупных россыпей.

Русская платформа с ее многочисленными редкометалльно-титановыми россыпями в мезозойских отложениях может служить классическим примером преемственности, унаследованности минерального и гранулометрического состава более древних осадков россыпями вторичных песчано-кварцевых формаций.

## ВЫВОДЫ

Древние редкометалльно-титановые россыпи Русской платформы принадлежат к двум типам формаций, различающимся по составу, способу формирования и закономерностям размещения: 1) песчано-кварцевые геосинклинальные и платформенные (первичные и вторичные) формации, возникавшие на всем протяжении геологического развития платформы, и 2) вулканогенно-осадочная платформенная палеозойская формация.

Особенность минерального состава россыпей первичных песчано-кварцевых формаций — резкое преобладание в тяжелой фракции какого-либо одного рудного минерала (преимущественно это ильменитовые россыпи). Россыпи вторичных формаций отличаются комплексным редкометалльно-титановым составом.

В литологическом составе россыпей первичных песчано-кварцевых формаций распространены относительно крупнозернистые породы: средне- и разнозернистые пески и песчаники, реже гравелиты или конгломераты. Размеры рудных зерен в этих россыпях колеблются в широких пределах (0,05–1,0 мм). Окатанность и сортировка обломочного материала изменяются от очень хорошей до плохой.

Литологический состав комплексных россыпей вторичных песчано-кварцевых формаций характеризуется значительной мелкозернистостью; основная роль принадлежит мелко- и тонкозернистым пескам и песчаникам, алевролитам глинистым или хорошо отмытым, почти лишенным цемента, слюдястым, глауконитовым. Размеры рудных минералов в этих россыпях колеблются в узких пределах (0,04–0,15 мм). Окатанность и сортировка минеральных зерен хорошие и очень хорошие.

Форма бассейновых редкометалльно-титановых россыпей различных формаций однотипная и определяется в значительной степени морфологией береговой линии и рельефом дна палеобассейна. Россыпи представлены пластообразными или линзовидными телами, часто вытянутыми в одном направлении – вдоль древней береговой линии. Обогащенные рудными минералами горизонты переслаиваются с безрудными или с содержащими пониженные концентрации минералов. Мощность рудоносных горизонтов измеряется метрами и десятками метров, ширина – сотнями метров и первыми километрами при протяженности до десятков, реже сотен километров. Длина россыпей в несколько раз превышает ширину. Форма континентальных россыпей в первичных песчано-кварцевых формациях строго предопределена палеорельефом поверхности фундамента. Обычно протяженность россыпей, измеряемая километрами, в десятки раз превышает их ширину. По размерам континентальные россыпи заметно уступают россыпям бассейнов.

Редкометалльно-титановые россыпи свойственны всем этапам геологического развития платформы и встречаются как в трансгрессивных, так и в регрессивных сериях осадков. Наиболее крупные россыпи часто приурочены к регрессивным сериям. Очевидно, для образования россыпей основное, принципиальное значение имеет длительное стабильное положение береговой линии, а не общее направление тектонических движений.

Устанавливается тесная пространственная и генетическая связь редкометалльно-титановых россыпей различных формаций с источниками питания, что выражается в унаследовании минеральных ассоциаций, сходстве типоморфных признаков и составе рудных минералов россыпей и источников питания, представленных либо корами выветривания на рудоносных кристаллических породах, либо терригенными осадочными толщами с повышенными концентрациями полезных минералов.

Основная задача при прогнозировании и поисках редкометалльно-титановых россыпей – наряду с установлением повышенных содержаний рудных минералов составление детальных литолого-фациальных и палеогеографических карт, позволяющих определять размеры и контуры россыпемещающих песчано-кварцевых и вулканогенно-осадочных формаций.

Прогнозирование россыпей в песчано-кварцевых формациях должно быть основано на следующих признаках:

приуроченность россыпей к эпохам крупных трансгрессий и регрессий, следующих за периодами длительной стабилизации участков земной поверхности, а также расположение их в горизонтах, образованных вслед за формированием кор выветривания и последующего размыва их (эпохи среднего девона, средней юры, позднего мела, олигоцена, миоцена);

приуроченность россыпей к склонам и обрамлению положительных структур различного порядка и возраста — к крупным выступам кристаллического фундамента типа Тиманского поднятия, Украинского и Балтийского щитов или к более мелким структурам в осадочном чехле, осложняющим склоны синеклиз, прогибов, впадин и др.;

локализация россыпей преимущественно в областях развития хорошо сортированных прибрежно-морских и мелководно-морских отложений различного возраста — от рифея до неогена включительно;

размещение источников питания с повышенным содержанием рудных минералов, какими могут быть коры выветривания на магматических породах основного состава и метаморфических титаноносных сланцах и осадочные терригенные толщи различного возраста и генезиса.

При прогнозировании россыпей в вулканогенно-осадочных формациях следует учитывать:

приуроченность россыпей к вулканогенно-осадочным отложениям в районах проявления девонского платформенного вулканизма (Тиман, Воронежская антеклиз);

расположение россыпей вблизи зон глубинных разломов на стыках крупных платформенных структур — антеклиз и синеклиз или впадин;

тесную пространственную связь россыпей с грубообломочными вулканомиктовыми толщами, обогащенными рудными минералами.

## АЛМАЗОНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ

Общепринятой классификации осадочных рудоносных формаций, в частности четкого определения понятия осадочной алмазонасной формации, в настоящее время нет. Закономерности проявления алмазов, в том числе и в осадочных толщах, наиболее полно изучены в Сибири. Ниже делается первая попытка дать характеристику осадочного чехла перспективных на алмазонасность регионов Русской платформы - Северного Тимана и Воронежской антеклизы.

Для Северного Тимана наиболее полно затрагиваемые вопросы освещены в работах О.С. Кочеткова (1965), О.С. Кочеткова и В.В. Хлыбова (1968) и в других, для Воронежской антеклизы - в работе В.А. Блинова, В.А. Головки и К.А. Дюбюк (1968), в основном применительно к титановым россыпям. Как известно, по ряду признаков россыпи алмазов тяготеют к россыпям титана и некоторые закономерности у них общие (Алексеевский, 1970). С учетом этого формационный анализ россыпей титана, разработанный А.П. Сиговым (1956), И.И. Малышевым (1957), Г.С. Момджи (1964) и другими, явился для нас своеобразным путеводителем при аналогичном анализе россыпей алмазов. Алмазонасность Русской платформы изучена недостаточно, поэтому в качестве эталонов тех или иных критериев выделения алмазонасных формаций взяты районы Якутии, реже - другие алмазонасные регионы.

Под осадочной алмазонасной формацией мы подразумеваем, вслед за Н.П. Херасковым (1967) и Н.С. Шатским (1939), естественноисторическое сообщество пород с единым структурно-тектоническим положением, общим первоисточником алмазов, своеобразным литолого-минеральным составом и парагенезом фаций. По площади распространения выделяемые формации соразмерны с тектоническими структурами первого порядка. Рудоносные, в том числе алмазонасные, формации в нашем представлении могут быть частью геологической формации, несущей интересующий нас рудный компонент. Время образования алмазонасных осадочных формаций в таком понимании ограничивается появлением и захоронением источника алмазов и естественноисторическими границами эрозионного мегацикла, когда продолжается поступление переотлагаемого алмазонасного материала.

В табл. 6 сведены основные данные выявляемых нами осадочных алмазонасных формаций, показаны геологические и географические границы формационных единиц на Северном Тимане и в Воронежской антеклизе. Критерий отсутствия или присутствия примеси, весьма незна-

Таблица 6  
Основные типы алмазоносных

Формация	Субформация	Характеристика субформации		
		Алмазоносные россыпи		
		Группы фаций	Фации	Типоморфные минералы
Коры выветривания	Кварц-конгломератовая	Прибрежноморские	Дельтовые, прибрежные бары, пляжевые	Пироп с содержанием $\text{Cr}_2\text{O}_3$ до 5,5% и алмаз
		Континентальные	Русловые, террасовые, косовые	Пироп с содержанием до 7,3%
	Кварц-песчаная	Морские и прибрежноморские, континентальные	Подводных течений, затопленных пляжей, пляжевые, русловые, пойменные террасы	Алмаз
	Кварц-каолиновая конгломератовая	Прибрежноморские	Русловые, лагунные, дельтовые, пляжевые	Пироп с содержанием окиси хрома менее 0,8%
	Кварц-вулканическая	Континентальные, прибрежноморские	Русловые, пролювиальные, делювиальные, лагунные, пляжевые	Пироп с содержанием окиси хрома до 6,3%

чительной по объему (какой является алмаз), не может рассматриваться как первейший признак выделения формации. Он трудно определим. Однако решающим критерием отнесения любой формации к алмазоносной все же может быть только минералогический. Все остальные признаки, на которые обычно опирается любой геологический, в том числе и формационный анализ, — косвенные, хотя важность их не оспорима. Подчеркивая очередность элементов формационного анализа, мы начинаем его с рассмотрения косвенных признаков.

россыпей осадочного чехла Русской платформы

Вмещающие породы	Геотектоническое положение	Районы распространения; возраст
Пески, песчаники, гравелиты, конгломераты, галечники	Окраины поднятий на месте современного Тимана	Волонго-Кумушкинское междуречье, Центральная часть Северного Тимана; живетский ярус среднего девона Периферия Северного Тимана — районы распространения роговской и казанцевской свит; четвертичные Побережье Чешской губы; современные отложения
Галечники, пески	Внутренние области молодых поднятий на месте современного Тимана	Бассейны рек Кумушки-Волонгской, Великой, Черной, верховье р. Сулы; четвертичные
Пески, реже галечники	Локальные консидерационные поднятия на окраинах синеклизы (Московской) Окраины поднятий, склоны прогибов, Воронежская антеклизы Склоны Воронежской антеклизы	Продуктивные титаноносные отложения Липецкой, Ростовской, Тамбовской областей; апт, альб, сеноман Юго-восточный склон Брянско-Ярославского прогиба; палеоген р. Миус; современные отложения
Галечники, гравелиты, пески с каолином	То же	с. Репьевка-Слоновка, юг Воронежской области; мамонская толща позднего девона — раннего карбона
Конгломераты, песчаники, туфопесчаники, туфоалевролиты	Зоны тектонических нарушений, оконтуривающих Тиман	Районы распространения кумушкинской свиты франского яруса на Северном Тимане

#### КОСВЕННЫЕ ПРИЗНАКИ ВЫДЕЛЕНИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

Первоисточником алмазов россыпей служат магматогенные месторождения, закономерности возникновения которых в первую очередь отражаются и в закономерностях образования россыпей. Коренные месторождения алмазов на Русской платформе пока не установлены. Мировая статистика показывает, что 74,5% промышленных месторождений

алмазов связаны с кимберлитами платформ, 13,4% - с кимберлитами шитов, 12,1% - с неясными источниками и только 0,007% алмазов добывается в геосинклинальных областях (Трофимов, 1967). Вероятно, первичные коренные месторождения алмазов на Русской платформе также связаны с кимберлитами.

Кимберлиты залегают в зонах глубинных разломов в складчатом кристаллическом фундаменте (Бобриевич и др., 1959; Арсеньев, 1961). Предполагается, что эти зоны возникают в местах сопряжения крупных внутриплатформенных структур первого порядка - шитов, антеклиз, синеклиз, прогибов, а также по границам платформы с подвижными поясами. На Тимане имеются региональные разломы, на протяжении длительного времени служащие границей структурно-фациальных зон (Журавлев, Осадчук, 1960), - Волонго-Валсовский или, в более общем плане, Западно-Тиманский граничный разлом. Он подтверждается проявлением девонских траппов на всем Тимане (Ивенсен, 1963), редкоземельных карбонатитов на Четлассе (Алексеева и др., 1965), а также ртутными проявлениями на р. Волонга. По восточной границе Северного Тимана проходит Восточно-Тиманский граничный разлом того же северо-западного простирания (с Хальмерским, Белорецким, Индигским нарушениями; Разницын, 1968). Воронежская антеклиза с рассматриваемых позиций также представляется достаточно перспективной для образования кимберлитов. Она значительно удалена от орогенных областей, окаймляющих платформу. Фундамент антеклизы, сложенный породами архейско-протерозойского возраста, не подвергался переработке более поздними тектоническими движениями. По линиям структурных швов Воронежская антеклиза сочленяется с окружающими ее пологими платформенными структурами - Пачелмским прогибом на северо-востоке, Московской синеклизой на северо-западе, Брянско-Рославским прогибом на западе, Днепровско-Донецкой впадиной на юге.

Кимберлиты образовывались на определенных этапах геологической жизни Земли. Наличие россыпей позволило зафиксировать их проявление в докембрии (Метелкина и др., 1971). Послекембрийским эпохам образования кимберлитов предшествовало длительное прогибание определенных структур платформ (Сарсадских, 1971), сменяющееся общим поднятием региона (Леонов и др., 1966). Время образования кимберлитов обычно различно даже в пределах одной алмазоносной провинции. Так, на Сибирской платформе наиболее богаты алмазами среднепалеозойские кимберлиты, бедны ими мезозойские. На Африканской платформе известны кимберлиты, образование которых происходило от позднего докембрия до позднего мела, от поздней юры до плейстоцена и в интервалах между поздней юрой и ранним мелом (Каэн, 1958). Фундамент Тимана - эпикаральский (Проводников, 1970). Присутствие морских отложений ордовика, прибрежно-морских среднего и верхнего девона, отсутствие на большей части территории отложений нижнего девона, карбона и более молодых - все это свидетельствует о неоднократных движениях переменных знаков, по времени близких к эпохам кимберлитобразования Сибири. В составе Воронежской антеклизы широко распространены морские и прибрежно-морские отложения от

среднего девона до верхов палеогена. В различных частях антеклизы отсутствуют породы среднего и верхнего девона, карбона, юры, нижнего мела, палеогена, что свидетельствует о кратковременных локальных поднятиях. По всей антеклизе общее поднятие было в перми и в конце олигоцена. Колебательные движения отдельных блоков Воронежской антеклизы и всей структуры в целом, в том числе и синхронные эпохам кимберлитообразования Сибири, наблюдались неоднократно.

Таким образом, как и на Северном Тимане, на Воронежской антеклизе, где кимберлиты пока не известны, общая тектоническая обстановка представляется благоприятной для их проявления.

Основываясь на общих закономерностях проявления ультрабазитового вулканизма на Русской платформе, М.М. Одинцов и Б.М. Владимирова (1966) выделяют следующие эпохи, благоприятные для кимберлитообразования: 1) границу венда и палеозоя при развитии байкальской складчатости; 2) ранний палеозой при тектонической активации платформы, вызвавшей к жизни нижнепалеозойскую трапповую формацию Русской платформы; 3) поздний девон-карбон при новом подъеме тектонической деятельности на платформе, когда проявилась верхнедевонская трапповая формация. К этому же времени относится образование щелочной формации Кольского полуострова (Кухаренко и др., 1971).

Кроме перечисленных, на Русской платформе возможны и докембрийские эпохи кимберлитового вулканизма (Ю.Д. Смирнов, 1965).

Алмазоносные кимберлиты, как известно, — породы весьма редкие, горизонтальные сечения тел их небольшие, поэтому слабая эрозионная деятельность приводит к поступлению в массу терригенных осадков незначительного количества алмазоносного материала. Сравнительно малое превышение удельного веса алмаза над удельным весом большинства терригенных минералов не способствует быстрому обогащению алмазами в процессе осадочной дифференциации, если она происходит без существенного химического разложения. Поднятие платформы, приуроченное по времени к кимберлитообразованию, не только оживляет эрозионную деятельность, но и усиливает корообразование при благоприятных климатических условиях (Пустовалов, 1933). Образование коры выветривания, предшествующее тектоническим подвижкам, способствует интенсификации процессов эрозии, с которыми связано накопление алмазоносных осадочных формаций. Так, знаменитые алмазные россыпи рек Бирим и Бонза, юрские россыпи Тунгусско-Вилуйского района (Арсеньев, 1955), некоторые россыпи Приленской области (Леонов и др., 1966), алмазоносные "водораздельные галечники" (Рожков и др., 1967) сформировались в результате размыва кор выветривания. К.В. Никифорова (1960) увязывает образование алмазоносных россыпей Урала, титановых россыпей Тургай и Украины с пестроцветной автохтонной формацией, возникшей в процессе размыва коры выветривания. По-видимому, можно считать общепринятым, что россыпи алмазов с повышенными концентрациями образуются только при перетолжении продуктов размыва кор выветривания в алмазоносных провинциях. Однако алмазоносные формации, где промышленные

россыпи — не обязательный член, могут образовываться и вне связи с корами выветривания.

Основываясь на исключительной важности отложений, происшедших в итоге размыва коры выветривания, Г.С. Момджи (1964) предложил выделять их в осадочную "продуктивную формацию". Отмечалось формационное родство россыпей и других полезных ископаемых, образованных за счет коры выветривания. К ним с полным правом можно причислить и россыпи алмазов.

На Северном Тимане коры выветривания развиты на образованиях докембрия, под породами, выделяемыми Л.С. Коссовым и Д.В. Обручевым (1962) в верховьях р.Великой как силурийские. Состав среднедевонских отложений свидетельствует об их образовании в результате переотложения материала коры выветривания (Кочетков, 1965). Известны коры выветривания под некоторыми базальтовыми потоками франского возраста на р.Большая Светлая (Чернов, 1961). Под четвертичными отложениями коры выветривания залегают на мысе Румянничном. Нами они наблюдались на мысе Чаячьем и в среднем течении р.Великой, где выветриванию подверглись нижние потоки франских базальтов и сланцы докембрия. На р.Белой, ниже устья Кумушки, нацело каолинированные базальты перекрыты песчаниками франского яруса (Кочетков, Хлыбов, 1968).

На Воронежской антеклизе коры выветривания дофаменского и дотурнейского времени известны на западном ее склоне, досреднедевонского (донаровского) и верхнедевонского, донижнекаменноугольного, времени — на восточном и юго-восточном склонах (Вишняков и др., 1964). Наличие досреднеюрской, доверхнеюрской и донижнемеловой кор выветривания в средней части антеклизы можно предполагать по косвенным признакам, в частности по появлению углистого детрита в бате и неоме и выклиниванию этих горизонтов в различных районах антеклизы, по монтмориллонит-гидрослюдистому составу глин юры (Андреева, Шибанова, 1961), по олигомиктовому составу прибрежных фаций апта. Минеральный состав олигоценовых отложений дает основание предполагать наличие в северной части Воронежской антеклизы доверхнеолигоценовой коры выветривания, синхронной таковой в Приднепровье (Веклич и др., 1965). Следовательно, на Воронежской антеклизе, как и на Тимане, появления продуктов переотложения кор выветривания можно ожидать на нескольких стратиграфических уровнях.

Первичный размыв кор выветривания не всегда приводит к образованию промышленных россыпей. Для титановых россыпей важная роль вторичного перемыва несомненна (Момджи, 1960). Сравнительными работами на некоторых уральских россыпях установлено обогащение их алмазами при повторных эрозионных циклах (Трофимов, 1967).

Приуроченность алмазов к платформам со слабо нарушенным залегаем осадочных пород чехла, с одной стороны, обеспечивает довольно быстрое захоронение базальных, наиболее алмазоносных слоев, а с другой, при повторных эрозионных циклах, когда размывались только перекрывающие, практически пустые породы, исключает возможность образования алмазоносных пород. В то же время при по-

следующем подъеме региона может наступить такой кратковременный этап, когда промежуточный, более древний коллектор алмазов обнажится на значительной площади и без непосредственного участия коры выветривания создадутся условия, способствующие накоплению вторичной алмазоносной формации, несущей промышленные россыпи даже в том случае, когда этот коллектор (алмазоносная формация) был беден алмазами и не имел промышленных концентраций их.

Алмазоносные осадочные толщи в изложенном понимании отличаются специфическими чертами, связанными со свойствами самого алмаза. В первичных месторождениях алмаз встречается в основном во фракции +1 мм (Маланьин и др., 1961). Алмазы размером до 0,5 мм в промышленных масштабах пока не извлекают. Этим объясняется грубозернистость вмещающих эксплуатируемые алмазоносные россыпи отложений. Сочетание грубозернистости пород и глин коры выветривания наблюдается в хлидолитах (Пустовалов, Султанов, 1946) — породах начальных стадий осадочной дифференциации, не претерпевших значительных горизонтальных перемещений. Однако алмаз вследствие высокой химической стойкости сохраняется и в процессе дальнейшей дифференциации осадочного материала. Но обычная крупность его зерен предопределяет связь с грубозернистым малотранспортабельным материалом. Весьма низкие содержания в первичных месторождениях (миллионные доли процента) и незначительные размеры эрозионных поверхностей кимберлитов (низкое значение коэффициента локальности, по Г.С. Момджи, 1964) объясняют исключительную редкость россыпей с дальним переносом алмазов. Перемывы промежуточных коллекторов в последующие эрозионные циклы нередко ведут к обогащению россыпей, что наблюдается в случае, если переыв происходил без значительного горизонтального перемещения. Однако россыпи, например, в Якутии, известны только в связи с богатыми кимберлитовыми телами. Россыпи крупных алмазов дальнего переноса без связи с видимыми первоисточниками (на Урале) представляют настолько исключительное явление, что поиски их первоисточников, несмотря на неудачи, продолжают уже более трех десятков лет после обнаружения промышленных россыпей.

Весьма жесткий литологический контроль — связь с галечниками и хлидолитами — нарушается только в обнаруженной украинскими геологами (Кашкаров, Полканов, 1965) концентрации алмазов в титанциркониевых прибрежно-морских россыпях, заключенных в мелкозернистых отложениях чрезвычайно тонкой динамической сортировки. Алмазы там очень мелкие (в основном до 0,1–0,3 мм) и соответствуют тонкозернистости пород. Общеизвестно, что мелкозернистые осадки встречаются и среди грубозернистых. Однако преобладающий тип зернистости свидетельствует о многом (своеобразии тектонической жизни, климат, литология и пр.).

Литологический контроль оруденения, в частности зависимость содержания от крупности обломков во вмещающих породах, наблюдается не только у алмаза, но и у ряда других полезных ископаемых, например у золота (Чайковский, 1966а).

На Северном Тимане литологически благоприятные грубозернистые отложения широко распространены среди пород среднего девона, менее значительно - в верхнем девоне. Известны они в низах карбона (мыс Сувоиный). Древнечетвертичные прибрежноморские и современные аллювиальные отложения (террасовые и русловые) также весьма грубозернисты, плохо отсортированы. Опробованием пока установлена алмазонаосность современных русловых и прибрежно-морских отложений.

На Среднем и Южном Тимане к базальным слоям эйфельских отложений среднего девона приурочены титановые россыпи (Калюжный, 1960; Кочетков, 1965), представляющие собой продукты перемыва додевонских кор выветривания (Надеждина, 1970). Однако их алмазонаосность еще не проверена.

На территории Воронежской антеклизы грубообломочные породы (конгломераты, галечники, гравийники) отмечены в базальных отложениях среднего девона, карбона, юры, мела, палеогена и в неоген-четвертичных образованиях. Базальные горизонты среднего девона - пачки песчано-гравийно-галечных отложений условно можно считать литологическим и стратиграфическим аналогом такатинской свиты Урала. Весьма перспективна песчано-каолиновая мамонская толща, богатая кварцевой галькой. По возрасту она позднедевонская - раннекаменноугольная (Утехин и др., 1972). Базальные горизонты юры, нижнего и верхнего мела представлены песчано-гравийно-галечными образованиями, вскрытыми в разрезах Лебединского и Михайловского карьеров КМА. В низах палеогена залегают гравийно-галечные и песчано-гравийные отложения палеоцена. Мощность их 1-1,5 м. Перспективны на алмазы также некоторые неоген-четвертичные грубообломочные отложения древних и современных долин юга России.

В плане тектонических структур алмазонаосные осадочные формации имеют определенное положение. Связь первоисточников алмазов с зонами сочленения положительных и отрицательных структур платформы предопределяет приуроченность осадочных алмазонаосных формаций к периферической части антеклиз и щитов. Так, к восточной окраине Русской платформы приурочены алмазонаосные такатинские отложения (Ю.Д. Смирнов, 1965); на северо-восточной окраине Сибирской платформы располагаются россыпи Приленской области; в зоне сочленения Анабарской антеклизы и Тунгусской синеклизы - россыпи Далдыно-Алакитской и Мало-Ботубинского районов и т.д. На аналогичную пространственную связь титановых россыпей со склонами щитов указал И.И. Малышев (1957). Б.С. Лунев (1967) приводит много примеров различных россыпей мира, свидетельствующих о наличии благоприятных условий россыпеобразования в местах дифференцированных блоковых движений (независимо от расположения первоисточников материала). Именно такие движения характерны для алмазонаосных районов. Их роль хорошо проиллюстрирована на примере Эбеляхского алмазонаосного района Западной Якутии (Прокопчук, Дорганов, 1970).

На Северном Тимане блоковые подвижки фундамента проявляются в развитии флексур, сложенных породами среднего и верхнего девона, в изменении профиля долин и в фрагментарном размещении уровней древ-

него континентального выравнивания на территории междуречий. На Воронежской антеклизе блоковые движения фиксируются изменением мощностей отложений, проявлением локальных поднятий, а также образованием грабенов, подобных Курской депрессии. Дифференциальные движения отдельных блоков фундамента четко фиксируются также в строении докембрийских толщ.

Следовательно, по структурно-тектоническим условиям на Воронежской антеклизе, как и на Тимане, имеются участки, где образование россыпей алмазов вполне возможно.

Родство алмазоносных формаций с титаноносными дает основание использовать при их изучении сходные методы. Так, метод выделения терригенно-минералогических провинций (по Батурину, 1937), впервые примененный к поискам алмазов в Приленском районе (Леонов и др., 1966), ранее использовался при изучении титановых россыпей Советского Союза (Момджи, 1958, 1960). Он позволяет производить количественный учет минералов тяжелой фракции и по-новому подходить к методике поисков алмазных россыпей.

Известно, что каждому эрозионному срезу отвечает определенное соотношение между площадями выхода различных пород в области сноса. Следовательно, в массу продуктов разрушения, перемещенных из области питания в область аккумуляции, поставляется вполне определенное количество тяжелых минералов, соотношения между которыми зависят и от содержаний их в исходных породах. Протяженность области аккумуляции предопределяет разнообразие минерального состава в разных ее частях в соответствии с принципом осадочной дифференциации (Пустовалов, 1940). Этот принцип обуславливает разделение россыпеобразующих минералов по удельным весам и физическим свойствам минералов. Соотношения между тяжелыми акцессорными минералами вследствие близости их свойств, влияющих на осадочную дифференциацию, в пределах единой терригенно-минералогической провинции изменяются незначительно. Колебания процентных соотношений укладываются обычно в кратность единиц первого порядка, а на небольших расстояниях (в пределах единой терригенно-минералогической провинции) выдерживаются настолько, что могут служить критерием корреляции слоев и пачек. Превышение содержания, особенно по отношению к широко распространенным минералам, близким по физическим свойствам — весьма тонкий и чувствительный показатель наличия источников питания.

Минеральный состав алмазоносных продуктивных слоев как производных кор выветривания отличается от состава выше- и нижележащих слоев повышенным количеством устойчивых против выветривания тяжелых терригенных минералов (Сигов, 1956). Изучение минералов легкой фракции позволило В.П. Казаринову, развившему представления Л.В. Пустовалова (1933) и В.П. Батурина (1937) о влиянии палеогеографических условий на состав отлагающихся терригенных минералов, ввести понятие "зрелость материала" для выделения отложений, образовавшихся за счет материала кор выветривания. Алмазоносные россыпи обычно богаты зрелым материалом.

Состав шлихов более бедный в областях развития карбонатных или сланцевых толщ, на фоне которых кимберлиты дают контрастные ореолы крупнозернистых минералов-спутников. Траппы и другие изверженные породы поставляют заметное количество различных минералов тяжелой фракции, и на их фоне обнаружить кимберлиты сложнее. Эффект снижения контрастности дают промежуточные коллекторы алмазов.

### ПРЯМЫЕ КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

Рассмотренные выше критерии выделения формаций обуславливают выделение алмазоносных осадочных формаций, но только изучение минерального состава россыпей позволяет однозначно и положительно решить вопрос об отнесении данной формации к алмазоносной на основании обнаружения в ней алмазов. Пользуясь закономерностями парагенетических ассоциаций, судить об алмазоносности можно также по минералам-спутникам алмаза, среди которых важнейшие пироп, хромдиопсид, пикроильменит.

Минеральный состав алмазоносных россыпей наиболее полно изучен А.А. Кухаренко (1955). Для алмазоносных россыпей характерны: лейкоксенизированный ильменит (в том числе аризонит), рутил, лейкоксен, циркон, ставролит, кианит, силлиманит, андалузит, хромит, хромшпинелиды, апатит, гранаты, шпинель. Из вторичных минералов, специфичных для кор выветривания, в шлихах встречается лимонит, присущий почти всем алмазоносным россыпям мира. Нередки в алмазных россыпях корунд, хиастолит, золото, платина. Как видим, этот список хорошо согласуется со списком для титановых месторождений (Жердева, Абулевич, 1964; Гурвич, Болотов, 1968 и др.). Однако помимо устойчивых против выветривания минералов в алмазных россыпях обычно встречаются и малоустойчивые: магнетит, гематит, пироксены, роговые обманки, слюды, оливин, примесь которых характерна для россыпей, образующихся в непосредственной близости от коренного первосточника.

При поисках алмазов используются минералы-спутники, связь которых с алмазами не однообразна и не однозначна.

Анализом минерального состава тяжелой фракции россыпей выделены четыре категории минералов, сопутствующих алмазам в осадочных породах.

Первую категорию минералов составляют парагенетические спутники алмазов из алмазоносных кимберлитов. Работами геологов (В.С.Соболев, Н.В.Соболев, 1964; Сарсадских, 1970) установлено, что тесным родством термодинамических условий возникновения с алмазами связаны лиловые и зеленые пиропы, содержащие по весу более 3,0% хрома и приблизительно столько же кальция, высокохромистые хромдиопсиды, включающие более 1,5% хрома, и хромшпинелиды. Исследованиями М.И. Осадчука (устное сообщение) установлено, что хромшпинелиды на Тимане встречены в карбонатитах, не содержащих ни пироба, ни

алмаза. Хромшпинелиды помимо кимберлитов возникают также в различных породах габбро-перидотитовой формации (Кухаренко, 1961). Наиболее надежный спутник алмаза – пироп.

Статистическая обработка анализов показала, что тесной генетической связью с алмазами, подтвержденной включениями в них, обладают пиропы со следующей характеристикой:

Содержание $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , %	Отношение $\frac{\text{MgO}}{\text{CaO}}$
Менее 0,8	Менее 4
2,7-5,5	Более 4
Более 5,5 (до 11).	Различное

Пиропы с приведенной ниже характеристикой

Содержание $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , %	Отношение $\frac{\text{MgO}}{\text{CaO}}$
Менее 0,8	Более 4
0,8-2,7	Различное
2,7-5,5	Менее 4

генетической связи с алмазами, в строгом смысле этого понятия, не имеют и отнесены нами к спутникам второй категории.

Среди пиропов, содержащих до 0,8% окиси хрома при соотношении окиси магния и окиси кальция менее 4, имеются разности, связанные с алмазами уральского типа. Они отличаются более сложным составом и меньшими размерами элементарной ячейки по сравнению с таковыми у близких по химическим свойствам гранатов из экологитов и кимберлитов. Пиропы, содержащие 2,7-5,5% окиси хрома при отношении окиси магния к окиси кальция более 4, а также пиропы, содержащие более 5,5% окиси хрома при различном отношении магния к кальцию, встречаются в включениях в алмазы Якутии и Южной Африки и, судя по одному анализу, – в алмазы Урала. Тесная связь их с алмазами неоспорима.

Как указывали М.А. Гневушев, Г.О. Гомон и А.И. Черненко (1958), содержание хрома отражается на общем цвете пироба. Более хромистые разности имеют фиолетовые, густые красно-фиолетовые тона окраски; малохромистые в основном оранжевые пиропы, занимающие по содержанию хрома промежуточное положение (основная масса пиропов из кимберлитов), – красные; они не имеют генетической связи (в узком смысле этого слова) с алмазами и относятся нами ко второй категории спутников. Не приводя здесь количественного определения цветов пиропов, можно только отметить, что дисперсия света, замеренная на фотоэлектрических приборах, не позволяет с достаточной точностью сопоставить цветовые разности пиропов с их химическим составом. Однако в первом, вполне достаточном для практических целей приближении можно принять, что высокохромистые пиропы, единственно надежные и легко определяемые генетические спутники алмазов Якутии и Южной Африки, отличаются лиловым цветом.

На Тимане в аллювии рек, а также в грубозернистых песчаниках франского яруса верхнего девона найдены пиропы, содержащие 3,9-7,3% окиси хрома; соотношение окиси магния и кальция в них более 4, т.е. это минералы-спутники алмаза первой категории.

Ко второй категории относятся характерные аксессуарные минералы различных кимберлитов (Г.И. Смирнов, 1961; Милашев, 1965): пиропы красного и оранжевого цвета, пикроильменит и хромдиопсид, содержащие до 1,5% окиси хрома. Пиропы и пикроильменит относительно устойчивы и в россыпях встречаются довольно далеко от первоисточника. Хромдиопсид обнаруживается только в непосредственной близости от кимберлитов. Присутствие минералов этой категории в рыхлых толщах свидетельствует о наличии в области сноса кимберлитов, но не указывает на их возможную алмазность. Формации, в породах которых обнаружены спутники данной категории, можно отнести лишь к перспективным с точки зрения алмазности до тех пор, пока в них не будут обнаружены спутники первой категории или алмазы.

На Северном Тимане имеются пиропы с различным содержанием хрома. На Воронежской антеклизе пока обнаружены пиропы только из второй категории спутников.

На Северном Тимане, в бассейне р. Сулы известны находки единичных зерен хромдиопсида, диагностированного С.И. Иофф. Достоверно установленный пикроильменит на Северном Тимане и Воронежской антеклизе пока не известен. По данным В.А. Блинова с соавторами (1963), в туфогенных ильменитоносных песчаниках муллинских слоев среднего девона известно скопление двупреломляющего ильменита, сходного по химическому составу с пикроильменитом кимберлитовых трубок, но отличающегося повышенным содержанием марганца. Характеристики (химический и спектральный анализ) ильменитов и пикроильменита из сравниваемых районов следующие:

Пикроильменит <sup>1</sup> из трубки "Мир", Якутия	Ильменит <sup>2</sup> из песча- ников муллинских слоев Воронежской области	Ильменит <sup>1</sup> из траппов Аламджэк
TiO <sub>2</sub> 41,4 - 48,4	42,3	45,6
FeO 25,2 - 27,0	29,3	9,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 21,9 - 16,7	13,4	42,1
MgO 4,6 - 9,9	4,7	1,6
MnO 0,1 - 0,2	1,2	0,44
Cr 0,1 - 1,0	0,1	
V 0,1 - 0,001	0,1-0,5	
Nb 0,01-0,1	До 0,01	
Co 0,01-0,1	" 0,001	
Y -	" 0,001	

<sup>1</sup> См. Бобривич и др., 1959.

<sup>2</sup> Анализ проведен в лаборатории ВИМС.

Работы В.А. Благулькиной (1971) показывают, что повышенное содержание марганца характерно для гейкилитовых разностей ильменита, а не для пикроильменита. Дальнейшее изучение южноворонежских ильменитов, возможно, позволит выделить среди них типичный пикроильменит. Опробование ильменитоносных горизонтов на алмаз, проведенное нами, не дало положительных результатов.

К третьей категории мы относим циркон и магнезиальный оливин. Разности этих минералов, свойственные кимберлитам, диагностируются только путем кропотливых исследований (Илупин, Козлов, 1970; Ковальский и др., 1970). Комплекс работ по массовому извлечению их из россыпей и диагностике превосходит по трудоемкости комплекс работ по прямому извлечению определяемых количеств алмазов. Поэтому не имеющие для россыпей практической поисковой ценности спутники третьей категории приобретают ее только при детальнейших работах по прослеживанию ближайших ореолов рассеяния кимберлитов.

В четвертую категорию мы включаем минералы, генетическую связь которых с алмазами признают не все исследователи. Эти минералы выделяются в алмазоносных провинциях, где коренные источники их еще не найдены или носят гипотетичный характер.

Ю.В. Шурубор (1965), основываясь на статистической обработке результатов шлихового опробования, предложил считать парагенетическими спутниками алмазов в россыпях западной полосы Урала дистен, ставролит, минералы группы гамлинита (фосфаты, родственные "фава" из бразильских россыпей). По мнению М.Т. Орловой (1951, 1960), гранаты, в которых пироповой молекулы до 30-40%, магния мало, а хром отсутствует, — генетические спутники алмазов уральского типа. Орлова не приводит характеристику выделенных ею гранатов, позволяющую сопоставить их с точно диагностированными включениями в уральские алмазы (Соболев, Гневушев и др., 1971). Оранжевые и желтые гранаты Урала можно относить к первой категории лишь по результатам пересчета их состава на минералы. В противном случае их следует считать только аллювиальными, а не генетическими спутниками.

Не совсем ясно значение муассанита как генетического спутника алмаза. Связь его с алмазами допускают некоторые исследователи (Бобриевич и др., 1959).

Распределение алмазов в толще пород алмазоносных формаций подчинено определенным закономерностям. Наиболее обогащены алмазами базальные члены, значительно меньше — внутрiformационные конгломераты или играющие их роль гравелиты (Прокопчук, 1962). Основная часть алмазов приурочена к приплотиковой зоне в теле каждой россыпи (Мягков, Баталов, 1966). В Венесуэле и Бразилии наибольшие содержания алмазов установлены в участках наименьших мощностей алмазоносного гравийно-галечного горизонта: площади развития галечника мощностью менее 25-30 см считаются наиболее перспективными. Повышение концентрации тяжелых минералов в местах уменьшения мощностей аллювиальных отложений над локальными тектоническими поднятиями связывается с выносом более легких породообразую-

ших минералов (Лунев, 1967). По данным изучения аллювия рек Моторчуны, Молодо и Эбеляха, наибольшие содержания алмазов относятся к отрезкам долин с наименьшей (до 0,5 м) средней мощностью алмазоносных галечников (Прокопчук, Дорганов, 1970). По устному сообщению Б.Н. Соколова, аналогичная закономерность в распределении алмазов выявляется при математической обработке данных, относящихся к уральским россыпям. По-видимому, это общая закономерность.

В поперечном сечении аллювиальных отложений наиболее обогащены алмазами русловые фации, а в последних - стрежневые зоны, головные части кос, верхи перекаатов, обогащенные и другими тяжелыми минералами (Дьяков, Бартошинский, 1961; Леонов, Прокопчук, 1965 и др.).

Грубообломочные породы мощностью 0,1-5 м наблюдаются в аллювии на Тимане. На Воронежской антеклизе они встречаются значительно реже.

При сопоставлении графика изменения содержаний в пробах пиропов и алмазов по р. Моторчуне (Леонов и др., 1966) выявляется поразительное подобие их. В россыпях Урала поведение алмазов в речных отложениях подобно поведению минералов тяжелой фракции вообще. По мнению М.И. Маланьина с соавторами (1961), алмаз в гравитационных аппаратах обогащается аналогично другим тяжелым минералам, т.е. гидрофобные свойства алмаза не проявляются. Все это показывает, что алмаз, как и его генетические спутники, подчиняется общим закономерностям осадочной дифференциации, и при изучении ореолов рассеяния алмазов и его спутников нет оснований отказываться от методов, применяемых при исследовании ореолов рассеяния других химически стойких минералов.

Резкие колебания содержания алмазов и минералов-спутников в различных фаціальных условиях общеизвестны. Так, содержания алмазов в головных и хвостовых частях кос речных отложений в Приленском районе различаются во много сотен раз (Прокопчук, 1967). На Северном Тимане в песчано-галечных отложениях среднего девона содержание тяжелой фракции колеблется от 5г до 250 кг/м<sup>3</sup>. В современных прибрежно-морских отложениях Чешской губы на Северном Тимане, по нашим данным, разница между концентрациями тяжелых минералов в полосах естественных шлихов (аналогов "блек-сенд" Траванкора, по И.И. Малышеву, 1957) и в разубоженных светлых песках не менее разительна - от 800 кг/м<sup>3</sup> у первых до 10 г/м<sup>3</sup> у вторых.

Содержание пиропов на 10 л аллювия из головной части кос в непосредственной близости от трубки "Аэрогеологическая" составляет 200-1500 знаков, в 20 км - 100-200 знаков, а в 65 км оно становится фоновым - 10-15 знаков, или в 100 раз меньше максимального (Леонов и др., 1966).

Приведенные величины свидетельствуют о том, что влияние фаціальных условий осаждения на концентрацию тяжелых минералов, в частности алмаза, значительно больше, чем влияние первоисточника.

Начальные размеры зерен и соотношения удельных весов, а также различная физическая и химическая стойкость минералов обуславлива-

ют изменения процентных соотношений минералов в процессе осадочной дифференциации. Оценка содержания любого минерала не путем пересчета на единицу объема пробы, а по концентрации (выраженной в процентах) данного минерала в тяжелой кластогенной составляющей пробы, в узких пределах классов крупности зерен, независимо от суммарного выхода тяжелой фракции значительно нейтрализует влияние фациальных условий. Это позволяет применять приемы изучения ореолов рассеяния, разработанные особенно детально в практике геохимических поисков (Сафронов, 1936, 1957), к рассеянию каждого минерала, не исключая алмаз и его спутников. Выше указано, что колебания содержаний алмазов, минералов-спутников и тяжелой терригенной составляющей осадков взаимосвязаны. Разумеется, сравнение алмазности отдельных членов формации по их пиропонности, или содержанию тяжелой фракции, даст тем более точные результаты, чем ближе эти члены по таксономическому рангу внутри одной и той же формации. Аналогичные сравнения между членами различных формаций не имеют под собой почвы. После выделения алмазонасной формации, уже внутри площади распространения ее базальных членов, оконтуривание количественными пробами "пирометрических" аномалий, аналогично металлометрическим съемкам при геохимических работах, поможет найти источник материала. Им может быть эпозонный срез более древнего промежуточного коллектора или первичный выход на погребенную поверхность коренного источника алмазов — кимберлита.

Шлихметрическими работами на Северном Тимане выявлено, что фоновое содержание пиропов в аллювии рек для всего региона ориентировочно можно принять равным 10 зернам на 1 кг тяжелой фракции.

При поисках большую роль играют не только количественные, но и качественные изменения содержаний минералов. Последние на расстояниях от трубок до 40 км оказываются достаточно показательными. Изменяется средний вес кристаллов, их изношенность, соотношение минеральных разновидностей (Прокопчук и др., 1965; Плотникова, 1971). По результатам изучения этих данных можно судить о перспективных направлениях поисков. Так, наиболее благоприятны районы с относительно повышенной ролью пиропов среди остальных тяжелых минералов терригенных отложений, где встречаются наиболее крупные фиолетовые пиропы и пр. В кимберлитах обычно преобладают пиропы второй категории спутников. В то же время оранжевые пиропы легче растрескиваются, поэтому наличие крупных оранжевых пиропов в ореолах повышенных содержаний фиолетовых — весьма благоприятный признак при поисках источников алмазов.

### ХАРАКТЕРИСТИКА АЛМАЗОНОСНЫХ ТОЛЩ

С известной долей условности, объясняемой недостаточной разработкой понятия "продуктивные формации", мы считаем возможным отнести алмазонасные россыпи Тимана и Воронежской антеклизы к единой неоднократно описанной и хорошо известной по составу и происхождению формации коры выветривания. Последняя признается как фор-

мация не всеми, однако она представляет, по крайней мере на первых порах исследования некоторых полезных ископаемых (бокситы, алмазы), определенные удобства, если в ней выделить субформации, с которыми непосредственно связан тот или иной вид полезного ископаемого.

Здесь выделяются пять типичных алмазонасных или потенциально алмазонасных субформаций очень сходного литологического характера. Состав их преимущественно грубообломочный с большей или меньшей примесью глинистого каолинового вещества; наиболее распространен терригенный материал, и лишь на Тимане имеются алмазонасные формации, сложенные в значительной части продуктами вулканического происхождения.

Кварц-конгломератовая прибрежно-морская алмазонасная субформация наблюдалась авторами только на Тимане в составе песков, песчаников, гравелитов и конгломератов прибрежно-морского и континентального происхождения.

Потенциально алмазонасные песчаники, гравелиты и конгломераты описываемой субформации среднего девона встречены в бассейне верховьев Волонги, на Волонго-Белорецком междуречье до бассейна р. Великой. В прошлые времена они покрывали большую территорию сплошным чехлом мощностью до 300 м. Отложения этой формации составляют часть "формации перестроженной каолиновой коры выветривания пород нижнего и среднего девона" (Кочетков, 1965). Распределение в них тяжелой фракции свидетельствует о наличии условий для накопления выдержанных богатых тяжелыми минералами слоев и линз в зонах пляжей, кос и пр. В коренном залегании в них обнаружены пиропы (Апенко и др., 1960). Красноцветы в нижней части формации, олигомиктовый состав конгломератов и песков, а также резкое преобладание устойчивых минералов в тяжелой фракции дают основание утверждать, что при образовании девонских пород подвергался размыву морем и временными потоками в области сноса глубоко выветрелый материал.

На содержание алмазов должны быть опробованы прежде всего породы, наиболее богатые тяжелой фракцией, в частности конгломераты бассейнов рек Великой и Волонги, обогащенные ставролитом и несущие пиропы (к сожалению, пока найдены только низкохромистые). К этой же субформации мы относим отложения средне-верхнечетвертичных морей - роговского и почти совпадающего с ним по распространению казанцевского. Прибрежные зоны указанных морей оконтуривали центральную часть Северного Тимана со всех сторон. Породы среднего и верхнего девона в настоящее время выходят под современные отложения в основном там, где была область размыва в роговское время. Грубозернистые, плохо сортированные отложения прибрежных зон указанных морей в настоящее время слагают вторую, третью и четвертую террасы главных долин тиманских рек. Опробованием установлено присутствие в этих отложениях пиропов, содержащих до 6,5% окиси хрома при отношении  $MgO/CaO=2,1$  (кноррингита 4%). По совокупности имеющихся данных эти отложения можно отнести к алмазонасным.

В современных отложениях кварц-конгломератовой субформации восточного побережья Чешской губы Баренцева моря известны находки

высокохромистых пиропов на мысе Румяничном и десятикратное (100 знаков на 1 кг тяжелой фракции) превышение содержания на мысе Бармин мелких фиолетовых пиропов над их фоновым содержанием. В контурах этой пиропометрической аномалии работами Лаборатории осадочных полезных ископаемых и Центральной Архангельской геолого-разведочной экспедиции обнаружены три зерна алмаза. Максимальный размер обломка криногранника (по определению М.А. Гневушева) 0,49 × 0,56 мм. Проведенные работы позволяют считать, что породы описываемой субформации простираются и на восточный берег полуострова Канина, где также найдены пиропы, пока не испытанные на содержание хрома.

Кварц-конгломератовая субформация современных морских песков и гальки на мысе Бармин распространена вдоль берегов, сложенных в основном древними кристаллическими сланцами. Остатки отложений палеозоя вблизи отсутствуют, но известны за десятки километров от берега. Локальность аномалии на мысе Бармин и контрастные превышения содержаний подтверждают наличие близких поставщиков. Поэтому, несмотря на небольшую крупность зерен пироба и алмаза, а также отсутствие магнитометрических аномалий в районе, территория, прилегающая к мысу Бармина, несомненно должна быть изучена в ближайшее время.

Кварц-конгломератовая континентальная алмазоносная субформация установлена в современных аллювиальных отложениях рек Великой, Волонги и Веселой. В них обнаружены шесть алмазов (максимальный вес одного из них 18,1 мг) и высокохромистые пиропы из первой группы спутников.

Формация возникла в основном в результате переотложения более древних терригенных образований, частично путем размыва кристаллических пород фундамента. Из-за недостаточной изученности четвертичных морских отложений роль их в качестве первоисточников отложенного материала осталась невыясненной, и условно основным поставщиком тяжелых минералов в аллювий приходится считать ледниковые и послеледниковые отложения (Апенко и др., 1960). По нашим данным, решающий фактор качественного состава аллювия — перемыв более древних четвертичных морских и водно-ледниковых осадков, останцы которых в виде древних скульптурных террас сохранились в основном южнее широты Волонги.

Современные аллювиальные отложения Тимана могут представлять интерес как алмазоносные по следующим соображениям. Прежде всего не исключена возможность непосредственного размыва коллекторов современными речками. Однако невысокие содержания спутников алмаза в аллювии свидетельствуют о малой вероятности обнажения кимберлитов на современной поверхности. Поэтому более интересны аллювиальные отложения в зонах перемыва современными реками прибрежно-морских четвертичных и более древних алмазоносных отложений. В процессе такого перемыва могли образоваться промышленные россыпи алмазов. По ореолам рассеяния пиропов и алмазов в современных аллювиальных отложениях проводятся первые стадии пиропометрических ра-

бот с целью выяснения перспектив алмазоносности всех других, более древних пород.

Кварц-песчаная субформация морских и прибрежно-морских отложений по составу близка к кварц-конгломератовой и прослеживается по всему центру Русской платформы. Литологический характер слагающих ее осадков весьма однообразен: мелкозернистые, в основном кварцевые пески. Не исключена возможность образования этих отложений и в условиях интенсивных донных течений (Гурвич, Болотов, 1968). Материал в этом случае мог быть принесен изда-лека, и связь с корой выветривания можно только предполагать.

В сеноманских прибрежно-морских мелкозернистых титаноносных отложениях данной субформации, развитой на северо-восточном склоне Воронежской антеклизы, в Тамбовской области найдены 12 мелких алмазов (Кашкаров, Полканов, 1970). По исследованиям В.И. Фоминского, в области сноса в момент образования указанных отложений были развиты аллювиальные фации апта, среди которых имеются гру-бозернистые русловые отложения, а также песчаники среднего девона. По устному сообщению Н.В. Введенской и Н.Н. Иконникова, в аптских песках у с. Волче Липецкой области работниками Института минераль-ных ресурсов обнаружен 241 кристалл алмаза размерами до 0,35 мм.

Возможно, последующими исследованиями будет выявлена целесооб-разность расчленения этой субформации на аптскую и альб-сеноман-скую, разделенные стратиграфическим несогласием и размывом неко-торой части аптских толщ. Однако сходная литология (кварцевые и кварц-глауконитовые пески различной зернистости), выдерживаемая на большие расстояния, и трудность прослеживания размыва осложняют это расчленение с должной обоснованностью. Можно предполагать, что наиболее перспективны на алмаз русловые фации апта, где допустимо образование аллювиальных россыпей.

Мелкие алмазы могли накапливаться в промышленных количествах и в титаноносных пляжевых песках (Гурвич, Болотов, 1968). Пля-жевые пески — не единственный возможный тип концентраций минерал-ов тяжелой фракции, в том числе и алмазов. Мощные донные и при-ливные течения размывали консидементационные поднятия дна моря, сложенные аптскими рыхлыми песками, и добавляли к осадкам ма-териал, сносимый с берегов. Так формировались россыпи, напоми-нающие пляжевые, вдалеке от берегов и от галечных баров, столь свойственных песчаным пляжам. Регрессии моря, опускающая зону актив-ного движения воды, приводили к размыву поднятий. Такой генезис нам представляется как весьма возможный для сеноманских комплекс-ных титан-алмазоносных россыпей северо-восточной окраины Воронеж-ской антеклизы.

Кварц-песчаная алмазоносная субформация развита также на севе-ро-западном склоне Воронежской антеклизы. Это прибрежно-морские песчаники и гравелиты палеогена Брянско-Ярославского прогиба (уст-ное сообщение Н.В. Введенской), в которых обнаружены девять мел-ких кристаллов алмаза.

Таким образом, отложения палеогена Воронежской антеклизы образуют алмазонасную формацию, грубозернистые члены которой необходимо опробовать.

Одно зерно алмаза найдено в современном аллювии, верховьев р. Миус в Ростовской области, в полосе развития грубозернистых отложений палеогена и неогена кварц-песчаной субформации (Желдаков, Ефанова, 1967). По-видимому, современный аллювий других рек также может содержать мелкие алмазы, что подтверждается исследованиями на Украине.

Кварц-каолиновая конгломератовая прибрежно-морская субформация прослеживается на территории Воронежской антеклизы. Состав ее песчано-каолиновый с обильным включением кварцевой гальки и переменным количеством каолина. Возраст субформации установлен с некоторой долей условности, так как она вскрыта только скважинами, и фауна в них не встречена. Таковы базальные конгломераты и галечники юго-западного склона антеклизы, налегающие на выветрелые породы докембрия и принадлежащие, по Д.Н. Утехину с соавторами (1972), к мамонской толще верхнего девона - нижнего карбона. Далее к юго-востоку мамонская толща местами ложится на муллинские и ардаатовские слои живецкого яруса среднего девона.

В маломощных базальных гравелитах, вскрытых скв. 360 профиля Репьевка-Слоновка и скв. 310 в районе д. Петровки, нами обнаружены гранаты, содержащие 45-47% пироба, 43-45% альмандина и 10% grossularовой молекулы<sup>1</sup>. Эти гранаты по составу близки к гранатам из включений в уральских алмазах. В районе Погромецкого железорудного месторождения в нескольких километрах к северо-западу от скв. 360 в мономинеральной фракции ильменита, выделенной из пробы базальных песков нижнего карбона в кровле месторождения, спектральным анализом установлено повышенное содержание магния и хрома, что может объясняться возможной примесью в анализируемой фракции пикроильменита. Положение карбоновых песков и гравелитов в основании осадочного чехла, непосредственно на выветрелых породах докембрия сближает их с породами мамонской толщи, а возможное присутствие в них пикроильменита косвенно позволяет предполагать наличие размываемых кимберлитов.

В зоне сочленения Воронежской антеклизы с Днепровско-Донецкой впадиной и Рязано-Саратовским прогибом проходит серия глубинных разломов, к которым приурочены ультрабазиты. На юго-западном склоне антеклизы, в районе Чернянки, известны карбонатиты (Голивкин, 1964), а на южном склоне, у пос. Русская Журавка, - ультраосновная эруптивная брекчия (Ружицкий и др., 1965). Эти данные позволяют утверждать, что периферия Воронежской антеклизы перспективна для поисков кимберлитов (Гоньшакова и др., 1967).

<sup>1</sup> Определено по диаграмме Винчелла на основании показателей преломления и размеров элементарной ячейки.

С учетом изложенного о кварц-каолиновой конгломератовой субформации все грубозернистые палеозойские толщи на Воронежской антеклизе должны исследоваться на содержание в них возможных продуктов разрушения кимберлитов.

На южном погружении Воронежской антеклизы мамонская толща составляет существенную часть осадочного чехла. На алмазы она не опробована. Однако следует отметить, что к северу от с. Мамон толща с размывом перекрывается альб-сенманскими песками. Еще севернее, в Тамбовской области, эти пески алмазоносны, что служит дополнительным косвенным подтверждением возможной алмазоносности мамонской толщи.

Кварц-вулканомиктовая конгломератовая алмазоносная субформация образовалась в франский век позднего девона в результате размыва материала коры выветривания, переотложенного в промежуток времени между излияниями траппов. Остатки перекрытой песчаниками франского яруса коры выветривания, развитой по базальтам, известны на р. Белой, ниже устья р. Кумушки и на р. Светлой, где кора выветривания образовалась по одиннадцатому потоку базальта и перекрыта двенадцатым потоком (Чернов, 1961; Кочетков, Хлыбов, 1968).

По стратиграфическому разрезу рассматриваемая субформация соответствует кумушкинской и безмошицкой свитам (Коссовой, Обручев, 1962), литологически представленным песчаниками, алевро-песчаниками, аргиллитизированными глинами, очень редко - внутрiformационными конгломератами. Примесь туфового материала отмечается не везде. Кумушкинская свита включает четыре покрова базальтов, среди которых А.А. Чернов (1961) выделяет до 12 потоков. Вероятно, безмошицкая свита - стратиграфический аналог кумушкинской и отличается от нее отсутствием базальтов. Наибольшее значение для изучения алмазоносности имеют упоминавшиеся выше конгломераты субформации.

Внутри эффузивно-осадочной кумушкинской свиты франского яруса указанным корам выветривания соответствует горизонт конгломератов с кварцевой галькой и галькой базальта с песчаным и туфопесчаным цементом, изредка с остатками флоры. По простирацию конгломераты переходят в туфопесчаники, в которых на р. Волонге и Малой Черной нами найден высокохромистый пироп из первой категории спутников, что дает основание считать выделяемую субформацию алмазоносной.

Образование субформации происходило в прибрежных условиях, в районе островов и берегов, покрытых корой выветривания и размываемых короткими мощными водотоками, впадающими в мелкие заросшие лагуны.

Описываемая субформация распространена в виде эрозионных останцев на северо-востоке и востоке Северного Тимана, на широте верховьев Верхней Каменки переходит в пределы осевой части Тиманского поднятия, и еще далее, по южной окраине Северного Тимана, - на его юго-западную часть.

Породы субформации размывались и в дочетвертичное время, но особенно сильно — четвертичными морскими трансгрессиями, а после отступления моря — быстрыми течениями современных рек. Франские осадки обогащали современный аллювий свойственными им тяжелыми минералами.

## ВЫВОДЫ

1. Широкое развитие алмазоносных формаций на территории Северного Тимана и Воронежской антеклизы свидетельствует против дальней транспортировки алмазов.

2. Находки высокохромистых пиропов на Северном Тимане дают основание определять первоисточники алмазов как кимберлиты, по времени допозднедевонские. Наличие пиропов из второй категории спутников алмазов в среднедевонских отложениях указывает на существование в области сноса материала досреднедевонских кимберлитов, алмазоносность которых неясна.

3. Локальные пиропометрические аномалии на Северном Тимане, находки крупных трещиноватых пиропов подтверждают предположение о местном, Тиманском местонахождении кимберлитов.

4. Приуроченность алмазов на Воронежской антеклизе к формации, в которой преобладает песчаная размерность и весьма вероятен дальний перенос с многократным переотложением, весьма широкое площадное развитие алмазоносных формаций позволяют допускать, что первоисточник алмазов расположен за пределами Воронежской антеклизы, однако находка наряду с этим пиропов в базальных слоях верхнего девона на южных склонах антеклизы дает возможность полагать, что кимберлиты (возможно, не алмазоносные) могли выходить на довершнедевонскую поверхность где-то в южной части Курской магнитной аномалии.

5. Оба рассмотренных региона перспективны для поисков россыпных месторождений алмазов.

## ФОСФОРИТОНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ

Формационный анализ фосфоритоносных отложений мира и закономерностей их распространения впервые разработал Н.С. Шатский (1955). Понятие "фосфоритоносная формация", данное им в этой работе, мы полностью принимаем. Основное свойство формации, по характеристике Н.С. Шатского, — строго закономерное распределение комплексов горных пород в земной коре в зависимости от ее геологического строения и развития.

Принимая подразделение осадочных формаций Н.С. Шатского (1955), Л.А. Русинова (1959) и Н.А. Красильниковой (1959, 1971 и др.) на три большие тектонические группы: 1) платформенные, 2) краевые, или передовые, 3) геосинклинальные, мы, основываясь на новом фактическом материале по фосфоритоносным отложениям СССР, предлагаем более подробную классификацию фосфоритоносных формаций с подразделением их на подгруппы и литолого-генетические типы (табл. 7). Характеристику формаций приводим в порядке перечисления их в этой таблице.

### ПЛАТФОРМЕННЫЕ ФОСФОРИТОНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ

Среди платформенных фосфоритоносных формаций развиты фосфоритоносные месторождения преимущественно конкреционного типа. Известны также органогенные фосфоритовые руды, например брахиоподовые пески ордовика. Конкреционные фосфориты по возрасту в основном мезозойские, сосредоточены на Русской платформе и в прилегающих районах Северо-Западного Казахстана. По разведанным запасам они занимают первое место в Союзе. Ракушечниковые фосфориты, по возрасту ордовикские, известны в Прибалтике, в Сибири; в промышленном отношении занимают второе место после конкреционных.

Платформенные фосфоритоносные формации мы разделяем на глауконитовые и формацию коры выветривания.

### Глауконитовые формации

Мезозойские фосфоритоносные отложения Русской платформы выделены Н.С. Шатским (1955) в глауконитовую формационную группу, включающую три типа формаций: терригенно-глауконитовую, глауконит-меловую и глауконит-опоковую. В настоящей классификации глаукони-

товая формационная группа Н.С. Шатского отнесена к глауконитовой подгруппе (табл. 7) и выделен четвертый, органогенно-терригенный тип формации ордовикских ракушечниковых фосфоритов Русской и Сибирской платформ. В песчаных отложениях формации четвертого типа содержатся первично-фосфатные створки беззамковых брахиопод, скопления которых образуют местами промышленные месторождения фосфоритных руд.

Месторождения конкреционных фосфоритов первых трех типов глауконитовых фосфоритоносных формаций по общим чертам литологии и строения разреза фосфоритоносных отложений сходны между собой в разных районах Русской платформы. Наличие пород переходного состава не позволяет провести резкую границу между ними. Каждый тип формаций характеризуется особой породой кровли фосфоритоносной толщи. В кровле фосфоритоносной толщи терригенно-глауконитового типа залегают глауконитовые пески; в толще глауконит-мелового типа - мел и мергели, постепенно переходящие в фосфоритоносные глауконитовые пески; в толще глауконит-опокового типа - опоки, являющиеся в то же время цементом фосфоритовых конкреций для некоторых слоев.

Терригенно-глауконитовая формация широко развита в юрско-меловых отложениях Русской платформы. Примером являются фосфоритовые месторождения Егорьевское в Московской области, Вятско-Камское в Кировской области, Марусинское в Тамбовской области, месторождения Среднего Поволжья, Актюбинское в Актюбинской области.

В Егорьевском месторождении повышенной фосфоритоносностью характеризуется волжский ярус верхней юры, подразделенный на шесть зон. В основании почти каждой зоны - галька фосфоритовых конкреций, переотложенных из подстилающих пород. На породах волжского яруса залегают железистооолитовые алевриты и пески берриасского подъяруса нижнего мела с желваками фосфоритов и фосфоритовой плитой. На различных зонах волжского яруса и породах берриасса трансгрессивно лежат пески валанжинского яруса нижнего мела. Содержание  $P_2O_5$  в фосфоритах волжского яруса 14-26%, берриасского 8-17%.

В месторождениях Актюбинской области фосфоритоносные отложения раннекампанского возраста представлены алевритами, песчаными мергелями, известковыми глинами и песками. В этих породах содержатся конкреции фосфоритов, сросшихся местами в плитообразный слой. В основании разреза залегает фосфоритовый галечник. Соотношения окатанных и неокатанных конкреций фосфоритов и сплошного фосфоритового слоя изменчивы. Мощность продуктивных слоев месторождений Актюбинской группы изменяется симметрично относительно центральной оси фосфоритоносного бассейна, возрастая к его центру от 0,3 до 1,5-2 м. В конкреционно-плитном слое среднее содержание  $P_2O_5$  6-14%, в галечном слое 3-10%.

На востоке Русской платформы многочисленные месторождения конкреционных фосфоритов рассматриваемой формации распространены на огромной территории - от верховьев Камы до Общего Сырта, северного склона Прикаспийской впадины. Наибольшее количество их относится к волжскому, валанжинскому, альбскому, сантонскому ярусам; самые крупные: Вятско-Камское, Кашпирское, Орловское, Надеждинское,

Таблица 7  
Классификация основных типов

Группа формаций	Подгруппы формаций	Тип формации	Характеристика	
			Фосфориты	
			текстура; структура	состав
1	2	3	4	5
Платформенные	Глауконитовые	Терригенно- глауконито- вая	Конкреционная; псаммитовая, алевролитовая, пелитовая	Глауконит-кварцевый
		Глауконит- меловая	То же	Кальцит-кварцевый с глауконитом
		Глауконит- опоковая	Конкреционная; псаммитовая, алевролитовая	Глауконит-кварцевый
		Органогенно- терригенная	Ракушечниковая; кристаллическая, скрытокристалли- ческая Карстовая; глы- бовая, брекчиевая, псаммитовая, пе- литовая	Фосфат-органогенный
	Коры вывет- ривания	-	Кремнистый, карбо- натно-алюмо-кремнис- тый	
Краевых прогибов	Хемогенно- терриген- ные	Карбонат- (известняко- во)-терри- генная	Конкреционная; зернистая	Алюмо-кремнисто- карбонатный
		Терригенно- флишевая	Слоистая; псамми- товая, алевролитовая, пелитовая	Алюмо-кварцевый
		Кремнисто- терригенно- карбонатная	Слоистая, оолито- вая, псаммитовая	Карбонатно-кремнис- тый, кварц-карбонат- ный
		Кремнисто- терригенная	То же	То же
	Коры вывет- ривания	-	Карстовая; глы- бовая, брекчиевая, псаммитовая, пе- литовая	Карбонатно-кремнистый, алюмо-карбонатный

фосфоритоносных формаций

формаций	Геотектоническое положение	Основные районы развития формации; возраст	
			Вмещающие породы
			состав
6	7	8	
Глауконитовые пески, алевериты	Склоны платфор- менных синеклиз	Московская, Кировская области; юра, мел; Тамбовская, Актюбин- ская и другие области; мел	
Мел, глауконитовые пески, алевериты		Брянская, Калужская, Воронеж- ская, Курская, Винницкая, Чер- новицкая, Станиславская и дру- гие области; мел	
Опоки, глауконитовые пески, алевериты		Центральные области Русской платформы (Смоленская, Орлов- ская и другие области), По- волжье, Северная часть Донбас- са; мел	
Пески алевериты		Ленинградская область, Эстония, Красноярский край, Иркутская область; ордовик	
Мел, мергель, опоки, пески	Русская и Сибир- ская платформы	Бассейн рек Волги, Хопра, Сей- ма, Десны; мел - четвертичный	
Известняки, долами- ты, песчаники, алев- ролиты, глины	Внешний склон краевого проги- ба	Фергана, Таджикистан; палеоген	
Песчаники, алевро- литы, аргиллиты	Унаследованный передовой прогиб	Ийско-Туманшетское Присаянье; рифей	
Доломиты, песчаники, алевролиты			
То же			
Карбонаты, песчани- ки, алевролиты	-	Южный Урал; пермь	

Таблица 7 (продолжение)

1	2	3	4	5
Геосинклинальные	Хемогенные	Карбонатная	Пластовая; псаммитовая, пелитовая	Карбонатный
		Кремнисто-карбонатная	То же	Карбонатно-кремнистый, карбонатный
		Глинисто-кремнисто-карбонатная	"	Кремнисто-карбонатный, карбонатно-слюдисто-кремнистый
	Хемогенно-терригенные	Карбонатно-кремнисто-терригенная	Пластовая, конcretionная; пелитовая, псаммитовая	Кремнистый, карбонатно-кремнистый, карбонатный
		Карбонатно-терригенная	То же	Карбонатный, алюмо-карбонатный
		Терригенно-карбонатная	"	Кварц-карбонатный, карбонатный
		Терригенно-сланцевая	"	Алюмо-кремнистый
	Вулканогенно-осадочные	Карбонатно-кремнистая	Пластовая, конcretionная; брекчиевая псаммитовая, пелитовая	Карбонатный, кремнисто-карбонатный, кремнистый, эффузивно-кремнистый
		Терригенно-карбонатно-кремнистая	То же	Органогенно-кремнистый, глинисто-кремнистый, туффито-глинистый
		Кремнисто-сланцевая	Пластовая, конcretionная; псаммитовая, пелитовая	Алюмо-кремнистый
Осадочно-метаморфические	Гнейсово-карбонатная	То же	Кварц-диопсидовый, кварц-карбонатно-диопсидовый, карбонатный	
	Карбонатная	"		
Коры выветривания	-	Натечная, метасоматическая; брекчиевая, псаммитовая, пелитовая	Алюмо-карбонатный, карбонатный, кремнистый	

3, 5, 6 и 7-я группы формаций соответствуют вулканогенно-кремнистой и терригенно-карбонатной группам формаций и формации отдаленного кремнистого типа Н.С. Шатского (1955), 4-я формация - коры выветривания.

6	7	8
Доломиты, известняки	Внутренние и внешние зоны геосинклиналей, консолидированные внутригеосинклинальные массивы, поднятия	Горная Шория, Восточный Саян, Южное Прибайкалье; кембрий, рифей
Доломиты, кремнистые сланцы		Каратау, Юго-Восточный Саян, Алтае-Саянская область, Батеневский кряж, Западный Урал; кембрий
Доломиты, известняки, слюдястые сланцы		Восточная часть Кузнецкого Алатау, Сангилен; кембрий
Глинистые сланцы, доломиты, известняки, песчаники, алевролиты	Внутренние и внешние зоны геосинклиналей	Горная Шория, Бурятия, Северный и Южный Урал, Узбекистан, Армения; рифей
Глинистые сланцы, известково-глинистые алевролиты		Колывань-Томская зона, Горный Алтай, Минусинская котловина, Западное Прибайкалье, Южный Урал; силур, девон, карбон
Известняки, глинистые сланцы, алевролиты; песчаники		Южный Урал; карбон; Витимское плоскогорье; силур
Глинистые слюдястые сланцы, алевролиты, песчаники		Енисейский кряж, Казахстан (Байконур); рифей
Биогенные известняки, кремнистые сланцы, фтаниты, порфириды, яшмы, туфы	Внутренние зоны геосинклиналей	Северный Казахстан; ордовик; Западный Саян; кембрий; Дальний Восток (Удско-Шантарский район); кембрий; Кавказ; мел
Известняковые туфы, вулканокластические породы, известняки, туфогенные алевролиты, песчаники, аргиллиты		Кавказ; мел; Сахалин; миоцен
Туффиты		Крокинское и Сакмарское поднятия; карбон, пермь; Белорецко-Залаирский синклиниорий; рифей
Мраморы, гнейсы, кристаллические сланцы, мраморизованные известняки	Внутренние и внешние зоны геосинклиналей	Юго-Западное Прибайкалье, Восточный Саян; протерозой; Приморье; рифей-кембрий
Карбонатно-кремнистые, карбонатные, железистые	Карстовые образования среди карбонатных и терригенно-кремнисто-карбонатных отложений	Урал; пермь-четвертичный; Казахстан, Восточный Саян, Батеневский кряж, Горная Шория; кембрий - четвертичный

Вурнарское, Рыбкинское. В литологическом составе и строении фосфоритоносных разрезов месторождений этой территории много общего: 1) алеврит-песчаный глауконит-кварцевый состав пород; 2) приуроченность наибольших скоплений конкреций фосфоритов к перемылкам, т.е. к зонам размыва и медленного накопления терригенного материала (сокращенный разрез); 3) присутствие галечных слоев фосфоритов главным образом на границах стратиграфических подразделений и в межзональных размывах. Продуктивная толща месторождений состоит из одного-двух, иногда большего числа сближенных конкреций, разделенных слоями песков без фосфоритов или с рассеянными их конкрециями. Мощность фосфоритовых слоев колеблется в пределах 1 м.

Вятско-Камское месторождение фосфоритов - одно из самых крупных в рассматриваемой формации на Русской платформе. Продуктивную толщу валанжинского возраста слагает глауконитовый песок, содержащий конкреции фосфоритов, местами сросшихся в плиту. Мощность продуктивной толщи 0,2-2 м и более. В разрезе соотношение песка, конкреций и плиты меняется. Фосфоритоносная толща залегает на размывтой поверхности алевритовых глин верхней юры, перекрывается глауконитовыми глинистыми песками готеривского яруса нижнего мела. В руде среднее содержание  $P_2O_5$  по разным участкам 10-14%.

В Волго-Эмбенском и Мангышлакском районах, в Северном и Восточном Приаралье, в Тургайском прогибе и на южной окраине Западно-Сибирской низменности рассматриваемая формация сложена фосфоритоносными кварц-глауконитовыми песками палеогена, распространенными на огромной территории. В фосфоритоносных отложениях западной и северной частей Казахстана два фосфоритоносных слоя: нижний, базальный, состоит из окатанных конкреций фосфоритов, верхний - из песчаных конкреций фосфоритов без признаков переотложения. Они разделены кварц-глауконитовыми песками разной мощности. Перспективны районы Восточного Приаралья и юго-восточной части Тургайского прогиба.

Глауконит-меловая формация включает многочисленные меловые, в основном альбские, сеноманские, сантонские фосфоритовые месторождения центральной части Русской платформы: Брянское в Брянской области, Сожское в Смоленской области, Слободско-Которецкое в Калужской области, Дмитров-Орловское в Орловской области, многочисленные месторождения в Воронежской и Тамбовской областях, Курско-Щигровская группа месторождений, Незвиское и Городенковское месторождения в бассейне р. Днестра. Мелкие месторождения широко распространены по бортам Днепровско-Донецкой, Московской, Ульяновско-Саратовской, Прикаспийской и Причерноморской впадин того же возраста.

На западе Русской платформы, в районе Приднестровья продуктивные слои месторождений фосфоритов в отложениях сеномана образуют два горизонта. Нижний слой мощностью 1,2 м наиболее обогащен фосфоритовыми конкрециями, залегает в верхней части толщи глауконитовых песков. Верхний слой конкреций фосфоритов 0,2-0,3 м находится в песчаном известняке, являющемся и цементом конкреций. Перекрываются фосфоритоносные отложения мелом и известняками.

В центральных областях Русской платформы известно несколько фосфоритовых месторождений в отложениях сантона в Тамбовской и Пензенской областях. Фосфоритовые конкреции залегают в глауконитовых песках несколькими слоями (0,3–3,8 м). Максимальная концентрация фосфоритов приурочена, как и в подавляющем большинстве месторождений конкреционных фосфоритов, к зонам минимального накопления терригенных отложений. Схематический разрез фосфоритоносных отложений рассматриваемой формации представляется в следующем виде. В основании залегают валунно-галечный слой конкреций фосфоритов – первый фосфоритовый слой (0,05–0,1 м), с конкрециями нижележащих альбских и сеноманских отложений без признаков перерождения. Над ним лежат глауконитовые пески с рассеянными конкрециями фосфоритов и двумя-тремя слоями сближенных фосфоритовых конкреций – второй и третий фосфоритовые слои. Верхний плитный фосфоритовый слой перекрывается глауконитовым песком с рассеянными конкрециями фосфоритов. Кверху в песке увеличивается содержание мела, и он постепенно переходит в песчаный мел и выше – в чистый мел турона. Общая мощность фосфоритовых слоев 0,2–0,5 м; мощность разделяющих фосфоритовые слои пустых “межпластовых” песков меняется в более широком диапазоне – в пределах 1–2 м, реже 5–8 м. Среднее содержание  $P_2O_5$  в фосфоритовой руде 9–10%.

Глауконит-опокковая формация наименее распространена среди формаций глауконитовой подгруппы. Формация известна в центральных частях Русской платформы в Смоленской, Орловской и других областях, в Поволжье и в Северном Донбассе. В Смоленской и Орловской областях формация представлена турон-сантонскими глауконитовыми песками, переходящими вверх в глауконитовые опоки. В Поволжье фосфоритовые месторождения рассматриваемой формации развиты в палеогене, а на северной окраине Донбасса – в олигоцене.

Общая характерная черта глауконит-опокковой формации – наличие в отложениях фосфоритоносных опок, являющихся цементом фосфоритовых конкреций.

Органогенно-терригенная формация известна в отложениях ордовика, развитых на северо-западной окраине Русской платформы в Эстонии и Ленинградской области, на западе Сибирской платформы в Красноярском крае, в Иркутской области, в бассейнах рек Курейка и Подкаменная Тунгуска и к югу от Ангары в бассейне рек Чуна и Бирюса.

На северо-западе Русской платформы рассматриваемая формация развита в пакерортском горизонте нижнего ордовика. Фосфоритоносные пески с первично фосфатными створками беззамковых брахиопод, в том числе оболид (оболовые пески). Скопления фосфатных створок образуют промышленные месторождения фосфоритовой руды высокого качества ( $P_2O_5$  до 27%).

Наиболее крупные промышленные месторождения рассматриваемого типа формации – Маарду и Тоолсе в Эстонии и Кингисепское в Ленинградской области. Фосфатоносные пески пакерортского горизонта перекрываются на большей части территории Прибалтийского бассейна

диктионемовыми сланцами, на которых залегают слабофосфатоносные глауконитовые пески (глаукониты). Створки беззамковых брахиопод содержат около 36%  $P_2O_5$ , в фосфоритовой руде  $P_2O_5$  обычно 4–6%. Фосфатные створки распределены в песке неравномерно: в западных разрезах в Эстонии ими наиболее обогащена нижняя часть разреза, в Ленинградской области – верхняя его часть. Общая мощность продуктивной толщи 3–4 м.

На Сибирской платформе к рассматриваемой формации мы относим среднеордовикские фосфоритоносные отложения, сходные с фосфатоносными отложениями Прибалтики (например, Катангский фосфоритоносный бассейн с Гурьевским месторождением и Ангаро-Илимский фосфоритоносный бассейн). В отличие от прибалтийских месторождений, в разрезах которых оболочные пески не содержат значительного количества зерен фосфорита, фосфатоносные отложения ордовика Сибири обогащены фосфоритовыми зернами, составляющими главную массу фосфоритового слоя, в то время как фосфатные створки играют второстепенную роль. Фосфоритоносные отложения Гурьевского месторождения состоят из чередующихся слоев песка, алевроита, аргиллита, содержащих фосфоритовые конкреции различной величины и остатки фосфатных створок беззамковых брахиопод (Красильникова, 1959). Нижний, продуктивный слой (мощность 0,6–3 м, в среднем 2 м) сложен главным образом кварц-фосфоритовым песчаником с глауконитом, цементом которого является кальцит или железисто-глинистый материал. Фосфоритовый песчаник залегают на фосфоритовом конгломерате (0,1–0,2 м), состоящем из окатанных конкреций фосфоритов и известково-песчаного цемента; среднее содержание  $P_2O_5$  7%. Верхний фосфоритовый горизонт сложен окатанными конкрециями, сцементированными песчаником или аргиллитом; среднее содержание  $P_2O_5$  7–8%.

### **Формация коры выветривания платформи**

Эта погруппа формаций известна в бассейнах рек Волги, Хопра, Сейма, Подкаменной Тунгуски, Ангары, Илима и др. Рассмотрим слабогающие ее отложения на примере Русской платформы.

На Русской платформе фосфоритоносная формация коры выветривания широко развита на границе мела и палеогена. Здесь, в верхней части разреза и на поверхности карбонатных пород верхнего мела фосфоритоносные отложения коры выветривания известны в литературе как пластовый фосфорит хоперского горизонта. Почти везде они перекрываются песчаными породами палеогена. Фосфоритоносные отложения хоперского горизонта большинство исследователей относили к морским (Зонов, Петракович, 1934; Зонов, 1941; Курман, 1941; Бушинский, 1954а; Шатский, 1955; Гиммельфарб, 1965 и др.). По мнению А.А. Дубянского (1937), это – континентальные образования коры выветривания. Наши исследования (Горбунова и др., 1967), работы Ю.Н. Занина (1969) и других геологов дают основание определить отложения данного типа, развитые на Русской, а также Сибирской платформах, как образования коры выветривания.

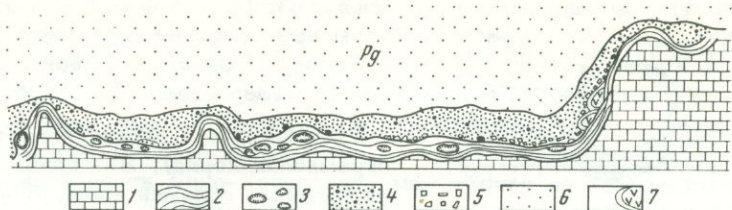


Рис. 12. Разрез фосфоритоносной коры выветривания в стенке карьера у г. Рыльска Курской области (зарисовка Л.И. Горбуновой)

1 - мел; 2 - глина; 3 - обломки кремневого и фосфатизированного мела и кремня; 4 - песок разнозернистый гравийный, местами цементированный; 5 - щебень (изредка гальки); 6 - песок мелкозернистый с глауконитом; 7 - линзы белого мела, щебенка

Фосфоритоносная формация коры выветривания состоит из разных типов фосфоритизированных пород: глин, песчаников, опок, железистых песчаников, кремней и кремневого мела. Породы заполняют углубления закарстованной поверхности и полости коренных отложений мела и мергеля. Мощность их в приподнятых участках меньше, в пониженных - больше (рис. 12 и 13).

Наиболее изученные месторождения формации коры выветривания известны в Волгоградской, Саратовской, Воронежской, Курской областях. В зависимости от литологического состава выветривающихся пород, рельефа закарстованной поверхности и общих морфологических условий в отложениях коры выветривания преобладают остаточные продукты - элювий или переотложенный материал. Последний поступал из соседних, более возвышенных участков и скапливался в карстах. Растворы (истинные, коллоидальные), содержащие кремнезем, фосфаты, сульфаты, гидроокислы железа и алюминий, вступали в физическое и химическое взаимодействие с глиной, песком и обломками мела и мергеля. В результате реакций замещения, растворения и сорбции в отложениях коры выветривания образовались фосфатные глины, кремни, кремнеземные и в разной степени фосфатизированные мел и мергель, опоквидные породы, бурые железняки. Процессы метасоматоза и инфильтрации привели к образованию корок и прожилков кремней и тонкокристаллических фосфоритов в виде белых обломков и глыб, а также к цементации песка кремнеземом и фосфатом.

Разрез отложений коры выветривания, изученный Л.И. Горбуновой в 1966 г. в нескольких участках по р. Сейм в окрестностях г. Рыльска и д. Поповки Курской области, представляется в следующем виде (снизу вверх).

#### 1. Подошва коры выветривания. Верхний мел.

Мел и мергель местами выщелочены с образованием на расчлененной поверхности микропористой опоквидной корки мощностью до 5 см. На корке - скопление глин, песков и песчаников, обломков кремней и

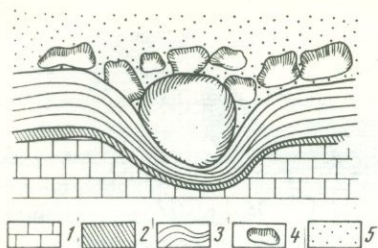


Рис. 13. Разрез фосфоритоносной коры выветривания в расчистке у д. Поповки Рыльского района Курской области (зарисовка Л.И. Горбуновой)

1 - мел, 2 - опока (пористая кремнезла корка), 3 - глина, 4 - кремнезла обломки мела, 5 - песок

окремнезла фосфатизированного мела, бурых железняков. Соотношения пород указанных типов самые разнообразные; в комплексе они представляют собой кору выветривания (рис. 12).

2. Кора выветривания допалеогеновая и послепалеогеновая.

Глина темно-серая, бурая, зеленовато-серая, фосфатизированная, сверху ожезлененная, пластичная, тонкослоистая вследствие чередования прослоев разного цвета - от черного до белого с оттенками зеленых и бурых тонов. Слоистость волнистая, параллельная неровной поверхности мела (рис. 12). Общая мощность глинистого осадка обычно 3-10 см, в пониженных участках 20-30 см. Состав пелитовой фракции, глины, взятой на поверхности мела, установлен нами как преимущественно монтмориллонитовый. В тонкопелитовой фракции  $P_2O_5$  14,4, кварца 1, MgO 3,76,  $K_2O$  1,06,  $Al_2O_3$  9,65%.

Глина серая пластичная, сходная по структуре и текстуре с ниже лежащей, но отличается от нее наличием фосфатизированных обломков окремнезла мела и кремней (обычно 30-20 см в диаметре). Степень окремнения обломков различная - от слабой до сплошной. Мощность 10-20 см.

Песчаник или песок светло-серый и буровато-серый, грубозернистый, фосфатизированный с обломками мела и кремней, также фосфатизированных. Местами песчаник пронизан сетью кремневых прожилков черного и темно-серого цвета, залегает в виде линз неправильных очертаний, вытянутых горизонтально. Содержание  $P_2O_5$  в песчанике достигает 30% и более, поэтому он относится к высококачественной фосфоритовой руде ( $P_2O_5$  22,33%). Контакт с вышележащим песком неровный. Мощность от 2-3 до 30 см.

3. Кровля коры выветривания. Палеоген.

Песок зеленовато-серый, мелкозернистый с глауконитом. Нижний контакт ожезлененный, весьма неровный, верхний эродирован четвертичными осадками.

Фосфоритоносные карстовые отложения, известные в Рыльском районе, в общих чертах весьма сходны по условиям залегания, текстурно-структурным признакам и петрографическому составу с фосфоритоносными отложениями месторождений того же генезиса, известных в бассейне Волги, у г. Вольска и в бассейне Хопра. Кора выветривания в бассейнах Волги и Хопра в отличие от коры выветривания Рыльского района имеет значительно большую мощность и иные соотношения типов пород в разрезах.

В хоперских месторождениях отмечается трехчленное строение разреза, снизу вверх:

- 1) пески мелкозернистые;
- 2) бурые железняки, переслаивающиеся с вторичными фосфоритами того же типа, как в Рыльском месторождении;
- 3) опоки.

В южной части Доно-Хоперского междуречья на карбонатных породах верхнего мела широко развита формация коры выветривания, особенно остаточная. Здесь она занимает обширные территории почти повсеместно. Мощность ее колеблется в пределах 14 м. Продукты выветривания развиваются на выровненных поверхностях водоразделов, на крутых склонах относительно более низких участков и в карстовых полостях. По литолого-генетическим признакам выделяются три типа формации коры выветривания: остаточная, преобразованная и наложенно-инфильтрационная. В мергелях сантона мощность остаточной коры выветривания от 1-3 до 8-12 м, в мелу турона и коньяка - в пределах 1 м, чаще 0,2-0,3 м; в песчаном мелу сеномана обычная мощность продуктов выветривания 4-6 м.

В бассейне р. Сейм, судя по изученным разрезам, также должна преобладать остаточная кора выветривания, однако она здесь развита меньше и мощность ее не более 1 м.

На территории Курской, Сумской, Харьковской и Черниговской областей фосфоритоносную формацию коры выветривания изучал Н.Т. Зонов (1941). На всей этой территории фосфориты коры выветривания в главных своих чертах сходны между собой и с фосфоритами данного типа бассейнов рек Хопра и Волги у г. Вольска.

Таким образом, кора выветривания известна на широкой площади Русской платформы. Она заполняет все неровности закарстованной поверхности известковых пород верхнего мела. Фосфоритоносные отложения формации коры выветривания карбонатных пород (мела и мергеля) на Русской платформе распространены регионально. Фосфориты и вмещающие породы - продукты химического и физического выветривания мела и мергеля позднемелового возраста. Кровлей их обычно служат пески палеогена. Фосфориты, вернее фосфатизированные породы, литологически различны: песчаники, обломки измененного мела, кремни, глина, опока. Фосфат и кремнезем цементируют песок и замещают карбонат при его выщелачивании в обломках мела. Глины монтмориллонитового состава сорбируют фосфат. Соотношение типов пород и условия их залегания резко изменчивы из-за непостоянства рельефа закарстованной поверхности мела и неоднородности состава материнских пород. Отложения формации коры выветривания карбонатных пород накапливаются в течение нескольких стадий вплоть до настоящего времени.

Меловые породы разрушались под толщей морских песков палеогена. При выщелачивании карбонатов глинистые и песчаные примеси мела и мергеля оставались на поверхности материнских пород. Фосфатные растворы и коллоиды кремнезема и гидроокислов железа проникали в остаточные и переотложенные продукты выветривания среди обломков

мела, прослоев глины и песка, цементируя и замещая их. Таким путем образовались песчаные и кремнистые фосфориты. Фосфат и кремнезем накапливались в результате растворения карбонатов и перераспределения вещества в продуктах выветривания. Мощность фосфоритоносной формации коры выветривания зависит от литологического состава выветривающихся исходных пород и рельефа поверхности, на которой залегают продукты выветривания. Резкие изменения в литологическом составе и мощности соответствующих отложений затрудняют выяснение их практической ценности как фосфоритовых руд. Общее сходство структурных и текстурных особенностей типов пород, в том числе фосфоритов, в отложениях формации коры выветривания, одинаковые парагенетические ассоциации пород наблюдаются по всей площади их распространения на Русской платформе. Фосфорит обломочной структуры — куски и глыбы с тонкокристаллическим фосфатом — представляют собой продукт метасоматического замещения карбоната фосфатом.

Сравнивая классификации фосфоритов кор выветривания платформенных и геосинклинальных областей, мы приходим к выводу о сходстве процессов развития этих отложений. Везде фосфориты коры выветривания образовались при интенсивном химическом и физическом выветривании карбонатных пород. Продуктами этих процессов являются окремненные и фосфатизированные рыхлые и твердые породы, заполняющие карстовые полости.

### **ФОСФОРИТОНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ ПЕРЕДОВЫХ ПРОГИБОВ**

Для этой группы формаций характерны фосфориты зернистые, оолитовые, рыхлые, пластообразные.

Фосфоритоносные формации передовых прогибов распространены сравнительно ограниченно. Мы подразделяем формации рассматриваемой тектонической зоны на две подгруппы: хемогенно-терригенную и коры выветривания.

### **Хемогенно-терригенные формации**

К рассматриваемой подгруппе относятся: карбонатно-(известняково)-терригенная, терригенно-флишевая, кремнисто-терригенная фосфоритоносные формации.

Карбонатно-(известково)-терригенная формация известна в Средней Азии, в Таджикской и Ферганской депрессиях. Здесь, на южных склонах Гиссарского хребта и в Пенджикентском прогибе развиты карбонатно-терригенные образования среднего эоцена: известняки, доломиты, гипс, мергель, песчаники, аргиллиты и смешанные разности этих пород. Фосфориты слагают зерна, копролиты, ядра пеллеципод и гастропод, фосфатные органические остатки (кости, зубы). Количественное содержание их в породе определяет качество фосфоритов. Карбонатные породы формации представлены в основном разными петрографическими видами биоморфных — устричных, фораминиферовых, стро-

матолитовых, в меньшей степени - биоморфно-детритовых известняков и доломитов (месторождения Риватское, Гуру-Фатьминское, Гулиобское, Досманотынское, Каратагское, Зиддинское, Конизакское, Исфоринское). Наиболее крупное Риватское месторождение находится в западной части южного склона Туркестанского хребта, в 3 км севернее г. Пенджикент и приурочено к северному крылу крупной синклинали, сложенной породами мезозоя и кайнозоя. На месторождении установлены три фосфоритоносных пласта, прослеженных по простиранию на 2 км и по падению на 100-150 км. Мощность пластов 0,4-1,1 м, содержание  $P_2O_5$  4,77-5,41%, среднее содержание  $P_2O_5$  по месторождению 5,16%.

Терригенно-флишевая формация развита в Ийско-Туманшетском Присаянье. Стратиграфически она приурочена к ипситской свите верхнего рифея, широко распространена в бассейнах рек Тагула, Бирюса и Уда, сложена монотонной толщей кварцевых и аркозовых песчаников, алевролитов, аргиллитов с многочисленными следами мелководья, перемыва, оползневых явлений. В разрезе установлены два фосфатоносных горизонта: георгиевский и Теги 1, в которых фосфориты залегают в прослоях олигомиктовых песчаников и алевролитов в основании трансгрессивных микроритмов и сопровождаются широким ореолами рассеяния (Урумов, 1967). Фосфатное вещество служит цементом. Мощность фосфоритоносных слоев 0,3-4,5 м, содержание  $P_2O_5$  6-16%.

Кремнисто-терригенно-карбонатная формация развита в Ийско-Туманшетском Присаянье. Эта формация сменяет терригенно-флишевую по латерали и состоит из кремнистых доломитов алевролитистых, песчаников, онколитовых и строматолитовых; в ней меньше алевролитов, песчаников и фосфоритов. Мощность отложений до 600 м. Формация содержит два стратиграфических фосфоритоносных уровня - богатырский и ийский; фосфориты парагенетически связаны с доломитами и кремнями. Мощность фосфоритовых прослоев в пределах 1 м. Наблюдаются два типа фосфоритов: карбонатно-кремнистый оолитовый и песчанистый, содержащие 8-27%  $P_2O_5$ . Формация наиболее перспективна в отношении поисков связанных с ней первичных и вторичных фосфоритов (Егорова, 1968).

Кремнисто-терригенная формация известна в Ийско-Туманшетском Присаянье. Распространена ограниченно - в бассейнах рек Уда, Бирюса, Ия и слагает небольшие грабены и другие отрицательные формы палеорельефа, а также встречается в виде сравнительно небольших участков, сохранившихся от предоселковского размыва. Стратиграфически формация приурочена к течинской свите рифея, сложена мелкообломочными кремнистыми брекчиями и микрослоистыми алевролитистыми аргиллитами гидрослюдистого состава. В верхах толщи наблюдается пачка кремнистых, иногда фосфатсодержащих аргиллитов. По мнению О.П. Егоровой (1968), данная формация бесперспективна в отношении поисков в ней фосфоритов вследствие преимущественно терригенного состава отложений и мелководных условий их накопления.

## Формация коры выветривания краевых прогибов

Рассматриваемая формация известна на западном склоне Южного Урала. Типичный разрез ее представляет Ашинское месторождение, фосфоритоносные отложения которого – остаточная кора выветривания. Здесь слабо фосфоритизированные известняки нижнепермского возраста разбиты на обломки, крупные глыбы, выщелоченные с образованием пористых и глинистых продуктов. Фосфориты коры выветривания состоят из обломков и глыб измененных кремнелых и фосфатизированных известняков и рыхлых продуктов песчано-глинистой землистой структуры. Главная масса фосфоритов образовалась путем метасоматического замещения известняков фосфатом. Среднее содержание  $P_2O_5$  22,5–33% (Гиммельфарб, 1965).

### ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОСФОРИТОНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ

В геосинклинальных фосфоритоносных формациях развиты месторождения преимущественно пластового типа. Среди этих формаций мы выделяем следующие подгруппы: 1) хемогенную, 2) хемогенно-терригенную, 3) вулканогенно-осадочную, 4) осадочно-метаморфическую, и, вслед за В.П. Казариновым (1966), формацию коры выветривания.

#### Хемогенные формации

К этой подгруппе мы относим три типа формаций: 1) карбонатную, 2) кремнисто-карбонатную и 3) глинисто-кремнисто-карбонатную.

Карбонатный тип формации широко развит на территории Сибири, в Алтае-Саянской и Прибайкальской складчатых областях. Тектонически формация приурочена к внутригеосинклинальным, а также к миогеосинклинальным областям.

Наиболее характерное строение формация имеет в Горной Шории и включает в себя (снизу вверх): кабырзинскую, западно-сибирскую и белкинскую существенно карбонатные свиты верхнедокембрийско-раннекембрийского возраста в разной степени фосфоритоносные. Мощность свит около 4000 м. Структурно формация приурочена к мрасской зоне, представляющей собой краевую мезоглыбу срединного массива, разделяющего геосинклинальные системы салаирид и байкалид, непосредственно примыкающих к Сибирской платформе (Сухарина и др., 1968). К этой формации относится Белкинское месторождение фосфоритов с запасами около 200 млн. т. Другой район развития карбонатной формации в Алтае-Саянской складчатой области – юго-западное обрамление Восточно-Саянского антиклинория, где фосфоритоносные отложения залегают в среднеовсянковской подсвите овсянковской свиты верхнего рифея (Саржаковское и другие фосфоритовые месторождения). По-видимому, к этому же типу формаций относятся карбонатные породы манской свиты верхнего докембрия, развитые в Манском синклинии.

В Прибайкальской складчатой области фосфоритоносная карбонатная формация изучена в Восточном Присаянье на юго-восточном склоне Морского хребта. Основную роль в ее составе играют доломиты при подчиненном значении известняков, филлитовых сланцев, кварцитов, линз фосфоритов и других пород, выделяемых в бурминскую свиту верхнего протерозоя.

В районе Витимского плоскогорья в междуречье рек Чина-Талой - Малая Амалата в разрезе витимканской серии нижнего палеозоя выделяются формации: известняковая - нижняя подсвита тимкинской свиты и доломитовая - средняя и верхняя подсвиты тимкинской свиты. Нижняя подсвита сменяется верхней и по разрезу, и по площади в северо-восточном и северном направлениях. Содержание  $P_2O_5$  в ней достигает 6%.

Кремнисто-карбонатная формация известна в Карпатах, в Сибири, на Западном Урале, в Средней Азии. С ней связаны крупнейшие в СССР геосинклинальные месторождения фосфоритов Каратауского бассейна. По строению разреза формация различна в разных районах.

Каратауский нижнекембрийский бассейн изучали многие исследователи. Геология, вещественный состав и фосфоритоносность бассейна освещены во многих работах сотрудников ГИГХС.

Кремнисто-карбонатная формация представлена снизу вверх доломитами с кремнистыми и фосфоритовыми прослоями, массивными черными кремнистыми сланцами и фосфоритоносными пластами с прослоями, фосфатно-кремнистых сланцев. Общая мощность пород около 1000 м, мощность фосфоритовых пластов до 35 м. Фосфоритовые месторождения в основном сформировались при фосфатно-карбонатном осадконакоплении. Усиленное кремненакопление местами (например, в Джаньтасе) привело к образованию сравнительно бедных  $P_2O_5$  руд, в то же время массовое осаждение кремнезема явилось важной предпосылкой для формирования крупных залежей высококачественных фосфоритов.

В Сибири кремнисто-карбонатная формация широко развита и известна в верхнедокембрийских и нижнекембрийских отложениях Кузнецкого Алатау (верхняя часть енисейской серии, усинская свита), на Батеневском крыже (сосновская свита), в Восточном Саяне (павловская свита), в Центральном и Западном Прибайкалье (улунтуйская свита), в Боксон-Сархойском и Ухагольском синклинориях (боксонская свита), в нижнепалеозойских отложениях Витимского плоскогорья (нижняя свита мраморов, ивановская и икатская свиты, верхняя часть хайготской свиты) и в других районах. В ее составе главенствующее положение занимают карбонатные породы: доломиты, известняки и промежуточные разности при значительном участии кремнистых пород - фтанитов, кремнистых сланцев.

В юго-восточных районах Восточного Саяна, в пределах Ухагольского синклинория рассматриваемая формация по составу и строению близка к каратауским месторождениям фосфоритов ("каратауский тип") (Волков и др., 1972). Фосфоритоносная пачка залегает на белых массивных доломитах и состоит из доломитов и углисто-кремнистых

сланцев, содержащих четыре пласта фосфоритов с  $P_2O_5$  13–25%. В разрезе продуктивной толши четко обособлены фосфориты, карбонатные и глинисто-кремнистые породы.

На Батеневском кряже в кремнисто-карбонатной формации (верхне-сосновская подсвета), названной нами богградской, в отличие от Каратау кремнистый материал находится в тонкой смеси с карбонатным веществом или наряду с ним – в виде линзовидных тел. Кроме того, здесь отсутствует четкая обособленность кремнистого и карбонатного материала. Фосфориты локализируются в разрезе мощностью 400–600 м в виде линз различных размеров (0,1–5 м) и протяженностью (десятки метров – 1 км) среди карбонатных пород или на контакте с кремнистыми породами. Для них характерны сравнительно низкое содержание  $P_2O_5$  (10–15%) и ограниченные запасы фосфоритовых руд. Среди кремнистых пород на Богградском фосфоритопроявлении (северная часть Батеневского кряжа) в основании пачки кремнисто-карбонатной формации переслаиваются известняки и доломитовые известняки темной окраски, большей частью значительно окремененные, с широким развитием структур замещения. В разрезе фосфоритоносной пачки околнурена основная линзовидная залежь фосфаткремнистых пород длиной около 800 м, мощностью до 25 м, со средним содержанием  $P_2O_5$  около 12%.

На западном склоне Урала к рассматриваемой формации относятся фосфоритоносные отложения перми, близкие по составу и структуре к селеукским месторождениям фосфоритов – селеукский тип. В отличие от карбонатных вмещающих пород фосфориты содержат до 20% примеси кремнистого материала (Плотникова, Смирнов, 1959).

В Средней Азии кремнисто-карбонатная формация развита в Северном Тянь-Шане и Таласском Алатау. Здесь в нижнекембрийской карбонатной толще, залегающей между кремнисто-сланцевой курганской свитой нижнего кембрия и бешташской свитой кемброордовика (Кобаев и др., 1969), отмечен фосфор. Эта толща протягивается на расстояние около 150 км к востоку от фосфоритового месторождения Чулактау. Фосфориты содержат до 12%  $P_2O_5$ .

Глинисто-кремнисто-карбонатная формация развита в восточной части Кузнецкого Алатау и на Сангилене. К этому типу формаций относятся верхнедокембрийские фосфоритоносные отложения тамылыкской свиты и ее аналогов, наиболее полно представленных на Тамыльском фосфоритовом месторождении, в междуречье рек Теренсу (правый приток р.Томь) и Ассук.

В разрезах глинисто-кремнисто-карбонатной формации (например, Тамыльского и Сангиленского месторождений) характерно повышенное содержание органического углерода – графита и углистого вещества, составляющих иногда более 30%. Фосфориты с максимальным количеством углерода приурочены к толщам слюдяных глинистых сланцев. В разрезах карбонатного и кремнисто-карбонатного типов фосфоритоносных формаций (например, в Белкинском, Саржаковском, Талановском, Богградском месторождениях) содержание углерода в фосфоритах незначительно. По-видимому, повышенное содержание углерода обус-

ловлено поступлением органического вещества в морской бассейн одновременно с терригенными глинистыми осадками. Литологический состав формации на Тамальском месторождении и за его пределами изменчив. Основная масса фосфатного вещества в глинисто-кремнисто-карбонатной формации приурочена к залегающим в ее верхах карбонатным породам, хотя небольшие маломощные линзы бедных фосфоритов наблюдаются по всему разрезу.

Глинисто-кремнисто-карбонатная фосфоритоносная формация относится к верхней части мугурской свиты, балыктыгхемской и чартысской свитам рифея и айлыгской свите. Она сложена мраморизованными известняками, мраморами с графитом, известняками, песчанистыми известняками, графитисто-слюдисто-кварцевыми, графитисто-слюдистыми, графитисто-кварцевыми сланцами, кварцитами, кварцитовидными песчаниками и железистыми кварцитами. Литологический состав формации изменчив, мощность ее резко колеблется. Общая мощность формации около 3000 м. Структурно формация приурочена к Сангиленскому синклинорию на юго-востоке Тувы и к Восточно-Тувинскому синклинорию на востоке Тувы.

### Хемогенно-терригенные формации

К рассматриваемой подгруппе формаций относятся крабонатно-кремнисто-терригенная, карбонатно-терригенная, терригенно-карбонатная и терригенно-сланцевая формации.

Карбонатно-кремнисто-терригенная формация в Сибири, на северном Урале, в Армении.

В Сибири к этой формации относятся отложения улунтуйской свиты среднего рифея в Западном Прибайкалье и мрасской свиты нижнего кембрия в Горной Шории. В Западном Прибайкалье кремнисто-карбонатно-терригенная формация, представленная улунтуйской свитой, развита в бассейнах рек Голоустная, Сарма и Иликта (Мац, Егорова, 1967). Фосфориты прослежены более чем на 200 км от верховьев р. Лена на северо-востоке до р. Куртун на юго-западе. Они встречаются в разных частях разреза формации - от подошвы кремнисто-карбонатной толщи средней части до верхов разреза верхней части. Мощность их 300-350 м. Среднее содержание  $P_2O_5$  2-10%. Выделяются два типа фосфоритоносных отложений: кремнисто-карбонатный и карбонатно-терригенный.

В Бурятии, в северо-западной части Витимского плоскогорья, к рассматриваемому типу формации относятся отложения верхней части яншинской свиты нижнего палеозоя. В состав формации входят ритмично переслаивающиеся темно-серые известняки и углисто-глинистые сланцы при подчиненном значении доломитов и песчаников. В базальных слоях Бутов отмечает полимиктовые аргиллиты и слабую фосфатизацию пород, содержащих до 2,3%  $P_2O_5$ .

На Северном Урале к описываемой формации относятся, по-видимому, базальные слои нижнепермских отложений, развитые в бассейне

р. Кара, на юго-восточном замыкании Пайхоя. Здесь, в мощной толще терригенных пород, условно относимых к нижней перми, выявлен горизонт фосфоритоносных пород мощностью 50–80 м. Горизонт сложен углисто-глинисто-кремнистыми сланцами и маломощными прослоями глинистых известняков с черными углисто-глинисто-кремнистыми фосфоритами, содержащими 5–8%  $P_2O_5$  и массивными светло-серыми и белыми фосфоритами с 6–18%  $P_2O_5$ .

В Армении, в ее юго-западной части к карбонатно-кремнисто-терригенной формации относятся отложения фаменского яруса: чередующиеся брахиподовые известняки, глинистые сланцы, кварциты и песчаники. Основная фосфоритоносность в фаменских отложениях приурочена к средней и верхней частям нораванской свиты, в которой наряду со слабо фосфатными терригенно-карбонатными породами имеются слои зернистых фосфоритов мощностью 0,6–0,7 м, содержащих 14–15, иногда до 21%  $P_2O_5$ .

В Узбекистане к рассматриваемой формации относятся фосфатоносные породы карбона, развитые в горах Букаштау. Здесь, в районе горы Ирмир, выделяется полоса углисто-кремнистых и карбонатно-кремнистых пород мощностью около 150 м, содержащих местами до 12 %  $P_2O_5$ . К этой формации, по-видимому, можно отнести нижнесилурийскую кремнисто-терригенную толщу в Мальгузаре и Северном Нуратау Узбекистана. По данным В.А. Копаева, здесь, в пестроцветной аргиллитовой пачке мощностью 35–65 м, перекрывающей известняково-кремнисто-сланцевую толщу нижнего силура, в отдельных прослоях наблюдаются скопления фосфатных конкреций, неравномерно рассеянных в породах. Содержание  $P_2O_5$  колеблется в конкрециях от 10 до 25%, во вмещающих аргиллитах их 0,15–2,2%. Фосфоритоносность отложений района изучена слабо.

Карбонатно-терригенная формация широко развита на западе Алтае-Саянской области, в Сибири и на Южном Урале.

В западной части Алтае-Саянской области к ней относятся фосфатоносные отложения среднего палеозоя. По данным Г.С. Харина (1968), в силурийских, девонских и нижнекаменноугольных отложениях окраин Кузбасса, Салаира, Колывань-Томской зоны и Горного Алтая известно более 100 фосфатопоявлений. В составе формации преобладают терригенные породы: алевролиты, пясчаники, сланцы; карбонатные породы развиты незначительно.

На Южном Урале к этому типу формации относятся отложения куркинской свиты верхнего карбона: аргиллиты и алевролиты, иногда известковистые, с рассеянными конкрециями фосфоритов и прослойками кремнистого и карбонатно-кремнистого материала.

Терригенно-карбонатная формация известна на Южном Урале, в Белорецко-Зилаирском синклинии и на Витимском плоскогорье. В Белорецко-Зилаирском синклинии она выделяется среди лландоверийско-венлокских отложений силура, развитых по р. Белая. Формацию составляют различные глинистые сланцы иногда с граптолитами, алевролитами, песчаниками, известняками и фосфатоносными известняками общей мощностью до 600 м. Фосфатоносные породы представ-

лены обломочными, органогенно-обломочными, глинистыми известняками, иногда оолитовыми известняками; очень редко наблюдаются фосфатные конгломераты, состоящие из фосфатных известняков с фосфатно-глинистым цементом.  $P_2O_5$  в фосфатных известняках обычно не более 3-4%, в выветрелых разностях - до 17%.

На Витимском плоскогорье терригенно-карбонатная формация известна под названием флишовой терригенно-известняковой формации. Она представлена в основном нижнепалеозойскими полосчатыми известняками и карбонатными сланцами; менее развиты доломиты, песчаники и конглобрекции.

В бассейне р. Пугловая доломиты, песчаники и конглобрекции почти всегда слабо фосфатны.

Терригенно-сланцевая формация широко развита на Енисейском кряже и в Центральном Казахстане.

На Енисейском кряже к ней относятся отложения горбилковской, удерейской и погоруйской свит рифея общей мощностью 3000-4000 м. Горбилковская свита представлена в основном кварц-серицит-хлоритовыми сланцами зеленого и зеленовато-серого цвета с хорошо выраженной сланцеватостью. В отложениях этой формации встречаются фосфатные алевролиты, алевролит-глинистые сланцы в бассейнах рек Тея, Бугорихта, а также конкреционные фосфаты в низовье р. Ангара, нижнем течении р. Иркинеевой и сидерит-фосфатно-глинистые сланцы в бассейне р. Иркинеевой.

В Центральном Казахстане терригенно-сланцевая формация иного характера. С ней связана Байконурская группа месторождений алюмофосфатных пород. Эта формация приурочена к восточному крылу Байконурского синклиория. Продуктивная толща залегает среди песчано-сланцевых пород венда и хорошо изучена на месторождении Сырсай протяженностью около 10 км по меридиану. В разрезе фосфоритоносной пачки южной части месторождения установлены три сближенных фосфоритовых пласта, залегающих среди кремнисто-глинистых сланцев и песчаников. Мощность их 0,5-5 м; содержание  $P_2O_5$  10-33%. Вмещающие породы (сланцы) содержат до 8-12%  $P_2O_5$ . Основная часть месторождения сложена пластами алюмофосфатных пород, переслаивающихся с глинисто-серицит-углистыми сланцами и песчаниками. В продуктивной толще установлено до шести алюмофосфатных пластов суммарной мощностью 2-5 м. Содержание  $P_2O_5$  в них 10-32%,  $Al_2O_3$  18-32,6%.

### Вулканогенно-осадочные формации

К рассматриваемым формациям относятся карбонатно-кремнистая, терригенно-карбонатно-кремнистая и кремнисто-сланцевая формации, образование которых связано с вулканогенными процессами.

Карбонатно-кремнистая формация развита в Северном Казахстане, Западном Саяне, на Дальнем Востоке, на Кавказе.

В Северном Казахстане к этой формации относится фосфоритоносный вулканогенно-осадочный комплекс ордовика. Промышленные месторождения фосфоритов приурочены к эффузивно-осадочным карбонатным

и терригенно-карбонатным породам еркебиданкской свиты и рифогенным карбонатным отложениям ангренсорской свиты карадока и образуют Селеты-Степнякский фосфоритоносный бассейн (Сагунов, 1968), представляющий собой в ордовике сложно построенную геосинклинальную область. В фосфоритоносном разрезе месторождений две-три и более фосфоритоносные пачки содержат 10-25%  $P_2O_5$ . Почти во всех породах карадокского яруса 0,5-1,5%  $P_2O_5$ .

В Западном Саяне в строении формации участвуют эффузивные, вулканогенно-обломочные, кремнистые и карбонатные породы. Стратиграфически формация приурочена к нижнемонокской свите нижнего кембрия. В этом районе известно Сизойское фосфоритопроявление, где фосфатизация связана с пачкой известковых доломитов. Содержание  $P_2O_5$  варьирует от долей до 10%, обычно 3-6%.

На Дальнем Востоке (в Приохотье) выделяется Удско-Шантарский район развития вулканогенно-осадочной карбонатно-кремнистой формации. Стратиграфически формация приурочена к улигданской и оннетокской свитам нижнего кембрия и представлена базальтовыми порфиритами, пестроцветными яшмами, кремнисто глинистыми сланцами, песчаниками с прослоями карбонатных пород. Фосфатоносны в основном карбонатно-кремнистые и, реже, эффузивно-терригенные толщи. Линзы и пласты фосфоритов строго стратифицированы, залегают согласно с вмещающими породами. Мощность наиболее крупных фосфоритных залежей 1-5, реже 10-30 м, протяженность по простиранию измеряется несколькими километрами. Наиболее крупные залежи фосфоритов приурочены в основном в Соордакской антиклинали. Фосфатоносность формации установлена на огромной площади, протягивающейся с юго-запада, из бассейна р. Селиткан на северо-восток, в область Шантарских островов на 600 км.

На Кавказе, во флишевом прогибе южного склона Большого Кавказа к рассматриваемой формации относятся вулканогенно-осадочные отложения ананурского горизонта сеноман-турона. По данным Н.Г. Бродской, фосфатный горизонт прослеживается на значительном расстоянии - от Туапсе-Сочи до Кахетии и Азербайджана. Фосфатны кремнисто-карбонатные породы, залегающие обычно под фтанитами, реже - между слоями фтанитов. Содержание  $P_2O_5$  5-22%.

Терригенно-карбонатно-кремнистая формация известна на Кавказе и на Сахалине.

На Кавказе к ней относится вулканогенно-осадочный комплекс свиты мтавари верхнего мела, развитый в Западной Грузии. По Н.Г. Бродской, формация сложена различными вулканокластическими породами, щелочными базальтоидами, известковистыми туфами и известняками. Фосфатная минерализация приурочена к туфам и эффузивам, содержащим  $P_2O_5$  в среднем 8-13%, в отдельных местах до 21%.

На Сахалине, на полуострове Шмидта к терригенно-карбонатно-кремнистой формации относятся отложения кильской свиты среднего миоцена. Здесь в основании толщи формации залегают базальты, сменяющиеся через маломощный прослой карбонатов, обогащенных железом, марганцем и фосфором, пачкой переслаивающихся туфогенных алевролитов и песчаников. Выше лежит пачка кремнистых аргиллитов, опок

и кремнистых алевролитов с тонкими прослоями карбонатных пород. В ней присутствуют многочисленные прослои кремнисто-глауконитовой породы и фосфориты в виде желваков и фосфатных кремнистых аргиллитов и алевролитов, Верхняя часть формации сложена кремнистыми алевролитами с прослоями аргиллитов и песчаников. Фосфориты приурочены к глауконитовым и кремнистым прослоям средней части формации.

К рассматриваемому типу формации относятся фосфоритоносные нижнекембрийские отложения в районе горы Джамбул в Центральном Казахстане.

Кремнисто-сланцевая формация развита по восточному крылу Белорецко-Зилаирского синклинория в рифее, на Крокинских и Сакмарских поднятиях в пермо-карбоне. В указанных районах, по Н.С. Шатскому (1965), она сложена преимущественно кремнисто-глинистыми, кремнисто-туфовыми, туффитовыми или аспидными и более чистыми яшмовидными сланцеватыми породами и, как и яшмовая формация, тесно связана с вулканогенной зеленокаменной формацией. Для формации характерно весьма слабое развитие карбонатных пород, представленных рифовыми известняками, залегающими в верхах толщи среди кремнистых пород. Фосфатноносные кремни содержат от 0,6 до 3-4%  $P_2O_5$ .

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

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

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

К третьей группе относится нижнекембрийский вулканогенно-карбонатно-кремнистый комплекс Западных Саян, Приохотья, Чу-Илийских гор, сложенный эффузивными, вулканогенно-обломочными, кремнисты-

ми и карбонатными породами при незначительном развитии терригенных.

Вулканогенные породы состоят из базальтовых порфиритов, часто миндалекаменных кремнистых – главным образом фтанитов и кремнистых сланцев, реже кварцитов и яшм, карбонатных – пелитоморфных, часто доломитизированных известняков, доломитов и биогенных разностей известняков. Встречаются смешанные карбонатно-кремнистые породы. Фосфориты приурочены к переходным кремнисто-карбонатным зонам разрезом, а также к брекчиевым зонам на контакте эффузивных пород с кремнистыми или к брекчированным горизонтам кварцитов. Залегают фосфориты в виде линз в брекчированных зонах, где фосфатное вещество присутствует в цементе и в обломках фосфоритов.

Для всех рассмотренных групп вулканогенно-осадочных фосфоритоносных образований наиболее продуктивной частью разреза являются горизонты пород разного литологического состава, отражающего смену физико-химических условий осадконакопления. Общая характерная черта вулканогенно-осадочных фосфоритоносных формаций – сравнительно низкое качество связанных с ними фосфоритовых руд. По данным Н.А. Красильниковой, в вулканогенно-осадочных отложениях Алтае-Саянской складчатой области фосфориты встречаются очень редко, хотя в эффузивных породах основного состава содержание  $P_2O_5$  часто повышено, а находки фосфоритов в них не имеют практического значения. Эта закономерность характерна для вулканогенно-осадочных формаций и других районов СССР (например, для Казахстана, Дальнего Востока). Г.И. Бушинский (1966) отмечает, что среди вулканогенно-осадочных формаций известны только фосфоритопроявления и нигде не найдены промышленные месторождения. Он пишет (стр.185): "Цепь нижнекембрийских фосфоритоносных бассейнов, протягивающаяся на 7000 км от Улутау через Каратау, Тянь-Шань до Вьетнама, пересекает области, различные в отношении вулканизма, но богатые фосфориты непосредственно не ассоциируют ни с вулканогенно-осадочными породами, ни с вулканогенными или гидротермальными эманациями".

### Осадочно-метаморфические формации

К этой подгруппе относятся гнейсово-карбонатная и карбонатная апатитоносные формации.

Гнейсово-карбонатная формация широко развита в Юго-Западном Прибайкалье, в Приморье, Восточном Саяне, на Алдане и в других районах Сибири.

В Юго-Западном Прибайкалье, по данным Н.И. Юдина и А.А. Арсеньева (1970), эту формацию слагают осадочно-метаморфические образования слюдянской серии верхнего архея – нижнего протерозоя, структурно приуроченные к Западно-Хамардабанскому антиклинорию. Формацию слагает комплекс глубоко метаморфизованных первично осадочных и изверженных пород, связанных с региональным метаморфиз-

мом, осложненным контактовым метаморфизмом, интрузивной и гидротермальной деятельностью. Апатитовые руды бедны  $P_2O_5$  (4,5-7%), однако хорошо обогащаются.

В Ханкайском массиве в Приморье фосфатоносные рифейско-нижнекембрийские отложения сложены кварцитами, слюдисто-кварцевыми, кварц-карбонатными и кремнистыми сланцами, туфопесчаниками и джеспилитами. В фосфатсодержащих прослоях этих сланцев мощностью 10-50 см 3-9%  $P_2O_5$  (Шехоркина, 1966). Стратиграфический диапазон апатитоносности в разрезе слюдянской серии весьма большой по мощности: в Слюдянском районе 1300-1500 м, в Хамардабан-Мойготском районе - около 600 м (Обрубское месторождение). В первом районе апатитоносный комплекс содержит несколько апатитоносных горизонтов в различных частях стратиграфического разреза, которые характеризуются непостоянной мощностью, неравномерным содержанием  $P_2O_5$  и фациальной изменчивостью первичных фосфатизированных осадочных отложений, за счет которых они образовались. Апатитовая минерализация связана с кварц-диопсидовым комплексом пород, который приурочен к карбонатным частям разреза верхней половины слюдянской серии. Выделяются два основных типа апатитовых руд: кварц-диопсидовый и кварц-карбонатно-диопсидовый; наиболее перспективен первый.

Карбонатная формация распространена в дербинской серии Восточного Саяна. Серия сложена преимущественно метаморфизованными карбонатными породами - мраморизованными известняками и доломитами. В отложениях сироткинской свиты дербинской серии протерозоя 0,3-0,9%  $P_2O_5$ . Это свидетельствует о возможности выявления в отложениях дербинской серии значительных скоплений фосфора.

### ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Фосфоритоносная формация коры выветривания генетически связана с процессом химического выветривания первичных фосфатсодержащих осадочных и вулканогенно-осадочных пород, а также фосфоритов. Морфологически залежи вторичных фосфоритов приурочены к линейным, площадным и карстовым типам кор выветривания. Этот тип фосфоритоносных образований широко развит на Урале, в Казахстане, в складчатых районах Сибири, в Западном Прибайкалье и в других районах. Наиболее крупные месторождения фосфоритов коры выветривания: Телекское, Саржаковское и Сейбинское - в Восточном Саяне, Тамалькское, Белоусинское - в Кузнецком Алатау, Обладжанское - на Батеневском крыже, Озерское, Сарминское - в Беллыкском белогорье.

Сохранение фосфатоносных кор выветривания обусловлено дифференцированностью проявления новейших тектонических движений. Так, в Алтае-Саянской области фосфоритоносные карсты развиты в пределах абсолютных отметок 300-1000 м при относительном превышении от 30-40 до 600 м. Наиболее крупные месторождения располагаются в предгорных и холмисто-равнинных районах с абсолютными отметками 300-600 м, где сохранились древние поверхности выравнивания. Гео-

логическое строение, вещественный состав и закономерности развития фосфоритоносных формаций коры выветривания подробно рассмотрены Ю.Н. Заниным (1969) и Ю.Ф. Шмельковой (ГИГХС).

Приведенное описание и классификационная схема основных типов фосфоритоносных формаций (см. табл. 7) свидетельствуют о многообразии их на территории СССР. Однако большое различие формаций, подчеркивающее полиформационность фосфоритов, не исключает установления общих закономерностей их развития.

Закономерности развития фосфоритоносных формаций.

Анализ огромного фактического материала по фосфоритоносным отложениям СССР позволил выявить ряд закономерностей развития фосфоритоносных формаций: стратиграфические, геотектонические, литологические.

По стратиграфическому признаку фосфоритоносные формации распределяются следующим образом. Наиболее древние формации связаны со слюдяным комплексом верхнего архея, к одним из самых молодых относятся кайнозойские фосфориты о. Сахалина. Самое древнее известное в Союзе фосфатонакопление относится к началу карбонатообразования слюдянского времени. Для территории СССР Б.М. Гиммельфарб (1965) выделяет докембрийскую, преимущественно протерозойскую, кембрийскую, ордовикскую, верхнемеловую, палеогеновую и неогеновую эпохи фосфатонакопления. Максимальная концентрация фосфора, по мнению Л.В. Пустовалова (1940), совпадает с началом больших периодов осадкообразования или крупных трансгрессий.

Распределение фосфоритов в стратиграфическом разрезе и по площади в известной мере подтверждает отмеченную Л.В. Пустоваловым закономерность в размещении фосфоритов среди осадочных образований.

К послейбайкальскому периоду осадконакопления приурочены позднерифейские, вендские и нижнекембрийские месторождения фосфоритов в Казахстане, Сибири, Монголии, Китае, ДРВ, Австралии; к послекаледонскому – нижнесилурийские фосфоритовые месторождения в Арканзасе (США), верхнеордовикские в Эстонии, Ленинградской области и на Сибирской платформе, девонские "синие" фосфориты в штате Теннесси (США) и девонские месторождения в Северном Иране и Армении; к послегерцинскому – верхнепалеозойские (пермские) месторождения в Скалистых горах (США), артинские в Западном Приуралье; к послекиммерийскому – верхнеюрские и нижнемеловые месторождения Русской платформы; к послеверхнемеловому – верхнемеловые месторождения Русской платформы; к послеальпийскому – кайнозойские месторождения в Северной Африке – Алжире, Тунисе, Марокко и в Средней Азии.

Нередко однотипные фосфоритоносные формации в разных, иногда значительно разобнесенных районах относятся к одному возрастному интервалу, например кремнисто-карбонатная хемогенная формация нижнего кембрия в Каратау и Алтае-Саянской области или органогенно-терригенная глауконитовая формация ордовика на северо-западе Русской платформы и на Сибирской платформе. Поэтому установление страти-

графического положения фосфатных руд в фосфоритоносных формациях – предпосылка для прогнозирования фосфоритов.

На Русской платформе наиболее крупные месторождения конкреционных фосфоритовых руд приурочены к отложениям верхней юры и нижнего и верхнего мела терригенно-глауконитового типа формации. Примером являются фосфоритовые месторождения центральных и юго-восточных районов Русской платформы.

На северо-западной окраине Русской платформы крупные месторождения ракушечниковых фосфоритов, выделенные нами в органогенно-терригенный тип формации, приурочены к ордовикским отложениям. Фосфориты этого типа формации ордовикского возраста известны также на Сибирской платформе. Примеры фосфоритовых месторождений данной формации: месторождения Прибалтики – в Эстонии и Ленинградской области, месторождения Красноярского края, Иркутской области.

Древние фосфоритоносные формации Сибири приурочены к определенным интервалам стратиграфического разреза. Эти интервалы следующие: 1) архейский – нижнепротерозойский – осадочно-метаморфический апатитоносный комплекс Юго-Западного Прибайкалья; 2) среднепротерозойский – фосфатсодержащие отложения жайминской свиты Восточного Саяна; 3) нижнесреднерифейский – фосфоритоносные районы Тувы, Западного Прибайкалья, Восточного Саяна, Енисейского края; 4) верхнерифейский-вендский – районы Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Горного Алтая; 5) нижнекембрийский – районы Горной Шории, Кузнецкого Алатау, Батеневского края.

Однако наибольшее число фосфоритовых месторождений и фосфатпроявлений связано с самыми верхами докембрия. В верхнем докембрии – нижнем кембрии известны очень крупные месторождения и в других районах СССР к востоку от Урала. В связи с этим считается, что максимальное фосфатонакопление на территории азиатской части СССР приурочено к рифей-раннекембрийскому времени, которое на территории Сибири характеризуется наибольшим развитием карбонатонакопления. Заметим, что из древних отложений лучше изучена фосфоритоносность рифей-нижнекембрийского разреза. Поэтому при более детальном исследовании нельзя исключить возможность обнаружения залежей фосфатных руд в более древних, в частности в нижнепротерозойских (аналоги слюдянской серии) и среднепротерозойских карбонатных и кремнисто-карбонатных комплексах Сибири.

В докембрии и кембрии в составе фосфоритоносных формаций существенную роль играют доломиты, по-видимому вследствие специфики древнего геосинклинального карбонатонакопления и связанного с ним фосфоритообразования. Для ряда районов развития отложений этого времени характерно также заметное влияние на образование фосфоритоносных формаций вулканогенных процессов. Фосфориты представляют собой преимущественно пласты или рассеянные зерна и оолиты.

Ордовик характеризуется платформенным типом фосфоритоносной формации; фосфориты отличаются мелкими размерами фосфатных зерен и наличием первично фосфатных створок брахиопод. Формации позднеюрского и мелового возраста также платформенные; в их породах (пес-

ках, алевроитах, глинах, мелу, опоке) развиты глауконит и конкреционные фосфориты.

По геотектоническому принципу послепротерозойские фосфоритоносные формации распределяются таким образом. К платформенным областям приурочены в основном ордовикские фосфориты, юрские и меловые. В геосинклинальных областях на территории СССР распространены преимущественно фосфориты кембро-рифейского и кембрийского возраста (Гиммельфарб, 1965), фосфориты девона, карбона, триаса, нижней юры. На платформах и в геосинклинальных областях известны фосфориты верхнего мела и палеогена. Основные месторождения мезозойских фосфоритов Русской платформы, по А.В. Казакову (1950), находятся в синеклизах, прогибах, мульдах, открытых в сторону океанического бассейна.

Фосфоритоносные формации вулканогенно-осадочной подгруппы располагаются во внутренних зонах геосинклинальных областей (например, в Каратау). Исключение составляют формации отдаленного кремнистого типа, встречающиеся и во внешних геосинклинальных областях (Шатский, 1955). Вулканогенно-осадочная подгруппа формаций (табл. 7) тяготеет к системе разломов и локализуется в зонах, сопряженных с более жесткими структурами - срединными массивами, древними выступами и др.

Формация терригенно-карбонатного типа, развитая, например, в Средней Азии (Шатский, 1955), формировалась на платформенных склонах, переходящих в краевые прогибы. Зернистые фосфориты приурочены к склонам отрицательных структур (Ильяшенко, 1971). Примером являются фосфоритовые месторождения на южных склонах Гиссарского хребта и в Ферганской и Таджикской депрессиях, находящиеся в зоне сочленения поднятий с отрицательными структурами - Ферганской и Таджикской впадинами. В Таджикской депрессии фосфоритовые месторождения тяготеют к склонам Афгано-Таджикской впадины.

Глауконитовые формации и связанные с ними месторождения конкреционных фосфоритов Н.С. Шатский (1955) относит за немногими исключениями к платформенным образованиям.

Из краткого литературного обзора по закономерностям распределения фосфоритоносных формаций в тектонических структурах следует, что все авторы в основном единодушны. Некоторые различия касаются лишь второстепенных вопросов. Так, при рассмотрении геотектонической приуроченности фосфоритоносных формаций геосинклинальной группы Н.С. Шатский (1955) отмечает, что фосфоритовые залежи, связанные с формациями отдаленного кремнистого типа, могут встречаться в геосинклинальных системах как во внутренних - эвгеосинклиналях, так и во внешних - миогеосинклиналях. Месторождения отдаленных кремнистых формаций приурочены к разным геосинклинальным структурам, всегда в той или иной степени удаленным от зон интенсивной вулканической деятельности. Эта установленная Н.С. Шатским закономерность расширяет перспективы поисков крупных месторождений фосфоритов, сходных с каратаускими, во внутригеосинклинальных

зонах Сибири и в других районах СССР. Исследованиями сотрудников ГИГХС в Алтае Саянском фосфоритоносном бассейне подтверждаются выводы Н.С. Шатского об образовании фосфоритовых месторождений во внутригеосинклинальных зонах. Однако в отличие от его взглядов существует мнение, что фосфоритоносные формации внутри геосинклинальных зон образуются только в начальную стадию развития геосинклинали, а фосфориты в них имеют сравнительно небольшие запасы невысокого качества. Крупные месторождения высококачественных фосфоритов Каратау и Скалистых гор образуются в миогеосинклиналях. Эта закономерность подтверждается открытием фосфоритов на северо-западе МНР в Хубсугульском фосфоритоносном бассейне и в смежных районах в СССР.

По литологии фосфоритоносные формации распределяются следующим образом. Образование фосфоритов тесно связано с составом вмещающих пород. Самый распространенный тип пород, вмещающих крупные залежи пластовых фосфоритов, — карбонатные. К карбонатным формациям приурочены фосфоритовые месторождения Сибири — Белинское, Саржаковское, Ухаголское и Каратау в Южном Казахстане. Вне карбонатных отложений крупные скопления пластовых фосфоритов отсутствуют.

Эта особенность фосфоритоносных отложений отмечена А.В. Казаковым (1939) и Б.М. Гиммельфарбом (1965).

В карбонатной формации фосфориты приурочены к карбонатным породам смешанного состава, например месторождения Белкинское и Морского хребта (Смилкстын, 1968; Сухарина и др., 1968; Михайлов, 1968, Юдин и др., 1970 и др.).

В кремнисто-карбонатной формации в составе фосфоритоносной пачки достаточно хорошо развиты известняки и доломиты, содержащие примесь кальцита (например, в Тамалыкском месторождении). Существенное значение имеют также кремнистые породы, однако они бедны фосфоритом; фосфатом они обогащаются в процессе выветривания. Примером являются вторичные фосфориты Тамалыкского месторождения, Каратау, а также Прихубсугульского района Монголии.

В кремнисто-карбонатном типе формации выделяются две разновидности. Одна разновидность характеризуется выдержанностью литологического состава, определенным стратиграфическим положением кремнистых пород в разрезе и четкой обособленностью их от фосфоритоносных пластов. Например, в Каратау выдержанная толща кремней мощностью до 25 м залегает в основании фосфоритоносной серии. В формации Фосфория кремнистые породы мощностью 5–12 м находятся в основании серии — это нижняя кремнистая пачка, внутри нее — пачка межрудных кремней мощностью 40–50 м над нижней фосфоритовой пачкой. На Хубсугульском месторождении кремнистые породы мощностью 40–50 м перекрывают фосфоритоносную пачку. Для другой разновидности кремнисто-карбонатного типа формации, богградской, типичны рассеянные скопления кремнезема в карбонатах, невыдержанное залегание мелких линзовидных залежей фосфоритов и сопутствующих им кремнистых пород в мощной толще отложений (например, в Батеневском крае в Сибири).

В породах первой разновидности происходит полная и глубокая химическая дифференциация слагающих фосфоритоносную толщу хемогенных образований – фосфоритов, кремнистых и карбонатных пород. В породах второй разновидности отмечается слабая степень химической дифференциации компонентов, слагающих фосфоритоносную толщу. По-видимому, это – одна из главных причин образования высококачественных фосфоритов в первом случае и бедных – во втором. Таким образом, полностью подтверждается вывод Л.В. Пустовалова (1964, стр. 31) о том, что "то или иное течение процессов осадочной дифференциации определяет состав и размещение осадочных образований, в том числе месторождений осадочных полезных ископаемых, будь то хемогенные или обломочные накопления".

Фосфориты карбонатного типа приурочены обычно к карбонатным фосфоритоносным отложениям Белкинского, Саржаковского и других месторождений. В фосфоритах, ассоциирующихся с кремнистыми или глинисто-кремнистыми породами, обязательная составная часть – кварц, халцедон, глинистые минералы (Тамалыкское месторождение, Сангиленское, Богградское рудопроявления).

Литологически различные фосфориты имеют разные текстурно-структурные признаки. Массивная и линзовидная слоистая текстуры фосфоритов характерны для карбонатного и кремнисто-карбонатного с режимом преобладанием карбоната типа фосфоритов. Исключением являются лишь тонкослоистые фосфориты кабырзинской свиты. Фосфат в них микроструктурного строения и часто тесно сростается с карбонатами – доломитом и кальцитом. Брекчиевидная структура фосфорита присуща наиболее богатым фосфоритам карбонатного типа. Псевдообломки фосфата в них – диагенетические или эпигенетические образования, аналогичные диагенетическим оолитам и конкрециям.

В тонкослоистых и оолитовых фосфоритах Каратауского, Богградского, Большесуетинского и некоторых других месторождений фосфат четко обособлен и с ним ассоциируют кварц, халцедон или кальцит в виде тонких прослоев, оолитов и т.д. В мономинеральных или обогащенных фосфатом геосинклинальных фосфоритах чаще, чем в бедных разновидностях, образуются оолитовая, оолит-зернистая, сгустковая, псевдобрекчиевая структуры фосфатного вещества, что определяется, по-видимому, прежде всего его кристаллизационными свойствами.

Глауконитовая подгруппа фосфоритоносной формации содержит повышенные количества глауконита и мелководных осадков переходной трансгрессивно-регрессивной стадии развития фосфоритоносного осадконакопления. Промышленные накопления фосфоритов приурочены к разрезам сокращенной мощности (Казаков, 1939, 1950; Бушинский, 1954а и др.).

Мощность фосфоритоносных отложений Сибири измеряется обычно несколькими сотнями метров; это указывает, вероятно, на большую скорость их накопления.

Высокая скорость накопления осадка, по мнению Г.И. Бушинского (1966) и других исследователей, – основная причина отсутствия богатых фосфоритовых залежей.

В вулканогенно-осадочных фосфоритоносных формациях наибольшая концентрация фосфата приурочена к контактам литологически различных слоев пород, что свидетельствует о смене физико-химических условий осадконакопления. Однако содержание фосфата в этих формациях сравнительно низкое. Это характерно для вулканогенно-осадочных фосфоритоносных формаций всех районов СССР.

## ВЫВОДЫ

Анализ закономерностей развития фосфоритоносных формаций СССР позволяет выделить наиболее перспективные из них в отношении поисков месторождений фосфоритов.

В платформенных формациях максимальное скопление фосфоритовых конкреций в пределах одной палеофациальной зоны фосфатонакопления наблюдается в сокращенных разрезах, где при замедленном накоплении терригенного материала концентрировались фосфоритовые конкреции.

Месторождения органогенно-терригенного типа формаций на северо-западе Русской платформы, где известны крупные промышленные месторождения фосфоритов, представляют большой резерв для фосфоритовой промышленности. На территории Днепровско-Донецкой впадины перспективна зона наибольшей концентрации фосфоритов с промышленными месторождениями.

В палеогеографическом плане она соответствует средней части шельфа сеноманского бассейна, протягивающегося вдоль впадины с северо-запада на юго-восток.

Рентабельность месторождений фосфоритов глауконит-терригенного и глауконит-мелового типов формаций может быть повышена путем комплексного использования полезных ископаемых. Одновременно с фосфоритами могут добываться глауконит, мел, редкие земли и другие полезные ископаемые.

Из формаций краевых прогибов особенно перспективны терригенно-карбонатная, широко развитая в Средней Азии - в Ферганской и Таджикской депрессиях, Гиссарском хребте, а также кремнисто-терригенно-карбонатная формация, приуроченная к верхнерифейским образованиям Присаянья.

Среди геосинклинальных формаций перспективны карбонатная, кремнисто-карбонатная и глинисто-кремнисто-карбонатная формации хемогенной группы. Наибольшего внимания из них заслуживает кремнисто-карбонатная формация каратауского типа (отдаленно кремнистый тип, по Шатскому). Для районов Сибири, кроме того, представляют интерес глинисто-кремнисто-карбонатная рифей-раннекембрийская формация тамалыкского типа и карбонатная белкинского типа того же возраста, приуроченная к перерывам в осадконакоплении или к смене терригенных пород хемогенными (карбонатными).

Из формаций хемогенно-терригенной группы перспективны карбонатно-кремнисто-терригенная и терригенно-карбонатная.

Среди формаций вулканогенно-осадочной группы следует, по-видимому, изучать карбонатно-кремнистую формацию, развитую в районах, удаленных от очагов вулканической деятельности, в которой уже известен ряд крупных проявлений фосфоритов в Казахстане и на Дальнем Востоке.

Перспективны докембрийские фосфатоносные формации осадочно-метаморфической группы, особенно на территории Сибири - в Восточном Саяне, на Алданском щите, в Северо-Восточном Прибайкалье.

В формации коры выветривания наибольшего внимания заслуживают карстовые отложения мезозойско-кайнозойского возраста в районах развития фосфатоносных карбонатных и терригенно-карбонатных кремнистых формаций.

## УГЛЕНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ

Угленосные формации представляют собой осадочные или осадочно-вулканогенные образования, выполняющие современные угленосные бассейны и содержащие в качестве обязательного члена пласты угля. Это определяет их генезис и литолого-фациальный облик: преимущественное развитие в них кластических пород, с одной стороны, и наличие углей, являющихся в основной своей массе наземными биогенными образованиями, черпающими свой вещественный состав из атмосферы — с другой.

Обычно угленосные формации входят в состав комплексов пород, слагающих те или иные структурные элементы земной коры. Эти комплексы ограничены крупными перерывами, знаменующими этапы развития регионов. Такие комплексы отвечают понятию о формации, данному М.А. Усовым. А.В. Македонов (1968) предложил для них термин "мегаформация". При наличии среди комплекса (мегаформации) подчиненных ему угленосных формаций можно говорить об угленосном комплексе или угленосной мегаформации.

Угленосные формации — образования широкого регионального масштаба. Общая площадь их распространения в пределах современных угольных бассейнов на территории СССР около 3 млн. км<sup>2</sup>, т.е. 13% площади страны. Первоначальная же площадь формаций была значительно больше. При столь широком распространении угленосные формации в зависимости от их геотектонического типа достигают и большой мощности. В табл. 8 указаны распространение и мощность некоторых крупнейших угленосных бассейнов и порядок занимаемых ими структур (рис. 14).

Происхождение угленосных формаций связано с рядом условий, главные из которых следующие.

Уголь, как известно, образуется из скоплений растительных остатков, преимущественно наземных. Следовательно, для развития угленосной формации прежде всего необходимо появление и массовое распространение наземной растительности. Началом углеобразования практически можно считать девонский период (Барзасский район Кузбасса, Тиман, Канада). В дальнейшем процессы угленакопления прослеживаются почти непрерывно до настоящего времени, иногда затухая, иногда развиваясь, в зависимости, кроме других причин, и от развития растительного мира на земле (табл. 9).

Образование угленосных формаций связано с климатом и фациальными условиями. Наиболее благоприятны для формирования угольных залежей гумидные зоны, континентальные и прибрежные фации, пригод-

Таблица 8

Площади и мощности угленосных формаций главнейших бассейнов СССР

Порядок структуры по Ю.А. Косыгину	Площадь, км <sup>2</sup>	Бассейн	Площадь, км <sup>2</sup>	Мощность угленосных комплексов, м	
				всего угленосного комплекса	в том числе угленосной формации
II III	10 <sup>8</sup> -10 <sup>6</sup>	Тунгусский Ленский	1 046 000	1 200	1 000
	10 <sup>6</sup> -10 <sup>4</sup>		400 000	До 5 000	
IV	10 <sup>4</sup> -10 <sup>2</sup>	Обь-Иртышский	900 000		270
		Подмосковный	150 000	1 450	120-150
		Печорский	90 000	8 500	5 100
		Таймырский	75 000	5 600	2 100
		Донецкий	60 000	50 000	7 000
		Кузнецкий	26 000	12 200	9 300
V	10 <sup>2</sup> -10 <sup>0</sup>	Карагандинский	3 000	5 600	3 380
		Сучанский	6 000	2 100	900
		Горловский	460	2 000	1 400
		Экибастузский	165	1 400	260

ные для накопления растительного вещества - будущего угля. При этом континентальные фации могут возникать на фоне общей регрессии моря (Подмосковный, Карагандинский и Кузнецкий бассейны) или трансгрессии (Сосьвинско-Салехардская угленосная площадь), а также на локальных поднятиях в областях мелководья (соляные купола Урало-Каспийского угленосного бассейна и Припятской впадины, Башкирский свод - Камская угленосная площадь) или во внутриконтинентальных депрессиях (Тургайский угленосный бассейн).

Основным фактором образования угленосных формаций являются также конседиментационные тектонические движения, ведущие к образованию прогибов, в пределах которых могут накапливаться осадочные толщи и которые сопряжены с областями сноса - источниками исходного материала. Масштабы прогибания и в вертикальном, и в горизонтальном направлениях определяют геотектонический тип формаций. Для образования угленосных формаций необходимы такие соотношения между скоростями опускания и накопления осадков, при которых могут возникать и сохраняться от размыва мелководные и континентальные фации. Подобные соотношения характерны для компенсированного накопления осадков (Г.А. Иванов, Г.Ф. Крашенинников и др.). Такого рода компенсация чувствительна ко всяким изменениям режима осадконакопления, в частности к скорости опускания. При увеличении ско-

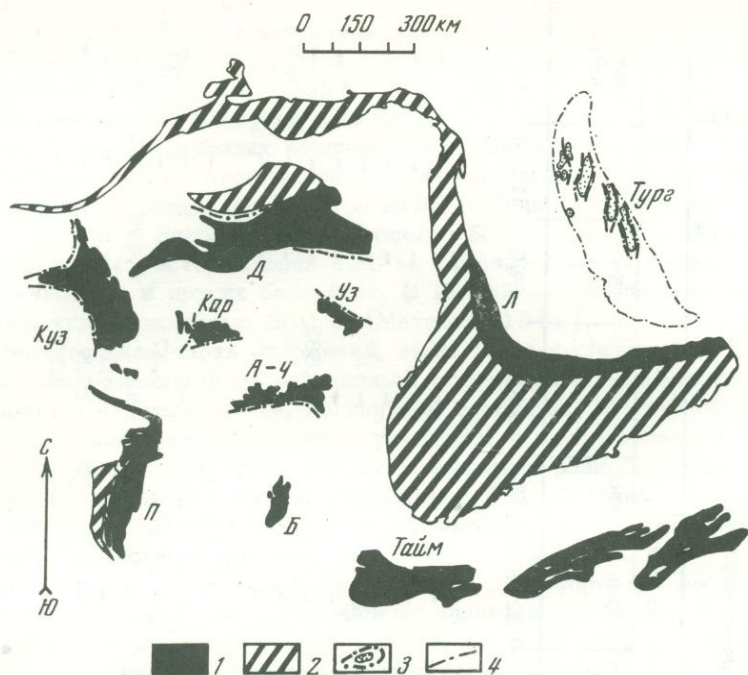


Рис. 14. Сравнительные размеры некоторых угольных бассейнов

Л - Ленский бассейн, Д - Донецкий бассейн, Куз - Кузнецкий бассейн, П - Печорский бассейн, Кар - Карагандинский бассейн, А-Ч - Алдано-Чульманский район Южно-Якутского бассейна, Б - Буреинский бассейн, Уз - Узгенский (Восточно-Ферганский) бассейн, Тайм - Таймырский бассейн, Тург - Тургайский (Убаганский) бассейн.

1 - геосинклинальные (дислоцированные) зоны; 2 - платформенные (недислоцированные) зоны; 3 - эрозионно-тектонические впадины, 4 - нарушения

рости опускания эти изменения приводят к развитию бассейновых неугленосных фаций до морских включительно. Чередования ускоренных и замедленных погружений до полного их прекращения и даже проявлений фаз поднятий - характерная черта большинства угленосных формаций, обуславливающая закономерное ритмическое чередование пород близкого фациального состава с пластами угля.

Литологический состав угленосных формаций достаточно широко освещен в литературе (Крашенинников, 1957; Иванов, 1967 и др.).

Угли, входящие в качестве обязательного члена в состав угленосных формаций, в преобладающей своей части - наземные образования и в известной степени представляются аналогами современных торфяников. С этой точки зрения их можно рассматривать как своеобразные.

Таблица 9

Распределение общих геологических запасов углей СССР по возрасту и основным бассейнам  
(по подсчету 1968 г. с уточнениями; конечные цифры округлены; млрд. т)

Основные бассейны	Всего по СССР и по бассейнам	В том числе по возрасту								
		девон	нижний карбон	средний и верхний карбон	пермь	триас	юра	юра и мел	мел	палеоген и неоген
Всего по СССР . . .	6790	0,079	109	377	3293	2,34	1540	44,0	1114	317
В том числе:										
Подмосковный . . . . .	19,9	-	19,9	-	-	-	-	-	-	-
Кизеловский . . . . .	0,847	-	0,847	-	-	-	-	-	-	-
Донецкий . . . . .	128	-	19,1	109	-	-	-	-	-	-
Печорский . . . . .	214	-	-	-	214	-	-	-	-	-
Львовско-Вольнский	1,65	-	1,65	-	-	-	-	-	-	-
Урало-Каспийский . .	0,562	-	-	-	-	-	0,562	-	-	-
Южно-Уральский . .	1,74	-	-	-	-	-	-	-	-	1,74
Днепровский . . . . .	5,96	-	-	-	-	-	-	-	-	5,96
Восточный склон										
Урала . . . . .	1,6	-	0,053	-	-	1,54	-	-	-	-
Таймырский . . . . .	234	-	-	-	234	-	-	-	-	-
Тунгусский . . . . .	2345	-	-	158	2181	-	6,37	-	-	0,050
Ленский . . . . .	1,647	-	-	-	-	-	582	0,436	952	113
Иркутский . . . . .	76,3	-	-	-	-	-	76,1	-	-	0,195
Кузнецкий . . . . .	725	0,079	-	66,4	640	-	26,5	-	-	-
Карагандинский . . .	51,3	-	46,4	2,6	-	-	2,27	-	-	-

древние почвы. В основании угольных пластов в отдельных случаях наблюдаются те же вертикальные зоны, что и в современных почвах (Феофилова, 1971). Находятся, впрочем, в углях и остатки морских организмов (Черноусов, 1962).

Количество и суммарная мощность пластов угля в отдельных бассейнах и месторождениях различны. В Кузнецком бассейне, например, число угольных пластов достигает 340, а суммарная мощность 375 м при мощности отдельных пластов до 30 м. Уникальные мощности угольного пласта: в Экибастузском бассейне более 100 м, на Кривлевском бурогоугольном месторождении 120 м. Мощные пласты выявлены в Канско-Ачинском и других бассейнах. В Южной Австралии известен пласт бурого угля мощностью 300 м (Матвеев, 1968).

Значительная часть отложений, вмещающих угольные пласты и являющихся наземными образованиями, представлена континентальными фациями — аллювиальными, лагунными, озерными. В строении угленосных формаций многих бассейнов участвуют и прибрежно-морские фации. Вопросы фациальной трактовки литологических разностей пород, слагающих угленосные формации, разработаны Л.И. Ботвинкиной, Ю.А. Жемчужниковым, П.П. Тимофеевым, А.П. Феофиловой, В.С. Яблоковым (1956) и многими другими.

Аллювиальные отложения среди угленосных формаций заслуживают особого внимания. Они представляют значительную часть того обломочного материала, из которого слагались формации; при этом на древних палеотеррасах создавались благоприятные условия для угленакопления. С другой стороны, аллювиальные образования, особенно в их русловых фациях, могут указывать на наличие размывов ранее отложившихся угленосных осадков и торфяников — будущих угольных пластов. Детальное прослеживание палеорек в пределах Донецкого бассейна показало широкое распространение их в момент формирования угленосной толщи (Яблоков, 1954; Шульга, 1970).

В составе угленосных формаций достаточно широко распространены туфогенные породы. В комплексе Кузнецкого бассейна туфогенные породы были выявлены еще работами В.П. Батурина (1935) среди пород мозжухинской серии нижнего карбона. Позднее туфогенные песчаники констатированы М.Ф. Нейбург в составе собственно угленосной формации в красноярских песчаниках и в верхних горизонтах ерунаковской свиты. Широкое распространение туфогенных пород во всех продуктивных горизонтах палеозоя этого бассейна установил А.В. Ван (1968). По его данным, пирокластический материал составляет здесь до 40% объема угленосной толщи.

В эффузивно-туфогенной свите нижнего триаса Тунгусского бассейна на Имангдинском месторождении прослежен пласт угля мощностью до 2,5 м (Сливко, 1964). В угленосной формации бассейна туфогенные породы развиты в различных частях, преимущественно в верхних (Будников, Баранов, 1971). Широко распространенные пластообразные и дайковые интрузии трапхов, обычно относимые к послепалеозойским образованиям, по-видимому сингенетичны, хотя бы частично с угольной формацией.

При детальном изучении литологии Восточного Донбасса выявлено значительное развитие пирокластических пород, содержащих вулканический пепел и вулканический песок, в отдельных горизонтах в количестве до 20% (Шамрай и др., 1971).

Значительное участие вулканогенного материала установлено в угленосных месторождениях Северного Кавказа, в Таймырском бассейне и в других угленосных районах.

Эффузивно-туфогенные толщи нередко перекрывают или подстилают угленосные образования. Примерами могут служить мальцевская серия в Кузнецком бассейне, хейягинская в Печорском бассейне и упомянутая выше эффузивно-туфогео́вая толща триасового возраста в Тунгусском бассейне, перекрывающие угленосную пермь названных бассейнов; туринская серия также триасового возраста, подстилает нижнемезозойскую угленосную формацию Челябинского бассейна. В ряде бассейнов (Тунгусском, Сучанском, в Тениз-Коржункульском районе, на Осмукчанской и других угленосных площадях) широко развиты интрузии изверженных пород.

Можно заключить, что вулканические процессы, по-видимому, имели большое значение в формировании угленосных отложений, однако их роль в процессе углеобразования еще далеко не выяснена.

Угленосные формации образовались в основном в восстановительной среде, созданной гумидным климатом и обилием рассеянного и концентрированного в пластах угля растительного материала. Это обуславливало наличие закисных форм соединений железа вне зоны выветривания и преимущественно сероцветную окраску пород.

Характерный компонент угленосных формаций — конкреционные образования, отражающие общую геохимическую обстановку стадии раннего диагенеза. Наиболее распространены карбонатные конкреции — кальцитовые, кальцит-доломитовые, сидеритовые, анкеритовые; встречаются пирит-марказитовые конкреции. А.В. Македонов (1968), изучавший закономерности распространения конкреций в угленосных толщах, установил их связь с угленакоплением и приуроченность к определенным стратиграфическим горизонтам.

Коры выветривания представляют не последний элемент в геологии угленосных формаций. Во многих случаях угленосные породы ложатся на кору выветривания. В Днепровском бурогольном бассейне угленосные бучакские слои палеогена залегают на интенсивно каолинизированных породах Украинского кристаллического щита и в значительной степени представляют продукты их переотложения. Аналогичная картина наблюдается на Ангренском месторождении в Средней Азии, на Толчинском месторождении Сосьвинско-Салехардской угленосной площади, в Канско-Ачинском, Тунгусском и многих других бассейнах. Наряду с этим установлены внутриформационные коры выветривания, связанные с местными перерывами в осадконакоплении. Так, в пределах Кузнецкого комплекса (мегаформации) некоторые геологи выделяют кору выветривания в основании мальцевской триасовой и местами тарбаганской юрской серий. Известны коры выветривания и более мелкого масштаба, приуроченные, в частности, к основаниям отдельных циклов.

Поскольку угольные пласты можно рассматривать как древние почвенные образования, подошвенные слои пластов угля часто являются корами выветривания.

С угленосными формациями связаны новейшие коры выветривания, приуроченные к современному или непосредственно предшествовавшему ему рельефу. Они характеризуются выносом карбонатов, каолинизацией полевошпатовых компонентов, переходом закисных форм железа в окисные, окислением угля. К корам выветривания могут быть отнесены и продукты угольных пожаров, широко распространенные в Кузнецком, Канско-Ачинском и многих других бассейнах и месторождениях.

Угленосные формации после образования претерпевают значительные изменения. С течением времени углевмещающие породы и сами угли подвергаются процессам метаморфизма в широком понимании этого термина. Основной фактор метаморфизма углей — прежде всего температура, связанная с нормальным тепловым полем Земли (региональный метаморфизм) или с теплом проникающих в угленосную формацию магматических тел (термальный и контактовый метаморфизм). Известную роль, особенно для вмещающих пород, играет давление.

В результате породы, слагающие формации, проходят ряд последовательных изменений: пески и глины переходят в песчаники и глинистые сланцы (Гречухин, 1971; Донабедов, 1941), торфяники и бурые угли изменяются до антрацитов и графитов. Степень регионального метаморфизма пород угольных бассейнов имеет зональный характер, связанный с распределением мощностей формаций и временем воздействия температуры на уголь, что наиболее отчетливо проявляется в бассейнах с мощными угленосными формациями.

В результате складчатости и последующего размыва первоначально непрерывные площади распространения формации расчленяются на отдельные поля, соответствующие современным угленосным бассейнам, площадям и месторождениям. Под угольным бассейном подразумевают достаточно крупные и непрерывные (Донбасс, Кузбасс), и разобщенные (Тургайский бассейн) угленосные массивы. Для отнесения угленосного поля к рангу бассейна большое значение имеет установленная традиция. К рангу "угленосная площадь" относятся подразделения, которые из-за недостаточной изученности, разрозненности или по другим причинам не включаются в ранг бассейнов. Самое мелкое подразделение — месторождение (находящиеся за пределами бассейнов и угленосных площадей).

#### КЛАССИФИКАЦИЯ УГЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ (БАСЕЙНОВ)

Классификациям угленосных формаций и бассейнов посвящена большая литература. Обзор их приводят Г.Ф. Крашенинников (1957), Г.А. Иванов (1967), Э.М. Сендерзон (1971). Угленосные формации классифицируют по фациально-литологическому, возрастному, геотектоническому признакам.

Одной из первых является классификация по фациальному признаку, предложенная более 100 лет назад Науманном, выделившим параллельные и лимнические бассейны, связанные с прибрежно-морскими (первые) и прибрежно-континентальными (вторые) условиями накопления осадков. Эта классификация в известной степени условна, поскольку, с одной стороны, диагностика фациальной принадлежности осадков часто затруднительна, а с другой — количественные соотношения морских и континентальных отложений при их переслаивании недостаточно эффективны для типизации бассейнов.

В дальнейшем классификации разрабатывались преимущественно по геотектоническому признаку. За основной принцип принималось положение формаций в геотектонических структурах земной коры — платформенных и геосинклинальных. Еще М.А. Усов (1920) различал эпиконтинентальные, почти не подвергающиеся складчатости, мощные геосинклинальные толщи, собранные в складки. В развитие этого принципа Г.А. Иванов в 1934 г. выделил платформенный и геосинклинальный типы формаций, дополненные позднее типом, переходным между ними. С развитием взглядов на геотектонические элементы Земли эта классификация усложнялась и уточнялась.

В классификациях угольных бассейнов по морфологическим признакам за основу принимается их современная структура. В схеме, предложенной П.И. Степановым и дополненной Ю.А. Жемчужниковым (Степанов, Миронов, 1937), выделены недислоцированные (платформенные) и дислоцированные угленосные бассейны. Среди последних установлены котловины простые, с периферической складчатостью и со сплошной складчатостью, бассейны наклонные, с горстовой, грабеновой структурой и с шарьяжами.

Аналогичную классификацию предложил М.М. Пригоровский, выделивший Донецкий, Подмосковный и Челябинский типы угленосных толщ. П.В. Васильев (1949) определил по морфологическим признакам среди платформенных формаций "собственно платформенные" и "тектонические впадины". Последние соответствуют типу горстовых и грабеновых бассейнов (Степанов, Миронов, 1937). Г.Ф. Крашенинников (1957) установил среди геосинклинальных формаций три зоны: внутреннюю, весьма подвижную, стабилизированную и краевых и внутренних прогибов, а платформенные подразделяет на формации молодых подвижных и древних устойчивых платформ. Он дал характеристику этих формаций и распределил запасы угля по геотектоническим типам. Е.О. Погребинский (1964) вводит в классификацию элемент фациального состава. Н.В. Логвиненко (1966) наряду с геотектоническими признаками учитывает климат (гумидный тропический, гумидный умеренно-влажный) и ландшафты эпохи углеобразования (межгорные и предгорные равнины, приморские равнины). И.В. Дорохин (1968) дает характеристику структурно-генетических типов угольных месторождений. Э.М. Сендерзон (1971), приведя обзор главным образом новых работ, предложил промышленно-генетическую классификацию угольных бассейнов, выделив группы формаций: геосинклинальную (подразделяемую на эвгеосинклинальный и миогеосинклинальный подтипы), парагеосинклинальную и платформенную (с подтипами устойчивых и подвижных платформ).

Последняя работа в этом направлении — статья Н.И. Погребнова (1972), в которой автор показывает размещение угленосных формаций в современных тектонических структурах земной коры значительно более детально, чем на карте угленосных формаций СССР, изданной в 1961 г. под редакцией И.И. Горского. Погребнов рассматривает размещение угленосных формаций в чехле древних и молодых платформ и во внутрискладчатых массивах, а также в складчатых областях разного возраста и отмечает специфические особенности формаций, расположенных в пределах выделяемых им структурных элементах.

Таким образом, значительное количество классификационных схем, основанных главным образом на геотектонических признаках, позволило систематизировать большой фактический материал. Однако эти схемы не лишены некоторых недостатков. Во-первых, сама геотектоническая терминология еще недостаточно устоялась; отсюда нечеткость классификации угленосных формаций, основанной на геотектоническом признаке. С этим связаны и значительные трудности определения места конкретных угольных бассейнов и месторождений в классификации. Во-вторых, некоторые каменноугольные бассейны в различных своих частях относятся к разным геотектоническим типам, т.е. являются политипными (Матвеев, 1970); имеется ряд бассейнов и месторождений переходного типа. Значительное количество месторождений — реликты ранее существовавших более крупных угленосных площадей, первоначальный геотектонический тип которых не всегда можно восстановить. Наконец, характеристика геотектонического типа далеко не всегда отражает его промышленную ценность. Это связано с тем, что процесс углеобразования весьма чувствителен по отношению к ряду факторов, трудно поддающихся учету на современном уровне знаний.

В связи с направленностью настоящей главы (освещение в основном угленосных формаций Русской платформы) мы не даем классификации угленосных формаций или бассейнов для всего Советского Союза. Приведенное ниже описание формаций основывается на разделении их на платформенные (с горизонтальным залеганием) и геосинклинальные (со складчатым залеганием) с небольшой группой формаций, связанной с грабеновыми структурами. Эта схема отвечает принципу, заложенному П.И. Степановым и М.М. Пригоровским, и охватывает основные угленосные бассейны и месторождения СССР.

### ПЛАТФОРМЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

С группой недислоцированных платформенных, иногда осложненных новейшими подвижками угленосных формаций связано большое количество угленосных бассейнов, площадей и месторождений, различных по размерам и геологическим условиям залегания. Угленосные отложения осадочного чехла платформ отличаются относительно небольшой мощностью и невысокой степенью регионального метаморфизма.

По масштабам, в частности по современному площадному распространению, платформенные угленосные формации связаны с синклинальными структурами разных порядков. Наиболее крупные комплексы осад-

ков, слагающих угленосные формации, — обширные впадины, по Т.Н. Спизарскому с соавторами (1966), койлогены. К ним относятся угленосные формации Русской платформы, Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы. По данным Ю.А. Косыгина (1969), эти образования принадлежат к структурам II порядка (см. табл. 8). Угленосные бассейны, связанные с такими структурами, в одних случаях подчинены окраинным зонам этих койлогенов (Канско-Ачинский бассейн с прилегающей к нему Тегульдетской впадиной, Подмосковский бассейн), а в других случаях охватывают большую часть площади структуры (Тунгусский и Ленский бассейны).

Далее выделяются формации, заполняющие впадины, которые должны быть отнесены к структурам III порядка ( $10^6-10^4$  км<sup>2</sup>). К ним принадлежат Минусинский, Иркутский бассейны, Днепровско-Донецкая впадина (карбон), Львовско-Волынский (Люблинский) бассейн и др. Представляется возможным выделить ряд мелких впадин IV порядка ( $10^4-10^2$  км<sup>2</sup>), которые иногда являются остатками некогда значительно более крупных угленосных территорий. На платформах имеются также месторождения, связанные с солянокупольной тектоникой — компенсационными прогибами, деградирующими купола, с поднятиями над куполами, с карстами и эрозионными впадинами.

Платформенные формации могут подвергаться последующим дислокациям. Так, в Канско-Ачинском бассейне возник Аргинский горст, на контакте с которым угленосные осадки приобрели крутое падение. Помимо тектонических нарушений на угленосных территориях платформ иногда проявляется интенсивная магматическая деятельность (Тунгусский бассейн).

С платформенными недислоцированными образованиями связываются окружающие их складчатые зоны, например, Приверхоанская (Сангарская) зона Ленского бассейна и Кизеловский бассейн, расположенный в Предуральском краевом прогибе. К ним же следует отнести приплатформенные зоны складчатых (геосинклинальных) бассейнов, хорошо прослеживающиеся на окраинах Донбасса, Печорского и других бассейнов.

При большой площади распространения общие геологические запасы углей платформенных формаций в СССР оцениваются в 5400 млрд. т, что составляет около 80% общесоюзных запасов.

Русская платформа охватывает обширную область, граничащую на востоке со складчатыми сооружениями Урала; на севере она уходит в акваторию Белого и Баренцева морей, на западе — за пределы государственной границы СССР; на юге в состав платформы входит Украинский кристаллический массив, отделенные от основной части Днепровско-Донецкой впадиной со складчатым Донецким бассейном (рис. 15).

Русская платформа представляет собой сложное сооружение, кристаллический фундамент которого образует ряд поднятий и депрессий, определяющих общую структуру осадочного чехла и, в частности, угленосных формаций. На большей ее части развиты типичные платформенные образования с ненарушенным, почти горизонтальным залеганием. С платформенными структурами генетически и пространственно тесно связаны окружающие их складчатые образования и переходные

к ним зоны. На востоке это Предуральский прогиб, в пределы которого входят Кизеловский и Печорский бассейны, на юге — Днепровско-Донецкая синеклиза, охватывающая Припятскую, Днепровско-Донецкую угленосные площади и Донецкий бассейн.

Угленосные формации Русской платформы связаны различными соотношениями с кристаллическим фундаментом. Непосредственно на породы фундамента, точнее на их кору выветривания, налагает палеогеновая угленосная формация Днепровского бурогоугольного бассейна (бучакский ярус). Также непосредственно на докембрийских железистых кварцитах лежат визейские угленосные отложения Белгородско-Обоянского угленосного района. В Подмосковном бассейне, на Зеленецкой и Камской угленосных площадях угленосная формация визейского возраста отделена от пород фундамента толщей ниже- и среднепалеозойских пород мощностью до 1000 м. Палеоген-неогеновые угленосные отложения Приуралья связаны с депрессиями, обусловленными тектоникой пермских соленосных отложений.

Угленосность Русской платформы приурочена к нескольким стратиграфическим горизонтам: верхнему девону, нижнему карбону, среднему и верхнему карбону, перми, юре, палеогену, неогену. Геологические запасы углей оцениваются здесь в 103 млрд. т, что составляет 1,4% общесоюзных запасов, а включая складчатую часть Донбасса и Печорского бассейнов — 392 млрд. т, или 5,5% общих геологических запасов страны (табл. 10).

Девонские углепроявления имеются на Тимане и в прилегающих к нему площадях. Наиболее значительно Волонгское месторождение, на котором в небольшом масштабе проведены разведочные работы. Здесь среди верхнедевонских отложений установлен невыдержанный пласт угля мощностью до 0,78 м. Девонские углепроявления известны на южном крыле Подмосковного бассейна и в Приуралье (Камская угленосная площадь). Их угли в основном кутукуловые липтобиолиты, по степени метаморфизма отвечающие маркам Б и Д. Промышленного значения они не имеют.

Визейская угленосная формация широко распространена на Русской платформе в пределах Подмосковного бурогоугольного бассейна, на Камской, Ульяновско-Саратовской и Зеленецкой угленосных площадях. В целом она приурочена к крупнейшей впадине — койлогену, с которым связан Кизеловский каменноугольный бассейн уже в пределах складчатой зоны Предуральского прогиба. Визейские угленосные отложения установлены также на южном склоне Воронежской антеклизы, где они образуют Белгородско-Обоянскую угленосную площадь, и откуда прослежены в западном направлении в пределах Днепровско-Донецкой и далее Припятской впадин. Угли этого возраста имеются также в Западном Донбассе на южном склоне Украинского кристаллического щита и во Львовско-Вольнском бассейне.

В Подмосковном бассейне визейская угленосная формация входит в состав палеозойского комплекса Московской синеклизы, образованного палеозойскими морскими и лагунными, частью соленосными и гипсоносными осадками. Непосредственно под угленосными отложениями за-

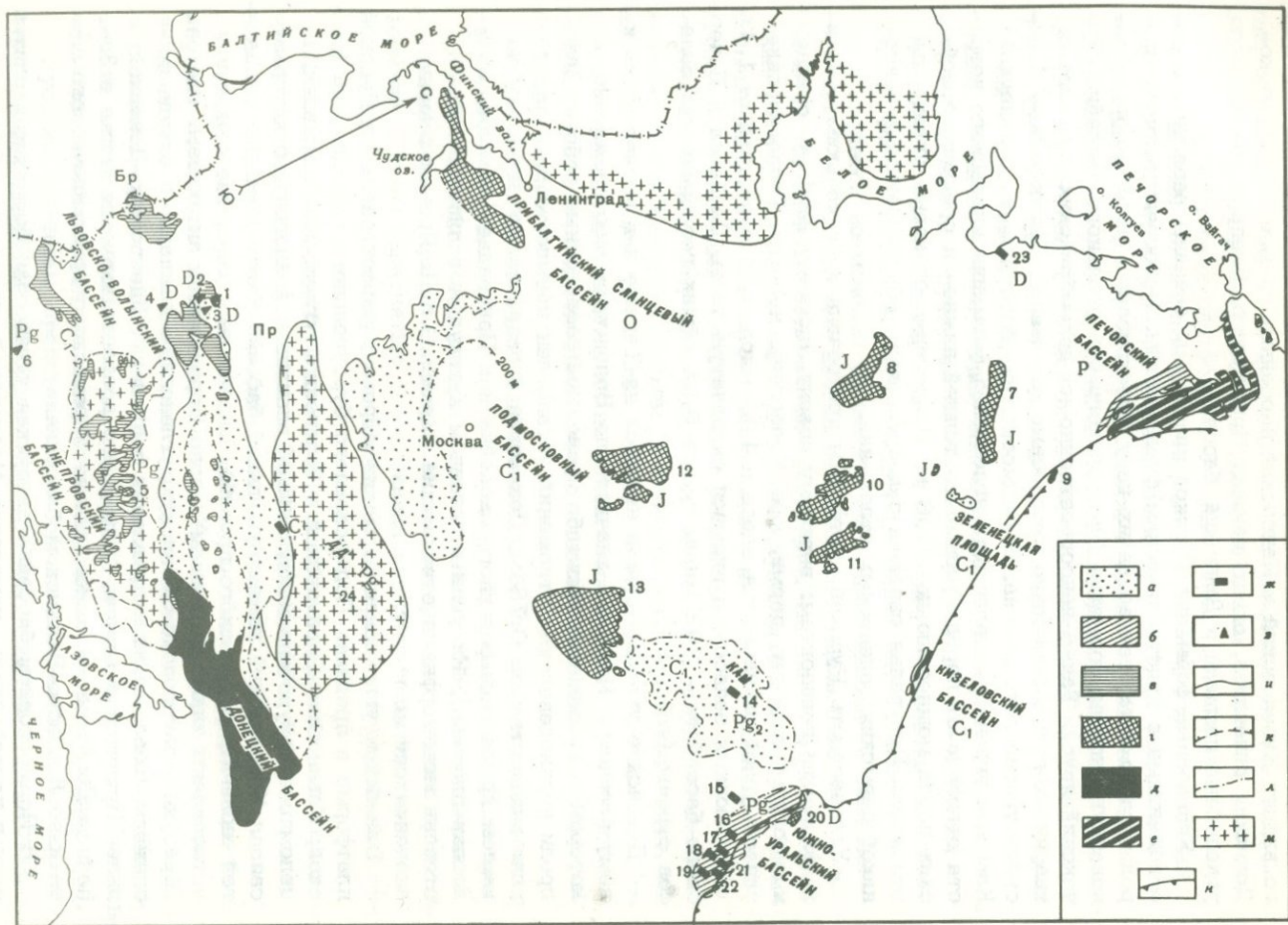


Рис. 15. Схематическая карта размещения угленосных и сланценосных формаций на Русской платформе

а-в - угленосные формации платформенной группы (а - карбонового возраста, б - пермского возраста, в - палеоген-неогенового возраста); г - сланценосные формации; д-е - угленосные формации геосинклинальной группы (д - карбонового возраста, е - пермского возраста); ж - отдельные угольные месторождения (возраст показан индексом); з - отдельные сланцевые месторождения (возраст показан индексом); и - границы угленосных и сланценосных формаций (бассейнов); к - изоглубины кровли угленосных отложений (в м); л - условные контуры угленосных бассейнов; м - шиты, антеклизы; н - восточная граница Русской платформы

Угленосные площади: Бр - Брестская, Пр - Припятская, ДД - Днепровско-Донецкая, Кам - Камская. Сланцевые месторождения: 1 - Любанское, 2 - Старобинское, 3 - Орестское, 4 - Туровское, 5 - Болытьшское; 6 - Карпатские мелилитовые сланцы. Сланцевые районы: 7 - Ижма-Печорский, 8 - Яренгский, 9 - Щугор-Вуктыльский, 10 - Сысольский, 11 - Кировский, 12 - Костромской, 13 - Ульяновский.

Угольные месторождения: 14 - Голышурминское, 15 - Альшеевское, 16 - Семеновское, 17 - Бабаевское, 18 - Маячное, 19 - Хабаровское, 20 - Лемезинское, 21 - Южно-Кургазинское, 22 - Тюльганское, 23 - Волонгское, 24 - Белгородско-Обоянский район

легают морские осадки турнейского яруса, образующие так называемый "доугленосный известняковый фундамент". Мощность толщ пород между кристаллическим фундаментом и угленосной формацией достигает 1000 м. Палеозойский осадочный чехол сгладил неровную поверхность фундамента и способствовал консолидации платформы в целом, в результате чего на огромных площадях Подмосковского бассейна нет заметных тектонических разрывов.

Собственно угленосная формация, отвечающая фазе регрессии моря, прослеживается на обширной территории платформы. Она имеет относительно небольшую мощность, порядка 120-150 м (бобриковский и тульский горизонты) и перекрывается морскими намюрскими, средне-, а затем верхнекаменноугольными отложениями мощностью более 300 м. Таким образом, угленосная формация здесь - лишь кратковременный эпизод в формировании палеозойского комплекса синеклизы. Породы угленосной формации сложены преимущественно песчано-глинистыми образованиями, содержащими прослой известняков с подчиненными по мощности пластами и линзами угля и углистых сланцев аллювиально-озерных, прибрежно-морских, лагунных и болотных условий образования. Угли гумусовые с прослоями богхедов и полубогхедов. По степени метаморфизма относятся к марке Б2. Пластов угля в угленосной толще 15, однако пластов рабочей мощности (свыше 1,2 м) на одной пло-

Таблица 10

Характеристика главных угленосных формаций  
(бассейнов) платформенного типа

Бассейны, площади	Возраст	Угленосность, млн. т/км <sup>2</sup>	Площадь, тыс. км <sup>2</sup>	Общие геологи- ческие запасы, млрд. т
Всего по СССР . . . . .	D-N	-	-	5012
В том числе по основ- ным бассейнам				
Русская платформа, всего	-	-	-	103
В том числе:				
Подмосковный бассейн . . .	C <sub>1</sub>	0,16	120	19,9
Зеленецкая угленосная площадь . . . . .	C <sub>1</sub>	-	-	(2,2)*
Камская угленосная площадь . . . . .	C <sub>1</sub>	-	-	(30,3)*
Львовско-Волынский бассейн . . . . .	C <sub>1</sub>	1,65	1,0	1,65
Припятская угленосная площадь** . . . . .	C <sub>1</sub>	1,50	0,75	1,11
Днепровско-Донецкая впадина . . . . .	C <sub>1</sub> -C <sub>2</sub>	-	-	8,67
Донецкий бассейн (плат- форменная часть) . . . . .	C <sub>1</sub> -C <sub>2</sub>	0,52	25	13,0
Печорский бассейн (платформенная часть) . . .	P	2,0	20	40,1
Урало-Каспийский бассейн . . . . .	J	-	-	0,562
Южно-Уральский бассейн (50 месторождений) . . . . .	N-Pg	0,72 (25)**	24 (0,07)**	1,74
Брестская угленосная площадь . . . . .	N	-	-	2,32
Припятская угленосная площадь . . . . .	N	-	-	1,02
Днепровский бассейн . . . . .	Pg	-	-	5,96
Восточные районы СССР				
Тунгусский бассейн . . . . .	C <sub>2</sub> P <sub>2</sub>	2,25	1045	3245
Ленский бассейн (плат- форменная часть) . . . . .	Cr-J	3,5 1,7	371 43	1299 76,1
Канско-Ачинский бассейн	J	11,9	50	597

\* Прогнозные запасы III группы (в общем итоге не учтены).

\*\* Площадь (угленосность) собственно угольных месторождений.

шадя обычно не более двух. Максимальная мощность пластов угля до 10 м, средняя мощность 1,5–2,0 м.

Визейская угленосная формация прослеживается на площади 120 тыс. км<sup>2</sup>, считая от выходов на поверхность до глубины 200 м. Скважины на территории Москвы показали наличие этой формации и на более глубоких горизонтах. При столь широком распространении формации промышленная угленосность развита на отдельных участках – месторождениях, подчиняясь неровностям поверхности доугленосного “известнякового фундамента”, который в известной степени с точки зрения угленакопления аналогичен кристаллическому фундаменту Днепровского бассейна. Угольные залежи в большинстве случаев имеют неправильную, амебообразную форму, обусловленную первичными генетическими контурами, осложненную последующими размывами. С известной степенью условности в пределах Подмосковского бассейна насчитывается более 200 таких самостоятельных “месторождений” площадью от 1–2 до 350 км<sup>2</sup> каждое. Общие геологические запасы углей Подмосковского бассейна оцениваются в 19,9 млрд. т, из них кондиционных 10,9 млрд. т, разведанных 4,77 млрд. т (1968 г.).

Зеленецкая (Южно-Тиманская) угленосная площадь расположена на юге Тимана, южнее г. Ухта. Угленосные визейские отложения здесь не выходят на поверхность и были выявлены при проведении поисковых работ на бокситы, нефть и газ. Мощность угленосной свиты, отвечающей бобриковскому и тульскому горизонтам, 40–43 м (Бурцев, 1971). Она лежит непосредственно на девонских отложениях, причем к основанию ее приурочен бокситовый горизонт. Устабовлено до пяти пластов бурого угля мощностью 0,3–2,2 м. Территориальное распространение углей и угленосной свиты ограничено. Камская угленосная площадь расположена в Среднем Поволжье и нижнем течении р. Камы. Угленосные визейские отложения залегают здесь на глубинах от 900 до 2293 м. Они вскрыты нефтепоисковыми и 20-ю специальными скважинами на уголь. Площадь угленакопления размером 35–40 тыс. км<sup>2</sup> расположена в пределах Башкирского поднятия Камско-Кинельской впадины. Мощность угленосной формации 200 м. Она сложена, как и в Подмосковном бассейне, песчано-глинистыми породами, глинами, частично огнеупорными или углистыми, и углями. Морские отложения представлены известняками. Угли, относящиеся к марке БЗ-Д, образуют невыдержанные пласты мощностью 2–5 м, в одном пересечении до 20 м. Прогнозные запасы углей III группы (не учитываемые в общих итогах) оценены в 30 млрд. т.

Ульяновско-Саратовская угленосная площадь – юго-западное продолжение Камской. Мощность угленосной толщи здесь от 30–40 до 230 м. Угленосность ее невысокая, мощность пласта угля лишь в одном из 13 подсечений достигает 2,5 м.

Средне-верхнекаменноугольные формации в пределах Русской платформы – в основном безугольные морские осадки. Угленосные отложения этого возраста развиты в складчатой зоне Донецкого бассейна, откуда они протягиваются на южный склон Воронежского массива и там залегают почти горизонтально. Они прослеживаются также в пределах Днепровско-Донецкой впадины.

Формации пермского возраста на Русской платформе распространены широко и могут быть разделены на две существенно различные зоны: зону гумидных угленосных формаций, развитых на севере, и зону преимущественно аридных морских и континентальных образований, среди которых распространены соленосные и гипсоносные образования Приуралья, центральных областей и Донбасса.

В зоне гумидных формаций расположен Печорский бассейн, основная часть которого относится к складчатой зоне Предуралья, а к Русской платформе может быть отнесена только его западная часть, характеризующаяся переходом к морским фациям. Угленосность этой зоны невелика, угли бурые (БЗ) и переходные к каменным. При значительной площади распространения запасы их оценены в 40 млрд. т. В зоне аридных осадков имеются только два небольших месторождения позднепермского возраста — Голюшурминское и Альшеевское.

Юрские, широко развитые на Русской платформе отложения залегают несогласно на палеозое и сложены в основном мелководными морскими и континентальными осадками. Угленосность юрских отложений установлена в отдельных пунктах. Наиболее значительные углепроявления известны в пределах южного крыла Подмосковного бассейна, в Малоарославском районе. Здесь вскрыт пласт угля мощностью 1–2 м, эксплуатировавшийся ранее в небольшом масштабе. Угленосная толща приурочена к врезанным в палеозой эрозионным долинам. В последнее время буровыми работами в пределах Припятской впадины выявлено Червоноозерское месторождение (Маркович, Просвирякова, 1972). Среднеюрским отложениям на этом месторождении подчинены пласты угля, мощность одного из них до 1,3 м при мощности собственно чистого угля 1,0 м. К юрским относятся также месторождения, связанные в основном с солянокупольной тектоникой Урало-Каспийского бассейна.

Кроме углей, юрским отложениям Русской платформы подчинены горючие сланцы (см. главу 10).

Палеогеновые и неогеновые угленосные формации имеются в Днепровском бассейне, на Днепровско-Донецкой угленосной площади, в Припятской и Брестской впадинах, в Южно-Уральском бассейне, и в виде незначительных углепроявлений в районах Пасековского, Юски-Текерменского и Чершилинского месторождений.

Днепровский буроугольный бассейн расположен на Украинском кристаллическом щите. Палеогеновые угленосные отложения его залегают непосредственно на коре выветривания древних пород. Это дало Н.В. Логвиненко основание отнести его к угленосным формациям "осадочного чехла кристаллических массивов (щитов)". На общей площади около 150 тыс. км<sup>2</sup> здесь выявлено около 90 отдельных месторождений, приуроченных к пяти основным, преимущественно рукавообразным меридиональным депрессиям эрозионного или эрозионно-тектонического происхождения, о котором свидетельствуют общее направление депрессий, отвечающее направлению выявленных нарушений, значительная нарушенность в смежном Западном Донбассе, а также отдельные смещения в осадках палеогена. Угленосная формация бучакского яруса

сложена песками, различными глинами, вторичными каолинами, бурыми углями марки Б1 и редко залегающими в основании толщи конгломератами; общая мощность формации 40–50 м. Выше следуют киевский, харьковский и полтавский ярусы, отвечающие периодам трансгрессии моря. Мощности пластов и линз угля достигают 20 м, в среднем 3–4 м. Общие геологические запасы угля 5,6 млрд. т.

В пределах Днепровско-Донецкой впадины известен ряд буроугольных месторождений, связанных с соляной тектоникой, точнее – с компенсационными прогибами у поднимающихся соляных куполов, и с депрессионными воронками над ними. В районе установлено 24 прогиба и 16 воронок. Наиболее крупное Новодмитровское месторождение расположено над соляным штоком. Здесь на площади 12 км<sup>2</sup> развита угольная залежь мощностью до 65 м (в среднем 35 м) с запасами 570 млн. т. Подчинена она палеоген-неогеновым отложениям, мощность которых в районе месторождения достигает 500–700 м (на окружающих площадях 50–70 м). В Припятской впадине известно несколько третичных буроугольных залежей, связанных с карстовыми понижениями.

Южно-Уральский буроугольный бассейн расположен в пределах Башкирской АССР и Оренбургской области на площади 24 тыс. км<sup>2</sup>, где насчитывается до 50 угленосных депрессий, связанных с карстовыми воронками и соляной тектоникой. В бассейне, наряду с обычными, имеются сверхмощные пласты; так, на пяти местонахождениях мощность пласта более 80 м, а на упомянутом выше Кривлевском пласте 120 м. Общие геологические запасы 1,7 млрд. т.

### ГРАБЕНОВЫЕ ИЛИ ТАФРОГЕНОВЫЕ ФОРМАЦИИ

К этой группе отнесены многие угленосные бассейны, площади и месторождения сравнительно небольших размеров, с ограниченными запасами и разными условиями залегания. П.И. Степанов (Степанов, Миронов, 1937) отнес их к бассейнам с горстово-грабеновой структурой. По Г.Ф. Крашенинникову (1957), это формация "молодых подвижных платформ". Однако поскольку возраст платформ играет здесь подчиненную роль, представляется целесообразным в их наименовании отразить структурный элемент – принадлежность к тектоническим депрессиям грабенового характера. П.К. Куликов (1972) при рассмотрении элементов тектоники Западно-Сибирского нефтеносного бассейна отнес Приуральские угленосные депрессии к группе тафрогенных структур, И.В. Дорохин (1968) – к тафрогеосинклиналям.

Депрессии, с которыми связана описываемая группа формаций, обычно линейно вытянутые. Размеры депрессий небольшие – от 100 до 1300 км<sup>2</sup>; по Ю.А. Косыгину (1969), это образование IV–V порядков. Угленосные формации или залегают непосредственно на породах фундамента, или отделяются от него подстилающими, часто эффузивно-туфогенными либо осадочными толщами. Фациально формации представлены лимническими континентальными отложениями, среди

которых обычны конгломераты. Пласты угля достигают большой мощности, но подвергаются расщеплениям и выклиниваниям. В пределах структур залегание пород осложняется нарушениями сбросового типа, т.е. связанными с растяжением земной коры, а иногда и со складчатостью различной интенсивности.

Типичный пример формаций описываемой группы — формации юрских и триасовых угленосных бассейнов и месторождений Восточного Приуралья. К ним относятся Челябинский бассейн, Буланаш-Елкинский и Серовский угленосные районы и находящийся несколько восточнее Тургайский (Убаганский) бассейн. Наиболее крупный из них Челябинский бассейн представляет собой узкую депрессию протяженностью 170 км при ширине до 13 км. Площадь его 1,3 тыс. км<sup>2</sup>. Угленосность крайне невыдержанная. Наибольшая мощность пласта 50–70 м и даже до 200 м на Коркинском месторождении. Мощность мезозойских образований, представленных эффузивно-туфогеновой туранской серии и собственно угленосными осадками, достигает здесь 3,5 тыс. м.

По характеру угленосности другие бассейны и месторождения рассматриваемой группы имеют тот же характер. Так, Тургайский бассейн объединяет 13 депрессий (рис. 10). Аналогичную картину дает Забайкальская угленосная площадь, в пределах которой установлены три депрессии с неогеновыми углями (Западно-Байкальская группа) и 62 с юрско-меловыми. К этому типу, по-видимому, следует отнести Гонамский район Южно-Якутского бассейна.

В Средней Азии в большинстве структур этого типа пласты угля залегают в нижней части континентальной юрской угленосной формации почти непосредственно на породах фундамента, в неровностях явно эрозионного происхождения (Кок-Янбак, Кызыл-Кия).

В связи с наличием в грабеновых угленосных бассейнах мощных пластов угля промышленное значение их велико. Общие геологические запасы приближаются к 227 млрд. т (табл. 11).

### ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ

К этой группе относятся угленосные формации, приуроченные к бассейнам различного геотектонического типа — по П.И. Степанову, котловинные типы и наклонные. Основные их признаки — мощный угленосный комплекс, складчатость, имеющая зональное строение, широкий диапазон стадий метаморфизма углей — от бурых до антрацитов. Однако в зависимости от степени сохранности бассейна по отношению к процессам денудации верхние зоны метаморфизма, как и наиболее метаморфизованные угли, могут отсутствовать из-за недостаточной глубины первоначального погружения.

В бассейнах котловинного типа (Донецкий, Печорский, Таймырский, Кузнецкий и Карагандинский) сосредоточены основные промышленные запасы углей СССР (табл. 11). К ним по общим структурным признакам относятся Южно-Якутский (западная часть), Буреинский и в известной степени Восточно-Ферганский бассейны мезозойского воз-

Таблица 11

Характеристика угленосности основных грабеновых  
(тафрогеновых) формаций

Впадины	Возраст	Углеплотность, млн. т на км <sup>2</sup>	Площадь, тыс. км <sup>2</sup>	Общие геологические запасы, млрд. т
Серовский район . . . . .	T	1,09	0,165	0,180
Буланаш-Елкинское месторождение . . . . .	T	12,2	0,015	0,183
Челябинский бассейн . . . . .	T	1,05	1,3	1,36
Тургайский бассейн, всего . . . . .		9,4	6,6	61,9
В том числе месторождения:				
Кушмурунское . . . . .	J	36	0,084	3,02
Эгисайское . . . . .	J	23	0,2	4,59
Джаныспайское . . . . .	J	14	2,0	28,5
Кызылтальско-Савиновское	J	8,3	1,4	11,6
Мхатовское . . . . .	J	6,8	1,8	12,2
Забайкальская угленосная площадь, всего . . . . .	J-Cr	3,26	7,3	23,8
В том числе:		6,7	0,66	4,40
Гусиноозерское месторождение . . . . .	Cr			
Тугнуйское месторождение	J	5,9	0,25	1,47
Красночикийское месторождение	J <sub>3</sub> -Cr	17	0,25	4,25
Западно-Забайкальская группа:				
Тункинская котловина . . . . .	N	2,85	1,0	2,85
Прибайкальская группа (Танхойское месторождение)	N	3,2	0,35	1,13
Районы Дальнего Востока:				
Майхинское месторождение	Pg			
Угловский бассейн . . . . .	Pg			
Аркагалинская угленосная площадь . . . . .	Cr	3,24	0,36	1,10
Средняя Азия:				
Фан-Ягнобское месторождение . . . . .	J	15,9	0,12	1,67
Всего по СССР . . . . .		-	20,864	227

Таблица 12

Характеристики угольных бассейнов геосинклиналиного типа

Бассейн	Возраст	Угленплотность, млн. т/км <sup>2</sup>	Площадь тыс. км <sup>2</sup>	Общие геологические запасы, млрд. т
Кузнецкий . . . . .	C <sub>1</sub> -P <sub>2</sub>	27,2	26	707
Донецкий (складчатая часть) . . . . .	C <sub>1</sub> -C <sub>3</sub>	3,3	35	115
Печорский (складчатая часть) . . . . .	P <sub>1</sub> -P <sub>2</sub>	2,5	70	173
Таймырский . . . . .	P <sub>1</sub> -P <sub>2</sub>	3,1	75	234
Карагандинский . . . . .	C <sub>1</sub> -C <sub>2</sub>	16,3	3	49
Бурейнской . . . . .	C <sub>г</sub>	5,1	83	15,2
Южно-Якутский . . . . .	J	0,92	25	22,9
Узгенский . . . . .	J	2,03	2	4,05
Ленский (складчатая часть) . . . . .	J-C <sub>г</sub>	8,1	29	235
Кизеловский . . . . .	C <sub>1</sub>	0,57	До 1,5	0,847

раста. Все эти бассейны имеют форму удлиненных замкнутых или полузамкнутых котловин, выполненных угленосными формациями большей мощности и с различной степенью дислоцированности.

Осадочные комплексы геосинклиналиных угленосных бассейнов характеризуются наличием безугольных, преимущественно морских формаций, залегающих в основании и переходящих постепенно в континентальные угленосные отложения верхней, иногда средней части комплексов. Исключение представляет Южно-Якутский бассейн, в пределах которого угленосная формация местами залегает непосредственно на породах фундамента или на перекрывающих его кембрийских отложениях. Это, по-видимому, дало основание П.В. Васильеву отнести бассейн к платформенному типу. В табл. 12 приведены характеристики угольных бассейнов геосинклиналиного типа.

Как указывалось, отличительная черта бассейнов — большая мощность угленосных комплексов, достигающая в Донбассе 18 км, в Кузбассе 12 км (см. табл. 8). Она закономерно убывает от осевых частей бассейнов к генетическим границам. При этом соотношения между максимальными и минимальными мощностями отдельных горизонтов обычно сохраняются постоянными ("правило Ершова"), что характеризует особенность режима прогибания. В зависимости от изменения мощностей распределяются зоны метаморфизма, интенсивность которого повышается в направлении к наиболее погруженной части бассейна. Степень дислоцированности также имеет зональный характер; она прямо пропорциональна величине мощностей, но в то же время зависит от тектонической активности окружающих массивов, от

которых внутренние зоны бассейнов иногда отделяются крупными нарушениями.

Наклонные бассейны развиты по окраинам платформ. К ним относятся Кизеловский бассейн и складчатая часть Ленского бассейна.

### СОПУТСТВУЮЩИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Угленосные формации, кроме углей, содержат ряд сопутствующих полезных ископаемых, входящих в состав и самих углей, и вмещающих пород. Краткая сводка по ним дана в работе В.Р. Клера (1967).

В составе угленосных формаций известны следующие полезные ископаемые.

Редкие и цветные металлы встречаются в углях в виде металлоорганических соединений и минеральных примесей. По данным В.Р. Клера (1967), в добытых в СССР в 1965 г. углях содержалось (в тыс. т): германия 2, скандия 3, кобальта 5, никеля 15, цинка 25, иттрия 5, молибдена 1, свинца 8. Некоторые угли золотосные. Практическое значение имеет германий. Элементы-примеси в углях отражают в известной степени геохимическую обстановку области сноса. В качестве примера можно привести высокожелезистые золы углей Обоянского месторождения, глиноземистые угли юры Подмосковного бассейна и др.

Высокоглиноземистое и керамическое сырье связано с зольной составляющей угля и со вмещающими породами. Высокоглиноземными золами ( $Al_2O_3$  до 39-40%) характеризуются некоторые угли Подмосковного бассейна, Серовского района Урала, Экибастузского, Кузнецкого бассейнов и др. Огнеупорное сырье имеется во вмещающих породах Боровичского и Кимовского месторождений, в Подмосковном бассейне, на Ангренском месторождении в Средней Азии, в Канско-Ачинском и других бассейнах.

Месторождения черных и цветных металлов известны в фациально измененных угленосных формациях. Так, в Читинской области крупное Березовское железорудное месторождение связано с фациально измененными угленосными отложениями мелового возраста. В осадочных отложениях Обь-Иртышского койлогена, которому подчинены и угленосные формации, известно крупное Колпашевское месторождение бурых железняков мезозойского возраста. Переход угленосных фаций в меденосные в карбоне Казахстана описан Г.Ф. Крашенинниковым (1965).

Бокситы тесно связаны с угленосной толщей визейского яруса Подмосковного бассейна. На севере Западного крыла этого бассейна угленосные фации переходят в бокситовые.

Известняки и доломиты входят в состав угленосной толщи Донецкого бассейна. В среднем (угленосном) карбоне имеются пласты известняка мощностью 1,8-8,0 м со сравнительно ограниченными запасами. Большая мощность нижнекаменноугольных известняков в неугленосной части этого отдела установлена, например, на Еленовском месторождении флюсовых известняков.

Динасовые кварциты подчинены бучакскому ярусу палеогена Днепровского бассейна, юрским отложениям Иркутского бассейна.

Сера входит в состав органической части угля и в конкреции и может излекаться как попутный компонент. Органическую серу высокосернистых углей можно выделять из дымовых газов. Колчеданная сера входит в состав конкреций угольных пластов, отделяемых при обогащении углей; она может быть использована в сернокислотном производстве.

Огромное количество газа, в основном — метана, образующегося в процессе метаморфизма угленосных формаций, частично теряется в атмосферу, но значительные его количества, попадая в различного рода "ловушки", образуют газовые месторождения. Такие газовые месторождения, как Шебелинское, Вилкойские и Западно-Сибирской низменности связаны с развитыми в этих районах угленосными отложениями (Молчанов, Тыхнов, 1961).

## ВЫВОДЫ

Угленосные формации СССР, сложенные ими угольные бассейны и местонахождения весьма разнообразны. Иногда это образования широкого регионального масштаба, охватывающие площади до 1 млн. км<sup>2</sup>. Наряду с этим имеются небольшие угленосные площади, представляющие собой остатки некогда крупных угленосных образований, а также месторождения, связанные с мелкими эрозионно-тектоническими впадинами, с карстами, соляной тектоникой, площадью от единиц до первых десятков квадратных километров.

Большинство угленосных формаций входит в состав сложных осадочных и осадочно-туфогенных комплексов (мегаформаций), слагающих отдельные геологические структуры того или иного масштаба. При этом собственно угленосные формации в составе комплексов образуют один или несколько горизонтов, которые либо составляют значительную часть комплексов, либо представляют собой кратковременные эпизоды в их развитии.

Возникновение угленосных формаций связано прежде всего с развитием наземной растительности, с наличием благоприятной климатической и палеогеографической обстановки. При этом решающим фактором будут определенные геотектонические условия, благоприятствующие накоплению и захоронению осадочных и осадочно-туфогенных толщ с подчиненными им континентальными или прибрежно-бассейновыми угленосными формациями. Эти условия в основном и определяют их геотектонический тип.

Угленосные формации после их образования испытывают вторичные изменения; вмещающие породы и сами угли подвергаются процессам метаморфизма (в широком понимании этого термина), складчатости и последующей эрозии. В результате первоначально единые площади распространения формаций сокращаются и расчленяются на отдельные

части, отвечающие современным контурам бассейнов, угленосных площадей и отдельных месторождений.

Существующие многочисленные классификации угленосных формаций и угольных бассейнов основаны главным образом на принадлежности их к тем или иным геотектоническим элементам земной коры.

Процесс углеобразования весьма чувствителен по отношению к ряду факторов, трудно поддающихся учету на современном уровне знаний. Это создает известные трудности в прогнозе угленосности, приводит к тому, что в близких геотектонических условиях и в выделяемых по этим признакам типах угленосность оказывается существенно различной.

Для практических целей наибольший интерес представляет классификация современных бассейнов, основы которой даны П.И. Степановым и М.М. Пригоровским. В настоящее время представляется целесообразным выделить три основных типа: платформенный (с горизонтальным залеганием), геосинклинальный (со складчатым залеганием) и тафrogenный (связанный с грабенами). Эти три типа охватывают основные бассейны и месторождения СССР. Второстепенную роль играют месторождения, связанные с соляной тектоникой, карстовыми и другими депрессиями. Часть угольных месторождений является реликтами ранее существовавших более крупных площадей, первоначальный тип которых установить трудно.

С угленосными формациями, помимо углей, связан ряд сопутствующих полезных ископаемых.

## ФОРМАЦИИ, ВМЕЩАЮЩИЕ ГОРЮЧИЕ СЛАНЦЫ

Термин "горючие сланцы" имеет различные значения. В широком его понимании горючими сланцами называются высокозольные горючие твердые полезные ископаемые, содержащие органические вещества различного происхождения и различных условий и стадий преобразования. Этот широкий термин включает: углистые, битуминозные, пиробитумные и липтобиолитовые сланцы, высокозольные сапропелиты и другие породы с повышенным содержанием органического вещества.

Наиболее распространено более узкое значение термина: под горючими сланцами, как полезными ископаемыми, подразумеваются ископаемые морские и озерные высокозольные сапропелиты, дающие высокий выход битумов при термической обработке при ограниченном количестве битумов, экстрагируемых при нормальных температурах. Такие горючие сланцы некоторые исследователи называют пиробитумными сланцами.

В зависимости от содержания и характера органического вещества горючие сланцы образуют переходы:

к породам, содержащим битумы нефтяного ряда;

к углям сапропелевого (богхеды), гумус-сапропелевого и липтобиолитового состава;

к высокозольным гумусовым образованиям (углистым и липтобиолитовым сланцам).

В процессе метаморфизма в результате карбонизации различия между горючими сланцами, битуминозными и углистыми породами сглаживаются и все указанные породы переходят в углеродистые сланцы, обогащенные органическим углеродом, с низким содержанием углеводородов.

Общепринятых параметров, отграничивающих горючие сланцы от битуминозных и углистых пород и других каустобиолитов, в настоящее время нет. В практике оценки геологических запасов СССР для выделения горючих сланцев условно устанавливаются следующие границы:

между горючими сланцами и углистыми или битуминозными породами - по предельной теплоте сгорания ( $Q_{\text{с}}^{\text{с}}$ ) - 1200 ккал/кг;

между углями и горючими сланцами - по зольности: 50%, включая содержание углекислоты карбонатов ( $A^{\text{с}} + \text{CO}_2$ );

между горючими и углистыми или высокоуглеродистыми сланцами - по выходу смол ( $T^{\Gamma}$ ) - 10%.

В настоящей главе рассматриваются горючие (пиробитумные) сланцы в указанном выше узком понимании термина в приведенных условных границах показателей качества.

Основные типы сланцесодержащих формаций и фациальные условия образования горючих сланцев СССР рассмотрены во многих работах (Страхов, 1934, 1939, 1960; Бауков, 1956, 1960; Котлуков и др., Формации горючих сланцев, 1973). Достаточно детально исследованы Прибалтийский и Волжский сланцевые бассейны, в меньшей степени Байсунское, Болтышское и Кендерлькское месторождения. Условия образования остальных типов горючих сланцев изучены слабо.

Месторождения горючих сланцев и сланцепроявления связаны с самыми разнообразными морскими, лагунными и континентальными фациальными обстановками, образуются и в гумидном, и в аридном климате. Этим горючие сланцы принципиально отличаются от углей, образующихся в континентальных (лимнических) и прибрежно-морских (параллических) условиях исключительно в гумидном климате.

В подавляющем большинстве случаев пласты горючих сланцев во вмещающих их формациях занимают подчиненное положение, и выделение осадочных толщ, содержащих горючие сланцы, в самостоятельные формации нецелесообразно. Правильнее рассматривать сланценосность угленосных, соленосных, карбонатных и других формаций.

Образование месторождений горючих сланцев и их состав контролируются тремя основными, взаимосвязанными факторами: фациальной обстановкой, геоструктурным положением и возрастом образования, предопределяющими в совокупности типы сланцевых месторождений и принадлежность пластов горючих сланцев к тем или иным формациям.

#### ФАЦИАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ СЛАНЦЕНАКОПЛЕНИЯ

Горючие сланцы — полифациальные полезные ископаемые, образуются в разнообразных фациальных обстановках во всех климатических зонах. Достаточно высокая концентрация органического вещества возможна лишь в узких интервалах палеогеографических и геолого-геохимических условий, к числу которых относятся:

1) ограниченный привнос, терригенного материала, возможный при плоском рельефе или удаленности областей седиментации от областей сноса;

2) сравнительно узкий интервал глубин морских бассейнов, оцениваемый первыми десятками метров и не превышающий 100 м, так как с возрастанием глубин увеличивается разложение планктона при седиментации и уменьшается количество бентоса; на глубинах более 100 м планктон не достигает дна, полностью разлагается в водной среде, а количество бентоса резко уменьшается;

3) относительно слабая подвижность придонных слоев бассейна, обуславливающая седиментацию легкоподвижных осадков;

4) наличие восходящих потоков, обуславливающих обильное развитие планктона, или условий, вызывающих его массовую систематическую гибель и захоронение.

Месторождения горючих сланцев СССР связаны со следующими фациальными комплексами отложений.

Карбонатно-глинистые и глинисто-карбонатные отложения эпиконтинентальных мелководных морских бассейнов плоского типа с нормальным солевым и газовым режимом. Фациальные условия образования горючих сланцев в отложениях этого типа:

планктон-бентосовое происхождение органического вещества; небольшие глубины седиментации — несколько десятков метров; незначительная подвижность придонных слоев, обеспечивающая седиментацию весьма тонких и легкоподвижных осадков;

плоский рельеф морского дна и удаленность от источников привноса терригенного материала, обуславливающие пониженный привнос минеральных компонентов и достаточно высокую концентрацию органического материала;

нормальный газовый режим придонных слоев, обеспечивающий широкое развитие бентоса;

накопление достаточно устойчивого к окислению и аэробному биохимическому разложению органического материала вследствие наличия в придонных слоях кислорода; с этих позиций горючие сланцы керогенного состава, по-видимому, можно рассматривать как морские аналоги образованных в континентальных условиях липтобиолитовых сланцев (те и другие представляют собой наиболее устойчивые остатки и продукты разложения организмов);

карбонатно-глинистый и глинисто-карбонатный тонкодисперсный состав минеральной части осадка;

сравнительно непродолжительное развитие анаэробных бактериологических процессов в осадке, а также ограниченные возможности удаления газообразных и жидких продуктов разложения органического материала вследствие быстрой литификации и слабой проницаемости осадков;

низкая степень карбонизации органического вещества даже в древних отложениях как следствие низких давлений и температур, характерных для платформенных условий.

Указанные условия накопления и изменения осадков приводят к образованию своеобразного, устойчивого к окислению органического вещества — керогена, отличающегося по составу и от битумов нефтяного ряда, и от углей гумусового и сапропелевого состава.

Глинистые, глинисто-кремнистые и глинисто-карбонатные отложения застойных участков эпиконтинентальных морских бассейнов плоского типа. Условия их образования близки к предыдущим, имеют следующие отличия:

отсутствие или ограниченное количество кислорода в придонных слоях моря, обуславливающее отсутствие или угнетенный состав бентоса, восстановительную обстановку в нижних слоях, развитие анаэробных процессов разложения, повышенную битуминизацию органического вещества до его захоронения;

значительно больший интервал глубин образования, поскольку в восстановительной среде погружающийся после отмирания планктон может достичь больших глубин;

накопление сланцесодержащих пород в понижениях морского дна при отсутствии движения воды в придонных слоях;

планктонное происхождение органического вещества;

образование наряду с глинисто-карбонатными сланцами сланцев глинисто-кремнистого состава.

Фациальные условия накопления и преобразования органического вещества этого типа более благоприятны для накопления рассеянного органического вещества и способствуют его битуминизации. Органическое вещество сланцев менее стойко к окислению, и, по-видимому, легче подвергается карбонизации, так как выделяет легкоподвижные газообразные и жидкие углеводороды. Поэтому с фациальной обстановкой этого типа обычно связаны низкокалорийные горючие сланцы, которые часто не рассматривают как горючие полезные ископаемые (например, диктионемовые сланцы Прибалтики и Швеции, а также нефтепроизводящие битуминозные отложения).

Терригенные глинистые и глинисто-кремнистые отложения геосинклинальных морских бассейнов. Для них характерны:

преимущественно планктонное происхождение органического вещества;

повышенный привнос тонкодисперсного терригенного материала;

накопление преимущественно рассеянного органического вещества и ограниченное развитие условий, благоприятных для высокой его концентрации;

преимущественно глинистый состав отложений.

Обогащенные органическим веществом породы, связанные с фациальной обстановкой рассматриваемого типа, развиты необычайно широко в формациях всех геологических эпох. К сланцам такого типа относятся, например, силурийские граптолитовые сланцы, менилитовые сланцы Карпат. Однако горючие сланцы имеются только в Альпийских геосинклинальных формациях; в более древних отложениях из-за высокой карбонизации органического вещества они как полезные ископаемые не рассматриваются.

Глинисто-соленосно-гипсоносные сланцесодержащие отложения горько-соленых лагун и континентальных озер. Условия их образования:

планктонное происхождение органического материала;

автохтонно-алихтонный способ накопления;

преимущественно глинистый малокарбонатный состав минеральной части (известны битуминозные породы и другого состава, например битуминозные ангидриты);

аридный климат областей осадконакопления;

отсутствие фауны или крайне ограниченный состав ее;

образование в самосадочных горько-соленых лагунах или континентальных озерах;

тесная парагенетическая связь с соленосно-гипсоносными отложениями, иногда с содержанием туфогенного материала.

Сапропелево-карбонатные отложения лагун. Для них типично образование доломитизированных карбонатно-мергелистых вы-

сокобитуминозных пород, рассматриваемых обычно как нефтепроизводящие породы. Сланцепроявления, как правило, ограничены.

Терригенно-сапропелевые отложения лагун. Они образуются при наличии преимущественно глинистых сланцев, обогащенных органическим веществом (например, рыбные сланцы в третичных отложениях Кавказа). Сланцы залегают в виде прослоев, обычно имеют низкую калорийность и битуминозный состав (например, горючие сланцы бюргузинской свиты Кавказа).

Пресноводно-озерные континентальные отложения. Условия их образования:

планктонное происхождение органического вещества;

связь сланцenaкопления с угленакоплением: обычно образование сланцевых пластов предшествует образованию угольных пластов;

карбонатно-глинистый, глинистый, реже кремнисто-глинистый состав минеральной части горючих сланцев;

ограниченный привнос терригенного материала, отлагающегося в краевых частях озер, и приуроченность накопления органического материала к центральной их части;

отсутствие фауны непосредственно в сланцах и пресноводный характер ее во вмещающих породах.

Сланцenaкопление в пресноводно-озерных условиях обычно сопровождается образованием озерных мергелей и известняков, реже диатомитов.

В геосинклинальных областях образование горючих сланцев пресноводно-озерного типа тесно связано с вулканогенно-осадочными формациями.

### **ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ СЛАНЦЕНАКОПЛЕНИЯ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ СЛАНЦЕСОДЕРЖАЩИЕ ФОРМАЦИИ**

С геотектонических позиций сланцесодержащие отложения отличаются от угленосных накоплением в прогибах, не компенсируемым осадконакоплением и образованием в периоды сравнительно низкой активности и незначительной дифференциации тектонических движений, обуславливающих пониженный привнос терригенного материала в область сланцenaкопления.

Горючие сланцы известны в самых различных геотектонических зонах: на стабильных и подвижных платформах в мио- и эвгеосинклиналях как в геосинклинальный период их развития, так и в отдельных структурах орогенного периода. Однако горючие сланцы как полезные ископаемые связаны преимущественно с платформенными формациями.

Практически все сланцесодержащие формации относятся к разнофациальным образованиям. В отличие от углей, являющихся основными членами формаций, горючие сланцы – второстепенные (необязательные) члены формаций, к которым они относятся. По геоструктурному положению и вещественному составу можно выделить шесть типов сланцесодержащих формаций.

Карбонатно-терригенные формации шельфовых и эпиконтинентальных морей плоского типа на участках, удаленных от источников поступления терригенного материала. Накопление органического вещества может происходить как в мелководных условиях при нормальном солевом и газовом режиме, так и в водоемах застойного типа, по-видимому на более значительных глубинах. В первом случае образуются горючие сланцы керогенового типа – пиробитумные сланцы (кукерситы Прибалтийского сланцевого бассейна, юрские сланцы Волжского бассейна, кембрийские сланцы Оленекского сланцевого бассейна). Во втором случае образуются битуминозные сланцы и породы, преимущественно обедненные органическим веществом (диктионемовые сланцы Прибалтики, битуминозные породы доманика). Для месторождений, связанных с формациями этого типа, типичны следующие структурно-тектонические особенности:

небольшая мощность сланцесодержащих толщ (первые десятки метров) и пластов горючих сланцев (в пределах нескольких метров), а также выдержанное на больших площадях их строение;

вытянутость площадей распространения сланцесодержащей толщи параллельно береговой линии на сотни километров при протяженности вкрест береговой линии, оцениваемой десятками километров;

постепенный фациальный переход сланценосных отложений в нормальные морские осадки;

низкая степень углефикации сланцев как следствие быстрой литификации осадков, быстрого прекращения анаэробных процессов разложения и наличие сравнительно малых температур и давлений в платформенных формациях.

Терригенно-карбонатные формации локальных не компенсированных осадконакоплением впадин в пределах платформ, выполненных морскими и лагунными отложениями. Для формаций этого типа характерны фациальные обстановки сланценакопления I и II типов, наличие нескольких выдержанных по площади пластов горючих сланцев небольшой мощности, приуроченность максимального сланценакопления к центральным частям впадин.

Пример месторождений, связанных с формациями рассматриваемого типа, – Болтышское месторождение Украины.

Угленосные формации. Особенности сланценакопления, связанного с угленосными формациями:

связь преимущественно с платформенными угленосными формациями; преимущественно пресноводно-озерный, реже лагунный фациальный состав сланцесодержащих отложений (VI и VII фациальные типы);

более ранний возраст сланценосности по отношению к основному этапу углеобразования;

менее выдержанные по сравнению с предыдущими типами строение и мощности сланцевой толщи и сланцевых пластов;

преимущественно анаэробный характер среды накопления и, как следствие, более высокая битуминизация пород;

значительное участие в составе органического вещества остаточных продуктов высших растений – гуминовых веществ и липоидных компонентов и, как следствие, частый переход горючих сланцев в

разрезах и по площади в сапропелевые и сапропелево-гумусовые и липтобиолитовые угли, углистые и липтобиолитовые сланцы.

Месторождения горючих сланцев этого типа известны в юрских угленосных формациях Иркутского бассейна и Забайкалья.

Глинисто-сланцевые формации геосинклинальных областей. Формируются на ранних этапах развития геосинклиналей. Особенности сланценакопления, связанного с формациями этого типа:

большая мощность сланцесодержащих формаций, измеряемая сотнями и даже тысячами метров; наличие мощных пластов горючих сланцев весьма сложного изменчивого строения;

преимущественно глинистый и глинисто-кремнистый состав, черный и серый цвет сланцесодержащих отложений и минеральной части горючих сланцев;

низкая изменчивая концентрация органического вещества вследствие повышенного привноса минеральных компонентов, в большинстве случаев не достигающая промышленных значений;

преимущественно битуминозный характер органической части сланцев, обусловленный большими глубинами образования, застойным характером придонных слоев водоемов;

высокая карбонизация органического вещества, как следствие значительных температур и давлений в геосинклинальных условиях; вследствие этого более низкая ценность сланцев как химического сырья и топлива;

преимущественно планктонное происхождение органического вещества и высокая степень его разложения как следствие значительных глубин накопления осадков.

Примером таких месторождений могут служить менилитовые сланцы Карпат, граптолитовые сланцы силура, а также битуминозные породы Предкавказья.

Континентальные вулканогенно-осадочные формации. Особенности сланценакопления в формациях этого типа:

связь сланценакопления с отложениями компенсируемых осадконакоплением межгорных депрессий в основном орогенного и посторогенного этапов развития геосинклиналей;

залегание горючих сланцев в туфогенно-осадочных толщах, часто содержащих горизонты пресноводно-озерных мергелистых пород; в отдельных случаях сланценакопление связано с гипсоносными и соленосными породами;

пресноводно-озерные, реже лагунные условия образования горючих сланцев (VI и VII фациальные типы);

парагенез горючих сланцев с глинистыми сланцами, маломощными невыдержанными пластами гумусовых углей и сапропелитов преимущественно с высоким содержанием стойких липоидных компонентов, а в сланцах кайнозойских формаций — компонентов древесинного происхождения — ксилитов (лигнитов);

локальный характер сланценакопления, обуславливающий ограниченные размеры площади распространения пластов;

непостоянство состава сланцев, переходы их в углистые и липтобиолитовые сланцы.

Примеры месторождений, связанных с формациями указанного типа: Дмитриевское месторождение в девонских отложениях Кузбасса, сланцепроявления в палеоген-неогеновых отложениях Закарпатья, Дилижанское и Котайское месторождения Закавказья.

Соленосные формации геосинклинальных областей. Для формаций этого типа характерно образование сланцев в фациальных обстановках IV типа, обуславливающих невыдержанность морфологии пластов и состава органической и минеральной частей сланца.

Сланцепроявления, связанные с соленосными формациями, известны в Закавказском, Дагестанском, Прикарпатском и Кугитанском (Узбекистан) соленосных бассейнах. Наиболее изучено Котайское месторождение в миоцене Армении. В современных условиях аналогичные битуминозные осадки образуются в заливе Кара-Богаз-Гол. Промышленное значение горючих сланцев, связанных с формациями этого типа, проблематично, однако битуминозные породы соленосно-гипсоносных формаций в отдельных случаях являются, по-видимому, нефтепроизводящими свитами.

#### ВОЗРАСТ СЛАНЦЕСОДЕРЖАЩИХ ФОРМАЦИЙ И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА СЛАНЦЕНАКОПЛЕНИЕ

Месторождения горючих сланцев и сланцепроявления известны практически во всех системах фанерозоя. В более древних формациях сланценакопление, по-видимому, также было развито весьма широко, о чем свидетельствуют высокие содержания органического углерода в докембрийских образованиях (А.В. Сидоренко, Св. А. Сидоренко, 1971). Однако органическое вещество этих сланцев вследствие высокой стадии метаморфизма превращено в антракосолиты или графитизировано. Такие сланцы имеют низкие теплотехнические свойства, не пригодны в качестве энергетического и химического сырья, в связи с чем не рассматриваются как горючие ископаемые и их ресурсы не оцениваются.

Горючие пиробитумные сланцы в СССР известны в кембрийских (Оленекский сланцевый бассейн), ордовикских (Прибалтийский сланцевый бассейн), девонских (сланцы Белоруссии, доманиковые сланцы Предуралья, Барзасское месторождение), юрских (сланцы волжского яруса восточной части Русской платформы, некоторых угольных месторождений Тургайского бассейна, Средней Азии), палеогеновых (Болтышское и Байсунское месторождения) и неогеновых отложениях (месторождения Закавказья). Распределение запасов по возрасту обратно распределению углей (рис. 16): максимальное сланценакопление приурочено к кембрию и ордовику — периодам, в которых угленакопление не происходило, минимальное — к пермо-карбону, т.е. к периодам максимального угленакопления. При анализе этих данных следует иметь в виду, что из-за низкой изученности оценена лишь незначительная часть запасов, и приведенные величины характеризуют соотношение лишь в первом приближении.

С развитием геологической истории отмечается также изменение типов формаций, с которыми связано сланценакопление.

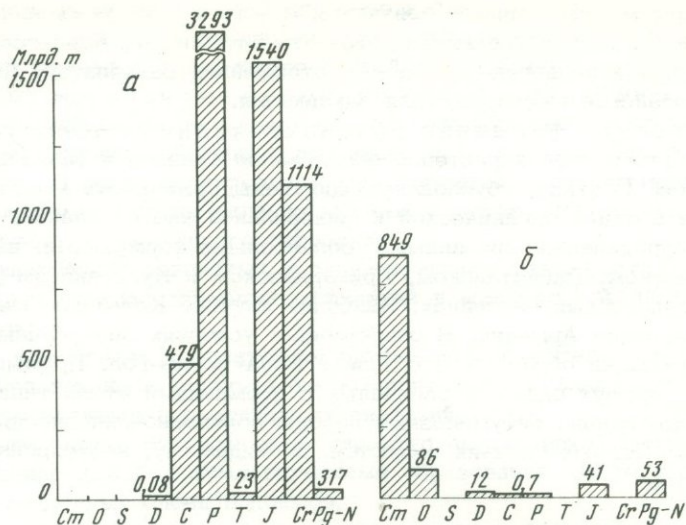


Рис. 16. Сопоставление стратиграфического распределения учтенных геологических запасов углей и горючих сланцев  
а - уголь, б - горючие сланцы

В нижнепалеозойских отложениях месторождения горючих сланцев приурочены к платформенным морским формациям. Континентальные пресноводно-озерные горючие сланцы в нижнем палеозое не известны, что определяется, по-видимому, ограниченным развитием флоры и фауны на континентах. В геосинклинальных формациях органогенные глинистые осадки развиты необычайно широко, однако из-за большой мощности отложений и последующих активных орогенических процессов в древних геосинклинальных формациях отмечается преимущественно высокая степень углефикации органического вещества и, как следствие, превращение горючих сланцев в углеродистые породы, не рассматриваемые в качестве горючих полезных ископаемых. В среднем палеозое сланценакопление связано преимущественно с платформенными карбонатными и карбонатно-глинистыми формациями, наряду с которыми известны месторождения горючих сланцев, приуроченные к вулканогенно-осадочным континентальным отложениям на молодых каледонидах. В верхнем палеозое отмечается ассоциация сланценакопления с угленосными формациями. В последующие периоды образование горючих сланцев происходило и в континентальных, и в морских условиях и связано в равной степени с платформенными и геосинклинальными формациями. Одновременно с изменением характера сланценакопления изменяется и вещественный состав сланцев: увеличивается роль остатков высших растений и появляются сланцы смешанного гумусово-сапропелиевого, сапропелиево-липтобиолитового и гумусового происхождения.

Рассмотренные закономерности в изменении фациальных и геотектонических условий сланценакопления и вещественного состава слан-

цев связаны, по-видимому, с увеличением роли наземных растений в общем процессе накопления органического вещества с ходом геологической истории вследствие развития органического мира.

## ВЫВОДЫ

Сланцenaкопление на территории СССР связано с разнообразными формациями, однако фациальные условия, благоприятные для промышленной концентрации органического вещества, имели узкий диапазон и периоды сланцenaкопления были сравнительно кратковременными, поэтому в указанных формациях горючие сланцы играют незначительную роль и являются второстепенными их членами.

Ограниченное значение горючих сланцев как топлива, их сходство с другими типами пород, а также отсутствие четких литологических критериев для разграничения горючих сланцев и углистых и битуминозных пород – причины слабой изученности сланцenessности осадочных формаций. Имеющиеся оценки сланцenessности весьма неполны даже для хорошо исследованных территорий, о чем свидетельствуют недавние открытия месторождений на Украине и в Белоруссии.

Горючие сланцы – полифациальные полезные ископаемые и могут образовываться в морских, лагунных и континентальных условиях, и в аридном, и в гумидном климате.

С развитием геологической истории уменьшается относительная роль горючих сланцев в каустобиолитах при одновременном увеличении роли континентальных условий в сланцenaкоплении.

По формационной принадлежности могут быть выделены шесть типов месторождений горючих сланцев, однако основные промышленные месторождения СССР, с многомиллиардными запасами высококачественных горючих сланцев, связаны с одним типом – карбонатно-терригенными формациями эпиконтинентальных мелководных морских бассейнов нормального солевого и газового режима. Горючие сланцы других формаций, хотя они и развиты достаточно широко, положительной промышленной оценки пока не получили.

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОСАДОЧНОЙ РУДОГЕНИИ НА ТЕРРИТОРИИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В кратком обзоре основных закономерностей осадочной рудоносности Русской платформы ограничимся приведением данных, относящихся к наиболее типичным полезным ископаемым, изучавшимся в Лаборатории осадочных полезных ископаемых.

Основной профиль докембрийских полезных ископаемых составили, как отмечалось, элементы, так или иначе связанные с основным и ультраосновным магматизмом. Эта связь обуславливалась либо повышенной геохимической концентрацией данного полезного ископаемого в основных и ультраосновных породах (сидерофилы и халькофилы), либо избирательностью процессов гипергенного обогащения этих пород, приводящего к концентрации в близповерхностных условиях глинозема, циркония, вольфрама и даже олова. Кстати следует напомнить о весьма важной и очень тесной близости литологического состава и металлогении кристаллического фундамента Русской платформы и Урала. Общий для обеих геоструктур фемический тип древнейшей осадочной рудогении определяется составом первичной коры и высокой активностью базальтового магматизма вследствие большей проницаемости и меньшей мощности корового материала.

Геологическое развитие Русской платформы и Урала в дальнейшем пошло по разным направлениям. На платформе дорифейские структуры стали кристаллическим фундаментом осадочного чехла, на Урале — фундаментом, на котором с большим перерывом и угловым несогласием сформировались посленижнепротерозойские складчатые системы. Дальнейшее развитие Русской платформы и связанных с ней полезных ископаемых подчинялось закономерностям платформенных, а Урала — геосинклинальных (складчатых) структур. Рудогенные элементы<sup>1</sup> платформ вообще и Русской платформы, в частности, мы назвали кратогенными, или кратофильными, относя к ним прежде всего сидеро- и халькофильные элементы. В геосинклинальных (складчатых) областях к ним присоединяются еще литофильные элементы, названные орогенными или орофильными; они связаны с кислыми интрузиями срединных

<sup>1</sup> Введение в известной мере условного понятия "рудогенные элементы" вызвано тем, что в руду здесь и далее включаются также минеральные вещества, содержащие и такие полезные ископаемые, как алмаз, графит, фосфор. С этой точки зрения понятие "металлогения" эквивалентно понятию "рудогения".

зон геосинклиналей в пространстве и средних этапов развития подвижных зон во времени.

Кратогенные элементы в геосинклинальных областях концентрируются, как правило, во внешних зонах былых геосинклиналей, т.е. по окраинам платформ, образуя своего рода платформенную "тень" на рудной специализации геосинклинали. Орогенные же элементы, или литофилы, характерны, как сказано, для срединных полей геосинклинальных (складчатых) областей. Однако на Русской платформе в россыпных месторождениях заметно развито редкоземельное и циркониевое, т.е. литофильное оруденение. Редкоземельные и циркониевые минералы мало свойственны кислым магмам последокембрийских геосинклиналей, но широко распространены в гранитоидных породах кристаллического фундамента, являющихся в основном производными гранитизации и метаморфизма древнейших, в том числе и первичноосадочных пород с их корами выветривания. Уже одно это положение позволяет усомниться в литофильной природе редкоземельного и циркониевого оруденения. Положения, ставящие под сомнение его литофильный характер, изложены в нашей другой работе. Они тесно переплетаются с идеями, впервые высказанными В.И. Вернадским, о том, что гранитная оболочка литосферы — продукт метаморфизма и переплавления того, что некогда было биосферой Земли.

Важной закономерностью и четким показателем кратофильности платформенных рудогенных элементов является неравномерное, но достаточно заметное падение в месторождениях запасов этих элементов в направлении от протерозоя к кайнозою. В противоположность этому орофильные элементы характеризуются тем, что запасы в их месторождениях растут от древних времен к более поздним. Имеются, конечно, элементы и промежуточных свойств, у которых приведенный показатель выражен нечетко, но это только подтверждает закономерность данного положения. В связи с изложенным на платформах выявляется ряд "проходящих" рудогенных элементов. К их числу относятся сидеро- и халькофильные элементы, составляющие рудогенную основу фундамента. На Русской платформе такими "проходящими", или "сквозными", элементами являются прежде всего железо и титан, осадочные и метаморфогенные месторождения которых встречаются на самых различных горизонтах — от докембрия до наших дней, а в общей совокупности обеспечивают основную добычу железных и титановых руд в СССР.

Золото осадочного происхождения в недавнем прошлом было зарегистрировано в конгломератах ряда районов платформ, причем в концентрациях, близких к промышленным. Золото, и, возможно, углерод в форме алмаза также могут быть отнесены к "проходящим" элементам, дающим начало осадочным месторождениям в послепротерозойских платформенных отложениях разного возраста.

Существованием "проходящих" элементов хорошо подчеркивается связь между металлогенией фундамента и осадочного чехла платформы. Продуктивные формации этого чехла, описанные в предыдущих главах,

содержат редкие металлы, титан, марганец и другие элементы, имеют явные признаки связи с рудоносностью фундамента. В одних случаях связь их между собой непосредственная, когда образуются первичные олигомиктовые формации, в других — опосредствованная в результате одного или нескольких перемыслов и переотложений первичных формаций с образованием вторичных, или перестроенных.

Древнейшей продуктивной формацией и одним из основных источников рудных компонентов осадочного чехла Русской платформы являлась кора выветривания на кристаллических породах фундамента. В ней могли образовываться концентрации многих полезных ископаемых. Коренными источниками редкометалльно-титановых формаций кор выветривания в самом начале их развития служила вся или почти вся поверхность фундамента с выходами редкометалльно-титаноносных кристаллических пород разного состава. То же самое можно сказать о бокситоносных, или латеритных, корах выветривания с той лишь разницей, что, как правило, они тяготеют к основным магматическим частично метаморфогенным породам. Основные же породы и продукты их метаморфизма приурочены к разломам, расположенным обычно по окраинам поднятий и примыкающих к ним впадин.

Близки к описанному по приуроченности к разломам в пределах фундамента коренные источники алмазоносности, на которых могут образовываться алмазоносные коры выветривания. Наиболее перспективны в этом отношении, по-видимому, краевые части щитов, ограниченные глубинными разломами.

Обширнейшим источником питания железорудных концентраций в осадочном чехле Русской платформы служили сильно железистые породы нижнего протерозоя. К настоящему времени ими представлены основные железорудные богатства Советского Союза, но все же распространение железистых кварцитов в кристаллических породах фундамента известно только в участках приближения их к поверхности. Огромные площади выходов нижнепротерозойских железных руд под осадочным чехлом Русской платформы находятся на больших глубинах и пока остаются не известными. Однако "проходящий", или "сквозной", тип железного оруденения на Русской платформе свидетельствует об единстве питающего коренного источника железных руд, проявления которых на том или ином стратиграфическом уровне обусловлено согласованным и благоприятствующим накоплению железа взаимодействием факторов.

Коренные источники марганцевых руд на платформе — главным образом (но не исключительно) основные изверженные породы и продукты их метаморфизма. Марганценозные породы достаточно широко развиты в кристаллическом фундаменте и также приурочены в основном к линиям глубоких разломов в зонах сочленений крупных положительных и отрицательных тектонических структур, о которых говорилось выше. Выветривание и снос материалов коры выветривания служили постоянными, но, возможно, не единственными факторами накопления марганца в осадочном чехле Русской платформы.

Согласно недавним исследованиям, с основными и ультраосновными интрузиями, возникшими также на окраинах щитов и в пределах крупных

антеклиз, связано широкое распространение комплексных руд никеля, кобальта, меди, хрома и, по-видимому, платины. Проявления этих руд встречаются и в осадочном чехле платформы в явной зависимости от рудоносности докембрийских пород. Так, например, в Эстонии полиметаллическое оруденение, известное в породах фундамента, наблюдается и в отложениях осадочного чехла.

Таким образом, фундамент Русской платформы представляет собой единую крупную металлогеническую провинцию, питающую осадочную толщу специфическим набором рудогенных элементов, названных нами кратофильными. Для наших целей важно разделить их на два комплекса. К первому отнесем такие элементы, месторождения которых имели своим коренным источником руды и породы только фундамента и доплатформенного происхождения, ко второму — остальные полезные ископаемые, свойственные месторождениям, питаемым источниками, расположенными в фундаменте и окружающих платформу геосинклиналях и образованными как в доплатформенный, так и в платформенный этап развития описываемого региона.

Первый комплекс составляют редкие земли, цирконий, уран, алюминий. К ним же, по нашему мнению, можно присоединить золото и железо, как элементы, чрезвычайно характерные именно для геосинклинального развития древних платформ, в течение которого образовались 75–90% добываемых ныне во всем мире золота и железа. Второй комплекс элементов представлен углеродом (в форме алмаза), титаном, марганцем, медью, свинцом и цинком. Они известны в качестве докембрийских коренных источников. Однако вместе с тем известны и такие источники питания осадочных рудных концентраций, которые возникали в результате периодически возобновлявшейся деятельности основных и ультраосновных магм в платформенный этап развития Русской платформы или в результате размыва прилежащих орогенов. Кислые же магмы платформенного происхождения, если и поступали в верхние горизонты земной коры, то только в самых незначительных по масштабу количествах и только в самые ранние стадии платформенного развития.

Естественно, что приведенное разделение нельзя считать совершенным: по-видимому, имеются элементы, занимающие как бы промежуточное положение между обоими комплексами. Так, некоторое количество золота несомненно поступало в осадочный чехол платформы из окружающих ее послекембрийских оросинклиналей. Кроме того, для описанных в настоящей работе ископаемых углей углерод заимствуется из атмосферы, а для фосфоритов фосфор — частично из вулканических дистиллятов, частично из органического вещества.

Тектоника, как уже отмечалось, — один из главных факторов рудоносности, влияющий на образование и размещение осадочных рудных месторождений во времени и пространстве. Можно заметить некоторую разницу между влиянием этого фактора на особенности размещения рудогенных элементов первого (TR, Zn, U, Al, Fe, Au) и второго комплексов (C в форме алмаза, Mn, Cu, Pb, Zn, Ti). Рудные концентрации первых характеризуются более равномерным распространением в осадочном чехле на всей территории платформы, подчиняясь ритмиче-

ским колебаниям и отчасти колебаниям земной коры, связанным с волнообразными движениями в геосинклиналях, особенно во время горообразования. Руды элементов второго комплекса сильнее, чем первого, связаны с тектоническими подвижками в геосинклинальных системах, приводящими к развитию на платформах магматической деятельности, к размыву поднимающихся в геосинклиналях горных цепей с их рудными концентрациями и т.д. Поэтому в размещении полезных ископаемых второго комплекса замечается тяготение их месторождений к окраинам платформ по границам с активными геосинклиналями.

Приведенная закономерность не изменяет ранее отмеченную закономерность о последовательном снижении запасов кратогенных полезных ископаемых при переходе от более древних руд к более юным, но делает это снижение для элементов второго комплекса менее равномерным, скачкообразным. Особенно это справедливо в отношении концентраций меди, свинца и цинка. Осадочные концентрации их образовывались в основном на двух этапах развития геотектонических циклов — начальном и конечном. Начальным этапам этих циклов на Русской платформе соответствовали ордовик в каледонском, девон в герцинском и юра в альпийском циклах. Вмещающими породами для руд меди, свинца и цинка были в то время темные битуминозные глинистые известковые сланцы и известняки формации горячих сланцев, отлагавшиеся с убогим, но все же повышенным содержанием сульфидов меди, свинца, цинка и других тяжелых цветных металлов в крупных некомпенсированных прогибах по окраинам геосинклиналей. Практического значения эти концентрации пока не имеют.

Фосфор фосфоритоносных формаций среди прочих элементов, разделенных нами на два комплекса, занимает особое положение в связи с тем, что запасы его в осадочных породах пополняются, как было сказано, в той или иной части за счет остатков живых организмов. Однако все же можно считать, что фосфор по своей природе ближе стоит к элементам второго комплекса. Он принадлежит, как и медь, свинец, цинк, к элементам, концентрирующимся довольно часто в аридных условиях. Всему изложенному соответствует также то, что максимальная концентрация фосфора в фосфоритоносных формациях совпадает с начальными этапами упомянутых геотектонических циклов. Таковы верхнеордовикские формации Эстонии, Ленинградской области, верхнеюрские и нижнемеловые, а также верхнемеловые и третичные в ряде известных районов Русской платформы (табл. 13, см. приложение).

Другой этап меденакопления совпадает с конечной фазой развития геосинклинали (точнее оросинклинали), т.е. со временем размыва вновь создаваемых горных цепей, перед фронтом которых образовывались мощные шлейфы конусов выноса аллювиальных и прибрежноморских осадков красноцветных и соленосных формаций. В связи с прогрессирующим на данном этапе общим поднятием горной страны на месте прежней геосинклинальной системы ныне, при достаточном развитии полосы меденосных отложений, можно наблюдать постепенное отступление более молодых месторождений и рудопоявлений от уральских источников сноса в глубь платформы. С удалением от горных районов

песчанистые отложения замещались глинистыми. В западинах и депрессиях морского дна возникали условия, благоприятные для накопления медистых сланцев.

Нетрудно видеть, что медно-свинцово-цинковые концентрации в начальных этапах геотектонических циклов были связаны с идущими от активных геосинклиналей волнообразными движениями преимущественно отрицательного знака; в конечных этапах они соответствовали аналогичному развитию тех же движений, но преимущественно положительно-го знака. И в том и в другом случае концентрации полезных ископаемых не выходили за пределы близгеосинклинальных прогибов платформы. Коренными источниками месторождений меди, свинца и цинка в начальных этапах служили рудоносные формации платформы, в конечных — геосинклинали.

Марганец — элемент, близкий по геохимическим свойствам к железу. Однако практически интересные накопления этого металла встречаются значительно реже, чем железа, что и понятно, если учесть разницу между численными значениями кларков обоих элементов, а также большую подвижность марганца, способствующую и большему рассеянию его. Кроме того, марганец и железо различаются по принадлежности к разным комплексам выделенных нами кратогенных элементов с вытекающей отсюда неодинаковой связью того и другого элемента с источниками питания разного происхождения.

Формации, обогащенные марганцем, представляют благоприятный субстрат для образования в подходящих экзогенных условиях марганцевых и железисто-марганцевых руд. При этом марганец может либо выноситься из марганценосных пород и, переотлагаясь в песчано-глинистых формациях, образовывать в конечных бассейнах стока скопления высококачественных осадочных руд, либо, напротив, концентрироваться в первично бедных марганценосных породах, из которых в результате процессов преимущественно химического выветривания выщелачиваются многие немарганцевородные компоненты, и формировать богатые остаточные месторождения — марганцевые шляпы, представляющие разновидность коры выветривания. Для образования рудных концентраций обоих типов, очевидно, необходим гумидный климат, т.е. условия, ближе всего отвечающие условиям средних этапов геотектонических циклов.

Марганец, как элемент второго комплекса, получает питание из коренных источников не только платформенного, но и геосинклинального (оросинклинального) происхождения. Пример месторождений марганца второго рода — Улутелякское месторождение марганценосной карбонатной формации, образованное, как и медистые породы Предуралья, в конечном этапе геотектонического цикла. Связь марганценосных формаций с геосинклинальными системами и возникающими в них тектоническими движениями объясняет пространственное тяготение марганцевых рудных концентраций к окраинным зонам платформ.

Наиболее крупные месторождения железа и марганца формировались, как правило, в прибрежной зоне морских водоемов в условиях весьма выравненного побережья с сильно расчлененной береговой линией и с островами. Преобладающее количество этих месторождений залегает на размытой поверхности в основании трансгрессивных серий.

Из месторождений прочих полезных ископаемых (элементов второго комплекса) остается рассмотреть россыпи алмазов и титановых минералов, составляющие часть древних редкометалло-титановых, золотоносных и алмазоносных россыпей, — россыпи только золота и редкометалльных минералов, согласно принятому нами условию, относятся к месторождениям полезных ископаемых первого комплекса.

Первым фактором, благоприятствовавшим образованию редкометалло-титановых, золотоносных и алмазоносных россыпей, была близость к ним первичных или вторичных источников одного или нескольких из перечисленных полезных ископаемых. Вторым фактором мы считаем тектонические условия, от того или иного характера которых зависела эффективность смыва и концентрация полезного ископаемого в осадках на пути следования рудосодержащего терригенного материала от коренного источника к конечному бассейну стока и степень сохранности этого материала на месте отложения. Третий фактор — климатическая обстановка, которая способствовала бы, главным образом в предшествующий этап времени, достаточно широкому развитию кор выветривания в случае, если источник полезных ископаемых первичен, и в любом случае — достаточному наличию водотоков, обеспечивающих эффективный переувлажнение рудоносных материалов и их перенос в морской бассейн. Четвертым фактором образования россыпей являлся гидродинамический режим, влиявший на степень обогащения или, наоборот, разубоживания россыпи.

Особенно важное значение имела тектоника, отражавшаяся в развитии весьма различных по характеру факторов образования россыпей как прямым, так и косвенным образом. Зависимость от тектоники предопределяла не только положение в пространстве, но и периодичность проявления россыпей рассматриваемой группы минералов и, следовательно, размещение их во времени или стратиграфическом разрезе. Тектонические процессы обуславливали также состав формаций, характеризующих россыпь того или иного полезного ископаемого. Пространственное распределение россыпей полезных ископаемых второго комплекса (титановые минералы, алмазы) подчинялось в основном волнообразным движениям, идущим от геосинклинальных систем. Этим объясняется определенное тяготение россыпей к пограничным зонам платформы, тогда как размещение россыпей полезных ископаемых первого комплекса определялось колебательными движениями, возможно связанными с изменениями уровня Мирового океана, и потому отличалось более равномерным характером на всей территории Русской платформы.

Распространению россыпных месторождений титановых минералов и алмазов особенно благоприятствовали тектонические нарушения, связанные с процессами горообразования. В то время на окраинах платформы, в зонах сопряжения поднятий с опусканиями широко развитие получали глубинные разломы или структурные швы. К ним приурочивались внедрения основных и ультраосновных магм, служивших при благоприятных условиях добавочными источниками питания для упомянутых месторождений. В истории геологического развития Русской платформы выделяются шесть крупных горообразовательных эпох: 1) средний-

поздний рифей, 2) конец кембрия – начало ордовика, 3) средний и поздний девон, 4) пермский период и ранний триас, 5) ранний мел, 6) неоген. Две последние эпохи, по-видимому, не имели в данном случае серьезного значения, поскольку активность тектонического режима на платформе к этому времени резко снизилась. По тем же причинам весьма умеренной на платформе была магматическая деятельность и в перм-раннетриасовое время.

Предположение об алмазонасности рифейского цикла обосновывается несколькими обстоятельствами. Известна столетней давности находка алмаза на Северной Двине, случайность которой в какой-то мере была опровергнута подсечением буровой скважиной трубкообразного тела пикритовой брекчии на северо-западном фланге рифейского прогиба близ пос. Ненокса. Позднерифейские вулканогенные породы развиты на юго-западе Русской платформы, где они, по мнению геологов, могли послужить источником алмазов, найденных в четвертичном аллювии бассейнов Днепра, Южного Буга. Аналогичные позднерифейские вулканы в большом количестве известны в Белоруссии, по западной окраине Воронежского массива, в Крестцовском прогибе.

Сейчас трудно сказать с уверенностью, рифей или девон являлся временем наибольшего проявления алмазонасных пород и алмазонасности. Возможно, правы В.И. Гоньшакова с соавторами (1967), считающие девон главной эпохой проявления щелочно-ультраосновного (кимберлитового) магматизма на Русской платформе. Приведенные в их работе данные об алмазонасности Русской платформы, а также иллюстрирующие их схемы размещения базальтоидных и кимберлитоподобных пород и возможной алмазонасности Русской платформы подтверждают, что наиболее перспективными районами для поисков коренных алмазонасных пород на данном этапе наших знаний следует считать южную окраину Русской платформы, западный склон Украинского щита, а также восточную и северо-восточную окраины Русской платформы. К этому можно добавить свод и склоны Воронежской антеклизы, характеризующиеся широким развитием разновозрастных разломов с приуроченными к ним магматическими образованиями, близкими, по мнению ряда геологов, к кимберлитам Якутии. Коренные месторождения алмазов могут быть обнаружены и в фундаменте, и в осадочном чехле. Древние же алмазонасные россыпи разного возраста накапливались в осадочном чехле платформы и, как правило, не были удалены от коренных источников, поскольку алмазы (за исключением пылевидных) на большие расстояния, как правило, не переносятся.

Первичные продуктивные алмазонасные толщи могли стать источником образования вторичных, более юных переотложенных алмазонасных толщ или так называемыми промежуточными коллекторами. Это, разумеется, расширяет границы перспективных площадей, так как подчиняет распространение алмазов общим закономерностям проявления россыпных полезных ископаемых, не исключая положения о предпочтительной перспективности окраин платформы вследствие ограниченной транспортабельности пригодных для использования алмазов.

Золото отличается в основном той же периодичностью своих проявлений на платформе, что и алмазы. Сходство периодичности их проявлений отражает одинаково типичный кратогенный характер независимо от разницы их коренных источников.

Рассмотрению возможных коренных источников золота посвящены ранее опубликованные статьи (Чайковский, 1966а, б и ряд других работ). Имеются данные по этому вопросу и в зарубежной печати. Представляется несомненным, что золото и уран содержались в породах, подвергшихся первичной гранитизации еще накануне протерозоя. Об этом свидетельствуют гальки золотоносного кварца и уранинит в нижнепротерозойских конгломератах.

Из золото-уранового парагенеза, характерного для некоторых докембрийских конгломератов в самых различных регионах шара, можно прийти к выводу о вероятном единстве состава пород областей сноса для обоих металлов. Наиболее вероятно, что таким источником как раз и были первозданные ультраметаморфические граниты. В конце архея они получили широкое распространение в кристаллическом фундаменте древней платформы (кратогена).

К сожалению, геологическое строение фундамента еще весьма неясно, даже в основных чертах. Поэтому имеющиеся к настоящему времени сведения о наличии золотоносных конгломератов в осадочно-метаморфических породах фундамента недостаточны для суждения о принадлежности этих конгломератов к определенным тектоническим структурам и формациям. Ю.П. Ивенсен, И.И. Кожевников и Н.Г.Шмидт (1965, стр. 33) считают, что первоочередными объектами изучения на золото и другие минералы на Русской платформе должны быть среднедокембрийские кластогенные породы Карелии, нижняя и верхняя свиты крижоворожской серии, пиритоносные конгломераты Кременчугского и Конкского синклиналиев, а также районов КМА.

Нетрудно видеть, что и в данном случае рудоносны окраины платформ. Однако сходство здесь имеет не генетический характер. Для алмазов, как и для титановых минералов, оно вытекает из заметной связи алмазонасных пород не только с кристаллическим фундаментом, но и с окраинными разломами платформы, а для золота и сопутствующих ему элементов — из локализации выходов древнейших пород по окраинам платформы из-за наибольшего прогиба ее центральной части и чрезвычайно малой подвижности золота в стратиграфическом разрезе вследствие слабой способности к переотложению.

В распределении титановых россыпей, как и в золотых хорошо заметна приуроченность их к окраинам. В некоторых титановых россыпях иногда наблюдаются зерна обломочного золота, как, например, это впервые было установлено Н.Э. Гернгардт на Тимане и теперь стало хорошо известно.

В центральных районах Русской платформы кристаллические породы фундамента скрыты на большей глубине, где его строение почти не изучено. Однако нет причин сомневаться, что состав пород фундамента и его строение в среднем будут близки к наблюдаемым ныне на выходах кристаллических пород по окраинам платформы. Можно, следова-

тельно, ожидать, что качественно близкой будет и рудоносность скрытых образований фундамента и покрывающих его осадочных толщ.

В отличие от золота рудные компоненты редкометалло-титановых россыпей характеризуются высокой сопротивляемостью изнашиванию, перетиранию. Поэтому они могли выдерживать многократное переотложение и при благоприятных условиях встречаться в переотложенных комплексах на любых стратиграфических горизонтах. Можно с полным основанием сказать, что Русская платформа в целом представляет собой крупную россыпную провинцию мира с широким распространением редкометалло-титановых месторождений, связанных с осадочными породами от докембрия до палеоген-неогена.

Наиболее благоприятствуют образованию редкометалло-титановых россыпей условия, характерные для срединных этапов тектонических циклов. Они близки к условиям концентрации алюминий-железо-марганцевых руд, но не тождественны им. Осадочные месторождения последних могут формироваться исключительно или почти исключительно в условиях гумидных поясов, резко пенеценизированных провинций и медленно трансгрессирующих водоемов. Эти условия благоприятствуют и проявлению редкометалло-титановых месторождений, но для них не столь обязательны. Гумидный режим для них показан, но вторичные продуктивные толщи могут формироваться во всяком случае при семиаридных и даже аридных условиях, т.е. в более широком диапазоне физико-географических и, следовательно, тектонических условий.

Россыпи слагаются в основном крупно- и среднезернистыми терригенными породами - конгломератами, песком, алевритом. Если говорить о первичных продуктивных формациях, то золото и алмазы со спутниками накапливались преимущественно в конгломератах, минералы редких земель, титана, циркония и других редких металлов - главным образом в песках и алевритах. Практически интересные россыпи образуются почти всегда в олигомиктовых толщах. Возможно, исключение представляют россыпи алмазов делювиального и озерно-болотного генезиса и некоторые иные, правда небогатые по содержанию, месторождения.

Из полезных ископаемых - элементов первого комплекса остается рассмотреть алюминиевые и железные руды, концентрации которых в осадочных толщах бывают связаны, как было сказано, с гумидным климатом и потому возникают преимущественно в средние этапы геотектонических циклов в результате широкого развития трансгрессий. Связью алюминиевых и железных руд с определенными этапами циклического развития регионов объясняется периодичность проявления рудных концентраций при повторении условий, благоприятных для развития алюминиево- и железноносных формаций, прежде всего кор выветривания.

Развитие кор выветривания на платформе, очевидно, должно было следовать за поднятием горных цепей, обуславливавшим постепенное осушение обширнейших территорий и установление длительного континентального режима. В самом деле, процессы горообразования, характерные для геократических эпох, приурочивались к конечным этапам

одного цикла и начальным следующего. В это время на Русской платформе в условиях преобладающего в фанерозое жаркого климата создавалась обстановка, благоприятствовавшая широкому развитию процессов корообразования; эффективность их возрастала по мере постепенного снижения активности тектонических движений, нивелировки поверхности и смягчавшего климат обводнения обширных пространств платформы.

На Русской платформе временем наиболее широкого развития кор выветривания, предшествовавшим образованию бокситовых, железо- и марганцерудных залежей и отчасти совпадавшим с ним, были рифей (предвендское время), девон-ранний карбон, триас-ранняя юра, палеоген, в течение которых рассматриваемая территория находилась в области жаркого (теплого) и влажного климата с некоторыми колебаниями в разных частях платформы. Как указывалось ранее, в распределении бокситовых и медных руд выявляется определенное отставание во времени их накопления в направлении от геосинклинальных областей ко внутренним частям платформы. Нечто сходное с этими смещениями зон развития одноименных руд во времени и пространстве отмечается и в отношении месторождений угля и ряда других полезных ископаемых (см. табл. 13).

Мы не можем пока с полной уверенностью говорить о причинах такого явления, однако его вряд ли можно считать случайным, учитывая неоднократную повторяемость аналогичных случаев с разными рудогенными элементами. Представляется, что важная роль в этом типе локализации рудопроявлений во времени и пространстве принадлежала тектонике. Она не только контролировала положение береговой линии как основной рудоносной зоны бассейна и не только существенно влияла на распределение климатических зон, но и обуславливала скорость захоронения полезных ископаемых, от которой зависели их сохранность и предохранение от размыва или разубоживания.

Н.М. Страхов указывает на некоторые отличия в условиях накопления каждого из членов алюминий-железо-марганцевой триады на поверхностях размывов, в основании рудоносных толщ. Он считает, что бокситовые залежи, как и оолитовые железные руды, обычно приурочиваются к низам рудоносных формаций, а иногда повторяются и на более высоких стратиграфических уровнях. Особенно подчеркивается, что бокситы "всегда и неизменно залегают на размывтой поверхности ложа" (Страхов, 1963, стр. 166). Причиной этого был сам механизм осадочного бокситообразования, связанного, во-первых, с переотложением свободного глинозема коры выветривания и, во-вторых, со спокойным "дозреванием" латеритного профиля в условиях болотистой местности, формирующейся при медленном опускании равнины. Добавим, что большее значение при этом имели биохимические процессы, связанные с усилением органической жизни.

Железные руды приурочиваются к началу либо трансгрессии, либо регрессии, когда в обоих случаях создаются обширные заболоченные пространства, пригодные для образования железистых болотных вод и дренажа их. Те же условия в общем способствуют и миграции марганца даже при умеренном заболачивании.

Жаркий (теплый) и влажный климат, способствующий образованию алюминиево-железо-марганцевых руд, благоприятствовал развитию органической жизни, накоплению фосфора и в воде и на суше. Устанавливались и расширялись парагенетические и фациальные связи между упомянутыми рудами и корой выветривания с продуктами ее переотложения, каолинами, огнеупорными глинами, кварцевыми песками, а также углями. Эти связи могут служить отличным поисковым признаком, и выявление их на Русской платформе входит в изучение рудоносности терригенных пород на ее территории. Так, обнаружение на КМА бокситовых месторождений, связанных с древней корой выветривания и развитием богатых железных руд, ставит на очередь поиски аналогичных руд и в других районах платформы, где кристаллический фундамент подходит близко к поверхности и геологическая обстановка близка к таковой на территории КМА. В качестве перспективных в этом отношении районов могут быть названы Белорусское поднятие, северные склоны Украинского, южные — Балтийского шитов, склоны Воронежской антеклизы, Тиман.

Чрезвычайно интересна для поисковых целей приуроченность некоторых бокситовых залежей к закарстованным пространствам. Изучение карстовых бокситовых месторождений имеет еще небольшое прошлое, хотя из их недр, как известно, добывается около половины всех бокситовых руд в мире. В этом отношении интересен район крупных и мелких месторождений бокситов каменноугольного возраста, расположенных по окраинам Московской синеклизы в зоне, повторяющей очертания выходов карбона под покровом мезо- и кайнозойских пород (Бушинский, 1958, фиг. 20). Несомненно, что этот район заслуживает поисков, судя по парагенетической связи одних месторождений с корой выветривания, продуктами ее переотложения и углями, а других — с карстовым рельефом. И те, и другие месторождения расположены по северо-восточным и северо-западным склонам Московской синеклизы, у ее стыка с Тиманом, поднятием Балтийского шита. Более мелкие, хотя и многочисленные залежи приурочены к южному и отчасти западному крыльям Подмосковной впадины. Перспективы выявления здесь новых месторождений можно считать достаточно благоприятными.

Бокситовые руды на платформах связаны с пестроцветными переотложенными продуктами кор выветривания. Иногда бокситы располагаются по периферии угленосных бассейнов, местами они связаны фациальными переходами с железными рудами или совмещены с последними.

Сколь малыми ни казались бы относительные размеры возможного прироста железорудных запасов на Русской платформе по сравнению с докембрийскими гигантами Кривого Рога и КМА, все же нельзя вслед за Л.В. Пустоваловым не отметить положительные перспективы поисков средне- и верхнедевонских железных руд в Хоперском районе на территории Доно-Медведицкого поднятия, Западной Башкирии, Восточной Татарии, Тимана, лимонитовых руд Липецкого и Тульского районов и тяготеющих к ним территорий.

В плиоцене на Керченском и Тиманском полуостровах образовались крупнейшие залежи железных руд. Их отличительную и до конца еще

не изученную особенность составляет комплексность рудного состава: помимо железа керченские руды содержат марганец, фосфор, ванадий, мышьяк и другие ценные для народного хозяйства элементы. Однако многие вопросы, имеющие здесь большое научное и практическое значение, все же остаются нерешенными.

Еще одна важная рудогеническая закономерность выявляется на фоне геологического развития Земли на отрезках времени, измеряемых целыми эрами. Как видно из предыдущих глав, она заключается в смещении с течением геологического времени наибольших концентраций таких полезных ископаемых, как железные руды, редкометалльно-титановые минералы и, возможно, фосфориты, с геосинклинальных областей на платформы. Эту закономерность в отношении алюминий-железо-марганцевых руд Н.М. Страхов (1960, т. II, стр. 204) объясняет прогрессирующей убылью  $\text{CO}_2$  в атмосфере, с которой было связано уменьшение подвижности всех трех элементов. Если такое объяснение и можно принять для алюминия, железа и марганца, то в применении к россыпям оно явно недостаточно.

Особо заслуживает внимания то, что рассматриваемый здесь сдвиг отмечается на протяжении всей геологической истории, а не является только особенностью, отличающей докембрий от протерозоя. Этот сдвиг распространяется также и на характер угленакопления. По данным В.В. Мокринского и И.И. Шарудо (1960, стр. 153), анализ условий образования угленосных формаций от палеозоя к мезозою и кайнозойю дает основание констатировать "закономерный переход областей аккумуляции угленосных комплексов от геосинклинальных условий к платформенным". В связи с этим тип угленосных осадков изменяется от паралического к лимническому, а области аккумуляции с известной постепенностью переходят от периферических частей континента к центральным. Как было сказано, то же происходит с рудоносными и угленосными формациями на протяжении соответствующих эпох внутри геотектонических циклов. Во всех описанных сдвигах действуют причины, объяснение которых предполагается дать в другой нашей работе.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основной источник осадочных рудоносных формаций Русской платформы — досреднепротерозойские породы кристаллического фундамента. Дополнительными источниками рудоносности, действие которых было резко ограничено и во времени, и в пространстве, служили магматические породы, проникавшие в область платформы после консолидации фундамента, а также продукты разрушения окружающих платформу складчатых областей.

Досреднепротерозойская рудогения фундамента Русской платформы характеризуется четко выраженным фемическим типом. Ее профилирующими элементами были сидеро- и халькофилы: железо, титан, никель, кобальт, медь, магний и элементы, связанные с основными и ультраосновными интрузиями, — С (алмаз) и Al. Весь их комплекс, по-видимому, обусловлен составом первичной коры, близостью базальтового магматизма, проницаемостью коровой оболочки.

Такой же рудогенический профиль имеют и смежные досреднепротерозойские оросинклинальные области, аналогичные по составу и строению складчатым структурам фундамента Русской платформы.

Досреднепротерозойская рудогения земной коры характеризовалась безраздельным господством сидеро- и халькофильных элементов, так или иначе связанных с основным и ультраосновным магматизмом. Мы назвали их кратогенными в отличие от другой группы элементов — орогенных, свойственных главным образом срединным зонами геосинклиналей. Разделение элементов — полезных ископаемых по данному признаку на упомянутые группы соответствует рудогенической закономерности первого порядка. Ею определяется специфика рудогении не только фундамента, но и всей Русской платформы в целом, поскольку полезные ископаемые, характерные для фундамента, после его консолидации в результате процессов размыва, осадочной дифференциации и переотложения неоднократно мобилизуются и в тех или иных масштабах, интервалах времени и пространства концентрируются в осадочном чехле платформы, создавая его рудогеническую основу.

Закономерностью второго порядка является вытекающее из рудогенической связи между осадочным чехлом и платформой неравномерное, но достаточно заметное понижение запасов кратогенных полезных ископаемых на платформе в направлении от древних к более молодым осадочным образованиям. Запасы орогенных полезных ископаемых, связанных главным образом с оросинклиналями, напротив, растут от более ранних эпох к более поздним.

Каждая древняя платформа вследствие неравномерного развития отдельных частей земной коры отличается своими особенностями состава слагающих пород и связанной с ними орогении. Эти особенности

определяют рудогенический профиль не только платформы, но и прилегающих геосинклиналей. Главные профилирующие полезные ископаемые Русской платформы – железо и титан. Прочие упомянутые выше кратогенные элементы распространены в значительно меньшей степени и обычно в промышленных масштабах здесь не встречаются.

Приведенные черты рудогенических соотношений между платформой и геосинклиналями соответствуют принципу осадочной дифференциации Л.В. Пустовалова. Дифференциация осадочного вещества, подчиняясь воздействию внешних, главным образом тектонических воздействий, обуславливает размещение осадочных и в том числе рудоносных формаций, поскольку параллельно с развитием дифференциации неизбежно должны протекать процессы накопления определенных элементов.

Связь между осадочной дифференциацией, распределением формаций и тектоникой предопределяет и другую важную закономерность, также указанную Л.В. Пустоваловым и названную им принципом периодичности осадконакопления. И если принцип осадочной дифференциации дает нам ключ к познанию пространственного распределения полезных ископаемых, то принцип периодичности позволяет правильно понять распределение эпох, характеризующихся различными по содержанию полезными ископаемыми.

Оба принципа – осадочная дифференциация и закон периодичности – отражают общий закон Менделеева в приложении к осадочному процессу, поскольку основным материалом в составе осадков служат элементы с присущими им периодическими свойствами атомов, проявляющимися в периодически меняющейся обстановке.

Для лучшего представления о закономерностях распределения осадочных полезных ископаемых по формациям в пространстве и рудоносным эпохам во времени целесообразно разделить кратогенные элементы на два класса. Один из них составляет элементы, концентрации которых требуют условий гумидного, другой – аридного климата. К первому относятся полезные ископаемые россыпных месторождений, а также алюминий, железо и марганец, ко второму – главным образом сульфиды меди, свинца и цинка с сопутствующими им полезными ископаемыми и хотя бы частично фосфор (см. табл. 13).

Климатический фактор в ходе геологического времени определялся положением тропической зоны, имевшим в ходе геологического времени тенденцию смещаться в пределах Русской платформы в юго-западном направлении, а также большим или меньшим распространением водных бассейнов, т.е. преобладанием геократического и талассократического режима, господством трансгрессивных или регрессивных условий осадконакопления. Эти условия сменялись с закономерной периодичностью, свойственной верхней (биосферной) оболочке Земли и отражаемой в ритмическом (циклическом) строении осадочных толщ. Наиболее крупными ритмами, отвечающими принципу периодичности, были геотектонические циклы с четко выраженными чертами сходства между собой в характере и последовательности проявления концентраций определенных полезных ископаемых в соответствии с закономерной сменой геократического режима в начале и конце и талассократического в середине каждого цикла.

В табл. 13 показаны осадочные рудоносные и угленосные формации, характерные для платформы, переходных областей и внешних зон геосинклиналей (в основном уральской). Полезные ископаемые гумидных и аридных формаций приведены отдельно. При составлении таблицы использовались главным образом данные, изложенные в предыдущих главах настоящей работы и в "Истории геологического развития Русской платформы". Из таблицы можно сделать ряд выводов. Прежде всего останавливает внимание идентичность осадочных полезных ископаемых во внешних зонах геосинклиналей, переходных областях и на платформах. Значимость этого факта для выявления в нашем представлении взаимосвязей между рудогениями геосинклиналей и платформ возрастает еще более, если учесть отмеченную в предыдущей главе территориальную близость ряда платформенных осадочных месторождений к геосинклиналям, существовавшим в период возникновения этих месторождений и вмещавшим месторождения тех же полезных ископаемых. По некоторым признакам, например, по распространению сульфидных концентраций редкометалльно-титановых россыпей, можно проследить переходы вмещающих их осадочных формаций с платформы в переходные области и далее во внешние зоны геосинклиналей.

По различию местонахождения и времени проявления первичных коренных источников питания полезные ископаемые осадочного чехла Русской платформы можно разделить на два комплекса. Первичные источники полезных ископаемых первого комплекса — железо, редкие земли, циркон, уран, золото, алюминий — приурочены к кристаллическому фундаменту и образовывались только в доплатформенный этап развития. Полезные ископаемые второго комплекса — углерод (в форме алмаза), титан, марганец, медь, свинец, цинк; их первичные источники могли формироваться помимо кристаллического фундамента в разных частях платформы в различные этапы ее развития.

Для полезных ископаемых первого комплекса характерны связь исключительно с осадочными рудоносными формациями, более или менее равномерное распределение месторождений в осадочном чехле Русской платформы и относительно равномерное снижение их запасов с переходом от более древних стратиграфических уровней к более юным. Приведенная закономерность отражает скорее всего подчиненность рудоносных формаций ритмическим колебаниям земной коры, связанным с колебаниями уровня Мирового океана. В распространении полезных ископаемых второго комплекса отмечаются: во-первых, связь их как с осадочными, так и с вулканогенно-осадочными формациями; во-вторых, менее равномерное по сравнению с месторождениями полезных ископаемых первого комплекса пространственное распределение их месторождений в осадочном чехле вследствие тяготения последних к орогенным областям или окраинам платформы; в-третьих, менее равномерное снижение запасов, а в некоторых случаях (марганец) и отсутствие их, в направлении от более ранних к более поздним циклам седиментации. В этом, по-видимому, сказывается большая зависимость образования и размещения соответствующих рудоносных формаций от волнообразных движений в геосинклиналях (точнее оросинклиналях).

Движения приводили к периодически возобновлявшемуся развитию от окраин к центральным частям платформы деформационных структур и магматизма, постепенно ослабевавших с удалением от оросинклинали.

Возможно, что в связи с этими еще слабо изученными процессами у месторождений полезных ископаемых, особенно второго комплекса, и у рудоносных формаций, с которыми они связаны, выявляется тенденция располагаться на платформах тем ближе к геосинклиналям, чем раньше они образовались. В качестве примера тектонических движений, развивающихся от геосинклинали к центральным частям платформы, приводилась последовательность проявлений вулканизма, несомненно связанных с трещинообразованием и, следовательно, с разрядкой напряжений, возникающих в геосинклинали. В табл. 13 изложенную закономерность в размещении формаций и месторождений оказалось возможным показать только в разрезе выделенных структур первого порядка — геосинклиналей, переходных областей и платформы (см. в таблице линии со стрелками), но не внутри занимаемых ими регионов.

Для бокситов описываемые сдвиги в развитии рудных концентраций во времени и пространстве хорошо выделялись не только на Русской платформе, но и в Западной Европе (Центрально-Французское плато, Пиренеи). Несомненно, они свойственны и ассоциирующим с бокситами полезным ископаемым в боксит-железо-угленосных формациях. Их следует ожидать также в распространении россыпей алмазов и других россыпных полезных ископаемых. Некоторые проявления описываемой закономерности трактуются как примеры так называемого возрастного скольжения.

Но если в средние и конечные этапы развития геосинклиналей стимулирующим началом в образовании рудоносных формаций были геосинклинали, то в начальные этапы в данном отношении значительно активнее была платформа. Именно в начальные этапы с платформы поступала основная масса континентальных продуктов размыва с характерными для нее кратогенными элементами, которые создавали основу рудогении внешних, т.е. ближайших к платформе, зон геосинклиналей и существенно влияли на их металлогенический профиль в целом.

Приведенный в настоящей работе материал намечает и дополняет несомненно существующие взаимосвязи между рудогениями платформ и геосинклиналей, вытекающие из установленных Л.В. Пустоваловым принципов осадочной дифференциации и периодичности осадкообразования. Проявление и развитие этих принципов обусловлены тектоническими процессами, влияющими на описанный выше характер размещения полезных ископаемых непосредственно либо путем влияния на климатические условия развития рудоносных осадочных формаций. Представляется, что с этой точки зрения следует пересмотреть и то новое в области металлогении, что дает в настоящее время рациональная часть так называемой "плитной тектоники".

## ЛИТЕРАТУРА

- Аарна А.Я. Об образовании горючих сланцев Эстонского месторождения. — В кн.: Генезис твердых горючих ископаемых. М., 1959.
- Аксенов А.А., Невский Е.Н., Павлидис Ю.А., Шербаков Ф.А. Изучение процессов образования и захоронения современных прибрежных россыпей. — В кн.: Геология россыпей. "Наука", 1965.
- Алексеева В.П., Бархатова М.П., Плотникова М.И. Состояние изученности алмазности Русской платформы. — В кн.: Рудоносность Русской платформы. "Наука", 1965.
- Алексеевский К.М. О титан-циркониевых россыпях и их положении среди других типов месторождений. — В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. "Наука", 1970.
- Андреева Н.С., Шибанова В.Л. Строение и состав пород юрской толщи Львовского узла магнитных аномалий. — В кн.: Вопросы разработки месторождений Курской магнитной аномалии. Изд-во АН СССР, 1961.
- Апенко М.А., Матвеева Г.В., Плотникова М.И. Открытие алмазов на Тимане и перспективы его алмазности. — Материалы по изучению алмазов и алмазных районов СССР. ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 60, 1960.
- Арсеньев А.А. Юрские отложения Тунгусско-Вилуйского прогиба. — Докл. АН СССР, 105, № 1, 1955.
- Арсеньев А.А. О закономерностях размещения кимберлитов в восточной части Сибирской платформы. — Докл. АН СССР, т. 137, № 5, 1961.
- Атлас литолого-палеогеографических и палеотектонических карт Русской платформы. "Недра", 1961.
- Баранова Н.М., Веклич М.Ф., Дядченко М.Т., Заморский П.К., Крашенинникова О.В., Молявко Г.И. Условия формирования и закономерности размещения кайнозойских россыпей на территории Украинской ССР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IV. Госгортехиздат, 1960.
- Басс Ю.Б. Новые данные о геологическом строении и условиях образования бокситов юга УССР. — В кн.: Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах. Изд-во АН УССР, 1960.
- Басс Ю.Б. К проблеме бокситов Украины. — Разведка и охрана недр, № 11, 1963.
- Басс И.С. Кора выветривания кристаллического фундамента. — В кн.: Никопольский марганцеворудный бассейн. "Недра", 1964.
- Батурич В.П. К литологии Кузнецкого бассейна. — Труды ЦНИГРИ, вып. 55, 1935.
- Батурич В.П. Палеогеография по терригенным компонентам. Азерб. ОНТИ, 1937.
- Бауков С.С. Геотектонические условия сланценакопления. — Труды Ин-та геологии АН ЭССР, т. 1, 1956.
- Бауков С.С. Горючие сланцы. — В кн.: Геология СССР, т. XXVIII (Эстонская ССР). Госгеолтехиздат, 1960.
- Белевцев Я.Н. Метаморфогенное рудообразование в Украинском щите. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. "Недра", 1967.

- Белевцев Я.Н., Прусс А.К. Главнейшие черты геологического развития и металлогении. – В кн.: Проблемы металлогении Украины. Киев, "Наукова думка", 1964.
- Беляев В.К. Геология и условия образования россыпей восточного склона Воронежского кристаллического массива. – В кн.: Геология россыпей. "Наука", 1965.
- Бенеславский С.И. Алюминий. – В кн.: Металлы в осадочных толщах. "Наука", 1964.
- Бессолицын Е.П. Результаты геолого-разведочных работ и перспективы Боксонского месторождения. – Труды Вост.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 12, 1958.
- Бетехтин А.Г. Промышленные марганцевые руды СССР. Изд-во АН СССР, 1946.
- Благулькина В.А. О распределении некоторых рассеянных и редких элементов в кимберлитах различных петрохимических типов. – Геохимия, № 5, 1971.
- Блинов В.А., Головкин В.А., Дюбюк К.А. Продуктивные титаносодержащие формации на Русской платформе. – Сов. геология, № 8, 1968.
- Блинов В.А., Дюбюк К.А., Кузьмина Л.С., Одокий Б.Н. О концентрации титана в вулканогенно-осадочных образованиях ястребовского горизонта на юге Воронежской области. – Геол. рудн. месторожд., т. 5, № 1, 1963.
- Блинов В.А., Калужная С.Н. Закономерности размещения комплексных широконий-титановых россыпей в мезозойско-кайнозойских отложениях. – Литология и полезн. ископ., № 6, 1964.
- Бобриевич А.П., Бондаренко М.Н., Гневушев М.А., Красов Д.М., Смирнов Г.И., Юркевич Р.К. Алмазные месторождения Якутии. Госгеолтехиздат, 1959.
- Богданов Ю.В. Условия формирования медистых отложений в районе удоканского месторождения. – В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. "Наука", 1968.
- Богульский Р.А. О составе ильменита и кимберлитов. – Зап. Всес. мин. об-ва. Л., II серия, ч. 100, вып. 2, 1971.
- Ботвинкина Л.И., Жемчужников Ю.А., Тимофеев П.П., Феофилова А.П., Яблоков В.С. Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. Изд-во АН СССР, 1956.
- Бродская Н.Г., Ильинская М.Н. Фосфатонакопление в вулканических областях. Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. "Наука", 1968.
- Бронева В.В., Либрович В.Л., Михайлов Б.М., Петровский А.Д. Принципы выделения типизации осадочных рудоносных формаций. Литолого-фациальный анализ осадочных рудоносных формаций железа, алюминия и марганца (тезисы). Л., 1971.
- Будников В.П., Баранов В.К. Литология и фации верхнего палеозоя Тунгусской синеклизы. "Недра", 1971.
- Бурцев М.П. Южно-Тиманский угленосный район. Геология угольных месторождений, т. II. "Недра", 1971.
- Бушинский Г.И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. – Труды ИГН АН СССР, вып. 156, 1954а.
- Бушинский Г.И. О минералогии и классификации фосфоритов в связи с использованием их в сельском хозяйстве. – Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1954б.
- Бушинский Г.И. Об условиях образования бокситов и о закономерностях размещения бокситовых месторождений. – В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. I. Изд-во АН СССР, 1958.

- Бушинский Г.И. Древние фосфориты Азии и их генезис. "Наука", 1966.
- Бушинский Г.И. Геология бокситов. "Недра", 1971.
- Ван А.В. Роль пирокластического материала в угленосных отложениях Кузнецкого бассейна. - Сов. геология, № 4, 1968.
- Варенцов И.М. О главнейших марганцевосных формациях. - Труды ГИН АН СССР, вып. 70, 1962а.
- Варенцов И.М. О геохимии Усинского марганцевого месторождения в Кузнецком Алатау. - Труды ГИН АН СССР, вып. 70, 1962б.
- Васильев П.В. О генетической классификации угольных месторождений. - Бюлл. МОИП, нов. серия, Отд. геол., т. XXIV, вып. 4, 1949.
- Веклич М.Ф., Дядченко М.Г., Кондрачук В.Ю., Хатунцева А.Я. Особенности образования россыпей до третичного возраста на территории Украинской ССР. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IV. Госгортехиздат, 1960.
- Веклич М.Ф., Дядченко М.Г., Кондрачук В.Ю., Хатунцева А.Я., Цымбал С.Н. Этапы образования и вещественный состав россыпей Украины. - В кн.: Геология россыпей, "Наука", 1965.
- Вернадский В.И. Очерки геохимии. Избр. сочинения, т. I. Изд-во АН СССР, 1954.
- Виноградов В.Г. Распределение титановых минералов и циркона в осадках яснополянского подгоризонта, Подмосковного бассейна. - Сов. геология, № 4, 1962.
- Виноградов Г.Г., Додатко А.Д. О латеритном характере и времени формирования коры выветривания на Побужье. - В кн.: Кора выветривания на территории УССР, ч. 1. Киев, "Наукова думка", 1971.
- Вишняков С.Г., Одокий Б.И., Сиротин В.И. Бокситоносность Курско-Воронежской антеклизы. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Центрально-черноземных областей. Изд-во Воронежского гос. ун-та, 1964.
- Владимиров А.И. Сравнительный анализ вулканогенно-осадочных образований Манского и Боксон-Сорхойского прогибов (Восточный Саян). - В кн.: Геология и минеральные ресурсы Красноярского края. Красноярск, 1971.
- Водорезов Г.И., Варламов Н.Н., Мультменко М.А. Ашинское месторождение фосфоритов в Приуралье. Вопросы геологии агрономических руд. Изд-во АН СССР, 1956.
- Волков Р.И., Зайцев Н.С., Ильин А.В., Осокин П.В. Ухагольское месторождение фосфоритов в Восточном Саяне. - Сов. геология, № 2, 1972.
- Волочаев Ф.Я., Ерошев-Шак В.А., Грайзер М.И. и др. Додевонские коры выветривания Русской платформы. "Наука", 1969.
- Габлина И.Ф., Лурье А.М. Роль красного лежа в формировании месторождений мансфельдского типа в Центральной Европе. - В кн.: Стратиформные месторождения цветных металлов. Чита, Изд-во Забайкальск. фил. Географич. об-ва СССР, вып. 53, 1971.
- Газенко С.Д., Шпилюк Л.Г. О перспективах бокситоносности северо-западной части Украинского кристаллического щита. - Сов. геология, № 2, 1966.
- Гарань М.И. Докембрий и кембрий Урала. - В кн.: МГК, XXI сессия. Доклады сов. геологов. Проблема 8. Изд-во АН СССР, 1960.
- Геологическое строение СССР, т. IV. "Недра", 1968.
- Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 11. "Недра", 1968.
- Геология СССР, т. XIII. "Недра", 1964.
- Гиммельфарб Б.М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. "Недра", 1965.
- Гневушев М.А., Гомон Г.О., Черненко А.И. Влияние количества хрома в пиропе на высоту максимумов кривых спектрального поглощения. - Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 87, вып. 1, 1958.

- Голивкин Н.И. Магматизм северо-восточного и юго-восточного районов КМА Русской платформы. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Центрально-Черноземных областей. Изд-во Воронежского гос. ун-та, 1964.
- Гоньшакова В.И., Ружицкий В.О., Койчук М.Д., Зарицкий А.И., Сазонов Н.Ф. Трубки взрыва и дайки кимберлитоподобных пород Русской платформы. - Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1967.
- Горбунова Л.И., Фоминский В.И., Алексеевский К.М. Новые данные о нежелваковых фосфоритах Русской платформы. - Сов. геология, № 4, 1967.
- Горецкий Ю.К. Закономерности размещения бокситовых месторождений. - Труды ВИМС, вып. 5, 1960.
- Горский И.И. История накопления угленосных отложений на территории СССР. - В кн.: Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР. "Наука", 1965.
- Гречухин В.В. Закономерности регионального метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. - Сов. геология, № 5, 1971.
- Грибов Е.М. Петрографические типы руд Каражальского месторождения. - В кн.: Марганцевые и железорудные концентрации Джайльминской мульды. "Наука", 1966.
- Гроссгейм В.А., Аристов Г.Б., Базанова Т.Д., Геращенко И.Л., Костинцев К.К., Окнова Н.С., Рожков Г.Ф., Смирнов Л.С. Реконструкция тектонического рельефа дна бассейна седиментации по данным динамической палеогеографии. - В кн.: Состояние и задачи советской литологии, т. III. "Наука", 1970.
- Грязнов В.И. Условия залегания и строение марганцеворудного пласта. 2. Генезис марганцевых руд. - В кн.: Никопольский марганцеворудный бассейн. "Недра", 1964.
- Гурвич С.И., Болотов А.М. Титано-циркониевые россыпи Русской платформы и вопросы их поисков. "Недра", 1968.
- Даргевич В.А. Титаноносные формации Западной Сибири и Восточного Казахстана и связанные с ними россыпи. - В кн.: Проблемы геологии россыпей. Магадан, 1970.
- Дзоцендзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. "Недра", 1969.
- Дилакторский Н.Л., Бауков С.С., Дилакторская М.М. Опыт применения седиментометрического анализа для выяснения условий сланцenaкопления. - Изв. АН СССР, т. IX, серия физ.-мат. и техн. наук, № 2, 1961.
- Добрянский А.Ф. Горючие сланцы СССР. Госоптехиздат, 1947.
- Домарев В.С. Типы месторождений медистых песчаников. - Литология и полезные ископ., № 1, 1971.
- Донабедов А.Т. Результаты геофизических исследований на территории Большого Донбасса. - В кн.: Большой Донбасс. Госгеолиздат, 1941.
- Дорохин И.В. Мощные пласты угля. "Недра", 1968.
- Дубянский А.А. Ископаемый карст среди верхнемеловых отложений. - Бюлл. МОИП, 1937.
- Дядченко М.Г., Хатунцева А.Я. Об основных принципах составления карт прогноза россыпей на территории Украинской ССР. - В кн.: Вопросы методики составления металлогенических и прогнозных карт, ч. III. Изд-во АН СССР, 1960.
- Дьяков А.Г., Бартошинский З.В. Транспортировка и характер износа алмазов аллювиальных россыпей Западной Якутии. - Труды Якутск. фил. СО АН СССР, серия геол., сб. 6, 1961.
- Егоров А.И. Пояса углеобразования и нефтеносные зоны Земного шара. Изд-во Рост. ун-та, 1960.

- Егоров А.И. Механизм накопления биомассы и формирование угольного пласта. Геология угольных месторождений, т. I. "Недра", 1969.
- Егорова О.П. Некоторые итоги изучения верхнедокембрийских и кембрийских фосфоритов краевых зон юга Сибирской платформы. - Труды СНИИГТИМС, вып. 69, 1968.
- Желдаков М.Е., Ефанова В.А. О перспективах алмазности северных и западных частей Волго-Донского региона. - Разведка и охрана недр, № 2, 1967.
- Жердева А.Н., Абулевич В.К. Минералогия титановых россыпей. "Недра", 1964.
- Журавлев В.С., Осадчук М.М. Структурно-фациальная зональность рифейского складчатого фундамента Тимана. - Бюлл. МОИП, отдел. геол., т. 35, вып. 3, 1960.
- Занин Ю.Н. Геология фосфоритоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфоритов. - Труды Ин-та геол. и геофизики АН СССР, вып. 85, 1969.
- Запасы углей и гсрючих сланцев СССР. Краткая сводка результатов подсчета 1956 г. (Под ред. Н.В. Шабарова и А.В. Тьжнова). Геогелтехиздат, 1958.
- Захаров Е.Е. О некоторых закономерностях в регионально-геологическом размещении месторождений руд черных и цветных металлов. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. I. Изд-во АН СССР, 1958.
- Захаров Е.Е. Регионально-геологические закономерности размещения марганцеворудных формаций. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Изд-во АН СССР, 1958.
- Зеленцов Н.М., Рахманов В.П. Прогнозные запасы марганцевых руд СССР. ОНТИ ВИЭМС. М., 1970.
- Зонов Н.Т. Геологические наблюдения над фосфатоносными отложениями бассейнов рек Десны, Пела, Ворсклы и Северного Донца. - Труды НИУИФ, вып. 149, 1941.
- Зонов Н.Т., Петракович Ю.А. Обзор геологического строения месторождений пластовых фосфоритов и бурых железняков бассейна р. Хопра. - Труды НИУИФ, вып. 125, 1934.
- Иванов Б.И. К вопросу о происхождении прибалтийских сланцев. - Труды ВНИИПС, вып. 5, 1956.
- Иванов Г.А. Угленосные формации. "Недра", 1967.
- Ивенсен Ю.П. Магматизм Тимана и полуострова Канин. Изд-во АН СССР, 1963.
- Ивенсен Ю.П., Кожевников И.И., Шмидт Н.Г. Задачи научно-исследовательских и поисковых геолого-геофизических работ на Русской платформе, связанные с изучением ее рудоносности. - В кн.: Рудоносность Русской платформы. "Наука", 1965.
- Игнатъев В.И., Урасина Э.А., Казанский М.Г. Фации и меденосность казанских отложений востока Татарии. - В кн.: Материалы по геологии востока Русской платформы. Изд-во Казанск. ун-та, вып. 3, 1970.
- Илупин И.П., Козлов И.Т. Циркон в кимберлитах. - В кн.: Геология, петрография и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы. "Наука", 1970.
- Ильина Н.С. Геология и генезис боксонских бокситов в Восточных Саянах. Бокситы, их минералогия и генезис. Изд-во АН СССР, 1958.
- Ильяшенко В.Я. Геотектонические условия размещения мезозойско-кайнозойских фосфоритов центральной части Средней Азии. - В кн.: Проблемы прогноза, поисков и разведки горнохимического сырья СССР. "Недра", 1971.
- Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. "Недра", 1965.

- История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. Под ред. А.П. Виноградова, В.Д. Наливкина, А.В. Роньва, В.Е. Хаина. "Недра", 1964.
- Казаков А.В. Фосфатные фашии. - Труды НИУИФ, вып. 145, 1939.
- Казаков А.В. Геотектоника и формирование фосфоритоносных месторождений. - Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1950.
- Казаринов Л.Н. Миоценовые россыли Предкавказья. - В кн.: Геология россыпей. "Наука", 1965.
- Казаринов В.П. Проблема поиска крупных месторождений богатых фосфоритов в Сибири. - Труды СНИИГТИМС, вып. 45, 1966.
- Казаринов В.П., Богатов В.И. и др. Выветривание и литогенез. "Недра", 1969.
- Калугин А.С. О роли вулканизма и рифов в образовании бокситов геосинклинальных областей. - Литология и полезн. ископ., № 1, 1967.
- Капюжный В.А. Тиман - новая провинция россыпей. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. I. Госгортехиздат, 1960.
- Кальберг Э.А., Левандо Е.П., Махнач Э.К. Бокситы северо-запада Русской платформы. "Наука", 1971.
- Кашкаров И.Ф., Полканов Ю.А. О находке алмазов в прибрежно-морских третичных песках Украины. - В кн.: Геология россыпей. "Наука", 1965.
- Кашкаров И.Ф., Полканов Ю.А. О генезисе и практическом применении мелких алмазов. - В кн.: Алмазоносность юго-западной окраины Русской платформы. Киев, "Наукова думка", 1970.
- Каэн Л. Геология Бельгийского Конго. ИЛ, 1958.
- Келлер Б.М., Копелиович А.В., Соколов Б.С. Полуострова Рыбачий, Средний и остров Кильдин. - В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. Госнаучтехиздат, 1963.
- Кирпаль Т.Р. Состояние минерально-сырьевой базы алюминиевой промышленности и задачи по дальнейшему ее расширению. Труды СНИИГТИМС, вып. 126, 1971.
- Клер В.Р. Минеральные примеси в углях. Успехи в изучении главнейших осадочных полезных ископаемых в СССР. "Наука", 1967.
- Клер В.Р., Неханова В.Ф. Геологические запасы горючих сланцев в СССР. - Сов. геология, № 3, 1971.
- Колокольцев В.Т., Пагуковский В.М., Плякин А.М., Беляев В.В. Палеозойские латериты на Тимане. - Разведка и охрана недр, 1971, № 4.
- Кобаев В.А., Ильященко В.А., Фахтулаев Г.О. О фосфоритоносности Средней Азии. - Труды САИГИМС, 1969, вып. 8.
- Корженевский. Об условиях образования горючих сланцев перисфинктовой зоны в Саратовском Заволжье. - Уч. зап. Саратовского ун-та, т. XVI, 1955.
- Коссовой Л.С., Обручев Д.В. О нижнем девоне Северного Тимана. - Докл. АН СССР, т. 147, № 5, 1962.
- Косыгин Ю.А. Тектоника. "Недра", 1969.
- Котлуков В.А., Конивец В.И. и др. Геология и перспективы освоения месторождений горючих сланцев СССР. - В кн.: "Разработка и использование запасов горючих сланцев". Таллин, "Валгус", 1970.
- Кофман В.С. Основные особенности разреза нижнекаменноугольных отложений в южном Прионежье. - Вестн. ЛГУ, серия геол. и геогр., вып. 2, № 12, 1964.
- Кочетков О.С. Условия образования и размещения древних россыпей титана и редких металлов на Тимане и п-ве Канин. - В кн.: Геология россыпей. "Наука", 1965.
- Кочетков О.С., Хлыбов В.В. К минералогии и геохимии древней коры выветривания на базальтах Северного Тимана. - Труды Ин-та геол. Коми фил. АН СССР. Сыктывкар, 1968.

- Красильникова Н.А. Фосфориты Катангского бассейна. Труды ГИГХС, вып. 5. Госхимиздат, 1959.
- Красильникова Н.А. и др. Фосфоритоносность древних отложений Алтае-Саянской складчатой области. - Труды ГИГХС, вып. 12, 1968.
- Красильникова Н.А. Геотектонические условия размещения фосфоритовых месторождений СССР. - В кн.: Проблемы прогноза, поисков и разведки горнохимического сырья СССР. "Наука", 1971.
- Крашенинников Г.Ф. Условия накопления угольных формаций СССР. Изд-во МГУ, 1957.
- Крашенинников Г.Ф. Переход угленосных отложений в меденосные в карбоне Центрального Казахстана. - В кн.: Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР. "Недра", 1965.
- Крашенинников Г.Ф. Учение о фациях. "Высшая школа", 1971.
- Куликов П.К. Основные элементы тектоники и некоторые вопросы нефтегазоносности Западно-Сибирского бассейна. - Сов. геология, № 2, 1972.
- Курман И.М. Геохимические исследования нежелваковых фосфоритов Рыльского района. - Труды НИУИФ, вып. 149, 1941.
- Кухаренко А.А. Алмазы Урала. Госгеолтехиздат, 1955.
- Кухаренко А.А. Минералогия россыпей. Госгеолтехиздат. М., 1961.
- Кухаренко А.А., Булах А.Г., Ильинский Г.А., Шинкарев Н.Ф., Орлова М.Т. Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита. - Труды Ленингр. об-ва испыт. природы, т. XXII, вып. 2, 1971.
- Ларищев А.А. О природе минусинских и барзасских горючих сланцев девона. - Уч. зап. Томск. гос. ун-та, № 11, 1948.
- Левченко С.В. Вопросы осадочной металлогении в Кузнецко-Минусинском районе. "Наука", 1970.
- Левченко С.В., Наседкина В.Х. Типы бокситовых месторождений и вопросы бокситоносности юга Сибири. Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. "Наука", 1966.
- Левых И.Н., Махнач А.С. Предвендские и вендские коры выветривания, развитые на ультраосновных породах кристаллического фундамента Белорусского массива. - Докл. АН БССР, т. 16, № 1, 1972.
- Леонов Б.Н., Прокочук Б.И. Россыпи алмазов северо-востока Сибирской платформы и некоторые вопросы методики их поисков. "Наука", 1965.
- Леонов Б.Н., Прокочук Б.И., Орлов Ю.Л. Алмазы Приленской области. "Наука", 1966.
- Логвиненко Н.В. Опыт генетической классификации угленосных формаций. - Сов. геология, 1966, № 8.
- Лунев Б.С. Дифференциация осадков в современном аллювии. Пермь, 1967.
- Лурье А.М., Габлина И.Ф. Об источнике меди при формировании месторождений мансфельдского типа в Западном Приуралье. - Геохимия, № 1, 1972.
- Македонов А.В. История угленакопления в Печорском бассейне. "Наука", 1968.
- Македонов А.В., Заварицкий П.В. Конкреционный анализ. - В кн.: Методы корреляции угольных толщ и синонимтика угольных пластов. "Недра", 1968.
- Маланьин М.И., Крупенина А.П., Черкашина М.М., Румянцева В.В. Обогащение алмазосодержащих коренных пород и песков. Госгеолтехиздат, 1961.
- Малышев И.И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. Госгеолтехиздат, 1957.
- Маркович Е.М., Просвирякова З.П. О роли палеоботанического анализа при изучении тектонически нарушенных угленосных площадей на примере Черноозерской площади Припятской впадины. - Сов. геология, № 2, 1972.

- Масленников В.И. О литологических особенностях бобриковского горизонта на южной окраине Подмосковского бассейна. Изв. высш. уч. завед., серия Геология и разведка, № 12, 1971.
- Матвеев А.К. Угольные месторождения зарубежных стран. Австралия и Океания. "Недра", 1968.
- Матвеев А.К. Классификация угольных бассейнов. Угленосные формации СССР. 4-е Всес. угольное совещ. (Тезисы докладов). М., 1970.
- Мац В.Д., Егорова О.П. Стратиграфия байкальского комплекса и некоторые данные о его фосфоритности. - Материалы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. 1, 1957.
- Метелкина М.П., Прокопчук Б.И., Суходольский О.В., Францессон Е.В. К проблеме докембрийских алмазоносных формаций. - Изв. АН СССР, № 8, 1971.
- Милашев В.А. Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазоносности. - Труды НИИГА, т. 139, Л., "Недра", 1965.
- Миропольский Л.М. Медные руды в пермских отложениях ТАССР и их генезис. - Уч. зап. Казанск. гос. ун-та, т. 98, кн. 1, 1938.
- Михайлов А.С. Геохимия фосфора и проблема генезиса фосфоритов. Труды СНИИГТИМС, вып. 69, 1968.
- Мокринский В.В., Шарудо И.И. Седьмое совещание по проблеме "Закономерности размещения ископаемых углей в земной коре". - Сов. геология, № 9, 1960.
- Молчанов И.И., Тяжнов А.В. Ранний метаморфизм осадочных пород и его значение для поисков горючих ископаемых. - Разведка и охрана недр, № 5, 1961.
- Момджи Г.С. Перспективы титаноносности олигоценовых отложений Зауралья. - Труды Объединенной Кустанайской научной сессии, т. II. Алма-Ата, Каз. Академ. изд-во, 1958.
- Момджи Г.С. Теоретические основы и методика поисков россыпных месторождений титана и циркония. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IV. Горгортехиздат, 1960.
- Момджи Г.С. Титан. - В кн.: Металлы в осадочных толщах. "Наука", 1964.
- Момджи Г.С., Блинов В.А. Литолого-фашиальные условия образования комплексных циркониево-титановых россыпей. - В кн.: Состояние и задачи советской литологии, т. II. "Наука", 1970.
- Мошляк Л.Ф. Россыпные титаномагнетитовые проявления вулканогенно-осадочного типа в силурийских отложениях хребтов Чингиз. - В кн.: Геология россыпей юга Западной Сибири. "Наука", 1969.
- Муратов М.В., Микунов М.Ф., Чернова Е.С. Основные этапы развития Русской платформы. - Изв. высш. уч. зав., Геология и разведка, вып. 11, 1962.
- Мягков В.Ф., Баталов В.Л. Методика разведки алмазоносных россыпей уральской провинции. Совещание по геологии алмазных месторождений (тезисы докладов). Пермь, "Звезда", 1966.
- Надеждина Е.Д. Некоторые фашиальные особенности формирования древних титановых россыпей на Тимане. - В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. "Наука", 1970.
- Наливкин Д.В. Учение о фашиях, т. I и II. Изд-во АН СССР, 1966.
- Наливкин В.Д., Ронов А.Б., Хаин В.Е. Общие закономерности развития Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. - В кн.: История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. "Недра", 1964.
- Наливкин В.Д., Форш Н.Н. Пермский период. - В кн.: История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. "Недра", 1964.
- Невесский Е.Н. Некоторые вопросы изучения условий концентрации и накопления тяжелых минералов в прибрежных морских песках. - В кн.: Вопросы

- накопления и распределения тяжелых минералов в прибрежно-морских песках. Изд-во АН Латв. ССР, 1960.
- Невесский Е.Н., Щербаков Ф.А. Концентрация минералов в прибрежно-морских отложениях и некоторые вопросы россыпеобразования. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IV. Госгортехиздат, 1960.
- Негруца В.С. Стратиграфия гиперборейских отложений полуостровов Среднего и Рыбачьего и о. Кильдин. - В кн.: Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы, Труды Всес. н.-и. геол. ин-та, нов. серия, т. 175, 1971.
- Нечаев Ю.А. Литологические комплексы шемшинских отложений Пермского Приуралья и их меденосность. - Литология и полезн. ископ., № 2, 1965.
- Никитина А.П. Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее бокситоносность. "Наука", 1968.
- Никифорова К.В. Некоторые закономерности размещения россыпных месторождений в платформенных формациях. - Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IV. Госгортехиздат, 1960.
- Одинцов М.М., Владимиров Б.М. Некоторые общие закономерности пространственного размещения кимберлитов и алмазных месторождений в земной коре. - В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. "Наука", 1966.
- Одокий Б.Н. Распространение, генезис и перспективы поисков бокситов в пределах Воронежской антеклизы. - Тр. 3-го совещ. по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Изд-во Воронежск. гос. ун-та, 1966.
- Одокий Б.Н., Бунеев В.Н., Беляева В.И. Проявление верхнедевонского вулканизма на юге Воронежской области. - Там же, 1966.
- Ожиганов Д.Г. История геологического развития. - В кн.: Геология СССР, т. XIII. Башкирская АССР и Оренбургская область, ч. 1. "Недра", 1964.
- Орлова М.Т. Разновидности гранатов, ильменита и оливина из алмазоносных районов Урала. - Бюлл. ВСЕГЕИ, № 3, 1951.
- Орлова М.Т. К минералогии алмазоносных россыпей Урала. - Труды ВСЕГЕИ, вып. 39, 1960.
- Павлидис Ю.А. Образование россыпей тяжелых минералов в прибрежной зоне вулканических островов. - Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. 76, 1965.
- Петров В.П. Основы учения о древних корах выветривания. "Недра", 1967.
- Платформенные бокситы СССР. "Наука", 1971.
- Плотникова М.И. О критериях прогноза россыпной алмазоносности в Якутской алмазоносной провинции. - В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Ленинградск. картофабрика ВАГТ, 1971.
- Плотникова В.И., Смирнов А.И. Фосфориты Селеуковского месторождения. - Труды ГИГХС, вып. 5, 1959.
- Погребницкий Е.О. Генетическая классификация угленосных формаций. - Зап. Ленингр. горного ин-та, т. XVII, вып. 2, 1964.
- Погребнов Н.И. Размещение угольных формаций в современных структурах земной коры на территории СССР. - Сов. геология, № 7, 1972.
- Полянин В.А., Горизонтова Н.Н. Медные руды Кировской области. - Труды Кировского обл. НИИКраеведения, вып. 12, 1939.
- Полянин В.А., Изотов В.Г. Минералогия и геохимия Вятско-Камской полосы. - В кн.: Материалы по геологии Поволжья и Приуралья, т. 126, кн. 2. Изд-во Казанск. ун-та, 1967.
- Попов В.И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Классификация формаций. Л., "Недра", 1966.
- Попова А.Ф. Генезис Сократовского месторождения титаномагнетита (Восточный Казахстан). - В кн.: Геология россыпей юга Западной Сибири. Новосибирск, 1969.

- Порфирьев В.Б., Гринберг И.В., Ладыженский Н.Р., Галабутская К.А., Линецкий В.Ф., Старичевский Л.В. Менилитовые сланцы - сырье для промышленности строительных материалов. Изд-во АН УССР, 1956.
- Поспелов Г.Л., Коушанская П.С., Лапин С.С. Об образовании жилоподобных и брекчиевидных форм минерализации вне трещин. - Геология рудных месторождений, № 2, 1961.
- Проводников Л.Я. Фундамент Тимано-Печорской области. - Докл. АН СССР, т. 191, № 1, 1970.
- Прокопчук Б.И., Дорганов Г.Ф. О зависимостях между содержаниями алмазов и мощностями аллювия в русловых россыпях. - Сов. геология, № 9, 1970.
- Прокопчук Б.И., Израилев Л.М. Первые находки алмазов в нижнеюрских базальных конгломератах западного склона Приверхоянского краевого прогиба. - Докл. АН СССР, т. 147, № 4, 1962.
- Прокопчук Б.И., Кострюков М.С., Королева Н.М. Сохранность пироба в зависимости от условий транспортировки рыхлых отложений. - Изв. высш. уч. завед., Геология и разведка, № 5, 1965.
- Пустовалов Л.В. Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии. - Проблемы сов. геологии, № 1, 1933.
- Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород, т. 1 и 2. Гостоптехиздат, 1940.
- Пустовалов Л.В. О состоянии и основных направлениях дальнейшего развития геологической науки. - Сов. геология, № 8, 1964.
- Пустовалов Л.В., Султанов А.Д. О распределении тяжелых обломочных минералов по типам пород продуктивной толщи Прикуринской низменности. - Докл. АН СССР, т. 52, № 2, 1946.
- Разницын В.А. Тектоника среднего Тимана. "Наука", 1968.
- Раудсепп Х.Т. О генезисе эстонского горючего сланца - кукурсита. - В кн.: Генезис твердых ископаемых. М., 1959.
- Рахманов В.П. Типы руд и вмещающих пород Усинского месторождения. - В кн.: Месторождения марганца Кузнецкого Алатау. "Наука", 1966.
- Рахманов В.П. Марганцевые руды. - В кн.: Успехи в изучении главнейших осадочных полезных ископаемых в СССР. "Наука", 1967.
- Рахманов В.П. К вопросу о закономерностях локализации марганцевых месторождений и факторах геологического прогнозирования их. - В кн.: Вопросы рудничной геологии, ч. 1. ВИОГЕМ. Белгород, 1970.
- Рахманов В.П., Чайковский В.К. Генетические типы осадочных марганцевосных формаций. - Сов. геология, № 6, 1972.
- Рожков И.С., Михалев Г.П., Прокопчук Б.И., Шамшина Э.А. Алмазные россыпи Западной Якутии. "Наука", 1967.
- Романов И.С. Титаноносность полтавских отложений средней части Днепровско-Донецкой впадины. - Геология рудных месторожд., № 3, 1961.
- Рудоносность Русской платформы. "Наука", 1965.
- Ружицкий В.О., Быков И.Н., Точилин М.С., Курылева Н.А., Молотов С.П. Эксплозивная ультраосновная брекчия Русской платформы. - Докл. АН СССР, т. 162, № 6, 1965.
- Русинов Л.А. Структурно-тектоническая классификация фосфоритовых месторождений. - Докл. АН СССР, т. 124, № 6, 1959.
- Рухин Л.Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1961.
- Сагунов В.Г. Тектонические положения основных фосфоритоносных районов Казахстана. - Изв. АН Каз. ССР, серия геол., № 6, 1968.
- Сапожников Д.Г. Некоторые геологические условия образования марганцевых месторождений. - В кн.: Марганцевые месторождения СССР. "Наука", 1967.

- Сапожников Д.Г. О структурно-тектонической приуроченности платформенных бокситов на территории СССР. - В кн.: Перспективы поисков бокситов на территории СССР. Тезисы. М., 1970а.
- Сапожников Д.Г. Типы марганцевых месторождений СССР. - В кн.: Состояние и задачи советской литологии. "Наука", 1970б.
- Сапожников Д.Г. О перспективах поисков месторождений бокситов в геосинклинальных областях СССР. - Сов. геология, № 1, 1971.
- Сапожников Д.Г., Никитина А.П., Слукин А.Д. О связи бокситов с латеритной корой выветривания. - В кн.: Проблемы геологии минер. petrol. и минер. "Наука", 1969.
- Сарсадских Н.Н. О неоднородности вещества верхней мантии. - Докл. АН СССР, т. 193, № 6, 1970.
- Сарсадских Н.Н. Основы научного прогноза эндогенных месторождений алмаза (на примере Сибирской платформы). - В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Ленингр. картофабрика. ВАГТ, 1971.
- Сафронов Н.И. К вопросу об "ореолах рассеяния" месторождений полезных ископаемых и их использовании при поисках и разведке. - В кн.: Проблемы советской геологии, № 4, 1936.
- Сафронов Н.И. Формы рассеянного состояния элементов в природе и их поисковое значение. - В кн.: Геохимические поиски рудных месторождений. 1957.
- Сендерзон Э.М. О классификации угленосных формаций. Ископ. угли Сибири и методы их изучения. "Наука", 1971.
- Сердюченко Д.П., Глебов А.В. Железо. - В кн.: Металлы в осадочных толщах. "Наука", 1964.
- Сигов А.П. К вопросу применения промышленного прогноза по терригенным компонентам. - Разведка и охрана недр, № 10, 1956.
- Сидоренко А.В., Сидоренко Св. А. Органическое вещество в докембрийских осадочно-метаморфических породах и некоторые геологические проблемы. - Сов. геология, № 5, 1971.
- Скопинцев Б.А., Полова Т.П. Некоторые результаты определения содержания железа, марганца и меди в воде Черного моря. - Труды ГИН АН СССР, вып. 97, 1963.
- Сливко В.М. Норильский угленосный район. - Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 8, "Недра", 1964.
- Смилкстын А.О. Фосфоритоносные формации складчатых областей юга Сибири. - Труды СНИИГГИМС, вып. 69, 1968.
- Смирнов А.И. Особенности формирования различных типов морских фосфоритов. - Литология и полезн. ископ., № 5, 1964.
- Смирнов А.И. Особенности формирования основных типов фосфоритных руд. - Труды СНИИГГИМС, вып. 69, 1968.
- Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. "Недра", 1969.
- Смирнов Г.И. Характеристика минералов-спутников алмаза. - Труды Якут. фил. СО АН СССР, серия геол., сб. 6, 1961.
- Смирнов Ю.Д. Источники алмазов уральских россыпей. Геология россыпей. "Наука", 1965.
- Соболев Н.В. и др. Состав включений гранатов и пироксенов в уральских алмазах. - Докл. АН СССР, т. 198, № 1-3, 1971.
- Соболев В.С., Соболев Н.В. Ксенолиты в кимберлитах северной Якутии и вопросы строения мантии Земли. - Докл. АН СССР, 158, № 1, 1964.
- Соколова Е.А. Некоторые закономерности размещения рудных концентраций в марганценосных вулканогенно-осадочных формациях. - В кн.: Марганцевые месторождения СССР. "Наука", 1967.

- Соколова Е.А. Закономерности образования вулканогенно-осадочных марганцевых руд. - В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. "Наука", 1968.
- Спижарский Т.Н. и др. Тектоническая карта СССР. "Недра", 1966.
- Стасевич А.И., Доминиковский Г.Г., Пасюкевич В.И., Шахнюк В.В. Железистые кварциты Белоруссии. - Докл. АН БССР, т. 15, № 4, 1971.
- Степанов П.И., Миронов С.И. Геология месторождений каустобиолитов. ОНТИ, 1937.
- Страхов Н.М. Горючие сланцы зоны *Peresphinctes panderi*. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XII, вып. 2, 1934.
- Страхов Н.М. Доманиковская фация Южного Урала. - Труды ИГН АН СССР, 1939.
- Страхов Н.М. Железородные фации и их аналоги в истории Земли. Изд-во АН СССР, 1947.
- Страхов Н.М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. - Изв. АН СССР, серия геол., № 5, и 8, 1956.
- Страхов Н.М. Основные теории литогенеза, т. I и II. Изд-во АН СССР, 1960.
- Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории земли. Госгеолтехиздат, 1963.
- Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е., Килиненко В.В., Тихомирова Е.С. Геохимия осадочного марганцевородного процесса. "Наука", 1968.
- Стрыгин А.И. Главные факторы рудообразования в Украинском шите. - В кн.: Проблемы металлогении Украины. "Наукова думка", 1964.
- Суслов А.Т. Основные черты железо-марганцевых месторождений вулканогенно-осадочного происхождения. - В кн.: Марганцевые месторождения СССР. "Наука", 1967.
- Сухарина А.Н., Скобелев Ю.Д., Кулешова Н.Н. Верхнепротерозойские-нижнекембрийские фосфатоносные формации горной части Западной Сибири. - Труды СНИИГТИМС, вып. 69, 1968.
- Сушон А.Р. Условия формирования титановых россыпей в среднедевонских отложениях Тимана. - Изв. высш. уч. завед., серия Геология и разведка, № 6, 1962.
- Сынгаевский Е.Д. Обломочный материал Каражальского месторождения. - В кн.: Марганцевые и железородные концентрации Джайльминской мульды. "Наука", 1966.
- Табылдиев К.Т. Промышленные типы фосфоритовых руд Казахстана. - Изв. АН Каз. ССР, серия геол., № 5, 1968.
- Тектоника Евразии. "Наука", 1966.
- Тектоника Европы. "Недра", 1964.
- Тихий В.Н. Девонский период. - В кн.: История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. "Недра", 1964.
- Трофимов В.С. Закономерности размещения и образования алмазных месторождений. "Недра", 1967.
- Трохачев П.А. Некоторые особенности редкометалльно-титановых россыпных месторождений центральной части Русской платформы. - В кн.: Геология россыпей. "Наука", 1965.
- Трубина К.Н. Древнейшие коры выветривания и их рудообразующая роль. - Бюлл. МОИП, Отд. геологии, т. XLVI (6), 1971.
- Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрийская геохронология материалов. "Недра", 1970.
- Тыжнов А.В. Геологический очерк Барзасского района Кузнецкого бассейна. - Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 3 (45), 1938.
- Тыжнов А.В. Геологические запасы угля СССР. - Сов. геология, № 4, 1970.

- Урумов Ю.Д. Основные закономерности локализации верхнерифейских фосфоритов Ийско-Туманшетского Присяянья. — Материалы конф. молодых научных сотр. Вост.-Сиб. НИИГТИМС. Иркутск, 1967.
- Усов М.А. Геология каустобиолитов. Томск, 1920.
- Утехин Д.Н., Лаврова Г.В., Вишняков С.Г., Грищенко М.Н., Преображенская В.Н., Раскатов Г.И., Хожайнов Н.П. Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии, т. 1, кн. 2. "Недра", 1972.
- Феофилова А.П. Опыт изучения и классификации древних почв на примере пермо-карбоновых отложений Донбасса. — Литология и полезн. ископ., № 6, 1971.
- Ферсман А.Е. Марганец. — В кн.: Геохимия, т. 4. Госнаучтехиздат, 1939.
- Фомина А.С. К вопросу о происхождении прибалтийских кукурситовых горючих сланцев. — В кн.: Генезис твердых горючих ископаемых. М., 1959.
- Фомичев В.Д., Алексеев Л.Э. Геологический очерк Салаира. Госгеолтехиздат, 1961.
- Формации горючих сланцев. (Методы изучения и генетическая классификация). Сб. под редакцией С.С. Баукова и В.А. Котлукова. Таллин. "Валгус", 1973.
- Формозова Л.Н. Формационные типы месторождений оолитовых железных руд. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. III. Изд-во АН СССР, 1960.
- Хамрабаев И.Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент, Изд-во АН Узб.ССР, 1958.
- Харин Г.С. Фосфоритоносность среднего палеозоя западной части Алтае-Саянской области. — Труды СНИИГТИМС, вып. 69, 1968.
- Херасков Н.П. Тектоника и формации. Избр. труды. "Наука", 1967.
- Херасков Н.П., Потемкин К.В., Спицын А.Н. Некоторые закономерности образования и размещения россыпных месторождений редких металлов. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IV. Госгортехиздат, 1960.
- Херасков Н.П., Разумова И.Н. Геологические типы кор выветривания и закономерности их размещения. — Труды ГИН АН СССР, вып. 11, 1963.
- Ходак Ю.А. Структуры и металлогения древних толщ сопредельных территорий Советского Дальнего Востока и Китая. — Тихоокеанск. металлогенич. конференция, вып. 2. Владивосток. Изд-во АН СССР, 1960.
- Ходак Ю.А. Вторичные изменения древних осадочно-метаморфических пород и руд Малого Хингана. — В кн.: Очерки по металлогении осадочных пород. Изд-во АН СССР, 1961.
- Ходак Ю.А., Грибов Е.М. и др. Железорудные и марганцевые концентрации Джайльминской мульды. "Наука", 1966.
- Ходак Ю.А., Рахманов В.П., Ерошев-Шак В.А. Месторождения марганца Кузнецкого Алатау. "Наука", 1966.
- Хожайнов Н.П. К истории развития юго-западного склона Воронежской антеклизы в нижнем и среднем карбоне. — В кн.: Вопросы геологии и полезных ископаемых Воронежской антеклизы. — Изд. Воронежск. гос. ун-та, 1970.
- Чайка В.М. Докембрийские титано-циркониевые россыпи рифейского поднятия и Урал-Тау. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IV. Госгортехиздат, 1960.
- Чайка С.И. Закономерности размещения месторождений богатых железных руд Курской магнитной аномалии. — Геология рудных месторожд., т. 11, № 5, 1969.
- Чайка М.В., Никольская Ю.П. Распределение элементов-примесей в сибирских фосфоритах. — Геология и геофизика, № 2, 1970.
- Чайковский В.К. Генетические типы золотоносных конгломератов. — В кн.: Золотоносные конгломераты Южной окраины Сибирской платформы. "Наука", 1966а.

- Чайковский В.К. Значение металлоносности осадочных толщ для формирования рудных провинций. - В кн.: Золотоносные конгломераты южной окраины Сибирской платформы. "Наука", 1966б.
- Чайковский В.К. К вопросу о формировании металлогенических провинций и зон. - В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. "Наука", 1966в.
- Чайковский В.К., Рахманов В.П., Ходак Ю.А. Принципы составления прогнозно-металлогенических карт марганцевосных формаций. "Недра", 1971.
- Чернов А.А. Базальты рек Белой, Большой Светлой и Кумушки-Волонги на Северном Тимане. Материалы по геологии и петрографии Тимана и п-ова Канин. "Недра", 1961.
- Чернов В.М. Вулканогенные железисто-кремнистые и колчеданные формации Карелии. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 1. "Недра", 1966.
- Черноусов Я.М. Курс общей геологии угольных месторождений. Госгеолтехиздат, 1962.
- Шамрай И.А., Кохановский П.П., Трунов Б.И., Смирнов Б.В. О пирокластическом материале в отложениях среднего карбона Восточного Донбасса. - Геология и разведка угольных месторожд. "Недра", 1971.
- Шатский Н.С. О движении и развитии земной коры. - Сов. геология, № 8, 1939.
- Шатский Н.С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. - Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1946.
- Шатский Н.С. О марганцевосных формациях и о металлогении марганца. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1954.
- Шатский Н.С. Форфоритосные формации и классификация фосфоритовых залежей. Совешание по осадочным породам, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1955.
- Шатский Н.С. Парагенезисы осадочных и вулканогенно-осадочных пород и формаций. - Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1960а.
- Шатский Н.С. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы. - В кн.: МГК, XXI сессия. Доклады сов. геологов. Проблема 8. Изд-во АН СССР, 1960б.
- Шатский Н.С. Избранные труды. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые, т. III. "Наука", 1965.
- Шехоркина А.Ф. Формации рифея и нижнего кембрия Ханкайского массива Приморья. "Наука", 1966.
- Шульга В.В. Перспективы угленосности верхневизейских отложений Западного Донбасса. - Сов. геология, № 11, 1970.
- Шурубор Ю.В. Статистическая обработка данных шлихового опробования с целью выявления минералов-спутников алмаза (на примере одного из алмазосных районов Урала). - Сов. геология, № 8, 1965.
- Шутов В.Д., Дружинин И.П. О некоторых закономерностях образования сульфидного оруденения на месторождении Джеккаган. - В кн.: Гесхимия осадочных пород и руд. "Наука", 1968.
- Юдин Н.И., Арсеньев А.А. Фосфатосность древних толщ юга Восточной Сибири. "Наука", 1970.
- Юдин Н.И., Боровская И.С. Докембрийские фосфориты Тувы. - Труды СНИИГТИМС, вып. 69, 1968.
- Юдин Н.И., Гуревич Б.Г., Красильникова Н.А., Смиркстын А.С., Егорова О.П. Литология фосфоритосных отложений Сибири. - Состояние и задачи советской литологии, т. III. "Наука", 1970.
- Яблоков В.С. Аллювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донбасса. - Труды ГИН АН СССР, вып. 151, 1954.
- Яншин А.Л. Вулканизм и осадочное рудообразование. - Бюлл. МОИП, отд. геол., № 4, 1968.

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Глава 1. Основные черты развития осадочных полезных ископаемых Русской платформы в связи с ее геологической историей. В.К. Чай- ковский . . . . .	6
Глава 2. Железорудные формации. В.К. Чайковский . . . . .	38
Глава 3. Марганцевые руды и марганценозные формации. В.П. Рахма- нов, Ю.А. Ходак, Е.М. Грибов . . . . .	56
Глава 4. Меденосные формации. А.М. Лурье . . . . .	93
Глава 5. Бокситоносные формации Русской платформы. С.В. Левченко, Е.Т. Бобров, Ф.Я. Волочаев, М.М. Ипатов, В.Х. Наседкина, К.Н. Тру- бина, Ф.С. Ульмасвай, И.Г. Шипакина . . . . .	111
Глава 6. Формации, вмещающие древние редкометалльно-титановые россыпи. Е.Д. Надеждина . . . . .	139
Глава 7. Алмазоносные формации. К.М. Алексеевский, Т.Т. Николаева, Б.И. Прокопчук . . . . .	159
Глава 8. Фосфоритоносные формации. Н.И. Юдин, А.А. Арсеньев, Л.И. Горбунова . . . . .	180
Глава 9. Угленосные формации. А.В. Тьжнов . . . . .	211
Глава 10. Формации, вмещающие горючие сланцы. В.Р. Клер . . . . .	234
Глава 11. Закономерности осадочной рудогении на территории Рус- ской платформы. В.К. Чайковский . . . . .	244
Заключение . . . . .	257
Литература . . . . .	261

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОСАДОЧНЫХ  
РУДОНОСНЫХ И УГЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

Утверждено к печати  
Лабораторией осадочных полезных ископаемых.

Редактор А.И. Жилина  
Художник Е.П. Суматохин  
Художественный редактор С.А. Литвак  
Технический редактор Л.М. Сурикова

Подписано к печати 23/V - 74 г. Т - 08145  
Усл.печ.л. 17,25+Вкл. 0,75 Уч.-изд.л. 21,09  
Формат 60x90 1/16 Бумага офсетная №1  
Тираж 1000 экз. Тип.зак. 986

Цена 2р.35к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП,  
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21  
1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

О П Е Ч А Т К И

<i>Страница</i>	<i>Строка</i>	<i>Напечатано</i>	<i>Должно быть</i>
1	1 сн	1973	1974
19	6 сн	послетриаслейасовую	послетриас-лейасовую
76	1 сн	Марганцевистый	Марганцовистый

Зак. 988

20. 35.

983



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Таблица 13


Генетические соотношения основных осадочных рудоносных и угленосных формаций и геотектонических структур территории Русской платформы с прилегающими геосинклиналями

Геотектоническое время		Стратиграфические подразделения	Формации	Полезные ископаемые						
				гумидных условий			аридных условий			
				геосинклинальные области	область завершённой складчатости, краевые прогибы, их склоны	платформенные области	геосинклинальные области	область завершённой складчатости, краевые прогибы, их склоны	платформенные области	
Цикл	Этап									
Альпийский	Поздний	Неоген	Угленосная, терригенно-глауконитовая, кварцевых песков и глин		+	□ ■				
		Палеоген	Угленосная, глауконит-опоковая, коры выветривания, кварцевых песков и глин	■	□ ■	■ + X □ □ ■				●
	Средний	Верхний мел	Терригенно-глауконитовая, глауконит-меловая, осадочно-вулканогенная, глауконит-опоковая, коры выветривания		■	+ □ X		●		●
		Нижний мел	Терригенно-глауконитовая, глауконит-меловая, кварцевых песков и глин, коры выветривания, битуминозных глин		+ ■	+ X ■ ■		●		●
	Ранний	Мальм	Битуминозных глин, терригенно-глауконитовая, коры выветривания, кварцевых песков и глин		■ + X	■			●	●
		Доггер	Угленосная, кварцевых песков и глин, порфирировая, битуминозных глин	■ ■	■ +	■ X		▲		●
		Лейас	Угленосная, порфирировая (спилит-дацитовая), осадочно-вулканогенная	■	■	■				
		Верхний триас	Угленосная, коры выветривания		■ X	X				
Герцинский	Поздний	Нижний и средний триас	Кварцевых песков и глин		X +	+ (?)				
		Верхняя пермь	Угленосная, красноцветная		■			▲		▲
	Средний	Нижняя пермь	Коры выветривания, углисто-кремнистая, кварцевых песков и глин, угленосная и карбонатная		■ □	+ X		●		
		Верхний карбон-башкирско-московский ярусы	Угленосная, коры выветривания, терригенно-карбонатная, кварцевых песков и глин	X	■	■ X □		●		
		Турне-намюр	Угленосная, глинисто-кремнистая, терригенно-карбонатная	■ □	X	■ X		▲		
	Ранний	Фамен	Битуминозных глин, кварцевых песков и глин, угленосная	■	■ +	■ + ★		▲		
		Фран	Угленосная, кварцевых песков и глин, битуминозных глин, коры выветривания	■ ■ X +	X + ■	X + ■ ■ □ ★				
		Живет	Коры выветривания, битуминозных глин, кварцевых песков и глин	X + ■ ■	□ X	X +		▲		
Эйфель		Угленосная, коры выветривания, спилит-кератофирровая, кварцевых песков и глин	■ X ★ + □				▲			
Каледонский	Поздний	Нижний девон-лудлоу	Угленосная, спилит-кератофирровая, красноцветная	■ ■ X	■		▲			
		Верхний-средний ордовик	Венлок-лландовери Порфирировая (диабаз-альбитофирровая), карбонатная	■			▲ ●			
	Ранний	Верхний ордовик	Битуминозных глин, карбонатная		■			▲		
		Нижний ордовик					▲			
		Пакерорт	Органогенно-терригеновая, отдаленно кремнистая	■ (?)				● ▲		
	Ижорские слои					▲				
	Балтийская серия	Пестроцветная					▲			

+ + - железо; □ □ - марганец; ▲ - Cu, Pb, Zn (медистые песчаники и сланцы, колчеданные залежи); X X - бокситы; ★ - алмазы (в россыпях);  
 □ - редкометалльно-титановые россыпи; ● ● - фосфориты; ■ ■ - горючие сланцы, битуминозные глины; ■ ■ - уголь.

Таблица 5

Классификация древних редкометалльно-титановых россыпей Русской платформы

Группа формации	Тип формации	Источники питания	Характеристика формаций					Геологический возраст	Примеры рудопроявлений	
			Структурное положение	Особенности россыпей						
				Состав вмещающих пород	Генетические типы	Подтипы	Минеральные типы			Форма
Геосинклинальная	Песчано-кварцевая	Коры выветривания	Внешняя зона геосинклинали	Средне-, мелкозернистые песчаники, полевошпатово-кварцевые	Бассейновые	Прибрежно-морские, морского мелководья	Комплексные (редкометалльно-титановые)	Пласты	Каратауское время, рифей Кильдинское время, рифей	Башкирский антиклинорий П-ов Средний, о-в Кильдин
				Крупно-, разно-, среднезернистые песчаники, реже гравелиты, преимущественно кварцевые	То же	Прибрежно-морские - пляжевые, косовые, дельтовые; морского мелководья - донные	Одно-двуминеральные (редкометалльные титановые)		Эйфельский век, средний девон Франский век, поздний девон Сеноман-туронский век, поздний мел Полтавское время, олигоцен Сарматский век, миоцен	Тиманское поднятие Юго-восточный склон Воронежской антеклизы Северные районы Украинского щита Северные, Приазовский район Украинского щита Днепровско-Бужский район Украинского щита
Платформенная			Склоны шитов, антеклиз, массивов, сложенных кристаллическими породами	Крупно-, разно-, среднезернистые пески, песчаники кварцевые	Континентальные	Элювиальные, делювиальные, аллювиальные и пр.	То же	Линзы, пласты, лентовидные залежи	Ранний мел нерасчлененный Палеоцен-эоцен Полтавское время, олигоцен Миоцен	Украинский щит: Вольнский габбро-лабрадоритовый массив Корсунь-Новомиргородский плутон Северо-западный склон Приазовского массива Конкско-Яльинская впадина
				Мелко-, тонкозернистые алевритистые пески глинисто-слюдисто-глюконит-кварцевые	Бассейновые	Прибрежно-морские - пляжевые, нерасчлененные; морского мелководья - донные	Комплексные (редкометалльно-титановые)	Пласты, линзы	Яснополянский век, ранний карбон Батский век, поздняя юра Ранний-поздний мел Палеоцен, эоцен, олигоцен - полтавское время Сарматский век, миоцен	Юго-западная и западная части Московской синеклизы Токмовский свод, северо-восточный склон Воронежской антеклизы Склоны Воронежской антеклизы, Московская синеклиза Склоны Украинского щита, Воронежской антеклизы, Днепровско-Донецкая впадина Склоны Украинского щита, Ставропольское поднятие
				Мелкозернистые пески, преимущественно кварцевые	Континентальные	Аллювиальные, аллювиально-озерные и пр.	То же	Линзы изометричной, удлиненной формы, прослои	Олигоцен Миоцен	Днепровско-Донецкая впадина Восточная окраина Донбасса, Ергени
				Зоны глубинных разломов, сочленения антеклиз и синеклиз	Бассейновые	Прибрежно-морские, морского мелководья	Одноминеральные (титановые)	Пласты	Муллинское время, средний девон	Юго-восточный склон Воронежской антеклизы