



# МИНЕРАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
Национальный комитет геологов  
Советского Союза

МЕЖДУНАРОДНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОНГРЕСС

XXV сессия

*Доклады советских геологов*

553.068

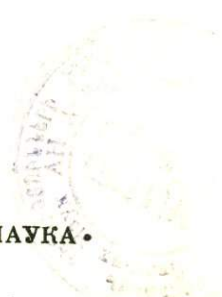
# МИНЕРАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

1486



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

Москва 1976



УДК 553.067+553.492+553.068,5

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR  
MINISTRY OF GEOLOGY OF THE USSR  
National Committee of Geologists of the Soviet Union  
INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS  
XXV session  
*Report of soviet geologists*

## MINERAL DEPOSITS

---

Редакционная коллегия

Академик В.И.Смирнов (ответственный редактор),  
В.И.Казанский, Л.Н.Овчинников

Editorial board

Academician V.I.Smirnov (chief editor),  
V.I.Kazansky, L.N.Ovchinnikov

## ПРЕДИСЛОВИЕ

На XXV сессии Международного геологического конгресса 1976 г. в Австралии будет действовать четвертая секция с рассмотрением геологии минеральных месторождений. В ее программу включено обсуждение двух проблем: 1) генезиса стратиформных рудных месторождений, 2) поверхностных рудных месторождений, таких как бокситы коры выветривания и россыпи.

В соответствии с этой программой определено содержание настоящей книги. В ней выступают некоторые из числа наших знатоков указанных выше типов рудных месторождений. Содержание книги распадается на три раздела: 1) стратиформные месторождения, 2) бокситовые месторождения, 3) россыпные месторождения.

В разделе, посвященном стратиформным месторождениям, освещаются теоретические аспекты формирования этих оригинальных и во многом еще дискуссионных образований, а также характеризуются представительные месторождения Казахстана, Сибири, Кавказа и Украины. При этом выявляется широкий подход к пониманию стратиформных месторождений, в состав которых помимо классических их представителей — медистых песчаников и свинцово-цинковых руд в карбонатных породах — включены также докембрийские железистые кварциты и колчеданные руды геосинклинальных вулканогенных комплексов.

В разделе с описанием бокситов, в соответствии с программой конгресса, основной упор сделан на освещение геологии, условий возникновения и закономерностей размещения латеритных их разновидностей.

В разделе о россыпях, в основном, освещаются теоретические стороны формирования россыпных месторождений золота, алмазов и других минералов, опирающиеся как на природные наблюдения, так и на экспериментальные и расчетные данные.

Совершенно естественно книга суммирует лишь незначительную часть научной информации по рассматриваемым проблемам рудообразования, накопленной советскими геологами в связи с разведкой и изучением затрагиваемых в ней рудных месторождений. В этом смысле она не претендует на всесторонний анализ геологии и генезиса стратиформных и поверхностных рудных образований, но, как представляется, она в состоянии наметить общий уровень состояния науки в данной области и тенденции ее дальнейшего развития.

Академик В.И.Смирнов

# СТРАТИФОРМНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

---

Б. И. СМИРНОВ

## СОГЛАСНЫЕ И СЕКУЩИЕ ГРАНИЦЫ РУДНЫХ ТЕЛ СТРАТИФОРМНЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

К стратиформным рудным месторождениям на территории СССР, так же как и во всем мире, принадлежит достаточно широкий круг образований. К ним относятся месторождения: 1) свинцово-цинковых руд в карбонатных породах, 2) медных руд в песчаниках и сланцах, 3) серных, медных и полиметаллических колчеданов в вулканогенных и вулканогенно-осадочных формациях, 4) железистых кварцитов в метаморфических формациях, 5) отчасти ртутных и сурьмяных руд в карбонатных и терригенных породах, 6) залежи флюорита преимущественно в карбонатных породах.

Ниже рассматриваются в основном классические представители стратиформных месторождений свинца и цинка в карбонатных породах и меди в терригенных толщах. Лишь иногда, для иллюстрации того или иного положения, привлекаются примеры из других групп стратиформных образований.

### Распространение стратиформных месторождений

Староформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных породах и медные месторождения в терригенных породах достаточно широко распространены по стратиграфическому разрезу слоистых толщ территории Советского Союза (рис. 1). В карбонатных толщах нижнего палеозоя находятся свинцово-цинковые руды месторождения Сардана в западной части Сетта-Дабанского антиклинория Сибири; в толщах среднего палеозоя размещены многочисленные свинцово-цинковые месторождения Юго-Западного (Каратау) и Центрального Казахстана (Джайрем и др.), Южной (Сумсар) и Северной Киргизии (Джаргелан), догеосинклинального комплекса Верхоянья (Джардан), субплатформенной толщи пород Колымского массива (Урультунское); в осадках мезозоя известны аналогичные месторождения Абхазии, Грузии (Брдзышха, Дзышра и др.).

В терригенных толщах протерозоя находится месторождение медистых песчаников Удокан в Сибири; в палеозойских формациях -

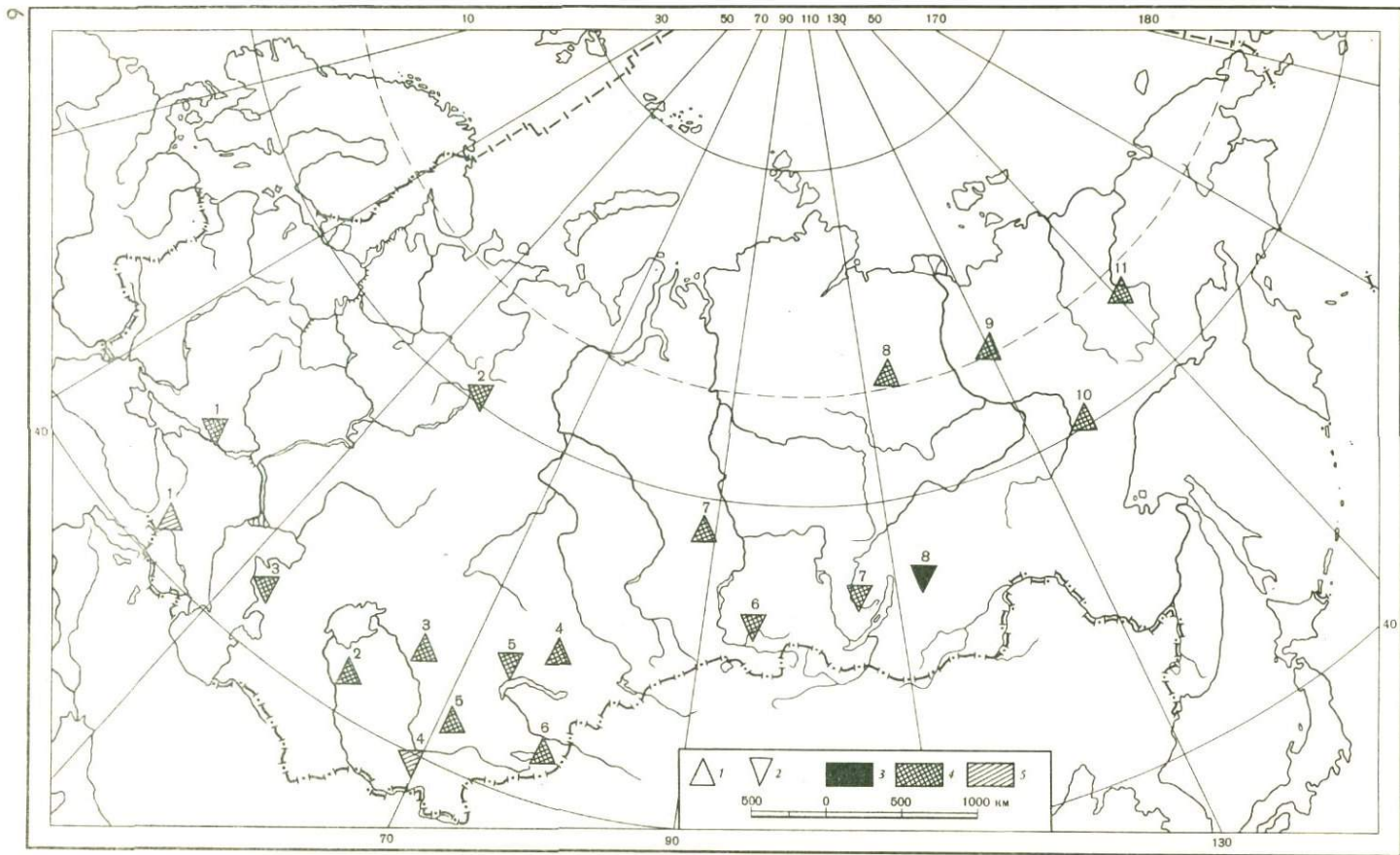


Рис. 1. Схема размещения стратиформных месторождений на территории СССР.

1 - свинцово-цинковые в карбонатных породах; 2 - медистые песчаники и сланцы; 3-5 - возраст: 3 - докембрийский, 4 - палеозойский, 5 - постпалеозойский; районы нахождения свинцово-цинковых месторождений (цифры на схеме): 1 - Абхазия, 2 - Нуратинские горы, 3 - Каратау, 4 - Центральный Казахстан, 5 - Сумсар, 6 - Джаргелан, 7 - Ангарский район, 8 - Анабарский район, 9 - Джардан, 10 - Сардана, 11 - Колымский массив; районы нахождения медных месторождений: 1 - Донбасс, 2 - Западное Предуралье, 3 - Мангышлак, 4 - Ферганская долина, 5 - Джекказган, 6 - Минусинская котловина, 7 - Ленский район, 8 - Удокан

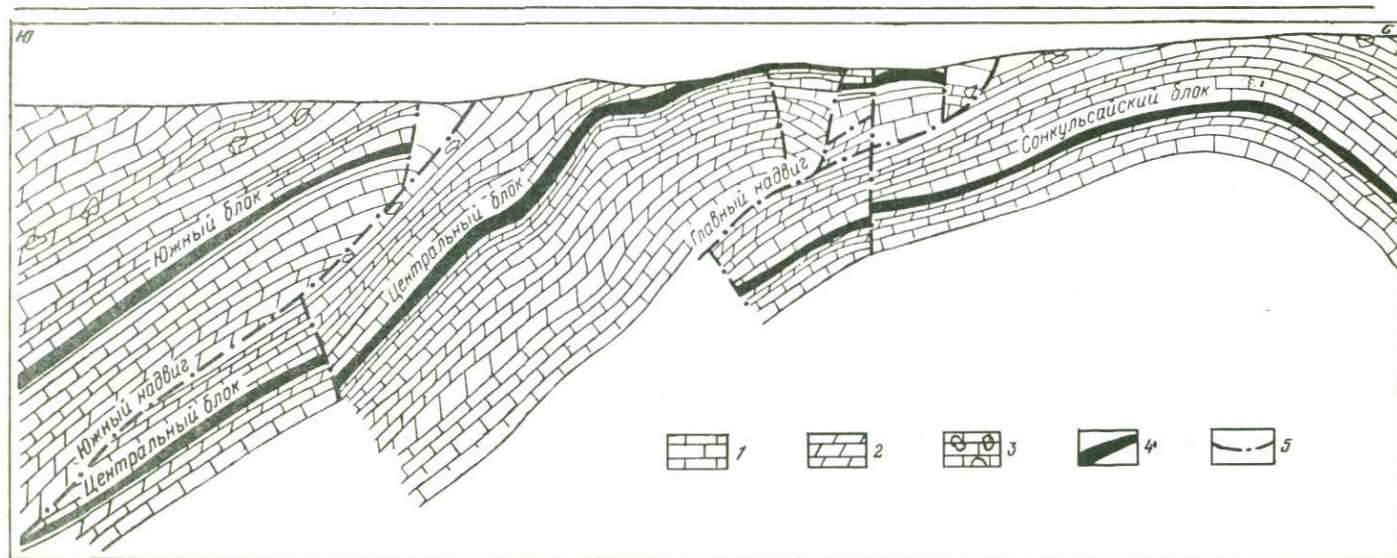


Рис. 2. Схематический разрез стратиформного свинцово-цинкового месторождения Миргалимсай в Каратау

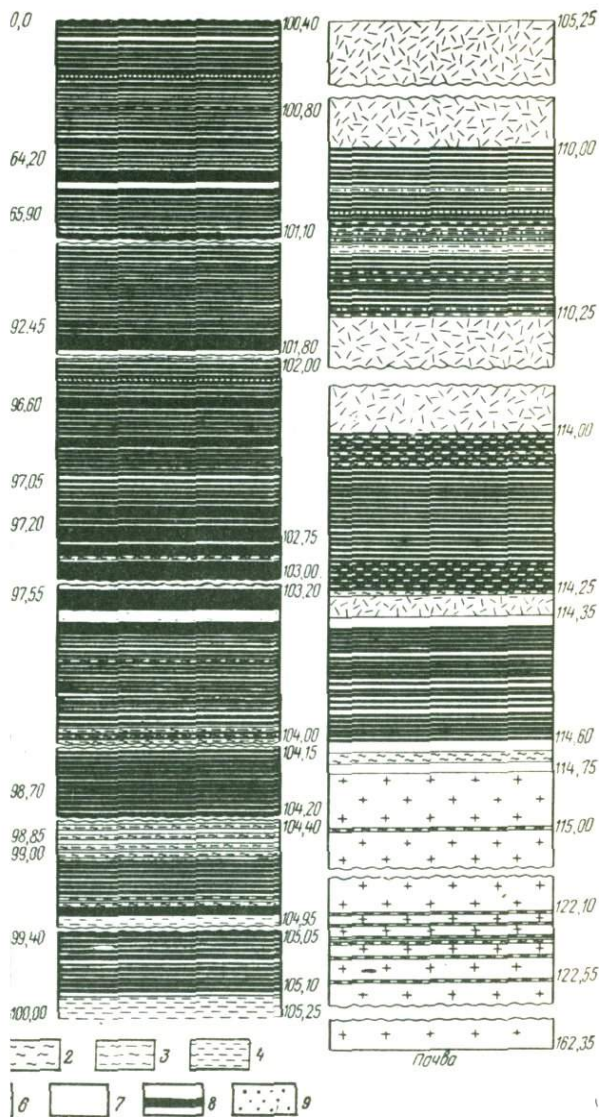
1 - известняки; 2 - доломиты; 3 - брекчированные известняки; 4 - рудные тела; 5 - тектонические нарушения

медистые песчаники Джезказгана в Казахстане, района р. Лены, Минусинской котловины, Донбасса, Западного Предуралья; в мезокайнозойских – Ферганской долины.

### Согласные границы рудных тел

Свинцово-цинковые и медные стратиформные месторождения расположены среди слоистых толщ как геосинклиналию, так и платформенного происхождения. К геосинклиналию принадлежат месторождения хребта Каратау в Казахстане, Южной и Северной Киргизии и др. В наложенных эпиплатформенных мульдах находятся Удокан, Джезказган, Джайрем и др. В отложениях чехла докембрийских платформ расположены Сардана, месторождения Каргалинской группы Западного Предуралья и др. Вне зависимости от того, сосредоточены эти месторождения в осадочных формациях геосинклиналию толщ или среди платформенных образований, они занимают строго определенную стратиграфическую позицию, будучи приурочены к одному или нескольким горизонтам слоистых толщ пород. Большинство из них имеет пластовую форму рудных тел, ничем не отличающихся в этом смысле от пластов подстилающих и перекрывающих безрудных пород. Рудные пласты имеют четкие стратиграфические границы, резко или через переслаивание переходя в породы подошвы и кровли. Они вместе с вмещающими их породами испытали все воздействия геологического перерождения и тектонических деформаций, если таковые имели место. В этом случае они могут быть смяты в складки и разбиты сбросами (рис. 2). В строении рудных пластов отмечаются признаки сингенетического осадкообразования, зафиксированные в особенностях их текстуры. Типична слоистая текстура, определяющаяся чередованием рудных прослоев разных оттенков с вмещающими породами (рис. 3). В случае вкрапленных руд распределение рудных минералов подчеркивает текстурные особенности вмещающих пород – нормальную и косую слоистость знаки ряби и другие признаки (Богданов, см. кн.: Медистые отложения..., 1966).

Достаточно характерна ритмично-слоистая текстура с закономерным чередованием породных и рудных прослоев и выделением основных ритмов первого порядка и частых ритмов второго и высших порядков. Так, на месторождениях Центрального Казахстана Г.Н. Щерба (1967) намечает от 7 до 10 ритмов первого порядка, а на месторождениях Рудного Алтая – сотни тонких ритмов высших порядков (Щерба, 1974). Отмечается обломочная ритмично-слоистая текстура, вследствие чего основание каждого прослоя начинается с крупнозернистых песчано-алевритовых фракций, постепенно в кровле сменяющихся пелитовой фракцией (рис. 4). Наблюдаются текстурные признаки, обусловленные оползанием и проседанием неокрепшего осадка на дне моря, проникновение в него сверху тяжелых обломков (Скрипченко, 1972). Описана типичная осадочная оолитовая тексту-



тая текстура медного месторождения Блява, пченко)

– глинистые сланцы и туфоалевролиты; 3 – туфо-  
 ) состава; 4 – кремнистые туфоалевролиты;  
 рфиры; 6 – туфы и туффиты кислого состава;  
 ититовые сланцы; 8 – отдельные слои медно-кол-  
 рассеянная вкрапленность сульфидов в породах.  
 м)

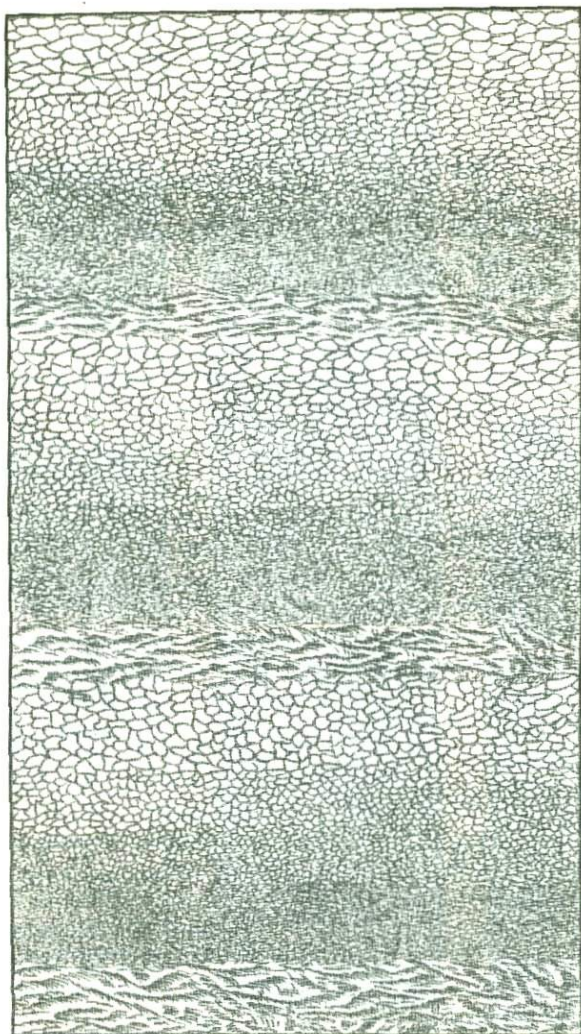


Рис. 4. Ритмично-слоистая медная руда месторождения Уруп, Северный Кавказ. Увел. 3

ра, например, для сульфидных рудных агрегатов в месторождениях Каратау. При этом показано, что состав элементов-примесей и вариации изотопов серы и свинца как для минералов рудных пластов, так и для вмещающих доломитов одинаковые (Юшко, 1969). Диагенетические и катагенетические преобразования таких руд выражаются в развитии плитообразных, линзовидных и желваковых стяжений, а также в возникновении сети внутрипластовых стилолитовых швов

и прожилков, частично заполненных рудными минералами. Таким образом, во всех этих случаях не остается никакого сомнения в осадочном накоплении рудообразующих минералов, сингенетичном с формированием слоистых осадочных или вулканогенно-осадочных рудоносных толщ.

### Секущие границы рудных тел

Вместе с тем в такого же типа месторождениях известны несогласные ограничения рудных тел, константы которых пересекают слоистость вмещающих осадочных пород иногда на расстоянии в несколько десятков и даже сотен метров. Исследование рудных тел или частей рудных тел с секущими границами показало, что среди них могут быть намечены три генетические разновидности: 1) минерализация вдоль рудоподводящих каналов при эндогенном снабжении осадочного рудообразования, 2) руды поздней генерации, возникшие после отложения рудообразующих веществ при осадочном образовании рудоносных пластов, в том числе и при частичной перегруппировке этих веществ, 3) скопление руд, образовавшееся вследствие метаморфизма первично-осадочных рудоносных пород.

В тех случаях, когда стратиформные залежи формировались при поступлении рудообразующих веществ из глубин и затем фиксировались на дне моря, иногда можно обнаружить каналы поступления эндогенного вещества, представленные минерализованными секущими трещинами, зонами смятия или дробления. Лучше всего они исследованы среди вулканогенно-осадочных колчеданных месторождений. Такие каналы обычно представлены жиллообразными рудными зонами, круто подпирающими лежащий бок пластовых рудных тел (рис. 5).

При образовании стратиформных месторождений за счет снабжения донных осадков эндогенным веществом поступление этого вещества может продолжаться и даже усиливаться после перекрытия пластовых залежей породами кровли. В одних случаях, как это представляет Г.Н.Щерба (1967) для месторождений Центрального Казахстана, этот процесс шел практически непрерывно вслед за захоронением пластовых осадочных рудных масс, формируя своеобразные согласные и секущие взаимоотношения рудных тел и вмещающих пород (рис. 6). В других случаях, как это описано С.А.Юшко (1969) для месторождений Каратау, сингенетичное оруденение имело место в девоне, а последующее гидротермальное рудообразование развивалось несколькими импульсами вплоть до позднего каменноугольного времени. Иногда такое постумное рудообразование растягивается настолько долго, что оно происходит после некоторой деформации и метаморфизма пластовых рудных тел и вмещающих их пород. Так, например, на месторождении Физизчай в Азербайджане поздние системы сульфидных прожилков секут породы, вмещающие пластовую залежь, после их смятия в складки, что очень

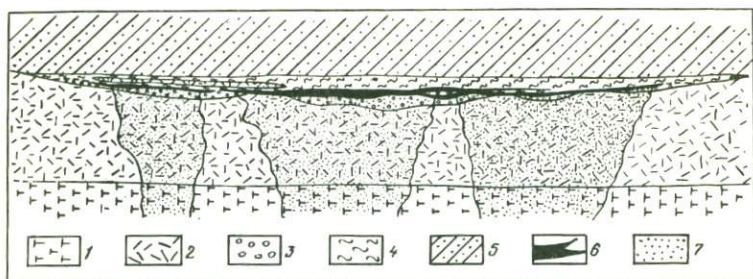


Рис. 5. Соотношение пластовой залежи сплошных медных руд и секущих залежей вкрапленных руд на месторождении Уруп, Северный Кавказ (по Н.С.Скрипченко)

1 - диабазовые порфириты; 2 - кварцевые альбитофиры; 3 - туфо-песчаники и конгломераты; 4 - кремнистые сланцы; 5 - туфогенная толща; 6 - сплошная медная руда; 7 - вкрапленная руда в гидротермально измененных породах

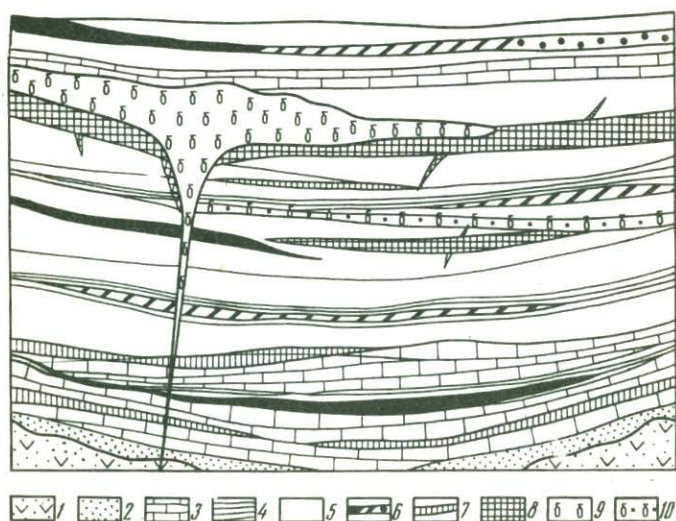


Рис. 6. Схема соотношений сингенетичных и последующих эпигенетичных рудных тел на свинцово-цинково-баритовых месторождениях Центрального Казахстана (по Г.Н.Щербе)

1 - вулканогенные породы; 2 - алевропесчаники; 3 - известняки и доломиты; 4 - силициты; 5 - глинисто-карбонатные породы; 6 - железные, железо-марганцевые и марганцевые руды; 7 - седиментные цинковые и свинцово-цинковые руды; 8 - метасоматические свинцово-баритовые руды; 9 - баритовые метасоматиты; 10 - барит-сульфидные метасоматические руды

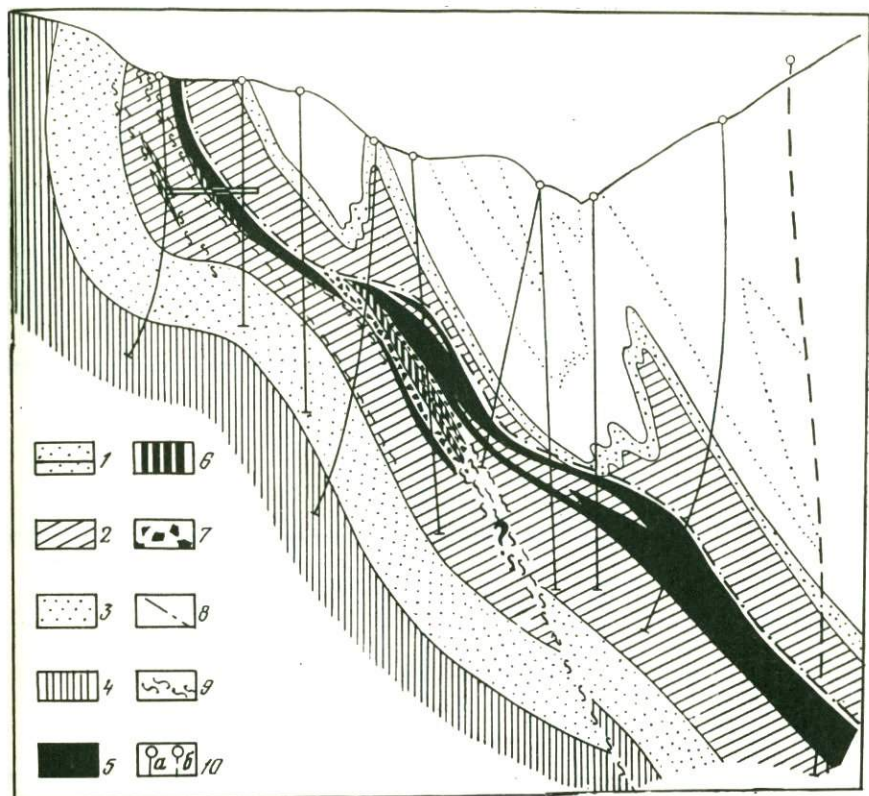


Рис. 7. Геологический разрез центральной части Филизчайского месторождения, показывающий взаимоотношение согласной пластовой залежи и зоны послескладчатых сульфидных прожилков (по Н.И. Шагагину и С.А. Сандомирскому)

1 - горизонт аргиллитов с редкими маломощными прослоями алевролитов и песчаников; 2 - горизонт монотонных аргиллитов; 3 - средняя пачка песчаников; 4 - нижняя пачка аргиллитов; 5 - полосчатые колчеданно-полиметаллические руды; 6 - пирротиновые руды; 7 - пятнистые пирит-пирротиновые руды; 8 - разрывные нарушения; 9 - зона послескладчатых кварц-сульфидных прожилков; 10 - буровые скважины: а - лежащие в плоскости разреза, б - не попавшие в плоскость разреза

долго затрудняло правильную интерпретацию времени возникновения пластового рудного тела (рис. 7).

При вовлечении слягенетических пластовых залежей в интенсивный метаморфизм могут возникнуть секущие границы рудных тел. Они особенно характерны для стратиформных месторождений докембрия, залегающих среди глубоко метаморфизованных пород, и описаны для желе-

Схема минералообразования Озерного полиметаллического месторождения  
(по Э.Г.Дистанову, К.Р.Ковалеву и К.В.Кочетковой)

Этапы	Гидротермально-осадочный		Гидротермально-метасоматический	Метаморфический		
	Нижний кембрий			Верхний кембрий	Триас - юра	
Геологическое время	Нижний кембрий			Верхний кембрий	Триас - юра	
Процессы	Седиментационно-диагенетический	Эпигенез	Гидротермальный метасоматоз	Дислокационный метаморфизм	Контактный метаморфизм	
					околодайки	ареальный калиевый метасоматоз
Пирит	—————	-----	—————	-----	—————	
Сфалерит	—————		—————	—————		
Галенит	—————		—————	—————		
Сидерит	—————		—————			
Кальцит	—————		—————	—————		
Доломит	—————		—————			
Анкерит			—————			
Арагонит	-----		-----			
Кварц	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Гидрослюда	—————					
Хлорит	-----	-----	-----	-----	-----	
Арсенопирит	-----			-----		

Рутил		—————		—————		
Брукит		—————				
Анатаз		—————				
Ангидрит				—————		
Барит			—————			
Гипс	— ? — ? — ? —			—————		
Халькопирит			-----	-----		
Теннантит			—————			
Тетраэдрит			—————			
Борнит			—————			
Халькозин			—————			
Аргентит			—————			
Станнин			—————			
Самородное Ag				—————		
Самородное Au				—————		
Пирротин		—————		-----		
Магнетит			—————		—————	
Гематит			-----			
Маггемит					—————	

Этапы	Гидротермально-осадочный		Гидротермально-метасоматический	Метаморфический		
	Нижний кембрий			Верхний кембрий	Триас - юра	
Геологическое время						
Процессы	Седиментационно-диагенетический	Эпигенез	Гидротермальный метасоматоз	Дислокационный метаморфизм	Контактный метаморфизм	ареальный калиевый метасоматоз
Полибазит			—			
Пирсеит			—			
Пираргирит			—			
Стефанит			—			
Сульфосоля Ag			—			
Альбит			---			
Флюорит			—			—
Эвидот					—	
Цоизит					—	
Актинолит					—	
Хлоритоид					---	
Спессартин					---	

Марказит				1486		---	
Цельзиан						---	
Мусковит				—	—		
Серицит	—	---					—
Ва-мусковит				—			
Эллахерит				---			
Гидромусковит							—
Микроклин							—
Биотит							
	Отложение слоистых и брекчиевых свинцовоцинковых руд пластовых рудных тел	Уплотнение рудных осадков. Раскристаллизация и частичное перераспределение рудного вещества, образование аутигенных минералов, формирование послонных прожилков	Появление минеральных новообразований и частичная перекристаллизация руд	Образование сидеритовых и барит-сульфидных метасоматических руд и зон прожилково-вкрапленной минерализации	Перекристаллизация руд в зонах тектонических напряжений, перетложение минералов в местах послонных срывов и зонах трещиноватости	Перекристаллизация сульфидных и сидеритовых руд и образование приконтактовых зон магнетизации и хлоритизации	Площадное проявление процессов калишпатизации, серицитизации и биотитизации



зистых кварцитов докембрия Я.Н.Белевцевым (1972). Из зарубежных работ примером может служить описание медных месторождений Южной Африки, выполненное В.Гарликом (Garlick, 1955), Ф.Мендельсоном (Mendelsonn, 1961) и другими исследователями, полиметаллических месторождений Австралии — Дж. Макдональдом (McDonald, 1970) и др.

На медном месторождении Удокан в Сибири, по сведениям Ю.В.Богданова (Медистые песчаники..., 1966), метаморфические рудные тела приурочены как к секущим, так и к послонным зонам смятия, иногда брекчированным. Их состав полностью соответствует минеральному составу руд и пересекаемых ими пород, если они выходят за пределы пластовых залежей. Они отличаются чрезвычайно слабым проявлением изменения вмещающих пород, соответствующего зеленокаменной фации перерождения пород района и представленного в связи с этим оторочками окварцевания и эпидотизации.

### **Длительность формирования стратиформных месторождений**

Для рудных районов, полей, а иногда и тел стратиформных месторождений характерно длительное развитие. Как правило, рудообразование начинается с формирования сингенетичных и синхронных с вмещающими породами терригенно-осадочных, вулканогенно-осадочных и гидротермально-осадочных руд, образующих согласные пластовые залежи, несущие признаки эпигенетического и катагенетического преобразования. Позднее, после перекрытия этих залежей породами кровли, оно сменяется рудообразованием, связанным с деятельностью подземных горячих минерализованных вод, способных к созданию эпигенетических секущих рудных тел позднего этапа. Эта часть процесса может быть связана с воздействием амагматогенных, магматогенных (плутоногенных и вулканогенных) и метаморфогенных растворов. Количественные соотношения руд раннего и позднего этапа могут быть самыми различными. На многих месторождениях медистых песчаников и сланцев резко преобладают первичные сингенетичные руды, а на большинстве месторождений свинцово-цинковых руд в карбонатных породах превалируют эпигенетические руды позднего гидротермального этапа.

Общее время формирования рассматриваемых месторождений может иногда охватывать целые геологические периоды, а его интервал от первичного сингенетичного рудонакопления до последующего эпигенетичного рудообразования колеблется в весьма широких пределах. Так, на месторождениях Рудного Алтая он составляет 50 млн. лет, на месторождениях Центрального Казахстана, по мнению некоторых геологов, 100 млн. лет (Смирнов, 1970).

Пример длительного развития свинцово-цинкового месторождения Озерного приведен на схеме.

## АБСТРАКТ

The stratiform mineral deposits of the USSR, as well as of all the world, comprise: (1) lead-zinc deposits in carbonate rocks and copper deposits in sandstones and shales; (2) massive sulphide deposits in volcanogenic formations; (3) ferruginous quartzites in metamorphic formations. Only the first group of classical stratiform deposits is discussed here.

Stratiform lead-zinc deposits in carbonate rocks and copper deposits in sandstones and shales at the territory of the USSR belong to Proterozoic formations (Udokan in Siberia), lower Paleozoic formation (Sardana and other in Siberia), middle - upper Paleozoic formations (Djeskazgan, Djair-em, Karatau and others in Kazakhstan), Mesozoic formation (Dzyshra and other in Georgia).

The stratigraphic control of these deposits and their concordance with the sedimentary layers result from the primary accumulation of ore-forming material during sedimentogenesis.

Discordant contacts of ore-bodies arose during the supply of sediments by ore-forming material along the faults from external sources; they were also related to the phenomena of diagenesis and catagenesis during the "ripening" of deposits and to the transforming of them by hydrothermal solutions at the late stage of ore-process.

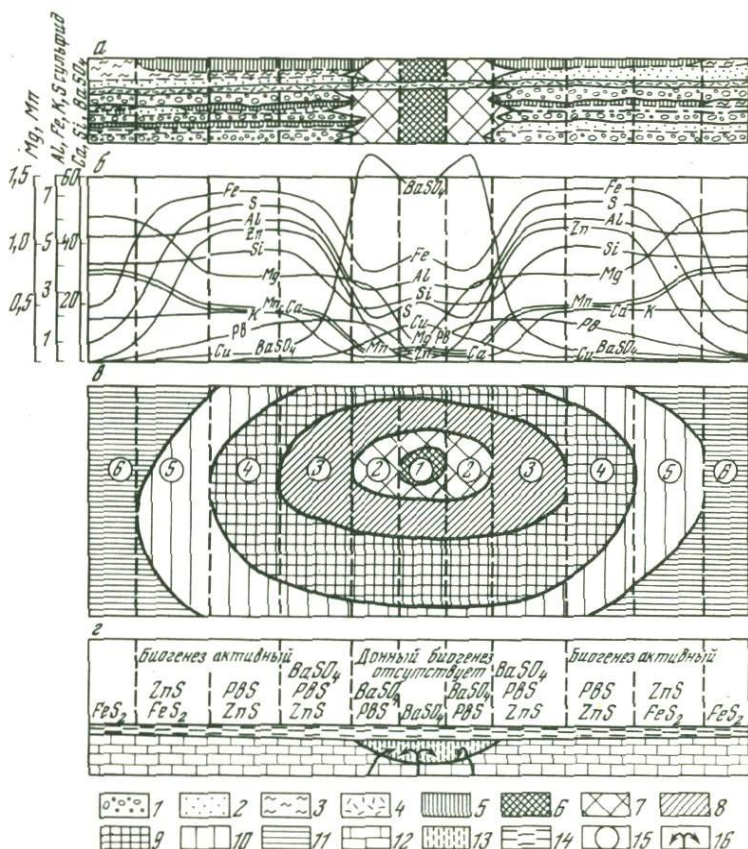
Stratiform deposits are characterized as a rule by the prolonged history of development determining their main features which combine both concordant and discordant elements of geological structure.

## ЛИТЕРАТУРА

- Белевцев Я.Н. Современные проблемы эндогенного рудообразования. Киев, 1972.
- Медистые отложения Олекмо-Витимской горной страны. Геология и закономерности размещения. "Недра", 1966.
- Скрипченко Н.С. Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. "Недра", 1972.
- Смирнов В.И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений. - Геол. рудн. месторожд., 1970, № 6.
- Щерба Г.Н. Месторождения Атасуйского типа. - Геол. рудн. месторожд., 1967, № 5.
- Щерба Г.Н. Вулканогенная гипотеза генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. - Сов. геология, 1974, № 9.
- Юшко С.А. Минералогия свинцово-цинковых стратиформных месторождений Южного Казахстана. "Недра", 1969.
- Garlick W.G. Origin of the Roan Antelope copper deposit of Northern Rhodesia. - Econ. Geol., 1955, 50, N 8.
- Mc Donald J. Some effects of deformation on sulfide-rich layers in lead-zinc ore bodies, Mount Isa, Queensland. - Econ. Geol., 1970, 65, N 3.
- Mendelson F. The geology of the Northern Rhodesian Copperbelt. London, 1961.
- Symposium. Problem of the genesis of stratiform deposits of lead-zinc, barite, fluorite. N.Y., 1966.

## ФАЦИАЛЬНО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ Pb—Zn—Ba РИТМИЧНО-СЛОИСТЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ФЛИШОИДАХ

Среди колчеданных (по классификации В.И. Смирнова, 1968) полиметаллических месторождений экономически видное место принадлежит ритмично-слоистому типу. Месторождения этого типа приурочены к кремнисто-глинисто-известковым черным флишоидным толщам. Для них характерны слойно-линзовая концентрация рудных минералов, постоянство места рудных слоев и линз в разрезах флишоидных ритмов и концентрически-зональное размещение минеральных разностей руд в рудных залежах. Фациально-генетическая модель, разработанная для Жайремской группы Pb—Zn—Ba месторождений (Центральный Казахстан), описывает рудные фации, принципы структурно-текстурной организации руд и их соотношения с вмещающей флишоидной средой.



Геология этих месторождений известна по работам Г.Н. Щербы (1967), А.А. Рожнова (1967 г.), Н.М. Митряевой с соавторами (1967), В.А. Лыткина (1972 г.), В.И. Смирнова, Д.И. Горжевского (Рудные месторождения СССР, 1974). Рудные залежи морфологически представляют собой кассетную комбинацию многочисленных рудно-породных ритмов **состава** (снизу вверх): 1) градационный известковый песчаник, 2) известковый алевролит, 3) глинисто-известковый углистый пелит ± рудные слои. Ритмы, подобно дискам, насажены на осевое столбообразное тело массивных баритовых и барит-галенитовых руд (рис. 1, а). Концентрическая зональность рудных тел отображается в изменчивости валовых концентраций рудных (Ba, Zn, Pb, Fe, Cu, S) и литогенных (Al, K, Si, Ca, Mg, Mn) элементов. В осевых зонах (1, 2, см. рис. 1, б, в) роль литогенных элементов, за исключением кремния, незначительна, во внешних зонах (3-6) содержание элементов глинистой группы (Al, K, Si) постоянно, карбонатной (Ca, Mg, Mn) — ступенчато растет в направлении к области перехода ритмофлишоида к окружающей толще кремнистых известняков верхнего девона. Высокоглинистые части ритмов наиболее обогащены углистым веществом ( $C_{орг}$ ). В осевых зонах  $C_{орг}$  отсутствует практически полностью, в пелитах зон 3-6,

Рис. 1. Фациально-генетическая схема Pb-Zn-Ba ритмично-слоистого месторождения Жайремской группы

а — разрез рудно-флишоидных ритмов и их соотношения с массивными существенно баритовыми рудами центральных зон; б — средние содержания (в %) рудных и литогенных элементов в различных зонах рудной залежи (по данным В.А. Лыткина); содержания Pb, Ca, Zn — в отн.%; в — схема фациальной латеральной зональности рудной залежи; рудные фации и зоны: баритовая фация объединяет зоны массивных баритовых (1) и барит-галенитовых (2) руд; барит-сфалеритовая фация соответствует зоне слоистых барит-сфалерит-галенитовых руд (3); сфалеритовая фация объединяет зоны слоистых сфалерит-галенитовых (4) и частично сфалерит-пиритовых (5) руд; пиритовая фация соответствует зоне серноколчеданных слоистых руд (6) и частично зоне 5; г — генетическая гидротермально-осадочная модель месторождения и схема минеральной зональности (описание в тексте).

1 — градационные известковые песчаники; 2 — алевролиты; 3 — пелиты; 4 — кислый туфопесчаник; 5 — тонкослоистые пакеты полиметаллических руд и пелитов; 6 — массивные баритовые руды; 7 — массивные барит-галенитовые руды; 8 — слоистые барит-сфалерит-галенитовые руды; 9 — слоистые сфалерит-галенитовые руды; 10 — сфалерит-пиритовые руды; 11 — серноколчеданные слоистые руды; 12 — породы фундамента месторождения; 13 — донная депрессия геотермального рудного рассола; 14 — нормальная морская среда; 15 — номера рудных зон; 16 — выходы эндогенных газогидротерм

его содержание 2%, а в окружающих известняках оно снижается до долей процента.

Зональному распределению рудогенных элементов отвечает минеральная зональность рудных тел. От их центра к периферии чередуются следующие минеральные зоны: баритовая, барит-галенитовая, барит-сфалерит-галенитовая, сфалерит-галенитовая, сфалерит-пиритовая и пиритовая (см. рис. 1, *г*). От первой к последней зоне растёт отношение сульфидная сера/металлы, характеризующее сульфидность рудных парагенезисов. Две первые зоны являются высококислородными сульфатными.

Соотношения руд с вмещающими флишоидами принципиально различны во внутренних и внешних зонах. В зонах 3-6 форма концентрации рудных минералов слоевая. Рудослои приурочены к верхней пелитовой части или к границам ритмов. Зоны 1 и 2 представлены сплошными рудами. Рудно-флишоидные ритмы внешних зон в направлении к центру залежей контрастно примыкают к неровной поверхности тела сплошных руд зон 1 и 2 (см. рис. 1, *а*). Исключение составляют мощные горизонты кислых туфопесчаников, в отличие от флишоидов они пересекают зоны сплошных руд.

Геологические соотношения пород и руд указывают на генетически двойственный характер руд, образующих одну рудную залежь. Руды внешних зон 3-6 размещены в виде слоев, находящихся в нормальном чередовании с черными пелитами. Сплошные руды зон 1 и 2 полностью замещают пелиты и другие породы флишоид-ритмов, хотя горизонты кислых туфов в них прослеживаются.

### Принципы минерало-структурной организации руд

Предлагаемая классификация Pb - Zn - Ba руд рассматриваемых месторождений приведена в таблице. В основу подразделения положено фациально-зональное распределение главных минеральных типов руд. Рудные фации выделены по доминирующему развитию одного из трех рудных минералов - барита, сфалерита и пирита и по отмеченному ранее различию соотношений руд и вмещающей среды. По последнему признаку барит-сфалеритовая, сфалеритовая и пиритовая фации представлены слоистыми, баритовая - сплошными рудами.

Границы на рис. 1, *б* примерно оконтуривают площади развития фаций. Но фактически переходы между фациями представляют собой картину глубокого взаимного пальцевания, особенно тонкого в области слоистых руд. Вследствие этого как в разрезах рудных залежей в целом, так и в разрезах флишоидных ритмов наблюдается латерально перекрывающееся чередование руд разнофациальных типов (рис. 2). Поскольку тип среды в тонкослоистых пакетах один и тот же, известково-пелитовый или глинисто-пелитовый, пестрое сочетание рудослоев намечалось еще в осадочный этап формирования руд.

Генетическая особенность флишоидных руд состоит в том, что литификация и образование при этом различных типов сростаний рудных минералов в рудных слоях и линзах любой фации относятся к постседиментной диагенетической стадии. К структурно наиболее простым рудам относятся руды баритовой и пиритовой фаций.

Для баритовой фации характерны баритовые и барит-галенитовые минеральные типы руд. Те и другие имеют в общем массивное, реже ламинарно- и плоччато-полосчатое, брекчиевидное и сетчато-прожилковое сложение. Сростания минералов здесь аллотриоморфнозернистые для кварц-баритовых и баритовых агрегатов и гилидиоморфнозернистые для галенит-баритовых. В последних галенит подчинен бариту по степени идиоморфизма.

Руды пиритной фации концентрируются во внешних зонах рудных тел, где сфалерит и галенит присутствует в примесных количествах. В зонах полиметаллических слоистых руд (3-5, см. рис. 1) пирит формирует самостоятельные слои и в то же время выступает как широко распространенный минерал в слоях сфалеритовых, сфалерит-галенитовых и барит-сфалерит-галенитовых руд. Независимо от типов распределения господствующей формой пирита является фрамбоидальная. Гегемония фрамбоидального пирита не зависит от вариаций глинистости - известковистости пелитовой основы рудных слоев. В любых типах сростаний с другими рудными минералами фрамбоидальный пирит всегда выделяется первым. Эти признаки ставят фрамбоидальный пирит на первое место в схеме последовательности кристаллизации сульфидов при диагенетической литификации первичных рудных осадков. В рудах пиритной фации в отличие от руд сфалеритовой и барит-сфалеритовой фаций отсутствуют парагенетические сростания рудных и нерудных минералов. Серноколчеданные слои имеют однообразно-густовкрапленное и редко конкреционное сложение.

Принципиальные схемы структурно-текстурного подразделения рудных слоев барит-сфалеритовой и сфалеритовой фаций одинаковые (см. таблицу). Классификационная схема учитывает: 1) состав среды; 2) соотношение количеств рудных минералов между собой и отношение суммы этих минералов к сумме кварца, карбоната и гидрослюд; 3) способность сфалерита к контаминации с литогенными компонентами и образованию при этом парагенных сростаний с кварцем, гидрослюдой и карбонатом в широких количественных пределах смешиваемости.

Породы, вмещающие рудослои в флишоидных ритмах, обычно углисто-кремнисто-глинистые и реже углистые, существенно известковистые пелиты. Рудослои барит-сфалеритового состава в кремнисто-глинистых пелитах дифференцированы на баритовую и сфалеритовую составляющие. При преобладании барита над сфалеритом дифференциаты распределяются в виде слоистых полос - баритовых внизу, сфалеритовых вверху, при обратных соотношениях барит обособливается в виде сфероидальных конкреций (см. рис. 2). Барит-сфалеритовые рудослои в известковом пелите при любых соотношениях



в них барита и сфалерита не обнаруживают признаков дифференциации и сложены массивным гипидиоморфным агрегатом рудных минералов и карбоната.

Руды сфалеритовой фации в кремнисто-глинистых пелитах дифференцированы при условии высокого содержания в них одновременно сфалерита и фрамбоидального пирита. Структурный тип дифференцированных слоев в данном случае конкреционный. В виде конкреций обособливаются либо чистый сфалерит, либо агрегатные выделения сфалерита и кварца с примесью или без примеси флюорита и крупнозернистого пирита. Вмещающий агрегат состоит из сфалерита, сыпи фрамбоидального пирита, кварца и гидрослюда. Массивный тип рудослоев сфалеритовой фации имеет доминирующее распространение. Особенностью этих слоев является высокое содержание нерудных минералов — кварца и гидрослюда. В известковой среде рудослоев сфалеритовой фации всегда не дифференцированы (см. таблицу).

Если исключить руды пиритной фации, то для руд трех других фаций гипидиоморфный тип сростаний выступает как универсальный. Характерно, что для всех типов слоев ряд относительного идиоморфизма минералов одинаковый (от наиболее к наименее идиоморфному): 1) фрамбоидальный пирит, 2) гидрослюда, 3) карбонат, 4) кварц, 5) сфалерит + барит, 6) галенит. Галенит в этом ряду занимает последнее место. Его зерна и микроагрегаты размещены всегда на границах различных дифференциатов и зерен других минералов.

Генетическая природа гипидиоморфнозернистых сростаний ясно выражена в слоях существенно сфалеритовых руд. Здесь сфалерит кооперируется с кварцем и гидрослюдой — носителями пая литогенных компонентов в первичном осадке. Отношение количеств сфалерит/кварц + гидрослюда варьирует от 5 до 0,3. Независимо от вариации отношения ряд идиоморфизма: гидрослюда → кварц → сфалерит не нарушается. Однако тип распределения сфалерита, как показано в таблице, меняется от сплошного к вкрапленному. Поскольку нормальные кремнисто-глинистые пелиты всегда скрытозернисты, предполагается, что литогенные элементы были способны к построению зернистых сростаний в смесях главным образом с цинковыми солями. Сравнение минерального состава массивных и конкреционных сфалеритовых руд (см. таблицу) приводит к выводу, что количество цинка,

---

Рис. 2. Ритмично-слоистая руда барит-сфалеритовой фации. Увел. 2  
1' — кремнисто-глинистые алевропелиты с катагенетическими жилками сфалерита (белое) и кварца (черное); 2 — полосчато- и конкреционно-дифференцированные барит-сфалерит-галенитовые слои (черное — барит); 3 — существенно сфалеритовые слои; 4 — серноколчеданные слои, состоящие из фрамбоидального пирита; 5 — слой кислого туфопесчаника с градиционной структурой\*

Фациальные и минерало-структурные типы Ba-Pb-Zn руд месторождений флишеидного типа  
(на примере месторождений Жайрем)

Рудная фация	Среда, текстурные типы и минеральный состав рудных слоев и линз			Внутрислоевые дифференциаты и их минеральный состав		Главные типы структур рудных агрегатов и ряды относительного идиоморфизма минералов в них (от более к менее идиоморфному)	
	вмещающие породы	текстурированный тип рудных линз	максимальное содержание минералов, объемн. %	типы дифференциатов	максимальное содержание минералов, объемн. %		
Баритовая (зоны 1,2)		Массивный	Ba - 100, Q - 50; пр. Gl, Py, Ch, Sp			Аллотриоморфная (Ba + Q) и гипидиоморфная (Ba → Gl)	
Баритовая (зона 3)	Кремнисто-глинистые пелиты	Слоисто-дифференцированный	Ba - 90, Sp - 40, Py - 10; пр. Gl, Q, Hs, Cr	Баритовый слоевой	Ba - 100, Gl - 10, Sp - 20; пр. Py	Аллотриоморфная (Ba + Sp) и гипидиоморфная (Py → Ba + Sp → Gl)	
			Конкреционно-дифференцированный	Sp - 70, Ba - 50, Py - 30, Q - 10; пр. Gl, Hs, Cr	Сфалеритовый слоевой	Sp - 100, Py - 20; пр. Gl, Ba, Cr	Гипидиоморфная (Py → Q → Sp → Ba → Gl)
					Баритовый конкреционный	Ba - 100, Sp - 20; Q - 10; пр. Gl	Радиальнолучистая, зональная (Q → Sp → Ba → Gl)
				Сфалеритовый базисный	Sp - 95, Py - 50, Q - 20, Hs - 5; пр. Gl	Гипидиоморфная (P <sub>j</sub> → Hs → Q → Sp → Cl)	
	Известковые пелиты	Массивный	Ba - 80, Sp - 20, Gl - 20, Cr - 20; пр. Py, Q, Hs			Гипидиоморфная (Py → Cr → Sp → Ba → Gl)	
Сфалеритовая (зоны 4, 5)	Кремнисто-глинистые пелиты	Конкреционно-дифференцированный	Sp - 90, Q - 50, Py - 20, Hs - 10; пр. Gl, Cr, Fl	Сфалеритовый конкреционный	Sp - 100, Q - 10; пр. Py, Fl	Радиальная, гипидиоморфная (Q → Sp → Fl)	
			Массивный	Sp - 100, Q - 60, Py - 30, Hs - 10; пр. Gl	Сфалеритовый базисный	Sp - 100, Q - 60, Py - 30, Hs - 10; пр. Gl	Гипидиоморфная (Py → Hs → Q → Sp) Разновидности гипидиоморфной структуры в зависимости от содержания сфалерита: 1) сплошная (Sp - 55-70%), 2) сетчатая (Sp - 40-70%), 3) интерстициальная вкрапленная (Sp - 25-40%)
				Sp - 80, Q - 70, Hs - 10, Py - 5; пр. Gl, Cr			
		Конкреционный	Sp - 20, Scl - 95; пр. Gl, Py			Радиальнолучистая, концентрическая внутри конкреций ZnS	
	Известковые пелиты	Массивный	Sp - 95, Cr - 70; Q - 20, Hs - 5; пр. Gl, Py			Гипидиоморфная (Py → Hs → Cr → Q → Sp) и порфиroidная (Cr → Sp)	

(Окончание таблицы)

Рудная фация	Среда, текстурные типы и минеральный состав рудных слоев и линз			Внутрислоевые дифференциаты и их минеральный состав		Главные типы структуры рудных агрегатов и ряды относительного идиоморфизма минералов в них (от более к менее идиоморфному)
	вмещающие породы	текстурный тип рудных линз	максимальное содержание минералов, объемн. %	типы дифференциатов	максимальное содержание минералов, объемн. %	
Пиритовая (зоны 5,6) литы	Кремнисто-глинистый	Густо-вкрапленный	<i>Py</i> - 30, <i>Scl</i> - 95; пр. <i>Sp</i> , <i>Gl</i>			Вкрапленная - фрамбоидальный пирит
	Известковые литы	Конкреционный	<i>Py</i> - 5, <i>Scl</i> - около 100			Концентрически-зональная, гелевидная внутри конкреций $FeS_2$
	Известковые литы	Густо-вкрапленный	<i>Py</i> - 40, <i>Cr</i> - 90; пр. <i>Sp</i> , <i>Gl</i>			Вкрапленная - фрамбоидальный пирит

Примечание. *Ba* - барит, *Sp* - сфалерит, *Gl* - галенит, *Py* - пирит, *Q* - кварц, *Hs* - гидрослюда, *Cr* - карбонат, *Ch* - халькопирит, *Fl* - флюорит, *Scl* - кремнисто-глинисто-углистая ткань породы, пр. - приреси.

минимально необходимое для образования гипидиоморфнозернистых структур с нерудными минералами, было в переводе на сфалерит не менее 20–25 объемн.%. При более низком содержании сфалерит обособливается в виде микроконкреций в пелитовой среде.

Описанные агрегаты рудных и нерудных минералов свидетельствуют о том, что зернистые сростания в рудных слоях представляют собой, как правило, структуры, одноактно оформившиеся при раскристаллизации гомогенизированных илово-рудных осадков.

### Генетические соотношения руд и флишоидной среды

Из ряда вопросов данной проблемы здесь рассматриваются относительный порядок диагенетической литификации и особенности контаминационного взаимодействия руд и флишоидной среды.

Определение относительной очередности литификации пелитов и заключенных в них рудных карбонатных конкреций и рудных слоев состояло в распознавании полостей усадки вокруг включений, литифицировавшихся позже, чем среда, и структур уплотнения около включений, литифицировавшихся раньше, чем среда. Включения первой группы названы эпилитами, второй – протолитами. Включения, литифицировавшиеся одновременно с пелитами, названы синлитами. Сводка установленных соотношений приведена на графике (рис. 3).

В каждом флишоидном ритме грубообломочные известковые песчаники основания литифицировались практически одновременно с осаднением, а пелиты кровли, как гидрофильные илы, наоборот, значительно позже. В пелитовой части ритмов сосредоточены две группы включений – карбонатные конкреции и рудные слои, редкие рудные конкреции. Карбонатные конкреции ведут себя всегда как протолиты. Относительный порядок литификации рудных включений и пелитов варьирует в зависимости от отношений их количества. Во всех случаях, когда рудные минералы агрегированы в виде отдельных микроконкреций, последние относятся к эпилитам. В многослойных сочетаниях пелитов и руд (см. рис. 2) литификация тех и других была одновременной. Заштрихованная область на графике (см. рис. 3) схематично отображает пределы вариации относительно времени литификации пелитов и руд в зависимости от количественных соотношений их в совместных переслоях.

Особый тип текстурных диагенетических преобразований наблюдается в рудослоях, залегающих на границах флишоидных ритмов. Кровлей таких рудослоев служат быстро твердеющие при диагенезе известковые песчаники, подошвой – пелитовые осадки. Градационный песчаник верхнего ритма отлагается хотя и на достаточно консистентный, но до конца не всегда литифицированный рудный или пелитовый осадок. Вследствие этого при продолжающейся литификации под отвердевшей кровлей в контактных рудослоях развивается сложная полосчато-брекчиевидная и полосчато-плычатая многокамерная система усадочных полостей. Усадочные полости в таких

слоях, получивших на Жайреме название "срывов", как и вокруг упоминавшихся ранее рудных конкреций в пелитах, не являются буквально полыми. Как показало микроструктурное изучение, в ходе приоткрывания они заполнялись шестоватыми агрегатами кварца и карбоната, росшими в направлении приоткрывания. Особенностью этого процесса было то, что рост шестоватых агрегатов никогда не отставал от приоткрывающихся поверхностей. Образование этих агрегатов аналогично механизму искусственного получения нитевидных кристаллов (Вильке, 1966) и образованию природных шестоватых агрегатов так называемого второго рода, по Д.П. Григорьеву (1961).

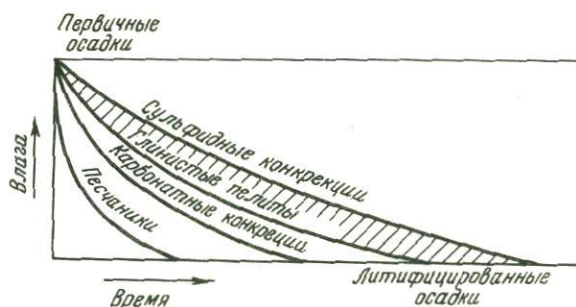


Рис. 3. Относительная скорость диагенетической потери влаги и порядок литификации рудных и породных членов флишоидных ритмов  
Заштрихованное поле – пределы колебания скорости для пелитов, находящихся в тонком переслаивании с рудами

В зонах сплошных баритовых и барит-галенитовых (1,2, см. рис. 1), слоистых полиметаллических (3-5) и слоисто-вкрапленных серноколчеданных (6) руд наблюдаются три типа контаминационного взаимодействия руд и флишоидов. Как отмечалось выше, в зонах сплошных руд происходит полное замещение флишоидных осадков. При этом совместно с баритом и другими рудными минералами накапливаются кремнезем и небольшая часть других литогенных компонентов (см. рис. 1, б). Группа карбонатных компонентов (Ca, Mg, Mn) практически полностью, глинистых – примерно наполовину вновь возвращаются в морскую среду. Однако, если судить по поведению компонентов на графике (см. рис. 1, б), центральные зоны не утрачивают подобия со средними слоистыми, то внешне флишоидные ритмы полностью гомогенизируются с рудами.

В зонах слоистых полиметаллических руд рудослой представляют собой контрастно обособленные от пелитов тела. Вдоль границ отсутствуют признаки их реакционных взаимодействий. Но внутри слоев, как показано в предыдущем разделе, сосажденная смесь рудо- и литогенных компонентов была перед раскристаллизацией гомогенизирована. Таким образом, здесь контаминирование рудо- и литокомпонентов ограничивается только рамками рудослоев. Межслоевое рудно-пелитовое взаимодействие совершенно не выражено.

В серноколчеданных рудных слоях, сложенных фрамбоидальным пиритом, гомогенизация пелитовой и рудной составляющих практически отсутствует. Структурно слои образованы густой вкрапленностью фрамбоидального пирита, заключенной в пелитовой массе.

### Динамическая модель рудных залежей

Минеральные парагенезисы, структурно-текстурная композиция руд, фациальная латеральная зональность рудных залежей находят объяснение с позиций гидротермально-осадочной генетической концепции. Но рудонакопление в осевых зонах массивных баритовых и барит-галенитовых руд и во внешних зонах полиметаллических слоистых руд принципиально различалось.

Минеральный состав центральных зон формируется в основном баритом и кварцем, которые в экзогенных кислых средах ведут себя как устойчивые остаточные продукты. Полное синседиментное замещение илов флишoidных ритмов и избирательная сохранность при этом кислых туфопесчаников свидетельствуют о постоянно высокой химической агрессивности среды в области осаждения центральных зон. Обстановка осаждения в боковых слоистых зонах была иной. Здесь контаминационное смещение рудо- и литогенных компонентов происходило только на границах рудослоев. Последние независимо от их минерального состава нормально переслаиваются с пелитами.

Осевые зоны баритовой фации наследовали впадину на дне моря. Заполнение впадины концентрированным кислым рассолом происходило из выходов эндогенных гидротермальных растворов на ее дне. Такая модель заполнения подобна модели питания гидротермальной депрессии Атлантик II в Красном море (Бишофф, 1974). Во впадине конвекционные потоки частично или полностью растворяли и возвращали в морскую среду осаждающийся известково-глинистый и органический материал, а также соли цинка, свинца и железа. Среда во впадине не препятствовала отложению здесь почти всей массы барита. Внешние слоистые рудные зоны осаждались на пологих откосах центральной депрессии, выше относительно стабильного уровня кислого гидротермального рассола. Этот уровень был также границей, ниже которой прекращалась биологическая деятельность. Вокруг депрессии биогенез был очень активен, с чем связано высокое содержание  $C_{орг}$  в пелитах.

Контрастные границы между слоями пелитов и руд и в то же время распространенность явлений смесимости рудных и литогенных компонентов внутри слоев свидетельствуют о том, что концентрация руд происходила в осадочную, а не в диагенетическую стадию. Вместе с тем органическое вещество илов как источник сероводорода играло решающую роль в осаждении и литификации сульфосолей свинца, цинка и железа.

Существование микробиологически активного кольцевого барьера вокруг впадины с гидротермальными рассолами позволяет объяснить

необычный для экзогенных стратиформных месторождений обратный порядок зональности в рудных телах флишоидного типа. В этом случае от центра к периферии залежей окисная сульфатная баритовая зона сменяется зонами руд с нарастающей сульфидностью — барит-галенит-сфалеритовой, сфалерит-галенитовой, сфалеритовой и пиритной. Нарастание сернистости руд соответствовало нарастанию биомассы в пелитовой части флишоидных ритмов.

#### АБСТРАКТ

The model based on the example of the Pb-Zn-Ba Djairam deposits (Kazakhstan) includes characteristics of the facies, the structural features of ores and the genetic relationships between ores and flischoid environment. The ore facies are arranged in concentrically zonal way and have the ring-like shape flattening along the bedding planes. The order of the distribution of the facies from central to the outer parts of the ore bodies is as follows: 1) barite facies, 2) baritesphalerite facies, 3) sphalerite facies, 4) pyrite facies. The increase of the ratio sulphidion: metallic ion from the first to the last facies express the unusual kind of the geochemical zoning for the stratabound polymetallic deposits.

The ore classification for the separate facies takes into consideration: 1) the abundance of the calcareous or clayey components in the ore-enclosing pelities, 2) the ratio ore components: lithogenetic components in ores, 3) the ratio sphalerite: non-ore minerals in ore beds. The hypidiomorphic intergrowth is the dominant type of the microstructure of ores. The minerals in all varieties of ores form one and the same range in decrease of their idiomorphic habit: 1) framboid pyrite, 2) hydromica, 3) carbonate minerals, 4) quartz, 5) sphalerite + barite, 6) galena. The grain microstructure of the ores is suggested to be the result of the monoascendent crystallization of the homogenized ore silts.

The origin of the flischoid type deposits is explained in accordance with the hydrothermal-sedimentary genetic conception. The above mentioned zonal features of these deposits could be caused by the existence of the microbiological active belt arising around the sea bottom deeps. These deeps were constantly or periodically filled by the acidic biophobic geothermal ore-bearing brine.

The area occupied by the bioactive belts was the area where the bedded polymetallic ores and the flischoid sediments were precipitated. In the central deeps only massive essentially barite ores were accumulated.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бишофф Д. Осадки геотермальных рассолов Красного моря. Современное гидротермальное рудоотложение. "Мир", 1974.  
Вильке К.Т. Методы выращивания кристаллов. "Недра", 1966.

- Григорьев Д.П. Онтогенез минералов. Изд. Львовск. ун-та, 1961.
- Митряева Н.М., Рожнов А.А., Муратова Д.Н., Дегтярева А.Н. Месторождение Жайрем. — В кн.: Геология и металлогения Успенской тектонической зоны (Центральный Казахстан). Т. III. Алма-Ата, "Наука", 1967.
- Рудные месторождения СССР. Т. 2. "Недра", 1974.
- Смирнов В.И. Колчеданные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. "Недра", 1968.
- Щерба Г.Н. Месторождения Атасуйского типа. — Геол. рудн. месторожд., 1967, № 5.

Г. Н. ЩЕРБА, И. П. НОВОХАТСКИЙ, С. Ш. СЕЙФУЛЛИН,  
И. В. ПОКРОВСКАЯ

## ГЛАВНЫЕ ТИПЫ СТРАТИФОРМНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАЗАХСТАНА

На территории Казахстана расположено большое число различных месторождений, среди которых важное место занимают стратиформные месторождения, образованные в различные эпохи металлогении. Главными их типами являются: карсакапайский (докембрийские железистые кварциты), джезказганский (медистые песчаники карбона), атасуйский (девон-карбоновые железо-марганцевые и полиметаллические руды в кремнисто-глинисто-карбонатных породах), алтайский (колчеданно-полиметаллические руды в вулканогенно-осадочных толщах), каратауский (девон-карбоновые свинцово-цинковые руды в карбонатных толщах) (рис. 1).

Месторождения изучались многими исследователями, помимо упомянутых в списке литературы, данные которых здесь использованы.

Геологическая характеристика типов стратиформных месторождений представлялась на международные форумы (Щерба, 1968; Shcherba, 1971; Smirnov, Kazanski, 1973). Несмотря на своеобразие геологической обстановки каждого из названных типов, общей их особенностью является накопление продуктивных толщ и основной массы руд на достаточно консолидированном основании в условиях новой активизации геологических процессов.

Карсакапайский тип (Fe) представлен метаморфизованными в зеленосланцевой фации гематит-магнетитовыми рудами среди вулканогенно-осадочных пород базальт-кремнисто-сланцевой формации протерозойского возраста, входящих в краевую систему протяженного дугообразного Урало-Тяньшанского складчатого пояса (Рудные месторождения СССР, 1974). Обычно это раннегеосинклинальные отложения, собранные в сложные линейные складки, простирающиеся на многие десятки километров. Помимо Карсакапайской группы месторождений в горах Улутая, к этому типу относятся аналогичные

месторождения в бортовых частях Чу-Илийского рудного пояса (Гвардейское и др.; см. рис. 1).

Рудовмещающая карсакапайская серия мощностью около 4 км (возраст 2600–1900 млн.лет) сложена четырьмя макорритмами; в основании каждого из них залегают базальтоиды, а в верхах – кварциты, порфириды и мраморы. Мощность вулканитов в каждом ритме колеблется от 300 до 1300 м. Рудный горизонт мощностью 60–100 м представлен чередованием полосчатых железистых кварцитов, кварц-серицитовых и кварц-серицит-хлоритовых сланцев с графитом. В составе руд, кроме кварца, гематита и магнетита, встречаются пирит и сидерит. Гематит образует сросшиеся с кварцем мелкие чешуйки. Содержание (в %): Fe 34–44, SiO<sub>2</sub> 34, P 0,15, S 0,22; присутствуют также Zn, Ba, V.

Южнее, в бортовой части Чу-Илийского пояса, прослеживается аналогичная полоса чередующихся кремнистых и вулканогенных пород базальтоидного состава, также собранных в линейные складки и метаморфизованных. Железистые кварциты прослежены на 30 км в виде пачек мощностью до 100 м. Преобладают кварц-гематитовые тонокчешуйчатые руды, магнетит порфиробластический. Содержание железа 23–59%, среднее – 44%, кремнезема – около 40%,



Рис. 1. Обзорная схема размещения стратиформных месторождений Казахстана

Типы стратиформных месторождений: 1 – карсакапайский, 2 – джезказганский, 3 – атасуйский, 4 – алтайский, 5 – каратауский; месторождения (цифры на схеме): 1 – Карсакапай, 2 – Гвардейское, 3 – Джезказган, 4 – Атбасар, 5 – Мангышлак, 6 – Атасу, 7 – Каркаралинск, 8 – Кокзайбой, 9 – Лениногорск, 10 – Зыряновск, 11 – Текели, 12 – Ачисай

отмечаются примеси P, S, Zn и других элементов. Имеются прослой баритов.

Парагенезис дифференцированных базальтоидных вулканитов с кремнисто-железистыми осадками в каждом ритме, характер руд, согласное их залегание указывают на вулканогенно-осадочное происхождение. Руды карсакпайского типа являются аналогом широко известных кремнисто-железистых формаций Кривого Рога, Курского бассейна, оз. Верхнего и Хамерслей в Австралии (Рудные месторождения СССР, 1974; Ore deposits of the United St., 1968; Geology of Australian..., 1970).

Джезказганский тип (Cu, Pb, Zn) представляет наиболее ярко месторождения разновозрастных медистых песчаников. Кроме Джезказгана, месторождения этого типа известны в Тенгизской впадине и на Мангышлаке (см. рис. 1).

Наиболее крупное — Джезказганское месторождение размещается среди терригенной толщи карбонового возраста мощностью 650 м (Большой Джезказган ..., 1961; Рудные месторождения СССР, 1974). Здесь в обширной депрессии на франской молассе залегают известняки, доломиты, песчаники, мергели фамена — намура, сменяющиеся выше продуктивной толщей среднего — верхнего карбона. Последняя сложена ритмично чередующимися слоями бурых и серых, полимиктовых песчаников с прослоями аргиллитов, алевролитов, конгломератов и реже пепловых туфов липаритов и представляет собой мелководную дельтово-лагунную фацию. Рудовмещающими являются только серые песчаники, обладающие повышенной известковистостью (4–7% CaO) и магниезальностью (1,5–2% MgO). Цемент песчаников — базальный, поровый, пленочный; состоит из кальцита, гидрослюд, хлорита, кремнезема; в бурых песчаниках он пропитан гидроокислами железа. Из 22 слоев серых песчаников 19 включают пластовые рудные залежи, состоящие из отдельных тел с вкрапленным послойным и прожилковым оруденением (рис. 2), расположенные одна над другой на 27 стратиграфических уровнях.

В нижней подсвите (230 м) песчаников с существенно кремнистым цементом рудные залежи цинково-свинцово-медного (халькозин) состава вытянуты в северо-западном направлении. В средней подсвите (200 м), помимо песчаников, имеется прослой межформационных конгломератов; в рудных залежах, имеющих переменчивое простирание, преобладает борнит. По периферии тел развито свинцово-цинковое оруденение. В верхней подсвите (220 м) оруденение борнит-халькопиритовое; рудные залежи плащеобразные и ленточные, ориентированы в северо-восточном направлении.

Рудные залежи согласно с вмещающими породами собраны в пологие брахиформные складки, а отдельные их части смещены по секущим разломам. Считается, что первоначальная форма залежей определялась характером рудопитающих систем. Соотношение главных рудных компонентов на месторождении следующее: медь — 85%, свинец — 10%, цинк — 5%; помимо этого в рудах имеется примесь As, Sb, Ag, Re, Bi, Mo, Os, Cd, Co и других элементов.

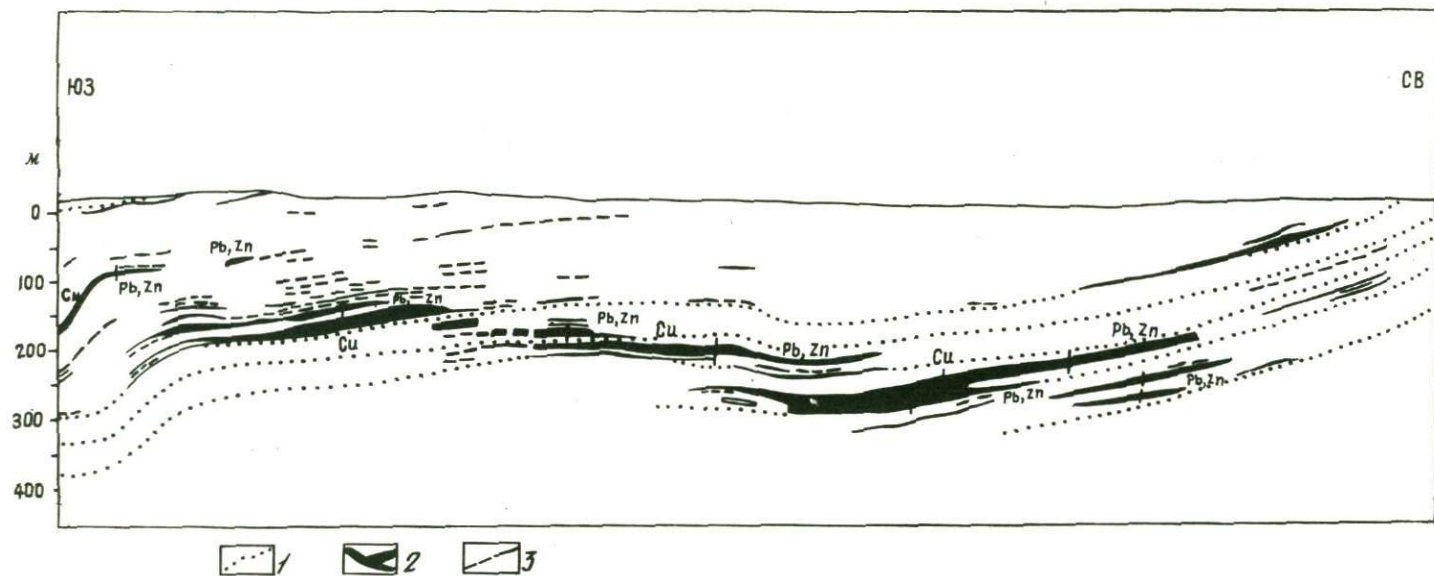


Рис. 2. Разрез через центральную часть месторождения Дзержкаган

1 - почва основных пластов серых рудовмещающих песчаников; 2 - рудные залежи; 3 - бедные руды

Оруденение формировалось в две основные стадии: первая стадия – главная, вкрапленная и вторая – прожилковая. В рудах присутствуют более 80 минералов. Главные минералы для первой стадии – борнит, халькопирит, халькозин, галенит, сфалерит, пирит, марказит, ковеллин, дигенит, бетехтинит, джезказганит, теннантит. В прожилковых рудах второй стадии содержатся те же минералы, только они более крупнозернистые и больше жильных минералов – кальцита, кварца, барита, целестина. Основной рудный минерал – борнит преобладает в нижних частях залежей, совместно с халькопиритом он содержится в верхних, создавая наибольшие концентрации в средних частях залежей. Позднее всех медных сульфидов в слоистых рудах отлагался халькозин.

Прожилово-вкрапленное оруденение тяготеет к деформированным участкам рудных пластов – трещинам, зонам смятия, брекчирования. Из рудных минералов первыми в трещинах отлагались минералы, которые завершали первую стадию рудоотложения, а именно халькозин, а затем наблюдается обратная последовательность минералообразования. Медные минералы вкрапленных руд отличаются неустойчивостью состава, твердости, окраски, что обусловлено наличием тонких смесей халькопирит-борнит-дигенитового ряда. Галенит и сфалерит обычно отлагались позже основных минералов меди, тяготея к периферии меденосных залежей.

Характерно повышенное содержание рения в рудах первой стадии, где встречается джезказганит  $(\text{Re}, \text{Mo})\text{S}_2$ . Серебро ассоциирует с минералами меди. Первичные рудные минералы первой стадии замещали все аутигенные образования и даже корродировали обломочные зерна.

Распределение компонентов в рудах зональное. Линейная зональность характерна для ленточных залежей средних и нижних горизонтов, где минеральные ассоциации снизу вверх и к флангам сменяются в таком порядке: халькозин – борнит – халькопирит – пирит – галенит – сфалерит. Плашеобразные тела верхних горизонтов имеют концентрическую зональность с богатыми халькозин-борнитовыми рудами в центре. Изотопные составы свинца и серы (табл. 1, 2) примерно одинаковы в рудах всех типов и обеих стадий минерализации. Отношение  $\text{Re}/\text{Os}$  указывает на возраст оруденения – 260 млн. лет.

Совокупность имеющихся в настоящее время данных не позволяет окончательно решить вопросы генезиса. Большинство данных свидетельствует о синхронности первой стадии рудообразования, литификации пород в диагенезе в сероцветных песчаниках в восстановительных условиях. Вторая стадия, с небольшим разрывом во времени, явно эпигенетическая, гидротермальная, вероятно, сопровождалась регенерацией парагенезисов первой стадии.

Менее ясен вопрос об источнике рудного вещества. По этому поводу существуют две точки зрения. Согласно первой, медь поступала по разломам вместе с глубинными гидротермами неясного происхождения. По второй концепции, источником металлов служи-

Таблица 1

Средние изотопные составы свинца главнейших типов месторождений Казахстана

Тип месторождения	$\frac{206}{\text{Pb}^{204}}$	$\frac{207}{\text{Pb}^{204}}$	$\frac{208}{\text{Pb}^{204}}$
Джезказганский	17,83	15,41	37,69
Джезказган	18,10	15,53	38,11
Атасуйский	17,71	15,40	37,91
Алтайский	18,00	15,58	37,91
Каратауский			
миргалимсайский	17,52	15,35	37,40
ачисайский	17,45	15,33	37,36
Вмещающие породы	17,30	15,25	37,29

Примечание. Использованы данные А.П. Виноградова, Л.С. Тарасова, С.И. Зыкова, Л.И. Шилова и др.

ла размывавшаяся кора выветривания каледонских меденосных образований. Осаждение происходило в лагунных условиях вблизи восстановительных барьеров. В обоих случаях допускается последующее перераспределение рудного вещества под воздействием термальных растворов.

Атасуйский тип (Zn, Pb, Cu, Ba, Fe, Mn) комплексных месторождений распространен достаточно широко в герцинических и более древних складчатых структурах. Он представлен стратиформными пластовыми залежами, расположенными согласно в переслаивающихся породах базальт-кремнисто-карбонатной формации ранних стадий развития, имеющими секущие корневые и внутренние фокальные зоны (Геология и металлогения..., 1967-1969; Щерба, 1968; Рудные месторождения СССР, 1974; Shcherba, 1971). Здесь обычно пространственно совмещены синхронные седиментные ритмические руды первой стадии и гидротермально-метасоматические руды второй стадии. В результате возникают своеобразные рудные концентры, в фокальной части которых размещаются гидротермальные барит-свинцово-цинковые руды, а по периферии - седиментные свинцово-цинковые и нередко железо-марганцевые. Концентрическая зональность свойственна даже отдельным залежам.

В Атасуйском районе Успенского рудного пояса эти руды и вмещающие породы изучены наиболее детально. Здесь на франской красноцветной молассе поздних каледонид залегают фаменские и турнейские вулканогенно-осадочные породы мощностью до 1,5 км.

Продуктивная основная верхнефаменская пачка мощностью от нескольких десятков до первых сотен метров состоит из прослоев кремнисто-аргиллит-карбонатных пород, содержащих пласты и линзы седиментных окисных и реже карбонатных железо-марганцевых или железных руд, среди которых, иногда выше или ниже, расположены тонкопереслаивающиеся пластовые залежи седиментных ритмичных барит-свинцово-цинковых руд. Вблизи вулканических центров возрастает роль прослоев и залежей туфов, лав диабаз-трахилипар-

Таблица 2

Средние изотопные составы серы сульфидов главнейших типов месторождений Казахстана

Тип месторождения	Руды	Изотопный состав серы $\delta S^{34}$ , ‰		
		от	до	среднее
Джезказганский	Вкрапленные	-10,4	-17,6	-14,0
	Агрегативные	-4,7	-20,1	-15,3
	Прожилковые	-27,4	+17,3	-9,25
Атасуйский	Пластовые	-17,2	+13,6	-1,8
	Седиментные гидротермально-метасоматические	-3,0	+4,5	+0,5
Алтайский		-6,0	+8,0	0 (до +4,0)
Лениногорские месторождения	Пластовые седиментные	-1,8	+6,1	+1,8
	Гидротермально-метасоматические	-4,2	+3,2	0,00
Каратауский (миргалимсайский подтип)	Пластовые седиментные	-15,2	+14,1	-0,37
	Жильные гидротермальные	-1,4	+7,3	+3,6

Примечание. Использованы данные В.В. Авдонина, Ю.В. Богданова, Л.Н. Гриненко, Н.И. Замятина, И.В. Покровской, Ф.В. Чухрова.

товой формации, появляются субвулканические тела диабазов и габбро-монзонитов. В центре наиболее крупных рудных залежей имеются линзо- и штокообразные тела метасоматических баритов с галенитом и сфалеритом второй стадии, проникающие во вмещающие породы выше и особенно ниже пластовых залежей на глубину в сотни метров. Встречаются внутрирудные эксплозивные брекчии. Согласно перекрывающие карбонатные терригенные породы турне и визе только местами содержат слабое сингенетичное оруденение.

Основные минералы седиментных залежей следующие: железо-марганцевых – гематит, сидерит, магнетит, псиломелан, пиролюзит, браунит, барит, гаусманит, яacobсит, манганокальцит; барит-полиметаллических – сфалерит, цинковый олигонит, пирит, барит, галенит, халькопирит, сульфосоли.

В метасоматических телах второй стадии содержатся соответственно: гематит, магнетит, маггемит, Fe-Mn хлорит, бустамит, родонит, фриделит, барит, флюорит, альбит, а в полиметаллических – барит, сфалерит, галенит, халькопирит, тетраэдрит, теннантит, кварц, кальцит и другие. Текстуры руд вкрапленные, слоистые, полосчатые, гравитационные, брекчиевые, массивные; структуры – глобулярные, зернистые, коррозийные, субграфические, катакластические. Околорудные изменения выражаются в осветлении и перекристаллизации вмещающих пород, окварцевании, пиритизации, адуляризации, баритизации (в центре). В качестве элементов-спутников известны Ag, Cd, Ni, Co, As и другие. Изотопные составы Pb для разных генераций близки. Большой разброс отмечается для изотопов серы сульфидов разных стадий (см. табл. 1, 2).

Рудные тела и вмещающие породы в карбоне подверглись складчатым деформациям, слабому динамотермальному метаморфизму. Местами, в контакте с более поздними гранитоидными интрузиями на восточном фланге Успенского рудного пояса, вмещающие породы превращены в скарны, кварциты, роговики, а руды перекристаллизованы; образовались существенно магнетитовые руды и агрегативные барит-полиметаллические, сохранившие, однако, пластообразную форму и полосчатое строение.

В целом выделяются следующие главные стадии минерализации: седиментная (многократная), диагенетическая, гидротермально-метасоматическая, динамометаморфическая и контактово-метаморфическая (у небольшой части месторождений). Из-за многоэтажности размещения рудных залежей, чередования их состава, пространственной совмещенности, пестроты вмещающих пород, повторения регенерационных процессов создались условия для возникновения многообразия минеральных парагенезисов.

Сопровождающими породными парагенезисами, кроме вулкани-тов, являются известняки, доломиты, силициты, углистые алевропелиты, калий-натрий-магнизиальные метасоматиты. Они встречаются в месторождениях атасуйского типа и в более древних металлогенических эпохах – в кембрии, ордовике, протерозое других

регионов Советского Союза (Генезис эндогенных рудных месторождений, 1968; Рудные месторождения СССР, 1974). Наиболее близким аналогом их в Австралии служит месторождение Брокен-Хилл (Geology of Australian..., 1970).

Имеется достаточно много признаков того, что седиментная и последующая гидротермально-метасоматическая стадии минерализации являются результатом отложения рудного вещества из одних и тех же гидротермальных растворов, восходивших по трещинам от периферических очагов дифференцировавшегося базальтоидного вулканизма. Различия между стадиями обусловлены местными условиями отложений. Массы очагов, степень дифференцированности определяли состав и масштабы оруденения ("атасуйский механизм", по Г.Н. Шербе, 1968); время рудообразования определялось продолжительностью вулканизма; этапы дифференциации, по-видимому, фиксировались образованием рудных залежей определенного состава на разных уровнях разреза.

Алтайский тип (Cu, Pb, Zn) колчеданно-полиметаллических месторождений широко известен. Он приурочен к мощной эйфельско-фаменской вулканогенно-осадочной толще базальт-липаритовой, базальт-андезит-липаритовой формаций, сопровождаемой прослоями карбонатных, кремнистых пород, аргиллитов и терригенных алевропелитов, несогласно залегающих на консолидированном каледонском основании. Вулканиды характеризуются полициклическостью, разнообразием подводных фаций островного типа неглубокого моря (местами рифовые известняки), широким развитием кислых субвулканических тел (Генезис эндогенных рудных месторождений, 1968; Рудные месторождения СССР, 1974; Shcherba, 1971; Smirnov, Kazanski, 1973).

Имеются три главных уровня рудоотложения: эйфельский, живетский и фран-фаменский. Отмечается тесная связь между составом и временем образования дифференцированных вулканидов и руд. При повышенной основности вулканидов преобладает медно-цинковое оруденение, с повышением кислотности развивается полиметаллическое оруденение. Свыше 50% месторождений залегают в отложениях эйфеля, где известны также и седиментные пластовые гематит-магнетитовые руды (рис. 3).

Рудные тела представляют собой согласные многослойные седиментные и метасоматические пластовые залежи, линзы с секущими корневыми отростками жильных и метасоматических руд. Реже это седловидные, неправильные тела, а в зонах смятия также вытянутые узкие лентообразные залежи.

На каждом уровне рудоотложение происходило в три основные стадии (табл. 3). Первая, седиментная, представлена вкрапленными, сплошными серноколчеданными или полиметаллическими ритмично-слоистыми метаколлоидными рудами со следами гравитационных текстур и подводного размыва. Чаще всего они приурочены к застойным фациям (углистые алевропелиты, аргиллиты). Вторая, главная стадия, гидротермально-метасоматическая, иногда включает несколько подстадий: серноколчеданную, медно-цинковую



и барит-полиметаллическую. Нередко появляются внутрирудные взрывные брекчии. Третья стадия, метаморфогенная, связана с воздействием послерудных растворов в переменных условиях. Особенно интенсивно она проявлена в зонах динамометаморфизма. Всего в рудах насчитывается более 100 минералов.

Изотопный состав Pb пород и руд разных генераций примерно одинаков (см. табл. 1); к концу рудообразования возрастает содержание Pb<sup>208</sup>. Состав серы близок к метеоритной, диапазон вариаций невелик (см. табл. 2); отмечается разбавление легким изотопом к концу каждой стадии минерализации. Элементы-спутники руд: Cd, Au, Ag, Hg, Bi, Te, Se, Sb, As и другие.

Несмотря на многостадийность процесса рудоотложения проявляется общая горизонтальная (концентрическая) и вертикальная (многослойная) зональность. В центральных частях рудных тел преобладают гидротермально-метасоматические полиметаллические руды второй стадии. По вертикали (снизу вверх) обычен такой ряд: серноколчеданные → медно-цинковые → полиметаллические руды. В перекрывающих вулканогенно-осадочных породах карбона присутствуют рудокласты. Околорудные изменения — окварцевание, серицитизация, хлоритизация, проявлены главным образом со стороны лежащего бока. Встречаются взрывно-гидротермальные брекчии.

В процессе внутривизейской складчатости рудные тела и вмещающие породы были выведены из первоначального залегания, а в более поздних зонах смятия подверглись еще и динамометаморфизму с перемещением. На контактах с поздними карбоновыми и пермскими интрузиями гранитоидов руды также метаморфизованы и частично регенерированы.

---

Рис. 3. Размещение оруденения в разрезе девона Рудного Алтая

1 — алевролиты, глинистые сланцы; 2 — песчаники; 3 — известняки; 4а — вулканиты кислого состава, 4б — то же, с прослоями осадочных пород; 5а — вулканиты среднего состава, 5б — то же, с прослоями осадочных пород; 6 — кремнистые породы; 7 — метаморфические сланцы; 8 — субвулканические породы: а — кислого, б — среднего, в — основного состава; 9–12 — руды: 9 — полиметаллические, 10 — медноколчеданные и медно-цинковые, 11 — свинцово-цинковые и барит-полиметаллические, 12 — гематит-магнетитовые; месторождения (цифры на разрезе): 1 — Николаевское, 2 — Камышинское, 3 — Золотушинское, 4 — Орловское, 5 — Чудак, 6 — Новоберезовское, 7 — Белоусовское, 8 — Иртышское, 9 — Березовское, 10 — Корбалихинское, 11 — Степное, 12 — Таловское, 13 — Лазурское, 14 — Змеиногорское, 15 — Зареченское, 16 — Среднее, 17 — Шубинское, 18 — Стрежное, 19 — Гусяковское, 20 — Габриэлевское, 21 — Тишинское, 22 — Сакмарихинское, 23 — Риддер-Сокольное, 24 — Греховское I, 25 — Холзунское, 26 — Путищевское, 27 — Греховское II, 28 — Зыряновское, 29 — Александровское

Таблица 3

Главные особенности руд основных стадий рудоотложения

Особенности руд	I стадия	II стадия	III стадия
Главные минералы	Пирит тонкодисперсный, сфалерит, галенит, гематит, карбонаты	Сфалерит, пирит, галенит, халькопирит, сульфосоли, барит, кварц	Сфалерит (клеюфан), пирит, пирротин, галенит, халькопирит, кварц, серицит
Текстуры руд	Слоистые, конкреционные, конседиментационных деформаций, колломорфные	Массивные, вкрапленные, пятнистые, прожилковые	Полосчатые, сланцеватые, плейчатые, брекчиевидные
Структуры руд	Глобулярные, фрамбоидальные	Зернистые, мектаколлоидные, коррозионные	Бластические, катакластические, зернистые

Первичное распределение центров вулканизма и рудных узлов определялось местами сопряжения северо-западных и северо-восточных разломов основания. Рудные поля и тела контролировались первичными вулканотектоническими структурами.

Каратауский тип (Pb, Zn, Ba) стратиформных месторождений в карбонатных породах фамена – турне близок к типу Миссисипи (Юшко, 1969; Ore deposits ..., 1968). Переслаивающиеся известняки, мергели, доломитовые известняки и доломиты фамена – нижнего карбона общей мощностью 1,5–2 км залегают на франской континентальной молассе, несогласно перекрывающей отложения нижнего палеозоя. Изредка, локально, на разных уровнях разреза вблизи островных поднятий встречаются маломощные залежи диабазовых миндалекаменных порфиритов и пепловых туфов. Позднее, в турне, появились еще туфы и лавы липаритов. Часты брекчии оползания, размыва и приразломные. Выделяются два подтипа руд: миргалимсайский и ачисайский.

Миргалимсайский подтип слагают согласные пластовые залежи барит-свинцово-цинковых руд, залегающих среди тонкопереслаивающихся ритмичных доломитовых известняков, доломитов, обычно кремнистых или углисто-кремнистых, представленных фациями впадин мелководного моря фамена. Нижний продуктивный горизонт расположен на 150–300 м выше молассового. Помимо этого имеется еще несколько горизонтов, в том числе в основании

турнейского яруса. Оруденение образует несколько залежей на разных уровнях и представлено тонким переслаиванием и вкраплениями сульфидов и доломитов оолитового строения с остатками водорослей и битумов. Выделяются три стадии минерализации, сближенные во времени: синхронная седиментная (пирит, галенит, сфалерит, кварц, барит, доломит, кальцит – слойки), диагенетическая (те же минералы – вкрапления, гнезда, прожилки), метаморфическая (те же минералы – прожилки, гнезда, переотложение под влиянием го-

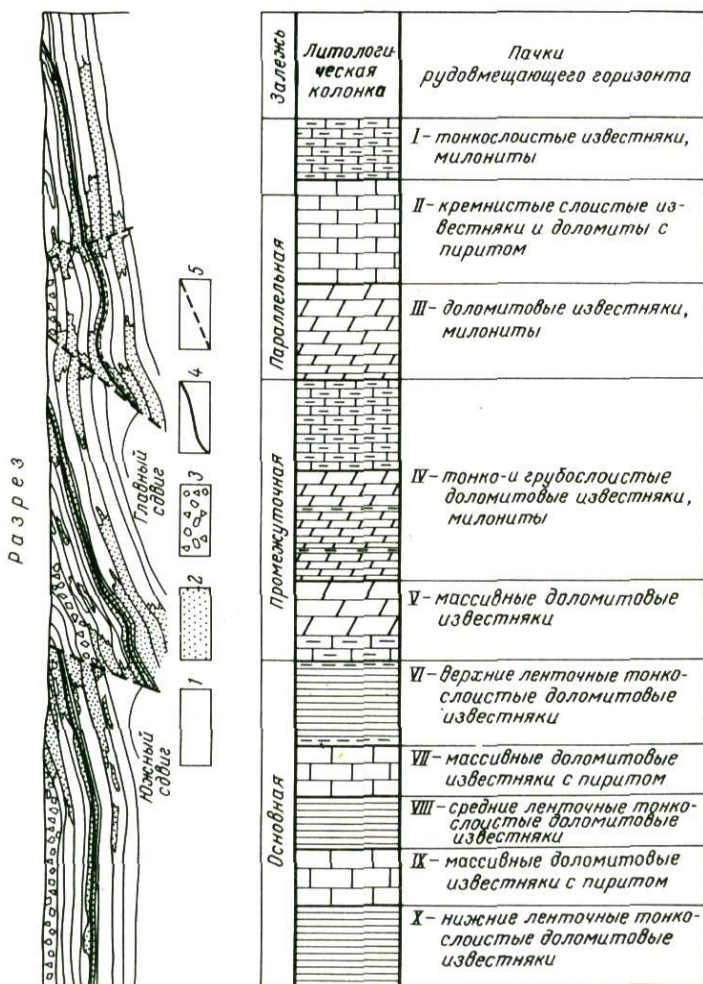


Рис. 4. Разрез через месторождение Миргалимсай и колонка рудовмещающего горизонта (миргалимсайский подтип)

1 – известняки и доломитовые известняки; 2 – доломиты; 3 – брекчии; 4 – рудные залежи; 5 – разломы

рячих растворов). Рассеянное оруденение содержится главным образом в окремненных и битуминозных доломитах.

Текстуры руд – первичные (слоистая, коллоидная, полосчатая псевдо-оолитовая), эпигенетические (прожилковая, вкрапленная, полосчатая) и динамометаморфические (сланцеватая, плейчатая, брекчиевидная, пятнистая). Рудные тела вместе с породами собраны в пологие складки и в последующем разломами их отдельные части были смещены (рис. 4).

Ачисайский подтип представлен согласными пластовыми залежами и секущими телами – жильными, неправильными, линзовыми, гнездовыми, залегающими стратиграфически выше среди аналогичных по составу продуктивных доломитовых пачек нижнего турне. В зонах брекчирования встречаются столбообразные и штокверковые тела (Генезис эндогенных рудных месторождений, 1968; Рудные месторождения СССР, 1974). Пластовые тела сложены полосчатыми пирит-сфалерит-галенитовыми рудами, а остальные – агрегативными массивными рудами, явно приуроченными к секущим зонам дробления и брекчирования. Эти тела, как правило, размещаются вместе с пластовыми залежами в пределах одной рудовмещающей пачки и лишь местами в верхней части проникают в вышележащие известняки.

В этом подтипе проявлены те же стадии минерализации, что и в миргалимсайском подтипе, однако здесь большее значение приобретает диагенетическая стадия и особенно поздняя гидротермальная, сопровождаемая аргиллизацией, карбонатизацией, окварцеванием ( $t > 100^{\circ}\text{C}$ ) и переотложением ранее накопившегося рудного вещества.

Изотопный состав свинца и серы в рудах и породах обоих подтипов одинаков (см. табл. 1, 2). Возраст оруденения принимается соответственно для подтипов как фаменский и нижнекарбонный, совпадающий со временем консолидации карбонатной толщи; верхняя временная граница возникновения трещин (ачисайский подтип) не уточнена; здесь более широко проявлено переотложение рудного вещества.

Источником рудного вещества можно считать периферические магматические бассейны базальтоидного вулканизма – скрытая до-базальтизация, по Г.Н. Щербе (Shcherba, 1971). Гидротермы представляли на морское дно и в осадки соединения Ca, Mg, Mn, Fe, Zn, Pb и других элементов. Терригенные источники рудного вещества менее вероятны; береговая линия древнего моря оруденение не контролирует. В то же время отмечается влияние деформационных структур (синхронных и эпигенетических) на перераспределение рудного вещества под влиянием гидротерм (возможно, вадозных), особенно в ачисайском подтипе. Месторождения каратауского типа известны не только в горах Каратау, но и во многих других районах Средней Азии.

## АБСТРАКТ

The following types of the stratiform deposits of Kazakhstan are described in the article: Karsakpai (Fe), Dzhezkazgan (Cu, Pb, Zn), Atasu (Zn, Pb, Cu, Ba, Fe, Mn), Altai (Cu, Pb, Zn), Karatau (Pb, Zn, Ba). The ores are represented by the impregnated-bedded lodes, lenses, rarely by veins and bodies of the other shape formed by sedimentation, diagenesis and metasomatism. The multistage character of ore formation caused their complex mineral composition.

Ore formation took place during the various Precambrian and Phanerozoic metallogenic epochs. It usually occurred in the early stages of the mobile zone development or during activation, often with the basaltoid volcanism. Later the ore bodies and ores were affected by the transformations – deformations, metamorphism, partial regeneration.

The stratiform deposits of Kazakhstan are of great importance, the ores are multicomponent, in addition the main elements they contain a number of accessories.

## ЛИТЕРАТУРА

- Большой Джезказган. Геология и металлогения. Труды научной сессии под ред. К.И. Сатпаева. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961.
- Генезис эндогенных рудных месторождений. "Недра", 1968.
- Геология и металлогения Успенской тектонической зоны (Центральный Казахстан). Т. 1-6. Алма-Ата, "Наука", 1967-1969.
- Рудные месторождения СССР. Т. 1-3. "Недра", 1974.
- Шерба Г.Н. Месторождения атасуйского типа в Казахстане. – В кн.: Эндогенные рудные месторождения. "Наука", 1968.
- Юшко С.А. Минералогия свинцово-цинковых стратиформных месторождений Южного Казахстана. "Недра", 1969.
- Geology of Australian ore deposits. Sec. Edition, Parkville, 1970.
- Ore deposits of the United States, 1933-1967. The Graton-Sales N.Y., 1968.
- Shcherba G.N. The stratiform deposits of Kazakhstan. – Soc. Mining. Geol. Japan., 1971, Spec. issue 3.
- Smirnov V.I., Kazanski V.I. Ore-bearing tectonic structures of geosynclines and activated platforms in the territory of the USSR. – Z. Deutsch. Geol. Ges., 1973, 124, N 1.

А. Д. ЩЕГЛОВ

## СТРАТИФОРМНЫЕ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОСТОЧНЫХ РАЙОНОВ СССР

В последние годы в Советском Союзе в районах, расположенных восточнее р. Енисей, выявлены месторождения свинца и цинка различных генетических типов и возраста, представленные пластообразными залежами полиметаллических руд. Среди таких свинцово-

цинковых месторождений наиболее контрастно выделяются следующие две крупные группы: а) осадочно-гидротермальные месторождения колчеданного типа, связанные с осадочными и осадочно-вулканогенными толщами разновозрастных геосинклинальных прогибов; б) гидротермальные (телетермальные) месторождения, приуроченные к карбонатным толщам палеозоя в зонах обрамления древних щитов и на срединных массивах.

### **Осадочно-гидротермальные месторождения колчеданного типа**

Эта группа месторождений охватывает рудные образования, различные по возрасту, геологическим условиям залегания и связям с вмещающими рудоносными формациями, которые формируются в сходных тектонических условиях на ранних стадиях развития геосинклиналей, будучи приуроченными к их троговым частям и зонам долгоживущих разломов. Для этих месторождений характерен осадочно-гидротермальный генезис, а также сходный минеральный состав.

Среди таких месторождений по возрасту и их связям с вмещающими рудоносными формациями выделяются следующие три группы: 1) месторождения, связанные с осадочными и осадочно-вулканогенными толщами верхнего протерозоя в обрамлении Сибирской платформы (Горевское, Холоднинское); 2) месторождения, приуроченные к осадочно-вулканогенным толщам кембрийских геосинклинальных трогов Западного Забайкалья и Тувы (Озерное, Таштыкское); 3) месторождения, локализующиеся в геосинклинальных сланцевых толщах мезозоя Верхоянья (Хотойдохское).

Месторождения первой группы, типичными представителями которых являются Горевское месторождение в Енисейском кряже и Холоднинское в Северном Прибайкалье, приурочены к докембрийским (верхнепротерозойским) сильно метаморфизованным породам, совместно с которыми значительно изменены и рудные залежи, образующие, как правило, крупные пластообразные, осложненные разрывами тела перекристаллизованных колчеданных руд (Смирнов, Горжевский; см. кн.: Рудные месторождения, т. 2, 1974).

Рудные тела Горевского месторождения залегают среди ритмично-полосчатых известняков с прослоями кварц-серицит-известковистых и кварц-хлорит-известковистых сланцев, образующих крупную синклинальную складку. Главные рудные тела локализируются в зонах изоклинальной складчатости и контролируются элементами как складчатых, так и разрывных структур; они имеют различную мощность и простираются и располагаются обычно кулисообразно. По вертикали руды на южном фланге месторождения прослеживаются на 1200 м, при этом мощность отдельных рудных тел колеблется от 20 до 150 м. Руды Горевского месторождения характеризуются своеобразным полосчатым строением, обусловленным чередованием полос различного минерального состава; иногда такие полосы ос-

ложнены фестончатой гофрировкой. Главные рудные минералы месторождения — галенит, сфалерит и пирротин при подчиненном значении других сульфидов. В рудных телах устанавливается увеличение с глубиной содержания свинца при уменьшении концентрации цинка.

Холоднинское месторождение расположено у северных берегов оз. Байкал. Оно локализуется среди верхнепротерозойских осадочно-метаморфических пород, среди которых устанавливаются гранат-кварц-графит-слюдистые, ставролит-гранатовые и другие сланцы с прослоями амфиболитов, песчаников и кварцитов. Рудные зоны месторождения приурочены к трем ранним стратиграфическим горизонтам и имеют в общем случае согласное с вмещающими породами залегание. По простиранию рудные зоны прослеживаются на несколько километров; в их пределах устанавливаются тела богатых колчеданных руд, мощность которых в отдельных пересечениях достигает 20–30 м. Рудные тела вместе с вмещающими породами смяты в складки и метаморфизованы, на что указывают широко развитые явления деформации кристаллов пирита и его замещение пирротинном, а также процессы перекристаллизации и регенерации полиметаллических руд.

Вторая группа колчеданных стратиформных месторождений представлена рудными образованиями, связанными с осадочно-вулканогенными толщами кембрия, которые проявляются в пределах раннепалеозойских (каледонских) эвгеосинклинальных прогибов Восточной Тувы и Западного Забайкалья. Среди этих месторождений наиболее представительными являются Озерное (Западное Забайкалье) и Таштыгское (Тува), причем Озерное месторождение изучено наиболее детально и может служить эталоном месторождений данной группы. Это месторождение приурочено к нижнекембрийским осадочно-вулканогенным отложениям, которые образуют крупную синклинальную складку, окруженную со всех сторон более молодыми гранитоидами.

Осадочно-вулканогенные образования нижнего кембрия состоят из двух подсвет: нижней, характеризующейся преобладанием туфогенных и туффитовых отложений с подчиненным значением карбонатных пород, и верхней вулканогенно-осадочной с широким развитием рифогенных известняков, известняковых брекчий и туфогенно-карбонатных пород. К верхней подсвете приурочено Озерное месторождение. По данным Э.Г. Дистанова, К.Р. Ковалева и Р.С. Тарасовой (1972), оно представляет собой серию многоярусных пластовых залежей массивных и вкрапленных колчеданно-полиметаллических руд, образование которых происходило одновременно с осадочно-вулканогенными отложениями нижнего кембрия в результате проникновения рудоносных терм в водную среду и формирования в ней рудных минералов. На месторождении выявлено более десяти стратифицированных залежей, нижняя из которых вскрыта скважинами на глубине 1300 м от поверхности.

Одним из характерных и специфических признаков месторождения являются текстурно-структурные особенности руд, указываю-

щие на гидротермально-осадочное образование. В них широко распространены колломорфные структуры при развитии слоистых, косо-слоистых, ленточных, подводно-оползневых, будинажных и других текстур, указывающих на первично-осадочный характер руд и возникновение в них атектонических деформаций.

Изучение Озерного колчеданного месторождения различными исследователями (Кормилицын, 1968; Дистанов и др., 1972) показало, что это месторождение по особенностям проявления минерализации — в виде многоярусных стратифицированных залежей среди осадочно-вулканогенных пород, наличием ясно выраженных первичных структур и текстур, свидетельствующих о гидротермально-осадочном его генезисе, резко отличается от других месторождений сходного типа.

Третья группа стратиформных месторождений представлена еще очень плохо изученными колчеданными залежами, залегающими среди мезозойских сланцевых толщ Верхоянья — Хотойдохское месторождение. Это месторождение локализуется в юрских глинистых сланцах, переслаивающихся с липаритами, их туфами и туфопесчаниками. Рудные тела образуют крупные пластообразные линзы полосчатых галенит-сфалеритовых руд, некоторые из них достигают длины 700 м при мощности 10–15 м. Для руд месторождения характерны линейно-полосчатые текстуры с признаками косой слоистости.

Таким образом, в восточных районах Советского Союза среди стратиформных осадочно-гидротермальных месторождений колчеданного типа выделяются три различные группы, которые близки между собой по главным генетическим особенностям и прежде всего по образованию в условиях излияния рудоносных терм в водную среду геосинклинальных бассейнов. Это положение справедливо и для стратиформных метаморфизованных месторождений докембрийского возраста, хотя для наиболее древних из них (Горевского) возможна и иная трактовка генезиса.

### **Гидротермальные (телетермальные) месторождения в карбонатных толщах обрамления древних щитов и на срединных массивах**

Месторождения этой группы открыты в восточных районах Советского Союза в самые последние годы, и их изучение еще только начинается. В данную группу входят типичные телетермальные месторождения, приуроченные к доломитизированным карбонатным слабоскладчатым породам верхнего протерозоя и палеозоя, в пределах которых рудные тела локализуются в узких, но протяженных стратифицированных горизонтах, прослеживающихся обычно на несколько километров. Подобные месторождения и рудопроявления известны в Юго-Восточной Якутии в обрамлении Алданского щита, а также на периферии Анабарского щита и Енисейского кряжа. Сходные мес-

торожения открыты в палеозойских субплатформенных карбонатных толщах Колымского массива (Урультунское месторождение) и доломитизированных протерозойских известняках Прибайкалья (Таборное и др.). Для некоторых из таких месторождений характерны: тесная связь галенита и сфалерита с флюоритом (Таборное, Урультунское), реликты колломорфного строения минеральных агрегатов, интенсивно проявляющиеся процессы дорудной доломитизации.

Наиболее полно в настоящее время изучено месторождение Сардава, пластообразные рудные тела которого локализуются среди известняков и доломитов венда и нижнего кембрия (Горбунов и др., 1972). В пределах продуктивного горизонта, мощность которого достигает 70 м, выделяются согласные тела вкрапленных и массивных руд. Их появление сопровождается интенсивной доломитизацией известняков и проявлением секущих и согласных доломитовых, кальцитовых и реже баритовых прожилков и жил. Мощность пластообразных тел вкрапленных руд 10–15 м; по простиранию они прослеживаются до первых километров. Среди вкрапленных руд встречаются массивные свинцово-цинковые руды, также образующие согласные пластообразные залежи протяженностью от десятков до первых сотен метров и мощностью до 10 м. Массивные руды, в которых обычно сфалерит преобладает над галенитом, характеризуются своеобразной полосчатой текстурой бурундучного типа, представляющей собой чередование полос сфалерита, реже – галенита с полосами карбонатов.

На месторождении и в его районе чрезвычайно интенсивно проявились процессы дорудной доломитизации, которые прослеживаются в пределах узкого горизонта кембрийских пород более чем на 10 км.

Другое месторождение – Урультунское локализуется среди полого залегающих известняков верхнего девона – нижнего карбона на юге Колымского срединного массива. Оно представлено крупными стратиформными телами сфалерит-галенитовых руд с флюоритом, которые залегают среди брекчированных доломитизированных известняков. Месторождение изучено недостаточно; в пределах главной рудной зоны в настоящее время выделяются семь рудных тел, особенностью минерального состава которых является тесная ассоциация галенита с плавиковым шпатом. Протяженность рудных тел от 150 до 3500 м, мощность 1–6 м. К Урультунскому месторождению по ряду особенностей очень близко месторождение Таборное, расположенное на западном берегу оз. Байкал (Кормилицын, 1968). Это месторождение приурочено к битуминозным известнякам верхнего протерозоя, в пределах которых выявлены четыре пластообразные рудные залежи мощностью в несколько метров и протяженностью более 800 м. Руды состоят из сфалерита, флюорита, галенита, кварца и кальцита, причем плавиковый шпат в некоторых телах составляет 40% рудной массы. Для рудных образований данного месторождения характерны полосчатые текстуры, возникающие при чередовании полос флюорита и рудных минералов.

В Западном Прибайкалье сходная минерализация устанавливается в отложениях нижнего кембрия и ордовика, что позволяет считать возраст стратиформного полиметаллического оруденения не древнее раннего палеозоя (Кормилицын, 1968).

Кроме указанных месторождений, стратифицированные залежи бедных сфалерит-галенитовых руд в карбонатных породах нижнего палеозоя известны в восточном обрамлении Енисейского кряжа и на юго-востоке Анабарского шита. На наиболее крупном Тычанском рудопроявлении, расположенном восточнее Енисейского кряжа, полиметаллическое оруденение приурочено к доломитам ордовика, где локализуется в двух оруденелых горизонтах, образуя в их пределах линзовидные пластообразные тела.

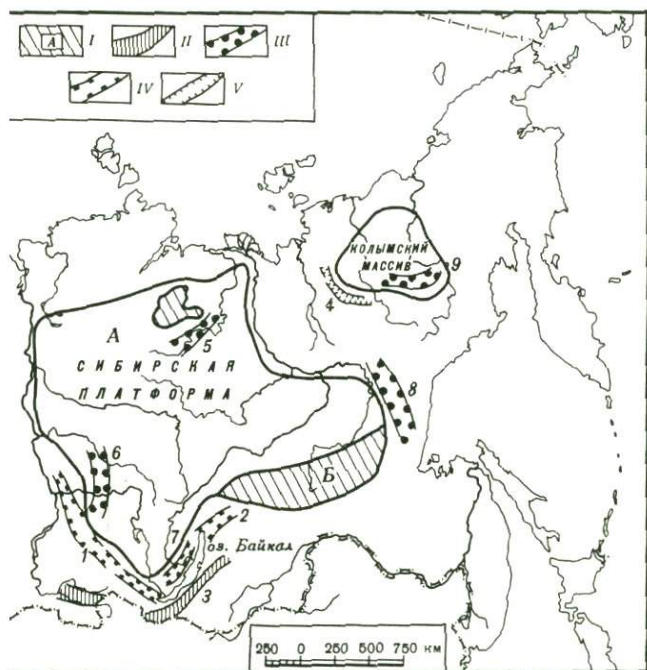
Кратко рассмотренные стратиформные месторождения телетермального типа обладают рядом общих особенностей. Для них характерны локализация в карбонатных, обычно слабо дислоцированных породах в связи с интенсивным проявлением процессов гидротермальной доломитизации; приуроченность к узким, хорошо прослеживаемым стратифицированным горизонтам; отсутствие связей с разновозрастными магматическими породами; простой минеральный состав и в некоторых случаях тесная ассоциация галенита и сфалерита с плавиковым шпатом; наложенное на вмещающие породы оруденение и отсутствие метаморфизма руд.

### **Главные особенности размещения месторождений в пространстве и во времени**

Стратиформные месторождения восточных районов СССР имеют различный возраст; для осадочно-гидротермальных месторождений колчеданного типа в настоящее время устанавливаются три эпохи их образования: позднпротерозойская, раннекембрийская и юрская. Особенно важно установление на территории Советского Союза позднпротерозойских стратиформных месторождений свинца и цинка (Горевское и Холоднинское). Известно, что именно в эту эпоху в других регионах мира возникают крупные промышленные концентрации полиметаллических руд. Поэтому с открытием в Советском Союзе свинцово-цинковых докембрийских месторождений значительно расширяются общие перспективы восточных районов нашей страны на выявление метаморфизованных полиметаллических месторождений в протерозойских толщах. Большой интерес представляет изучение стратиформных колчеданных месторождений в раннегеосинклинальных осадочно-вулканогенных формациях нижнего кембрия Забайкалья и Тувы, а также рудоносности аналогичных формаций этого возраста в других регионах. С новых позиций в настоящее время следует подходить к оценке рудоносности мезозойских сланцевых комплексов Верхоянья, Забайкалья и других регионов, где открытие стратиформных осадочно-гидротермальных месторождений является конкретной задачей поисковых работ.

нительно возраста гидротермальных месторождений свинца телетермального типа пока не существует единого мнения. Но устанавливается, что они являются более молодыми, чем их породы верхнего протерозоя и палеозоя. Не исключено, что некоторые из месторождений имеют мезозойский возраст (А, Таборное), однако это не подтверждено надежным факт-материалом.

Стратиформных свинцово-цинковых месторождений восточных Советского Союза характерна локализация в крупных регионально-рудноносных структурах типа рудных поясов (см. рисунок).



расположения рудных поясов и зон со стратиформными месторождениями свинца и цинка в восточных районах СССР (иты Сибирской платформы (А - Анабарский, Б - Алдан-удные пояса со стратифицированными месторождениями и влениями: II - колчеданные осадочно-гидротермальные места в осадочно-вулканогенных толщах верхнего протерозоя ия Сибирской платформы (1 - Енисейский, 2 - Северольский); III - колчеданные осадочно-гидротермальные места в связи с осадочно-вулканогенными толщами нижнего (3 - Забайкальский); IV - колчеданные осадочно-гидротермальные месторождения в мезозойских сланцевых толщах Верхоянский); V - гидротермальные месторождения тельного типа (5 - Анабарский, 6 - Ангарский, 7 - Прибайкальский, 8 - Майский, 9 - Колымский)

Такие структуры выделяются в Енисейском кряже, где месторождения и рудопроявления свинца, цинка и меди образуют рудный пояс, протягивающийся в западной части кряжа более чем на 450 км от Ангары до Подкаменной Тунгуски и имеющей ширину около 60 км (Шерман и др., 1972). Этот полиметаллический пояс приурочен к верхнепротерозойским геосинклинальным вулканогенно-осадочным толщам, в пределах которых известны многочисленные рудопроявления колчеданных руд. Другой рудный пояс с полиметаллическими стратиформными месторождениями колчеданного типа намечается в Северном Прибайкалье, где он протягивается в северо-восточном направлении согласно простиранию протерозойских осадочно-вулканогенных толщ.

Известно, что осадочно-вулканогенные комплексы протерозоя отчетливо обрамляют с юга Сибирскую платформу. Установленная их рудоносность позволила В.С. Кормилицыну (1968) поставить вопрос о существовании рудного Енисейско-Байкальского полиметаллического пояса, протягивающегося по территории Сибирской платформы от Енисейского кряжа до Северного Прибайкалья и по контурам совпадающего с полями развития осадочно-вулканогенных формаций верхнего протерозоя.

Следующий рудный пояс намечается в районах Восточной Тувы и Западного Забайкалья; он фиксируется развитием нижнекембрийских осадочно-вулканогенных образований и приуроченных к ним колчеданных полиметаллических месторождений и рудопроявлений типа Озерного.

Особое положение занимают гидротермальные стратиформные месторождения телетермального типа в карбонатных породах. Большинство таких рудопроявлений и месторождений расположены в специфической тектонической обстановке, в обрамлении жестких консолидированных структур, испытавших тектоно-магматическую активизацию. Именно в такой структурной позиции находятся месторождения на востоке Алданского щита (Сардана и др.), восточном обрамлении Енисейского кряжа и юге Анабарского щита. Сходное положение занимают и свинцово-цинково-флюоритовые месторождения Западного Прибайкалья, проявляющиеся в обрамлении мезозойской области активизации Западного Забайкалья.

Такое структурное положение телетермальных стратиформных месторождений на периферии областей активизации устанавливается во многих других регионах мира и позволяет предполагать, что эти месторождения связаны с процессами автономной тектоно-магматической активизации и являются их своеобразным отражением (Шелов, 1968). В обрамлении областей автономной тектоно-магматической активизации стратиформные полиметаллические месторождения в карбонатных породах образуют крупные рудные зоны и пояса, аналоги которых известны на востоке Алданского щита (Майский рудный пояс с месторождением Сардана) и в Прибайкалье (Прибайкальский рудный пояс с месторождением Таборное).

## Заключение

На территории восточных районов Советского Союза в последние годы выявлены различные типы стратиформных свинцово-цинковых месторождений, имеющих разный возраст и генезис. Они образуют две контрастные группы: осадочно-гидротермальных колчеданных и гидротермальных месторождений телетермального типа.

Открытие и изучение таких месторождений представляет значительный научный и практический интерес, позволяет наметить определенные новые закономерности размещения месторождений в пространстве и во времени, а также установить особенности их генезиса, свидетельствующие в совокупности о том, что стратиформные свинцово-цинковые месторождения являются для восточных районов СССР характерными рудными образованиями. Эти месторождения сходны с известными крупными месторождениями за рубежом. Протерозойские месторождения в нашей стране близки по некоторым особенностям к разновозрастным месторождениям Австралии (Брокен-Хилл) и Канады (Салливан). Месторождения, ассоциирующие с кембрийскими осадочно-вулканогенными комплексами, сходны с месторождениями Энвилл (Канада) и Раммельсберг (ФРГ). Гидротермальные стратиформные месторождения телетермального типа по ряду геологических и генетических признаков близки известным месторождениям Пайн-Пойнт (Канада), Силезии (Польша) и штатов Миссури и Миссисипи (США).

Изучение открытых в восточных районах Советского Союза стратиформных месторождений свинца и цинка практически только начинается, однако уже известный фактический материал указывает на полигенность и полихронность их образования в существенно различных тектонических обстановках.

## АБСТРАКТ

In recent years in the eastern regions of the Soviet Union stratiform lead and zinc deposits of various genetic types and ages were discovered. Among them there are two most prominent groups, such as:

(a) pyrite sedimentary hydrothermal deposits formed at the early stages of development of geosynclines having various ages:

— deposits associated with Upper Proterozoic sedimentary and sedimentary-volcanic formations along the margins of the Siberian platform (Gorevskoye, Kholodninskoye). The analogues of these deposits in other countries are represented by Broken Hill (Australia) and Sullivan (Canada).

— deposits associated with Cambrian sedimentary-volcanic formations of geosynclinal troughs of western Transbaikalia and Tuva (Ozernoye, Tachtigskoye). They are similar to the Annville deposit (Canada) and Rammelsberg (FRG);

— deposits occurred in Mesozoic geosynclinal shale formations of Verkhoyane (Khodoydokhskeye).

(b) Hydrothermal, typically telethermal deposits confined to Paleozoic dolomitized carbonate rocks as narrow elongated ore bodies which are clearly marked by the position of persistent stratified horizons (Sardana, Urultunskoye). These deposits are characteristically localized along the margins of areas which have undergone tectonic-magmatic activation within the Aldansky and Anabarsky shields as well as the Eniseisky ridge. Similar deposits are known to occur in Devonian subcontinental carbonate formations of Kolymsky massif. They are similar to deposits of Silesia (Poland), Missouri valley (USA) and Pine Point (Canada).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Горбунов А.И., Иноземцев И.Н., Старников А.И. Свинцово-цинковое оруденение силезского типа в кембрийских отложениях Восточного Алдана. - Разведка и охрана недр, 1972, № 5.
- Горжевский Д.И., Козеренко В.Н. О происхождении стратиформных свинцово-цинковых месторождений. - Сов. геология, 1971, № 7.
- Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р., Тарасова Р.С. Геологическое строение и генезис Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения (Западное Забайкалье). - Геол. рудн. месторожд., 1972, № 2.
- Кормилицын В.С. Новые полиметаллические рудные районы в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы. - Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1968, 155.
- Рудные месторождения. Т. 2. "Недра", 1974.
- Смирнов В.И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений. - В кн.: Рудные месторождения. Т. 2. "Недра", 1974.
- Шерман М.Л., Аладышкин А.С., Иванкин П.Ф., Корнев Т.Я. Перспективы расширения сырьевой базы полиметаллических руд в Енисейском крае. - Разведка и охрана недр, 1972, № 5.
- Шобогоров П.И., Шыреннов Д.Ц., Бушуев В.П. О новой колчеданно-полиметаллической провинции в Северо-Байкальском нагорье. - Разведка и охрана недр, 1971, № 3.
- Шеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. "Недра" 1968.

Г. А. ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ, В. И. БУАДЗЕ

### **СТРАТИФОРМНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ, СВЯЗАННЫЕ С ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫМ ВУЛКАНИЗМОМ (на примере Кавказа)**

В данной статье освещается опыт сравнительной характеристики различных типов месторождений колчеданной формации, изученных авторами на Кавказе, с различной детальностью обследованных в ряде других районов СССР и зарубежных стран, а также известных им по литературным данным.

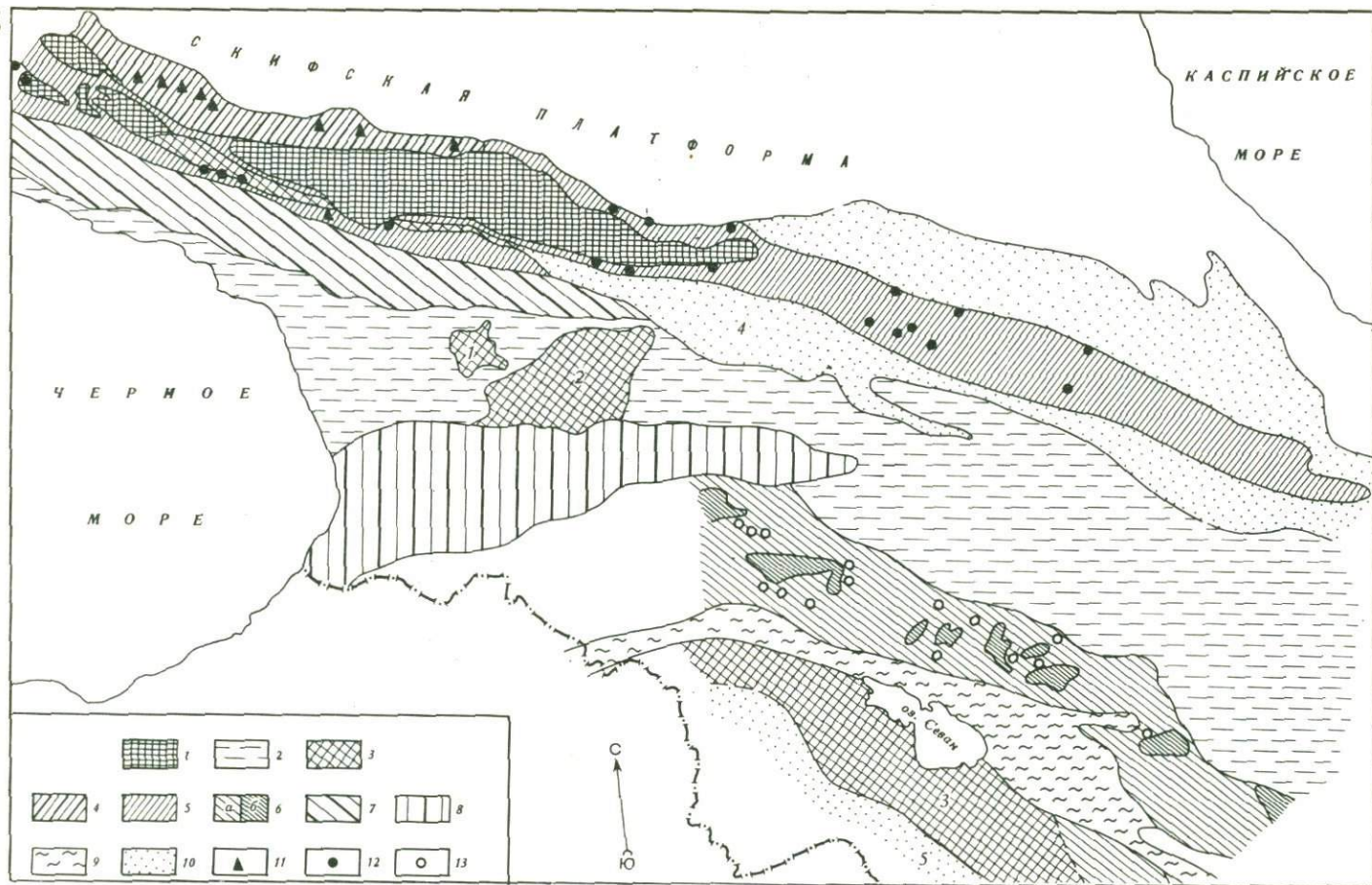
К колчеданной рудной формации принято относить месторождения, возникающие на ранних стадиях развития геосинклинальных зон,

руды которых в значительной части (60–90%) состоят из сульфидов. При столь общем определении эта формация включает месторождения серного колчедана, меди, свинца и цинка, отличающиеся друг от друга составом, морфологией, характером вмещающих пород и их гидротермальных изменений, а следовательно, и генезисом. В качестве главных членов колчеданной формации предлагается различать месторождения трех типов: 1) собственно колчеданные и медно-цинковые в вулканогенных породах; 2) колчеданно-полиметаллические и сопутствующие им медно-пирротиновые в глинистых сланцах; 3) медные и полиметаллические с сопутствующими им месторождениями барита, марганца, алунита и пирофиллита в вулканогенных породах (тип Куроко). Ниже приведена краткая характеристика месторождений каждого из выделенных типов.

Колчеданные месторождения медного и медно-цинкового состава развиты в герцинской эвгеосинклинальной зоне Передового хребта Северного Кавказа. Зона эта представляет собой блок палеозойских пород, вытянутый с северо-запада на юго-восток на 270 км при ширине до 40 км и ограниченный глубинными разломами (рис. 1). Она сложена тремя мощными комплексами пород: кристаллическими сланцами фундамента предположительно докембрийского возраста, среднепалеозойскими эвгеосинклинальными осадками и верхнепалеозойскими орогенными накоплениями. Выше следуют мезозойские отложения платформенного чехла.

В зоне Передового хребта по формационной принадлежности вулканогенно-осадочных пород, их мощности, интенсивности складчатости и степени метаморфизма выделяются пять девонских (Картджуртская, Урупо-Кубанская, Бескесско-Марухская, Уруштено-Ацгаринская и Бамбакская) и одна наложенная нижнекарбоневая (Марух-Зеленчукская) структурно-формационные подзоны. Наиболее значительные колчеданные месторождения расположены в Картджуртской (Худес), Урупо-Кубанской (Уруп, Власничиха, Скалистое, Даут) и Бескесско-Марухской (Бескес, Быковское) подзонах. От осевой зоны прогиба Передового хребта (Бескесско-Марухская подзона) к периферии уменьшается степень метаморфизма вмещающих пород и месторождений. Колчеданные залежи покоятся на интенсивно гидротермально переработанных вулканогенных породах, тогда как в перекрывающих неизмененных осадках содержатся рудные обломки. Это обстоятельство, наряду со многими другими фактами, служит основанием для отнесения главных колчеданных месторождений Северного Кавказа к вулканогенно-осадочному типу, как это впервые установил В.И. Смирнов (Смирнов, Гончарова, 1960; см. Смирнов в кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений, 1968), а в дальнейшем подтвердили своими исследованиями Н.С. Скрипченко (1966), В.И. Буадзе (1971), И.А. Богущ, Н.А. Савченко (1971) и другие.

В девонской вулканогенно-осадочной толще выделяются три свиты (снизу вверх): 1) терригенная филлитизированных глинистых сланцев, 2) лавовая с подчиненными пирокластитами, 3) туфогенно-



осадочная. Месторождения локализованы в лавовой свите (Скалистое, Власничиха, Бескес, Быковское, Худес) либо в ее кровле на границе с перекрывающей туфогенно-осадочной свитой (Уруп, Даут). Первые из них обладают сравнительно простым составом. Они представлены компактными телами сплошных руд, залегающими на кварц-серицитовых синвулканических метасоматитах (Скрипченко, 1966). Изотопный состав серы в рудах этих месторождений исключительно однороден (рис. 2), причем значения  $\delta S^{34}$  незначительно отклоняются от метеоритного. Рассматриваемые рудные тела сформировались до возникновения пород кровли, по-видимому, в результате быстрого отложения сульфидных руд на дне бассейна и их последующего захоронения осадками.

Урупское месторождение, относящееся ко второй группе, представлено пластообразной залежью серно-, медно-колчеданных и медно-цинково-колчеданных руд, которые подстилаются синвулканическими кварц-серицитовыми метасоматитами. В кровле расположены кремнисто-колчеданные руды, переходящие на флангах в кремнисто-сульфидно-гематитовые слоистые образования. В породах подошвы устанавливаются сульфиды с разбросом значений  $\delta S^{34}$  от +2,4 до +19,6‰ ( $\delta S_{\text{ср}}^{34} = +8,14\%$ , см. рис. 2). Температурные условия кристаллизации этих сульфидов (240–300 °С; Смирнов, 1973) могли обеспечить восстановление  $H_2S$  из сульфатных морских вод. В сплошных колчеданных рудах изотопный состав серы гомогенный. Спектр значений  $\delta S^{34}$  лежит в пределах от +1,5 до +6,3‰, что отражает состав суммарной серы рудообразующей системы.

Помимо вулканогенно-осадочных, здесь известны небольшие гидротермально-метасоматические месторождения (Скалистое и Даутское). Значение  $\delta S^{34}$  их сульфидов находятся в узком интервале от +3,5 до +6‰, что свидетельствует о двух источниках серы – магматогенном и морском – сульфатном.

Рис. 1. Схема размещения стратиформных месторождений цветных металлов Кавказа

1 – выход на поверхность кристаллического фундамента Центрального Кавказа; 2 – Закавказский срединный массив; 3 – зоны поднятий срединных массивов (1 – Окрибская, 2 – Дзирульская, 3 – Мисхано-Зангезурская); 4–6 – рудоносные территории: 4 – зона Передового хребта Северного Кавказа, 5 – Приводораздельная зона Большого Кавказа, 6 – Сомхето-Кафанская зона Малого Кавказа (а – подзоны погружения, б – подзоны поднятия); 7 – Гагринско-Джавская зона; 8 – Аджаро-Триалетская зона; 9 – Севано-Акеринская офиолитовая зона; 10 – миогеосинклинали (4 – Рача-Трианетская, 5 – Приараксинская); 11–13 – стратиформные месторождения: 11 – медно-цинково-колчеданные, 12 – колчеданно-полиметаллические и медно-пирротиновые, 13 – типа Куроко

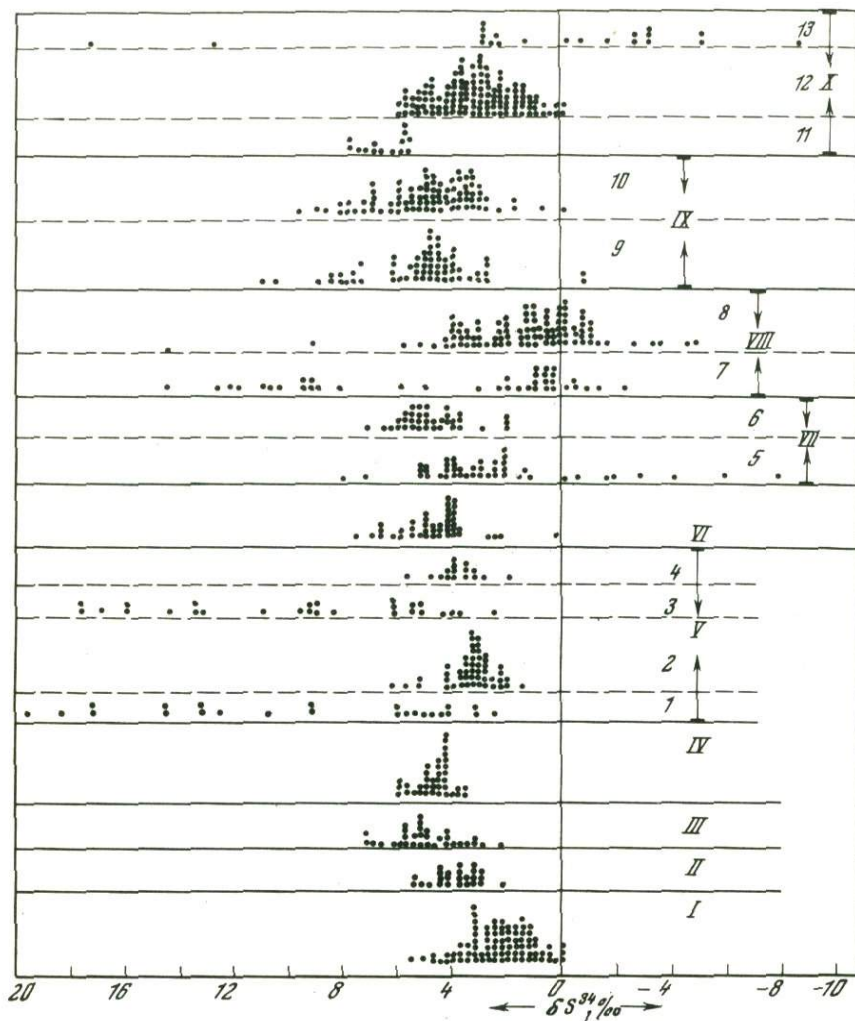


Рис. 2. Изотопный состав серы рудослагающих сульфидов  
 Месторождения: I - Худеское; II - Бескесское; III - Быковское; IV - Скалистое; V - Урупское (1 - сульфиды из подрудных кварц-серцитовых метасоматитов, 2 - залежь сплошных колчеданных руд, 3 - кремнисто-колчеданные руды центральной части кровли залежи, 4 - кремнисто-сульфидно-гематитовые руды флангов залежи); VI - Даутское; VII - Филизчайское (5 - фоновая залежь слоистых колчеданно-полиметаллических руд, 6 - наложенная пирротиновая минерализация); VIII - Кизил-Дерейское (7 - фоновая залежь пиритовых руд, 8 - наложенная медно-пирротин-полиметаллическая минерализация); IX - Адаггейское (9 - фоновая залежь сплошных пиритовых руд, 10 - наложенная медно-пирротин-полиметаллическая минерализация); X - Маднеули-Цителисопельское (11 - синхронная с окварцеванием пиритизация, 12 - медноколчеданные руды, 13 - барит-полиметаллические руды)

Зона Передового хребта принадлежит к типичным вулканогенным эвгеосинклиналям, испытавшим полное развитие в течение герцинского цикла. При этом все главные геологические события, определившие металлогеническую специфику зоны, относятся к раннегеосинклинальной стадии развития. Данная зона, как и многочисленные ее аналоги, известные во всех рудных провинциях базальтоидного профиля, представляет собой первичный геосинклинальный прогиб, возникший на активной окраине континента (островная дуга). В зонах этого типа фундамент представлен реликтами древних метаморфитов либо отсутствует вообще. Примеры первичных вулканогенных эвгеосинклиналей с типичными для них серно-медно-цинково-колчеданными месторождениями достаточно многочисленны от архейских до альпийских включительно.

Колчеданно-полиметаллические месторождения и сопутствующие им медно-пирротиновые широко распространены в Приводораздельной зоне Большого Кавказа. Зона эта выделена относительно недавно (Колчеданные месторождения..., 1973) в рамках центрального прогиба киммерийской геосинклинали. Длина зоны 700 км, ширина 30–60 км. На севере и юге от глыбовых структур она отделена глубинными разломами (см. рис. 1). В пределах Приводораздельной зоны фундамент представлен редкими реликтами докембрийских кристаллических сланцев, развитых по вулканогенно-осадочным породам, и палеозойских амфиболитов. На большей же ее части фундамент глубоко погружен и в значительной степени переработан. Слагающие зону нижнеюрские аргиллиты, алевролиты и песчаники, переслаивающиеся с горизонтальными вулканогенными породами спилит-диабазовой формации, имеют мощность 6–11 км и интенсивно дислоцированы. Развитие киммерийской геосинклинали Большого Кавказа сопровождалось консолидационной складчатостью (Ажгирей, 1960). В батское время погружение сменилось поднятием и складчатостью. В неогене и антропогене контрастные тектонические движения обусловили разламывание всего сооружения вдоль разломов. Наиболее значителен Главный Кавказский разлом, заложенный в начале мезозоя и определившей конфигурацию Приводораздельной зоны.

Среди многочисленных рудопроявлений и единичных месторождений рассматриваемой зоны выделяются серноколчеданная, колчеданно-полиметаллическая, медно-пирротиновая, кварц-халькопиритовая и кварц-кальцит-полиметаллическая, а местами и скарново-медная рудные формации. По морфологии различаются пласто-, линзо-, штоко- и жилообразные рудные тела. Месторождения слагают пласто- и линзообразные залежи колчеданно-полиметаллических (Филизчай), серноколчеданных и медно-пирротин-полиметаллических (Кизил-Дере, Кацдаг, Адагге), серноколчеданных и кварц-полиметаллических (Жатех) руд. Полиформационность месторождений при разновозрастности отдельных рудных формаций позволяет их отнести к типу полигенных (Твалчрелидзе, Буадзе, 1972).

Рассматриваемые месторождения размещены в пределах горизонтов тоарского и ааленского возраста, в подстилающих толщах

которых либо на продолжении их по простиранию развиты вулканогенно-осадочные накопления. В региональном плане рудоносные площади соответствуют участкам распространения эффузивных образований, их субвулканических аналогов либо более поздних интрузивных тел. Рудоносные горизонты, сопровождаемые пиритовыми и пирит-сидеритовыми конкрециями, обычно трассируют контакт глинисто-сланцевой (подрудной) и песчано-сланцевой (надрудной) толщ.

Ассоциация с вулканогенными породами, наряду с одинаковой степенью дислоцированности и метаморфизма рудовмещающих пород, магматических образований и рудных тел, а также с общностью районов их развития, позволяет их отнести к осадочно-гидротермальным рудным телам, испытавшим последующее воздействие гидротермальных процессов (Смирнов, 1967).

В соответствии с нашими прежними данными (Твалчрелидзе, Буадзе, 1972) и результатами более поздних исследований установлено, что в процессе рудообразования происходило неоднократное проявление свинцово-цинковой минерализации. Образование месторождений является результатом последовательной смены трех рудообразовательных этапов: начального осадочно-гидротермального, когда возникли серноколчеданные или колчеданно-полиметаллические стратиформные рудные тела, и двух последующих этапов эпигенетического рудообразования – медно-пирротин-полиметаллического и кварц-кальцит-полиметаллического. Нижней возрастной границей эпигенетического оруденения служат байосские дайки диабазов (Дзоценидзе, 1948) и батские дайки гранит-порфиров, контролирующие кварц-кальцит-полиметаллическую минерализацию (Твалчрелидзе, Буадзе, 1972). Верхняя возрастная граница эпигенетических руд пока еще точно не определена.

Предположение об осадочно-гидротермальном происхождении пластообразных месторождений подтверждается результатами изучения изотопного состава сульфидной серы. Узкий диапазон значений  $\delta S^{34}$  (от +2 до +5‰) в слоистых колчеданно-полиметаллических рудах Филизчая (см. рис. 2) свидетельствует о гомогенизации серы рудной массы до ее поступления на дно моря. Последующие диагенетические превращения вследствие быстрого захоронения залежи вызывали лишь незначительные изменения изотопных отношений. Наибольшим разбросом значений  $\delta S^{34}$  характеризуются пиритовые руды Кизил-Дере и Аданге (см. рис. 2), что обусловлено смешиванием серы, восстановленной из морских сульфатов, с ювенильной серой (Буадзе и др., 1973). В эпигенетических рудах унаследованно-стратиформного типа сосредоточена сера, заимствованная из фоновых сульфидов. С высокотемпературными условиями их возникновения связана дальнейшая гомогенизация гетерогенной серы и суживание значений  $\delta S^{34}$  (см. рис. 2).

Таким образом, в Приводораздельной зоне развиты сложные, многоэтапные, полигенные месторождения осадочного и гидротермального происхождения. Их образование связано с геотектоничес-

ким развитием киммерийской сланцевой эвгеосинклинали Большого Кавказа. Последняя заложена в начале юрского периода вдоль зоны долгоживущего глубинного разлома на фундаменте симатического состава. Глубокое его залегание, а местами и отсутствие позволяют отнести зону к первичным эвгеосинклиналям, что подтверждается интенсивными складчатостью и метаморфизмом слагающих ее осадков, магматических пород и рудных тел. Аналогами зон этого типа, по-видимому, служат современные окраинные моря.

Геотектонические зоны со сходной металлогенией в истории формирования земной коры возникали начиная со среднего протерозоя до юрского времени включительно. В их пределах расположены крупные колчеданно-полиметаллические месторождения Австралии (Брокен-Хилл, Маунт-Айза, Макартур Ривер), Канады (Салливан, район Батерст), США (Кер д'Аллен), Центральной Европы (Раммельсберг, Мегген), Африки (Брокен-Хилл), Ирана (Кушк), СССР (Холодненское, Озерное). Анализ существующих литературных данных по этим месторождениям позволяет прийти к выводу о целесообразности выделения рудных районов (и соответственно месторождений) двух подтипов: 1) интенсивно складчатого и метаморфизованного с явными проявлениями рудоносного геосинклиналичного магматизма (Брокен-Хилл, Батерст, Кавказ, Сибирь); 2) умеренно складчатого, приуроченного к стабильным структурам с неглубоким залеганием фундамента и с отсутствием видимого активного вулканизма (Салливан, Кер д'Аллен, Макартур Ривер). Сравнительное изучение отмеченных подтипов весьма перспективно.

Медные и полиметаллические месторождения и сопутствующие им баритовые, железорудные и марганцевые мы считаем целесообразным по аналогии с хорошо изученной неогеновой металлогенией Японских островов именовать типом Куроко (Тацуми и др., 1973). Они широко распространены в складчатой системе Малого Кавказа, характеризующейся мощным мезозойским, кайнозойским и четвертичным магматизмом, проявленным в эффузивной и интрузивной формах (Милановский, Хаин, 1963). Наибольшая концентрация месторождений наблюдается в Сомхето-Кафанской зоне, занимающей северо-восточную часть Малого Кавказа. Она протягивается в виде крупной субширотной дуги на 350 км при ширине 50–80 км (см. рис. 1). Зона представляет собой альпийский прогиб, наложенный на древнее кристаллическое основание. В зоне наблюдается чередование частных прогибов, морфологически выраженных грабен-синклиналиями, с относительными поднятиями. В пределах последних местами обнажены на поверхности метаморфические породы фундамента (Локский и Храмский массивы).

Геосинклиналичные комплексы киммерийского и альпийского структурных этажей залегают в прогибах; в отличие от отложений Большого Кавказа, они слабо дислоцированы, слагая пологие, брахиформные складки, порой имеющие вулканическую природу (кальдеры проседания, вулканические некки, радиальные и кольцевые дайки, разломы и др.). Магматизм прогибов и поднятий отчетливо различ-

ный. В первых из них развиты проявления геосинклинального базальтоидного вулканизма, относящиеся к спилит-диабазовой (юрского возраста) и андезит-дацитовая (верхнемелового возраста) формациям. В пределах вторых сконцентрированы интрузивные дериваты базальтовой магмы габбро-плагиогранит-сиенитовой группы формаций.

В связи с магматизмом выявляются и особенности рудоносности отмеченных контрастных структур. Так, в зонах прогибов развиты многочисленные вулканогенные месторождения меди (Алаверды, Шамлуг, Кедабек, Кафан, Маднеули); свинца и цинка (Ахтала, Маднеули, Шаумян), барита (Човдар, Абульмульк, Башкишлак), гематита (Поладаури, Алабашлы), марганца (Саригюх, Тетри-цкаро, Молла Гасанлы), алунита (Заглик) и пиррофиллита (Дашкесанский район). Все они относятся к юрскому и верхнемеловому возрасту. В поднятиях отмечаются проявления прожилкового медного с молибденом оруденения (Мамула Сопели, Хар Хар и др.). Эта рудная формация относится к плутоногенным месторождениям.

Таким образом, Сомхето-Кафанская зона представляет собой крупный вулканический (вулкано-плутонический) пояс, который как сейчас выясняется (Твалчрелидзе, 1975), далеко выходит за пределы Малого Кавказа как к западу – в Анатолийский Понт, Болгарское и Югославское Среднегорье, так и к юго-востоку – в Центральный Иран и Пакистан. Отличительными особенностями рассматриваемых вулканогенных месторождений являются: 1) приуроченность к зонам вторичных геосинклиналей, наложенных на древнее субплатформенное основание; 2) кратковременное развитие зон в течение геосинклинальных этапов двух тектонических циклов – киммерийского и альпийского; 3) залегание в пределах вулканогенных отложений, испытавших гидротермальное изменение и зеленокаменный метаморфизм; 4) частая приуроченность к палеовулканическим структурам, вследствие чего рудные тела имеют сложную морфологию (штоки, линзы, жилы, пластообразные залежи); 5) пестрый состав рудных тел, главными минералами которых являются пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, гематит, барит, пирроюзит, кварц, кальцит, хлорит, алунит, пиррофиллит, иногда сера, адуляр, серицит и другие.

Отнесение отмеченных месторождений к вулканогенному типу подтверждается отсутствием оруденения в карбонатных породах, перекрывающих рудоносные вулканогенные толщи. Вместе с тем рудные тела преимущественно образовались гидротермально-метасоматическим путем на небольших глубинах от поверхности. В размещении отдельных типов руд установлена вертикальная зональность отложения: колчеданные руды, развитые на глубине, к поверхности сменяются барит-полиметаллическими. Руды обычно цементируют брекчированные монокварциты, в которых содержится пылевидная вкрапленность пирита.

Последовательность возникновения отдельных типов руд подтверждается также результатами изучения изотопного состава серы сульфидов (см. рис. 2). Так, на Маднеульском и Цителиснопельском месторождениях ранние пириты, одновременные с окварцеванием, содержат наиболее тяжелую серу с  $\delta S^{34}$  от +5,5 до +8‰. Вмес-

те с тем в вертикальной последовательности становления медноколчеданных и барит-полиметаллических руд происходит расширение спектра значения  $\delta S^{34}$  (от  $-0,5$  до  $+6\%$  для медноколчеданных и от  $-8,7$  до  $+18\%$  для барит-полиметаллических). Причиной этого надо считать окислительно-восстановительные условия рудообразования, характерные для месторождений малых глубин.

Месторождения типа Куроко известны во многих рудных провинциях постдокембрийского возраста, причем во всех случаях они приурочены к вторичным геосинклиналям, заложенным вдоль разломов на древнем фундаменте.

## Заключение

1. Стратиформные месторождения цветных металлов колчеданной формации возникают в геосинклинальных зонах с различными условиями геотектонического режима, магматизма и осадконакопления.

2. Медноколчеданные и медно-цинково-колчеданные залежи гидротермально-осадочного генезиса формируются в первичных вулканогенных эвгеосинклиналях в результате одноактного процесса.

3. Колчеданно-полиметаллические стратиформные рудные тела осадочно-гидротермального генезиса возникают в эвгеосинклиналях сланцевого типа. В результате последующего эпигенетического рудообразования они частично или полностью редуцируются с образованием комбинированных пластообразных тел.

4. Строение, текстуры и изотопный состав серы согласных пластообразных рудных тел позволяют предполагать, что их возникновение связано с поступлением на дно моря гомогенизированной, гелеподобной, вязкой сульфидной массы, быстро захороненной под надрудными осадками.

5. Колчеданно-барит-полиметаллические вертикально-зональные месторождения образуются во вторичных эвгеосинклинальных зонах в связи с гидротермальной деятельностью поствулканической стадии подводного вулканизма. Поскольку эти месторождения контролируются синвулканическими структурами, они оказываются субстратиформными.

6. Выделенные на Кавказе типы месторождений с присущими им генетическими особенностями убедительно идентифицируются со многими колчеданными провинциями мира.

## АБСТРАКТ

In the Caucasus there are distinguished three types of non-ferrous stratiform deposits which are connected with the basaltoid volcanism of the early geosynclinal stage of development of the different tectonic zones:

(1) pyrite copper-zinc deposits of the Hercynian volcanogenic zone of the Outer range of the northern Caucasus, (2) pyrite-polymetallic deposits of

the Cimmerian shale zone of the Great Caucasus, (3) copper and polymetallic deposits with the accompanying barite, hematite, manganese, alunite and pyrophyllite occurrences of the Somkheto-Kafanian zone of the Minor Caucasus (the Kuroko type). The first two types of pyrite deposits are associated with the primary geosynclinal zones and belong to the complex, polygenous sedimentary-hydrothermal type of deposit. The Kuroko type deposits are developed in the superimposed on the epiplatform secondary geosynclinal zone and represent the volcanogenic, subvolcanic hydrothermal formations. There is the variety of examples of the distinguished types of deposits throughout the world's different-aged ore provinces. While, the first types are met in the formations from Archean to Paleogene, the second ones – from Proterozoic to Jurassic and the third ones – from Cambrian to Miocene.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г.Д. Два генетических типа геосинклинальной складчатости. – Вестник МГУ, серия геол., 1960, № 6.
- Богуш И.А., Савченко Н.А. Ритмично-слоистые руды Власничихинского медноколчеданного месторождения (Северный Кавказ). – Геол. рудн. месторожд., 1971, № 3.
- Буадзе В.И. Структурно-фациальные условия развития зоны Передового хребта Большого Кавказа и особенности локализации колчеданных месторождений. – Труды КИМС, 1971, вып. IX (II).
- Буадзе В.И., Кавиладзе М.Ш., Мелашвили Т.А. Изотопы серы и вопросы генезиса сульфидных залежей месторождения Кизил-Дере (Дагестанская АССР). – Геол. рудн. месторожд., 1973, № 3.
- Генезис эндогенных рудных месторождений. "Недра", 1968.
- Дзюценидзе Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изд-во АН ГрузССР, 1948.
- Колчеданные месторождения Большого Кавказа. "Недра", 1973.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.
- Скрипченко Н.С. Вулканогенно-осадочное рудообразование (на примере колчеданных месторождений Северного Кавказа). "Недра", 1966.
- Смирнов В.И. Соотношение осадочного и гидротермального процессов при формировании колчеданных руд в юрских флишоидах Большого Кавказа. – Докл. АН СССР, 1967, 177, № 1.
- Смирнов В.И. Об особенностях формирования некоторых колчеданных месторождений по данным декрепитации и вариациям изотопов серы слагающих их сульфидов. – В кн.: Геосинклинальные магматические формации и их рудоносность. Труды Ин-та геологии Уралъск. фил. АН СССР, 1973, вып. 102.
- Смирнов В.И., Гончарова Т.Я. Геологические особенности образования колчеданных месторождений западной части Северного Кавказа. – Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 2.
- Тацуми Т., Секине Й., Канехири К. Вулканогенные рудные месторождения и металлогения Японии. – В кн.: Вулканизм и рудообразование. "Мир", 1973.
- Твалчрелидзе Г.А. Сравнительная металлогеническая характеристика медноколчеданных и медно-порфириковых месторождений. – Геол. рудн. месторожд., 1975, № 1.

Твалчрелидзе Г.А., Буадзе В.И. Геологические условия образования медно-пирротиновых и колчеданно-полиметаллических месторождений. - В кн.: Минеральные месторождения. "Наука", 1972.

Твалчрелидзе Г.А., Буадзе В.И. Об источниках рудного вещества в месторождениях колчеданной формации. - В кн.: Проблемы металлогении и рудогенеза. "Наука", КазССР, 1974.

Я. Н. БЕЛЕВЦЕВ, Ю. П. МЕЛЬНИК

## **АККУМУЛЯЦИОННО-БИОГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ФОРМАЦИЙ**

Докембрийские железорудные формации распространены на всех континентах земного шара, с ними ассоциируют многочисленные месторождения бедных и богатых железных руд. Эти месторождения часто обладают большим сходством, они образуют обширные бассейны - Криворожский и Курский в СССР, Месаби в США, Сингхбумский и Бихарский в Индии, Лабрадор в Канаде, Минас-Жираис в Бразилии, Хамерсли в Австралии, Эль-Пао в Венесуэле и др.

Несмотря на значительное число работ, посвященных изучению докембрийских железорудных формаций и обоснованию различных гипотез их происхождения (терригенно-осадочной, вулканогенно-осадочной, биохимической, магматической, метасоматической и даже космической), многие генетические вопросы остаются невыясненными или дискуссионными. К ним относятся: источники и пути переноса железа и кремнезема, формы миграции, причины и условия осаждения, состав осадков и происхождение основных рудных минералов - магнетита и гематита. Указанные проблемы обсуждались на Международном симпозиуме по генезису докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций (Киев, 1970 г.) и обсуждались в специальном выпуске журнала "Economic Geology" (1973, т. 68, № 7).

Для решения проблемы накопления огромных масс железа и кремнезема в докембрии нами применен новый подход к количественной оценке природных процессов при помощи современных геохимических и физико-химических методов, включая экспериментальное моделирование минералообразования, термодинамический анализ минеральных равновесий в широком диапазоне температур и давлений, изучение распределения порообразующих элементов и свободного углерода, а также определение фракционирования стабильных изотопов в железистых породах и минералах.

Типы железорудных формаций. По мнению большинства исследователей, докембрийские железорудные формации мира являются осадочно-метаморфическими. Обычно выделяются два главных типа формаций (Гросс, 1972): первый тип - "Алгома" (верховцевский

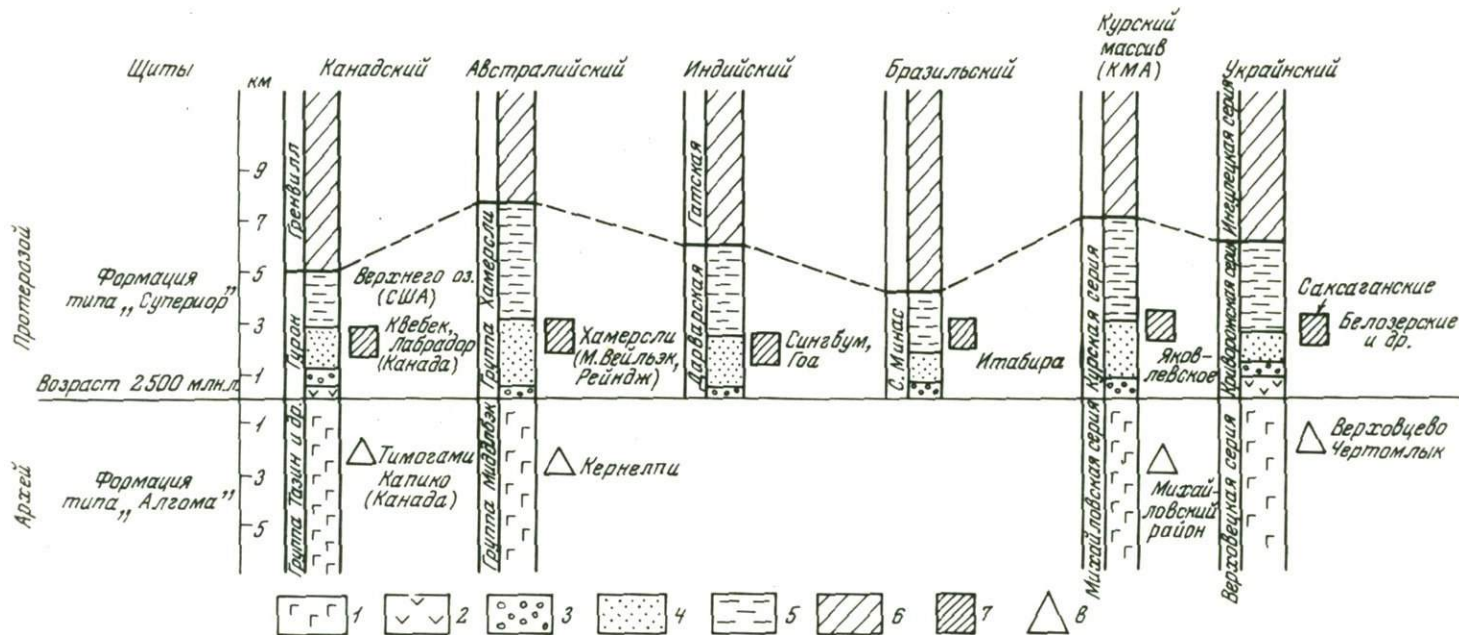


Рис. 1. Распространение различных железорудных формаций в докембрийских щитах

1 - формация типа "Алгома"; 2 - спилит-кератофировая свита, формация типа "Супериор"; 3 - нижняя кластогенная свита; 4 - железорудная свита; 5 - верхняя сланцевая свита; 6 - перекрывающие породы; 7 - примеры месторождений; 8 - примеры районов развития железорудных формаций

в СССР), объединяет формации вулканогенно-осадочного происхождения, образовавшиеся в эвгеосинклинальных поясах, чаще принадлежащих верхнему архею; второй тип - "Верхнего озера" или "Супериор" (криворожский в СССР) - формации хемогенно-осадочного образования, характерные для миевгеосинклинальных поясов нижнего протерозоя (рис. 1). Известны и более детальные классификации железорудных формаций, отражающие количественные соотношения и состав хемогенного, терригенно-осадочного и вулканогенного материала (Семененко и др., 1967; Формозова, 1971).

В месторождениях формации первого типа пласты хемогенных железисто-кремнистых пород подстилаются и перекрываются метаморфизованными эффузивами, переслаивающимися со сланцами и сланцево-песчанистыми породами; протяженность железистых свит сравнительно небольшая; железистые пласты составляют не более 0,1 мощности свит. Собственно железистые горизонты и пачки маломощные, строение их сложное, они часто переслаиваются с вулканогенно-туфовыми и осадочными слоями; форма рудных пластов линзовидная, аутигенная зональность нечеткая, а геохимические особенности железистых пород совпадают с общим геохимическим профилем вулканогенной формации.

Месторождения формации второго типа сложены мощными пластами хемогенных железистых пород (джеспилиты и железистые роговики), ритмично чередующимися с пластами терригенных сланцев, состоящих из биотита, хлорита, кварца, амфиболов и других метаморфических минералов. Железорудная формация типа Верхнего озера подстилается конгломерато-кластогенной и перекрывается мощной сланцево-карбонатной свитами.

Таким образом, в различных типах формаций хемогенные железистые породы ассоциируют либо с терригенными осадками, либо с вулканитами. Генетическая связь железистых пород с вулканизмом могла быть как прямой, так и косвенной.

Строение железистых пластов. В криворожских разрезах каждый железистый горизонт представляет собой микроцикл седиментации, фиксирующий законмерной сменой осадков: алюмосиликатные сланцы - железисто-силикатные сланцы - железистые роговики или джеспилиты - железисто-силикатные роговики - железисто-силикатные сланцы и алюмосиликатные сланцы. Центральная часть сланцевого горизонта обычно сложена алюмосиликатными сланцами, а центральная часть железистого горизонта - железистыми роговиками или джеспилитами (Белевцев, 1947, 1951; Плаксенко, 1966).

В соответствии с аутигенно-минеральной зональностью в нормальном фаціальном профиле формации первичные железистые фации расположены в таком порядке: от берега вглубь за фацией сланцев (глин и илов) следуют закисная (малорудные железисто-силикатные сланцы с магнетитом и сидеритом); окисно-закисная (железисто-силикатные роговики - хлорит-магнетитовые); закисно-окисная (магнетитовые роговики); окисная (магнетит-гематитовые и гематитовые джеспилиты и роговики). Для железа, кремнезема и эле-

ментов-примесей характерно упорядоченное распределение в фациальном профиле, отвечающее идеальному осадочному профилю. Метаморфические процессы мало отразились на первичных взаимоотношениях пластов, прослоев и микрослойков, на распределении породообразующих и аксессуарных элементов.

Текстурные и структурные особенности докембрийских железистых роговиков и сланцев и типичных осадочных пород (формальный аналог - флишевые отложения) совершенно аналогичны. В частности, в железистых породах наблюдаются нарушения слоистости, линзовидное и линзовидно-волнистое залегание безрудных слоев, косая и косо-волнистая слоистость, послойное брекчирование и размыв или "разъедание" кварцевых прослоев с несогласным залеганием на них тонко стратифицированного рудного материала (Гершойг, 1965), т.е. характерные особенности сравнительно мелководных осадков.

Железистые породы и разделяющие их сланцевые горизонты обоих типов формаций подверглись в различной степени региональному метаморфизму и ультраметаморфизму, благодаря чему они превращены в кристаллические сланцы, гнейсы и мигматиты, а железистые породы перекристаллизованы. Метаморфические изменения, однако, не нарушили первичные взаимоотношения пластов, свит и прослоев, что помогает раскрыть большую роль седиментации при их первичном образовании. Железистые породы хемогенно-осадочного типа ("Супериор"), протягивающиеся на десятки и сотни километров, содержат многие месторождения богатых железных руд, а сами железистые породы образуют пласты, нередко достигающие мощности в сотни метров.

Железорудные формации приурочены в большинстве случаев к относительно узким складчато-разрывным синклинорным зонам, разбившимся из субгеосинклиналей, где они тесно ассоциируют с глубинными разломами. С геологических позиций одной из первых причин накопления железа в докембрии явилась грандиозная вулканическая деятельность, продукты которой представлены главным образом основными магмами (2,8-1,8 млрд.лет).

Второй причиной накопления железа было образование коры выветривания и седиментация. Богатые железом и кремнеземом основные породы в течение длительного архейского времени разрушались в условиях недостатка кислорода в атмосфере и гидросфере. Продукты многовекового разрушения интенсивно мигрировали в морские бассейны в верхнем архее и нижнем протерозое и затем осаждались благодаря появлению значительного количества кислорода в атмосфере и гидросфере и интенсивному развитию жизнедеятельности морских организмов. Все это объясняет грандиозное, одноразовое в истории геологического развития Земли, накопление железа в осадках нижнего протерозоя, приведшее к формированию железорудных формаций.

Свободный углерод и реликты древнейших микроорганизмов. Свободный углерод постоянно встречается в породах железистых формаций, особенно в сланцах. Так, среднее содержание  $C_{своб}$  в же-

лезородной свите Кривого Рога составляет 0,29%, а  $\text{CO}_2$  — 4,10%, достигая в отдельных горизонтах соответственно 0,52 и 10,2%. Устанавливается четкая корреляция между содержанием  $\text{C}_{\text{своб}}$  и количеством терригенного материала в осадках. По данным рентгенографии, электронной микроскопии, ИКС установлена зависимость агрегатного состояния и структурной упорядоченности реликтового графита от интенсивности регионального метаморфизма, что свидетельствует о сингенетическом захоронении аморфного углистого вещества органического происхождения.

В карбонатных породах Криворожья недавно выявлены остатки сине-зеленых водорослей и кораллообразных беспозвоночных (Калаяев, Снежко, 1973). Непосредственно в слабо метаморфизованных железистых породах США, Канады, Австралии и Южной Африки обнаружены многочисленные органогенные сферические структуры, представляющие захороненные остатки фитопланктона (La Berge, 1967; Cloud, Licari, 1968).

Все эти данные свидетельствуют о важной роли органических процессов в формировании пород железистых формаций.

Соотношения стабильных изотопов. Изучение изотопного состава серы сульфидов из согласных прослоев и секущих прожилков показало, что в породах древнейших осадочно-вулканогенных формаций (тип "Алгома") Украинского щита отношение  $\text{S}^{34}/\text{S}^{32}$  близко к метеоритному стандарту, а в породах формации типа "Супериор" изотопы серы испытывали биогенное фракционирование.

На основании изучения изотопного состава кислорода получена информация о сложном минеральном составе первичных железистых осадков и о полигенном происхождении магнетита — достаточно четко выделяются хемогенные первично-осадочные и диагенетические гематиты и магнетиты ( $\delta\text{O}^{18}$  от 1,3 до 6,8‰) и метаморфический магнетит ( $\delta\text{O}^{18}$  до 15,3‰), образовавшийся из первичного сидерита ( $\delta\text{O}^{18}$  12,3–12,9‰).

Среднее положение занимают магнетиты с  $\delta\text{O}^{18}$  5–6,5‰, широко развитые среди магнетит-силикатных пород, обычно содержащих незначительное количество карбонатов (Белевцев и др., 1969; Мельник, Луговая, 1972).

Включения флюидов в железистых породах. Исследования газожидких включений подтверждают первично-осадочную природу железистых пород и позволяют установить особенности метаморфизма. Так, включения в кварце железистых пород зеленосланцевой фации Кривбасса гомогенизируются при температуре 348–360°C, в породах эпидот-амфиболитовой фации температура гомогенизации повышается до 394–434°C, флюидное давление колебалось в пределах 1200–1500 бар, иногда повышаясь до 3000 бар. Включения часто содержат углекислоту, что также свидетельствует о большой роли карбонатных осадков в составе железистых формаций.

Таким образом, современные представления об осадочно-метаморфическом генезисе типичных докембрийских железистых роговиков и джеспилитов базируются на результатах всесторонних геоло-

гических и геохимических исследований, включающих формационный анализ, детальное изучение текстур, структур, химического состава пород и минералов, распределения стабильных изотопов. В настоящее время нет никаких оснований для коренного пересмотра этих представлений и замены их гидротермально-метасоматической (Князев и др., 1969) или магматической (Гусельников, 1972) гипотезами. Основные противоречия, содержащиеся в этих работах, были рассмотрены нами ранее в специальной статье (Белевцев, Мельник, 1974).

Однако физико-химические исследования показали, что условия совместного осаждения железа и кремнезема очень ограничены. Только благоприятное сочетание многих факторов в специфических участках земной поверхности и в определенные периоды геологического развития (не повторявшиеся после протерозоя) вело к химическому осаждению железисто-кремнистых осадков, не засоренных терригенным или вулканогенным материалом. Рассмотрим возможную модель хемогенного железорудного процесса на базе новых экспериментальных и расчетных термодинамических данных.

Условия переноса и осаждения железа. Железо может мигрировать в ионных растворах в двух- и трехвалентном состоянии и в форме коллоидов в трехвалентном состоянии. Критический анализ геохимических, экспериментальных и расчетных данных (Мельник, 1973<sub>1</sub>) показал, что возможности миграции окисного железа как в ионной, так и в коллоидной формах очень ограничены. Значительные концентрации иона  $Fe^{3+}$  возможны только в сильноокислых растворах (рН 0-2), увеличение рН до 2-4 ведет к гидролизу и к осаждению практически нерастворимой гидроокиси -  $Fe(OH)_3$ . Появление сильноокислых растворов в докембрийской коре выветривания не может быть объяснено физико-химическими процессами даже в том случае, если допустить высокое содержание двуокиси углерода в атмосфере: так, при  $P_{CO_2} = 1$  атм значение рН насыщенного водного раствора всего 3,9. Постоянное наличие в докембрийской атмосфере других активных газов ( $HCl$ ,  $HF$ ,  $SO_2$ ) маловероятно из-за их большой растворимости в воде и быстрой нейтрализации. Кислые термальные воды повсеместно распространены в современных вулканических областях, и, вероятно, были не менее обильными в докембрии. Однако эти воды содержат преимущественно закисное железо, а не окисное (Зеленов, 1972). При излиянии вулканических вод на поверхность переход  $Fe^{2+}$  в  $Fe^{3+}$  резко ограничивает миграционную способность железа и приводит к осаждению гидроокиси вследствие взаимодействия с горными породами, разбавления метеорными водами и буферного эффекта карбонатных и силикатных систем в морях и океанах.

Экспериментальные исследования (Мельник и др., 1973) показали низкую устойчивость коллоидных растворов окисного железа в присутствии электролитов, особенно иона  $SO_4^{2-}$ . Миграция железа в форме коллоидов имела, по-видимому, в докембрии меньшее зна-

чение, чем в последующие геологические эпохи, поскольку отсутствовали органические стабилизаторы в коре выветривания и поверхностных водах (в докембрии еще не было наземной растительности).

Таким образом, в присутствии свободного кислорода миграция окисного железа в любой форме маловероятна. Еще меньше вероятность поступления значительных количеств  $Fe^{3+}$  в бассейны хемогенного осадконакопления за пределы областей отложения терригенного материала. Градиенты pH и концентрации электролитов (геохимические барьеры, по А.И. Перельману, 1968) приводили к осаждению окисного железа в виде гидроокиси в прибрежных областях.

В отсутствие свободного кислорода миграционная способность железа резко возрастает, что выражается на термодинамических диаграммах в увеличении полей устойчивости иона  $Fe^{2+}$ . В слабых и даже нейтральных растворах возможно накопление (аккумуляция) значительных количеств закисного железа. Из таких растворов железо осаждалось преимущественно в форме карбоната или окислов в зависимости от изменений  $P_{CO_2}$  и pH и увеличения Eh вследствие эволюции атмосферы, гидросферы и биосферы. При осаждении железа в форме карбоната роль геохимического барьера играли взаимозависимые факторы — pH и  $P_{CO_2}$ . Хемогенное образование сидерита могло происходить только в бескислородные этапы эволюции, а причиной осаждения были периодические флуктуации  $P_{CO_2}$ . Основной причиной массового осаждения железа в форме окислов и гидроокислов был скачок окислительно-восстановительного потенциала.

Условия переноса и осаждения кремнезема. Содержание ионного кремнезема в форме мономера  $Si(OH)_4^0$  в интервале pH 2–10 составляет 80–100 мг/л и практически не зависит от кислотности раствора. В докембрийских водоемах до развития органической жизни шла аккумуляция растворенного кремнезема, поступавшего из кор выветривания и вулканических источников. Из таких насыщенных или недосыщенных растворов кремнезем может удаляться главным образом биологическим путем.

При образовании коллоидов возможность миграции кремнезема и последующего накопления  $SiO_2$  в хемогенных осадках значительно возрастают. Наиболее вероятен вулканогенный источник коллоидного кремнезема. Термальные воды современных вулканических областей, обладающие кислой реакцией, содержат в среднем 200–300 мг/л  $SiO_2$ , а в отдельных случаях до 900 мг/л (Зеленов, 1972), что превышает в несколько раз "равновесную" концентрацию, необходимую для осаждения аморфного кремнезема. При охлаждении термальных вод часть кремнезема остается в ионной (молекулярной) форме, а часть образует коллоиды. Судя по нашим экспериментальным данным (Мельник и др., 1973), такие ионно-

коллоидные растворы вполне стабильны в кислых и слабокислых средах ( $\text{pH} \leq 4-5$ ) при средних концентрациях (100–1000 мг/л  $\text{SiO}_2$ ) и могли осуществлять эффективный перенос кремнезема на значительные расстояния. Геохимические барьеры, вызывающие осаждение коллоидного кремнезема, вырисовываются совершенно отчетливо – это градиенты  $\text{pH}$ , неизбежно возникавшие при смешении кислых вулканических и слабокислых или нейтральных речных и морских вод, и градиенты концентрации электролитов, главным образом  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ , возможно,  $\text{Fe}^{2+}$ .

Образование полосчатых железисто-кремнистых осадков. Если совместить полученные частные выводы об условиях миграции и осаждения железа и кремнезема, то можно построить обобщенные физико-химические модели образования полосчатых железисто-кремнистых осадков.

Наиболее вероятным представляется биогеохимический вариант вулканогенно-осадочной гипотезы (Мельник, 1973<sub>2</sub>). Предполагается, что в течение длительного периода бескислородного развития гидросферы и атмосферы все железо, поступавшее в форме  $\text{Fe}^{2+}$  из кор выветривания и вулканических источников, накапливалось в слабокислых растворах древних водоемов. Одновременно шло накопление ионного кремнезема до "равновесных" концентраций.

При достижении высоких концентраций железа и кремнезема стало возможным химическое осаждение при поступлении пересыщенных вулканических растворов. Древнейшие (архейские) железистые кварциты, тесно ассоциирующие с вулканиитами (формации типа "Алгома"), осаждались из пересыщенных растворов, образующихся при смешении кислых термальных вод с океаническими водами, насыщенными углекислотой, но лишенными свободного кислорода. Основными причинами химического осаждения (геохимическими барьерами) были градиенты  $\text{pH}$ , температуры, концентрации углекислоты и электролитов. Железо непосредственно осаждалось из ионных растворов в виде карбонатов вследствие повышения  $\text{pH}$ . Кремнезем сначала частично переходил из ионного в коллоидный (геохимический барьер – градиент температуры), а затем коллоиды коагулировали при повышении  $\text{pH}$  до 5–6 и под влиянием электролитов. Железисто-кремнистые породы этого типа отлагались локально в непосредственной близости от подводных вулканических источников и имели кремнисто-карбонатный или кремнисто-карбонатно-магнетитовый состав.

В протерозое возрастает значение биологического фактора в изменении окислительно-восстановительных условий, увеличении  $E_h$  и окислении  $\text{Fe}^{2+}$  до  $\text{Fe}^{3+}$  с последующим осаждением окислов и гидроокислов железа. К этому периоду приурочен максимум накопления железисто-кремнистых осадков. Связь формаций этой группы (преимущественно типа "Супериор") с вулканизмом считается отдаленной, причем предполагается преимущественно вулканогенный источник кремнезема и части железа и нормально-осадочный способ отложения железисто-кремнистых осадков в морских, сравнительно мелководных водоемах.

Главным фактором осаждения железа являлось периодическое скачкообразное изменение окислительно-восстановительной обстановки (градиент Eh) в зонах фотосинтеза. Есть основания предполагать, что значительные колонии фитопланктона, реликты которого сохранились в железистых породах, развивались в ограниченных участках древних водоемов, на определенной глубине, контролируемой толщиной слоя воды, защищавшего организм от ультрафиолетовой радиации (~5-10 м), и на оптимальном удалении от береговой линии (рис.2).

### Геохимические барьеры

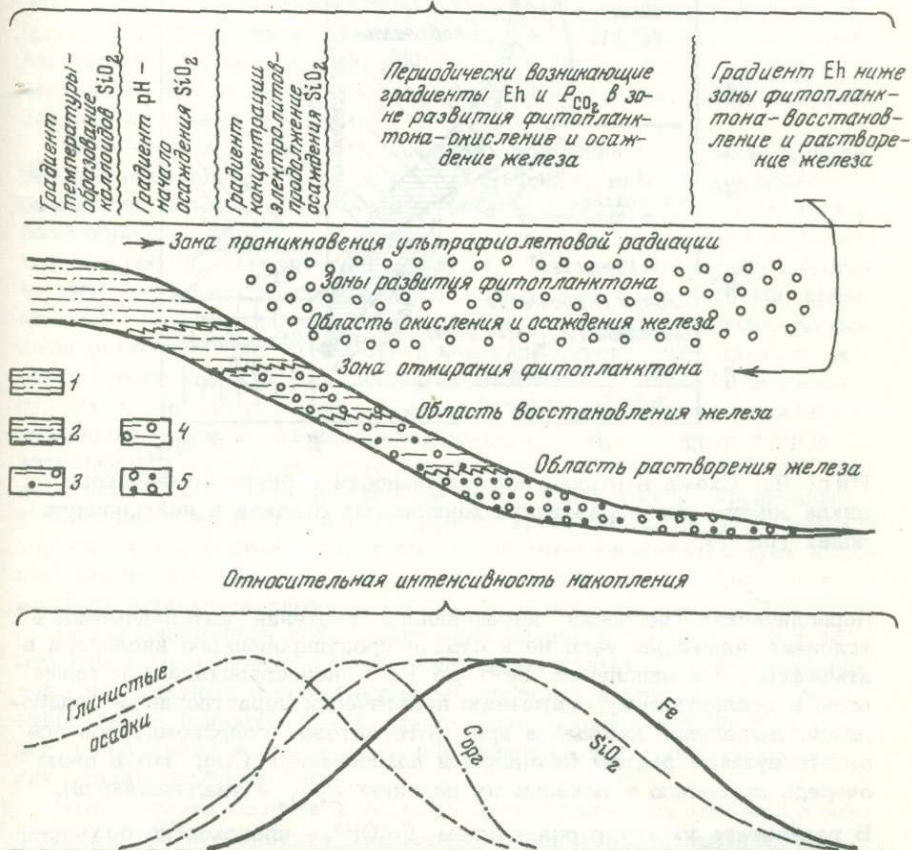


Рис. 2. Схема соотношений геохимических барьеров, биогеохимических зон и областей относительной интенсивности накопления осадков при образовании докембрийских железисто-кремнистых пород

1 — терригенные песчано-глинистые, без хемогенного железа;  
 2 — глинистые (сланцы) с примесью хемогенного Fe и  $SiO_2$ ;  
 3 — глинисто-железистые (железистые сланцы); 4 — глинисто-кремнисто-железистые (кварцито-сланцы); 5 — железисто-кремнистые (железистые кварциты и джеспилиты)

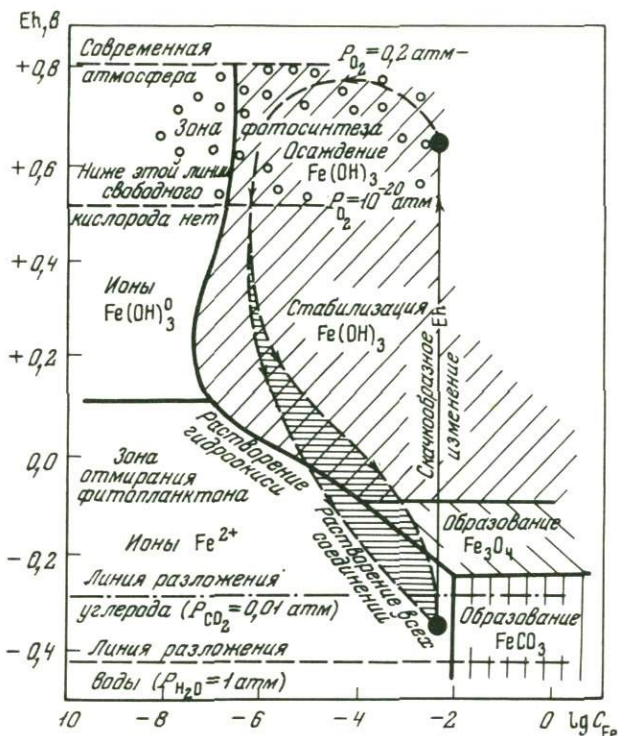


Рис. 3. Схема вертикальной зональности и биогеохимического цикла железа при образовании железистых осадков в нейтральных водах (рН 7)

Периодические "всплески" интенсивного "цветения" фитопланктона в условиях докембрия вели не к отдаче продуцированного кислорода в атмосферу, а к окислению  $Fe^{2+}$  до  $Fe^{3+}$  непосредственно в толще воды и последующему осаждению практически нерастворимой гидроокиси. Выделение кислорода при фотосинтезе сопровождалось соответствующим ростом биомассы и поглощением  $CO_2$ , что в свою очередь приводило к локальному падению  $P_{CO_2}$  и увеличению рН.

В результате наряду с осаждением  $Fe(OH)_3$  происходило осаждение карбонатов. В глубинных частях бассейнов выделяется восстановительная зона, где происходило растворение осадков железа (рис. 3), что объясняет отсутствие массового накопления железистых пород в глубоководных областях.

Коагуляция коллоидного кремнезема началась еще в прибрежных зонах, где сгустки аморфного  $SiO_2$  осаждались вместе с терригенными компонентами или разносились течениями. Однако максимум хемогенного осаждения кремнезема находился на некотором удалении от берега и пространственно не совпадал с максимумом

накопления глинистых осадков, образовавших мощные сланцевые толщи. Это смещение объясняется пространственной разобщенностью основных геохимических барьеров, вызывавших осаждение коллоидного кремнезема, — градиентов pH и концентрации электролитов (см. рис. 2). При удалении от берега среди терригенных осадков глинистого состава появляются отдельные кремнистые слои, количество и мощность которых увеличиваются по мере приближения к области накопления чисто хемогенных осадков. Полосчатость кремнисто-сланцевых осадков (кварцито-сланцев и безрудных кварцитов) объясняется, по-видимому, периодичностью осаждения терригенного материала. После прохождения прибрежных геохимических барьеров растворы почти не содержат коллоидного кремнезема, и в глубинных частях бассейнов интенсивность накопления хемогенных кремнистых осадков должна резко падать.

Циклическое (сезонное) осаждение соединений железа в сравнительно мелководных бассейнах на фоне непрерывно протекавшего осаждения аморфного кремнезема объясняет природу полосчатости и разнообразие текстур, структур и минеральных ассоциаций железистых кварцитов. Кинетические факторы — быстрое осаждение плотных частиц гидроокиси и медленное осаждение аморфных сгустков кремнезема — обусловили четкое разделение отдельных прослоев. Карбонаты осаждались не так быстро, как гидроокислы, что привело к образованию характерных сидерит-кремнистых прослоев в железорудных и сланцевых толщах. Заметим, что биологически-химическое осаждение железа происходило, по-видимому, не только в сравнительно глубоководных областях, но и в прибрежных участках, однако хемогенное осадконакопление здесь подавлялось терригенным, и соединения железа, как и аморфного кремнезема, не образовывали самостоятельных прослоев. Косвенно об этом свидетельствует высокое содержание железа почти во всех сланцах, ассоциирующих с железистыми кварцитами.

После завершения собственно железорудного процесса стало возможным хемогенное отложение доломита и кальцита с образованием толщ карбонатных пород. Свободный кислород в равновесной атмосфере также появился только после полного окисления  $Fe^{2+}$  в водах и осаждения всего железа, накопленного в гидросфере на ранних этапах эволюции Земли.

Стабилизация осадков и формирование аутигенных минералов железа (сидерита, гематита, магнетита, силикатов и сульфидов) завершились при диагенезе. При региональном динамотермальном метаморфизме железисто-кремнистых пород сохранились многие текстурно-структурные особенности, минералы и минеральные ассоциации и мало изменился химический состав первичных осадков. В складчато-трещинных зонах и областях интенсивной циркуляции метаморфогенных растворов впоследствии происходили вынос кремнезема и перераспределение железа с образованием богатых железных руд.

## АБСТРАКТ

Through the generalization and analysis of geochemical, lithological, isotopic, experimental and estimated thermodynamical data, the ferruginous hornfelses proper and jaspilites have been established to be chemogenic-sedimentary rocks, the sedimentation mechanism of which results from the chemical substance differentiation, complicated by the active influence of the ancient microorganisms. These chemogenic rocks are closely associated either with terrigenous sediments or with volcanites, which permits to establish the ferruginous-siliceous-schistose formation proper (krivorozhsky or "superior" type) and ferruginous-siliceous-volcanogenic formation (verkhovtsevsky or "algoma" type). Apart from the formation types, volcanic processes are assumed to be important during the primary accumulation of iron and particularly silica in waters of the sedimentation basins.

By physical and chemical investigations the conditions of simultaneous precipitation of iron and silica have been established to be very restricted. Only favourable combination of various factors in the specific districts of the earth's surface and in some stages of geological progress (not repeated after the Proterozoic) lead to chemical deposition of ferruginous siliceous sediments, not being clogged with terrigenous material. Spasmodic alteration of the oxidation reduction environment (gradient Eh) in zones of photosynthesis and accessory alteration of  $P_{CO_2}$ , resulted in the deposition of hematite, magnetite and siderite, are the main factors of the iron deposition.

## ЛИТЕРАТУРА

- Белевцев Я.Н. Седиментация пород криворожской свиты. - Сов. геология, 1947, № 23.
- Белевцев Я.Н. Криворожский железорудный бассейн. Госгеолиздат, 1951.
- Белевцев Я.Н., Мельник Ю.П. Генетические проблемы железорудных формаций докембрия. - Геол. рудн. месторожд., 1974, № 5.
- Белевцев Я.Н., Луговая И.П., Мельник Ю.П. Изотопный состав кислорода рудных минералов железистых пород Кривого Рога. - В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, "Наукова думка", 1969.
- Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, "Наукова думка", 1972.
- Гершойг Ю.Г. Особенности слоистости железистых пород Криворожья. - Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 8.
- Гросс Г.А. Условия образования основных типов докембрийских железистых формаций. - В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, "Наукова думка", 1972.
- Гусельников В.Н. Генетические проблемы железорудных формаций КМА. "Наука", 1972.
- Зеленов К.К. Вулканы как источник рудообразующих компонентов осадочных толщ. "Наука", 1972.

- Каляев Г.И., Снежко А.М. Новые данные по стратиграфическому положению криворожской серии. - Геол. ж., 1973, 33, вып. 6.
- Князев Г.И., Решитько В.А., Федоровская Л.И. О генезисе железистых кварцитов. - Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 12.
- Мельник Ю.П. Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов. Киев, "Наукова думка", 1973<sub>1</sub>.
- Мельник Ю.П. О происхождении докембрийских железистых кварцитов. - Геол. ж., 1973<sub>2</sub>, 33, вып. 4.
- Мельник Ю.П., Луговая И.П. О происхождении рудных минералов докембрийских железистых кварцитов по данным изучения изотопного состава кислорода. - Геохимия, 1972, № 10.
- Мельник Ю.П., Дроздовская А.А., Воробьева К.А. Новые экспериментальные и расчетные данные об условиях отложения докембрийских железисто-кремнистых осадков. - Геол. ж., 1973, 33, вып. 2.
- Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). "Недра", 1968.
- Плаксенко Н.А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Изд. Воронежского ун-та, 1966.
- Семененко Н.П., Бойко В.Л., Бордунов И.Н. и др. Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита. Киев, "Наукова думка", 1967.
- Формозова Л.Н. Типы формаций докембрия, содержащих железные руды. - Литол. и полезн. ископ., 1971, № 5.
- Cloud P.E., Licari G.R. Microbiotas of the banded iron formations. - Proc. Nat. Acad. Sci. USA, 1968, 61, N 3.
- Genesis of Precambrian iron and manganese deposits. UNESCO, Earth sciences, 9. Paris, 1973.
- La Berge G.L. Microfossils and Precambrian iron formations. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1967, 78, N 9.

И. М. ВАРЕНЦОВ

## **ГЕОХИМИЯ ПЕРЕХОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ РУД В СОВРЕМЕННЫХ БАССЕЙНАХ**

Формирование железо-марганцевых руд является характерной геохимической особенностью осадкообразования многих современных водоемов. Сравнительно высокие содержания ряда переходных металлов, отмечаемые в железо-марганцевых накоплениях, позволяют нередко рассматривать эти образования как руды меди, никеля, кобальта и других металлов.

Исследования последних 20 лет дают возможность выделить два существенно различных типа рудных накоплений железа, марганца и ассоциирующих с ними переходных металлов: а) гидроокисные, окисные конкреции и корки; б) металлоносные осадки, представленные чаще всего окислами, гидроокислами железа, марганца и ряда переходных металлов, их гидросиликатами, сравнительно реже сульфидными соединениями. Эти типы железо-марганцевых руд существен-

но различаются по масштабам накоплений, их структурной позиции, особенностям вещественного состава и специфике процессов их формирования. Такие различия позволяют рассматривать эти накопления, как проявления экстенсивного и интенсивного процессов формирования руд железа, марганца и ассоциирующих металлов.

Если рассматривать бассейн седиментации как некоторую систему, в которой могут формироваться руды обоих типов, то неизбежно возникают вопросы о геохимической сущности процессов рудообразования. Рассматривая геохимическое поведение рудообразующих компонентов в пределах системы, очевидно, целесообразно оперировать основными категориями – объектами системного исследования: вход, процесс (среда), выход и др. (Никаноров, 1972; Фон Берталанфи, 1973). Успешность применения несколько схематизированного системного подхода при изучении реальных природных явлений зависит от того, насколько адекватны звенья природных явлений составляющим объектам избранной системы. В данном случае входом является то, что предшествует протеканию процесса. Это может быть источник либо совокупность источников рудообразующих компонентов, поставляемых в обстановку, среду протекания процесса. Подчеркнем, что подобно большинству минералообразующих явлений рассматриваемые процессы необратимы, по крайней мере в пределах данной системы. Под выходом понимаются продукты процесса, т.е. в данном случае рудные накопления. Таким образом, сущность процесса сводится к преобразованию входа в выход. Процесс регулируется определенными ограничениями – параметрами и при наличии закрытой системы – обратной связью. Однако большинство природных водоемов, за исключением некоторых озерных бассейнов в определенные периоды, являются сложными открытыми системами.

Задача этого сообщения состоит в сравнительной характеристике главных факторов формирования конкреционных руд и металлоносных илов в седиментационном бассейне как геохимической системе.

### **Конкреционные руды**

Вопросы геохимии железо–марганцевых руд, встречающихся в форме конкреций и корок на дне современных бассейнов, широко обсуждаются в мировой литературе (Андрущенко, Скорнякова, 1967; Страхов и др., 1968; Мери, 1969; Скорнякова, Андрущенко, 1970; Варенцов, 1972; Безруков, Андрущенко, 1973; Stonan, 1972<sup>1,2</sup>; Horn et al., 1973; Varentsov, 1973 и др.). Для проведения сравнительно–геохимического анализа данных образований целесообразно рассмотреть составляющие седиментационного бассейна – рудообразующей системы в последовательности от относительно более достоверного: а) собственно руды (выход), б) среда рудообразования (обстановка процесса), в) источники рудообразующих компонентов (вход).

Руды. Железо–марганцевые конкреции и корки встречаются в различных бассейнах: от сравнительно небольших озер до абиссаль-

ных областей океана. Для них характерны весьма близкие условия залегания. Конкреции расположены преимущественно на поверхности раздела грунт – вода в областях, где скорости их роста существенно превосходят темпы накопления осадков. Минеральный состав конкреций и корок сравнительно несложен: гидроокислы, окислы железа и марганца представлены  $\gamma$  –  $\text{FeO} \cdot \text{OH}$ , гидрогетитом, гетитом, иногда гематитом, борнесситом, тодорокитом, редко с примесью других модификаций  $\text{MnO}_2$ . Изучение минерального, химического состава различных участков конкреций, корок, данные непосредственных наблюдений условий их залегания, геохимические расчеты (Venter, 1971; Varentsov, 1973) свидетельствуют о том, что эти образования формировались в результате взаимодействия активных поверхностей главным образом с придонной водой. Это положение иллюстрируется результатами работ Честера и других исследователей (Chester et al., 1973), показавших, что в юго-западных районах Северной Атлантики, где железо-марганцевые конкреции относительно широко развиты, накопление нелитогенных элементов в ассоциирующих с ними глинах происходило так же, как и в конкрециях, в результате взаимодействия с морской водой.

Региональные изменения химического состава железо-марганцевых конкреций в последовательности: озерные водоемы – внутренние шельфовые моря – океаны (Атлантический, Индийский, Тихий) (Варенцов, 1973; Cronan, 1972<sup>1,2</sup>) подчинены отчетливой тенденции – содержание Mn, Ni, Co, Cu, Pb и ряда малых, редких элементов существенно возрастает в направлении к абиссальным областям Тихого океана (см. табл. на вкладке). Однако в пределах Тихого океана размещение железо-марганцевых конкреций (Меро, 1969; Скорнякова, Андрущенко, 1970) и распределение в них Cu, Ni, Co и других переходных металлов подчинено внутренним, специфичным для данного бассейна закономерностям. Наиболее примечателен в этом отношении широтно вытянутый регион ( $6$ – $20^\circ$  с.ш.,  $110$ – $180^\circ$  з.д.) распространения радиоляриевых илов, прикрывающих в виде тонкого слоя миоценовые, палеогеновые отложения, ограниченный двумя широтно простирающимися разломными зонами – Клэрион (на севере) и Клишпертон (на юге). В этом регионе наблюдается тесная ассоциация кремнистых осадков с железо-марганцевыми конкрециями, характеризующимися аномально высокими содержаниями никеля и меди – до 2% (Horn et al., 1973). Как правило, ядра таких конкреций слагают обломки глубоко измененных палагонитизированных базальтов, гиадокластитов. Полоса радиоляриевых илов, расположенных южнее разломной зоны Клэрион, является районом широкого развития подводных вулканов. Следует подчеркнуть, что этот район интенсивного развития конкреционных руд принадлежит к западному склону Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Среда рудообразования. Выше отмечалось, что железо-марганцевые конкреции и корки формируются в современных бассейнах в результате взаимодействия морской воды с активными поверхностями. Роль таких поверхностей могут играть ядра конкреций, под-

ложки, основания корок, представленные вулканическими, терригенными фрагментами, биоаморфными остатками (например, зубы акул), обломками самих конкреций. Исследованиями последних лет установлено, что переходные металлы, аккумулируемые в конкреционных рудах, присутствуют в морской воде главным образом в растворенной форме, обычно в виде органических комплексов — хелатовидных соединений и т.п. (В.В. Волковинский и др.; Н.В. Пронина, И.М. Варенцов и др.; R. Jonston; T. Pilai et al.; J. Slowey, D. Hood; D. Spencer, P. Brewar; G. Topping). Данные прямых наблюдений, свидетельствующие о приуроченности высоких концентраций Mn, Fe, Ni, Co, Cu и других металлов к областям интенсивного развития планктона, зонам дивергенции (Волковинский и др., 1970; Johnston, 1964; Schutz, Turekian, 1965), а также результаты модельных экспериментов по биогенной трансформации этих металлов как экзометаболитов (Пронина и др., 1973; Pilai et al., 1971) подтверждают справедливость положений В.И. Вернадского (1960). В.И. Вернадский в 1934 г. показал, что основные черты переходных металлов в Мировом океане формируются в верхнем 200-метровом слое морской воды, где происходит продуцирование планктона. Наличие в морской воде экзометаболитов, продуктов распада фито-зоопланктона как комплексообразователей металлов, концентрирующихся в конкрециях, способствует существенному увеличению относительной доли растворенных форм этих компонентов за счет глубокого разложения взвешенного, кластического материала, экстрагирования неорганических форм металлов (Rashid, Leonard, 1973). Биогенный характер переходных металлов сближает многие геохимические аспекты их поведения с такими элементами, как кремний и фосфор. Отметим, что промышленно наиболее значимые залежи железомарганцевых конкреций в Тихом океане, расположенные между разломными зонами Клиппертон и Клэрион, принадлежат к широтно простирающейся зоне интенсивного развития планктона, в частности кремниевых организмов. В процессах формирования конкреционных руд компонентсодержащим раствором является морская вода, в которой концентрации аккумулируемых в рудах металлов обычно не превышают микроколичеств ( $10^{-2}$  —  $10^{-3}$  мкг/л). Процессы протекают, как правило, в существенно окислительных условиях (кислородный режим близок к нормальному) при характерных для морской воды значениях pH.

Рудообразование промотируется воздействием придонных течений, переносящих значительные массы растворенных компонентов и препятствующих осаждению терригенных, глинистых частиц, блокирующих активные поверхности; об этом свидетельствует и наличие нефелоидного слоя в придонных водах.

Источники. Для озерных водоемов, внутренних, окраинных морей главным источником рудообразующих компонентов служат водотоки, поставляющие железо, марганец и другие металлы преимущественно в растворенной (металлоорганические комплексы, гуматы и др.) и в меньшей мере во взвешенной форме. Во время транспортировки

вещества до места окончательного захоронения относительное количество взвешенных форм металлов сокращается за счет активного биологического разложения, выщелачивания, экстракции. При накоплении относительно обогащенных органическим веществом илов в них вследствие обменных реакций, изменения органо-минеральной массы формируются иловые растворы, в которых концентрации тяжелых металлов на 3–5 порядков выше, чем в морской воде. Вертикальная диффузия соединений этих металлов из восстановленных илов существенно увеличивает их содержание в придонной воде. На примере Балтийского моря (Varentsov, 1973) показано, что поступление марганца, железа и других металлов из зон накопления темных, обогащенных органическим веществом илов в придонные воды, а также подток вод, отличающихся высокими концентрациями данных металлов, из стагнированных впадин существенным образом осложняют геохимическую картину распределения континентального стока. В бассейнах Мирового океана наряду с отмеченными выше проявлениями континентального стока значительная роль принадлежит поставке переходных металлов гидротермальными растворами в зонах активных океанских хребтов (Г.С. Дзоценидзе, К.К. Зеленов, Ф.В. Чухров, K. Boström, K. Boström et al., J. Dymond et al.).

Весьма существенно поступление переходных металлов в Мировой океан вследствие выщелачивания, изменения вулканических материалов основного состава при их взаимодействии с морской водой (Дзоценидзе, 1969; Варенцов, 1970). Проведенные нами эксперименты и наблюдения над природными объектами послужили основой для геохимических расчетов, показавших, что количество марганца и железа, которое освобождается при подобных процессах, на несколько порядков превосходит массу этих элементов, поставляемых континентальным стоком. Следует отметить, что в области Атлантики и прилегающих бассейнов Средиземноморья, расположенных севернее  $10^{\circ}$  ю.ш., поступает 65% континентального стока, включая 60% растворенных веществ, выносимых реками в Мировой океан. Эта часть Атлантики составляет примерно 17% объема Мирового океана. Таким образом, 40% растворенного континентального стока приходится на 83% объема Мирового океана.

Поступившие в Мировой океан растворенные и в меньшей мере взвешенные формы металлов экзогенного и эндогенного происхождения подвергаются биогенным преобразованиям, перераспределению в довольно сложно структурированных водных массах. Они становятся одними из компонентов систем обращения водных масс Мирового океана. Лишь для сравнительно ограниченного числа залежей железомарганцевых конкреций можно достоверно установить исходную природу их составляющих (западные склоны Восточно-Тихоокеанского поднятия, гребни срединно-океанических хребтов, некоторые участки эстуариев и заливов). Данные о распределении континентального стока, о минеральном и химическом составе осадков качественно свидетельствуют о существенном возрастании роли эндо-

генного источника седиментационного материала и компонентов конкреций в последовательности: Атлантический – Индийский – Тихий океаны. В этом же ряду отмечается заметное возрастание содержаний Mn, Ni, Co, Pb, Cu и других элементов (см. таблицу).

Особое место в Мировом океане принадлежит Антарктическому бассейну, в который поступают относительно наименьшие количества веществ материкового происхождения. Широкое развитие на дне этого бассейна железо–марганцевых конкреций (Goodell et al., 1971), ассоциирующих с обломками основных вулканитов и продуктами их изменения, дает основание судить о значительной роли подводного вулканизма, явлений выщелачивания морской водой вулканических продуктов и эксгалационных выделений. Антарктический бассейн является также поставщиком грандиозных количеств биогенных компонентов (кремний, фосфор, переходные металлы), выносимых, в частности, Перуанским течением – в Тихий океан и рядом течений, составляющих Гольфстрим, – в Атлантику.

Решение вопроса об исходной генетической природе компонентов конкреционных руд Мирового океана обычно осложняется не только значительной пространственной разобщенностью областей их аккумуляции и источника, но и существенным, чаще всего неопределенным, временным разрывом между моментами их поступления в бассейн и фиксации в рудных накоплениях.

Приведенные данные показывают, что в Мировом океане соотношение между рудообразующими компонентами эндогенной и экзогенной природы могут быть определены в большинстве случаев лишь весьма приближенно, качественно.

### **Металлоносные осадки**

Широкие исследования металлоносных осадков современных бассейнов, проводимые в течение последнего десятилетия, значительно расширили представление о сущности и масштабах вулканогенного, вулканогенно–осадочного рудообразования (Г.С. Дзюцендидзе; К.К. Зеленов; Л.М. Лебедев; В.И. Смирнов; К. Boström; K. Boström et al.; J. Corliss; D. Cronan et al.; J. Dymond et al.; A. Horowitz; D. Piper; T. Sato). Анализ известных данных позволяет подразделить металлоносные осадки современных бассейнов, связанные с вулканогенно–осадочным и гидротермальным процессами, на две группы: а) отложения, обусловленные деятельностью горячих металлоносных рассолов (впадины Красного моря, термальные рассолы п–ова Челекен, Южной Калифорнии – район оз. Солтон–Си и др.); б) накопления металлоносных осадков в открытых областях Мирового океана, преимущественно на вершинах, склонах активных срединных океанических хребтов и в смежных впадинах.

Несмотря на известную генетическую близость этих двух групп накоплений металлоносных осадков, примечательны различия их структурных позиций, обстановок аккумуляции минерального, хими-

ческого состава осадков и природы металлоносных рассолов. Результаты выполненных к настоящему времени исследований показывают, что металлоносные отложения, связанные с горячими рассолами типа Красного моря, Челекена, вряд ли можно рассматривать как образования, сколько-нибудь типичные для областей открытого океана (Лебедев, 1967, 1973; Дзоценидзе, 1972). В этой работе обсуждаются металлоносные отложения Мирового океана.

Характеристика металлоносных осадков. Данные отложения характеризуются высоким содержанием железа, марганца и других переходных металлов, мышьяка, ртути, урана, бора и сравнительно низкими концентрациями алюминия, рассматриваемого как показательный элемент терригенного происхождения. Несмотря на известную условность этого критерия, в котором не учитывается возможность синтеза глинистых минералов, наряду с гидроокислами (из гидротермальных растворов), изучение регионального распределения отношения  $Al/(Al+Fe+Mn)$  позволило К.Бострему и М.Петерсону (Boström, Peterson, 1966; Boström, Peterson et al., 1969) выявить в осадках Мирового океана области с аномально высокими содержаниями переходных металлов. Эти осадки развиты на вершинах, нередко на склонах активных океанических поднятий, срединных хребтов и иногда в смежных впадинах. В этих областях обычно наблюдаются относительно высокие значения теплового потока. Минералого-геохимическое изучение кернов, полученных при проведении глубокого океанского бурения (DSDP), показало, что в основании осадочной толщи, залегающей над океаническими базальтами, расположен базальный слой мощностью до 50 м, представленный гидроокисными соединениями железа, марганца и других металлов (К.Boström; К.Boström et al.; D.Cronan; D. Cronan, D. Garret; J. Dymond et al.). Металлоносные илы встречены в Тихом, Индийском океанах и в Южной Атлантике. Их минеральный, химический состав сравнительно близок (К. Boström et al.; Cronan, 1973). Наиболее детально исследованы химизм и минералогия металлоносных осадков районов Восточно-Тихоокеанского поднятия и смежной впадины Бауэра (Bender et al., 1971; Dymond et al., 1973). Металлоносные осадки представлены преимущественно аморфными гидроокислами железа, преобразованными в гетит, существенно железистым монтмориллонитом и окислами — гидроокислами марганца (бернессит, тодорокит, редко псиломелан). Аутигенные фазы разубоживаются биогенным кальцитом и кварцем. Содержащиеся изотопы кислорода, серы и урана интерпретируются как свидетельство формирования этих фаз при низких температурах; соотношения изотопов стронция указывают на наличие равновесия с морской водой. Состав изотопов свинца близок к толеитовым базальтам срединных океанических хребтов. Распределение редкоземельных элементов соответствует распределению их в морской воде. Содержание переходных металлов в данных осадках показано в таблице.

В работе Бендера с соавторами (Bender et al., 1971) рассмотрено определение скоростей накопления марганца по изменению в

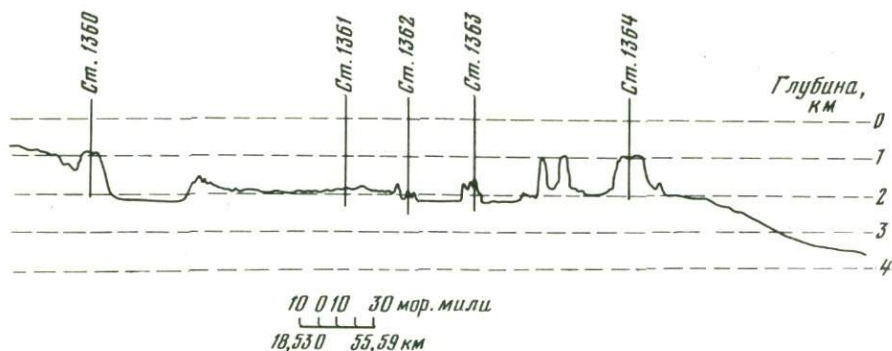


Рис. 1. Субширотный профиль через Исландское плато, Северная Атлантика

На фоне пологого рельефа дна выступают горстовидные блоки, сложенные относительно древними осадками (ст. 1363), базальтами (ст. 1364). В этих блоках встречены, нередко под покровом современных осадков, металлоносные отложения, представленные окислами и гидроокислами железа, марганца (см. таблицу)

разреже концентрации несвязанного  $\text{Th}^{230}$ , вычисленного по разности между активностями  $\text{Th}^{230}$  и  $\text{U}^{234}$ . Если скорость аккумуляции марганца в пелагических осадках меняется в интервале 0,2–3,2, средняя  $1,3 \text{ мг Мп} \cdot \text{см}^{-1} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$ , то на вершине поднятия она возрастает до  $35 \text{ мг Мп} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$ , а на склонах поднятия уменьшается до  $1,7\text{--}0,54 \text{ мг Мп} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$ . Скорости накопления марганца в металлоносных осадках гребня Восточно-Тихоокеанского поднятия более чем в 100 раз превосходят темпы накопления этого элемента в абиссальных конкрециях.

Металлоносные осадки, встреченные нами во время 15 рейса НИС "Академик Курчатов" на Исландском плато, ранее не отмечались в литературе. В работе Бострема, Петерсона с соавторами (Boström, Peterson et al., 1969) осадки области северного продолжения Срединно-Атлантического хребта показаны как слабо обогащенные железом и марганцем  $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn}) = 60\text{--}40$ . При изучении осадков в направлении субширотного профиля от хребта Ян-Майн через Исландское плато к Норвежской котловине (рис. 1) заметная обогащенность гидроокислами железа, марганца отмечалась в колонках осадков ст. 1361 ( $68^{\circ}45,43'$  с.ш.,  $12^{\circ}14,58'$  з.д., глуб. 1920 м); ст. 1362 ( $68^{\circ}40,10'$  с.ш.,  $10^{\circ}59,55'$  з.д., глуб. 1920 м). Однако четко выраженное накопление гидроокислов марганца, железа наблюдалось в колонках осадков, которые были отобраны на относительно узких горстовидных блоках, возвышающихся над сравнительно ровной поверхностью дна Исландского плато, ст. 1363 ( $69^{\circ}01,75'$  с.ш.,  $10^{\circ}43,00'$  в.д., глуб. 2080 м); ст. 1364 ( $68^{\circ}49,55'$  с.ш.,  $08^{\circ}59,60'$  в.д., глуб. 1200 м) (рис. 1, 2). Металлоносные осадки представлены черными, буровато-черными

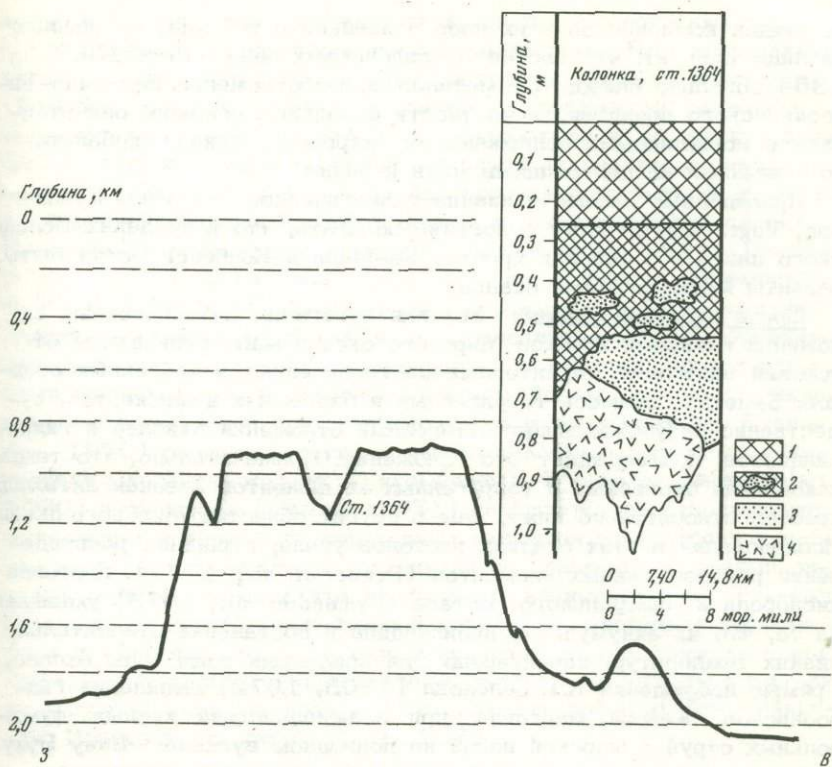


Рис. 2. Детализированный участок профиля через Исландское плато, Северная Атлантика (см. рис. 1)

1 - металлоносные осадки, сложенные гидроокислами марганца, железа; 2 - металлоносные осадки, включающие обломки подстилающих пород; 3 - уплотненные пески, песчаники предположительно третичного возраста; 4 - базальты

ми, землистыми гидроокислами марганца, железа, содержащими переменные количества песчаных терригенных частиц. Они расположены в виде слоя мощностью 0,5-0,7 м на эродированной поверхности измененных, осветленных, обохренных, уплотненных песков предположительно палеогенового возраста. Отметим, что осветленность, охристость как следы глубокого подводного выщелачивания существенно сокращаются с глубиной (ст. 1363, см. рис. 1). Сверху эти осадки прикрыты слоем (мощностью 193 см) голоценовых глинисто-алевритовых илов. Несколько иные условия залегания железо-марганцевых осадков наблюдались на ст. 1364 (см. рис. 1, 2). Эти отложения расположены в небольшом углублении горстовидного блока, залегают на поверхности базальтов и уплотненных песков, аналогичных встреченным на ст. 1363. Содержание главных рудооб-

разующих компонентов этих илов приведено в таблице. Из данных таблицы следует, что состав металлоносных осадков ст. 1363, 1364 довольно близок. От металлоносных отложений Восточно-Тихоокеанского поднятия, в частности базальных осадков, они отличаются повышенными содержаниями марганца, никеля, кобальта, но меньшими концентрациями меди и цинка.

Приведенные данные и анализ геологического строения (Johnson, Vogt, 1973) дают основание полагать, что в пределах Исландского плато и в районах хребтов Ян-Майн и Колбенси могут быть развиты металлоносные осадки.

**Среда рудообразования.** Условия залегания металлоносных отложений активных хребтов Мирового океана мало отличаются от условий залегания, характерных для терригенных и биогенных осадков. Заметная примесь терригенных и биогенных компонентов, существенно разубоживающих аутигенные отложения окислов и гидросиликатов, подтверждает это положение. Примечательно, что темпы накопления биогенных и терригенных компонентов в зонах активных хребтов относительно ниже, чем в других областях Мирового океана. Исследования в этих осадках изотопов урана, стронция, распределения редкоземельных элементов (Bender et al., 1971), изотопов кислорода и минерального состава (Dymond et al., 1973) указывают на то, что их аккумуляция происходила в обстановке относительно низких температур, характерных для придонных толщ воды океана. Прямые наблюдения К.К. Зеленова (1965, 1972) выпадения гидроокислов железа, марганца при взаимодействии кислых фумарольных струй с морской водой на подводном вулкане Бану Вуху, Индонезия, разноса и накопления железо-марганцевых взвесей в нормальной морской среде убеждают в том, что в металлоносных осадках различаются две группы компонентов: собственно вулканогенные, поступающие с гидротермами (Mn, Fe и другие переходные элементы), и компоненты морской воды, захватываемые в процессе осаждения. Наблюдавшиеся нами признаки активного воздействия гидротермальных растворов на отложения, подстилающие черные землистые накопления гидроокислов марганца, железа в районе Исландского плато (осветления, охристые выделения и др.), позволяют считать, что аккумуляция металлоносных осадков может происходить также в обстановках впадин с ограниченной подвижностью морской воды при сравнительно интенсивном поступлении гидротерм. В работе Сато (Sato, 1972) рассмотрены возможные варианты взаимодействия рудоносных растворов с морской водой; показано, что главными факторами, определяющими такое взаимодействие, являются температура и соленость гидротерм, изливающихся в морскую воду. Однако собственно рудообразование связано с явлениями нейтрализации, окисления при смешении рудоносных растворов с морской водой на дне океана.

**Источники.** Выше были рассмотрены характеристики металлоносных осадков, свидетельствующие об их выраженной генетической связи с подводной гидротермальной деятельностью. Большинство

авторов не оспаривают генетической связи металлоносных илов с рудообразующими гидротермальными растворами. Проблема заключается в выяснении природы этих растворов. Бострем, Петерсон (Boström, Peterson, 1969) считают, что рудоносные эманации являются ювенильной водной фазой, отделившейся от базальтоидной магмы. Однако анализ изотопов кислорода позволяет считать, что водной фазой таких термальных растворов может быть морская вода. Изучение состава изотопов свинца в металлоносных осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия (Bender et al., 1971; Dymond et al., 1973) показывает, что они по величине отношений  $Pb^{207}/Pb^{204}$  и  $Pb^{206}/Pb^{204}$  близки к толеитовым базальтам этого срединно-океанического хребта, но существенно отличны от пелагических осадков и железо-марганцевых конкреций. Проведенные нами эксперименты по изучению взаимодействия основных вулкани-тов с морской водой при температуре кипения (Варенцов, Степанец, 1970) свидетельствуют о выщелачивании в ощутимых количествах марганца, железа и кремнезема. В работах Харта (Hart, 1970) и Корлисса (Corliss, 1971) сообщается об относительно пониженных содержаниях переходных металлов во внутренних частях подводных базальтовых экструзий по сравнению с зонами за-калки. Авторы считают, что в результате взаимодействия остывающих базальтовых лав с морской водой переходные металлы выщелачива-ются и выносятся восходящими эманациями в зону седиментации. Примером подобного гидротермального очага, в котором циркулируют нагретые морские воды, может служить район хребта Рейкья-нис, Исландия (Björnsson et al., 1972).

### **О механизме образования конкреционных руд и металлоносных осадков**

Процессы формирования железо-марганцевых конкреционных руд и металлоносных осадков протекают в современных бассейнах и в на-стоящее время, однако крайне малые их скорости либо относи-тельная эпизодичность и кратковременность (для металлоносных илов) переводят их в категорию ненаблюдаемых явлений. О дина-мике и механизме этих процессов можно косвенно судить по приве-денным выше данным об особенностях залегания руд, о минеральном и химическом составе твердых фаз, о составе современных металло-носных растворов. Главные положения, полученные в результате анализа имеющейся информации по главным аспектам геологии, гео-химии, минералогии природных систем, в которых происходит рудо-образование, послужили основой экспериментальных исследований динамики и механизма процесса.

**Конкреции.** Эксперименты по моделированию процессов форми-рования конкреционных руд описаны Ж.Мишардом (Michard, 1969) и в наших публикациях (Пронина и др., 1973; Varentsov, Pronina, 1973). Выполненные нами работы по изучению динамики поглоще-

ния главных рудообразующих компонентов (железа, марганца, никеля, кобальта), присутствующих в морской воде в форме цитратных комплексов, синтетическими гидроокислами железа и марганца показывают, что этот процесс является сложным многостадийным взаимодействием. Ранние стадии характеризуются высокоселективным поглощением типа физической сорбции, ионного обмена с эквивалентным выделением ионов водорода. В более поздние стадии происходит каталитическое окисление поглощенных металлов, деструкция органических комплексообразователей, формирование окисных, гидроокисных фаз этих компонентов. Новообразованные гидроокислы и окислы переходных металлов проявляются в последующих стадиях как весьма активные поглотители; они промотируют новые циклы взаимодействия, и процесс носит автокаталитический характер. Проведенные опыты показывают, что в течение 20–30 суток (рис. 3) из морской воды в присутствии комплексообразователя синтетическими гидроокислами железа ( $\gamma$ -FeO·OH) извлекаются от 60 до 100% исходного количества Fe, Mn, Ni, Co. Рентгеноструктурное изучение синтезированных фаз позволяет диагностировать в них бернессит, криптомелан, нзутит, рамсделлит и ряд шпинельных соединений ( $\text{CoMn}_2\text{O}_4$ ,  $\text{NiMn}_2\text{O}_4$ ,  $\text{CoFe}_2\text{O}_4$ ,  $\text{MgCo}_2\text{O}_4$ ). Не переоценивая результатов модельных экспериментов, крайне приближенно отражающих реальные природные процессы, подчеркнем, что они свидетельствуют о том, что в формировании конкреционных руд

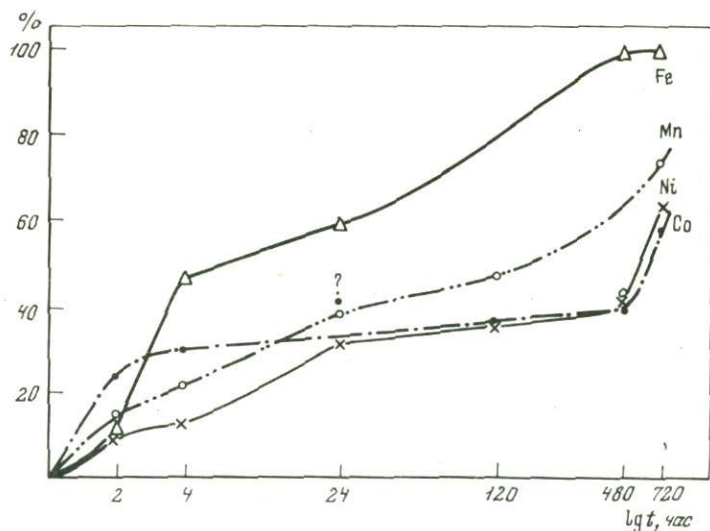


Рис. 3. Кинетика поглощения Fe, Mn, Ni, Co (цитратные формы) из морской воды синтетической гидроокисью железа ( $\gamma$ -FeO·OH)

Исходные концентрации компонентов (в мкг/л): Fe - 100, Mn - 105, Ni - 84, Co - 86 (по данным Н.В. Прониной и автора)

главное место принадлежит хемосорбционному с автокаталитическим окислением взаимодействию компонентсодержащих растворов (морская вода) с активными поверхностями.

**Металлоносные осадки.** В бассейнах с нормальным кислородным режимом и характерными для морской воды значениями Eh, pH (8,20) металлоносные осадки, представленные гидроокислами марганца, железа, формируются при нейтрализации и окислении гидротермальных растворов. В последних содержание переходных металлов составляет от единиц до нескольких сотен миллиграммов на литр, т.е. на 4–6 порядков выше, чем в морской воде (Г.А. Голева, К.К. Зеленов, Л.М. Лебедев; Современное гидротермальное..., 1974). При смешении металлоносных гидротерм с несоизмеримо большими объемами морской воды происходит выпадение гидроокислов железа, марганца и ассоциирующих с ними элементов, сопровождаемое соосаждением, сорбцией элементов, находящихся в данной среде. Эти процессы подробно описаны в соответствующих работах по общей и аналитической химии. Морганом и Штуммом (Morgan, Stumm, 1965), Хэмом (Hem, 1963) показано, что процесс окисления железа, марганца и других металлов из таких относительно концентрированных растворов является по своему механизму автокаталитическим, его скорости резко возрастают при  $\text{pH} > 7,5-8,0$ .

Таким образом, сопоставляя собственно процессы формирования конкреционных железо-марганцевых руд и металлоносных осадков в современных бассейнах, можно полагать, что основой их являются автокаталитическое окисление переходных металлов, главным образом железа, марганца, происходящее в морской воде. Значительные различия кинетических характеристик обуславливают их внешнюю несхожесть и столь существенно отличающиеся конечные продукты.

### **Сравнительная геохимическая характеристика конкреций и металлоносных осадков**

Выше были рассмотрены особенности регионального изменения химического состава железо-марганцевых конкреций в ряду бассейнов с последовательно убывающей ролью континентального стока и возрастающей вулканической активностью: Балтийское море – Атлантика – Индийский – Тихий океаны. В этом ряду отмечается увеличение отношений  $\text{Mn}/\text{Fe}$ , содержаний Mn, Ni, Co, Cu, Pb и других переходных металлов (см. таблицу). При этом, если содержание возрастает в конкрециях Тихого океана по сравнению с конкрециями Балтики не более чем в 2 раза, то концентрации Ni, Co, Cu этих бассейнов различаются примерно на 2 порядка. Анализ обстановки формирования конкреций в этих бассейнах и экспериментальные исследования механизма процессов позволяют считать, что состав конкреций в существенной мере контролируется величинами и соотношением концентраций переходных металлов в придонной воде при резко различающихся скоростях седиментации и формирования конкреций и корок. Химический состав ме-

таллоносных осадков, встречающихся на вершинах активных срединно-океанических хребтов, среди поверхностных илов и в основании осадочных толщ, относительно устойчив (см. таблицу). Наблюдаемые различия не дают оснований для сколько-нибудь решительных выводов, в частности, из-за существующей проблемы аналитических стандартов и сопоставимости различных методов определения.

Сопоставление средних содержаний рудообразующих элементов в металлоносных базальных отложениях Восточно-Тихоокеанского поднятия и в конкрециях Тихого океана (см. таблицу) показывает, что при весьма близких содержаниях железа в конкрециях концентрации марганца возрастают почти в 4 раза, никеля, кобальта, меди – примерно на порядок. Это сопоставление окажется еще более контрастным, если сравнивать металлоносные илы Восточно-Тихоокеанского поднятия с конкрециями, развитыми на его склонах (Cropan, 1972<sup>1,2</sup>; Horn et al., 1973; Greenslate et al., 1973). Средние содержания в конкрециях этой зоны составляют (в %): Mn – 22,33; Fe – 9,44; Ni – 1,080; Co – 0,192; Cu – 0,627; Pb – 0,028. Особенно примечателен участок крайне слабой терригенной седиментации и весьма ограниченного накопления радиоляриевых илов (между разломными зонами Клиппертон и Клэртон), где найдены конкреции с максимальными известными содержаниями Ni и Cu (до 2%). Химический и минеральный состав металлоносных осадков этой зоны, развитых близ поверхности над базальтами, в основании осадочного чехла, рассмотрен в работах Кронена (Cropan, 1973), Бендера с соавторами (Bender et al., 1971), Даймонда с соавторами (Dymond et al., 1973). В этой области Тихого океана отмечается бурный расцвет планктона. Приведенные данные позволяют полагать, что здесь значительная часть металлов, поступающая в морскую воду с вулканическими эманациями, выпадала в форме железистых осадков, в меньшей мере соосаждались некоторые металлы. Определенная часть железа, марганца и других металлов рассеивалась в морской воде, мигрируя в форме органических комплексных соединений. Аккумуляция этих металлов в форме конкреций происходила, очевидно, в смежных районах, где относительно обогащенные придонные воды подвергались природному хроматографированию – высокоселективному извлечению Mn, Ni, Cu, Co и других металлов. Следует подчеркнуть, что даже в подобных регионах с выраженным воздействием вулканогенного источника на седиментацию морская вода как металлоносный раствор содержит компоненты различной генетической природы, оценка которых может быть лишь весьма приближенной, вероятностной для данной открытой системы.

Таким образом, в седиментационном бассейне – рудообразующей системе формирование конкреций и металлоносных осадков можно рассматривать как интенсивное и экстенсивное проявление процессов рудообразования. При условии генетической близости источников рудообразующих компонентов и фацальной общности обстановок геохимические различия формирующихся руд в существенной мере контролируются кинетическими параметрами этих процессов.

## ABSTRAKT

Two forms of ferromanganese ore accumulations in Recent basins are considered: 1) nodules, crusts composed by oxideshydroxides of iron, manganese and associated transition metals are of wide regional distribution; 2) metalliferous sediments occur on the crests and flanks of active mid oceanic ridges and in the adjacent deeps, as well as the basal metalliferous deposits overlying the basalts of the ocean bottom.

A sedimentary basin is treated as the ore-forming system. The geochemical nature of the system is in the transformation of the constituents, supplied from different sources (input of the system) into the final irreversible product (output). Geochemistry of ore formation is considered for three main parts of the system: source, environment, products.

In the succession of the basins: mediterranean, shelf seas - Atlantic-Indian Ocean - Pacific, the content of Mn, Ni, Co, Cu and other transition metals are substantially enriched in the nodules. In the same direction the role of the continental run-off becomes weaker, but the volcanic activity increases. In the formation of nodules the metal-bearing solution is the seawater, where the major part of transition metals is present in the soluble form of organic complexes, as the products of metabolic activity of plankton.

Ferromanganese nodules and crusts are formed in the course of highly selective chemisorptional (with autocatalytic oxidation interaction of active surfaces with bottom waters. The data of experiments on the mechanism of these processes are presented. Wide regional distribution of ferromanganese nodules and relatively low rates of their growth allow to consider these processes as an extensive variant of the general process of ferromanganese ores formation.

The main characteristics of formation of metalliferous sediments in the zones of active midoceanic ridges and rises are discussed in the terms of system analysis. New data on metalliferous sediments of Iceland Plateau, North Atlantic are given. These sediments are of considerably higher values of Mn, Ni, Co in comparison with similar deposits of East-Pacific Rise, but they are poorer in Cu and Pb. It is shown that the formation of oxide-hydroxide metalliferous sediments probably are mainly controlled by autocatalytic oxidation of Mn, Fe at the interaction and neutralization of acid hydrothermal solutions with normal seawater. The process is well pronounced. The observation of natural objects and the experimental data give evidence for the sources of accumulated metals which may be basic volcanites leached by seawater during their cooling.

The comparison of transition metals concentrations in nodules and in metalliferous sediments (e.g. the western flank of the East Pacific Rise) shows that the nodules are considerably enriched. The kinetics of the processes of these types of ore formation, at the otherwise similar conditions, probably control the substantial differences in their chemical composition.

## ЛИТЕРАТУРА

- Андрущенко П.Ф., Скорнякова Н.С. Состав, строение и особенности образования железо-марганцевых конкреций Тихого океана. — В кн.: Марганцевые месторождения СССР. "Наука", 1967.
- Барсуков В.Л., Дмитриев Л.В., Удинцев Г.Б. Металлоносность верхней мантии Земли и проблемы рудообразования. — В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. Т. III. "Наука", 1974.
- Безруков П.Л., Андрущенко П.Ф. К геохимии железо-марганцевых конкреций Индийского океана. — Изв. АН СССР, серия геол., 1973, № 9.
- Берталанфи Л., фон. История и статус общей теории систем. — В кн.: Системные исследования. "Наука", 1973.
- Варенцов И.М. Изучение выщелачивания марганца при взаимодействии основных вулканических материалов с морской водой. — Геол. рудн. месторожд., 1970, № 4.
- Варенцов И.М. О главных аспектах формирования железо-марганцевых руд в современных бассейнах. — В кн.: Минеральные месторождения. "Наука", 1972.
- Варенцов И.М. К изучению формирования железо-марганцевых конкреций и корковидных образований в современных водоемах. — В кн.: I Международный геохимический конгресс. Т. IV, кн. 2. М., 1973.
- Варенцов И.М., Степанец М.И. Эксперименты по моделированию процессов выщелачивания марганца морской водой из вулканических материалов основного состава. — Докл. АН СССР, 1970, 190, № 3.
- Вернадский В.И. Океанография и геохимия. Избранные сочинения. Т. 5. Изд-во АН СССР, 1960.
- Волковинский В.В., Орадовский С.Г., Федосов М.В. Гидрохимические исследования НИС "Академик Книпович" в Южной и Центральной Атлантике (предварительные результаты). — В кн.: Химические ресурсы морей и океанов. "Наука", 1970.
- Голева Г.А. Закономерность распределения рудных компонентов в термальных водах вулканических областей. — Бюлл. МОИП, 1973, 48, № 2.
- Дзюценидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. "Недра", 1969.
- Дзюценидзе Г.С. Горячие рассолы Красного моря и вопросы вулканогенно-осадочного рудогенеза. — Геол. рудн. месторожд., 1972, № 5.
- Зеленов К.К. Некоторые особенности подводного вулканизма на примере вулкана Бану Вуху (Индонезия). — В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. "Наука", 1965.
- Зеленов К.К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. "Наука", 1972.
- Лебедев Л.М. О современном отложении самородного свинца из термальных рассолов Челекена. — Докл. АН СССР, 1967, 174, № 1.
- Лебедев Л.М. Современные металлоносные гидротермы и их рудообразующая деятельность. — В кн.: Изучение и использование глубинного тепла Земли. "Наука", 1973.
- Меро Дж. Минеральные богатства океана. "Прогресс", 1969.
- Никаноров С.П. Системный анализ и системный подход. — В кн.: Системные исследования. "Наука", 1972.
- Пронина Н.В., Варенцов И.М., Спекторова Л.В. и др. Изучение поглощения никеля и кобальта (биогенные формы) из морской воды природными гидроокислами железа, марганца. — Геохимия, 1973, № 6.

- Скорнякова Н.С., Андрушенко П.Ф. Железо-марганцевые конкреции в Тихом океане. – В кн.: Осадкообразование в Тихом океане. Кн. 2. "Наука", 1970.
- Смирнов В.И. Сульфидное рудообразование в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах. – В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. "Недра", 1965.
- Современное гидротермальное рудоотложение. Перев. с англ. "Мир", 1974.
- Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е., Калинин В.В., Тихомиров Е.С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. – Труды ГИН АН СССР, 1968, вып. 185.
- Чухров Ф.В. Некоторые вопросы генезиса месторождений в вулканогенных гольцах. – Изв. АН СССР, серия геол., 1974, № 1.
- Bender M.L. Does upward diffusion supply the excess manganese in pelagic sediments. – J. Geophys. Res., 1971, 76, N 18.
- Bender M., Broecker W., Gornitz V. et al. Geochemistry of three cores from the East Pacific Rise. – Earth and Planet. Sci. Letters, 1971, 12, N 4.
- Björnsson S., Arnorsson S., Tomasson J. Economic evaluation of Reykjanes Brine Area, Iceland. – Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1972, 56, N 12.
- Boström K. The origin and fate of ferromanganese active ridge sediments. – Acta Universitatis Stockholmiensis, Stockholm contributions in geology, 1973, 27, N 2.
- Boström K., Peterson M.N.A. Precipitates from hydrothermal exhalation on the East Pacific Rise. – Econ. Geol., 1966, 61, N 7.
- Boström K., Peterson M.N.A. The origin of aluminium-poor ferromanganese sediments in areas of high heat flow on the East Pacific Rise. – Marine Geol., 1969, 7, N 5.
- Boström K., Kraemer T., Gartner S. Provenience and accumulation rates of opaline silica, Al, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni and Co in Pacific pelagic sediments. – Chemical Geol., 1973, 11, p. 123–148.
- Boström K., Peterson M.N.A., Joensuu O., Fisher D.E. Aluminium-poor ferromanganese sediments on active oceanic ridges. – J. Geophys. Res., 1969, 74, p. 3261.
- Chester R., Johnson L.R., Messiha-Hanna R.G., Padgham R.C. Similarities between Mn, Ni and Co contents of deep-sea clays and manganese nodules from the South-West region of the North Atlantic. – Marine Geol., 1973, 14, N 4.
- Corliss J. The origin of metal-bearing submarine hydrothermal solutions. – J. Geophys. Res., 1971, 76, N 33.
- Cronan D.S. Average abundances of Mn, Fe, Ni, Co, Cu, Pb, Mo, V, Cr, Ti and P in Pacific pelagic clays. – Geochim. et Cosmochim. Acta, 1969, 33, N 12.
- Cronan D.S. Composition of Atlantic manganese nodules. – Nature Phys. Sci., 1971, 235, N 61.
- Cronan D.S. Regional geochemistry of ferromanganese nodules in the World Ocean. – Ferromanganese deposits on the Ocean floor. Lamont-Doherty Geological Observatory Columbia University. N. Y., Washington, D.C., 1972.
- Cronan D.S. Basal ferruginous sediments cored during Leg 16 Deep Sea Drilling Project. – Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, US Government Printing Office, 1973.
- Dymond J., Corliss J.B., Heath G.R. et al. Origin of metalliferous sediments from the Pacific Ocean. – Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, 84, N 10.
- Goodell H.G., Meylan M.A., Grant B. Ferromanganese deposits in the South Pacific Ocean, Drake Passaga and Scotia Sea. Antarctic Oceanology. 1. Publisher – American Geophysical Union of the National Academy of Sciences – National Research Council. Washington, D.C., USA. 1971.

- Greenslate J.L., Frazer J.Z., Arrhenius G. Origin and deposition of selected transition elements in the seabed. – The Origin and distribution on manganese nodules in the Pacific and prospects for exploration. Honolulu, Hawaii, 1973.
- Hart R. Chemical exchange between sea water and deep ocean basalts. – Earth and Planet. Sci. Letters, 1970, 9, N 3.
- Hem J.D. Chemical equilibria and rates of manganese oxidation. Chemistry of manganese in natural water. – U.S. Geol. Survey Water-Supply Paper, 1963, N 1667-A.
- Horn D.R., Horn B.M., Delach M.H. Copper and nickel content of ocean ferromanganese deposits and their relation to the properties of the substrate. – The origin and distribution on manganese nodules in the Pacific and prospects for exploration. Honolulu, Hawaii, 1973.
- Johnson G.L., Vogt P.R. Marine geology of Atlantic Ocean North of the Arctic Circle. – Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 1973, N 19.
- Johnson R. Sea water, the natural medium of phytoplankton. – J. Mar. Biol. Ass. U.K., 1964, 44, N 1.
- Michard G. Dépôt de traces de manganèse par oxydation. – C.R. Acad. Sci., Sér. D, 1969, 269, N 19.
- Morgan J.J., Stumm W. The role of multivalent metal oxides in limnological transformations as exemplified by iron and manganese. – Advances in Water Pollution Research. Proceedings of the Second International Conference, Tokyo, August, 1964, 1, A. N.Y., Pergamon Press Book, 1965.
- Pillai T.N.V., Dessai M.V.M., Metheve E., Ganapathy S., Ganguly A.K. Organic materials in the marine environment and the associated metallic elements. – Current Science (India), 1971, 40, N 4.
- Rashid M.A., Leonard J.A. Modifications in the solubility and precipitation behaviour of various metals as a result of their interaction with sedimentary humic acid. – Chem. Geol., 1973, 11, N 2.
- Sato T. Behaviours of ore-forming solutions in seawater. – Mining Geol., 1972, 21, p. 31-42.
- Schutz D.F., Turekian K.K. The investigation of the geographical and vertical distribution of several trace elements in sea water using neutron activation analysis. – Geochim. et Cosmochim. Acta, 1965, 29, N 4.
- Slowey J.F., Hood D.W. Copper, manganese and zinc concentrations in Gulf of Mexico waters. – Geochim. et Cosmochim. Acta, 1971, 35, N 2.
- Spencer D.W., Brewer P.G. The distribution of copper, zinc and nickel in sea water of the Gulf of Maine and the Sargasso Sea. – Geochim. et Cosmochim. Acta, 1969, 33, N 3.
- Topping G. Concentrations of Mn, Co, Cu, Fe, and Zn in the Northern Indian Ocean and Arabian Sea. – J. Marine Res., 1969, 27, N 3.
- Varentsov I.M. Geochemical aspects of formation of ferromanganese ores in shelf regions of Recent seas. – Acta Mineral.-Petrogr., 1973, 21, f. 1.
- Varentsov I.M., Pronina N.V. On the study of mechanisms of iron-manganese ore formation in Recent basins: the experimental data on nickel and cobalt. – Mineral. Deposita, 1973, 8, N 2.

# МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОКСИТОВ

---

Г. Р. КИРПАЛЬ

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОМЫШЛЕННЫХ ТИПОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОКСИТОВ СССР

Промышленные месторождения бокситов СССР приурочены к четырем бокситоносным формациям: латеритных покровов, латеритно-терригенной, терригенной и карбонатной, которые соответствуют четырем группам месторождений, объединяющих 12 промышленных типов. Группа месторождений формации латеритных покровов включает два типа: линейный и линзообразный. К латеритно-терригенной формации приурочен пласто-линзообразный тип полигенных (комплексных) месторождений. Группа месторождений терригенной бокситоносной формации включает шесть типов: долинный, пластообразный, карстовый, контактово-карстовый, карстово-котловинный и контактово-карстово-котловинный. Группа карбонатной формации объединяет три типа месторождений: карстово-пластообразный, пластообразный (линзообразный) и карстовый. Месторождения бокситов каждого типа характеризуются определенными особенностями геологического строения, формирования, размерами и формой рудных залежей, характером залегания, дорудным рельефом и др. (Кирпаль, 1973).

Линейный тип латеритных (автохтонных) месторождений широко распространен в Белгородском бокситоносном районе КМА, расположенном на юго-западном склоне Воронежской антеклизы (рис. 1). В этом районе бокситовые залежи приурочены к верхней зоне латеритной коры выветривания. Они линейно вытянуты вдоль структур древнего погребенного фундамента небольшой мощности, у которых длина в несколько раз превышает ширину. Месторождения этого типа образовались в основном в нижнем и среднем визе (в малиновское и яснополянское время) в результате интенсивного латеритного выветривания филлитовидных сланцев верхнего протерозоя. Бокситовые залежи приурочены к вершинам и склонам линейно вытянутых грядо- и холмообразных поднятий, которые возвышались над пенепленизированной всхолмленной поверхностью прибрежной платообразной равнины на 200-300 м над уровнем моря, относительное

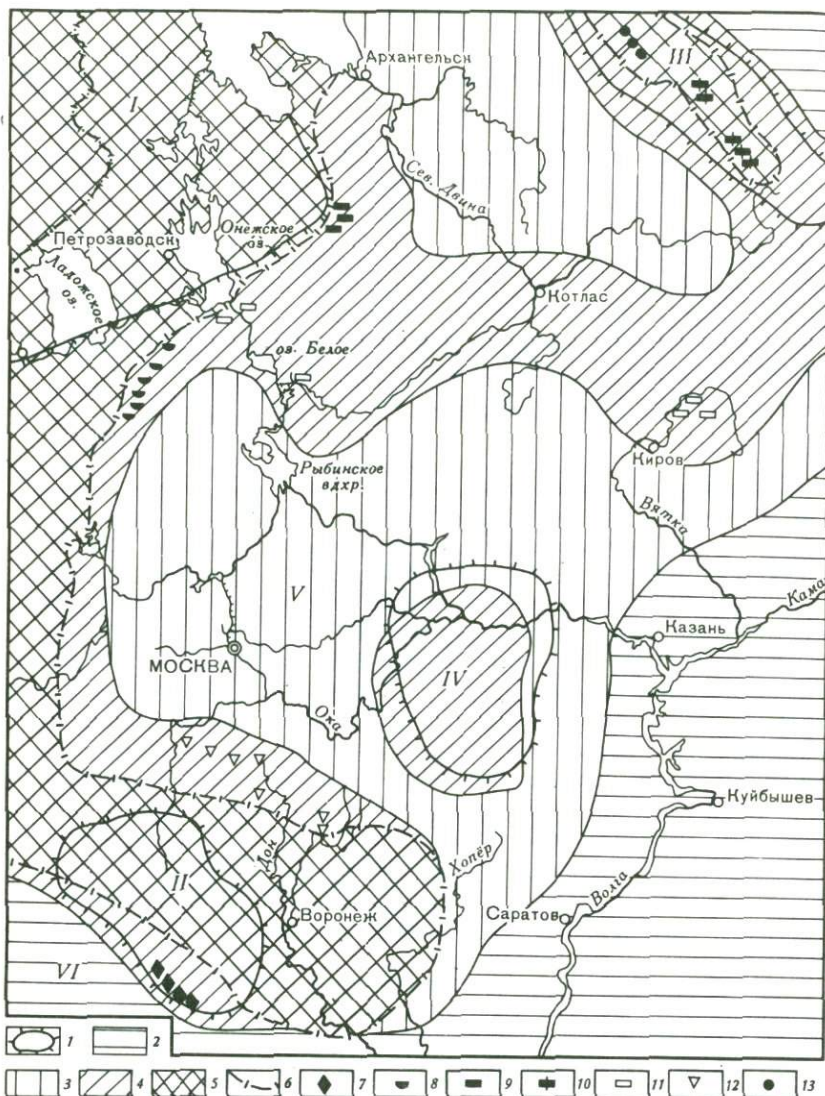


Рис. 1. Палеогеографическая схема формирования различных типов месторождений бокситов на Русской платформе в раннекаменноугольную эпоху

1 - границы крупных тектонических структур (I - Балтийский щит, II - Воронежская антеклиза, III - Тиманский кряж, IV - Токмо́вский свод, V - Московская синеклиза, VI - Днепровско-Донецкая впадина); 2-5 - палеогеографические элементы: 2 - преобладание морских условий в течение всей раннекаменноугольной бокситоносной эпохи, 3 - бассейновые условия в раннем и среднем

превышение возвышенностей 20–50 м. Бокситовые залежи на различных участках Белгородского района КМА перекрыты глинисто-карбонатными породами бобриковского, тульского, алексинского, михайловского, веневского и стешевского горизонтов, а в некоторых случаях и юрскими отложениями.

В связи с прогибанием Днепровско-Донецкой впадины и развитием визейской трансгрессии территория Белгородского района, начиная со среднего визе, испытывала общую тенденцию к погружению, с кратковременными подъемами в тульское, алексинское и михайловское время. Район бокситообразования постепенно затоплялся относительно спокойным визейским морем, которое ингрессировало в депрессионные понижения, разделенные гребне- и холмообразными возвышенностями. Наиболее крупные залежи латеритных высококачественных бокситов расположены на площадях, перекрытых лагунно-морскими осадками алексинского и михайловского времени. Образование бокситовых залежей на территории Белгородского района КМА происходило непрерывно в малиновское, яснополянское и раннеокское время. Климат во время бокситообразования был теплым и гумидным (Клекль, 1969; Грайзер и др., 1974).

Линзообразный тип месторождений формации латеритных покровов представлен залежами линзообразной формы, широко развитыми в Высокопольском бокситоносном районе на юге Украинского кристаллического щита. Бокситовые залежи в этом районе приурочены к верхней части латеритной коры выветривания и расположены в основном на вершинах и частично на склонах погребенного гребнеобразного поднятия, вытянутого с северо-запада на юго-восток на протяжении 32 км и имеющего ширину 1,5–2,5 км. Поднятие окружено двумя крупными депрессиями с разветвленной сетью мелких притоков, врезанных в поднятие и расчленяющих его на отдельные, более мелкие, округлые или вытянутые возвышенности раз-

---

(Окончание подписи)

визе, 4 – господство континентальных условий в раннем визе и преобладание бассейновых и морских условий в среднем и позднем визе, 5 – континентальные условия на протяжении всей нижнекаменноугольной эпохи; 6 – граница современного распространения визейских отложений; 7 – месторождения латеритные (автохтонные) линейного типа нижнего – среднего визе; 8–10 – области развития бокситоносных отложений различного возраста с осадочными (аллохтонными) месторождениями определенного типа: 8 – долинного, среднего визе (тульское время), 9 – пластообразного, верхнего визе (алексинское время), 10 – пластообразного, среднего и позднего визе (тульское и алексинское время); 11–12 – бокситопроявления раннего и среднего визе (главным образом алексинского времени): 11 – пластообразный тип, 12 – карстовый тип; 13 – полигенные (комплексные) месторождения пласто-линзообразного типа раннефранского возраста

личных размеров. Залежи бокситов сложены преимущественно каменистыми бокситами, встречаются также рыхлые и реже глинистые. Среди каменистых выделяются следующие разновидности: с реликтовой структурой материнских пород, чаще всего сланцев; с псевдобрекчиевидной текстурой, с переходными текстурами от псевдобрекчиевидной к бобовым; с бобовой структурой; с "трубчатой" текстурой. Две последние разновидности широко распространены на месторождении (Басс и др., 1971).

Формирование месторождений происходило на всхолмленной прибрежной равнине в позднеюрское и раннемеловое время в результате интенсивного латеритного выветривания кристаллических пород — амфиболитов, хлоритовых и роговообманковых сланцев протерозойского возраста. Непосредственно на бокситах залегают темноцветные и углистые глины, вторичные каолины и пески бучакской свиты среднего эоцена, а также отложения верхнего эоцена (каневская свита), представленные мергелями, мергелистыми глинами, алевролитами, изредка песками.

Пласто-линзобразный тип полигенных (комплексных) месторождений латеритно-терригенной формации сложен структурными (псевдоморфными) латеритными, делювиальными и осадочными бокситами, широко распространенными на территории горст-антиклинальной структуры Средне-Тиманского бокситоносного района (см. рис. 1). Бокситовые залежи этого района относятся к нижнефранскому времени и приурочены к закарстованной поверхности сланцево-карбонатных пород рифея. Дорудный рельеф имел эрозионно-карстовое и суффозионно-карстовое происхождение с мелкими впадинами и возвышенностями изометричной и овальной формы. Кроме того, встречаются и более крупные депрессии, линейно вытянутые вдоль простирания сланцево-карбонатных пород рифейского возраста. Характер дорудного рельефа обусловлен литологическим составом пород фундамента; формирование его происходило вследствие избирательного воздействия эрозионно-карстовых и суффозионно-карстовых процессов на неоднородные по литологическому составу породы фундамента.

Среди бокситов выделяются три типа, образовавшихся в различных фациальных условиях (Смирнов и др., 1973): структурные (псевдоморфные), пролювиально-делювиальные и переотложенные (осадочные). Первые из них являются латеритными бокситами, возникшими в результате интенсивного выветривания глинистых сланцев рифея. Пролувиально-делювиальные бокситы представляют собой продукты ближайшего переотложения латеритных бокситов и занимают более пониженные участки по сравнению с ними. Переотложенные (осадочные) бокситы относятся к озерным и озерно-болотным образованиям, залегающим под лигнитоподобными породами и углистыми аргиллитами. Бокситоносный горизонт перекрыт песчано-глинистыми прибрежно-морскими отложениями и базальтами нижнефранского возраста. Формирование бокситовых залежей происходило на пенепленизированной равнине с

эрозионно-карстовым и суффозионно-карстовым рельефом, окруженной с трех сторон нижефранским морем.

Долинный (овражно-балочный) тип месторождений широко распространен в Тихвинском бокситоносном районе (западный борт Московской синеклизы). Бокситовые залежи в виде линейно вытянутых линз и небольших пластов залегают в толще песчано-глинистых отложений среднего визе (тульский горизонт), на глинистых породах верхнего девона, поверхность которых сложена долинами, балками и оврагами (глубиной 20–60 м) древней речной сети. Залежи бокситов обычно имеют узкую, линейно вытянутую, линзообразную форму с плоской, слабо вогнутой поверхностью кровли и выпуклой вниз поверхностью подошвы. В центральной части залежей расположены бокситы лучшего качества, которые к периферии сменяются низкосортными бокситами, затем аллитами и силлитами. Формирование бокситов происходило преимущественно в верховьях овражно-балочных желобообразных депрессий – руслах древних водотоков. В восточной части района во время бокситообразования располагалось древнее море тульского времени.

Месторождения пластообразного типа приурочены к нижнекаменноугольным терригенным отложениям северной части Русской платформы (Северо-Онежский и Южно-Тиманский районы, см. рис. 1) и песчано-глинистым отложениям мелового возраста Северного Казахстана (Центрально-Тургайский район). Бокситовые залежи имеют пластообразную форму со сложными контурами в плане и разрезе, как правило, маломощные, но значительные по площади.

В Северо-Онежском бокситоносном районе бокситовые залежи расположены среди терригенных отложений тульско-алексинского возраста и приурочены к каолиновым пескам и алевритистым каолиновым глинам с большим количеством растительных остатков, которые по мере погружения толщи фациально замещаются песками. Бокситы генетически связаны с кристаллическими породами древнего фундамента (базальты, метабазиты, сланцы), служившими источником бокситообразующих компонентов. На участке выхода фундамента на дорудную поверхность этим породам всегда сопутствовали залежи бокситов и аллитов. Во время бокситообразования дорудный рельеф в этом районе представлял собой плоское плато, полого погружающееся к юго-востоку, на котором располагались долинообразные депрессии глубиной до 60 м, шириной до 3 км и котловинообразные впадины до 5–8 км в диаметре и глубиной до 80 м. Дорудный рельеф находится в прямой зависимости от поверхности докембрийского фундамента. Формирование месторождений бокситов происходило в неглубоких, обширных, замкнутых долино- и котловинообразных депрессиях с пологими склонами и плоским дном. Наиболее интенсивно бокситонакопление протекало в замкнутых котловинах и приустьевых участках древних долин (Кальберг и др., 1971). Эти депрессии образовались в результате выполнения эрозионно-тектонических впадин в кристаллическом фундаменте кембрийскими и девонскими отложениями.

В пределах Южно-Тиманского бокситоносного района месторождения бокситов приурочены к нижней части терригенной толщи тульско-нижнеалексинского возраста, которая согласно перекрывается известняками верхнеалексинского времени. В период бокситообразования этот район представлял собой холмистую равнину с пологими впадинами и возвышенностями с амплитудой колебания до нескольких десятков метров. Дорудный фундамент района сложен глинисто-карбонатными породами фаменского возраста. Месторождения бокситов формировались в пониженных участках эрозионно-карстового рельефа — мелких, но обширных по площади заболачивающихся карстовых котловинах, небольших карстовых воронках, а также, возможно, в древних поймах и старицах речных долин. В первые этапы бокситонакопления рельеф был умеренно расчлененным, а в последние — выровненным. Угленосная пачка, перекрывающая бокситы, образовалась на почти выровненной заболоченной равнине. Бокситовые залежи приурочены к озерно-болотным, аллювиально-озерным и делювиально-аллювиальным фациям. Первая из них наиболее широко распространена. В Южно-Тиманском районе холмистая равнина, в пределах которой формировались месторождения бокситов, со всех сторон, за исключением севера, была окружена визейским морем. Климат в это время был теплым и влажным.

Таким образом, в пределах Русской платформы за сравнительно короткий срок, в визейское время, в зависимости от палеогеографических, фациальных и других условий образовались бокситовые месторождения различных типов. Их формирование связано с предвизейским и ранневизейским континентальным перерывом в осадконакоплении и обширной визейской трансгрессией, охватившей большую площадь Русской платформы (см. рис. 1). Раннекаменноугольный перерыв в восточных районах платформы продолжался в течение раннего турне, в ее центральных и западных районах — существовал в позднем турне, раннем и среднем визе, а в некоторых районах и в позднем визе. Климат в это время был теплым, влажным, близким к тропическому, с большим количеством осадков.

Трансгрессия моря началась в среднем визе в результате погружения восточной части платформы и продвигалась с востока и юго-востока на запад и северо-запад. Максимального развития визейская трансгрессия достигла в позднем визе и раннем намюре, когда морем была покрыта большая часть территории Русской платформы. Визейская трансгрессия имела неравномерный, прерывистопоступательный характер. Это привело к тому, что в отдельных районах Русской платформы бокситы формировались в разное время раннекаменноугольной эпохи, т.е. по мере развития трансгрессии визейского моря на запад и северо-запад бокситообразование захватывало более высокие стратиграфические уровни визейского яруса.

В связи с этим области бокситонакопления перемещались во времени и пространстве, а возможно, изменялась и направленность

бокситообразующего процесса от латеритных (автохтонных) к осадочным (аллохтонным) месторождениям бокситов. В раннем и среднем визе (малиновское и яснополянское время) формировались латеритные месторождения в Белгородском бокситоносном районе КМА. В Тихвинском районе бокситообразование закончилось раньше, чем в Северо-Онежском (т.е. в алексинское время), а в последнем бокситонакопление продолжалось и прекратилось лишь в михайловское время, когда район стал затопливаться визейским морем. Это предположение подтверждается тем, что в Тихвинском районе бокситовые залежи перекрыты песчано-глинистыми прибрежно-морскими отложениями алексинского горизонта, а в Северо-Онежском районе на бокситах залегают породы более позднего времени — михайловского и венево-стешевского горизонтов. В пределах Южно-Тиманского района бокситообразование происходило в конце среднего визе (тульское время), возможно, и в самом начале раннего визе (раннеалексинское время). В позднеалексинское время визейская трансгрессия распространилась на всю территорию Тимана, и бокситообразование в этом районе навсегда прекратилось.

Поэтому перспективы поисков месторождений бокситов неодинаковы в различных частях Русской платформы. Визейская трансгрессия прерывисто-поступательного характера сыграла благоприятную роль при захоронении и сохранении сформировавшихся месторождений бокситов. На некоторых месторождениях небольшой размыв бокситов происходил в самую раннюю стадию трансгрессии, а в дальнейшем бокситовые горизонты были перекрыты достаточно мощными толщами преимущественно карбонатных отложений визейского и намюрского ярусов.

Кроме Русской платформы, месторождения пласто- и линзообразного типа развиты в центральной приосевой части Тургайской бокситоносной провинции. Залежи бокситов этого типа здесь приурочены к аккумулятивной равнине и залегают среди песчано-глинистых лигнитоносных отложений озерной и озерно-болотной фаций мелового возраста. Рельеф во время бокситообразования был равнинным, с небольшими пологими возвышенностями и впадинами. Водоемы, в которых формировались пластообразные залежи бокситов, заполняли в основном обширные неглубокие эрозионные впадины и реже небольшие карстовые депрессии. В южной и северной частях Тургайской равнины располагалось меловое море (Кирпаль, Хацкевич, 1975).

Месторождения карстового, контактово-карстового, карстово-котловинного и контактово-карстово-котловинного типов терригенной формации приурочены к древним карстовым областям и очень сходны по условиям формирования. Они образовались на Южном Урале, в Северном Казахстане (рис. 2), в Центральной и Южной Сибири (рис. 3) в меловое и палеогеновое время в пределах закарстованных областей, сложенных дислоцированными карбонатными, эффузивно-осадочными и сланцевыми породами. В зависимости от особенностей геологического строения и тектонической структуры

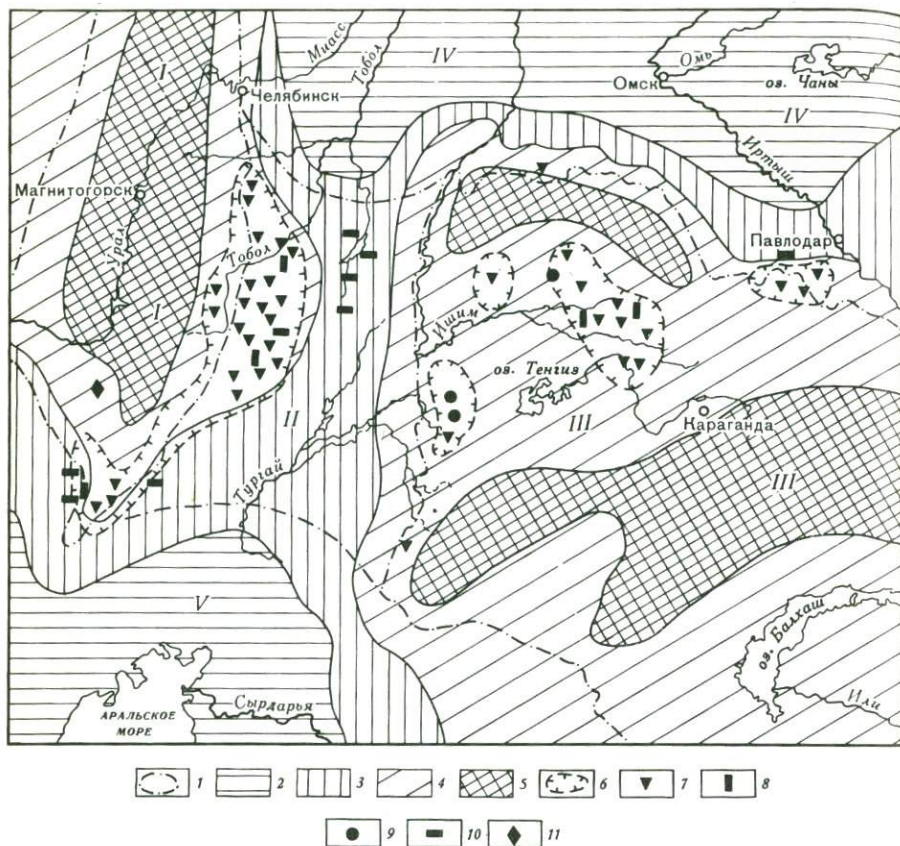


Рис. 2. Палеогеографическая схема образования бокситов в меловое и раннепалеогеновое время на Южном Урале и в Северном Казахстане

I - границы крупных тектонических структур (I - Южный Урал, II - Тургайский прогиб, III - Казахская складчатая область, IV - Западно-Сибирская плита, V - Туранская плита); 2-6 - палеогеографические элементы: 2 - море, мелководная часть шельфа, прибрежная равнина, 3 - низменная аккумулятивная равнина, 4 - денудационная холмистая равнина, 5 - возвышенная равнина, плато, 6 - области развития карстового рельефа; 7-11 - области развития бокситоносных отложений с месторождениями и бокситопроявлениями различного типа: 7 - карстового, 8 - контактно-карстового, 9 - контактно-карстово-котловинного, 10 - пласто- или линзообразного, 11 - латеритного (автохтонного)

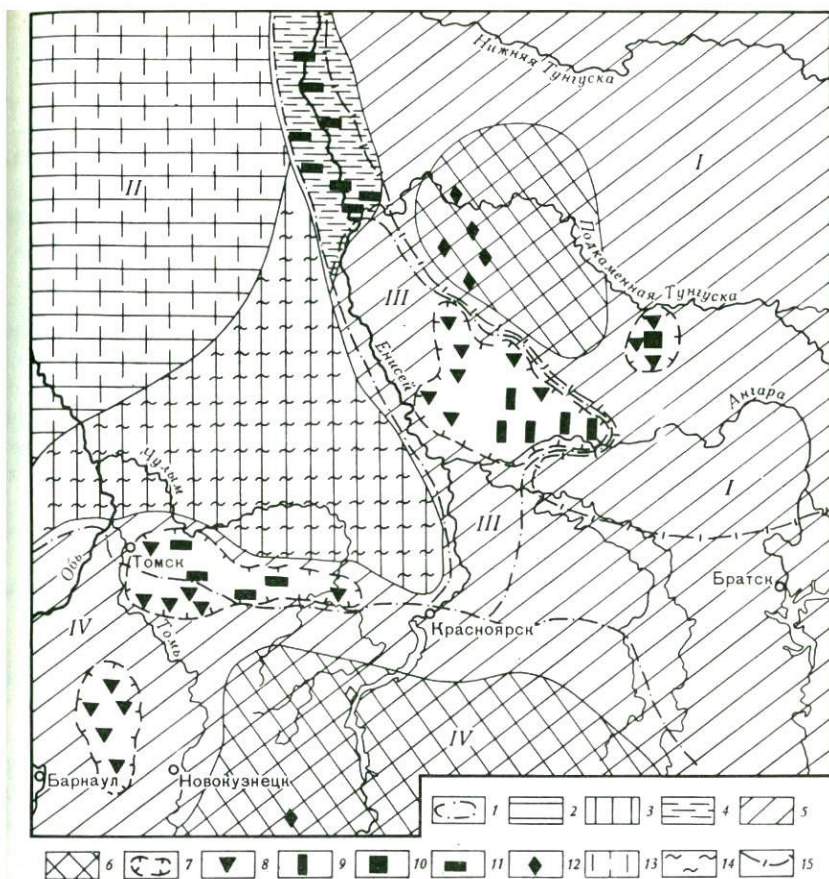


Рис. 3. Литолого-палеогеографическая схема образования бокситов в меловое и раннепалеогеновое время в Центральной и Южной Сибири

I – границы крупных тектонических структур (I – Сибирская платформа, II – Западно-Сибирская плита, III – Енисейский кряж, IV – Алтай-Саянская складчатая область); 2–6 – палеогеографические элементы: 2 – море, мелководная часть шельфа, прибрежная зона, 3 – низменная аккумулятивная равнина, 4 – приморская низменная равнина с холмистым рельефом, 5 – денудационная холмистая равнина, 6 – возвышенная равнина, плато; 7 – области развития карстового рельефа; 8–12 – области развития бокситоносных отложений с месторождениями и бокситопоявлениями различного типа: 8 – карстового, 9 – контактно-карстового, 10 – карстово-котловинного, 11 – пласто- или линзообразного, 12 – галек и латеритных (псевдоморфных) бокситов; 13–14 – отложения мел-палеогенового возраста: 13 – алевриты, глины и пески (континентальные отложения), 14 – алевриты, глины, пески и кремнистые породы (морские отложения); 15 – граница распространения пород трапшовой формации

различных участков подстилающего фундамента, размеров и форм карстового рельефа формировались карстовые месторождения бокситов различных промышленных типов.

Месторождения карстового типа образовались в озерных и озерно-болотных водоемах, которые располагались в небольших изолированных карстовых воронках на полях развития карбонатных пород дорудного складчатого фундамента. Бокситы месторождений контактово-карстового типа накапливались в узких, часто глубоких, щелеобразных, линейно вытянутых карстовых водоемах, развивающихся в зонах контакта карбонатных и алюмосиликатных пород. Месторождения карстово-котловинного типа формировались в озерных и озерно-болотных водоемах, заполняющих крупные суффозионно-карстовые и карстовые депрессии и целые карстовые поля на площадях развития эрозионно-карстового рельефа пенеппенизированных приморских равнин. Месторождения контактово-карстово-котловинного типа образовались в начальную стадию в корытоподобных карстовых депрессиях, линейно вытянутых вдоль контакта алюмосиликатных и карбонатных пород дорудного фундамента, и в завершающую стадию — в обширных котловинообразных депрессиях, заполненных озерными и болотными водоемами.

Таким образом, на месторождениях бокситов Казахстана, Центральной и Южной Сибири наблюдается пространственная и генетическая связь бокситов с литологическим составом подстилающих пород дорудного фундамента. Бокситовые залежи приурочены к площадям развития карбонатных пород складчатого фундамента или к зонам контакта карбонатных и алюмосиликатных пород.

На площадях их развития формировались эрозионно-карстовые и суффозионно-карстовые депрессии, карстовые поля или обособленные карстовые воронки, которые служили местами накопления бокситовых залежей. В связи с этим месторождения бокситов часто образуют бокситоносные зоны, расположенные вдоль структур палеозойского (складчатого) дорудного фундамента. Наиболее благоприятная геологическая ситуация была в том случае, когда в строении дорудного фундамента полосы карбонатных пород шириной 3–8 км располагались среди обширных площадей, сложенных эффузивными породами основного и среднего состава, глинисто-гидрослюдистыми сланцами или другими необходимыми для бокситообразования алюмосиликатными породами. Близость источника бокситообразующих компонентов — коры выветривания алюмосиликатных пород и области накопления — карстовых депрессий на карбонатных породах являлась наиболее благоприятным фактором бокситообразования.

Все карстовые месторождения приурочены к континентальным терригенным озерным и озерно-болотным формациям, преимущественно к их глинистым фациям, среди которых часто встречаются горизонты каолиновых глин, содержащих свободный глинозем, а также тонкодисперсные пестроцветные, углистые и лигнитоносные глины.

На многих карстовых месторождениях наблюдается закономерное чередование в вертикальном разрезе отдельных литологических разновидностей бокситов и бокситовмещающих пород. В основании бокситоносных отложений залегают пролювиально-делювиальные глины, иногда с обломочной текстурой, выше лежат пестроцветные глины, на которых расположены каменистые и рыхлые бокситы. Заканчивается разрез бокситоносных отложений каолиновыми и часто лигнитоносными глинами. В наиболее глубоких карстовых воронках иногда наблюдается частое переслаивание горизонтов бокситов и пестроцветных глин (до 5–8 горизонтов бокситов), однако в общем виде бокситоносная толща всегда двухчленна: нижняя часть состоит из пестроцветных каолиновых глин, а верхняя – из залежей каменистых и рыхлых бокситов.

Согласно палеогеографическим исследованиям, карстовые месторождения бокситов формировались в континентальных условиях, в пределах карстовых полей с озерными и озерно-болотными водоемами, расположенными на прибрежных денудационных равнинах мелового и палеогеновых морей, при спокойном тектоническом режиме. Дорудный рельеф в районах бокситообразования был холмисто-увалистый на алюмосиликатных породах и карстовый на площадях развития карбонатных пород.

Бокситы в Северном Казахстане образовались, по-видимому, в период, предшествовавший морским трансгрессиям. По мере расширения меловых и палеогеновых трансгрессий в бокситообразование вовлекались все новые площади с более высокими абсолютными отметками дорудного рельефа палеозойского фундамента. В процессе развития этих трансгрессий смешались районы бокситонакопления во времени и пространстве (Кирпаль, Хацкевич, 1975). Климат во время бокситонакопления, судя по многочисленным спорово-пыльцевым комплексам и другим палеоботаническим остаткам, был теплым и влажным.

Группа месторождений, связанных с карбонатными формациями карстово-пластообразного, пластообразного (линзообразного) и карстового типов, приурочена к складчатым областям. Наиболее значительные месторождения расположены в Североуральском, Ивдельском и Южноуральском, а также Салаирском и Боксонском бокситоносных районах. Месторождения этой группы образовались в геосинклинальных условиях, во время континентальных перерывов в осадконакоплении в различных по величине, в основном пресноводных бассейнах и в меньшей степени – в лагунных опресненных или прибрежно-морских солоноватоводных условиях. Месторождения приурочены к закарстованным полям, подстилаемым рифогенными известняками верхнерифейского, средне- и верхнедевонского возраста. Кровля пласто- и линзообразных залежей бокситов обычно ровная или слабо волнистая, а основание неровное, иногда изрезанное, что обусловлено контурами кровли рифовых известняков и дорудным карстовым рельефом карбонатных пород.

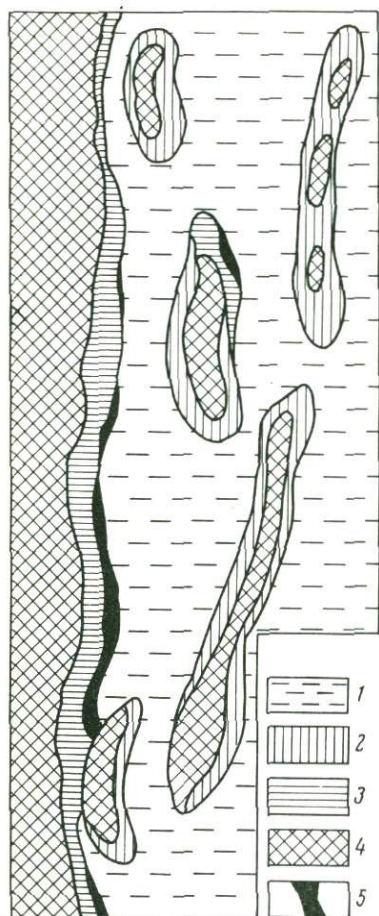


Рис. 4. Палеогеографическая схема образования бокситов в Североуральском районе в раннеэоценовое время

1-4 - палеогеографические элементы: 1 - море, мелководная часть шельфа, прибрежная зона, 2 - приморская равнина, временами заливавшаяся морем, 3 - денудационная равнина, 4 - возвышенная холмистая равнина; 5 - области накопления бокситоносных осадков

В Североуральском бокситоносном районе бокситы формировались в пределах приморской равнины, временами заливаемой морем, к западу от которой находилась денудационная равнина (рис. 4). В этом районе в бокситоносных отложениях в направлении моря синхронные фашии бокситов расположены в следующем порядке (Гладковский, Шарова, 1964): красные марки, красные немарки, красные яшмовидные и зеленовато-серые бокситы, далее глинистые сланцы и темно-серые известняки; преобладают красные бокситы, обычно составляющие 70-90% общего объема бокситовых залежей.

На геосинклинальных месторождениях СССР большинство исследователей бокситовые залежи делят на два горизонта: нижний, сложенный красными бокситами, которые вверх по разрезу без заметного перерыва сменяются серыми или зеленовато-серыми бокситами.

Формировались эти бокситы в различных фациальных условиях. Накопление красных бокситов происходило в первый этап бокситообразования, по-видимому, в континентальных озерных водоемах, которые заполняли обширные неглубокие карстовые депрессии, возможно, целые поля или отдельные изолированные, глубокие, но небольшие по площади карстовые воронки. Серые и зеленовато-серые бокситы накапливались во второй этап бокситообразования при заболачивании их ингрессирующим морем в прибрежно-морских пресноводных или опресненных водоемах, а также солоноватоводных лагунах и заливах. При дальнейшем опускании региона развивались глинистые, глинисто-мергелистые породы и известняки, перекрывающие бокситы.

## АБСТРАКТ

The bauxite deposits of the USSR fall into four groups: laterite, complex (polygenetic), sedimentary of a terrigenous formation and sedimentary of a carbonate formation depending on the bauxite-bearing formation which they are considered to be confined to and the conditions of their origin. These groups comprise 12 commercial types.

The group of deposits of a laterite formation includes two types: linear and lenticular ones. They are confined to summits of the buried ridge-like uplifts being elongated in a linear mode along the structures of the old basement and they have a linear elongated form or an isometric lenticular one. A sheet-like lenticular type of complex (polygenetic) deposits is confined to the laterite-terrigenous formation, these deposits being composed of laterite (pseudomorph), talus and sedimentary bauxites and they occur on a karsted surface of the Riphean shale-carbonate rocks.

The group of the terrigenous bauxite-bearing formation includes six types: valley, sheet-like, karst, contact-karst, karst-basin and contact-karst-basin ones. Deposits of the valley type are confined to the gorge-ravine valley-shaped depressions located in the headstream of the old river drainage. The sheet-like deposits occur in the terrigenous sandyargillaceous sediments and they are represented by thin sheet-like deposits which are of a complicated shape and cover extensive areas. All the karst deposits are of Cretaceous-Paleogene age and are confined to the karsted regions composed of dislocated carbonate effusive-sedimentary rocks and shales.

The group of deposits of the carbonate formation includes three types: karst-sheet-like, sheet-like (lenticular) and karst. They are confined to the folded areas, their formation having taken place under the geosyncline conditions.

## ЛИТЕРАТУРА

- Басс Ю.Б., Рябчук В.К., Славутский М.В., Шалыт Е.С. Бокситы платформенной части Украинской ССР (Южная провинция). - В кн.: Платформенные бокситы СССР. "Наука", 1971.
- Гладковский А.К., Шарова А.К. Значение фациальных первичных и вторичных особенностей бокситов в прогнозировании. - Труды Ин-та геологии Уральск. фил. АН СССР, 1964, вып. 64.
- Грайзер М.И., Игнатъева Л.А. и др. Перспективная оценка бокситоносности некоторых районов Русской платформы. - Сов. геология, 1974, №4.
- Кальберг Э.А., Левондо Е.П., Махнач Э.К. Бокситы северо-запада Русской платформы (Северо-Западная провинция). - В кн.: Платформенные бокситы СССР. "Наука", 1971.
- Кирпаль Г.Р. Промышленные типы месторождений бокситов СССР, закономерности размещения и формирования. - ICSOBA, traisieme congres international. Nice, 1973.
- Кирпаль Г.Р., Хацкевич В.А. Палеогеография времени формирования месторождений бокситов Тургайской провинции. - В кн.: Проблемы генезиса бокситов. "Наука", 1975.
- Клекль В.Н. Древние коры выветривания КМА и перспективы поисковых работ на бокситы. - Литол. и полезн. ископ., 1969, № 5.

## СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ ЛАТЕРИТНЫХ БОКСИТОВ В СССР

Долгое время считалось, что на территории СССР распространены в основном лишь латеритные никеленосные коры выветривания, развитые на массивах ультраосновных пород, и совершенно нет типичных латеритов, остаточных бокситов и других продуктов латеритного выветривания. Только в 1933 г. геолог А.Л. Загянский впервые высказал мнение о том, что богатые железные руды Курской магнитной аномалии представляют собой продукт латеритного выветривания железистых кварцитов и некоторых других пород докембрийского возраста Воронежской антеклизы. Представления А.Л. Загянского, вначале не нашедшие поддержки у широкого круга геологов, в дальнейшем во все большей степени подтверждались. Б.П. Кротов, посетивший КМА в 1952 г., обратил внимание на то, что кора выветривания, развитая на древних породах фундамента, имеет латеритный характер. Кроме того, по его мнению, на территории Курской магнитной аномалии возможно обнаружение и бокситов, связанных с корой выветривания. В 1956 г. это предположение подтвердилось, и при бурении скважины на железные руды на Яковлевском железорудном месторождении были обнаружены латеритные бокситы, развитые в верхней части профиля коры выветривания, сформированной на метаморфических породах фундамента платформы. В настоящее время в районе КМА известны Висловское и другие месторождения латеритных бокситов, погребенные под покровом пород осадочного чехла Русской платформы.

На Украинском щите бокситы впервые обнаружены еще в 1938 г. сотрудницей ВИМС Е.А. Кудиновой. В конце сороковых годов геологами Южно-Украинской экспедиции было открыто еще несколько проявлений подобных же образований. Однако бокситы на всех этих объектах рассматривались до конца пятидесятых годов как типичные осадочные накопления, возникшие в результате химического отложения глинозема или вследствие переотложения продуктов коры выветривания. Только после открытия латеритных бокситов на Воронежской антеклизе прежние воззрения были пересмотрены в свете новых фактических данных, и утвердилось представление об остаточном генезисе бокситов, известных в Высокопольском месторождении и некоторых бокситопоявлениях Украинского щита.

К.Н. Трубина (1958) указала на наличие латеритных кор выветривания в области восточного погружения Балтийского щита в Северо-Онежском районе. Ее данные подтверждены работами Ф.А. Киреева, описавшего коры выветривания этого типа на разных породах Балтийского щита в районе Ветренного пояса.

На Урале месторождения латеритных бокситов известны в Мугоджарах и Орском Зауралье. В Мугоджарах Л.И. Киселевым в

1966 г. впервые описаны латеритные бокситы Актогайского месторождения, развитые на габбро. В Орском Зауралье В.А. Гуцаки (1963) обнаружил латеритные бокситы, образованные в коре выветривания пород основного состава, развитые в урочище Каранды-сай. В.П. Егоров и В.М. Новиков (1973) указали на наличие латеритных бокситов на Кредиковском и Ишкиненском бокситопроявлениях (Южный Урал). Интересное открытие сделал Л.И. Киселев (1973), обнаруживший остаточные бокситы в линейной коре выветривания на Бурановском участке Кимперсайского серпентинитового массива.

Первое указание на наличие латеритных бокситов в Средней Азии принадлежит М.Ф. Викуловой (1948), по мнению которой, бокситы Янгоклькского месторождения имеют латеритное происхождение. Позднее Л.П. Коннов (1964) высказал предположение о подобном же генезисе некоторых других бокситовых месторождений и рудопроявлений Средней Азии. Однако, как показали работы С.К. Гиппа (1964) и Б.А. Богатырева (1971), бокситы этих объектов, в том числе и Янгоклькского месторождения, следует рассматривать как осадочные образования. В настоящее время, по данным Б.А. Богатырева (1974), латеритные бокситопроявления в этом районе известны в коре выветривания основных эффузивов на Кайракском месторождении в горах Байсун-Тау (юго-западные отроги Гиссарского хребта).

Латеритные бокситы на Сибирской платформе также установлены в самое последнее время. Первые высказывания по этому поводу принадлежат В.П. Казаринову (1958) и Е.А. Кудиновой (1960, 1963). В.П. Казаринов, разбирая проблему бокситов Сибири, определенно указал на возможность образования латеритных кор выветривания и бокситов на породах трапповой формации. Многочисленные гальки и обломки латеритных бокситов, обнаруживаемые в составе современного аллювия рек — правых притоков Енисея, впадающих в него к северу от устья Ангары, несомненно, свидетельствуют о былом широком распространении латеритных покровов в юго-западной части Сибирской платформы. Это подтверждает представление В.П. Казаринова.

Е.А. Кудинова подробно рассмотрела перспективы бокситоносности северо-восточной части Сибирской платформы и привела разрез коры выветривания на траппах в бассейне р.Далдын. Кора эта, судя по данным химического анализа, имеет латеритный характер. Латеритные коры из разных районов Сибирской платформы изучались М.С. Каштановым (1966), А.Д. Слукиным (1967) и некоторыми другими геологами. В коренном залегании небольшие тела латеритных бокситов были открыты А.Д. Слукиным (1971, 1974) на Чадобецком куполовидном поднятии.

Имеющиеся указания на наличие латеритных бокситов в некоторых районах Западной Сибири, Центрального Казахстана и других областей нуждаются в уточнении и проверке в свете современных представлений об их генезисе.

Приведенные краткие сведения показывают, что глиноземные латериты на территории СССР ограниченно распространены. Несмотря на это, они представляют значительный теоретический интерес, так как указывают на существование в прошлом геологических условий, благоприятных для бокситообразования. Несомненно также, что в нашей стране будут найдены новые месторождения латеритных бокситов.

Вопрос о связи латеритных бокситов с основными тектоническими структурными элементами земной коры долгое время геологами не рассматривался. Только сравнительно недавно появились работы, в которых описаны особенности размещения кор выветривания и связанных с ними латеритов. Отдельные аспекты этого вопроса рассмотрены в монографии В.Н. Разумовой, Н.П. Хераскова и А.Г. Черняховского (1963). При описании условий прогноза бокситов Д.Г. Сапожников (1961) подчеркивал связь как остаточных, так и осадочных месторождений этих руд с элементами тектонической структуры платформенных областей. В более позднее время он неоднократно возвращался к этому вопросу (Сапожников, 1968, 1973).

В настоящее время можно считать установленным, что латериты, богатые глиноземом, нередко переходящие в остаточные бокситы, распространены в пределах СССР в основном на платформах — Русской и Сибирской, реже в областях завершённой складчатости (Мугоджары, Южный Урал) и в одном случае — в пределах активизированной платформы (блоки латеритных бокситов на Кайракском месторождении в горах Байсун-Тау, Средняя Азия).

В пределах платформенных областей латериты приурочены к положительным тектоническим структурам: шитам, антеклизам, куполовидным складкам, которые в ходе геологической истории представляли собой области поднятий. В течение длительного времени с ними совпадали области суши, где преобладало выветривание, тогда как на соседних территориях в пределах плит шли процессы континентального или морского осадконакопления.

Шиты являются одним из крупных положительных элементов платформ, областями длительных и устойчивых поднятий и поэтому представляют наибольший интерес как тектонические структуры, с которыми могут быть связаны латеритные образования.

Латеритные бокситопоявления известны в пределах Украинского шита на Русской платформе. Наибольший интерес представляют Высокотское и Южно-Никопольское месторождения, расположенные в области южного погружения шита. Латеритные бокситы перекрыты здесь маломощным чехлом осадочных отложений. В сводовой части шита известны только мелкие проявления на площади, ограниченной с севера, востока и юга долиной Днепра на протяжении от г. Кременчуг до с. Нововоронцовка, а на западе линией, соединяющей с. Высокополье, города Кривой Рог и Кременчуг. Отдельные проявления латеритных бокситов обнаружены к северо-западу от г. Первомайск, а также в Володарско-Вольнском, Смелянском и некоторых других районах (рис. 1).

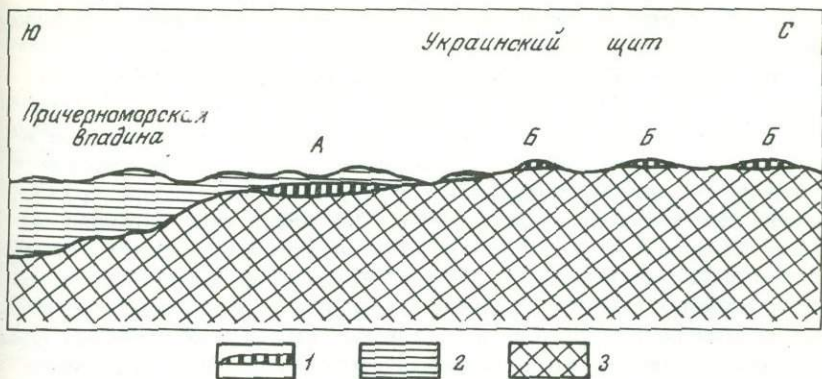


Рис. 1. Схема расположения латеритных бокситов в пределах Украинского щита

1 - латеритные бокситы; 2 - мезо-кайнозойские породы осадочного чехла платформы; 3 - породы докембрийского складчатого основания; А - погребенные латеритные бокситы Высокопольского месторождения; Б - латеритные бокситопроявления, развитые на поверхности

Балтийский щит на Русской платформе представляет собой структурный элемент, малоблагоприятный с точки зрения возможности обнаружения латеритов, поскольку формация коры выветривания, некогда широко распространенная на его поверхности, была в основном уничтожена в результате ледниковой антропогенной абразии. В сводовой части щита в настоящее время неизвестны бокситовые месторождения остаточного происхождения. Сохранившиеся местами корни кор выветривания не позволяют сделать обоснованное заключение о характере их верхних горизонтов. Присутствие латеритных кор выветривания в пределах восточного погружения щита в районе Ветренного пояса дает основание допустить широкое развитие древних латеритов, некогда распространенных в его сводовой части.

На территории Алданского щита до сих пор не удалось обнаружить латеритных бокситов. Это, вероятно, обусловлено недостаточной изученностью этого крупнейшего структурного элемента Сибирской платформы.

Казахскую складчатую страну можно рассматривать как щит на эпигерцинской Урало-Сибирской платформе, сложенный породами палеозойского и докембрийского возраста, развитыми непосредственно на поверхности. Бокситы латеритного происхождения на щите в настоящее время неизвестны, однако в Северном Казахстане установлены корни линейной коры выветривания латеритного типа на Джаман-Букомбаевском серпентинитовом массиве и реликты площадной коры, связанной с габбро Челкарского интрузива. В обоих случаях кора содержит небольшое количество свободного глинозема (Тю-

рин, 1964) и служит указанием на то, что в этой части шита ранее существовал покров глиноземных латеритов.

Антеклизы представляют собой тектонические структуры, в пределах которых в отдельных случаях известны латеритные коры и остаточные бокситовые месторождения. Чрезвычайный интерес в этом отношении представляет Воронежская антеклиз на Русской платформе. В пределах названной структуры широко распространена формация древней коры выветривания. Два члена этой формации – богатые гипергенные железные руды и латеритные бокситы – представляют парагенетически связанные образования, следующие полосами в пределах области развития материнских пород соответствующего состава на КМА (Никитина, 1968). Исходными породами бокситов здесь являются кварц-хлорит-серицитовые и другие сланцы нижнепротерозойского комплекса курской серии, залегающие под железистыми кварцитами, кроющими их или переслаивающимися с ними. Латеритные бокситы КМА перекрыты чехлом более молодых пород мощностью 400–600 м, из которых наиболее древние – отложения визейского яруса нижнего карбона. Латеритные бокситы развиты в районах КМА исключительно в пределах юго-западного крыла Воронежской антеклизы.

На Тиманской антеклизе распространены преимущественно осадочные бокситы, однако появились указания на присутствие латеритных бокситов на Среднем Тимане в пределах Четласского Камня. Главная часть бокситов здесь также относится к карстовому типу.

Куполовидные структуры. Помимо шитов и антеклиз латеритные бокситы бывают связаны с тектоническими структурами более высокого порядка, в частности с Чадобецким куполовидным поднятием на Сибирской платформе. По данным А.Д. Слуккина (1967), на различных породах, развитых в ядре Чадобецкого купола, формировалась латеритная кора выветривания, в верхней зоне которой наблюдается обогащение свободным глиноземом.

При последующих работах А.Д. Слуккину удалось обнаружить типичные латеритные бокситы, развитые в коре выветривания на докембрийских сланцах, а также на кимберлитах и щелочных ультраосновных породах (Слуккин, 1971). Все эти латеритные образования распространены в области северного ядра Чадобецкого купола, на ограниченных участках, измеряющихся десятками и реже сотнями квадратных метров. Они большей частью перекрыты рыхлыми образованиями четвертичного и более древнего возраста.

В области завершенной складчатости латеритные бокситы известны в южной части Уральской складчатой системы – в Орском Зауралье и Мугоджарах. В последнем районе обнаружено несколько проявлений. На наиболее типичном из них Актогайском проявлении латериты слагают вершины небольших возвышенностей палеорельефа, выработанного на дислоцированных породах палеозойского складчатого фундамента (Егоров, Новиков, 1973).

Наибольший интерес представляют латеритные бокситы Бурановского проявления, приуроченные к линейной коре выветривания.

Последняя развита в зоне контакта серпентинитов Кимперсайского массива с телом габбро, прорвавшего гипербазиты (Киселев, 1973).

В области возрожденной складчатости на территории Средней Азии латеритные бокситопоявления обнаружены на Кайракском месторождении, в верхней части профиля коры выветривания. Последняя сформирована на толще эффузивных пород палеозойского складчатого комплекса, представляющего собой нижний структурный этаж в пределах региона. Б.А. Богатырев (1971) выделяет здесь в коре выветривания следующие зоны (снизу вверх): 1) дезинтеграции (слабо измененная трещиноватая эффузивная основная порода); 2) гидратации и выщелачивания (породы гидрослюдисто-гидрохлоритового состава); 3) гидролиза (породы железисто-каолинитового состава с небольшими телами высокоглиноземистых образований). Последние имеют форму гнезд и небольших (до 0,5 м) блоков, обладают характерной пористой текстурой и могут рассматриваться как фрагменты латеритов из зоны конечного гидролиза.

Породы коры выветривания, относимые к триасу, перекрываются отложениями рэтского возраста, которые вверх сменяются юрской угленосной толщей. Есть основания полагать, что они будут связаны с такими же элементами структуры, что и на платформах. Однако в Средней Азии такие элементы структуры древней платформы, как щиты, антеклизы и некоторые другие, возникшие до активизации, замаскированы в результате наложения более поздних активных тектонических движений. Это не позволяет увязать латеритные коры и родственные им проявления элювиального процесса с первичными структурно-тектоническими элементами платформы. Тем не менее отчетливо видна связь их с пликативной структурой более молодого возраста. Так, латеритные проявления в коре выветривания Кайракского осадочного месторождения бокситов расположены в крыле антиклинали Байсун-Тау, там, где оно переходит в область ее периклинального окончания. Эта структура является пострудной и связана с одной из последних фаз альпийской складчатости.

В пределах платформенных областей СССР латериты находятся в их краевых частях и отчетливо приурочены к шитам, антеклизам и другим структурам антиклинального характера. Этой закономерности подчиняются как открытые бокситовые месторождения, залежи которых развиты непосредственно на поверхности или близ нее (Кредиковское и Карагандысайское бокситопоявления в Мугоджарах, проявление латеритных бокситов на Чадобецком поднятии), так и перекрытые осадочными породами, например, крупные месторождения КМА, погребенные под мощной (до 500 м и более) толщей осадочных отложений.

Можно полагать, что латеритные бокситовые месторождения за рубежом также подчиняются основным закономерностям размещения, установленным для них в пределах нашей страны. Действительно, значительная часть бокситовых месторождений остаточного происхождения связана с платформенными областями. Латеритные

бокситы широко распространены в пределах Африканской (месторождения Гвинеи, Берега Слоновой Кости), Индийской (месторождения Гуджарат, Бихар и др.), Бразильской (месторождение Пакосде-Кальдас и др.) и Австралийской платформ. Латеритные бокситовые месторождения на этих платформах расположены также в краевых зонах. Однако они тяготеют к тыловым частям платформ, обращенным в сторону грандиозного разлома, по которому они отделились от других частей первоначального материка (или протоплатформы). Латериты зарубежных стран, так же как и месторождения СССР, отчетливо приурочены к положительным структурам, в первую очередь к шитам (см. рис. 1). Пожалуй, наиболее отчетливо это проявляется на Африканской платформе, где уникальные латеритные бокситовые месторождения находятся в основном на Гвинейском шите.

Интересно, что латеритное бокситообразование известно не только на континентальных платформах, но и в области океанической платформы. Имеется в виду месторождение железистых латеритных бокситов о-ва Кауаи в архипелаге Гавайских островов. Они развиты на подводной возвышенности, расположенной на платформе центральной части Тихого океана.

Наряду с месторождениями, находящимися на платформах, за рубежом установлены проявления латеритных бокситов в геосинклинальных областях, например на о-ве Куба (Бугельский, Формель-Кортина, 1974), который рассматривается как часть современной геосинклинальной зоны Карибского моря. Имеются и другие указания на присутствие латеритных образований в пределах как древних, так и современных геосинклиналей. Латериты в целом не характерны для геосинклинальных областей, распространены здесь ограниченно и приурочены преимущественно к относительно стабильным участкам: срединным массивам, устойчивым глыбам, частным геоактиналиям.

Латериты закономерно приурочены к разным структурным этажам платформы (рис. 2). В СССР и в некоторых других странах они связаны исключительно с породами нижнего структурного этажа. При этом часть месторождений перекрыта более молодыми образованиями и глубоко погребена под ними (Белгородское, Яковлевское и другие месторождения КМА, Высокопольское месторождение УССР). Другая часть бокситовых месторождений остается в течение длительного времени на поверхности, не перекрывается осадочными отложениями. Если не было интенсивного размыва, то обычно сохраняется горизонт латеритных бокситов, как, например, в профиле коры выветривания, развитой на чарнокитах нижнего структурного этажа в области Салем штата Мадрас (Индия).

В отличие от этого известны многочисленные примеры приуроченности латеритных месторождений к породам верхнего структурного этажа. Такое явление наблюдается, в частности, в Гвинее, где остаточные бокситы развиты на сланцах, алевролитах и некоторых других породах свит Мали (протерозой), Пита (ордовик),

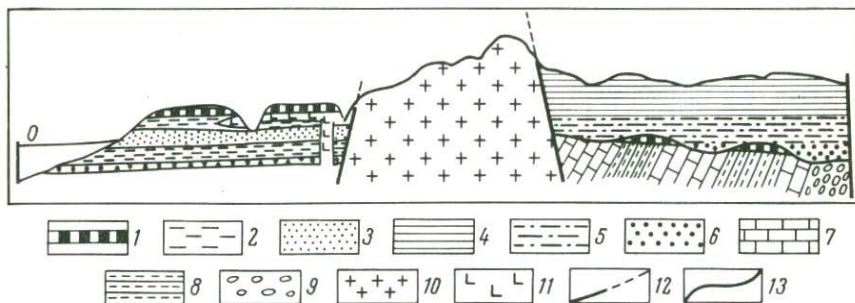


Рис. 2. Схема расположения открытых и погребенных латеритов  
 1 - латериты, развитые на поверхности и погребенные; 2 - сланцы углисто-глинистые; 3 - песчаники; 4 - глины; 5 - алевролиты; 6 - гравелиты; 7 - известняки; 8 - сланцы хлорит-серицитовые; 9 - конгломераты; 10 - гранит; 11 - долерит (силл); 12 - разрывные нарушения; 13 - поверхность погребенного рельефа

Телимеле (силур) или Феро (девон), залегающих практически горизонтально и с резким угловым несогласием на древних докембрийских породах складчатого основания Африканской платформы. Железистые латериты и алюминиево-железистые руды остаточного происхождения развиты здесь на нижнемезозойских силлах долеритового состава, представляющих собой пластовые тела, также залегающие горизонтально и интрузирующие породы палеозойского возраста верхнего структурного этажа (Михайлов, 1969).

В областях завершённой складчатости латеритные и латеритно-осадочные бокситовые месторождения расположены на поверхности дислоцированного комплекса. Латеритно-осадочные месторождения седиментационного происхождения приурочены к маломощному чехлу осадочных отложений, перекрывающих более древние дислоцированные образования.

В пределах активизированных частей платформ описываемые бокситы связаны с элементами молодых пликативных структур, с их крыльями и периклинальным окончанием (Сапожников, 1973).

Вопрос о влиянии режима вертикальных тектонических движений на формирование латеритных месторождений пока не решен. Известно лишь, что в условиях интенсивных поднятий и опусканий земной коры не наблюдается формирование латеритных и связанных с ними осадочных бокситовых месторождений.

В то же время считается установленным положительное влияние стабильного режима медленных поднятий на латеритообразование. До сих пор неизвестно, при какой скорости поднятий земной коры возможно развитие этого процесса. Данные, характеризующие условия образования бокситов в Гвинее, позволяют несколько уточнить этот вопрос. В частности, считается, что Гвинейский щит, на территории которого в течение длительного времени идут интен-

сивные процессы бокситообразования, испытывает устойчивые поднятия со скоростью порядка 10–20 мм в 1000 лет. По-видимому, можно считать, что такая скорость вертикальных восходящих движений ни в коей мере не препятствует, а, наоборот, закономерно стимулирует процесс латеритного бокситообразования.

## АБСТРАКТ

The lateritic bauxites of the USSR considerably differ from the classical formations of this type which are typical to the tropical areas. As a rule the former are more ancient and consequently they are overlapped by a cover of recent sedimentary accumulative formations which have sometimes considerable thickness. They are subjected also to intensive secondary processes (kaolinization, chamositization etc.). The lateritic bauxites so far discovered in the USSR are associated with the weathering crusts of complete profile and represent its upper horizon. They are underlied by the rocks of kaolinite, hydromica and desintegration zones. In respect to structural tectonic features the deposits and shows of lateritic bauxites are localized mainly on Russian and Siberian ancient platforms, and to a lesser extent they occur both in the area of completed folding of the South Urals and in the South Tien Shan area of restored folding (the foothills of Gissar Ridge).

On the platforms the bauxites of the type under consideration are bound up with the upstanding structures – shields, anticlines, domal upwarplings. Everywhere they are connected with the weathering crusts formed on the rocks of the lower structural stage of platforms. In Africa the classical lateritic bauxites are also bound up with the upstanding element of a platform, namely with the Guinean Shield, but unlike the bauxites of the USSR they were formed on sedimentary rocks of the upper structural stage. In the area of completed folding the lateritic bauxites are connected with the ancient surface of levelling (the latter is situated in the region of the Mugodjars and in the Orsk area of the Transurals), with the weathering crust which was formed on the rocks of Paleozoic folded base and which is overlapped by a thin cover of sedimentary rocks. In the restored folding area of the foothills of the Gissar Ridge the shows of lateritic bauxites are localized in the wing of an upfold.

## ЛИТЕРАТУРА

- Богатырев Б.А. Мезозойские платформенные бокситы Средней Азии. – В кн.: Платформенные бокситы СССР. "Наука", 1971.
- Богатырев Б.А. Кайракское месторождение полигенного седиментационного типа. – В кн.: Генетическая классификация и типы бокситовых месторождений СССР. "Наука", 1974.
- Бугельский Ю.Ю., Формель-Кортиня Ф. О наличии бокситоносных кор выветривания на Кубе. – В кн.: Кора выветривания. Вып. 14. "Наука", 1974.

- Викулова М.Ф. Ископаемые месторождения бокситов-латеритов Средней Азии и перспективные поиски мезозойских бокситов. – Материалы ВСЕГЕИ, серия полезн. ископ., 1948, сб. 4.
- Гипп С.К. Петрография и некоторые вопросы генезиса мезозойских бокситов Средней Азии. – В кн.: Вопросы геологии и геохимии бокситов. "Наука", 1964.
- Горецкий Ю.К. Закономерности размещения и условия образования основных типов бокситовых месторождений. – Труды ВИМС, новая серия, 1960, вып. 5.
- Гуцаки В.А. Кора выветривания Орского Зауралья. – В кн.: Кора выветривания. Вып. 5. Изд-во АН СССР, 1963.
- Егоров В.П., Новиков В.М. Латеритные бокситы Мугоджар и Орского Зауралья. – В кн.: Кора выветривания. Вып. 12. "Наука", 1973.
- Казаринов В.П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. Госгостехиздат, 1958.
- Каштанов М.С. Кора выветривания на кимберлитах Сибирской платформы как источник глинозема при бокситообразовании. – Докл. АН СССР, 1966, 168, № 3.
- Киселев Л.И. О находке латеритных бокситов на Кимперсайском гипербазитовом массиве. – Изв. АН КазССР, 1973, № 2.
- Конинов Л.П. Латериты и латеритно-осадочные бокситы Средней Азии. – В кн.: Латериты. "Недра", 1964.
- Кудинова Е.А. К вопросу о древней коре выветривания траппов в северо-восточной части Сибирской платформы. – Научн. сообщ. Якутск. фил. СО АН СССР, 1960, вып. 3.
- Кудинова Е.А. О древней коре выветривания и перспективах бокситоносности в пределах северо-западной части Сибирской платформы. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1963, 38, № 2.
- Михайлов Б.М. Геология и полезные ископаемые Либерийского шита. "Недра", 1969.
- Никитина А.П. Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее бокситоносность. "Наука", 1968.
- Разумова В.Н., Херасков Н.П., Черняховский А.Г. Геологические типы кор выветривания и примеры их распространения на Южном Урале. Изд-во АН СССР, 1963.
- Сапожников Д.Г. К теории прогноза осадочных месторождений. Изд-во АН СССР, 1961.
- Сапожников Д.Г. О структурно-тектонической приуроченности древних кор выветривания. – В кн.: Кора выветривания. Вып. 10. "Наука", 1968.
- Сапожников Д.Г. Об особенностях размещения латеритных бокситов СССР. – В кн.: Кора выветривания. Вып. 12. "Наука", 1973.
- Слукин А.Д. Латериты Чадобецкого поднятия и их участие в бокситообразовании. – В кн.: Проблемы бокситов Сибири. Новосибирск, 1967.
- Слукин А.Д. Коренные латеритные бокситы – первая находка на Сибирской платформе. – Геол. рудн. месторожд., 1971, № 4.
- Слукин А.Д. Полигенное латеритно-осадочное бокситовое месторождение Чадобецкого поднятия. – В кн.: Генетическая классификация и типы бокситовых месторождений СССР. "Наука", 1974.
- Трубина К.Н. Древняя латеритная кора выветривания в районе Северо-Онежских месторождений бокситов. – В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. Изд-во АН СССР, 1958.
- Тюрин Б.А. Месторождения платформенных бокситов Казахстана и их генетические особенности. – В кн.: Вопросы геологии Казахстана. "Наука", АН КазССР, 1964.

## УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЛАТЕРИТНЫХ БОКСИТОВ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Формирование месторождений латеритных бокситов в пределах Европейской части СССР связано с континентальными перерывами, существовавшими в нижнемеловое (апт-альбское) и нижнекаменноугольное (визейское) время. К первому приурочены ряд месторождений и бокситопроявлений Украинской бокситоносной провинции, ко второму — группа месторождений Воронежской бокситоносной провинции. Согласно генетической классификации месторождений бокситов СССР Д.Г. Сапожникова (Генетическая классификация..., 1974), эти месторождения отнесены к типу остаточных латеритных бокситов стадийного формирования.

Большинство украинских остаточных месторождений и бокситопроявлений находятся в Днепропетровской области. Наиболее крупные из них — Высокопольское и Южно-Никопольское расположены на южном склоне Украинского щита, примыкающего к Причерноморской впадине. Они связаны с массивами архейских основных пород конкско-верховцевской серии докембрийского кристаллического основания, которые залегают среди огромного поля более молодых архейских плаггиоклазовых гранитоидов (Басс и др., 1971). На месторождениях кора выветривания образует почти повсеместно площадной покров средней мощностью 30–40 м и обладает полным профилем выветривания. Бокситы образуются в коре выветривания габбро-амфиболитов и связанных с ними кварц-хлорит-амфиболовых сланцев, слагая ее верхнюю зону. На гранитах и гнейсах известна кора выветривания только каолинового состава.

Кора выветривания и бокситы погребены под осадочной толщей палеогена, неогена и четвертичных образований общей мощностью от 60 до 100 м. Наиболее древними породами, непосредственно перекрывающими месторождения бокситов, являются осадки бучакской свиты палеогена, занимающие самые пониженные участки в древнем рельефе. Основная же масса бокситов перекрыта глинами, мергелями и песками киевской и харьковской свит палеогена без признаков заболачивания. Нижнеапт-альбский возраст бокситов устанавливается по аналогии с близлежащими районами Среднего Приднепровья, где известны элювиальные бокситы, перекрытые отложениями апт-альба, а также осадочные бокситы, образовавшиеся из латеритов, залегающие среди осадков нижнего мела под сеноманскими отложениями.

Месторождения латеритных бокситов Воронежской антеклизы расположены на территории Белгородской области, входя в состав железорудного бассейна — Курской магнитной аномалии (КМА). Они образовались в нижнекаменноугольное время в латеритной коре выветривания сланцев курской серии протерозоя, локализуясь на юго-

западном склоне антеклизы (Никитина, 1963, 1968; Вишняков и др., 1964; Хожайнов, Акаемов, 1966; Клекль, Леоненко, 1970; Богунова, 1970). Бокситы находятся в тесной территориальной и генетической связи с богатыми железными рудами, образовавшимися по железистым кварцитам нижнего протерозоя, с которыми они переслаиваются и окаймляют их.

Породы докембрийского фундамента смяты в крутые и пологие складки и эродированы. Дислоцированность материнских пород и их тектоническая нарушенность в благоприятных климатических условиях привели к образованию мощной коры выветривания площадного и линейно-трещинного типов, которая на сланцах достигает мощности 30–200 м, а на железистых кварцитах от 50–100 до 500 м.

Латеритные бокситы и менее распространенные осадочные бокситы погребены под мощным осадочным чехлом нижнекаменноугольных, юрских, меловых, третичных и четвертичных отложений общей мощностью 500–600 м. Непосредственно на бокситах залегают осадочные породы средневизейского возраста, которые подразделяются на тульский, алексинский, михайловский и веневский горизонты. Они сложены известняками с широко развитыми прослоями углей, углистых глин, свидетельствующих о региональном заболачивании палеозойских ландшафтов. Визейский возраст бокситов (малиновско-яснополянское время  $C_1, v$ ) определяется по сопоставлению с возрастом синхронных осадочных бокситов, представляющих продукты переотложения латеритов, аллитизацией вторичных шамозитов тульско-алексинского возраста, а также весьма благоприятными палеогеографическими условиями, существовавшими в визейский век на территории Русской платформы Европейской части СССР.

Образование месторождений бокситов обоих регионов происходило в пределах крупных положительных тектонических структур, какими являются Украинский щит и Воронежская антеклиза. Такая закономерная приуроченность к определенным положительным структурам того или иного порядка была установлена Д.Г. Сапожниковым (1968, 1971) для месторождений латеритных бокситов всех эпох.

Описываемые месторождения обнаруживают также сходные черты в геологических условиях залегания бокситовых тел, которые определились положением материнских пород и палеорельефом. Бокситовые тела имеют плащеобразный характер распространения, вытянуты по направлению простирания пород субстрата – курской серии на месторождениях Воронежской антеклизы и конкско-верховцевской – на месторождениях Украины. Месторождения расположены на приподнятых участках с равнинным рельефом или пологих возвышенностях первого порядка с относительными превышениями от нескольких метров до 150 м. На месторождениях Воронежской антеклизы эти приподнятые участки соответствуют выходам пород курской серии, состоящих из сланцев и железистых кварцитов, вершины и склоны которых сложены бокситами и богатыми железными



рудами (рис. 1). Возвышенности расчленены крупными долинами, в которых бокситы отсутствуют. Они также отсутствуют на крутых склонах и сильно приподнятых выступах фундамента. На Высокопольском месторождении бокситы расположены почти горизонтально на приподнятой поверхности массива основных пород, сильно эродированной речными долинами, нарушающими сплошность бокситовых тел (рис. 2). Вследствие этого залежи имеют неправильную конфигурацию и небольшие размеры.

Сопоставление площадей развития бокситов на месторождениях Воронежской антеклизы с гипсометрией поверхности погребенного довизейского рельефа дает основание сделать вывод о том, что хорошо выдержанные по простираанию бокситовые тела образуются на выровненных пологонаклоненных платообразных поверхностях, не имеющих резких перепадов высот (не свыше 40–60 м), и отличаются однородным литологическим составом пород.

В бокситоносном профиле коры выветривания габбро–амфиболитов Высокопольского месторождения различаются зоны дезинтеграции,

Рис. 1. Поперечный разрез через бокситоносный район (Воронежская антеклиза)

1 – глина,  $J_1$ ; 2 – известняк,  $C_1$ ; 3 – глина,  $C_1$ ; 4 – рудная брекчия; 5 – брекчия коры выветривания; 6 – осадочный боксит; 7 – осадочная бокситовая порода; 8 – остаточный боксит ( $a$ ) и остаточная бокситовая порода ( $b$ ) по сланцам курской серии,  $K_1, K_2, K_3$ ; 9 – филлитовые сланцы с прослоями известняков и доломитов,  $K_3$  ( $a$ ), филлитовые и хлорит–биотитовые сланцы,  $K_2^2$  ( $b$ ), филлитовые сланцы,  $K_1$  ( $c$ ); 10 – зоны гидрослюдисто–смешаннослойных минералов по сланцам,  $K_3$  ( $a$ ),  $K_2^2$  ( $b$ ),  $K_1$  ( $c$ ); 11 – каолининовая зона по сланцам,  $K_3$  ( $a$ ),  $K_2^2$  ( $b$ ),  $K_1$  ( $c$ ); 12 – богатая железная руда по железистым кварцитам,  $K_2$ ; 13 – зона мартитизированных железистых кварцитов; 14 – амфиболиты мигматизированные, метабазиты ( $a$ ), монтмориллонитовая зона ( $b$ ), каолининовая зона ( $c$ ); 15 – граниты биотит–плагноклазовые и микроклиновые ( $a$ ), зона гидрослюдисто–смешаннослойных минералов ( $b$ ), каолининовая зона ( $c$ ); 16 – гнейсы ( $a$ ), монтмориллонитовая ( $b$ ), каолининовая зона ( $c$ ); 17 – границы пород и зон коры выветривания:  $a$  – достоверные,  $b$  – предполагаемые; 18 – тектонические нарушения; соотношение вертикального масштаба к горизонтальному 1 : 10

Рис. 2. Геологический разрез. Высокопольское месторождение, Украина (по Ю.Б. Бассу)

1 – амфиболит; 2 – гидрохлорит–каолининовая порода по амфиболиту; 3 – гетит–гипсбситовая порода по амфиболиту (остаточные бокситы); 4 – осадочные песчано–глинистые породы,  $P_2bc$ ; 5 – мергели, пески, глины,  $P_2kv$ ; 6 – пески и глины глауконитовые,  $P_3hr$

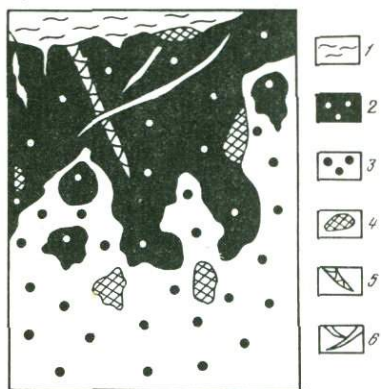


Рис. 3. Зарисовка забоя восточного штрека шахты Высокопольского месторождения

1 - осадочные глауконитовые пески в кровле остаточных бокситов ( $P_3ch$ ); 2 - боксит каменистый; 3 - боксит рыхлый глинистый; 4 - бурый железняк; 5 - прожилки метаколлоидного бемита; 6 - прожилки alunита, каолинита, галуазита

монтмориллонитовая, гетит-каолинитовая и гетит-гипсбитовая. Рудный горизонт приурочен к верхней части разреза. Он представляет пласт, наследующий элементы залегания материнских пород, что хорошо было прослежено Ю.Б. Бассом и другими исследователями (Басс и др., 1971) в карьере и нами в шахте возле с. Малая Шестерня. Пласт бокситов состоит из отдельных уплощенных глыб диаметром до 4-5 м и напоминает породу, разбитую шаровой отдельностью. Условия залегания бокситового горизонта свидетельствуют о том, что он представляет остаточную породу, залегающую *in situ*. Верхняя часть рудного горизонта сложена красно-бурым кавернозным прочным панцирем мощностью от нескольких десятков сантиметров до 3-4 м, состоящим из каменистых бокситов, которые ниже переходят в рыхлые, глинистые бокситы, а затем в охристо-каолинитовые структурные глины с гипсбитом или без него. Общая мощность рудного тела 10-12 м, а коры выветривания - 30-40 м (рис. 3).

Каменистые бокситы широко распространены на Высокопольском и Южно-Никопольском месторождениях. Это красно-бурая каменистая порода, сложенная гетитом, гематитом, гипсбитом и бемитом. Бемит присутствует в породе в виде прожилков и является вторичным. Рыхлые бокситы представляют буровато-желтую глинистую остаточную породу гетит-каолинит-гипсбитового состава. В них находятся многочисленные стяжения, желваки и прожилки каменистых бокситов, чистого гипсбита и бурого железняка. Количество желваков и стяжений книзу разреза уменьшается, а каолинита - увеличивается. Среди каменистых и рыхлых бокситов встречаются структурные бокситы, сохранившие реликтовую структуру исходной породы благодаря псевдоморфному развитию в них мелкокристаллического гипсбита. Для рудных горизонтов типично развитие бурых железняков в виде натеков и прожилков, состоящих из гетита, гематита и небольшого количества гипсбита. Особой закономерности в их распределении не наблюдается, однако отмечается некоторая концентра-

ция на контакте с каолиновыми структурными глинами или на поверхности рудного тела. Бурые железняки пронизывают рудное тело, обволакивают участки структурных и рыхлых глинистых бокситов.

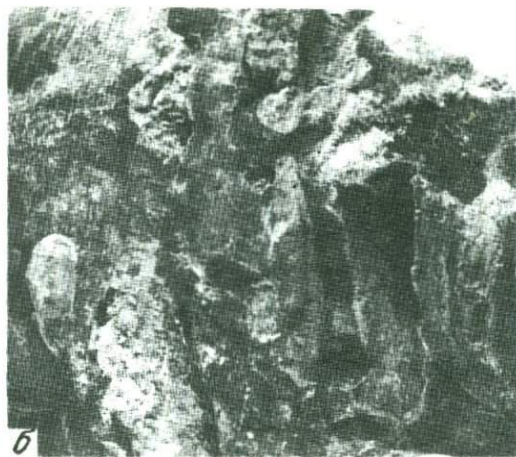
Для каменистых бокситов характерны псевдобобовая, трубчатая текстура, реже псевдобрекчиевая и реликтовая (материнских пород) (рис. 4, а-б). Согласно представлениям Ю.Б.Басса, Е.С.Шалыт (Басс и др., 1971) и нашим, эти текстуры являются результатом преобразований первичных латеритных бокситов, и между ними существуют взаимные переходы, которые отражают степень изменений бокситов. Микроскопическое изучение каменистых бокситов показывает, что происходило многократное разъедание и ассимиляция структурных бокситов натечными массами окислов железа и глинозема, ныне представленных метаколлоидными или перекристаллизованными минералами гематита, гетита, гиббсита и бемита. В верхних частях каменистых бокситов появляются механически вымытые по трещинам зерна кварца и обломочный материал, затеки глин, а также конкреции и сложные бобовины явно осадочного происхождения.

Химический состав бокситов и коры выветривания свидетельствует о том, что в породе при формировании бокситов происходили глубокие изменения, которые приводили к выносу основной массы магния, кальция, калия, натрия, кремнезема и накоплению трехвалентного железа, глинозема, титана и воды (Никитина, см. кн.: Генетическая классификация..., 1974), что характеризует типичный латеритный процесс. В количественном отношении вынос кремнезема составляет 99% первоначального содержания его в габбро-амфиболите, а накопление  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $TiO_2$  и  $H_2O^+$  в боксите соответственно увеличивается до 1,25; 0,45; 0,12 и 0,58 г/см<sup>3</sup> вместо 0,35; 0,09; 0,02 и 0,10 г/см<sup>3</sup> в исходной породе. Физические свойства пород коры выветривания при этом изменяются в сторону уменьшения объемных весов и увеличения пористости от неизмененного габбро-амфиболита (2,94 г/см<sup>3</sup>) до структурного боксита (1,80 г/см<sup>3</sup>). Однако в каменистых псевдобобовых бокситах объемный вес снова резко увеличивается (2,5 г/см<sup>3</sup>), а пористость уменьшается (8-17%), что приводит к абсолютным и относительным накоплениям железа и глинозема. Резкое возрастание объемных весов свидетельствует о привносе и перераспределении вещества внутри рудного тела и является результатом цементации первичных структурных бокситов гидроокислами и окислами железа и глинозема. Количественные содержания  $Fe_2O_3$  и  $Al_2O_3$  соответственно увеличиваются от 0,33 и 0,88 г/см<sup>3</sup> в структурных пористых бокситах до 0,65 и 1,14 г/см<sup>3</sup> в каменистых псевдобобовых бокситах. Для химического состава бокситов Украины характерны высокие содержания окисного железа и отсутствие его в закисной форме (см. таблицу).

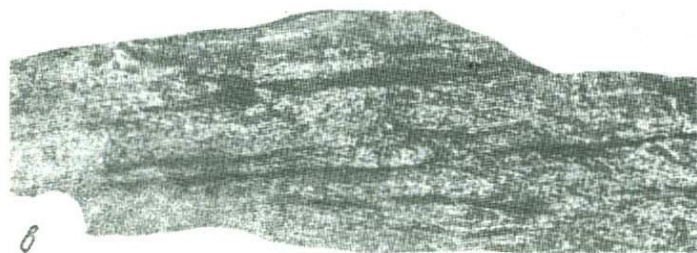
Таким образом, текстурные особенности бокситов, химический и минеральный состав, а также физические свойства свидетельствуют



а



б



в



г

Рис. 4. Остаточные бокситы Высокопольского месторождения (а, б) и Воронежской антеклизы (в, г). Natur. вел.

а - каменистый боксит псевдобовиный, разъеденный галлуазитом; б - каменистый боксит с реликтами глинистого рыхлого боксита; в - гиббситовый боксит с хорошо сохранившейся текстурой; г - шамозит-бемитовый боксит, метасоматический, переработанный при заболачивании

о формировании на Высокопольском месторождении железисто-глиноземного элювиально-иллювиального литифицированного панциря типа кирасы, характерной для судано-гвинейских ландшафтов Западной Африки. Этот панцирь совместно с рыхлыми бокситами, которые по существу представляют его "корни", служит продуктивным горизонтом, содержащим до 50% глинозема и 30% окисного железа.

Основной причиной формирования африканских кирас, по данным Р.Меньяна (Maignien, 1958), Ж.Милло (Millot, 1964), С.Л.Шварцева (1973), является почвенный горизонт как источник подвижного железа и алюминия. Важную роль в их миграции играли биологические явления,\* способствующие разрушению органического материала. Железо, попадая в огромных количествах в почву, восстанавливалось под влиянием микроорганизмов и гумусовых веществ в кислых условиях (рН 3,5-5,5) и приобретало миграционную способность. Мигрируя с дождевыми водами вниз по профилю и встречая на своем пути кислородный барьер (Перельман, 1968), закисное железо и железоорганические комплексы окислялись и железо осаждалось. Перераспределение и привнос алюминия в кору выветривания осуществлялись тем же путем в органоминеральной форме (Шварцев, 1973). Основная часть железа и алюминия выпадала в зоне кирасы, а часть мигрировала в более глубокие горизонты, в нашем случае - в рыхлые глинистые бокситы вплоть до структурных каолиновых глин, в которых они фиксируются в виде натеков, прожилков и желваков гематита и гиббсита.

Формирование кирас сопровождается сменой влажных и сухих сезонов, в течение которых происходит растворение, а затем осаждение железа и глинозема. Несмотря на то, что африканские кирасы формируются на различных породах, особенно благоприятны пористые породы коры выветривания, образовавшиеся на глиноземно-железистом субстрате, и, в частности, породы основного состава. Именно эти условия сопутствовали образованию литифицированного железисто-глиноземного панциря в бокситовом пласте Высокопольского месторождения.

При формировании кирасы в поверхностных условиях происходит литификация панцирных горизонтов, которые могут достигать мощности в несколько метров. Повторное растворение и кристаллизация цемента вызывают ее значительное уплотнение. Ж.Милло (Millot, 1964) приводит примеры хранения кирасы под лесным покровом в течение тысяч и миллионов лет. Однако имеются многочисленные примеры, когда кираса, лишенная вследствие эрозионных процессов почвы, испытывала деградацию. Некоторые признаки деградации мы имели возможность проследить также в каменистом бокситовом горизонте Высокопольского месторождения. Процессы разрушения совершались в различных условиях. Одни из них происходили еще тогда, когда бокситы находились на поверхности: к ним, по-видимому, относится разъедание каменистых бокситов корнями вновь образующихся на них растений, что приводило к образованию трубчатых

## Химический состав остаточных бокситов

Место- рожде- ние	Боксит	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Высокопольское месторождение	Каменистый гиб- бситовый	1,35	3,15	45,31	25,71
	Рыхлый глинистый гиббситовый	9,90	1,54	42,79	21,72
	С сохранившейся реликтовой тексту- рой, гиббситовый	0,83	0,62	48,88	18,61
Месторождения Воро- нежской антеклизы	Реликтовой тексту- ры, бемитовый, ша- мозитизированный	14,58	0,89	37,04	8,42
	Реликтовой тексту- ры, гиббситовый, не шамозитизированный	6,81	1,12	59,97	3,48
	Реликтовой тексту- ры, бемитовый, пористый	3,11	1,79	72,60	1,40

текстур бокситов. Более поздние процессы протекали после перекрытия бокситов осадочным чехлом – песчано-каолиновыми глинами и глауконитовыми песками верхнего палеогена; они фиксируются прожилками галлуазита, каолинита и алунита. Количество последних может резко увеличиться до образования алунит-каолиновой породы в верхних частях рудного горизонта, что наблюдалось нами на Высокопольском месторождении. Деградация кирасы под влиянием этих процессов составляет специфику погребенных месторождений бокситов в отличие от африканских. Возможно, что эти вторичные наложенные процессы, развивающиеся под перекрывающими толщами, были одной из причин уничтожения кирас погребенных бокситов и кор выветривания.

Переходя к рассмотрению условий формирования латеритных бокситов Воронежской антеклизы, отметим, что по строению рудного тела, текстурам бокситов, минеральному и химическому составу они существенно отличаются от бокситов украинских месторождений. В связи с тем, что эти бокситы были детально описаны (Никитина, 1968; Никитина, Алексеева, см. кн.: Генетическая классификация..., 1974; Клекль, Сиротин, 1972), кратко изложим лишь и их основные особенности. Так же как и на Высокопольском место-

FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>
0,34	0,30	Сл.	-	-	24,06	-
-	0,27	0,44	-	-	23,17	-
0,35	-	-	0,03	0,02	28,45	2,20
24,89	0,54	0,34	0,09	0,09	11,78	-
-	0,10	-	0,07	0,33	27,82	-
5,29	0,60	0,42	0,05	0,09	13,38	0,77

рождении, бокситы здесь приурочены к верхней части профиля коры выветривания, но образовавшейся по филлитовым сланцам. Ниже они сменяются каолинитовой или гидрослюдисто-каолинитовой, а затем гидрослюдистой дезинтегрированной зонами. Главные минералы нижней зоны: смешаннослойный минерал типа вермикулит-монтмориллонита, образовавшийся по биотиту (гидрослюда) и серицит 2M<sub>1</sub>, который, в отличие от биотита, непосредственно переходит в каолинит. Количественная оценка выноса и накопления вещества коры выветривания показала, что в начальных процессах выветривания происходил вынос натрия, а калий несколько запаздывал по отношению к натрию, щелочным землям, углероду и свободному кремнезему, представленному тонкодисперсным кварцем. В каолинитовой зоне преобладает каолинит, развившийся по серициту (гидрослюда) и смешаннослойным минералам, а свободный кремнезем практически отсутствует. В верхней зоне - остаточных бокситах - породообразующими являются минералы свободного глинозема - гиббсит или бемит, глинистые минералы приобретают резко подчиненное значение. Формирование зоны минералов свободного глинозема происходило при интенсивном выносе кремнезема и накоплении свободного глинозема, титана и воды.

В отличие от Высокопольских и Южно-Никопольских месторождений, где рудные залежи представлены только красными разновидностями, сложенными гематитом и гиббситом, здесь по минеральному составу бокситов и характеру их расположения в разрезе выделяются два типа рудных залежей (Никитина, 1975). Залежи первого типа, которые встречаются редко, в нижней части сложены желтовато-бурыми и светло-желтыми бокситами каолинит-гематит-гиббситового, реже бемитового состава, а в верхней части – гематит-гиббситового (бемитового). Они в основном сохранили первоначальный состав верхней зоны коры выветривания, и их размещение в рудной залежи обусловлено в основном латеритными процессами. В залежах второго типа, имеющих преобладающее развитие, нижняя часть сложена зелеными и серыми шамозит-бемитовыми бокситами, верхняя – пористыми буровато- или светло-серыми слабо железистыми бемитовыми бокситами с небольшой примесью окисленного шамозита. Менее развиты шамозит-гиббситовые бокситы. Наиболее распространенный рудный минерал – бемит, гиббсит развит сравнительно ограниченно, а диаспор встречается редко.

Все бокситы, за небольшим исключением, наследуют текстурные свойства сланцев. Они обладают реликтивно-полосчатой, пористой и псевдобобовой структурой. Последняя особенно свойственна бокситам залежей второго типа (см. фиг. 4, *в, г*). Однако псевдобобовая структура их не имеет ничего общего с псевдобобовыми структурами бокситов Высокопольского месторождения. Псевдобобовины здесь представляют очень мелкие (до 1–2 мм), округлые образования, сложенные друзами зерен гиббсита, рассматриваются нами как первичные образования латеритной коры выветривания, а метаколюидные массы бемита в смеси с шамозитом – как вторичные, возникшие в результате метасоматических преобразований бокситов вследствие их заболачивания. Таким образом, для залежей второго типа, наиболее широко распространенных, отмечаются "запрещенные" для латеритного профиля ассоциации минералов, сложенных двухвалентным железом. К ним относятся шамозит и сидерит. Наличие этих вторичных минералов и больших масс железа в двухвалентной форме в химическом составе отличает бокситы Воронежской антеклизы от бокситов Высокопольского месторождения. Их происхождение мы связываем с редукцией железа во время восстановительных этапов преобразования рудных залежей бокситов, которые совершались до погребения бокситов под толщами осадочного чехла и после него, в результате чего они приобрели современный облик (Никитина, Сиротин, 1967). Наиболее интенсивно переработка бокситов протекала в восстановительных лагунно-болотных условиях во время регионального погружения юго-западного бокситоносного склона Воронежской антеклизы в связи с начавшейся трансгрессией визейского моря. Повышение уровня подземных вод вызывало подтопление руд, их периодическое заболачивание в обстановке развития обильного органического мира, буйной растительности, приведшей к накоплению угольных толщ. В разрезе залежей второго (наложенного) типа

хорошо прослеживается, что шамозит образовался путем метасоматического замещения всех минералов коры выветривания. При этом происходил значительный привнос двухвалентного железа в результате его латеральной миграции из богатых железных руд, контактирующих с бокситами. Основные массы шамозита осаждались в нижней части рудного тела на контакте с гидрослюдисто-каолиновыми остаточными глинами коры выветривания, являвшимися как бы водопором. При шамозитизации одновременно происходило преобразование гиббсита во вторичный метакolloидный бемит, часто в смеси с шамозитом, что сопровождалось некоторой миграцией глинозема.

Восстановительный этап протекал во время существования на территории региона благоприятных гумидных климатических условий и неустойчивого режима континента, поэтому когда вновь происходило поднятие суши, латеритное выветривание возобновлялось. Это можно хорошо проследить по процессам окисления и разложения шамозита, дополнительному выносу кремнезема и накоплению глинозема. Все эти процессы сопровождалось не накоплением трехвалентного железа, а выносом его основной массы из верхней части рудного тела в виде комплексных органических соединений. Согласно экспериментальным исследованиям (Матвеева, 1968) по растворимости железа и алюминия органическими кислотами (гуминовыми и фульвокислотами), комплексование железа может совершаться не только в двухвалентной, но и в трехвалентной форме, при этом железо обладает большей способностью к комплексованию по сравнению с алюминием. При относительной неподвижности глинозема эти процессы способствовали формированию высокосортных слабо железистых и сильно пористых бокситов (Никитина и др., 1971). Интенсивный вынос железа из бокситов Воронежской антеклизы препятствовал возникновению на них кирасы — железистого панциря, характерного для бокситов Высокопольского месторождения.

Таким образом, существенные различия бокситов описываемых регионов, заключающиеся в особенностях их минералого-геохимического состава и структурно-текстурных свойств, обусловлены формированием бокситов на породах разного петрографического состава и различной палеогеографической обстановкой, существовавшей на конечных этапах образования и преобразования их залежей. Территория Высокопольского и Южно-Никопольского месторождений в меловую эпоху находилась в приподнятом положении над окружающей местностью, что в совокупности с высоким содержанием железа в исходной материнской породе привело к формированию мощного прочного панциря типа кирасы. В отличие от них бокситы Воронежской антеклизы на конечных этапах корообразования испытывали региональное погружение и заболачивание, которое препятствовало возникновению железистой кирасы.

Геологические условия сохранности бокситов Украины были в общем мало благоприятны, так как бокситы длительное время после образования не были перекрыты осадочными толщами и размывались. Определенную роль в сохранении бокситов от размыва, по-видимому,

сыграла кираса. Роль ее в сохранении оставшейся части бокситов подтверждается еще и тем фактом, что известные на Украине остаточные бокситы в кровле сложены в основном каменистыми разновидностями. Хорошая сохранность от размыва бокситов Воронежской антеклизы была обусловлена региональным спокойным погружением бокситоносного склона антеклизы и захоронением бокситов под прочными известняками карбона непосредственно после их образования.

Специфику описанных погребенных месторождений, отличающую их от месторождений современных тропических областей, составляют эпигенетические изменения, которым бокситы подвергались под осадочными толщами.

## АБСТРАКТ

The conditions for deposition and conservation of the residual bauxites in two regions in the European part of the USSR – the Ukrainian shield (the Vysokopol'ye and the South – Nikopolskaye) and the Voronezh antecline ( a group of similar deposits form together the Belgorodfield) are described. The former were formed during the Lower Cretaceous time in a crust of weathering derived from the Upper Archean gabbro–amphibolites; the last ones originated during the Lower Carboniferous time in lateritic weathering crust which was yielded by the phyllitic schists of Lower Proterozoic age.

Bauxites from the two above mentioned regions have distinctly different geochemical–mineralogical composition and structural–textural features. Apparently this may be explained by the development of these bauxites on the parent–rocks widely varying in composition. It may be also due to the significantly different paleogeographical environments which existed during their terminal depositional stages. The bauxites of the Vysokopol'ye (and the South–Nikopolskoye) have typical high–iron composition and red rocky armour of cuirass type. The bauxites from the Voronezh antecline were subjected to regional bogging up, the primary gibbsite being transformed into secondary boehmite, iron being reduced and washed out.

Conservation of the Voronezh antecline bauxites was favoured by subsequent burial beneath dense carboniferous limestones. The bauxites of the Ukrainian shield remained at the surface and exposed to erosion for a rather long time. Apparently the armour which tightly cemented them was of great importance for their preservation from erosion.

## ЛИТЕРАТУРА

Басс Ю.Б., Рябчун В.К., Славутский М.Б., Шалыт Е.С. Бокситы платформенной части Украинской ССР. – В кн.: Платформенные бокситы СССР. "Наука", 1971.

Богунова Л.С. Палеогеографические условия формирования кор выветривания докембрийских образований и стратиграфическое поло-

- жение бокситов в Белгородском районе. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР. "Наука", 1970.
- Бушинский Г.И. Геология бокситов. "Недра", 1971.
- Вишняков С.Г., Одокий Б.Н., Сиротин В.И. Бокситоносность Курско-Воронежской антеклизы. — В кн.: Геология и полезные ископаемые центрально-черноземных областей. Воронеж, 1964.
- Генетическая классификация и типы месторождений бокситов СССР. "Наука", 1974.
- Клекль В.Н., Леоненко И.Н. Белгородский бокситоносный район. — Разведка и охрана недр, 1970, № 4.
- Клекль В.Н., Сиротин В.И. Литолого-минералогические типы бокситов КМА и их промышленное значение. — Изв. АН СССР, серия геол., 1972, № 10.
- Матвеева Л.А. Некоторые вопросы разложения минералов простыми органическими кислотами. — В кн.: Кора выветривания. Вып. 10. "Наука", 1968.
- Никитина А.П. К вопросу о формировании и типах кор выветривания на породах кристаллического фундамента КМА. — В кн.: Кора выветривания. Вып. 6. "Наука", 1963.
- Никитина А.П. Древняя кора выветривания Воронежской антеклизы и ее бокситоносность. "Наука", 1968.
- Никитина А.П. Закономерности строения рудных залежей месторождений остаточных бокситов Европейской части СССР и различия в условиях их формирования. — В кн.: Проблемы генезиса бокситов. "Наука", 1975.
- Никитина А.П., Алексеева З.И. Новые данные по минералогии и геохимии бокситов и коры выветривания КМА. — В кн.: Кора выветривания и бокситовые месторождения. "Наука", 1973.
- Никитина А.П., Сиротин В.И. О шамозитизации в латеритной коре выветривания и бокситов Белгородского района КМА. — В кн.: Кора выветривания. Вып. 8. "Наука", 1967.
- Никитина А.П., Витовская И.В., Никитин К.К. Минералого-геохимические закономерности формирования профилей и полезных ископаемых коры выветривания. "Наука", 1971.
- Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов. "Недра", 1968.
- Сапожников Д.Г. О структурно-тектонической приуроченности древних кор выветривания. — В кн.: Кора выветривания. Вып. 10. "Наука", 1968.
- Сапожников Д.Г. О закономерностях размещения бокситов в платформенных областях. — В кн.: Платформенные бокситы СССР. "Наука", 1971.
- Хожанов Н.П., Акаемов С.Т. О палеогеографических условиях формирования отложений нижнего карбона в связи с генезисом бокситов на территории Курской магнитной аномалии. — В кн.: Труды Третьего совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Воронеж, 1966.
- Шварцев С.Л. Геохимические условия образования верхнего горизонта латеритов (кирасы). — Литол. и полезн. ископ., 1973, № 1.
- Maignien R. Contribution a l'etude du cuirassement des sols en Cuenec francaise. — Mem. Sery. carte geol. Alsace et Lorraine, 1958, f. 16.
- Millot G. Geologie des Argiles. Paris, 1964.
- Nikitina A.P. Razlicija v uslovijach i mechanizme formirovanija mestorozhdenij lateritnich boksitov evropejskof casti SSSR. — VI Konferencija o jilove mineralogiji a petrologiji. Praha — Kutna Hora, 1973.

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПИЗОЛИТОВЫХ И ТУБУЛЯРНЫХ БОКСИТОВ СВЕРХГИГАНТСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТИПА ВЕЙПЫ

Появление работ о геологическом строении месторождений пизолитовых и тубулярных (трубчатых) бокситов в Северной Австралии (Grubb, 1970, 1971<sup>1,2</sup>; Plumb, Gostin, 1973), а также изучение материалов, собранных советскими исследователями, посетившими эти месторождения в 1971 г. (Шеглов, Теняков, 1972), позволило ознакомиться с характерными особенностями строения и состава их руд и сопоставить их с аналогичными им образованиями в других регионах земного шара — в Индии, Северной Америке и Советском Союзе. Изучение пизолитовых и тубулярных бокситов, образующих пластовые рудные тела, а также прослеживание их эволюции в разных районах представляет большой научный и практический интерес, так как к числу основных их особенностей относятся следующие: 1) они не соответствуют ни одному генетическому типу бокситов, выделяемому в настоящее время (латеритные, осадочно-латеритные, осадочные); 2) образуют уникальные по протяженности сверхгигантские пластовые, покровного типа месторождения (Вейпа, Гоув); 3) продукты разрушения пластовых пизолитовых бокситов неоднократно служили материалом для формирования бокситов других генетических типов, в частности, осадочных и осадочно-латеритных бокситов (Арканзас и др.) (рис. 1).

Такие месторождения бокситов в Северной Австралии (верхний мел — палеоген) отличаются широким площадным развитием (сотни квадратных километров) и плащеобразным характером рудного тела при небольшой его средней мощности (3–6 м); низким гипсометрическим положением (метры, первые десятки метров) бокситового пласта в настоящее время, а также, вероятно, в период формирования и во все пострудное время. Рудные пласты сложены или целиком бокситами с пизолитовой структурой (рис. 2), или пизолитовыми (рыхлыми и сцементированными) и покрывающими их сцементированными бокситами с тубулярной текстурой (рис. 3) при однообразном литологическом строении тех и других.

Помимо районов Северной Австралии (Вейпа, Гоув), пизолитовые и тубулярные бокситы встречаются в районах Джаррахдейл, Читтеринг, Инверелл, Мосс-Вейл, на о-ве Тасмания и др. По данным Грабба (Grubb, 1970, 1971<sup>1,2</sup>), для пизолитовых бокситов Северной Австралии характерны такие минералы, как гиббсит, каолинит, бемит, гематит, гетит и кварц. Пизолитовые бокситы Дарлинг-Рейндж сложены корундом, диаспором, бемитом, гиббситом, гематитом, маггемитом. Грабб отмечает, что корунд приурочен к черным магнитным пизолитам.

Проведенное нами минералогическое изучение пизолитовых бокситов из Вейпы, Митчелл-плато и Мосс-Вейл показало, что черные

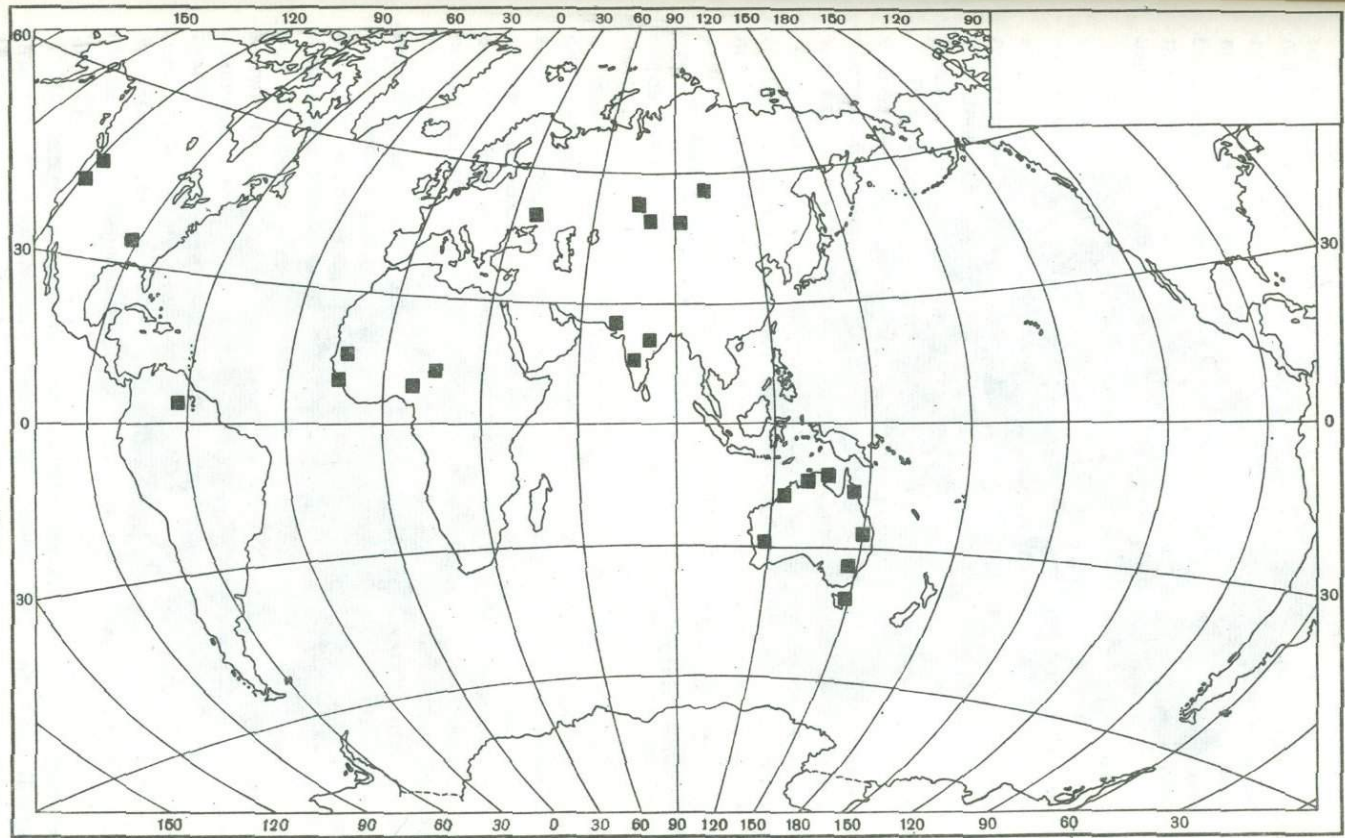


Рис. 1. Карта современного распространения мезо-кайнозойских пизолитовых и трубчатых бокситов и продуктов их разрушения на земном шаре

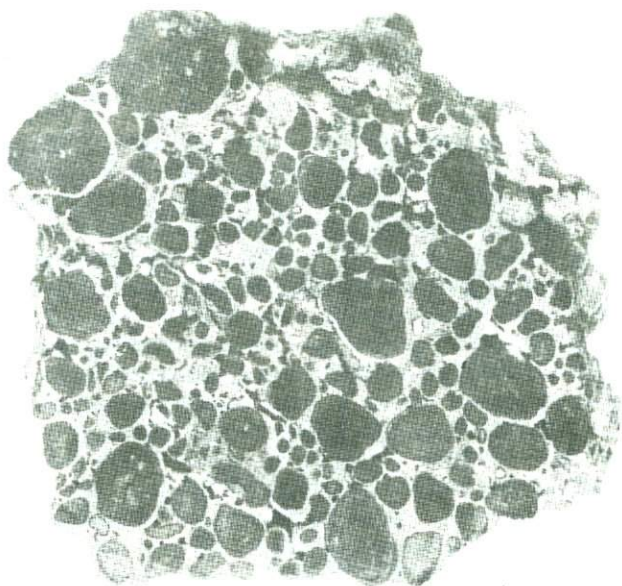


Рис. 2. Боксит с пизолитовой структурой. Северная Австралия. Натур. вел.



Рис. 3. Боксит с тубулярной текстурой. Северная Австралия. Натур. вел.

магнитные пизолиты размером 1–15 мм состоят из корунда, маггемита, магнетита, гематита; бурые пизолиты – из гетита, гематита, бемита и гиббсита. В цементирующей их массе преобладают гиббсит, гематит и гетит. Некоторые исследователи отмечают возрастание количества бемита в верхнем разрыхленном горизонте пизолитовых бокситов, что, возможно, объясняется разрушением и вымыванием в поверхностных условиях цемента гиббситового состава и относительным накоплением пизолитов, в которых больше бемита.

Пизолитовые бокситы других районов земного шара также часто ассоциируют с тубулярными бокситами и обладают такими же структурными и минералогическими особенностями, что и бокситы Австралии. Отличие состоит только в том, что сейчас они представляют собой мелкие останцы, общая площадь распространения которых указывает, что когда-то это были сплошные рудные покровы типа Вейпы.

В Индии в районе Гуджарат (юго-западная часть Катхиявра) на пенеппене пизолитовый боксит покрывает первичный, гиббситового состава боксит с реликтовой структурой базальта. В состав пизолитов входят гиббсит, бемит, диаспор, гематит, гетит (Valeton, 1972). На Деканском плато (Западные Гаты, горы Бихар) тоже нередко наблюдается преобразование верхних частей разрезов раннетретичных латеритных бокситов с реликтовой структурой исходных пород в горизонт железистых тубулярных или пизолитовых бокситов. И. Валетон отмечает, что площади распространения бемитовых пизолитовых бокситов изменяются от 10–100 м до нескольких километров в диаметре.

В Арканзасе (США) пизолитовые и трубчатые бокситы по неровной границе "разъедают" боксит с реликтовой структурой нефелинового сиенита. Возраст пизолитового горизонта раннеэоценовый. Пизолитовый бокситовый горизонт развивается также за счет латеритного боксита с реликтовой обломочной структурой коллювия подножий склона холма, сложенного нефелиновыми сиенитами (Gordon et al., 1958). В Арканзасе можно наблюдать, как зона конкреционных бокситов постепенно замещает первичные латеритные бокситы, уничтожая их реликтовую структуру, которая сохраняется внутри отдельных пизолитов и более крупных конкреций. Пизолиты бокситов Арканзаса ничем не отличаются по морфологии от пизолитов бокситов Австралии и других районов. В их составе отмечаются бемит, магнитные минералы железа и корунд. В другом районе Северной Америки – в северо-западной части Орегона, Вашингтона и Колумбии – горизонт пизолитовых железистых бокситов мощностью около 4 м развит на латеритных бокситах с реликтовой структурой базальта (миоцен). Местами в бокситах отмечается трубчатая текстура. Пизолиты черного цвета всегда магнитны (Libbey et al., 1946).

В Африке зону конкреций на латеритных бокситах с реликтовой структурой нефелиновых сиенитов отмечал на о-ве Лос Лакруа (Lacroix, 1913). Пизолитовые железистые бокситы известны в

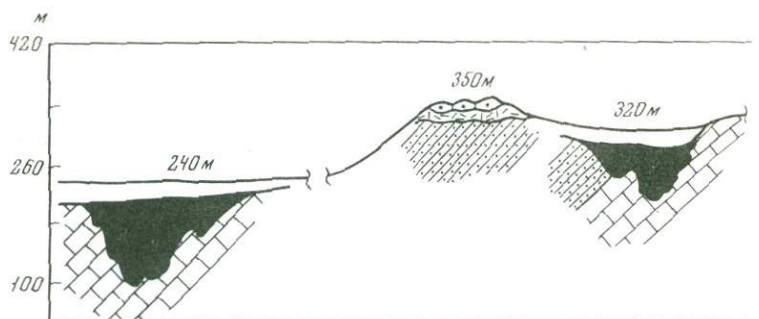


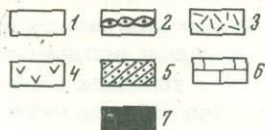
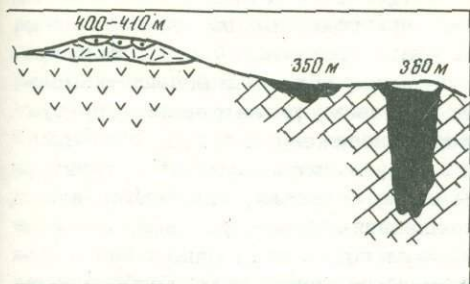
Рис. 4. Схема гипсометрической приуроченности первичных почвенно-латеритных пизолитовых бокситов и карстовых бокситов, включающих переотложенные пизолиты. Казахстан (по данным М.В. Пастуховой, С.Н. Калюжной и др., 1975)

Того, Дагомее, Гвинеи и других районах (Maignien, 1966). Горизонты конкреционного строения, обогащенные  $Al_2O_3$  и  $Fe_2O_3$ , описаны Ф. Лелонгом в латеритных профилях Гвианы (Lelong, 1968).

Останцы горизонта пизолитовых бокситов верхнеюрского – нижнемелового возраста обнаружены в Центральном Казахстане (Пастухова, Калюжная и др., 1975). Эти незначительные по размеру рудопроявления (Семеновские и др.) рассеяны на довольно значительной площади. Продукты разрушения бокситов этого горизонта, занимавшего более высокие гипсометрические отметки, поступали в карстовые понижения древнего рельефа (рис. 4). Распространение карстовых бокситов, переполненных переотложенными пизолитами, свидетельствует о грандиозных масштабах развития горизонта пизолитовых бокситов в прошлом, во всяком случае до апта, когда начали формироваться карстовые бокситы Казахстана, Урала, Украины и Сибири. Останцы горизонта пизолитовых бокситов сохранились только в тех районах Казахстана, которые никогда не перекрывались морскими трансгрессиями в мелу и палеогене.

Горизонт пизолитовых бокситов залегает на коре выветривания туфов, глинистых сланцев и других пород, непосредственно подстилается гиббсит-каолиновой глиной с округло-неправильными конкрециями гетит-гематит-гиббситового состава размером до 10 см с пизолитовой структурой. Кверху разреза количество конкреций возрастает, наблюдается постепенный переход в плотный, цементированный горизонт, сложенный черными и бурьми пизолитами, видимой мощностью около 1,5 м. Нередко в бокситах наблюдается тубулярная (трубчатая) текстура.

В бокситах Казахстана черные магнитные пизолиты состоят из тонкодисперсного корунда, магнетита, маггемита, бемита, гематита. В состав красно-бурьх немагнитных пизолитов входят гиббсит, гематит, гетит, реже бемит (Пастухова, Ершова и др.,



1 - покрывающие породы, Q-Tg; 2 - почвенно-латеритные пизолитовые бокситы, J<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>; 3 - кора выветривания коренных пород; 4-6 - коренные породы: 4 - изверженные, 5 - осадочные, 6 - карбонатные; 7 - карстовые бокситы и бокситовые породы с переотложенными пизолитами

1976). В цементирующей массе преобладают гиббсит, гематит, гетит. Внутри пизолитов нередко наблюдаются зерна кварца эолового происхождения.

Присутствие обломочного кварца и обломков пизолитов не является признаком, позволяющим относить пизолитовые горизонты к аллохтонным образованиям. Этому противоречит, например на Вейпе, их широкая площадная распространенность при необычайной выдержанности по площади литологического и минерального состава, почти равномерная мощность рудного пласта на большой площади, однообразная пизолитовая структура самих бокситов, а также отсутствие сколько-нибудь реальной питающей провинции, откуда могли бы в свое время приноситься бокситовый материал. Противоречит "аллохтонности" и определенная выдержанная по площади зональность разреза, где пизолитовые бокситы, залегающие на структурной глине, сменяются сцементированными тубулярными бокситами. Толщи переотложенных бокситов никогда не имеют выдержанных мощностей определенного литологического и вещественного состава, что отражает специфику их формирования (разрушение, перенос и отложение смеси разнородных по составу обломков). Единственным процессом, который способен создать в оптимальных условиях покров выдержанных по минералогии и структуре пород, является выветривание. Глинистые зональные коры выветривания в отдельные эпохи при благоприятных ландшафтно-климатических условиях покрывали мощным плащом породы целых регионов. В нашем случае речь идет о бокситах, которые образовались в результате латеритного выветривания. Чаще всего латеритными бокситами называют элювиальные гиббситовые бокситы, сохраняющие структуру тех материнских пород, по которым они образовались. Грабб (Grubb, 1973) предложил классифицировать бокситы по приуроченности их к определенным гипсометрическим уровням рельефа. На этом основании им

были выделены бокситы высокого (high-level) и низкого (low-level) уровней. Бокситы высокого уровня, приуроченные по мнению Грабба, к подветренным склонам высоких плато тропической зоны, формировавшиеся в условиях свободного дренажа, обладают большими мощностями (до 23 м), гиббситовым составом, реликтивными структурами материнских, главным образом изверженных пород, высокой пористостью и высоким качеством. Другими словами, это структурный латеритный элювий. Бокситы низкого уровня, или пенеппеновые, приуроченные к поверхностям выравнивания низкого рельефа, представлены выдержанным пизолитовым горизонтом однородного (бемит-гиббситового) состава мощностью не менее 9 м. Грабб приводит в качестве примера пизолитовые бокситы Гоув, Вейпы, Дарлинг-Рейндж в Австралии, Арканзаса и других районов. Он считает, что исходным материалом для пенеппеновых пизолитовых бокситов были как подстилающие породы, так и принесенный с более высоких уровней обломочный, в том числе и бокситовый материал.

Как видно из приведенных выше данных по отдельным месторождениям пизолитовых бокситов Австралии, США, Индии, они ни по характеру локализации, ни по минеральному составу не укладываются в предложенную Граббом схему. Так, в Арканзасе горизонт пизолитовых бокситов развивается за счет латеритных бокситов с реликтовой структурой исходной породы и расположен над ними (Gordon et al., 1958). В Северной Австралии горизонт тубулярных и пизолитовых бокситов залегает на каолиновых глинах и, по мнению большинства исследователей, представляет собой зону нормального латеритного профиля. Подстилающие тубулярные бокситы глины нередко сохраняют структуру материнских пород (Митчелл-плато, Мосс-Вейл). Можно высказать предположение, что горизонт пизолитовых и тубулярных бокситов (если учесть отмечаемую многими исследователями длительность формирования бокситов в Северной Австралии в спокойных тектонических условиях) "заместил" весь структурный бокситовый элювий, когда-то ( $J_3 - K_1$ ?) покрывавший эти площади. Но возможно также, что мы наблюдаем сейчас естественную последовательность пород в латеритном разрезе (Lelong, 1968).

В районе Гуджарат пизолитовый боксит образуется за счет латеритного боксита с реликтовой структурой базальта и залегает выше него. Об этом свидетельствуют реликты бокситов со структурой базальта, сохраняющиеся внутри пизолитов. В Западных Гатах, горах Бихар тубулярные бокситы с такой же "брекчией" выщелачивания и проседания" в основании, как в Северной Австралии, также замещают первичный структурный бокситовый элювий (Valeton, 1972). Такая же картина наблюдается и в Орегоне, где пизолитовые, а местами тубулярные бокситы развиваются за счет латеритизированного базальта. Таким образом, приведенные примеры не подтверждают представление Грабба о различной геоморфологической позиции латеритного структурного элювия и всех без исключения горизонтов пизолитовых бокситов. Это не означает, что проблему фор-

мирования пизолитовых бокситовых горизонтов можно в настоящее время считать окончательно решенной, в ней есть еще много неясных аспектов. Это касается причин возникновения в одних случаях пизолитовых горизонтов алюмо-железистого, а в других - железистого состава и формирования гравийного горизонта "stone-line", наблюдаемого в некоторых латеритных профилях и в зоне конкреций (Lelong, 1968), а также многих других вопросов.

Наблюдаемые в разрезах резкая неровная карманообразная граница раздела тубулярных и пизолитовых бокситов, разрыхление верхней части пизолитового горизонта, частичная дегидратация и дезинтеграция пизолитов, их перемещение поверхностными водами в пределах рудного пласта, проникновение их по трубкам и ходам в нижележащие тубулярные бокситы и др. свидетельствуют о том, что горизонт бокситов находится на разных стадиях механической и любой другой переработки, характер и интенсивность которой обусловлены сочетанием и чередованием пострудных ландшафтно-климатических условий в каждом конкретном случае. Это указывает также на то, что "зональность" в некоторых профилях (рыхлые и цементированные пизолитовые бокситы - тубулярные бокситы) может быть в какой-то мере обусловлена не только первичными причинами, но и процессами последующего изменения, которые в ряде случаев довольно сильно нарушили первоначальный облик пизолитовых горизонтов, оставили следы некоторой "обломанности". Пизолитовые бокситы загрязнены с поверхности терригенным материалом, принесенным поверхностными водами или ветром (кварц, глинистые минералы). На поверхности пизолитовых бокситов обычно развита современная серая суглинистая почва (до 1 м), материал которой также проникает в бокситы.

Наибольший интерес представляет восстановление первоначальных этапов формирования пизолитовых горизонтов, особенно таких, бокситы которых отличаются высоким содержанием  $Al_2O_3$ .

Анализ характерных морфологических особенностей строения пизолитовых и тубулярных бокситов различных регионов, парагенезиса слагающих их минералов, а также сравнение их с некоторыми современными сходными поверхностными образованиями тропиков склоняет к мнению, что обе разновидности бокситов представляют собой почвенный горизонт.

Подобные горизонты конкреционного сложения являются зоной накопления полуторных окислов латеритных (ферралитных) почв, формирование которых протекало в условиях постоянно-влажного тропического климата без ярко выраженного сухого сезона под густым (дождевым) тропическим лесом (Aubert, 1954; Millot, 1964; Duchaufour, 1968; Schuylenborgh, 1971). Обер (Aubert, 1954) приводит следующий разрез современной латеритной почвы (Берег Слоновой Кости):

Мошность, м

Серо-коричневатый слабо гумусовый горизонт,  
с поверхности засыпанный гниющей листвой и  
ветками . . . . .

0-0,35

	Мощность, м
Светло-коричневый горизонт, обогащенный уже на глубине 0,4–0,5 м очень твердыми, округлыми, темными железистыми конкрециями; с глубины 0,8 м горизонт становится более плотным, а конкреции – менее твердыми, кирпично-красными. . .	0,35–1,1
Резкий переход к очень плотному горизонту коричнево-красного цвета с трубчатой текстурой. .	1,1–1,75
Рыхлые кирпично-красные глинистые породы с пятнами, плотными стяжениями сверху, с многочисленными трубчатыми пустотками. . . . .	1,75–6,5
Пятнистые глины и охры, в которых на глубине 8,4 м различима реликтовая структура гнейса. .	6,5–11
Коренные породы, с глубины 11 м	

Почвоведы такой разрез считают латеритной почвой, геологи – корой выветривания. Гиббсит в таком профиле образуется только в тех случаях, когда дренаж постоянно интенсивен, нет даже временного обводнения профиля, в противном случае возникает каолинит. Таким образом, в первый этап при постоянно-влажном климате идет относительная аккумуляция  $Al_2O_3$  и  $Fe_2O_3$  в латеритном профиле, уже тогда на глубине 0,3–0,4 м начинает формироваться рыхлый или несколько уплотненный горизонт с пизолитовой структурой (Schuylenborgh, 1971).

Следующий важный этап в формировании пизолитового горизонта бокситов наступал, если происходила смена постоянно-влажного "бокситизирующего" климата на переменного-влажный. В этом случае влажный тропический лес сменяла саванна. Исчезновение лесной покрывки влекло за собой уничтожение верхнего рыхлого гумусового горизонта (Millot, 1964). Обнажившийся на поверхности горизонт накопления  $Al_2O_3$  и  $Fe_2O_3$  подвергался воздействию резких температурных колебаний, солнечной инсоляции, чередования условий сильного увлажнения и высушивания. Эти процессы способствовали дальнейшему интенсивному перераспределению и абсолютной аккумуляции алюминия и железа в горизонте в виде конкреций. Здесь активно действуют процессы дегидратации, возникает характерный для этих условий своеобразный комплекс минералов: корунд, диаспор, бемит, магнетит, маггемит, который сменяет ассоциацию первого этапа формирования – гиббсит, гематит, гетит. Довольно рыхлый, первоначально пизолитовый или трубчатый горизонт превращается в твердый пласт. Затвердение часто начинается от трубок и ходов, оставшихся от корней растений, проложенных просачивающейся сверху водой (Kubiéna, 1954; Duchaufour, 1968). В верхних частях горизонта продолжается интенсивный рост конкреций, чему способствуют сезонное растворение и высушивание, капиллярный подсос гидроокислов алюминия и железа (Maignien, 1966). В ядра возникающих при этом пизолитов попадают ранее образованные пизолиты

и их обломки, обломки нижних тубулярных бокситов, структурного бокситового элювия, зерна эолового кварца. Таким образом, на самую верхнюю обнаженную часть горизонта воздействуют процессы механической дезинтеграции и аутигенного конкрецееобразования, чему в большой мере способствует сезонность климата.

Уплотненный горизонт с конкрециями (эрозионный панцирь, кираса), представлявший первоначально горизонт накопления (обогащения) лесной почвы и возникавший в условиях максимального выветривания, характерен, например, для современной гвинейской саванны, которая сменила третичные влажные тропические леса (Duchaufour, 1968; Акаемов и др., 1975). Давно известно из практики борьбы с деградацией (уплотнением) рыхлых латеритных почв, что лучшим средством является сохранение лесной покрывки, предохраняющей почву от поверхностной эрозии и солнечной инсоляции (Alexander, Cady, 1962).

Если обратиться к своеобразному комплексу минералов, слагающих пизолитовые бокситы: гипергенным низкотемпературным корунду, маггемиту, магнетиту, возникающим в условиях дневной поверхности, то можно найти современные условия, аналогичные тем, в которых они возникают. Так, в верхнем горизонте латеритных почв о-ва Молокаи (Гавайские острова) широко формируются сейчас магнитные конкреции алюмо-железистого состава размером 0,5–2 см (Matsusaka et al., 1965).

Учитывая специфику морфологии, состава и генезиса, целесообразно пластовые пизолитовые и тубулярные бокситы, обладающие перечисленными характерными особенностями, свидетельствующими о их почвенном происхождении, выделить в самостоятельный генетический тип (или подтип) бокситовых образований и дать им такое название, которое отражало бы способ их формирования, в отличие от собственно латеритных бокситов, сохраняющих структуру материнских пород. Например, можно такие бокситы называть "бокситы ископаемой латеритной почвы" или "бокситы почвенно-латеритного типа".

Изучение особенностей генезиса и распространения пластовых пизолитовых бокситов почвенно-латеритного типа представляет большой интерес для восстановления истории формирования других генетических типов бокситов. Рассмотренные нами примеры месторождений и рудопроявлений пизолитовых бокситов свидетельствуют о том, что для формирования и сохранения таких протяженных горизонтов бокситов необходимо чрезвычайно редкое сочетание благоприятных условий. Именно такая комбинация факторов бокситообразования наблюдалась на Вейпе: хорошо проницаемые материнские породы, спокойная тектоническая обстановка (медленное воздымание при минимальной эрозии), оптимальный дренаж, долгий, ничем не нарушаемый период выветривания и смена климата. Эти факторы способствовали образованию мощной зоны бокситов, которая сохранилась от разрушения до настоящего времени. Пожалуй, Вейпа является единственным местом на земном шаре, где сформировался и сохранился

такой бокситовый профиль. В других районах Австралии (Гоув, Митчелл-Плато, Джаррахедейл и др.) процессы механической переработки и переотложения изменили первоначальный облик и качество пизолитового пласта.

Примеры интенсивного разрушения и переноса материала на значительные расстояния, а также полного уничтожения первичного пизолитового бокситового горизонта наблюдались в Гуджарате, Арканзасе, в Казахстане и Сибири, где можно судить о существовании этого горизонта только по обломкам его пород в осадочных бокситах. Прекрасные примеры переотложения обломков пизолитовых бокситов и отдельных пизолитов в осадочную толщу группы Вилкокс описаны для месторождений Арканзаса (Gordon et al., 1958). Эти переотложенные, часто стратифицированные, слоистые, обломочные скопления значительно уступают по качеству первичным пизолитовым бокситам. Другой тип переотложения материала пизолитовых почвенных горизонтов наблюдается в Казахстане и на юге Сибири, где эти продукты накопились и сохранились в карстовых воронках и депрессиях (см. рис. 4).

Роль тектонического фактора была важна не только в момент возникновения сверхгигантских месторождений пизолитовых бокситов, но и в пострудную стадию. В тех регионах, где режим тектонической стабильности, подобный тому, который наблюдается в Северной Австралии на п-ове Кейп-Йорк, не выдерживался, пизолитовые поверхностные образования оказались почти или нацело уничтоженными (Казахстан, Сибирь и др.).

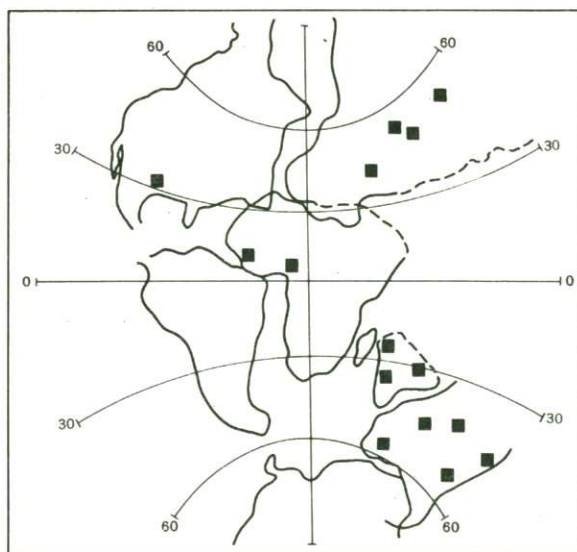


Рис. 5. Распространение мел-палеогеновых пизолитовых бокситов и продуктов их разрушения на континентах с учетом палеомагнитных данных (по данным Д. и М.Тарлинг, 1973)

Пизолитовые бокситы почвенно-латеритного типа могут служить чуткими индикаторами изменения тропического климата в прошлом, их распространение на земном шаре в ту или иную эпоху может быть использовано при решении проблем глобальной палеоклиматологии. Данные новой глобальной тектоники позволяют уточнить первоначальное местоположение их на земном шаре в мезо-кайнозой, если учесть приуроченность наиболее высококачественных и мощных горизонтов пизолитовых бокситов к таким "мобильным" континентам, как Австралия и Индия (рис. 5).

Несомненный интерес представляет также выяснение причин резкой смены ландшафтно-климатических условий в глобальном масштабе в нижнемеловое и постэоценовое время, которая способствовала одновременному формированию пизолитовых бокситов на разных континентах.

### АБСТРАКТ

If specified by (a) their wide areal extent (hundreds of sq. km) and a blanketlike nature of the ore deposit of an average small thickness (3 to 6 m), (b) by the fact that the ore body is either entirely pisolitic or locally composed of overlying tubular bauxites, the areal lithologic and mineralogical uniformity being similar for both, (c) by typical mineral composition of pisolites (maghemite, magnetite, corundum, boehmite, diaspore associated with gibbsite, hematite and goethite), and other features, these unique North Australian Weipa and Gove deposits can be distinguished as a separate type (subtype?) of platform deposits.

At the same time it appears that this "two-levels" association in relict and local manifestations is of wide spread in Meso-Cenozoic formations almost in all continents (Oregon, Arkansas in North America; Los islands in West Africa; Gujarat, plateau Dekan in India; Kazakhstan, Central Siberia in the Soviet Union).

The comprehensive analysis inclines the authors to the opinion that both varieties of bauxites are actually soil formations which are derived from reworking of the upper parts of lateritic crusts of weathering due to the change of climate from hot and permanently humid to savanna.

The conservation of the Weipa and Gove deposits appears to be due to extremely quiet tectonics and rather low hypsometric position of the deposits in the "ore" and post-ore time.

### ЛИТЕРАТУРА

- Акаемов С.Т., Пасгухова М.В., Теняков В.А., Ясаманов Н.А. Время и условия формирования бокситов латеритных покровов экваториальной зоны Земли. — В кн.: Проблемы генезиса бокситов. "Наука", 1975.
- Пасгухова М.В., Калужная С.Н., Бахтеев Ш.Ж., Михайликowa В.И. О переотложенных конкрециях железисто-глиноземистого со-

- става в бокситах Казахстана и некоторых других районов. – В кн.: Новые данные по геологии бокситов. Вып. II, М., 1975.
- Пастухова М.В., Ершова К.С., Солнцева Л.С., Ткачева Т.В., Уманова Е.Г. О составе и типизации конкреций в платформенных бокситах. – В кн.: Конкреции и конкреционный анализ. "Наука", 1976.
- Тарлинг Д., Тарлинг М. Движущиеся материки. "Мир", 1973.
- Щеглов А.Д., Теняков В.А. Месторождения бокситов Австралии. Обзор. М., ВИЭМС, 1972.
- Alexander L.T., Cady J.G. Genesis and hardening of laterite in soils. 90 p. – USDA Techn. Bull., 1962, p. 1282.
- Aubert G. Les sols latéritiques. – C.R. 5-e Congr. Int. Sci. Sol., Léopoldville, 1954, I, p. 103–118.
- Duchaufour Ph. L'évolution des sols. Paris, 1968.
- Gordon M., Tracey J.I., Ellis M.W. Geology of the Arkansas bauxite region. – U.S. Geol. Surv. prof. paper., 1958, N 299.
- Grubb P.L.C. Mineralogy, geochemistry and genesis of the bauxite deposits on the Gove and Mitchell Plateaux, Northern Australia. – Mineral. Deposita, 1970, 5, N 3.
- Grubb P.L.C. Genesis of the Weipa bauxite deposits, N.E. Australia. – Mineral. Deposita, 1971, 6, N 4.
- Grubb P.L.C. Mineralogical anomalies in the Darling Ranges bauxites at Jarrahdale, Western Australia. – Econ. Geol., 1971, 66, N 7.
- Grubb P.L.C. High-level and low-level bauxitization: a criterion for classification. – Mineral. Sci. Engineering, 1973, 5, N 3.
- Kubiena W. Micromorphologie de la formation de latérite dans le Rio Muni (Guinée espagnole). – C.R. 5-e Congr. Int. Sci. Sol., Léopoldville, 1954, IV, p. 77–84.
- Lacroix A. Les latérites de la Guinée et les produits d'altération qui leur sont associés. – Nouv. Arch. Mus. Paris, 1913, N 5, p. 255–358.
- Lelong F. Mise au point sur les latérites. Nancy, 1968.
- Libbey F.W., Lowry W.D., Mason R.S. Ferruginous bauxite deposits in Northwestern Oregon. – Econ. Geol., 1946, XLI, N 3.
- Maignien R. Compte rendu de recherches sur les latérites. Paris, UNESCO, 1966.
- Matsusaka Y., Sherman G.D., Swindale L.D. Nature of magnetic minerals in Hawaiian soil. – Soil Sci., 1965, 100, p. 192–199.
- Millot G. Géologie des argiles. Altérations, sédimentologie, géochimie. Paris, Masson, 1964.
- Plumb K.A., Gostin V.A. Origin of Australian bauxite deposits. – Dep. Min. Energy. Bureau Min. Res. Geol. Geopl. Australia, 1973, N 156.
- Schuylenborgh J., van. Weathering and soilforming processes in the tropics. – Proc. Bandung symp. UNESCO, 1971, XL.
- Valeton J. Bauxites. Amsterdam, London, New York, Elsevier publ. comp., 1972.

Ю. Н. ТРУШКОВ, Э. Д. ИЗБЕКОВ

## ЭВОЛЮЦИЯ РОССЫПИ

Россыпь развивается в направлении появления значительных концентраций частиц полезного минерала в долине, накопления их до некоторого максимума и затем рассеивания по мере среза исследуемого участка земной коры с заключенными в нем рудными телами.

Изучение эволюции россыпи основывается на реконструкции геолого-геоморфологических условий периода ее существования и анализе закономерностей распределения в ней полезного компонента. Достоверность такого изучения зависит от детальности рассмотрения как условий, так и распределения компонента по какому-либо признаку, а также от масштаба усреднения исследуемых параметров. Подобное рассмотрение весьма удобно проводить на примере месторождений золота. Именно в большинстве золотоносных районов обнаруживаются россыпи, законсервированные на разных стадиях эволюции. Их можно различить по распределению металла различной крупности, уплощенности, окатанности в долине. Такой подход стал возможен в результате изучения значительного числа примеров системы коренной источник – россыпь.

Общепризнаны элювиальный, делювиальный и аллювиальный этапы развития россыпи. В первом под влиянием процессов выветривания происходит освобождение металла от породы. Сокращение этого этапа приводит к наличию в долине большого количества сростков. Делювиальный этап характеризуется перемещением золотоносных дезинтегрированных пород до сферы действия водного потока. Этот этап сопровождается гравитационно-солифлюкционными процессами. В течение аллювиального этапа происходит гидродинамическая сортировка полезного компонента по гидравлической крупности. Этот этап играет решающую роль в обогащении и разубоживании россыпи при ее эволюции.

Основопологающим в эволюции аллювиальных россыпей является их формирование как сложных, но закономерных проекций металла из разрушенных частей коренных источников на тальвеги долин. Анализируя россыпи как проекции, можно выделить в их эво-

300-400м

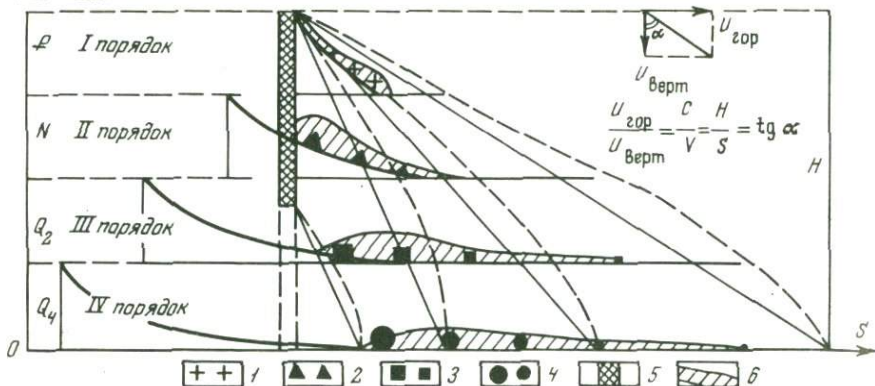


Рис. 1. Общая схема формирования и эволюции россыпи в геологическом времени

1-4 - степень окатанности золота: 1 - субрудного облика, 2 - малоокатанное, 3 - среднеокатанное, 4 - хорошо окатанное; 5 - коренной источник; 6 - контур линейных запасов на разных стадиях эволюции россыпей

людии раннюю, молодую, зрелую и позднюю стадии развития. Они характеризуются разными типами распределения запасов, разной степенью вскрытия и сохранности коренного источника и окатанности золота (рис. 1). Это позволяет дать их классификацию и оценить сохранность коренного источника. В первом приближении ранняя и молодая стадии характеризуются гнездовым, неравномерным распределением полезного компонента в россыпи, наличием сростков; зрелая и поздняя - струйчатым, сравнительно равномерным распределением с заметной сортировкой, отсутствием сростков и дифференциацией минерала по гидравлической крупности. Особенно это характерно для золота. Форма кривой линейных запасов при эволюции россыпи также имеет специфические особенности: она крутая в начальных стадиях и выположенная на поздних стадиях развития.

Траектория движения частиц полезного компонента в вертикальной плоскости определяется на каждом эрозионном уровне равнодействующей горизонтальной скорости движущегося потока ( $U_{гор}$ ) и скорости вертикального падения ( $U_{верт}$ ) в нем минеральных частиц. Заметим, что движущийся поток является сложной структурной единицей, состоящей послойно из воды, аллювия и приплотиковой части. В приплотиковой части смешение частиц происходит при врезании в него водотока. Скорости горизонтального и вертикального смещений полезных минералов в отдельные этапы геологической истории различны; они определялись тектоно-климатическим режимом, гидродинамикой потока и рядом других условий. Частная значимость влияния каждого из этих природных условий исследована

еще недостаточно. Однако конечное смешение минеральных фракций от коренного источника, как результат взаимодействия основных факторов, мы можем наблюдать на каждой россыпи. Итоговая траектория частицы полезного компонента представляет собой ступенчатую кривую полугиперболического вида, пересекающую различные эрозионные уровни и являющуюся, таким образом, сложной проекцией. Эта проекция обычно тем круче, чем больше гидравлическая крупность минеральной частицы. Подобное представление объясняет закономерное распределение золотины по размеру, гидравлической крупности и уплотненности в россыпи относительно простого коренного источника. Первые два параметра уменьшаются, а уплотненность увеличивается вниз по течению у подавляющего числа проекций рудных тел на тальвег долины. Выявленные закономерности помогают установить основное количество рудных тел, питающих сложную россыпь.

Результаты изучения россыпей как проекций дают возможность определить расстояние до коренного источника и местоположение в пространстве его кровли по двум навескам золота в долине с известным расстоянием между ними. Россыпь как проекция отражает изменение относительных содержаний в коренном источнике по его падению для анализируемых фракций крупности (за исключением вынесенных из россыпи). При реконструкции это позволяет для простейших случаев оценить некоторые параметры коренного источника.

Россыпь образуется при разрушении коренного источника по вертикали на 100–300, максимум 600 м. При размыве рудной залежи или зоны вторичного обогащения эти цифры уменьшаются. Срез рудного поля происходит в течение формирования гидросети нескольких топографических планов, охватывающих последовательно разные отрезки геологического времени. Внутри каждого плана гидросети выделяются обычно несколько эрозионных циклов. При разрушении коренного месторождения в период развития одного плана гидросети типичен случай эволюции россыпи с увеличением порядка вмещающей ее долины. В итоге зрелой и поздней стадиям развития россыпи соответствует хорошо разработанная долина средних и крупных порядков, а головка россыпи отрывается от разрушенного коренного источника.

Таким образом, эволюция аллювиальной россыпи происходит по мере многоактного среза коренного источника и неоднократного преотложения с одного эрозионного уровня на другой при различных планах развития гидросети. Вместе с тем "жизнь" большинства россыпей в складчатых областях ограничена временем одного орогенного периода развития земной коры. Однако консервация их во впадинах намного увеличивает время их существования.

Металл поступает в аллювиальную россыпь порциями. Их можно различать по степени окатанности. Каждая порция прошла различные по времени и отличающиеся друг от друга этапы элювиально-делювиального развития и преобразования рыхлых отложений. В итоге каждая точка россыпи содержит золотины разного времени вы-

свобождения из коренного источника, соответствующие разной величине его среза. Обычно в одной точке россыпи более крупное и комковидное золото по времени высвобождения древнее мелкого и пластинчатого. Нарастание запасов в россыпи происходит по мере среза коренного источника и зависит от вертикального интервала оруденения и его интенсивности. Максимум запасов образуется при достижении процессами денудации подошвы рудных тел (рис. 2). Максимум запасов соответствует весьма важной границе в эволюции россыпи — переходу от накопления к разубоживанию. Эта граница может быть несколько выше или ниже подошвы рудных тел в зависимости от гидравлической крупности металла и его распределения в коренном источнике. После среза рудных тел в течение следующих во времени эрозионных циклов происходит разубоживание россыпи.

На рис. 2 показано поведение монофракций в долине: при срезе коренного источника во время нарастания запасов они накладываются друг на друга и закономерно увеличиваются по протяженности. После среза коренного источника в условиях разубоживания россыпи монофракции дифференцируются, т.е. как бы смешаются относительно друг друга. Это обусловлено движением металла во времени как проекций.

Размеры и богатство россыпи дают представление о масштабах и интенсивности металлоносности рудного месторождения (поля). Ориентировочно можно полагать, что запас средних и крупных фракций в россыпи отражает таковой в рудном теле (залежи). Соотношение мелких фракций в россыпи и коренном источнике колеблется в различных пределах, что обусловлено их выносом и рассеиванием за пределы изученных контуров. В первом приближении отмечено, что крупные фракции в россыпи сжимаются, средние эквивалентны, а мелкие растягиваются относительно высоты рудного столба, переведенного в россыпь. При введении определенных коэффициентов можно судить о их изменении по вертикали в рудном теле.

Сопоставление приведенной схемы эволюции россыпей с месторождениями, расположенными в разных металлоносных районах, обнаруживает зависимость ее от следующих трех больших групп природных условий: а) морфологии рудных тел и особенностей оруденения, в первую очередь от крупности полезного компонента; б) пространственного положения рудных тел относительно оси долины; в) пути геоморфологического развития долины.

Обзор классификации рудных тел по морфологии с анализом их как проекций металла в россыпь показывает, что россыпь тем богаче и протяженнее, чем больше срезанный объем и интенсивность оруденелого участка. Интересна проекция поперечной по отношению к долине зоны, в которой основное количество струй в россыпи соответствует количеству размывших рудных тел. Наиболее важно в пространственном положении рудных тел относительно долины продольное залегание коренных источников в виде крупной зоны. В та-

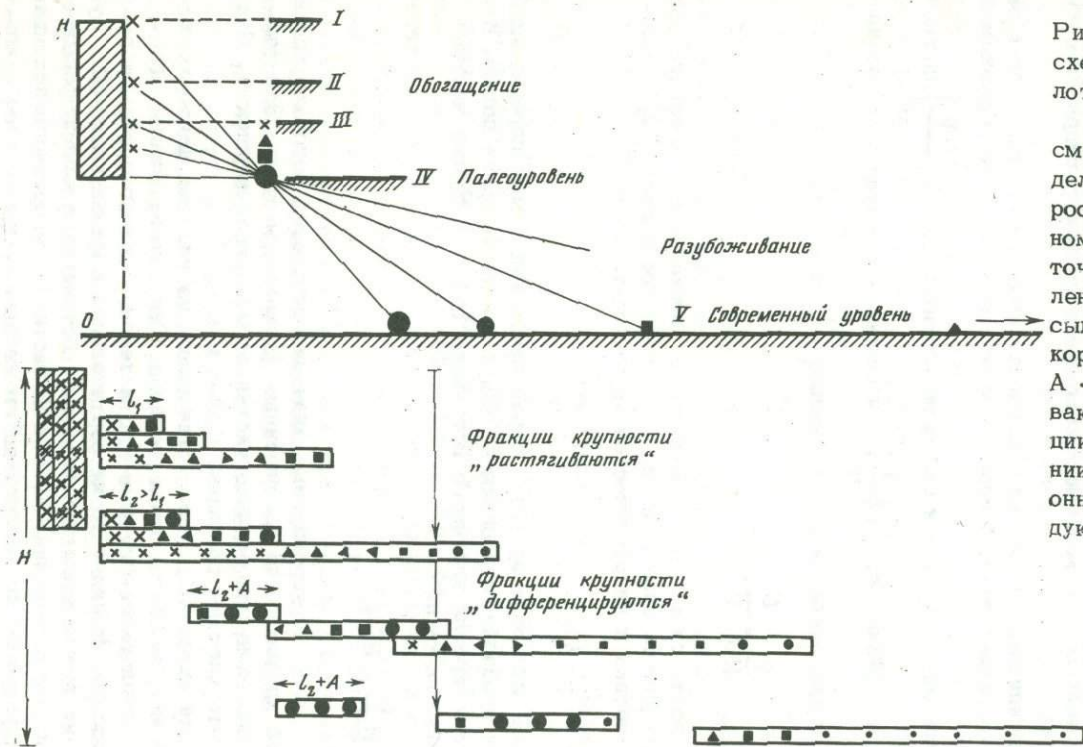


Рис. 2. Принципиальная схема проецирования золота в россыпь

Условные обозначения см. рис. 1;  $l_1$  – распределение фракции вдоль россыпи при незначительном срезе коренного источника;  $l_2$  – распределение фракции вдоль россыпи при полном срезе коренного источника;  $A$  – коэффициент, учитывающий рассеивание фракции при ее переотложении с предыдущего эрозионного уровня на последующий

ком случае отмечается максимальный коэффициент обогащения россыпи вследствие многократной накладки металла рудных столбов, гнезд и т.п. при проецировании его на тальвег долины. Путь геоморфологического развития влияет на особенности срезов коренного источника, контуры россыпи, распределение металла в них и детально рассмотрен ранее Ю.Н. Трушковым.

Эволюция россыпи теснейшим образом связана с деятельностью сноса полезного компонента в россыпи. Транспортировка определяется высотой среза коренного источника ( $H$ ), характером и скоростями движущегося потока ( $C$ ) и индивидуальными свойствами частиц полезного ископаемого, определяющими его гидравлическую крупность ( $V$ ).

Принципиально важна при количественной оценке транспортировки ориентировочная тождественность отношений скорости горизонтального смещения частицы к скорости вертикального  $\left(\frac{U_{\text{гор}}}{U_{\text{верт}}}\right)$ , дальности сноса к высоте среза  $\left(\frac{S}{H}\right)$  и скорости движущегося потока к скорости проседания в нем частицы  $\left(\frac{C}{V}\right)$ , т.е.

$$\frac{U_{\text{гор}}}{U_{\text{верт}}} = \frac{S}{H} = \frac{C}{V}.$$

Дальность сноса ( $S_1$ ) металла в потоке одного частного эрозионного уровня определяется мощностью последнего ( $h$ ), скоростью потока и гидравлической крупностью частиц:

$$S_1 = h \frac{C}{V} = h \operatorname{tg} \alpha.$$

Общее перемещение ( $S$ ) определится как сумма перемещений по всем эрозионным уровням на общую мощность вреза долины относительно кровли коренного источника ( $H$ ) и сумму частных мощностей потоков:

$$S = H \frac{C}{V} = H \operatorname{tg} \alpha,$$

где  $C$  и  $V$  – усредненные значения скорости потока и гидравлической крупности по одноименным фракциям металла. Эта формула применима при анализе частиц определенной крупности. Для золота это частицы размером 0,5–6 мм.

Высота среза ( $H$ ) является одним из главных факторов, определяющих дальность сноса металла. Она служит шкалой абсолютного геологического времени, в течение которого формировалась россыпь. Верхняя точка вертикальной составляющей ( $H$ ) указывает на время вскрытия коренного источника и начало формирования россыпи. Величина размытой части  $H$  коренного источника реконструируется по геологическим данным и, кроме того, нахо-

дится математическим путем по распределению монофракций золота в россыпи.

Скорость движущегося потока складывается из скоростей составных его частей. При определении ее ориентируемся на скорость водного потока, определяемого по формуле Шези:  $C = k\sqrt{mi}$ , где  $k$  — шероховатость (коэффициент Штриклера),  $m$  — мощность водного потока,  $i$  — уклон. Таким образом, формула включает основные параметры, влияющие и на скорость движения аллювия, и на скорость движения минеральных частиц в приплотиковой части.

Гидравлическая крупность золота и других полезных компонентов является функцией ряда независимых величин — размеров, морфологии (особенно уплощенности), удельного веса, степени освобождения от вмещающих пород и др. Опытные ее значения приводятся в работах многих исследователей. Приблизительно они могут быть вычислены по формуле:  $V = \sqrt{\gamma g \theta}$ , где  $\gamma$  — удельный вес;  $g$  — скорость свободного падения;  $\theta$  — крупность минеральной частицы. Для золота, после извлечения из-под корня  $\gamma = 16$  и  $g = 980$ , она принимает вид:  $V = 120\sqrt{\theta}$ ; для олова:  $V = 75-80\sqrt{\theta}$ ; для алмаза:  $V = 50\sqrt{\theta}$ . Размер фракций для золота меньше 3 мм можно без большой погрешности заменить непосредственно толщиной ( $T$ ) или уплощенностью:  $y = \frac{\theta}{T}$ .

Общая взаимосвязь перечисленных факторов и оценка дальности сноса золота может быть выражена следующим образом:

$$S = \frac{H}{n} \sqrt{\frac{C\gamma}{120\theta}} + d,$$

где  $n$  — коэффициент на характер среза;  $d$  — снос в деловии.

Таким образом, дальность переноса полезных компонентов в россыпях пропорциональна превышению коренного источника над тальвегом долины и его срезу ( $H$ ), умноженному на отношение скорости потока к скорости вертикального проседания минеральной частицы в нем, с рядом коэффициентов. Эта формула показывает достаточную сходимость с фактической дальностью сноса в проанализированных примерах. Такой пример по одному из месторождений приведен на рис. 3, где показаны фактические дальности сноса золота определенной крупности и уплощенности и расчетные — по формуле (под ними). Это месторождение изучено также с целью реконструкции некоторых параметров коренного источника. Расхождение между фактическими и расчетными данными по многим объектам находится в пределах 5–40%.

Результаты исследований свидетельствуют о том, что усредненная дальность сноса золота средних фракций за год составляет доли миллиметров. Отсюда по дальности переноса металла от коренного источника можно приблизительно судить о времени формирования россыпи. Важно отметить, что гидравлическая крупность основной массы золота во многих россыпях в 3–10 раз меньше гидравлической крупности вмещающих обломков, но металл все же не сно-

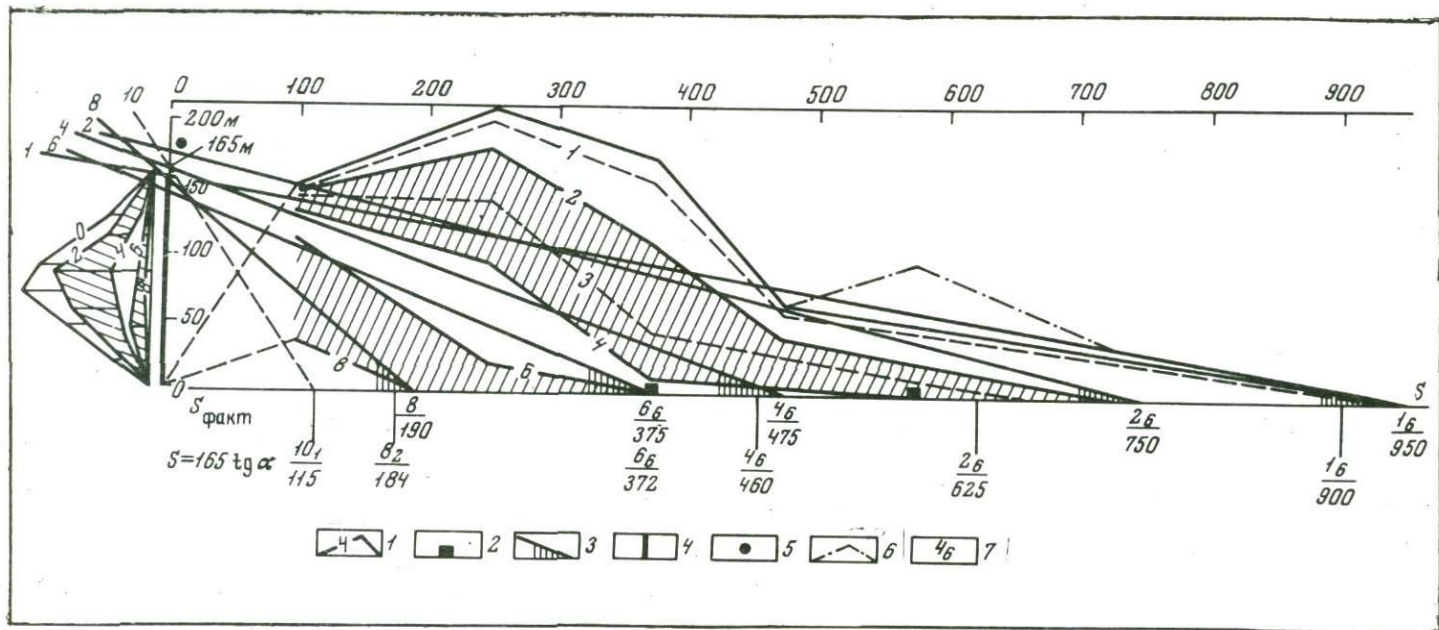


Рис. 3. Фактические и расчетные данные о сносе золота с элементами реконструкции

1 — фракции крупности (их границы по ситам, в мм); 2 — контрольные пробы; 3 — углы наклона траекторий сноса ( $90^\circ - \alpha$ ); 4 — коренной источник; 5 — кровля коренного источника; 6 — дополнительный пик фракции менее 0,5 мм; 7 — крупность (в мм) и уплощенность

сится так далеко, как эти обломки. Следовательно, водный поток прямого влияния на перенос золота не оказывает.

Эволюция россыпи подтверждается количественными исследованиями по распределению золота в россыпях. При этом металл из опробованных пересечений классифицировали на элементарные составляющие по крупности, уплощенности и окатанности с целью выделения порций его по "равнопадаемости". Затем частоту встречаемости его накоплений по этим признакам вдоль и поперек россыпи фиксировали приемами математической статистики. Обнаружилось, что сумма "равнопадаемых" золотинок одной степени обработки закономерно распределяется вдоль простой россыпи и проявляет свою сущность как проекция коренного источника. Принимая за начало координат коренной источник, определяли: центр накопления, дисперсию, среднеквадратическое отклонение и другие статистические характеристики рассматриваемых порций металла. При этом установлено, что чем дальше золото анализируемой порции удаляется от коренного источника, тем больше его рассеяние относительно центра накопления. Вместе с тем смещение центров накоплений находится в прямой зависимости от высоты среза коренного источника. Анализ расстояний между центрами накопления и рассеяния металла по выбранному признаку позволяет определить стадию эволюции россыпи.

Представление о эволюции россыпей дает критерии для оценки возраста образования россыпей, характера распределения металла в них, местоположения в плане и геологическом разрезе коренного источника и степени его среза.

#### АБСТРАКТ

Placer is a natural projection of the metal from a broken original source on to valley bottom. Numerous investigations of the system "original source-placer" proved this fact.

Alluvial placer evolution takes place with the repeated original source shearings and its sinking from one erosion level to another. This process is accompanied by metal enrichment of placer i.e. by monofractions superposition up to a maximum, corresponding to a total original source breaking. Subsequent erosion level development results in monofraction differentiation and gradual placer impoverishment. Most of the folded regions' placer "live" for one orogenic period of the earth's crust development, but its conservation in basins prolongs its existence. Placer is formed with the vertical original source shearing, ranging from 100 to 300 m (max. 600 m). Metal distribution in placer is quite specific at every stage of its evolution and may be evaluated quantitatively.

## МЕХАНИЗМ ПОВЕДЕНИЯ ЗОЛОТА В ПРОЦЕССАХ ФОРМИРОВАНИЯ РОССЫПЕЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Среди прочих минеральных месторождений россыпи – едва ли не единственный вид сырьевых источников, исследование которых во всем мире длительное время шло по пути обобщения и анализа материалов разведочно-эксплуатационных работ, почти не опираясь на физико-химические и экспериментальные данные о процессах выветривания и отбора ценного компонента из первичных руд, концентрации золота при флювиальном или ином осадконакоплении, диагенезе (в частности, криодиagenезе), поведении золота при перетолжении и др. Лишь в последние годы было уделено некоторое внимание изучению процессов, формирующих россыпи. Наиболее интересные явления и особенности поведения золота, наблюдавшиеся при лабораторном моделировании россыпеобразования, рассмотрены в данной статье.

### Высвобождение золота из руд существенно кварцевого состава при физическом выветривании

Основой для рассмотрения данного вопроса послужили результаты моделирования процессов морозной деструкции путем многократного промораживания – протаивания образцов горных пород и руд, разрушения образцов резким охлаждением и нагреванием, статической нагрузкой, а также воздействием на модуль ряда других факторов. При этом изучали гранулометрический состав продуктов разрушения, выход отдельных минералов (золота, рудных и др.) в различных классах крупности, а также сопровождающие разрушение электромагнитные и акустические эффекты.

Оказалось, что физическое выветривание как геологический процесс не имеет принципиальных отличий от физического разрушения стекол, пластмасс, металлов и кристаллических тел, описываемого современной теорией разрушения и прочности, но протекает в сильно замедленном темпе, отвечающем масштабу геологического времени.

Начиная с момента кристаллизации и затвердения, кристаллическое вещество рудных тел содержит многочисленные дислокации (плотность их, по Ф.Макклинтоку и А.Аргону (1970), равна  $10^4$ – $10^6$ , а в сильно деформированных кристаллах достигает  $10^{10}$ – $10^{12}$  дислокаций на  $1 \text{ см}^2$ ), микротрещины с атомарно острыми концами, межзерновые и межкристаллитные сочленения и другие дефекты, которые в значительной мере определяют дальнейшее развитие процесса разрушения горных пород и руд. Разнообразные деформации земной коры вызывают появление новых зародышевых

микротрещин и подрастание имевшихся, их слияние, ветвление и формирование одной или нескольких магистральных трещин. Считается, что этот процесс укладывается в рамки теории автокаталитических цепных реакций, так как распад упруго-напряженного поля вокруг трещины идет по закону разветвленных цепных реакций с взаимодействующими цепями (Финкель, 1970). Соотношение же трещин различных размеров имеет вероятностное (т.е. нормальное) распределение.

Если принять во внимание, что всякое разрушение происходит в две стадии – докритическую, с медленным подрастанием трещин и закритическую, с лавинообразным ветвлением цепей трещин и разрушением тела, то надо полагать, что и в процессе физического выветривания эти стадии должны также присутствовать. Анализ экспериментальных и геологических материалов подтверждает наличие таких стадий и позволяет оценить их значение для высвобождения золота.

Докритической стадии соответствует длительный период накопления рудным телом множества внутренних поверхностей раздела его сплошности под действием напряжений в земной коре. В этот период происходит рост трещин и "дорывание" напряженных межатомных связей, т.е. имеет место "эффект замедленного разрушения" (Макклиток, Аргон, 1970). Данная трактовка правомерна, так как, согласно кинетической теории прочности, статическое и циклическое разрушения имеют сходную природу, различаясь лишь темпом нарушения межатомных связей (Регель, Слуцкер, 1973), что позволяет рассматривать процесс разрушения как идущий непрерывно в течение всего времени существования напряжений.

Закритическая стадия физического выветривания начинается с момента перехода рудных тел в зону поверхностных вод, температурных колебаний, пониженных давлений и т.п. Расклинивающее действие гидратных пленок, термомодеформационных явлений, гляционапряжений, микродеформаций по зонам контакта частиц золота с кварцем обуславливает переход процессов разрушения в закритическую стадию, заканчивающуюся распадом того или иного элементарного объема рудного тела (образца) по системе пронизывающих образец трещин.

Развиваемая нами точка зрения состоит в следующем. Механизм собственно физического выветривания реализует потенциальные очаги разрушения, имеющиеся в рудном теле и возникшие в докритическую стадию разрушения, до момента перехода его в зону гипергенеза. Процессы в этой зоне приводят к разрушению рудного тела и переходу его из полукристаллического твердого состояния в дисперсную (обломочную) систему, что отвечает закритической стадии разрушения. Вследствие замедленности геологического разрушения закритическая стадия не выражается в ясном и удобном для прямого наблюдения виде, но, несомненно, имеет место, проявляясь в резком снижении прочности даже незначительно ослабленных выветриванием пород (Ярг, 1974).

Для понимания механизма высвобождения золота чрезвычайно важно учитывать, что разрушение того или иного рудного тела (или его отдельных частей) в закритическую стадию завершается только по системам заложенных ранее трещин. Физическое выветривание не создает новых поверхностей раздела, а заканчивает расчленение отдельных блоков рудных тел с нарушенными или ослабленными связями. Но так как первичные (зародышевые) и вырастающие из них магистральные трещины распределены по своим размерам вероятностно (нормально), то и разделяемые ими поверхности, а также размеры оконтуриваемых поверхностями раздела частиц должны подчиняться закону нормального распределения. Именно в этом и заключена генетическая природа нормального (точнее, логнормального) распределения размеров частиц при дроблении, теоретически выведенная А.Н. Колмогоровым (1941), подтверждаемая нашими экспериментами, технологическими испытаниями (Рубцов, 1964) и работами зарубежных исследователей.

Такое вполне закономерное (хотя и случайно-вероятностное по характеру возникновения) распределение трещин в любом объеме рудной массы означает, что процесс роста трещин в каждом данном элементарном образце должен заканчиваться разрушением образца по одной магистральной трещине и системе оперяющих трещин второго, третьего и т.д. порядков, подобно тому, как речная система состоит из центральной артерии и притоков. Однако вследствие замедленности закритической (лавинной) стадии разрушения в природных условиях внутренне уже подготовленный к распаду обломок некоторое время сохраняет свою целостность и способность перемещаться в транспортирующей среде (на склоне, в речном русле и др.). Затем в какой-то момент происходит его распад сразу на несколько частей с одновременным продуцированием — в соответствии с законом распределения частиц при дроблении — некоторого количества щебня, дресвы и более мелкого материала. Именно распадом образца сразу на несколько обломков различной крупности объясняется великолепная сохранность образцов золота сложной ажурно-каркасной структуры (Шило, 1956<sup>1,2</sup>) даже в столь активной разрушающей среде, как аллювий. За счет рассмотренного выше механизма разрушения рудных обломков такие агрегаты золота высвобождаются практически одноактно, при каком-либо случайном механическом воздействии на рудный обломок, находящийся в закритической стадии роста пронизывающих его трещин.

Экспериментальные данные, полученные при моделировании физического выветривания, доведения тел при мгновенном (взрывном) или любом другом акте разрушения, а также изложенные выше теоретические представления свидетельствуют о том, что в процессе физического выветривания образование разноразмерного материала происходит одновременно, причем количественные соотношения между отдельными фракциями достаточно строго определены. Следовательно, процесс высвобождения золота из существенно кварцевых руд идет одновременно с разрушением объема рудного вещества,

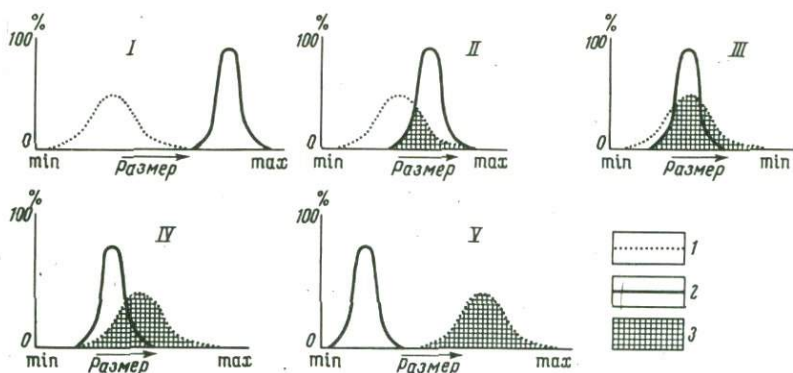


Рис. 1. Соотношения распределения частиц золота и продуктов разрушения рудного вещества

I - высвобождение золота практически невозможно; II - незначительное высвобождение частиц золота; III-V - умеренное, значительное и полное высвобождение золота из рудного вещества; 1-2 - гранулометрический состав: 1 - золота, 2 - продуктов выветривания руд; 3 - область наиболее вероятного высвобождения золота

находящегося в зоне гипергенеза. Рассматриваемый здесь механизм разрушения рудного вещества при физическом выветривании допускает высвобождение золота лишь одновременно с распадом образца на части, количество которых в значительной степени определяется законом распределения в нем трещин.

Таким образом, экспериментальная проверка и имеющиеся теоретические положения подтверждают справедливость сделанного ранее на основании изучения материалов полевых наблюдений (Шумилов, 1970) вывода о том, что для оценки количества высвобождающегося при физическом выветривании золота необходимо сравнение степени дисперсности продуктов выветривания руды и самого золота. В сущности, речь идет об использовании анализа размерностей дробленой руды и высвобождаемого компонента, применяемого при обогащении (Таггарт, 1933; Годэн, 1946 и др.). В отношении золота такой анализ облегчается тем, что размер его частиц также подчиняется логнормальному закону (Разумовский, 1940). Нами для приблизительной оценки масштабов высвобождения золота в элювиальную стадию использованы графики гранулометрического состава золота и рудных обломков. Областью наиболее вероятного высвобождения золота является поле взаимного перекрытия кривых (рис. 1). Условно выделяемые нами области, в которых степень разрушения руд рассматривается в соотношении с крупностью золота, отражают совершенно разные масштабы аллювиального россыпеобразования и показывают, что наиболее активно процесс высвобождения золота из рудного вещества происходил на склоне, в русле, в прибрежно-морских условиях. Столь же интен-

сивно процесс высвобождения протекает в условиях химического выветривания.

Для оценки перспектив элювиального и аллювиального россыпеобразования, соотношения их масштабов необходимо сопоставление распределения частиц золота в рудах той или иной россыпеобразующей формации рудного района или узла с гранулометрическим профилем продуктов выветривания коренных источников.

Нужно отметить еще одну особенность процессов физического выветривания, вытекающую из полученных нами результатов экспериментов. Допускаемая кинетической теорией прочности тождественность процессов статического и циклического разрушения (Регель, Слуцкер, 1973) позволяет предполагать, что интенсивность физического выветривания в масштабах геологического времени более значительна, чем это следует из представлений о циклической природе физического выветривания. Так, промерзающий образец горной породы испытывает внутренние напряжения не только в период интенсивного замораживания, но и в течение всего времени нахождения в мерзлом состоянии ("эффект замедленного разрушения"). Интенсивность разрушения образца в процессе физического выветривания, таким образом, определяется как амплитудой перепадов температур и количеством таких перепадов, так и общей продолжительностью нахождения тела в напряженном состоянии. Исходя из этого, следует ожидать, что интенсивность физического выветривания в субарктических зонах при более тщательном изучении окажется вполне сопоставимой с масштабами химического выветривания, особенно в отношении высвобождения золота из существенно кварцевых руд, весьма устойчивых к химическому воздействию.

### Гравитационно-диффузионный механизм концентрации

Проведенные нами исследования механизма концентрации золота в водно-аллювиальной среде ставили своей целью экспериментальную проверку описанного ранее Н.А. Шило (1956<sub>1</sub>) способа накопления золота в горно-долинном аллювии Северо-Востока СССР. Опыты проводили на лотке циркулярного типа, обеспечивающем создание турбулентной структуры водного потока во всем диапазоне скоростей течения, с изучением пульсаций скорости двух типов — доминирующих по всей толще основного турбулентного ядра течения и в масштабе толщины придонного слоя.

Установлено, что процесс концентрации золота протекает в узкой области турбулентной структуры потока, отвечающей придонному слою. Последний представляет собой обособленную область течения с особыми зависимостями осредненных вертикальных и продольных пульсационных скоростей (Никитин, 1963). Пульсации, имеющие значения, близкие к толщине придонного слоя, возникают и диссипируют внутри него. Верхняя граница придонного слоя лишь незначительно выходит за выступы микрорельефа моделируемого реч-

ного дна. Специфическая особенность поведения частиц золота заключается в том, что из-за своих размеров, обычно значительно меньших, чем толщина придонного слоя, они не подвергаются воздействию всех слоев турбулентного потока, а взаимодействуют лишь с микропульсациями.

С помощью фото- и ускоренной киносъемки (до 4000 кадров в 1 сек) отчетливо выявляются картина поведения золота и механизм его концентрации в условиях модели. При размыве неоднородного осадка происходит его самоукрупнение в зоне размыва (см. рис. 1, 2) в результате вымывания вертикальными пульсациями мелких частиц из межзернового пространства среди более крупных обломков. Частицы золота того же геометрического размера, что и частицы аллювия, но большей, чем последние, гидравлической крупности запаздывают в реакции на импульс вертикальной составляющей потока и под действием собственного веса смещаются вниз, занимая положение вымытых частиц аллювия. По мере размыва осадка этот процесс распространяется на все более нижние слои, создавая условия для вертикальной миграции частиц золота и постепенного объединения их, т.е. концентрирования в виде единого прослоя (см. рис. 2, II, III).

Поведение частиц золота ближе всего к явлению гравитационной диффузии, что и дало повод выделить такой механизм концентрации под названием гравитационно-диффузионного. Его суть заключается в миграции золота в слоях осадка, происходящей в результате постоянного обмена материалом между движущейся и неподвижной частями аллювиального осадка, между частицами золота и частицами аллювия под влиянием пульсаций вертикальной составляющей скорости водного потока, а также вибрации галечного материала, выстилающего дно. Дифференциация аллювиального осадка оказывается поляризованной в вертикальной плоскости и приводит к резко ограниченному горизонтальному перемещению частиц золота. Степень их концентрации значительно возрастает при повышении кинетичности (бурности) потока, неравномерности гранулометрического состава осадка и наибольших различиях между гидравлическими крупностями частиц золота и аллювия.

Результаты экспериментов по моделированию механизма концентрации золота в процессах россыпеобразования в сочетании с ранее сделанными теоретическими выводами (Шило, 1956<sup>1,2</sup>) позволяют рассматривать гравитационно-диффузионный механизм концентрации в качестве ведущего седиментационного фактора, обуславливающего в значительной мере накопление золота в аллювии горных рек Северо-Востока СССР.

Имеются основания полагать, что сходный механизм концентрации проявляется при перемыве любых толщ, сложенных разно-размерным обломочным материалом. В конечном итоге это приводит к накоплению тяжелых минералов в слоях с повышенной крупностью обломочного материала во всех типах континентальных осадочных отложений. Следовательно, экспериментально подтверждается

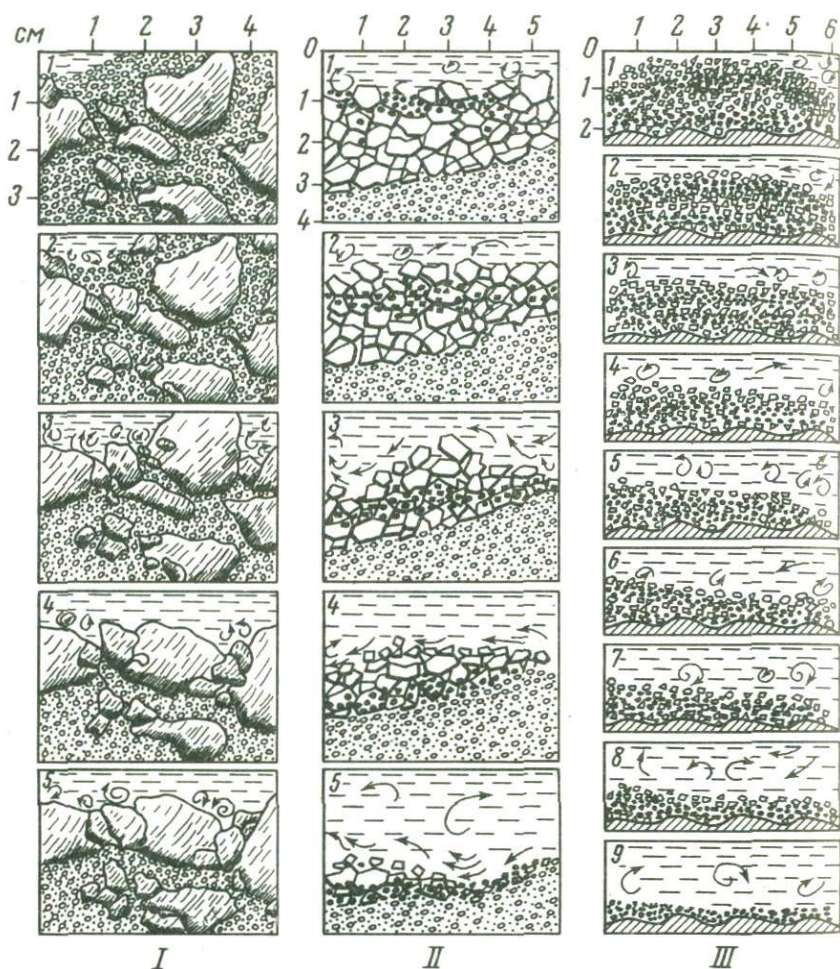


Рис. 2. Различные стадии размыва осадка и концентрации золота при гравитационно-диффузионном способе его накопления (ретушированные кадры фото- и киносъемки)

I — размыв осадка: I — до начала размыва, 2–5 — в процессе размыва; наблюдается постепенное вымывание мелких частиц из межзернового пространства среди более крупных; II — миграция частиц золота в слое зерен кварца большего размера, чем золото; наблюдается постепенное проседание частиц золота по мере размыва; III — постепенное сближение и слияние в единый прослой двух микрослоев золота (3–9), первоначально разделенных прослоем кварца. Крупность частиц кварца и золота примерно одинакова

возможность концентрации золота в разрезе без дополнительного привноса металла от коренного источника лишь за счет перемыва и отмобилизации золота водным потоком из слабо золотосных толщ с проецированием возникающих концентраций на подошву достигаемого вреза.

### Поведение частиц золота при коррозии в водно-аллювиальной среде

Следующий этап экспериментального изучения механизма поведения частиц золота в экзогенных условиях был посвящен такому широко распространенному геологическому процессу, как истирание материала аллювия, частиц золота и некоторых других минералов в осадкоформирующих гидродинамических средах. Нами изучались: изменение формы частиц золота в подвижной водно-обломочной среде, величины абсолютных потерь массы истираемых зерен за счет коррозии, скорость их истирания, физико-химическая природа потерь веса и др.

В одной из серий опытов три группы частиц золота – рудный сросток, частицы, препарированные плавиковой кислотой, и шлиховые (табл. 1) – были помещены в устройство, имитирующее перенос обломочного материала во влекаемом и взвешенном состоянии.

Таблица 1

Распределение по крупности частиц золота, возникших в процессе коррозии

Вес частиц перед опытом $P_0$ , мг	Продолжительность опыта $T$ , час	Потеря веса $\Delta P_0$ , мг %	Гранулометрический состав золота, образующегося в процессе коррозии, мг %				
			2-1	1-0,5	0,5-0,2	0,2-0,1	>0,1
I. 1160,94 (рудные агрегаты)	150	$\frac{94,63}{100}$	-	-	-	-	$\frac{94,63}{100}$
II. 9248,67 (препарированные из руды)	91	$\frac{672,97}{100}$	$\frac{31,70}{4,7}$	$\frac{35,21}{5,2}$	$\frac{18,17}{2,8}$	$\frac{3,09}{0,4}$	$\frac{584,80}{86,9}$
III. 6768,51 (шлиховые из россыпи)	95	$\frac{813,21}{100}$	-	$\frac{26,27}{3,2}$	$\frac{7,08}{0,9}$	$\frac{0,55}{0,1}$	$\frac{779,31}{95,8}$

Рабочая смесь на модели для коррозии исследуемых образцов состояла из воды, кварца и золота в весовом соотношении 150:15:1.

Поведение частиц золота при коррозии определяется деформацией, собственно истиранием и сопровождающим этот процесс уменьшением веса частиц, образованием тонкодисперсного и коллоидного золота. Чувствительность к деформациям оказалась резко различной у частиц разной крупности: крупные частицы (сростки, агрегаты) окатываются очень быстро; мелкие – весьма медленно, а субмикроскопические (1–5 мк) сохраняют тонкую ажурную конфигурацию практически без изменения. График потерь веса в зависимости от времени опыта (рис. 3) также показывает различную скорость истирания частиц золота разных групп. Судя по графику, в этом процессе могут быть выделены стадии быстрого, умеренного и медленного нарастания величин потерь веса. Следует отметить, что график потерь веса частиц в зависимости от времени близок к экспериментально установленной зависимости степени окатанности аллювия от длины переноса (Разумихин, 1965), что указывает на наличие функциональной связи между этими эмпирически найденными закономерностями. Образующиеся при истирании частицы преимущественно относятся к фракции менее 0,1 мм, причем грануло-

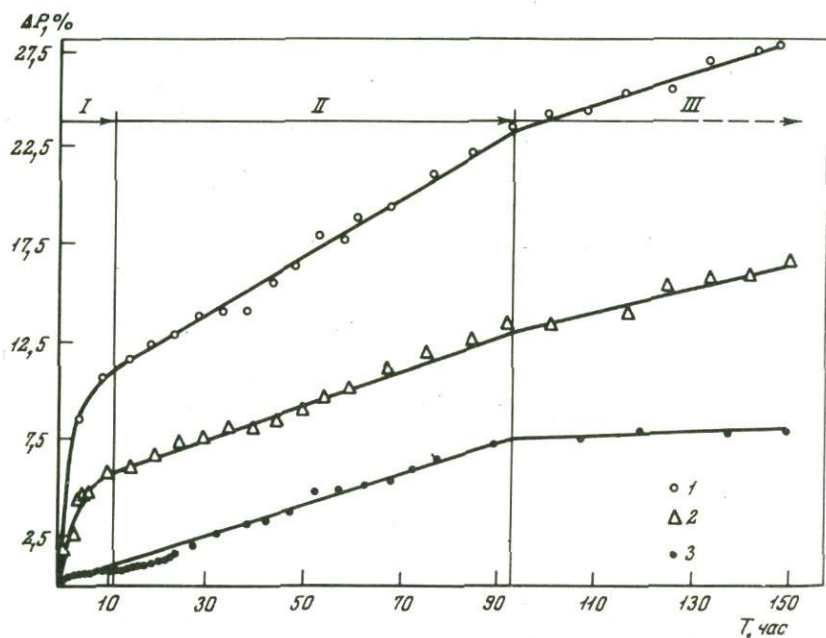


Рис. 3. Эмпирические графики потери веса ( $\Delta P$ ) частиц золота в зависимости от времени истирания ( $T$ )

I–III – стадии быстрого, умеренного и медленного нарастания величины потерь; 1–3 – графики для I–III групп частиц золота (см. табл. 1)

Таблица 2

Содержание золота в различных фракциях суспензии, образуемой при корразии частиц золота\*

Анализируемый материал	Содержание золота, г/т
Твердая фаза суспензии	
фракция 0,5–0,2 мм	2000
" 0,2–0,1 мм	Определено качественно как очень высокое (за пределами чувствительности метода)
" 0,1–0,063 мм	То же
" > 0,063 мм	11000
Неосаждаемая взвесь суспензии после отстаивания в течение нескольких суток	0,052
Фильтрат суспензии	0,130

\* Аналитик В.А. Сальманова (ВНИИ-1).

метрический состав золота, полученного при истирании частиц разных групп, существенно различен (см. табл. 1).

В процессе опыта образовалось большое количество водной суспензии с визуально различимым, но неизвлекаемым пылевидным золотом. Спектрохимический анализ суспензии показал, что золото присутствует в больших количествах во всех фракциях твердой фазы, а также в неосажденной взвеси и фильтрате (табл. 2). При электронно-микроскопическом изучении суспензии отчетливо фиксировались характерные (Петровская, 1973) сферулы коллоидного золота.

Результаты эксперимента позволяют оценивать величину корразии частиц золота в водно-аллювиальной среде как весьма значительную, равную потере веса от 6 до 18% за каждые 100 час интенсивного перемыва в условиях опыта. Возникающую при этом составляющую преимущественно тонкого золота необходимо отличать от золота, поступающего в россыпи и осадочные толщи как продукт обычного выветривания. Таким образом, независимо от типа коренного источника, в любой россыпи должно присутствовать заметное количество тонкого золота, образованного корразией, причем только часть его доступна извлечению, а преобладающее количество рассеивается или локализуется в осадках в таких формах гипергенной концентрации, которые еще не выявлены и не изучены.

## Постседиментационное криогенное проседание частиц золота

Поведение золота в постседиментационную стадию представляет собой совершенно не затронутую исследованиями сторону россыпеобразования. Вместе с тем указывалось (Шило, Шумилов, 1969), что и в период формирования россыпей, и после выхода последних из сферы воздействия руслового потока частицы золота в аллювиальном осадке испытывают определенные воздействия, являющиеся результатом периодического промерзания, класто-карстовых явлений и др. Особенности поведения золота в постседиментационную стадию еще во многом неясны. Однако представляется целесообразным привести описание одного из проведенных нами опытов по моделированию криогенного воздействия на золотоносный осадок. Для опыта были подобраны обломочная смесь и золото различной крупности (табл. 3), причем соотношение между отдельными фракциями довольно характерно для золотоносных россыпей Северо-Востока СССР. В течение нескольких месяцев модель подвергали периодическому промораживанию и протаиванию. Ход отрицательной и положительной температурных волн направляли сверху вниз. Бока и дно модели термоизолировали. Материал модели поддерживали в состоянии водонасыщения, а температуры в центре слоя на модели достигали  $-5-9^{\circ}\text{C}$ . Уже после 20 циклов промерзания - протаивания произошло перераспределение золота в слое мощностью 10 см, и вместо двух первоначальных, четко обособленных

Таблица 3

Гранулометрический состав обломочного материала и россыпного золота в опыте по моделированию поведения золота при периодическом промерзании

Фракция, мм	Содержание фракций, %		Фракция, мм	Содержание фракций, %	
	для золота	для вмещающего обломочного материала		для золота	для вмещающего обломочного материала
50 - 25	-	7,0	2-1	42,4	7,8
25 - 10	-	23,0	1-0,5	39,6	6,7
10 - 7	5,7	6,8	0,5-0,25	2,2	8,0
7 - 5	6,6	5,0	0,25-0,1	-	6,9
5 - 2	3,4	9,8	>0,1	-	19,0

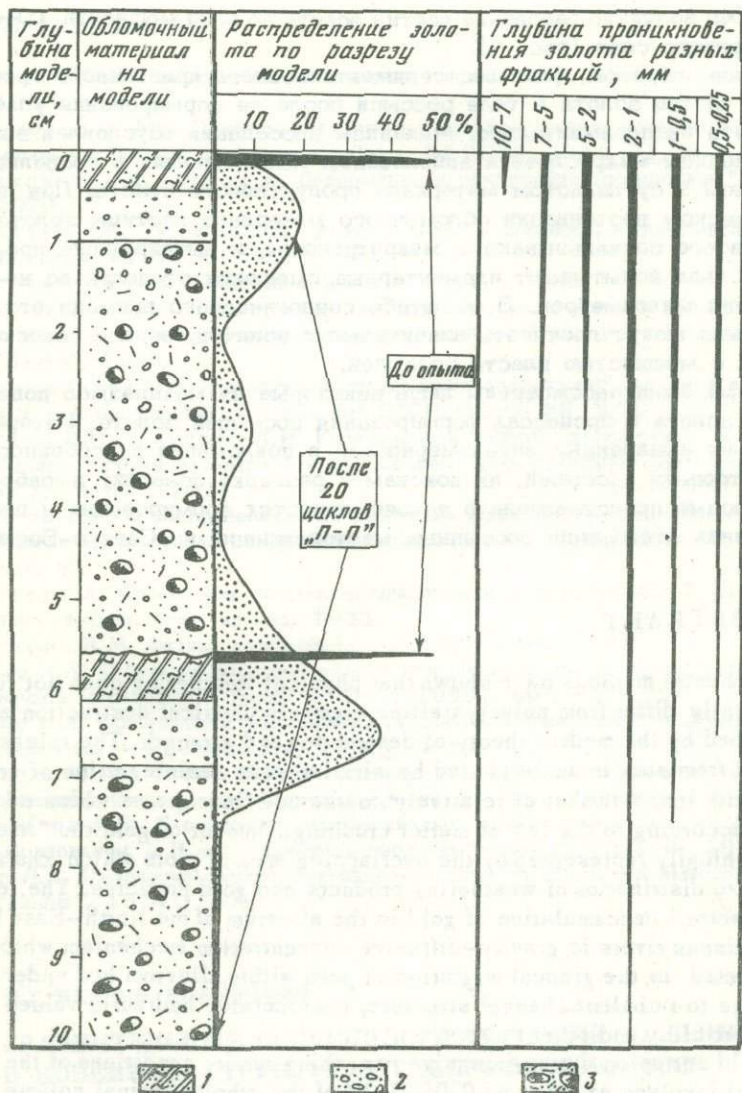


Рис. 4. Характер перераспределения золота в процессе промерзания - протаивания ("П-П") обломочного материала, содержащего частицы золота

1 - существенно глинистый слой с примесью песка; 2 - слой песчано-гравийного материала; 3 - песчано-гравийно-галечный материал с примесью глины, разнозернистого песка, дресвы и мелко-го щебня

прослоев возникло рассеяние частиц золота по всей мощности 10-сантиметрового слоя (рис. 4).

Таким образом, факт постседиментационного криогенного проседания частиц золота в теле россыпи после ее формирования удается доказать экспериментально. Механизм проседания обусловлен возникновением микрослоев и заполненных льдом трещин в гравелисто-песчаном и суглинистом материале продуктивного пласта. При периодическом протаивании обломочного материала частицы золота чаще всего соскальзывают в микротрещины, и вытаявающие прожилки льда испытывают элементарные смещения от долей до нескольких миллиметров. В масштабе геологического времени эти смещения могут достигать значительных величин, вполне сопоставимых с мощностью пласта россыпей.

Выше были рассмотрены лишь некоторые из механизмов поведения золота в процессах формирования россыпей золота. Интерпретация выявленных закономерностей в приложении к особенностям строения россыпей, их поискам и разведке позволит выработать новые представления о закономерностях формирования и перспективах этого типа россыпных месторождений на Северо-Востоке СССР.

#### АБСТРАКТ

Experimental methods have shown that physical weathering does not fundamentally differ from polycrystalline elements physical destruction as described by the modern theory of destruction and strength. The release of gold from ores is accompanied by simultaneous desintegration of ore fragments into a number of relatively coarse and finer grains which takes place according to the law of matter crushing. Amount of gold thus released is graphically represented by the overlapping area of plots which characterize size distribution of weathering products and gold particles. The leading factor in accumulation of gold in the alluvium of the North-East USSR mountainous rivers is gravity-diffusive concentration mechanism which is represented in the gradual migration of gold within alluvium bed under erosion due to turbulent channel structure, considerable hydraulic values of gold particles, and other factors.

Gold corrosion during intensive rewashing (under conditions of the modelling) involves as great as 0.06-0.2% of the whole original volume of gold per hour. The attrition leads to production of gold particles which generally are finer than 0.1 mm (75-95%). Some gold particles become colloidal, their proportion in the filtrate of suspension being as great as 130 mg per ton. Gold-bearing sediments being periodically frozen, gold particles subside penetrating the host material to the depth of 0.2-10.0 centimetres during a series of 20 acts.

## ЛИТЕРАТУРА

- Годэн А.М. Основы обогащения полезных ископаемых. Металлургиздат, 1946.
- Колмогоров А.Н. О логарифмически нормальном законе распределения размеров частиц при дроблении. — Докл. АН СССР, 1941, 31, № 2.
- Макклиток Ф., Аргон А. Деформация и разрушение материалов. "Мир", 1970.
- Никитин И.К. Турбулентный русловой поток и процессы в придонной области. Киев, Изд-во АН УССР, 1963.
- Петровская Н.В. Самородное золото. "Наука", 1973.
- Разумихин Н.В. Использование экспериментальных методов для решения некоторых вопросов формирования россыпей. — В кн.: Геология россыпей. "Наука", 1965.
- Разумовский Н.К. Характер распределения содержаний металлов в рудных месторождениях. — Докл. АН СССР, 1940, 28, № 9.
- Регель В.Р., Слуцкер А.И. Кинетическая природа прочности. — В кн.: Физика сегодня и завтра (серия "Современные тенденции развития науки"). "Наука", 1973.
- Рубцов В.К. О распределении по размерам осколков при различных механизмах и масштабах разрушения горных пород. — Труды ЦНИГРИ, 1964, вып. 62.
- Таггарт А. Справочник по обогащению полезных ископаемых. Т. III. Гос. науч.-технич. горн. изд-во, 1933.
- Финкель В.М. Физика разрушения. Metallurgizdat, 1970.
- Шило Н.А. О формах переноса золота при образовании россыпей в зоне вечной мерзлоты. — Труды ВНИИ-1, 1956<sub>1</sub>, вып. 8.
- Шило Н.А. Особенности образования россыпей в зоне развития вечной мерзлоты. — Сов. геология, 1956<sub>2</sub>, № 53.
- Шило Н.А., Шумилов Ю.В. О динамике и постседиментационном преобразовании аллювия в субполярных условиях. — Геол. и геофиз., 1969, № 6.
- Шумилов Ю.В. К вопросу о количественной оценке процессов россыпеобразования. — В кн.: Проблемы геологии россыпей. Магадан, 1970.
- Ярг Л.А. Изменение физико-механических свойств пород при выветривании. "Недра", 1974.

С. Г. ЖЕЛНИН, Ю. А. ТРАВИН

### **СРАВНИТЕЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИИ РОССЫПЕЙ В НОВЕЙШИХ СТРУКТУРАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР**

Для территории Северо-Востока уже длительное время (с плейстоцена) свойственны субполярная климатическая обстановка, развитие многолетней мерзлоты, в связи с чем она представляет собой типичную область перигляциального литогенеза со всеми присущими ему общими особенностями (Шило, 1971). Несмотря на это, для обширной площади региона характерно многообразие условий россыпеобразования, возраста и геоморфологического положения россыпей золота и других минералов по отношению к современному рельефу. Это мно-

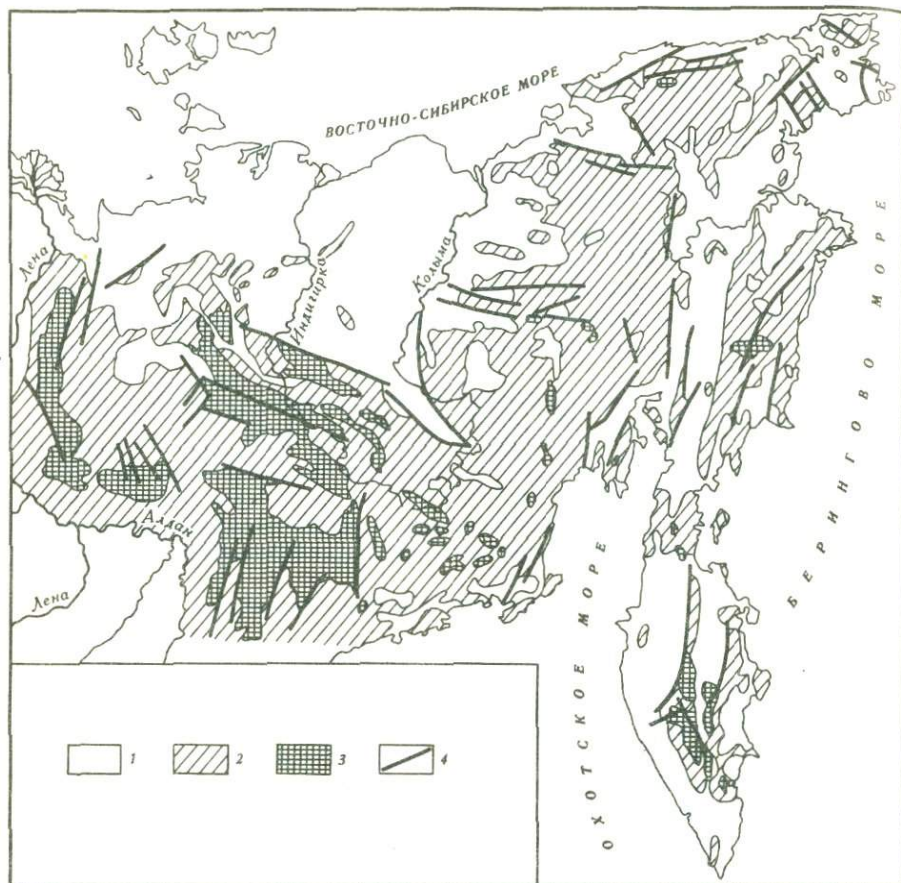


Схема размещения основных типов неотектонических структур Северо-Востока СССР

1 – наложенные впадины и зоны их обрамления; 2 – поднятия умеренных амплитуд; 3 – поднятия больших амплитуд; 4 – основные неотектонические разломы

гообразии во многом определяется длительной эволюцией россыпеобразовательных процессов в условиях коренных изменений рельефа и климата в течение кайнозойского времени.

В результате дифференцированных неотектонических движений, которые начали проявляться на северо-западе региона в палеогене, а в неогене охватили всю его территорию, сформированы три основных типа новейших структур с различной амплитудой вертикального перемещения относительно палеоповерхности выравнивания, которым соответствуют определенные морфологические типы или зоны рельефа. Неоструктуры первого типа включают наложенные впадины (или депрессии) с зонами их обрамления, для которых характерны относи-

тельная стабильность на неотектоническом этапе или вертикальные перемещения различного знака с небольшими суммарными амплитудами (первые сотни метров). Неоструктурам этого типа соответствует равнинный рельеф впадин и депрессий и слабо всхолмленный или холмисто-увалистый рельеф зон их горного обрамления.

К неоструктурам второго типа относятся поднятия умеренных амплитуд (до 1500 м), которые образуют на Северо-Востоке широко распространенную зону низко- и среднегорного рельефа. Новейшими структурами третьего типа являются поднятия больших амплитуд (более 1500 м), проявившиеся в образовании высокогорного рельефа, составляющего основные элементы горных сооружений — главные хребты, цепи, кряжи и др., характеризующиеся максимальной глубиной эрозионного вреза в неотектонический этап. Генерализованная схема пространственного размещения основных типов неотектонических структур на Северо-Востоке СССР, построенная по данным В.Г. Беспалого и А.Е. Максимова (1971), приведена на рисунке.

С неотектоническими структурами каждого из трех выделяемых основных типов и соответствующими им морфологическими типами рельефа на Северо-Востоке СССР связана россыпная золотоносность. Проведенные авторами сравнительные исследования геологии россыпных месторождений золота и некоторых других полезных ископаемых (в частности, олова) показали, что они существенным образом различаются между собой по целому ряду ведущих признаков в зависимости от положения в новейших структурах того или иного типа (Желнин, 1974).

Наиболее сложными геологическими образованиями являются россыпи наложенных впадин (депрессий) и зон их обрамления. В пределах впадин и зон их обрамления важнейшей особенностью выявленных аллювиальных месторождений является их генетическая связь с продуктами разложения коренных источников под воздействием химического выветривания, которое было широко развито в доплейстоценовую эпоху. Многочисленные факты такой связи установлены во всех золотоносных районах, расположенных в наложенных впадинах и зонах их обрамления, где остаточные или переотложенные продуктивные коры химического выветривания составляют непрменный элемент геологического строения месторождений, являясь нередко плотиком их продуктивного горизонта. В ряде случаев зафиксирована повышенная золотоносность и самих остаточных кор выветривания (особенно линейного типа), а это прямо указывает на их роль как промежуточного коллектора для последующего аллювиального россыпеобразования.

Участие продуктивных кор химического выветривания в россыпеобразовании подтверждается и особенностями состава и строения продуктивного горизонта россыпей наложенных впадин и зон их горного обрамления. Для него, как правило, характерны значительное развитие гальки кварца, выветрелость обломочного материала осадочных пород и широкое участие глин, в основном каолининовой и монтмориллонитовой групп. В ряде россыпей высокие концентрации

золота связаны с переотложенным различными процессами материалом кор химического выветривания, в связи с чем некоторые месторождения имеют сложную гетерогенную природу, не являясь чисто аллювиальными. Несмотря на преобладание аллювиальных россыпей, в настоящее время известны концентрации золота в корках выветривания и небольшие россыпи, возможно, аллювиально-пролювиального генезиса.

Для россыпей характерен широкий возрастной диапазон. Во впадинах и зонах их обрамления известны месторождения олигоцен-миоценового, миоцен-плиоценового, плиоценового, плиоцен-нижнеплейстоценового и голоценового возраста. Россыпи наиболее древнего возраста локализованы в основном в пределах впадин и обычно погребены под более молодыми толщами, месторождения плейстоценового возраста достаточно широко распространены лишь в зонах горного обрамления впадин. В некоторой зависимости от возраста находится сложность морфологии россыпей. Более древние россыпи отличаются крайне сложной конфигурацией в плане, очень неравномерным распределением полезного компонента, невыдержанностью мощностей продуктивного горизонта. Известны многоярусные пролювиально-аллювиальные россыпи, сформированные в бортах впадин за счет золотоносного материала, который поступал с зон обрамления и промежуточных коллекторов. Такие россыпи также отличаются сложностью морфологии. Доплейстоценовые россыпи во впадинах и на участках сочленения последних зон обрамления часто осложнены тектоническими дислокациями дизъюнктивного и пликативного характера. В некоторых случаях золотоносные пласты залегают наклонно, под углом более  $30^\circ$  или разбиты множеством небольших разломов с малыми амплитудами (от дециметров до первых метров) перемещения.

Более молодые россыпи, расположенные в зонах обрамления впадин, характеризуются относительно простым геологическим строением. Они относятся к аллювиальному типу, имеют струйчатую или ленточную форму в плане, четко выраженный в разрезе и довольно выдержанный по мощности продуктивный горизонт. Формирование этих россыпей происходило не только за счет промежуточных коллекторов, представленных россыпями более древнего возраста (продуктивные коры химического выветривания), но и за счет слабо измененных коренных источников золота, известных на современном эрозийном срезе (Желнин и др., 1974).

Весьма существенной особенностью россыпей наложенных впадин и зон их обрамления является сравнительно низкая средняя крупность золота, обусловленная широким развитием его тонких фракций. Большинство россыпных месторождений наложенных впадин относится к категории погребенных, как и многие россыпи в зонах их горного обрамления. Генезис перекрывающих их осадков разнообразен — это аллювиальные, ледниковые, морские и другие отложения.

Наиболее широко россыпная золотоносность развита в пределах новейших структур, характеризующихся умеренными амплитудами

поднятий, которым соответствует низкогорная зона современного рельефа. Подавляющая часть известных здесь россыпей золота обнаруживает прямую или косвенную связь с коренными источниками и лишь в единичных случаях — с реликтами кор химического выветривания рудных месторождений в районах с минимальными для этого типа неоструктур амплитудами поднятий. Необходимо отметить, что наиболее тесная пространственная связь с коренными источниками, известными на современном эрозионном срезе, характерна для элювиальных, элювиально-делювиальных, делювиальных россыпей, которые развиты незначительно, и для аллювиальных россыпей долин низких (I–II) и отчасти средних (III–V) порядков.

Аллювиальные россыпи долин высоких порядков связаны с коренными источниками или непосредственно, или косвенно, через промежуточные коллекторы, представленные россыпями более древнего возраста. Подобная косвенная связь свойственна и некоторым россыпям долин низких порядков, прорезающих золотоносные террасы крупных долин (Травин, Федотов, 1970). Время формирования и последующей консервации россыпей относится, за редкими исключениями, к плейстоцену — голоцену, при этом большинство месторождений имеют позднеплейстоценовый и голоценовый возраст.

Аллювиальные россыпи залегают в современных долинах, на их террасах, значительно реже на реликтах отмерших долин, при этом наиболее распространены долинные россыпи позднеплейстоценового — голоценового и голоценового возраста.

Россыпные месторождения различаются по степени сложности геологического строения, морфологии, распределению золота в плане россыпей и разрезе рыхлых отложений, что в определенной мере обусловлено их локализацией в долинах различных порядков. С долинами высоких и средних порядков связаны протяженные, значительной ширины россыпи; в долинах низких порядков фиксируются, как правило, небольшие россыпи, развитые в виде узких полос. В крупных и средних долинах развиты пойменные и внепойменные аллювиальные россыпи, в то время как для малых долин характерны только пойменные россыпи. Среднее содержание золота в целом по группе россыпных месторождений новейших структур с умеренными амплитудами поднятий несколько ниже, чем в группе россыпей наложенных впадин и зон их горного обрамления, однако в россыпях разнопорядковых долин оно изменяется в широких пределах. В россыпях долин высоких порядков содержания золота, как правило, невелики, в месторождениях средних по величине долин — значительны, в малых долинах — крайне изменчивы, но в общем выше, чем в долинах высоких порядков. Золото локализовано в аллювии русловой фации и образует промышленный пласт на контакте с коренными породами, как правило, проникая в разрушенный трещиноватый слой последних. В отдельных случаях продуктивный горизонт оторван от коренных пород (залегает на "ложном" плотике из аллювиальных образований), иногда концентрации золота рассредоточены по всему разрезу рыхлых отложений. Такие

случаи аномальной локализации продуктивного горизонта более часты для россыпей долин низких порядков и значительно реже отмечаются в россыпях средних и крупных по величине долин. Мощность промышленного золотоносного пласта россыпей крупных долин – сокращенная, в россыпях долин средних порядков – повышенная, в россыпях малых долин – крайне изменчива. В зависимости от мощностей продуктивного горизонта в вертикальном разрезе для россыпей крупных долин характерны низкие средние содержания золота, для средних – высокие, для малых – изменчивые содержания.

Мощность продуктивного горизонта в продольном направлении крупных золотоносных долин относительно постоянна, в россыпях долин средних порядков – изменчива, а в малых золотоносных долинах – крайне изменчива.

Во всех месторождениях распределение золота в плане россыпи неравномерное, однако наиболее непостоянны в этом отношении россыпи, расположенные в долинах высоких порядков. Если в долинах низких и средних порядков, как правило, фиксируется одно линейно вытянутое месторождение, то в крупных – довольно много разрозненных месторождений, разделенных ореолом непромышленной и знаковой золотоносности. В пределах контуров россыпей крупных долин большая часть запасов золота сконцентрирована в отдельных гнездах, беспорядочно расположенных на относительно бедном фоне; россыпи долин средних и низких порядков более выдержанны по распределению полезного компонента в плане контуров россыпи (Шило и др., 1969; Травин, 1972).

Распределение запасов золота по простиранию россыпей в большинстве золотоносных долин неравномерное, с несколькими пиками максимального накопления золота. Значительно реже встречаются россыпи с кривой нормального распределения запасов полезного компонента по продольной оси; они обычно локализованы в золотоносных долинах низких порядков.

В отличие от россыпей наложенных впадин и зон их обрамления месторождениям, связанным с неоструктурами умеренных поднятий, свойственна более высокая средняя крупность золота, обусловленная присутствием небольшого количества тонких и мелких фракций золота. Анализ гравиметрического состава золота россыпей разнопорядковых долин показывает, что в общем случае при образовании россыпей за счет коренных источников одной и той же россыпеобразующей формации средняя крупность золота в месторождениях долин основных рек ниже, чем в россыпях всего ее бассейна. Нередки случаи ступенчатого повышения средней крупности металла от крупных золотоносных долин к малым и от россыпей, расположенных на наиболее низких гипсометрических уровнях речных долин, к россыпям, локализованным на участках долин более высокого гипсометрического положения. Наблюдается тенденция более широкого развития неокатанного и слабо окатанного золота и золота в сростках с другими минералами в молодых россыпях малых долин по сравнению с россыпями долин средних и высоких порядков.

Все россыпные месторождения связаны с аллювиальными отложениями нормальной или сокращенной, значительно реже повышенной мощности, поэтому глубина залегания продуктивного горизонта большинства россыпей хотя и изменчива, но относительно невелика, что позволяет обрабатывать их открытым способом. Исключение представляет группа погребенных россыпей, распространенных в районах, подвергавшихся оледенению, где россыпи залегают под ледниковыми и водно-ледниковыми образованиями мощностью в десятки и первые сотни метров. К глубоко залегающим россыпям относится также немногочисленная группа месторождений, погребенных под мощными толщами констративного аллювия.

Как уже указывалось, россыпи золота связаны с новейшими структурами умеренных поднятий, где установлены поля россыпной золотоносности.

В меньшем масштабе золотоносность проявлена в новейших структурах, характеризующихся большими амплитудами поднятий, где локализовано ограниченное число россыпей, несмотря иногда на благоприятную для россыпеобразования металлогеническую обстановку (широкое развитие коренных источников на современном эрозионном срезе).

Известные в зоне высокогорного рельефа россыпи залегают, как правило, в пойменных частях современных речных долин и связаны в основном с аллювиальными отложениями сокращенной мощности. Месторождения расположены обычно в небольших долинах низких порядков, значительно реже — в средних и крупных по величине долинах; следует отметить, что продуктивность золотоносных долин высоких порядков значительно выше по сравнению с малыми долинами. Аллювиальные россыпи высокогорного рельефа характеризуются простой морфологии по сравнению с месторождениями наложенных впадин, зон их обрамления и поднятий умеренных амплитуд. Они имеют линейно вытянутые, обычно непрерывные контуры и характеризуются относительной выдержанностью продуктивного горизонта; распределение золота в плане россыпей довольно равномерное. Этой группе россыпей свойственна наиболее высокая средняя крупность золота, тонкие и мелкие фракции которого в общем granulометрическом составе полезного компонента играют незначительную роль.

Время формирования россыпей относится к голоцену и в значительной мере — к позднему плейстоцену.

Различия в геологическом строении россыпей определяются длительной эволюцией процессов россыпеобразования (от палеогена до голоцена) в условиях изменения рельефа (от выровненной палеоповерхности к резко дифференцированному рельефу) и климата (от умеренно-теплого — до холодного). Сравнительный анализ геологических особенностей россыпей в различных неоструктурах позволяет предположить идентичность условий их формирования и положения в рельефе до начала расчленения палеоповерхности. В ходе дифференциации земной поверхности на три основных типа неоструктур

во впадинах были погребены и законсервированы ранее сформированные россыпи; в зонах обрамления происходило их частичное или полное преобразование в зависимости от характера и направленности тектонических движений. В пределах неоструктур умеренных поднятий, которые в плейстоцене имели циклический характер (10–12 уровней речных террас), происходило многократное преобразование древних россыпей с постепенным рассеянием металла и формирование новых как за счет промежуточных коллекторов (коры химического выветривания, древние россыпи), так и за счет вскрываемых коренных источников, деструкция которых происходила при широком развитии выветривания. Физическое выветривание, способствовавшее россыпеобразованию, становится в плейстоцене доминирующим процессом в связи с резким похолоданием.

Именно в это время в условиях перигляциального литогенеза на поднятиях были размыты древние россыпи и образовались новые, отличные от доплейстоценовых месторождений. Различия в динамике водных потоков определили благоприятные условия для россыпеобразования в неоструктурах умеренных поднятий, в которых сосредоточена основная масса россыпей, и значительно менее благоприятные – на участках с большими амплитудами поднятий, где процессы рассеяния свободного золота преобладают над процессами его концентрации в аллювии и россыпные месторождения редки.

## АБСТРАКТ

In the north-east of the USSR differentiated neotectonic movements created the three main types of modern tectonic structures having various vertical amplitudes: superimposed basins with framework zones (these are tectonically stable, or have small-scale vertical amplitudes), uplifts of moderate and great amplitudes. Placer gold deposits are connected with each type of modern structures and morphologic relief types which correspond to the latter. As demonstrated by the comparative analysis of the placer deposits, the deposits, however, have considerably different structures: they have different relations with their native sources and accumulating media belonging to the intermediate stage. They are also different as to the age range of their formation, development of some genetical types, morphological peculiarities, character of placer-bearing unconsolidated rocks, vertical and lateral distribution of gold within the placer deposits, gold grain size, gold content within commercial horizons, etc.

The differences revealed have been conditioned by the prolonged evolution the placer-generating processes underwent since Paleogene through Holocene in the conditions of changing relief (which transformed from a planated Palaeo-surface into the relief strongly differentiated as to its form and levels); this was accompanied by the change of climate from moderately warm to cold, and by the change of weathering processes – from dominantly chemical to physical.

## ЛИТЕРАТУРА

- Беспалый В.Г., Максимов А.Е. Неотектоника и изостазия Северо-Востока СССР. – Геоморфология, 1971, № 3.
- Желнин С.Г. Россыпеобразующие процессы и их эволюция на различных геотектонических структурах. – В кн.: Вопросы рудоносности Якутии. Якутск, 1974.
- Желнин С.Г., Травин Ю.А., Шахтыров В.Г. Особенности и перспективы россыпной золотоносности наложенных впадин Северо-Востока Азии. – В кн.: Тезисы докладов Якутской геологической конференции по золоту. Якутск, 1974.
- Травин Ю.А. Некоторые особенности строения аллювиальных россыпей современных речных долин на Северо-Востоке СССР. – Труды Северо-Восточн. компл. н.-и. ин-та ДВНЦ АН СССР, 1972, вып. 44.
- Травин Ю.А., Федотов А.И. О роли некоторых геолого-структурных факторов в формировании россыпей на примере Северо-Востока СССР. – В кн.: Проблемы геологии россыпей. Магадан, 1970.
- Шило Н.А. Перигляциальный литогенез в общей схеме континентального породообразования. – Труды Северо-Восточн. компл. н.-и. ин-та ДВНЦ АН СССР, 1971, вып. 38.
- Шило Н.А., Травин Ю.А., Желнин С.Г. Горно-геологические особенности россыпей золота и принципы их прогнозной оценки. – В кн.: Проблемы производительных сил Магаданской области. Магадан, 1969.

Ю. П. КАЗАКЕВИЧ

### **ОСОБЕННОСТИ РОССЫПЕОБРАЗОВАНИЯ В РИФТОВЫХ ЗОНАХ**

Рифтовые зоны занимают значительные площади древних щитов и докембрийских складчатых систем. Главной их особенностью является активизация в различные этапы фанерозоя. В связи с активизацией происходило наложение близповерхностных рудных формаций на древние рудные формации, сформировавшиеся в условиях средних и больших глубин. В результате возникли участки, насыщенные коренными источниками питания россыпей. Эта особенность рифтовых зон явилась определяющей в формировании богатых золотых россыпей.

Как известно, возраст рифтовых зон различен, для образования россыпей наиболее благоприятны зоны, возникшие вслед за периодом интенсивного корообразования, когда происходило массовое освобождение полезных компонентов из коренных источников. Этому условию вполне удовлетворяют рифтовые зоны, заложившиеся в неогене, вслед за длительной эпохой мел-палеогенового выравнивания.

Следующая и, как нам кажется, главная особенность рифтовых зон – это резко выраженная неоднородность строения как положительных, так и отрицательных морфоструктур, обусловленная различием режима тектонических движений.

Вполне естественно, что условия россыпеобразования при равном богатстве источниками питания будут существенно различными в пределах отдельных частей рифтовой зоны.

## Центральная часть рифтовой зоны

Молодые рифтовые зоны земного шара изучались многими исследователями. Заслуживает внимания классификация положительных морфоструктур, разработанная В.П. Солоненко, С.Д. Хилько, О.В. Павловым (1968) на примере Байкальского рифта. По этой классификации, в центральной части рифтовой зоны выделяются два типа морфоструктур: глыбовые и сводово-блоковые поднятия.

Глыбовые поднятия представляют собой крупные горы, ограниченные сбросами, и характеризуются наиболее высоким темпом устойчиво восходящих движений (рис. 1, а). Максимальная амплитуда движений 4,5 – 5,5 км. Минимальная ширина переходной зоны между глыбовым поднятием и граничащей с ним отрицательной морфоструктурой 2–3 км. Морфологически это крутонаклонные косые равнины, ограниченные с тыла тектоническими швами. Изгибные деформации в структурах этого типа отсутствуют. Наивысшей подвижностью обладают разломы, ограничивающие глыбовые поднятия, с которыми обычно связаны очаги землетрясений. Этот тип положительных морфоструктур неблагоприятен для формирования россыпей, поскольку быстрый темп поднятий исключает развитие гравитационной дифференциации обломочного материала. На крутых склонах преобладает вынос материала временными водотоками; широко развиты осыпание и обвалы. Большую роль в переносе играют также селевые потоки. Поступающий с поднятия рыхлый материал загружает прилегающую часть впадины и не перерабатывается текущим по ней водотоком, деятельность которого ограничивается лишь

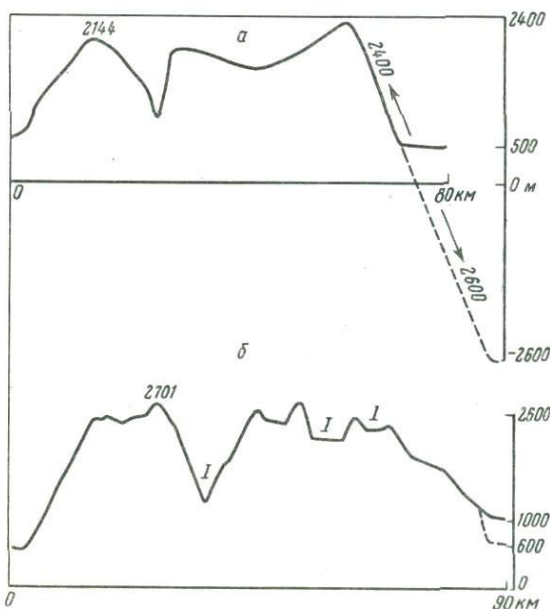


Рис. 1. Принципиальная схема строения поднятий и прилегающих к ним частей межгорных впадин в центральной части рифтовой зоны  
 а – глыбовые поднятия; б – сводово-блоковые поднятия;  
 I – эмбриональные впадины; стрелками показано направление движения блоков

переносом и перетолжением илистого, реже песчаного материала.

Значительно более благоприятен для образования россыпей другой тип положительных морфоструктур, широко развитый в центральной части рифтовой зоны и относящийся, по упомянутой классификации, к сводово-блоковым поднятиям (см. рис. 1, б). По данным В.П. Солоненко, в их образовании равную роль играют как изгибовые, так и разрывные деформации. Темп неотектонических движений остается высоким на протяжении всего четвертичного периода. Процесс развития этих морфоструктур идет в сторону усложнения их внутреннего поля: распад на отдельные блоки с различной амплитудой поднятия. Особенно резко дифференциация проявляется в главных приразломных зонах, контролирующих поднятие, и в приапикальных частях сводов, где происходит заложение зарождающихся и эмбриональных впадин. Морфоструктурные элементы более высоких порядков разнообразны по типу и широко представлены в пределах сводово-блоковых неотектонических структур. Поэтому их внутренние поля и приразломные зоны несут следы грандиозных сейсмических катастроф недавнего прошлого. Нагорное впадинообразование и сейсмогенное грабенообразование обусловлены провалами платообразных и островных вершин хребтов. Уровень сейсмической активности сводово-блоковых поднятий наиболее высок. Наибольшая концентрация эпицентров землетрясений наблюдается в зонах эмбриональных впадин и активизированных разломов.

Для формирования россыпных месторождений золота большое значение имеют эмбриональные впадины. Как показывает изучение осадков, выполняющих эти впадины, они заложились в основном в эполейстоцене и продолжают развиваться в настоящее время, на что указывает их высокая сейсмическая активность. Эмбриональные впадины группируются в системы, развитые преимущественно в осевых частях хребтов. Они представляют собой типичные грабены либо односторонние грабен-синклинали, а в морфологическом отношении это горные впадины, или сильно расширенные участки долин, или замкнутые котловины овальной формы. Максимальная их длина составляет первые десятки километров, средняя длина — единицы километров; ширина редко превышает 5 км. Наибольшая мощность осадков измеряется десятками, реже первыми сотнями метров. Некоторые из эмбриональных впадин состоят из отдельных котловин, разделенных перемычками. В зонах этих небольших по размерам структур генерируются чрезвычайно мощные сейсмические напряжения, распространяющиеся на глубину 40 км и более.

Эмбриональные впадины выполнены осадками различного генезиса, среди которых главная роль принадлежит хорошо отсортированным по прочности и гранулометрическому составу аллювиальным галечникам русловой фации. На контакте коренных пород развит так называемый плотиковый аллювий (Карташов, Шило, 1960), содержащий щебенку подстилающих пород. Эти особенности строения аллювия указывают на завершенность процесса гравитационной диффе-

ренциации материала, что является, как известно, необходимым условием формирования россыпей тяжелых минералов. В большинстве эмбриональных впадин наблюдается погребенный и экспонированный эрозионный рельеф с аллювием в основании террас и погребенного гальвега. Осадки ледникового генезиса и склонового ряда (обвальнo-осыпные) участвуют в строении толщ, перекрывающих аллювий, и, таким образом, предохраняют от размыва сформированные ранее россыпи. Поэтому многие россыпи сводово-блоковых поднятий приурочены именно к эмбриональным впадинам.

По отношению к осям сводов впадины могут быть поперечные и продольные. В поперечных впадинах россыпи расположены в притоках, размывающих борта впадины, и относятся к долинному и погребенному типу. В главной долине россыпи не обнаружены. В продольных впадинах насыщенность россыпями значительно более высокая. В притоках, размывающих борта впадины, развиты террасовые, долинные, русловые и местами погребенные россыпи. В главной долине прослеживается хорошо сформированная россыпь, погребенная под флювиогляциальными и склоновыми отложениями.

Несомненно, что столь высокая насыщенность россыпями продольной впадины связана с высокой концентрацией коренных источников, которые в данном случае представлены формацией малосольфидных кварцевых жил с крупным золотом. В образовании россыпей большое значение имел пульсирующий характер движений впадины — в периоды общего воздымания свода она несколько отставала в поднятии, что способствовало концентрации тяжелых частиц при плотике врезающихся русел. При прогибании впадины происходило погребение сформировавшихся ранее россыпей под осадками разного генезиса (ледникового, аллювиального, озерного, склонового).

От эмбриональных долин — впадин следует отличать рифтогенные долины, главной особенностью которых является одновременное опускание днища и поднятие бортов, что ведет к заполнению долины осадками главным образом склонового ряда и селевыми отложениями. Рифтогенные долины неперспективны для формирования россыпей.

Для сводово-блоковых поднятий в последнее время установлено "клавишное" строение крыльев свода, разбитых на блоки — пластины, с различным тектоническим режимом развития. На отрезках, где долины пересекают относительно опущенные пластины, отмечаются погребенные россыпи. В пределах воздымающихся пластин развиты русловые, долинные и террасовые россыпи. Наличие фрагментов высоких террас, перекрытых мощной рыхлой толщей казанцевского времени, позволяет предполагать, что в доказанцевское время погребенные долины были непрерывными и их уничтожение на определенных отрезках произошло сравнительно недавно. Особенности строения россыпей на крыльях сводово-блоковых поднятий изображены на рис. 2, а-в. Таким образом, россыпи сводово-блоковых поднятий достаточно многочисленны и разнообразны по условиям

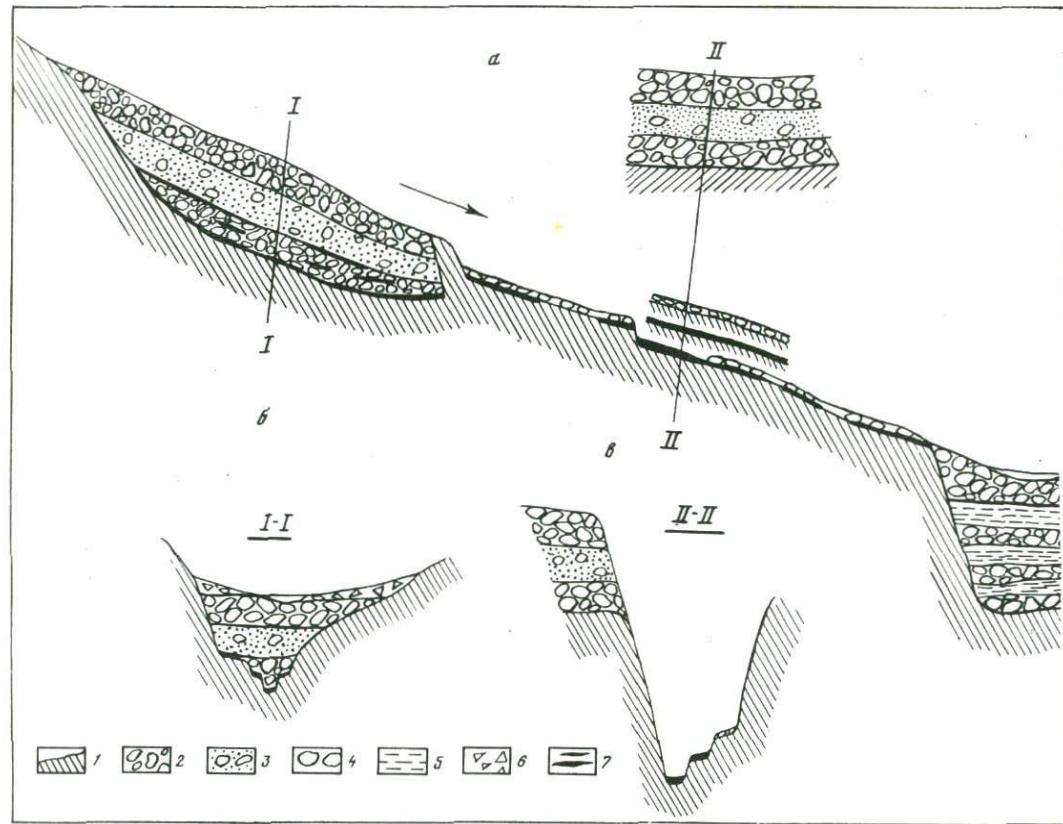


Рис. 2. Принципиальная схема строения россыпей, сформированных на "клавишных" крыльях сводово-блоковых поднятий центральной части рифтовой зоны

*a* - продольный профиль; *б, в* - поперечные разрезы; *I* - коренные породы; 2 - валунники, валунные галечники; 3 - пески с редкой галькой и валунами; 4 - крупные валуны; 5 - илы; 6 - щебень; 7 - золотосодержащие отложения

залегания, их выявление требует тщательного геоморфологического анализа и изучения новейшей тектоники.

Крупные межгорные впадины, сопряженные со сводово-блоковыми поднятиями, также отличаются от впадин, примыкающих к глыбовым поднятиям. Главной их особенностью является мозаично-блоковое строение кристаллического фундамента. Каждая впадина состоит из нескольких котловин, разделенных перемычками. Глубина погружения фундамента в различных частях впадин колеблется от 100–200 м до нескольких километров. Впадины обладают повышенной сейсмической активностью. В отношении россыпей интересны менее погруженные части впадин и их перемычки. Следует отметить слабую изученность впадин на россыпи. Необходимо проведение детальных геофизических исследований для выявления погребенного эрозионного рельефа.

### Периферия рифтовой зоны

Периферические части рифтовых зон характеризуются меньшим размахом тектонических движений, частой сменой движений положительных и отрицательных знаков, а также повышенной сейсмоактивностью. В южной периферии зоны наблюдается система крупных, хорошо выраженных в рельефе впадин, разделенных поднятиями. Впадины состоят из большого количества мульд, разделенных перемычками. Наибольшая глубина залегания кристаллического фундамента 700 м, на большей части территории она не превышает 2000 м.

Известные в настоящее время россыпи приурочены к окраинам впадин, залегая в полностью погребенных эрозионных долинах (см. рис. 3,а) и на террасах. Особенности строения золотоносных пластов (см.рис.3,б) указывают на их формирование в условиях глубинной и боковой эрозии. Россыпи перекрыты песками с прослоями галечника самаровской ледниковой эпохи и казанцевского межледниковья. Глубина залегания погребенных россыпей от 30 до 80 м. В отдельных участках впадин приплотиковые горизонты слабо золотоносны, а золотоносный пласт каргинского времени залегает на ложном плотике на глубине 15–25 м от поверхности.

Плащеобразное очертание россыпи в плане вместе с повышенной мощностью золотоносного пласта указывает на ее пролювиальный генезис. Она сформировалась на границе поднимающихся гор и погружающейся впадины за счет выноса золотоносного галечного материала одним из небольших водотоков. Граница имеет сбросовый характер с амплитудой смещения в сотни метров. В долинах, размывающих горное обрамление впадин, развиты погребенные россыпи эоплейстоценового возраста и долинные россыпи каргинского времени.

Таким образом, во впадинах южной периферии рифта россыпеобразование происходило в два этапа: первому этапу (эоплейстоцено-

вому) соответствовало поднятие прибортовых частей впадин с врезанием гидросети в породы фундамента, второму – компенсированное опускание. Очевидно, здесь происходило разрастание впадин за счет горного обрамления, что является особенностью рифтовых зон в целом.

Поднятия, разделяющие впадины, характеризуются широким возрастным и морфологическим спектром россыпных месторождений. Здесь развиты россыпи плиоценового, эоплейстоценового, верхнеплейстоценового и голоценового возраста, залегающие на террасах различных уровней, в долинах и руслах. Отмечается четкая приуроченность россыпей к зоне субмеридионального простираения. Северная периферия рифтовой зоны в отличие от южной характеризуется резким преобладанием поднятий над впадинами. Линейно вытянутые впадины здесь вообще редки. Обычно впадины имеют нечеткие очертания, и их называют депрессиями или участками относительного опускания.

Вместе с тем погребенные долины широко развиты в северной периферии рифтовой зоны. Более или менее значительные россыпи приурочены к окраинам впадин, реже – к их центральным частям и характеризуются сочетанием погребенных и долинных типов (см. рис. 3, в). Как видно из разреза, россыпи погребены главным образом под осадками ледникового, менее – водно-ледникового генезиса, что связано с широко проявленными процессами долинного оледенения. Согласно исследованиям автора (Казакевич, Вашко, 1965), эта территория на протяжении четвертичного периода подвергалась не менее чем четырехкратному оледенению, что не могло не отразиться на сохранности россыпей.

Еще далее к северу от описанного района расположена довольно обширная территория, которая по сравнительно высокому уровню сейсмоактивности может рассматриваться как внешний приплатформенный край рифтовой зоны. С рифтом ее сближает также напряженный ритм неотектонических движений, амплитуда которых, впрочем, невелика и измеряется десятками, реже первыми сотнями метров. Центральная часть этой территории занята обширной внутренней депрессией, обрамленной массивными поднятиями и не всегда имеющей с ними четкие границы. Депрессия расчленена мелкими поднятиями на частные депрессии II и III порядков. Морфологически она отличается от окружающих поднятий более низкими абсолютными отметками, невысоким коэффициентом густоты речной сети, выполненной мощными рыхлыми отложениями, под которыми погребены эрозионные долины эоплейстоценового возраста. Общей особенностью данной структуры является широкое развитие погребенных долин, в днищах и на террасах которых залегают россыпи (см. рис. 3, г).

Россыпи погребены под осадками, слагающими морену самаровского оледенения, и песками казанцевского межледниковья. Возраст основных золотоносных горизонтов рассматриваемой структуры нижне-, средне- и верхнеэоплейстоценовый.

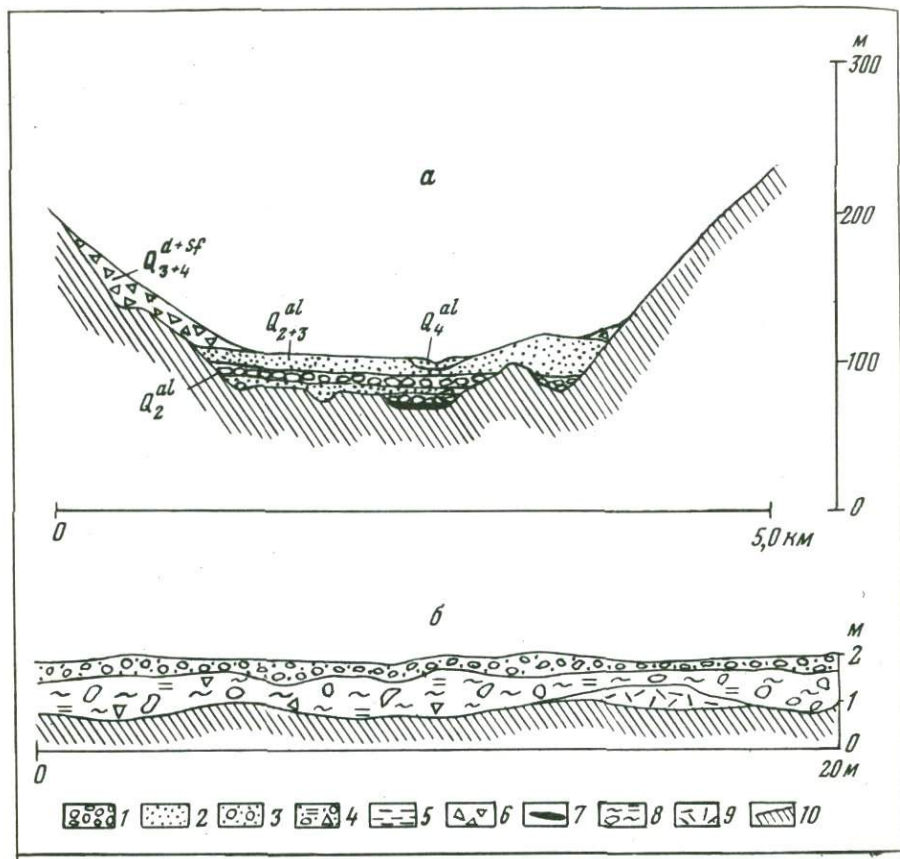
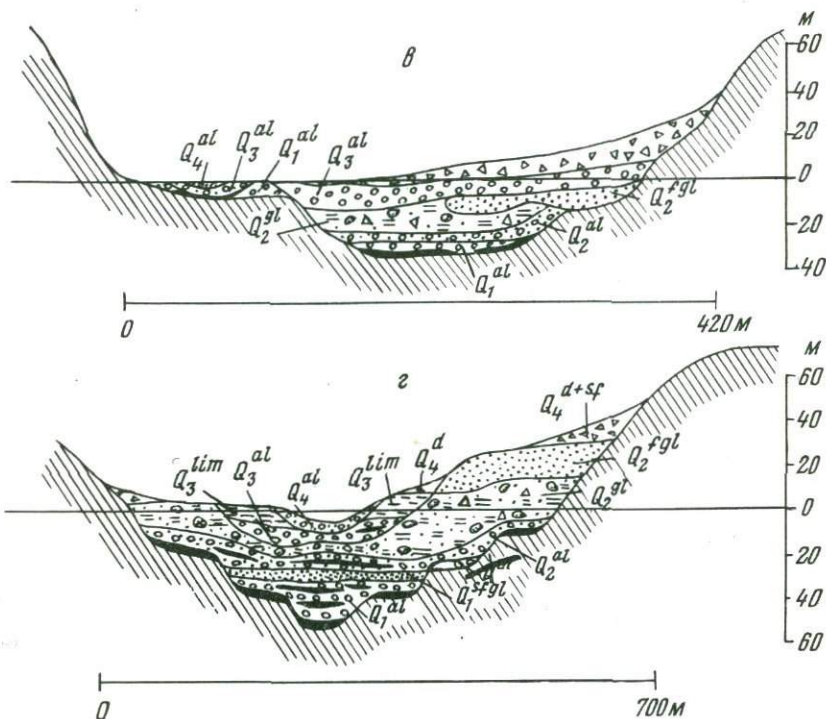


Рис. 3. Особенности строения россыпей периферических частей рифтовой зоны

*a* – типичный поперечный разрез погребенной россыпи, залегающей во впадинах южной периферии рифта; *б* – золотоносный пласт той же россыпи; *в, г* – типичные поперечные разрезы россыпей

Развитие месторождений россыпного золота в рассматриваемой структуре обусловлено наложением благоприятных кайнозойских структур на протерозойские. Благодаря тектонической подвижности древних структур были созданы условия для образования рудовмещающих дизъюнктивов. В четвертичное время эта территория вновь испытала тектоническую активность с унаследованной тенденцией к опусканию. В период поднятия наиболее крупные золотоносные реки заложилась вдоль рудовмещающих дизъюнктивов и были погребены под ледниковыми отложениями. В среднеплейстоценовое время ледниковые отложения были почти целиком размыты и второй золотоносный горизонт наложился на первый. Новое оледенение



северной периферии (б), приплатформенного края рифта (з); 1 - галечники; 2 - пески; 3 - пески с обильной галькой; 4 - морена; 5 - илы; 6 - щебнистые отложения; 7 - золотиносные отложения; 8 - редкая галька, щебень подстилающих пород в илесто-глинистом заполнителе; 9 - кора выветривания; 10 - коренные породы

привело к погребению золотиносных отложений на значительную глубину, поэтому они на большей части территории до настоящего времени не вскрыты эрозией.

В заключение следует еще раз подчеркнуть большую перспективность рифтовых зон на золотиносные россыпи, необходимость дифференцированного подхода к оценке различных частей рифта и отдельных морфоструктур в пределах этих частей. Особенно мало изучены межгорные впадины, где возможно нахождение погребенных россыпей, связанных с эрозионными формами рельефа, и россыпей, залегающих в рыхлой толще.

## АБСТРАКТ

Conditions of formation of gold placers in the rift zones containing abundant primary sources are discussed. It is noted that the conditions are rather different in various parts of the rifts, due to the highly differentiated tectonic movements. In the central part of the rift zones, stable uplifts and associated intermontane abyssal depressions are less favourable for the formation of the placer deposits. Within the domeblock uplifts, in the intermontane embryonic depressions, Eopleistocene placers were formed. For these structures, discontinuous placers confined to the slopes of the ridges with "keyboard" structure are considered for the first time. The peripheral parts of the rift zones contain large, high-grade placer deposits of the Eopleistocene and later age.

## ЛИТЕРАТУРА

- Казакевич Ю.П., Вашко Н.А. Роль ледниковых процессов в сохранении и уничтожении золотоносных россыпей на примере некоторых районов Сибири. - В кн.: Геология россыпей. "Наука", 1965.
- Карташов И.П., Шило Н.А. Закономерности размещения россыпей, обусловленных экзогенными процессами. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. III. Изд-во АН СССР, 1960.
- Солоненко В.П., Хилько С.Д., Павлов О.В. Сейсмоструктурная. - В кн.: Сейсмоструктурная и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. "Наука", 1968.

Б. И. ПРОКОПЧУК

### **ЗОНАЛЬНОСТЬ РАЗМЕЩЕНИЯ АЛМАЗНЫХ РОССЫПЕЙ НА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМАХ**

Более 45% алмазов добывается из россыпных месторождений, которые в подавляющем большинстве приурочены к платформенным областям. Промышленные россыпи и проявления россыпной алмазности встречаются практически на всех древних платформах земного шара: Африкано-Аравийской, Южно- и Северо-Американской, Индостанской, Австралийской, Восточно-Европейской (Русской), Сибирской и Китайско-Корейской. В распределении россыпей устанавливается вертикальная и латеральная зональность.

#### **Вертикальная зональность**

В разрезе осадочного чехла древних платформ достаточно четко выделяются четыре группы алмазоносных терригенных формаций, которые хорошо сопоставляются по возрасту и характеризуются не-

которыми особенностями, отражающими специфику россыпеобразования в разные геологические эпохи: докембрийские, верхнепалеозойские, мезозойские, кайнозойские.

В размещении докембрийских алмазонасных формаций наблюдается отчетливая связь с древними структурами земной коры. Они тяготеют к участкам ранней консолидации кристаллического фундамента, образующим в настоящее время щиты или древние массивы: Южно-Американскому и Леоно-Либерийскому массивам, Африкано-Аравийской платформе, Гвианскому, Восточно- и Западно-Бразильскому щитам Южно-Американской платформы, Индийскому щиту Индостанской платформы и Западно-Австралийскому щиту Австралийской платформы. Формации алмазонасных конгломератов докембрия приурочены к основанию осадочного чехла протоплатформ (Витватерсранд, Рораима), базальным горизонтам карбонатно-терригенных серий рифейского платформенного чехла близ выступов кристаллического фундамента (Виндий), к внешним частям миогеосинклинальных прогибов, развивающихся на консолидированном нижнедокембрийском основании (Минас-Жакобина и др.). Сопоставление возраста древних алмазонасных формаций разных платформ позволяет выделить в докембрии несколько крупных эпох алмазонасности, имеющих планетарное развитие. Самая древняя нижнепротерозойская эпоха соответствует образованию терригенной алмазонасной формации Витватерсранд и, возможно, Биримской. Наиболее четко фиксируется среднепротерозойская эпоха алмазонасности, в течение которой образовались формации Тарквы Западной Африки, Рораима и Минас-Жакобина Южной Америки. Алмазонасные месторождения и проявления алмазов докембрийского возраста связаны с фациями грубообломочных пород прибрежно-морского генезиса, отложениями дельт и прибрежных аллювиальных равнин, реже с флювиогляциальными разностями ледниковых отложений. Они приурочены к базальным, реже межформационным конгломератам, отложившимся после длительных эпох выветривания и денудации.

Для них характерны олигомиктовый, иногда чисто кварцевый состав обломочного материала и резкое преобладание в тяжелой фракции устойчивых минералов. Алмазы месторождений, связанных с известными алмазонасными формациями докембрийского возраста, характеризуются комплексом специфических признаков древности (Метелкина и др., 1971).

Проявления россыпной алмазонасности в связи с терригенными формациями верхнепалеозойского возраста на древних платформах гондванского ряда развиты незначительно. К ним относятся ледниковые серии Двайка, распространенные в пределах северного крыла синеклизы Карру Африкано-Аравийской платформы, и алмазопоявления на территории Южно-Американской платформы (Дю Тойт, 1957; Трофимов, 1967; Bardet, 1973). Более широко палеозойские алмазонасные формации представлены на севере Сибирской платформы; проявления россыпной алмазонасности известны и на территории Русской платформы.

Терригенные алмазоносные формации мезозоя широко развиты на древних платформах гондванского ряда. К ним относятся алмазоносные конгломераты Сомабуда верхнетриасового возраста серий Кванго, Берберати, Лубилаш, Лунда на Африканском континенте (Ружичкий, Скульский, 1971). На Южно-Американской платформе россыпные проявления связаны с конгломератами предположительно мелового возраста. Из платформ северного ряда мезозойские алмазоносные проявления и месторождения представлены только на Сибирской платформе. Алмазы встречаются здесь почти по всему разрезу мезозойских отложений от верхнего триаса и до мела. Наиболее ранние по возрасту рэт-лейасовые россыпи известны на западном борту Виллюйской синеклизы. Они приурочены к делювиально-пролювиальным и озерным образованиям небольших эрозионно-тектонических депрессий близ алмазоносных кимберлитовых тел. Проявления россыпной алмазоносности связаны с прибрежно-морскими отложениями плинсбахского, келловейского и нижневолжского ярусов юры, развитыми в зонах сочленения Анабарской антеклизы с Лено-Анабарским и Предверхоанским прогибами. Алмазоносными являются базальные горизонты трансгрессивных серий.

Россыпные месторождения кайнозойского возраста известны на всех древних платформах земного шара. Исключительно широкий диапазон условий формирования россыпных месторождений этой формации обусловил большое разнообразие их генетических типов. Наибольшее количество примеров кайнозойских россыпей можно привести для юга Африкано-Аравийской платформы, где в период от мела и до современной эпохи существовали особенно благоприятные условия для формирования россыпных месторождений алмазов. Отдельные части территории представляли собой пенеплены, на которых формировались мощные коры выветривания и связанные с ними элювиальные россыпи. Затем образовались делювиальные, пролювиальные и аллювиальные россыпи. В прибрежной зоне Юго-Западной Африки известны своеобразные дефляционные золотые россыпи, приуроченные к бессточным впадинам. Здесь же широко известны прибрежно-морские россыпи. Кайнозойские россыпи широко развиты на Сибирской, Южно-Американской и Индостанской платформах.

В составе терригенных алмазоносных формаций выделяются макроритмы, включающие отложения, образовавшиеся в континентальных или морских условиях. В составе континентального макроритма выделяются две стадии формирования осадков: первая, во время которой происходило накопление продуктов перемыва и переотложения кор выветривания, и вторая, включающая отложения, образовавшиеся в результате эрозионно-денудационных процессов. В период аккумуляции отложений первой стадии континентального макроритма формируются промышленные россыпи аллювиального, делювиального и прибрежно-озерного генезиса. Масштабы россыпей зависят только от размеров первоисточников и степени их алмазоносности. Такие россыпи тесно связаны с первоисточниками и могут иметь значительные масштабы, о чем свидетельствуют меловые россыпи

бассейна р. Конго на территории Африкано-Аравийской платформы, триас-юрские россыпи Мало-Ботубинского района Западной Якутии. Россыпи второй стадии континентального макроритма в основном аллювиальные, реже пролювиальные. Они подразделяются на два подтипа: ближнего и дальнего сноса. Россыпи ближнего сноса очень четко привязаны к первоисточникам, обладают небольшими размерами и характеризуются высокими содержаниями алмазов. Россыпи дальнего сноса образуют протяженные зоны, о них будет сказано ниже.

В макроритме отложений морского генезиса выделяются три стадии: трансгрессивная, устойчивого морского режима и регрессивная. Первая является наиболее перспективной на алмазы, осадки второй — неперспективны, а третьей — могут быть перспективными в исключительных случаях, когда размывается островная суша с богатыми первоисточниками или подстилающие высокоалмазоносные породы.

Примером четкой вертикальной зональности служит северо-восточная часть Сибирской платформы (рис. 1, см. вкладку). В составе платформенного терригенного чехла, общей мощностью около 5000 м, выделяются четыре группы разновозрастных формаций: докембрийская, верхнепалеозойская, мезозойская и кайнозойская, отделенные друг от друга длительными перерывами в осадконакоплении. Нижние части разрезов формаций отличаются грубозернистым составом, мономиктностью и повышенным содержанием устойчивых минералов. Формации, образовавшиеся после новой эпохи проявления кимберлитового магматизма, характеризуются повышенными содержаниями алмазов. Отмечается также прямая зависимость степени алмазоносности терригенных формаций от длительности эпох выветривания и корообразования. В зависимости от возраста каждая формация характеризуется преобладанием тех или иных типов россыпных месторождений. Так, докембрийским формациям свойственно наличие россыпей прибрежно-морского генезиса, что связано с длительной историей формирования и неоднократным переотложением алмазоносных осадков. Здесь алмазы достигли конечной цели в своей миграции — от первоисточника до прибрежно-морских зон. В пределах макроритмов одной формации эти же закономерности выражены еще более четко; также наиболее обогащенными являются нижние члены макроритмов.

### **Латеральная зональность**

Анализ россыпной алмазоносности Сибирской, Африкано-Аравийской и Бразильской платформ указывает на четкую латеральную зональность. Макрозональность связана с платформенными структурами первого порядка (антеклизами, синеклизами, прогибами), мезо- и микрозональность — со структурами более мелких порядков и другими факторами россыпеобразования (Прокопчук, 1973).

Мегазональность. Общие закономерности условий формирования и размещения алмазных россыпей в пределах антеклиз обусловлены историей их развития. Антеклизам, которым свойственна тенденция к поднятию, присущ ограниченный набор генетических и морфологических типов россыпей: в основном это молодые, четвертичные россыпи. Из древних сохраняются от размыва только погребенные, которые чаще всего приурочены к древним западинам. Обогащенные россыпи концентрируются в непосредственной близости от богатых коренных месторождений. Богатые россыпи, образовавшиеся за счет размыва бедных коренных источников, в этих районах не отмечены. На территории антеклиз известны элювиальные, делювиальные, пролювиальные и аллювиальные типы алмазных россыпей. Они связаны друг с другом россыпями промежуточных типов – элювиально-делювиальными, пролювиально-аллювиальными, пролювиально-озерными. Богатые аллювиальные россыпи очень четко привязаны к богатым коренным месторождениям, они небольшие по масштабам и отличаются малой протяженностью. В районе трубок средней и бедной алмазности богатые россыпи не образуются. Благодаря значительной скорости водных потоков большая часть алмазов выносятся за пределы территории антеклиз, и только вблизи кимберлитовых трубок привнос алмазов преобладает над их выносом.

Общие особенности условий образования и размещения алмазных россыпей в пределах синеклиз и прогибов обусловлены их тенденцией к опусканию и резкой сменой в их пределах условий осадконакопления. Частая смена континентальных и морских условий накладывает отпечаток на особенности образования и пространственное размещение россыпей. Кроме перечисленных выше типов россыпей, свойственных антеклизам, в синеклизах и прогибах появляются новые типы россыпей – прибрежно-морские и дельтовые. Россыпи не привязаны к конкретным коренным источникам, алмазы привносились в разное время из областей антеклиз. Для синеклиз и прогибов характерны разновозрастные россыпи – начиная с момента проявления коренной алмазности и кончая современным этапом. Общим признаком для синеклиз и прогибов является образование крупных по масштабам и протяженности, но бедных по содержаниям алмазных россыпей. Бедные россыпи и алмазопоявления широко развиты в пределах Лено-Анабарского и Предверхоанского прогибов, Вилуйской, Тунгусской и Конголезской синеклиз.

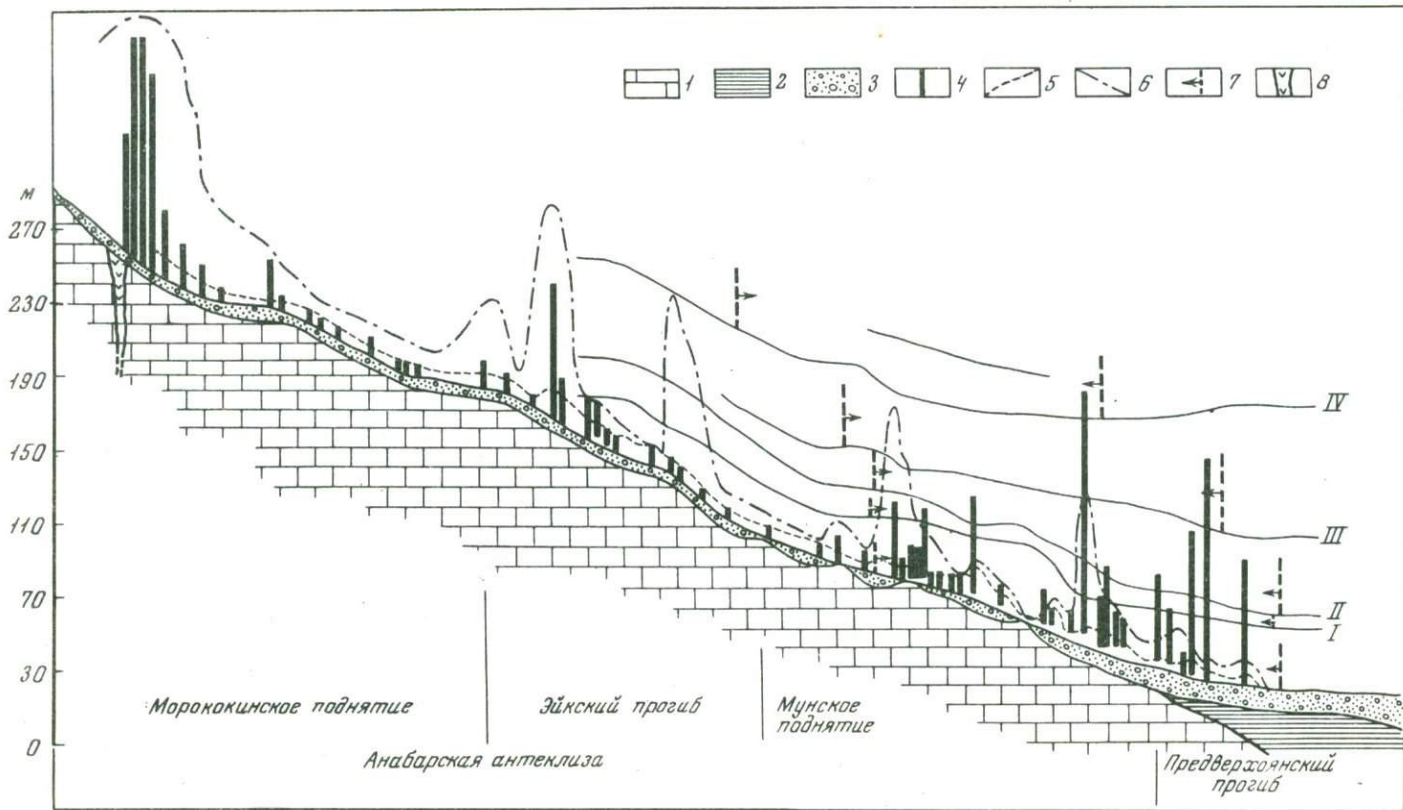
Наиболее благоприятны для россыпеобразования зоны сочленения положительных и отрицательных платформенных структур первого порядка. Здесь существует равновесие в процессах эрозии и аккумуляции, при которых материал легкой фракции выносятся, а алмазы и более тяжелые компоненты остаются на месте, вследствие чего происходит обогащение россыпей. Ширина указанных зон различна и зависит от интенсивности и знака движений в соседних структурах первого порядка. Эти зоны постоянны на протяжении длительного времени в связи с тем, что сочленение структур проходит по долгоживущим разломам фундамента. Это иллюстрируется нами на



рис. 2. Латеральная зональность в распределении алмазных россыпей на северо-востоке Сибирской платформы

1 - Анабарский шит; 2 - Анабарская антеклизы; 3 - Вилюйская унгусская синеклизы; 4 - блок, испытывавший дифференцированное движения; 5 - крупные прогибы; 6 - зоны, благоприятные для мирования алмазных россыпей; 7 - границы платформенных уктур первого порядка; 8 - границы зон, наиболее благоприятных формирования алмазных россыпей

мере северо-восточной части Сибирской платформы (рис. 2). Эта зона сочленения Анабарской антеклизы с Предверхоанским гибом очень узкая (20-60 км), так как стык северной ветви дверхоанского прогиба проходит по глубинному разлому (Криво-, Прокопчук, 1971). В этой узкой зоне сосредоточены разнообразные россыпи алмазов (от юрских до современных); прибрежно-



морские – плинсбахские, келловейские, нижневолжские; дельтовые – плинсбахские; аллювиальные – неоген–четвертичные и четвертичные. Прибрежно–морские россыпи отличаются однотипностью строения; все они приурочены к базальным конгломератам трансгрессивных серий, сформировавшихся после региональных перерывов и корообразования. Они обычно имеют двучленное строение: нижняя часть содержит 15–20% галечного материала, а верхняя до 60–70%. Алмазы и минералы тяжелой фракции концентрируются в прослоях, сложенных галечным материалом. Характерны изменчивость вещественного состава алмазоносных горизонтов и частое чередование обогащенных и разубоженных участков по простиранию россыпи. Дельтовым россыпям свойственны линзовидность строения и перемежаемость тонких алмазоносных прослоев с мощными неалмазоносными.

Аллювиальные россыпи указанных зон отличаются значительной протяженностью при сравнительно невысоких содержаниях алмазов. Небольшие по протяженности, но резко обогащенные участки (5–20 км) отмечаются в местах непосредственного размытия вторичных коллекторов. В пределах Лено–Анабарского прогиба ширина обогащенной зоны не более 100 км; а содержания алмазов здесь значительно ниже. В Вилюйской синеклизе зона алмазоносных нижнеюрских прибрежно–морских и кайнозойских аллювиальных россыпей более широкая – до 150 км, соответственно в этих зонах уменьшаются содержания алмазов в россыпях.

Более сложная картина наблюдается в зоне сочленения Тунгусской синеклизы с Вилюйской синеклизой и Анабарской антеклизой. Здесь сформировалась Ботуобинская седловина (см. рис. 2). В связи с разновозрастностью указанных структур известны карбонпермские, юрские и кайнозойские месторождения и проявления. Примерно такое же положение алмазных россыпей свойственно Конголезской синеклизе. Там обогащенные россыпи сконцентрированы в 35–километровой зоне сочленения с антеклизой.

Таким образом, на древних платформах выделяются три зоны концентрации алмазоносных россыпей, приуроченных к антеклизам, синеклизам и к зонам сочленения антеклиз с синеклизами и прогибами. Для образования крупных и богатых россыпей наиболее благоприятна третья зона.

---

Рис. 3. Продольный профиль одной из рек Западной Якутии с элементами алмазоносности

1 – известняки кембрия; 2 – терригенные отложения нижней юры; 3 – современный русловый аллювий; 4 – гистограммы содержаний алмазов (в условных единицах); 5 – график изменения содержаний пироба; 6 – график изменения содержаний пикроильменита; 7 – зоны обогащения алмазами разновозрастных террас (I–IV – номера террас); 8 – кимберлитовые трубки

Мезозональность латерального распространения алмазных россыпей связана со структурами более мелких порядков, литологией плотика, гранулометрическим составом россыпей и другими факторами.

На антеклизях наиболее четкие закономерности отмечаются в пределах блоков, испытывающих подвижки разного знака, а также в пределах отрицательных и положительных локальных структур. Примером россыпей, сформированных в пределах блоков, может служить одна из россыпей, расположенная на северо-восточном склоне Анабарского массива в северо-восточной части Сибирской платформы (Прокопчук, 1969). Изучение этого блока показало, что россыпь образовалась лишь благодаря тому, что этот блок в карбоне, перми, мелу и кайнозое испытывал неоднократное погружение, способствовавшее накоплению алмазов в промежуточных коллекторах на большой площади. В периоды поднятий происходил переувлажнение промежуточных коллекторов и образование протяженных россыпей.

Установлено, что только совокупность таких факторов россыпеобразования в пределах тектонических блоков, как площадное развитие промежуточных коллекторов, интенсивный размыв их за короткий промежуток времени, наличие карбонатного плотика, достаточные скорости течения для выноса материала легкой фракции и незначительная мощность продуктивных пластов, может привести к образованию крупной по масштабу и богатой по содержанию россыпи в пределах антеклиз.

В зонах антеклиз отрицательные структуры также благоприятны для концентрации алмазов в россыпях. Это хорошо видно на примере одной из кайнозойских аллювиальных россыпей, которые формировались за счет одних и тех же первоисточников (рис. 3). На приведенном продольном профиле видно, что в Эйкском новейшем прогибе содержание алмазов в русловой россыпи в 2-3 раза выше, чем на других участках, хотя новых поступлений алмазов здесь не было. Следует отметить, что условия россыпеобразования здесь менее благоприятны, чем в тектонических блоках с дифференцированными движениями. Положительные структуры на антеклизях неблагоприятны для формирования алмазных россыпей, так как там происходит постоянный вынос алмазов, что хорошо видно на примере другого участка той же россыпи. Несмотря на то, что он находится ближе к коренным источникам (см. рис. 3), содержание алмазов здесь ниже, чем в зоне Эйкского прогиба. В пределах синеклиз и прогибов для обогащения алмазных россыпей благоприятны локальные поднятия. В зоне сочленения антеклиз с прогибами и синеклизами мезозональность нечеткая.

Микрозональность связана с литологией плотика, гранулометрическим составом россыпи, близостью первоисточника и другими факторами россыпеобразования. Она выражается в струйчатости распределения алмазов в аллювиальных россыпях, в обогащенности определенных участков кос, в двучленном строении элювиальных россыпей и др., что описано нами в предыдущих работах (Прокопчук, 1966<sub>1,2</sub>, 1967, 1969; Прокопчук, Дорганов, 1970).

## АБСТРАКТ

The distribution of the diamond placers on the old platforms is characterized by vertical and lateral zoning. Four groups of terrigenous diamond-bearing formations which are correlated in age and reflect the specific features of formation of the placers at different geological times (Precambrian, Upper Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic) may be recognized in the sequence of the sedimentary cover. Macrorhythms and stages of formation of the placer deposits are clearly distinguished in each formation. There are two stages in the continental macrorhythm: the first one, which is most favourable, corresponds to the time of rewashing of the crusts of weathering; and the second one related to the time of formation of normal continental sediments of the erosion cycle. The marine macrorhythm has three stages: a) transgressive, which is most favourable for the concentration of diamonds; b) stable marine regime, which is unfavourable; and c) regressive, which is favourable only when island's areas with primary sources or underlying diamond-bearing formations are washed out.

The lateral zoning is mainly controlled by geological and structural factors. The macrozoning is associated with platform structures of the first order. Three macrozones are to be distinguished, which correspond to: 1) anteklises; 2) syneklises and depressions; and 3) zones which link the anteklises with the syneklises and depressions. Each zone is characterized by specific genetic types of the placers, as well as by typical dimensions of occurrences and diamond content. The most favourable zone where large placers may be formed is the latter. Mesozones and microzones are recognized within the macrozones.

## ЛИТЕРАТУРА

- Дю Тойт А. Геология Южной Африки. ИЛ, 1957.
- Кривонос В.Ф., Прокопчук Б.И. Усунку-Сюнгудинская зона глубинных разломов. - Геотектоника, 1971, № 1.
- Метелкина М.П., Прокопчук Б.И., Суходольская О.В., Францесон Е.В. К проблеме докембрийских алмазоносных формаций. - Изв. АН СССР, серия геол., 1971, № 8.
- Прокопчук Б.И. К истории формирования разновозрастных россыпей алмазов на северо-востоке Сибирской платформы. - Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 4.
- Прокопчук Б.И. О приплотиковом элювии на северо-востоке Сибирской платформы и влиянии его на концентрацию алмазов в россыпях. - Литол. и полезн. ископ., 1966, № 3.
- Прокопчук Б.И. Некоторые закономерности размещения алмазов в русловых россыпях заполярной части северо-востока Сибирской платформы (Приленская алмазоносная область). - Изв. Вузov, геол. и разведка, 1967, № 4.
- Прокопчук Б.И. Об условиях, необходимых для образования аллювиальных россыпей алмазов в Западной Якутии (на примере Эбеляхской россыпи). - Докл. АН СССР, 1969, 189, № 6.
- Прокопчук Б.И., Дорганов Г.Ф. О зависимостях между содержаниями алмазов и мощностями аллювия в русловых россыпях. - Сов. геология, 1970, № 9.

- Прокочук Б.И. Зональность в распределении алмазных россыпей на древних платформах. – Докл. АН СССР, 1973, 212, № 5.
- Ружицкий В.О., Скульский В.Д. Месторождения алмазов Африки. Изд. ВИЭМС, 1971.
- Трофимов В.С. Закономерности размещения и образования алмазных месторождений. "Недра", 1967.
- Bardet M.G. Geologie du diamant. – Memoires du BRGM (Paris), 1973, 1, N 83.

С. Н. ЦЫМБАЛ

## **ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ТИТАНО-ЦИРКОНИЕВЫХ РОССЫПЕЙ УКРАИНЫ**

Титано-циркониевые россыпи Украины приурочены исключительно к отложениям верхнего олигоцена – нижнего и среднего миоцена (полтавская серия) и верхнего миоцена (сарматский ярус).

Отложения полтавской серии по лито-фациальным особенностям и характеру россыпной металлоносности подразделяются на три горизонта – нижний, средний и верхний.

Нижний горизонт (низы верхнего олигоцена) развит в центральной части Днепровско-Донецкой впадины, частично на северо-восточном склоне Украинского щита и в Конкско-Яльнской впадине.

В Днепровско-Донецкой впадине он представлен аллювиальными, аллювиально-озерными, озерными и озерно-болотными фациями. Мощность их 20–40 м и лишь в межкупольных прогибах и депрессиях над соляными штоками возрастает до 50–100 м (Романов, 1974). Нижний горизонт сложен в основном мелкозернистыми, реже разно- и тонкозернистыми кварцевыми песками светло-серого, зеленовато- и буровато-серого цвета. Часто среди них встречаются глинистые и углистые разности, а местами также линзы и прослой глины, алевроитов, бурых углей. На северо-восточном склоне Украинского щита отложения нижнего горизонта развиты ограниченно. В зоне сочленения Конкско-Яльнской впадины и Приазовского массива к нижнему горизонту отнесена толща аллювиальных отложений, представленных разнозернистыми сильно каолинистыми кварцевыми или полевошпато-кварцевыми песками со значительной примесью гравия и кварцевой гальки. Отложения нижнего горизонта бедны минералами титана\* и циркония. Небольшие их россыпи установлены в аллювиально-озерных песках Днепровско-Донецкой впадины (бассейн р. Ворсклы) и в аллювиальных песках на северном склоне Приазовского массива.

Средний горизонт (верхи верхнего олигоцена) полтавской серии развит более широко, чем нижний. Слагающие его песчаные отложения первоначально покрывали сплошным чехлом Днепровско-Донецкую и Конкско-Яльскую впадины, северо-восточный склон и присклонную часть Украинского щита. К настоящему времени они

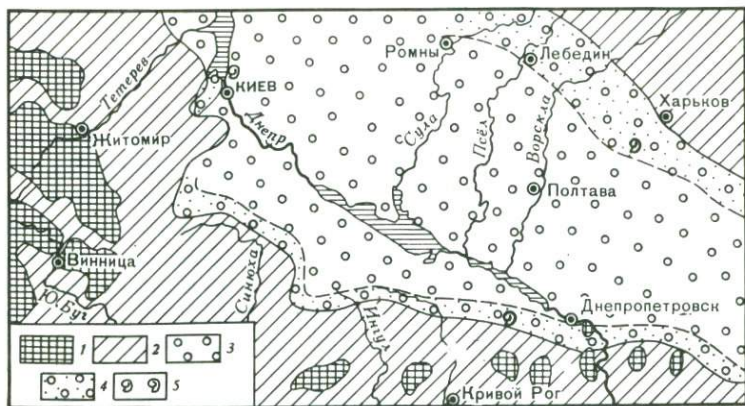


Рис. 1. Схематическая палеогеографическая карта Среднего Приднепровья во второй половине позднего олигоцена

1 - денудационные возвышенности; 2 - приморская низменная равнина; 3 - мелководное море; 4 - прибрежная зона моря; 5 - находки морской фауны

в значительной мере размыты плиоцен-четвертичной эрозией и сохранились главным образом на междуречьях. Мощность их меняется от нескольких метров до 40-45 м, в среднем 15-20 м.

Средний горизонт представлен отложениями континентальных и морских фаций. Континентальные фации развиты в основном на Украинском щите и юго-западном склоне Воронежского массива, а морские - в Днепроовско-Донецкой впадине и на ее склонах (рис.1). Среди отложений этого горизонта значительные титано-циркониевые россыпи неизвестны.

Верхний горизонт полтавской серии сложен толщей континентальных отложений - кварцевых песков и песчаников аллювиального, аллювиально-озерного, озерного, эолового и другого происхождения. Мощность их 2-5, редко 10-15 м. Пески и песчаники разнозернистые, преимущественно мелко- и среднезернистые, кослоистые, в разной степени каолинистые, белые, светло-серые, охристо-желтые и пестроцветные. Они в целом бедны титановыми и циркониевыми минералами, но на отдельных участках их аллювиальные фации содержат небольшие россыпи этих минералов.

Продуктивные отложения среднесарматского возраста развиты в южной части Среднего Приднепровья (бассейны рек Самоткани, Самары, Волчьей) и в Конкско-Яльинской впадине. Залегают они на размытой поверхности пород полтавской серии, а в местах их отсутствия (Волчанский выступ и др.) - непосредственно на коре выветривания докембрийских пород. Прибрежно-морские песчаные фации их узкой полосой окаймляют северо-восточный склон Украинского щита на участке Кривой Рог - Вольногорск - Верховцево - Синельниково - Васильковка - Демурино. В сторону Днепроовско-

Донецкой впадины они замещаются более глубоководными осадками — известковистыми песками, глинами и известняками с морской фауной (нижнее течение р.Самары, с. Губиниха и др.). Мощность их 15–20 м.

По данным Н.Т. Вадимова, толща прибрежно-морских песков, развитых в бассейне р.Самоткани, имеет следующее строение. Нижнюю часть ее слагают розовато- и желтовато-серые и белые кварцевые пески мощностью 4–6 м. Они обычно разнозернистые (от мелко- до крупнозернистых), косослоистые. Слоистость подчеркнута различием в гранулометрическом составе и содержании тяжелых минералов. Мощность косослоистых серий уменьшается снизу вверх по разрезу от 1–2 м до 10–20 см, а наклон слоев в сериях от 20–30 до 5–10°. Пески эти, как правило, бедны тяжелыми минералами. Некоторое обогащение ими наблюдается лишь в верхней части горизонта. По характеру слоистости они близки к отложениям прибрежных валов.

Средняя часть толщи сложена существенно мелкозернистыми, хорошо окатанными и отсортированными кварцевыми песками с отчетливой, обычно ритмической горизонтальной и пологонаклонной слоистостью, подчеркнутой шлиховыми прослоями тяжелых минералов (рис. 2). Мощности шлиховых прослоев от миллиметров до 10–20, реже 30–50 см. Они обычно параллельны друг другу и устойчиво прослеживаются на десятки — сотни метров. Угол наклона

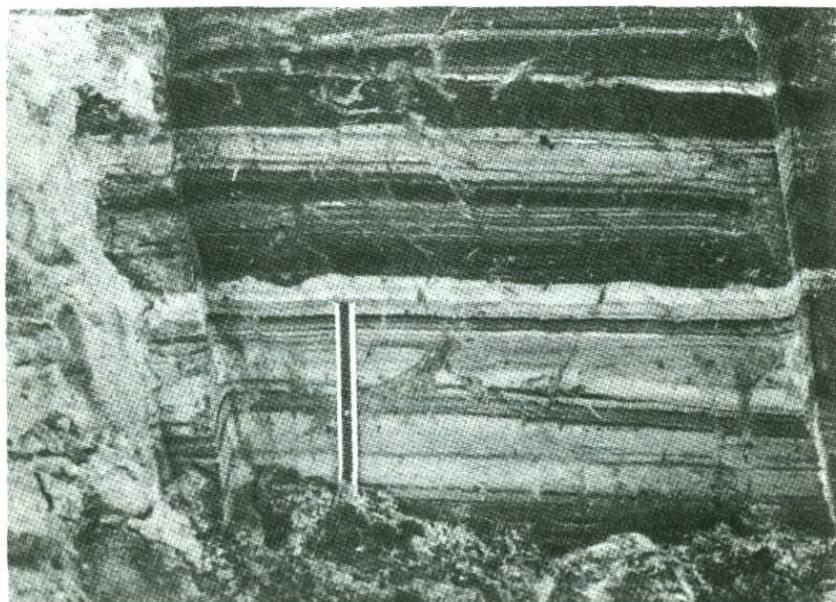


Рис. 2. Горизонтальная слоистость прибрежно-морских песков среднего сармата бассейна р. Самоткани

их 1–2°, реже возрастает до 5–10°. Прослои на 70–90% состоят из титановых, циркониевых и других тяжелых минералов. Часто они нарушены ходами зарывающихся моллюсков. Косая клиновидная слоистость имеет подчиненное развитие. К пескам этого горизонта приурочены наиболее богатые залежи титано–циркониевых руд Самотканской россыпи.

Верхняя часть толщи представлена разнозернистыми, преимущественно мелко- и среднезернистыми кварцевыми песками мощностью 8–15 м, которые перекрывают лагунные голубовато- и зеленовато-серые глины среднего – верхнего сармата. Пески обычно глинистые и каолинистые, часто переходят в слабо сцементированные песчаники. Содержание тяжелых минералов в них, как правило, невысокое и лишь на отдельных участках достигает промышленных значений.

В бассейнах рек Самары и Волчьей прибрежно–морские фации среднего сармата сложены кварцевыми песками белого, светло- и желтовато–серого цвета. Пески мелкозернистые, хорошо отсортированные, горизонтально-, пологонаклонно- и косослоистые. Слоистость подчеркнута скоплением тяжелых минералов в виде естественных шлихов. Они повсеместно обогащены титановыми, циркониевыми и другими тяжелыми минералами, образующими на ряде участков Волчанскую, Южную и другие россыпи (Серета и др., 1965). В верхней части рудоносных песков встречаются маломощные (до 1–3 м) прослои песчаников и серых глин. В Конкско–Яльинской впадине средний сармат развит в мелководных и прибрежно–морских фациях. С прибрежно–морскими песками на северном борту впадины и на западном склоне Приазовского массива связаны небольшие титано–циркониевые россыпи.

Таким образом, титано–циркониевые россыпи имеют четкий стратиграфический, литологический и фациальный контроль. Подавляющее большинство их приурочено к прибрежно–морским фациям песков среднего горизонта полтавской серии и среднесарматского подъяруса.

### **Строение и генетические типы россыпей**

Основными областями развития олигоцен–миоценовых титано–циркониевых россыпей на территории УССР являются Украинский щит и Днепровско–Донецкая впадина. Известные здесь россыпи локализованы в основном в виде двух крупных полос – Западной и Восточной, совпадающих в плане с прибрежно–морскими фациями песков полтавского и среднесарматского возраста.

Западная полоса прослежена на северо–восточном склоне и при-склоновой части Украинского щита. Длина ее более 500 км, ширина меняется от нескольких километров до 30–50 км. Простирание полосы северо–западное, а в южной части – субширотное. В ее пределах расположены Тарасовская, Правобережная, Самотканская, Волчанская, Южная и другие россыпи.

Восточная полоса прослежена на северо-восточном борту Днепровско-Донецкой впадины. Длина ее 300-350 км, ширина изменяется от 5-10 до 25-30 км. Простирается северо-западное. В ее пределах установлено шесть однотипных по строению и составу и близких по генезису россыпей полтавского возраста - Краснокутская, Лебединская, Богодуховская, Мерчикская, Ново-Водолажская и Куземинская (Романов, 1961).

Полтавские и сарматские титано-циркониевые россыпи развиты также в зоне сочленения Конкско-Яльнской впадины и Приазовского массива, где образуют Мокро-Яльнскую группу россыпей (Баранова и др., 1960).

На территории Украины выявлены и изучены титано-циркониевые россыпи следующих генетических типов: прибрежно-морские, дельтово-прибрежно-морские, аллювиальные и аллювиально-озерные.

Прибрежно-морские россыпи наиболее широко развиты и значительны в промышленном отношении. Они приурочены к песчаным отложениям среднего горизонта полтавской серии и среднего сармата.

Прибрежно-морские россыпи полтавского возраста прослежены в основном на северо-восточном склоне Украинского щита (Правобережная и др.) и на северо-восточном борту Днепровско-Донецкой впадины.

Правобережная россыпь расположена на правобережье Среднего Днепра, в зоне сочленения щита и впадины. Обогащенные титановыми, циркониевыми и другими тяжелыми минералами прибрежно-морские пески полтавской серии образуют здесь выдержанную по простирацию полосу длиной около 75 км, шириной от нескольких километров до 30-40 км (рис. 3, а). В ее пределах выделяется ряд лентовидных и линзообразных залежей северо-западного простираения, полого наклоненных в сторону Днепровско-Донецкой впадины. Наиболее богатые и выдержанные залежи приурочены к юго-западной части этой полосы и представляют собой большей частью пляжевые россыпи. В северо-восточном направлении они сменяются сравнительно бедными рудами, образующими ряд линзовидных залежей шириной 200-300 м, мощностью 2-3 м. Формирование их происходило, вероятнее всего, на подводном береговом склоне. Прибрежно-морское происхождение этой россыпи подтверждено находками фауны в бассейне р.Самоткани (Цимбал и др., 1965).

Прибрежно-морские россыпи полтавского возраста Днепровско-Донецкой впадины (Краснокутская, Лебединская и др.) представляют собой лентовидные залежи, длина которых во много раз превосходит ширину, а простирается совпадает с направлением береговой линии позднеолигоценного моря. Число залежей на разных россыпях меняется от 3 до 5 и больше. В плане залежи разделены между собой узкими (до 1-2 км) полосами песков с низкой концентрацией тяжелых минералов. В разрезах, перпендикулярных простирацию россыпей, залежи имеют форму линз с максимальной мощностью в средней части. Россыпные залежи представляют собой

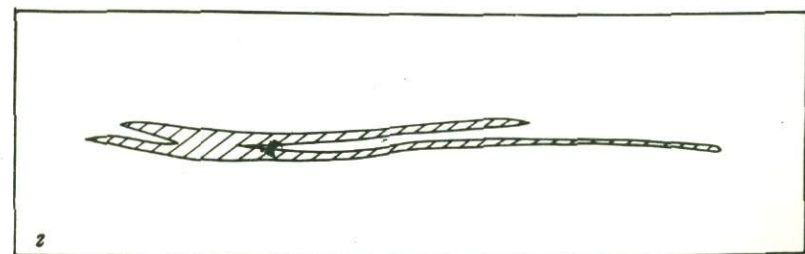
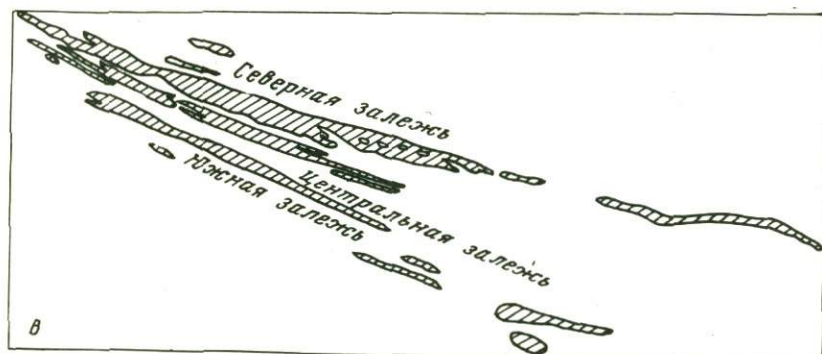
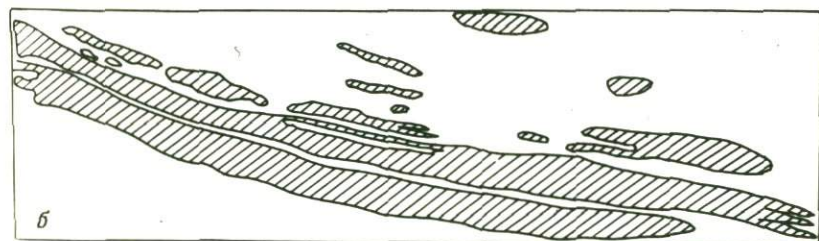
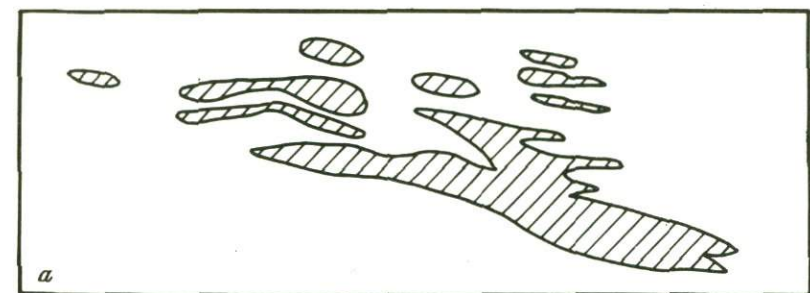


Рис. 3. Морфология титано-циркониевых россыпей (по данным геологоразведочных работ)

Россыпи: а - Правобережная, б - Самотканская, в - Волчанская, г - Зеленоярская

тонкое, часто ритмическое чередование горизонтально-, косо- и мелковолнисто-слоистых серий песков, насыщенных шликховыми прослоями тяжелых минералов. Мощность этих прослоев изменяется от миллиметров до нескольких сантиметров. В вертикальном разрезе залежей отчетливо выделяются один, реже два рудных пласта, полого наклоненных в сторону центральной части Днепровско-Донецкой впадины. В этом же направлении происходит уменьшение их мощности, расщепление на отдельные линзы и выклинивание. Распределение тяжелых минералов в залежах закономерное. Наиболее богаты обычно центральные их части, с максимальной концентрацией циркона, рутила и измененного ильменита. К периферии залежей содержание этих минералов значительно уменьшается, а дистена, силлиманита, ставролита и турмалина — возрастает.

Прибрежно-морские россыпи сарматского возраста развиты на северо-восточном склоне приднепровской и западном склоне приазовской частей Украинского щита. Наиболее хорошо изучены Самотканская и Волчанская россыпи.

Самотканская россыпь представляет собой три параллельные лентовидные залежи субширотного простирания, разделенные узкими (200–600 м) полосами песков с низким содержанием тяжелых минералов (см. рис. 3, б). Наиболее выдержана и богата центральная залежь. Северная залежь состоит из отдельных разобренных линзовидных тел, вытянутых, как и россыпь, в субширотном направлении. В поперечном разрезе залежи имеют форму выпуклых линз, сравнительно быстро выклинивающихся в северном и южном направлении. В центральной части каждой из них рудный пласт имеет максимальную мощность и наиболее высокое содержание тяжелых минералов. Мощность залежей и содержание тяжелых минералов в них по простиранию россыпи более выдержаны. Тяжелые минералы в разрезе продуктивной толщи распределены неравномерно. Содержание их закономерно изменяется от среднего в верхней части до богатого и очень богатого в средней части и до низкого в нижней части разрезов.

Волчанская россыпь состоит из пяти лентовидных залежей субширотного простирания (см. рис. 3, в). Залежи разделены полосами песков шириной от 100–200 до 1000–1500 м с низким содержанием тяжелых минералов. Наиболее крупная северная залежь. По простиранию она распадается на ряд струй с различной концентрацией тяжелых минералов. Наиболее богатые из них расположены в северной половине этой залежи. Аналогичное строение имеют и остальные залежи. Рудный пласт этой россыпи приурочен обычно к средней и верхней частям разреза песков среднего сармата.

Дельтово-прибрежно-морские россыпи развиты на севере центральной части Украинского щита (бассейн р.Роси) и в Конкско-Яльмской впадине. В этих россыпях отчетливо проявлены признаки прибрежно-морского и аллювиального происхождения.

Наиболее хорошо изучена Тарасовская россыпь, приуроченная к песчаным отложениям среднего горизонта полтавской серии.

Она представляет собой пластовую залежь субширотного простирания, полого наклоненную в сторону Днепровско-Донецкой впадины. Длина ее примерно в 2 раза превышает ширину. Рудный пласт представляет собой частое чередование прослоев песков, в различной степени обогащенных тяжелыми минералами. Наибольшую мощность он имеет в юго-западной и южной частях россыпи. В северо-восточном направлении пласт расщепляется сначала на два пласта, разделенные линзами и прослоями песков с низкой концентрацией тяжелых минералов, а затем выклинивается. Тяжелые минералы распределены в нем крайне неравномерно. Среди слабо обогащенных песков выделяются прослой с высоким и очень высоким содержанием титановых и циркониевых минералов, приуроченные чаще к верхней части рудного пласта.

Россыпь сложена преимущественно мелкозернистыми, хорошо отсортированными песками с горизонтальной, косой и мелковолнистой слоистостью, подчеркнутой шлиховыми прослоями рудных минералов. В юго-западной части россыпи среди мелкозернистых песков наблюдаются линзы и прослой разнозернистых, крупно- и грубозернистых песков мощностью от 3-5 до 20-30 см с отчетливой косой слоистостью руслового типа.

Дельтово-прибрежно-морские россыпи установлены также в зоне сочленения Конкско-Яльнской впадины и Приазовского массива, где они приурочены к отложениям среднего горизонта полтавской серии.

Аллювиальные россыпи развиты ограниченно. Они известны на севере центральной части Украинского щита (Зеленоярская россыпь) и на северном склоне Приазовского массива (Баранова и др., 1960; Цимбал, Бондар, 1966).

Зеленоярская россыпь приурочена к песчаным отложениям верхнего горизонта полтавской серии, выполняющим погребенную миоценовую долину субширотного простирания. Длина долины превышает 40 км, ширина изменяется от 0,5-1 км на западе до 3-4 км на востоке. Долина врезана в пески среднего горизонта полтавской серии, обогащенные тяжелыми минералами. Днище долины полого наклонено с запада на восток. Россыпь в плане представляет собой две лентовидные залежи, вытянутые, как и долина, в субширотном направлении (см. рис. 3, 1). Ширина их колеблется от 40-100 до 200-400 м. Содержание тяжелых минералов в залежах закономерно уменьшается от верховья к устью долины. Наиболее богатая часть залежи приурочена к разнозернистым, преимущественно мелко- и среднезернистым кварцевым пескам русловой фации.

На северном склоне Приазовского массива аллювиальные россыпи представлены песчаными отложениями нижнего, среднего и верхнего горизонтов полтавской серии, выполняющими долины позднеолигоценовых и миоценовых рек. Долины врезаны в кору выветривания кристаллических пород Приазовского массива и открываются в Конкско-Яльнскую впадину. Россыпи имеют северо-западное или субширотное простирание, линзовидную форму, небольшую ширину и

мощность и низкое содержание тяжелых минералов, среди которых преобладают измененный ильменит и циркон. Они обнаруживают тесную связь с породами Октябрьского, Екатериновского и других массивов Приазовья и в отличие от других россыпей сложены разнозернистыми кварцевыми и полевошпатово-кварцевыми песками, среди которых встречаются линзы и прослои гравия, гальки и вторичных каолинов.

Аллювиально-озерные россыпи в пределах Украинского щита приурочены обычно к пескам среднего горизонта полтавской серии, сформированным на приморской низменной равнине, а на территории Днепровско-Донецкой впадины — к пескам нижнего горизонта полтавской серии. Это небольшие по размерам и бедные по содержанию линзовидные залежи, не представляющие практического интереса.

### **Особенности минерального состава россыпей**

Титано-циркониевые россыпи Украины сложены существенно кварцевыми песками с высокой концентрацией титановых, циркониевых и других тяжелых минералов. К настоящему времени в них установлено и изучено около 60 минералов, наиболее распространенными из которых являются измененный ильменит-лейкоксен, рутил, циркон (обычный и метамиктный), дистен, силлиманит, ставролит, турмалин, хромшпинелиды, анатаз, корунд, андалузит. Повсеместно, но преимущественно в знаковых количествах встречаются бадделейт, ксенотим, муассанит, дюмортьерит, касситерит, топаз и некоторые другие минералы.

Этот комплекс минералов характерен для всех олигоцен-миоценовых титано-циркониевых россыпей Украины независимо от их пространственного положения и фациальной приуроченности. Устойчивость минерального состава россыпей свидетельствует об относительном постоянстве их источников питания и о близких условиях образования. Россыпи отличаются количественными соотношениями и типоморфными особенностями минералов, что обусловлено, видимо, спецификой акцессорной минерализации пород областей питания.

В титано-циркониевых россыпях преобладают весьма устойчивые в условиях выветривания и транспортировки минералы. Неустойчивые и промежуточные виды встречаются редко и, как правило, в единичных зернах. Коэффициент устойчивости всегда больше +2,5. Высокие значения этого коэффициента и мономинеральный кварцевый состав свидетельствуют о высокой зрелости продуктивных отложений и об образовании их не вследствие размыва кристаллических пород Украинского щита, а преимущественно за счет неоднократно перетолженных продуктов их кор химического выветривания, т.е. более древних осадочных пород.

Относительное постоянство минерального состава, преобладание ограниченного числа весьма устойчивых минералов, хорошая природная сортировка продуктивных песков создают впечатление простоты

вещественного состава титано-циркониевых россыпей и однородности свойств их промышленных минералов. Детальное же изучение показывает, что минералы в разных россыпях и даже на разных участках одной и той же россыпи представлены разновидностями, отличающимися плотностью, магнитными и другими физическими свойствами, химическим составом и иными типоморфными признаками, что обусловлено прежде всего многообразием коренных источников этих минералов.

Зерна тяжелых минералов россыпей всегда мельче зерен породообразующего кварца. В свою очередь различные по плотности минералы также имеют различную крупность зерен. Особенно характерна обратная зависимость между размерами и плотностью минеральных зерен для прибрежно-морских россыпей, отличающихся высокой гидравлической отсортированностью терригенного материала. Эти россыпи состоят из минеральных зерен с близкой скоростью падения в воде, но с разной плотностью, формой и размерами. По данным В.И. Пятнова (1963), медианный размер зерен кварца из сарматских руд Самотканской россыпи равен 0,190 мм, а тяжелых минералов — 0,128 мм. Отношение их средних размеров и плотностей соответственно 1:0,674 и 0,679:1, т.е. они являются равнопадающими в водной среде. Экспериментально подтверждено (Полканов, Кашкаров, 1966), что скорости падения в воде зерен большинства минералов прибрежно-морских россыпей близки или тождественны (преимущественно 2–4 см/сек). Это свидетельствует о длительности совместного пребывания и глубокой гранулометрической и минералогической дифференциации зерен минералов в прибрежной зоне.

Для титано-циркониевых россыпей Украины характерно почти полное отсутствие ильменита и преобладающее развитие вторичных продуктов его изменения, описанных в литературе под названиями измененный, лейкоксенизированный или ругилизированный ильменит, аризонит, проаризонит и др. Они отличаются высоким содержанием  $TiO_2$  (в среднем 60–65%),  $Fe_2O_3$  (20–30%) и  $H_2O$  + п.п.п. (до 3–4%) и низким —  $FeO$  (до 10%), пониженными плотностью (3,7–4,4 г/см<sup>3</sup>), магнитной восприимчивостью  $[(33–58) \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}]$  и твердостью, преимущественно темно-коричневой и коричневой окраской зерен. Изменение ильменита произошло до отложения его в россыпи.

### Источники питания россыпей

Вопрос об источниках питания титано-циркониевых россыпей один из наименее разработанных и наиболее трудно разрешимых. Работами И.И. Малышева (1957), Г.С. Момджи (1964), М.Ф. Веклича (1970) и других исследователей показано, что россыпи этого типа образуются за счет многократно переотложенных продуктов кор выветривания магматических и метаморфических пород. Они, как правило, не имеют непосредственной связи с коренными источниками

питания и удалены от них часто на значительные расстояния. Уда-  
ется наметить лишь косвенную связь их с определенными комплек-  
сами кристаллических пород, развитых в предполагаемых областях  
сноса.

Для титано-циркониевых россыпей, расположенных в пределах  
Украинского щита и его склонов, с несомненностью установлено, что  
коренными источниками рудных и нерудных минералов были разные  
по возрасту, составу и происхождению кристаллические породы Ук-  
раинского щита. Это убедительно доказывается сравнительным изу-  
чением типоморфных особенностей одноименных минералов из пород  
щита и россыпей, характерными ассоциациями минералов, изотоп-  
ными исследованиями их и другими данными.

Что же касается титано-циркониевых россыпей Днепровско-До-  
нецкой впадины, то вопрос о первоисточниках их минералов в на-  
стоящее время однозначно решить нельзя. Можно лишь подчеркнуть,  
что по типоморфным признакам минералы этих россыпей существен-  
но не отличаются от таковых из россыпей Украинского щита. Судя  
по изотопному возрасту цирконов, коренными источниками его для  
россыпей Днепровско-Донецкой впадины были кристаллические поро-  
ды с абсолютным возрастом 2140-1830 млн. лет (Романов, 1974).

Титано-циркониевые россыпи Украины представляют собой высо-  
конасыщенный концентрат тяжелых минералов, большинство из ко-  
торых содержится в породах Украинского щита преимущественно в  
акцессорных количествах. При этом если принять во внимание сум-  
марные запасы тяжелых минералов в россыпях и вмещающих их от-  
ложениях, то можно с уверенностью заключить, что их образование  
связано с переносом и переотложением колоссальных объемов про-  
дуктов разрушения коренных пород, а это вряд ли возможно в ус-  
ловиях пенепления в течение позднего олигоцена и миоцена. При этом  
необходимо иметь в виду, что титано-циркониевые россыпи сложны  
лишь наиболее устойчивыми в условиях выветривания и транс-  
портировки минеральными видами, характеризующимися к тому же  
хорошей окатанностью зерен. Эти и другие данные указывают на  
исключительно большую роль корообразования в подготовке и мо-  
билизации терригенного материала россыпей, а процессов переот-  
ложения — в сепарации устойчивых минералов и локализации их в  
виде россыпей. В процессе корообразования происходит существен-  
ное изменение минерального и химического состава и физико-ме-  
ханических свойств коренных пород: разрушаются неустойчивые в  
зоне гипергенеза минералы, в первую очередь породообразующие,  
уменьшается механическая связность пород и слагающих их мине-  
ральных зерен, увеличивается пористость и податливость их к раз-  
мыву и др. Все эти факторы создают благоприятные условия для  
высвобождения устойчивых минералов и концентрации их в коре вы-  
ветривания. Работами В.Ю. Кондрачука, М.Д. Эльянова, В.Т. По-  
гребного и других показано, что на породах Украинского щита ши-  
роко развита мезозойская каолиновая кора выветривания преимущ-  
ественно площадного типа. Первоначальная мощность ее, по оценке

названных исследователей, составляла не менее 100–200 м. Кора выветривания служила важнейшим источником всех известных в россыпях минералов.

Значительное количественное преобладание в породах Украинского щита и их корах выветривания ильменита, рутила и циркона и высокая их устойчивость предопределили комплексный характер и титано–циркониевый тип этих россыпей.

Признавая исключительно большую роль коры выветривания в образовании россыпей, необходимо подчеркнуть, что непосредственного участия в формировании большинства титано–циркониевых россыпей она не принимала. Ведущее значение в питании полтавских и сарматских россыпей имели более древние, чем россыпи, осадочные породы. Почти все минералы, обнаруженные в титано–циркониевых россыпях, встречаются и в более древних осадочных породах и при размыве последних могли поступать в россыпи. Особенно велика роль вторичных коллекторов в образовании полтавских россыпей Днепровско–Донецкой впадины и сарматских россыпей Среднего Приднепровья.

Анализ имеющегося материала по титано–циркониевым россыпям позволяет сделать следующие выводы.

1. Коренными источниками Тарасовской, Зеленоярской и других россыпей Росинской группы были кристаллические породы западной части Украинского щита, для Правобережной, Самотканской, Волчанской и других россыпей этого района – кристаллические породы центральной части щита, а для Мокро–Яльнских россыпей – кристаллические породы юго–восточной (приазовской) части щита.

2. Полтавские россыпи центральной части Украинского щита сформированы главным образом за счет продуктов переотложения песчано–алевритовых пород харьковской и более древних свит палеогена, имеющих примерно такой же комплекс тяжелых минералов и повышенное их содержание. Полтавские россыпи Конкско–Яльнской впадины образовались за счет продуктов размыва кор выветривания кристаллических пород Приазовского массива и частично более древних осадочных пород. В отличие от россыпей других районов они тесно связаны с коренными источниками питания. Непосредственным источником тяжелых минералов полтавских россыпей Днепровско–Донецкой впадины служили осадочные породы палеогенового и мезозойского возраста, широко развитые в пределах Воронежского массива и примыкающих к нему территорий. Эти породы постоянно и в повышенных количествах содержат ильменит, рутил, циркон, дистен, силлиманит и другие тяжелые минералы, а на отдельных участках – и их россыпи (Гурвич, Болотов, 1968; Романов, 1974).

3. Сарматские россыпи сформированы преимущественно за счет продуктов переотложения широко развитых на Украинском щите и в Днепровско–Донецкой впадине полтавских отложений и приуроченных к ним россыпей и полностью унаследуют их минеральный состав.

## Палеогеографические условия образования россыпей

Палеогеография платформенной части Украины в позднем олигоцене и миоцене изучена слабо. Это обусловлено прежде всего тем, что вопросы стратиграфии и генезиса отложений полтавской серии во многом неясны или дискуссионны. Полученные в процессе поисков, разведки и изучения россыпей новые данные с учетом имеющихся построений В.Я. Дидковского, В.Ю. Зосимовича, О.В. Крашенинниковой, Г.И. Молякко, И.Н. Ремизова и других исследований позволяют представить палеогеографию основных районов развития россыпей в это время.

В связи с альпийским орогенезом и вызванным им поднятием платформенной части Украины морской бассейн, покрывавший Днепровско-Донецкую впадину и северо-восточный склон Украинского щита, к концу среднего олигоцена локализуется только в Причерноморской впадине. В начале позднего олигоцена Днепровско-Донецкая впадина и ее склоны представляли собой пониженную равнину, в пределах которой в озерах, болотах и долинах рек происходило накопление песков и подчиненных им глин и бурых углей нижнего горизонта полтавской серии. Особенно интенсивным осадконакоплением характеризовались межкупольные прогибы и депрессии над соляными штоками. Аллювиально-озерная равнина существовала также на территории Конкско-Ялынской впадины. Области сноса в это время были Украинский щит и Воронежский массив, на склонах которых к Днепровско-Донецкой впадине прослеживаются многочисленные позднеолигоценовые долины, открывающиеся во впадину.

Фациальные и гидродинамические условия накопления отложений нижнего горизонта полтавской серии были в целом малоблагоприятны для концентрации тяжелых минералов и образования россыпей. Последние формировались в пределах Днепровско-Донецкой впадины в прибрежных зонах крупных озеровидных водоемов, а в Конкско-Ялынской впадине и на северном склоне Приазовского массива — в долинах рек. Источником тяжелых минералов в первом случае служили отложения нижнего — среднего олигоцена, а во втором — кора выветривания кристаллических пород приазовской части Украинского щита и прежде всего Октябрьского и Екатериновского массивов.

Вторая половина позднего олигоцена ознаменовалась значительным опусканием Днепровско-Донецкой впадины и ее склонов и проникновением в их пределы через Конкско-Ялыную впадину и по депрессиям в районе Шорск — Днепропетровск — Запорожье морских вод из Причерноморья. Береговая линия этого морского бассейна в период максимальной трансгрессии располагалась на Украинском щите и его склоне примерно по линии Киев — Белая Церковь — Ставище — Тараша — Селище — Шпола — Малая Виска — Знаменка — Красная Каменка — Верховцево — Днепропетровск — Синельниково — Васильковка (Цымбал, 1966<sup>1,2</sup>), а на северо-восточном борту Днепровско-Донецкой впадины она проходила через Путивль — Ле-

бедин – Куземино – Краснокутск – Богодухов – Новую Водолагу – Змиев – Шебелинку (Романов, 1974). Большая часть Украинского шита в это время представляла собой приморскую низменную равнину, в пределах которой в озерах, лиманах и долинах рек формировалась толща континентальных полифациальных отложений среднего горизонта полтавской серии – кварцевых песков и подчиненных им песчаников. Приподнятыми участками суши и областями сноса продуктов кор выветривания оставались небольшие по размерам возвышенности в районе Иванополь – Казатин, Острополь – Винница, Ново-Украинка – Витязевка, Долинская – Петрово, Софиевка – Щорск, Днепропетровск – Синельниково и другие, а также Приазовский массив.

Наиболее благоприятными для концентрации тяжелых минералов и образования россыпей были прибрежные зоны моря, в первую очередь пляж и верхняя часть подводного берегового склона. Поступающий с суши преимущественно мелкозернистый и в значительной мере обогащенный тяжелыми минералами терригенный материал, попадая в прибрежную зону под воздействием волновых процессов и вдольбереговых течений, претерпевает глубокую гранулометрическую и минералогическую дифференциацию. Благодаря активной сортирующей деятельности прибойного потока и волнений на пляже и подводном береговом склоне происходит интенсивная сепарация тяжелых минералов и многократное обогащение ими формирующихся прибрежно-морских осадков. Эпейрогенические движения небольшой амплитуды в течение длительного времени обусловили устойчивое положение береговой зоны в конце трансгрессивного и в начале регрессивного этапов развития бассейна на северо-восточном склоне Украинского шита и северо-восточном борту Днепровско-Донецкой впадины и создали весьма благоприятные условия для накопления значительной по мощности толщи прибрежно-морских песков с высокой концентрацией тяжелых минералов.

Терригенный материал поставлялся в прибрежную часть моря в основном реками или в результате абразии. Детальные литолого-фациальные и палеогеоморфологические исследования позволили нам и другим исследователям установить погребенные долины этого времени на многих участках Украинского шита. Долины имеют расплывчатые контуры, большую ширину и незначительную глубину. Сформированный в них аллювий часто обогащен титановыми, циркониевыми и другими тяжелыми минералами, образующими местами небольшие россыпи. Наиболее благоприятными для образования россыпей были приустьевые части рек и дельты.

Конкско-Ялынская впадина во второй половине позднего олигоцена была покрыта мелководным морем и служила областью интенсивной аккумуляции терригенного металлоносного материала, поставляемого реками с Приазовского массива. Формирование россыпей происходило в долинах рек, дельтах и прибрежной зоне моря в условиях преобладающего опускания территории Конкско-Ялынской впадины (Баранова и др., 1960).

В раннем и среднем миоцене Днепровско–Донецкая и Конкско–Яльнская впадины представляли собой пониженные аккумулятивные равнины, где в долинах рек, озерах и болотах шло накопление песков и песчаников верхнего горизонта полтавской серии. Формирование их происходило главным образом в результате размыва и перераспределения песчаных отложений среднего горизонта полтавской серии. На участках, где миоценовые реки размывали позднеолигоценовые титано–циркониевые россыпи, возникали новые россыпи (Зеленоярская и др.). Наличие металлоносных песков среднего горизонта полтавской серии создавало благоприятные предпосылки для образования в нижнем – среднем миоцене аллювиальных и аллювиально–озерных россыпей.

В позднем миоцене, по данным Г.И. Молякко (1960), В.Я. Дидковского и других, северо–западная и центральная части Украинского щита и почти вся Днепровско–Донецкая впадина представляли собой аллювиально–озерную и озерно–лагунную изменчивую равнину, в пределах которой шло образование толщи голубовато–серых и пестрых глин сармата. Развитие южной и юго–восточной частей щита в это время было тесно связано с геологической историей Причерноморской впадины. Опускание последней в раннем сармате вызвало трансгрессию моря, Борисфенский залив которого достиг широты Кривой Рог – Запорожье. После кратковременной регрессии в среднем сармате происходит дальнейшее значительное расширение залива в пределы щита. Через Конкско–Яльнскую впадину и депрессии в районе Большого Кривого Рога море проникло в юго–западную часть Днепровско–Донецкой впадины и на северо–восточный склон Украинского щита. Береговая линия его в максимум средне–сарматской трансгрессии проходила через Вознесенск – Кривой Рог – Вольные Хутора – Верховцево – Днепропетровск – Синельниково – Васильковка – Демурино. К югу от этой линии в районе Долинская – Софиевка – Соленое – Синельниково – Васильковка располагался архипелаг островов, сложенных кристаллическими породами докембрия и их корой выветривания. С севера к Борисфенскому заливу примыкала обширная приморская изменчивость, сложенная песчаными отложениями полтавской серии и служащая основной областью сноса терригенного материала в его прибрежную зону.

Наличие в непосредственной близости от Борисфенского залива крупных титано–циркониевых россыпей полтавского возраста на северо–восточном склоне щита (бассейн р. Самоткани и др.) и в Днепровско–Донецкой впадине предопределило формирование еще более крупных россыпей этого типа в прибрежной зоне этого залива. Образование их происходило большей частью на пляже под воздействием прибойного потока, вдольбереговых течений и волнения. Наиболее благоприятные условия для россыпеобразования были в конце трансгрессивного и в начале регрессивного этапов развития Борисфенского залива, на что указывает положение россыпей в толще отложений среднего сармата.

Таким образом, решающее значение для локализации россыпей имели тектонические движения и гидродинамический режим бассейнов седиментации. Длительное и многократное переотложение терригенного материала в прибрежных зонах в условиях слабых эпейрогенических движений способствовало глубокой дифференциации его по крупности и плотности, усреднению минерального состава и концентрации на отдельных участках тяжелых минералов.

## АБСТРАКТ

The Ukrainian shield, the Dniepro-Donetsk and Konka-Yalinka depressions are the major areas of the distribution of titano-zircon placers on the territory of the Ukraine belonging to Poltava and Sarmatian stages. They form two large placer zones; one of them is on the north-eastern slope of the Ukrainian shield another is on the north-eastern slope of the Dniepro-Donetsk depression. Morphology and composition of titano-zircon placers are relatively simple. They are mainly represented by banded formations, their strike being many times longer than their width. They consist of close-grained and rarely of fine-grained well sorted quartz sands with distinct horizontal, gently inclined and minute wave-like stratification caused by heavy minerals concentration. Following kinds of titano-zircon placers are distinguished: near-shore, deltaic near-shore, alluvial and alluvial-limnetic formations. The near-shore placers are of particular commercial importance.

Minerals which are most resistant to physical, chemical and mechanical destruction prevail in these placers. The mineral composition and typomorphic peculiarities of minerals show that their sources were represented by various magmatic and metamorphic rocks of the Ukrainian shield and particularly by their kaolin crusts of weathering. Secondary collectors - the oldest Palaeogene, and to a lesser extent, Mesozoic sedimentary rocks - played the leading role in their formation. Tectonic movements and hydrodynamic regime of water basins were also of great importance. The most favourable conditions for heavy minerals concentration and large placers formation existed in near-shore areas of late Oligocene and late Miocene seas.

## ЛИТЕРАТУРА

- Баранова Н.М., Молявко Г.І., Борисенко С.Т. Третинні відклади південно-східної частини України. Вид-во АН УРСР, 1960.
- Веклич М.Ф. Основные категории россыпей. - В кн.: Проблемы геологии россыпей. Магадан, 1970.
- Веклич М.Ф., Дядченко М.Г., Кондрачук В.Ю., Хатунцева А.Я., Цымбал С.Н. Этапы образования и вещественный состав россыпей. - В кн.: Геология россыпей. "Наука", 1965.
- Гурвич С.И., Болотов А.И. Титано-циркониевые россыпи Русской платформы и вопросы их поисков. "Недра", 1968.

- Жердева А.Н., Абулевич В.К. Минералогия Самотканского цирконо-рутило-ильменитового месторождения. – Минеральное сырье, 1960, вып. 1.
- Малышев И.И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. Госгеолтехиздат, 1957.
- Молявко Г.І. Неоген півдня України. Вид-во АН УРСР, 1960.
- Момджи Г.С. Титан. – В кн.: Металлы в осадочных толщах. "Наука", 1964.
- Полканов Ю.А., Кашкаров И.Ф. Физические свойства минералов титано-циркониевых песков и возможность их использования для решения некоторых генетических вопросов. – В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. "Наука", 1966.
- Пятнов В.И. Явления равнопадаемости в сарматских песках. – Науч. труды (Науч.-исслед. и проект. ин-т редкометаллич. промышл.), 1963, 10.
- Ремизов И.Н. Полтавская серия, ее строение и стратиграфическое положение. – В кн.: Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. Изд-во АН СССР, 1960.
- Ремизов И.Н., Бергер М.Г. Об условиях накопления миоценовых титано-циркониевых россыпей Днепровско-Донецкой впадины. – Докл. АН СССР, 1968, 182, № 4.
- Романов И.С. Титаноносность полтавских отложений средней части Днепровско-Донецкой впадины. – Геол. рудн. месторожд., 1961, № 3.
- Романов И.С. Условия образования и перспективы поисков циркониево-титановых россыпных месторождений в отложениях полтавской серии Днепровско-Донецкой впадины. – В кн.: Перспективы поисков полезных ископаемых в Днепровско-Донецкой впадине. Киев, "Наукова думка", 1974.
- Середа В.И., Игнаткин В.А., Веригин М.И. Силлиманитовые россыпи Среднего Приднепровья. – В кн.: Природные и трудовые ресурсы Левобережной Украины и их использование. Т. 6. "Недра", 1965.
- Цымбал С.Н. Титаноносность полтавских отложений Правобережного Приднепровья. – В кн.: Полезные ископаемые Украины. Киев, "Наукова думка", 1966<sub>1</sub>.
- Цымбал С.Н. Особенности вещественного состава титано-циркониевых россыпей Правобережного Приднепровья. – В кн.: Полезные ископаемые Украины. Киев, "Наукова думка", 1966<sub>2</sub>.
- Цимбал С.М., Бондар І.І. Будова міоценового алювіального розсіпу Придніпров'я. – Геол. журн. АН УРСР, 1966, 26, вып. 2.
- Цимбал С.М., Зелінська В.О., Сорочан О.А. Нова знахідка фауни в піщаних відкладах полтавської серії. – Геол. журн., 1965, 25, вып. 3.
- Эльянов М.Д., Даниленко Ю.Н., Игнаткин В.А., Середа В.И. Геология россыпей Среднего Приднепровья. – В кн.: Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. "Недра", 1964.

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие . . . . .	3
СТРАТИФОРМНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	
В.И. Смирнов. Согласные и секущие границы рудных тел стратиформных рудных месторождений . . . . .	5
Н.С. Скрипченко. Фациально-генетическая модель Pb-Zn-Ba ритмично-слоистых месторождений в флишоидах . . . . .	20
Г.Н. Шерба, И.П. Новохатский, С.Ш. Сейфуллин, И.В. Покровская. Главные типы стратиформных месторождений Казахстана. . . . .	33
А.Д. Щеглов. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения восточных районов СССР . . . . .	47
Г.А. Твалчрелидзе, В.И. Буадзе. Стратиформные месторождения цветных металлов, связанные с геосинклинальным вулканизмом (на примере Кавказа) . . . . .	56
Я.Н. Белевцев, Ю.П. Мельник. Аккумуляционно-биогеохимическая модель образования докембрийских железорудных формаций . . . . .	67
И.М. Варенцов. Геохимия переходных металлов в процессе формирования железо-марганцевых руд в современных бассейнах . . . . .	79
МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОКСИТОВ	
Г.Р. Кирпаль. Палеогеографические и фациальные особенности формирования промышленных типов месторождений бокситов СССР . . . . .	97
Д.Г. Сапожников. Структурно-тектоническая приуроченность латеритных бокситов в СССР . . . . .	110
А.П. Никитина. Условия формирования месторождений латеритных бокситов Европейской части СССР . . . . .	120
В.А. Теняков, М.В. Пастухова. Происхождение пизолитовых и тубулярных бокситов сверхгигантских месторождений типа Вейпы . . . . .	134
РОССЫПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	
Ю.Н. Трушков, Э.Д. Избеков. Эволюция россыпи . . . . .	147
Н.А. Шило, Ю.В. Шумилов. Механизм поведения золота в процессах формирования россыпей Северо-Востока СССР . . . . .	156
С.Г. Желнин, Ю.А. Травин. Сравнительные особенности геологии россыпей в новейших структурах Северо-Востока СССР . . . . .	169
Ю.П. Казакевич. Особенности россыпеобразования в рифтовых зонах . . . . .	177
Б.И. Прокопчук. Зональность размещения алмазных россыпей на древних платформах . . . . .	186
С.Н. Цымбал. Закономерности образования и вещественный состав титано-циркониевых россыпей Украины . . . . .	196

## CONTENTS

Foreword . . . . .	3
STRATIFORM DEPOSITS	
V.I.Smirnov. Concordant and discordant boundaries of ore-bodies of stratiform mineral deposits . . . . .	5
N.S.Skripchenko. Facial-genetic model of Pb-Zn-Ba rhythmic-bedded deposits in flischoids . . . . .	20
G.N. Shcherba, I.P. Novokhatski, S.Sh. Seiphullin, I.V. Pokrovskaya. Main types of the stratiform deposits of Kazakhstan . . . . .	33
A.D. Shcheglov. Stratiform lead and zinc deposits in the eastern regions of the USSR . . . . .	47
G.A.Tvalchrelidze, V.I.Buadze. Non-ferrous stratiform deposits which are connected with the geosynclinal volcanism (on an example of the Caucasus) . . . . .	56
Ya.N.Belevtsev, Yu. P.Melnik. Accumulation-biochemical pattern of the origin of the pre-Cambrian iron-ore formations . . . . .	67
I.M.Varentsov. Geochemistry of transitional metals in the process of ferromanganese ores formation in recent basins . . . . .	79
BAUXITE DEPOSITS	
G.R.Kirpal. Paleogeographical and facial peculiarities of formation of the commercial bauxite deposits in the USSR . . . . .	97
D.G.Sapozhnikov. Structural-tectonic controls of lateritic bauxites in the USSR . . . . .	110
A.P.Nikitina. Conditions for deposition of the residual bauxites in the European part of the USSR . . . . .	120
V.A.Teniakov, M.V.Pastukhova. Origin of pisolitic and tubular bauxites of super-gigantic deposits of the Weipa type . . . . .	134
PLACER DEPOSITS	
Yu.N.Trooshkov, E.D.Isbekov. Placer evolution . . . . .	147
N.A.Shilo, Yu. V.Shumilov. Mechanisms of behaviour of gold during placer formation processes in the North-East of the USSR . . . . .	156
S.G.Zhelnin, Yu. A.Travin. Comparative features of placer geology in the modern structures of the North-East USSR . . . . .	169
Yu.P.Kazakevich. Specific features of formation gold placers in rift zones . . . . .	177
B.I.Prokopchuk. Zonal distribution of diamond placers on ancient platforms . . . . .	186
S.N.Tsimbal. Formation regularities and mineral composition of titanio-zircon placers of the Ukraine . . . . .	196

## МИНЕРАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Утверждено к печати  
Национальным комитетом геологов СССР

Редактор Е.М.Камшилина  
Редактор издательства Т.А.Николаева  
Художник В.П.Покусев  
Художественный редактор С.А.Литвак  
Технический редактор Н.А.Посканная

Подписано к печати 13/II - 1976 г. Т-03439

Усл.печ.л. 13,5+0,5 вкл. Уч.-изд.л. 16,0

Формат 60x90 1/16, Бумага офсетная № 1

Тираж 1000 экз. Тип. зак. 841

Цена 1 р. 60 к.

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

1 р. 60 к.

1486

Система	Отдел	Ярус, серия, свита	Абсолютный возраст, млн. лет	Алмазоносная формация	Макроритм	Ступень	Подстадия	Звено	Генезис	Литология	Мощность, м		Основные черты палеогеографической обстановки	Скорость осадконакопления	График интенсивности колебательных движений	Эпоха проявления кимберлитового магматизма	Степень алмазоносности кимберлитов	Признаки алмазоносности терригенных толщ																																		
											формации, макроритма, стадии	продуктивных слоев (установленных и предполагаемых)																																								
Антропогенная	Плейстоцен		67	Кайнозойская			1		Аллювий	Пески, галечники, супеси, суглинки	0,5-5	Потепление	Континентальные условия					▲																																		
										Супеси, суглинки		Похолодание																																								
										Пески, галечники	1-5	Потепление						▲																																		
										Супеси, суглинки		Похолодание						▲																																		
										Пески, галечники	1-4	Потепление																																								
										Супеси, суглинки	35-120	Похолодание						★ ●																																		
										Пески, галечники	0,5-2	Потепление						★ ●																																		
										Супеси, суглинки		Похолодание																																								
										Пески, галечники	3-10	Потепление																																								
										Аллювий	Галечники, пески, глины	5-30						Континентальные условия с теплым климатом	■																																	
Меловая	Верхний	Волжский ярус	67-137	Мезозойская			VI		Аллювий	Пески, галечники, глины	2-150	Континентальные условия							■																																	
										Морские	Песчано-глинистые отложения	50-165							Устойчивый морской режим																																	
										Прибрежно-морские	Конгломераты	0,5-5,0							0,5-5,0	Трансгрессия моря	■ ● ○ ⊗																															
										Пески	170	Регрессия моря																																								
										Морские	Глины, пески	20							Устойчивый морской режим																																	
										Прибрежно-морские	Конгломераты, песчаники	0,5-30							0,5-2,0	Трансгрессия моря	★ ● ○																															
										Пески, глины	40-200	0,02							Регрессия моря	● ○																																
										Морские	Глины, пески	30-80							Устойчивый морской режим																																	
										Прибрежно-морские	Пески, глины, конгломераты	1-300							1,0-3,0	Трансгрессия моря, континентальные условия	★ ● ○																															
										Глины, пески, конгломераты	10-50	0,5-1,0							Регрессия моря, континентальные условия	● ○ ⊗																																
Юрская	Средний	Байос-ааленский ярус	137-195				IV		Аллювий	Пески, глины, конгломераты	1-300	1,0-3,0							★ ● ○																																	
										Глины, пески, конгломераты	10-50	0,5-1,0							Регрессия моря, континентальные условия	● ○ ⊗																																
										Морские	Глины, пески	30-250							Устойчивый морской режим	● ○																																
										Прибрежно-морские	Пески, глины, конгломераты	0,5-130							0,5-8,0	Трансгрессия моря	■ ● ○ ⊗																															
										Пески, конгломераты	10-185	0,2-5,0							0,2-5,0	Континентальный режим	★ ● ○ ⊗																															
										Глины, алевроиты, пески, галечники	10	10							10		▲ ● ○																															
										Глины, алевроиты, галечники, пески	35	35							35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	▲ ● ○																			
										Триас-нижнеюрская	Иреляжская свита												I		Континентальные	Глины, алевроиты, пески, галечники	10	10							▲ ● ○																	
																										Глины, алевроиты, галечники, пески	35	35							35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	▲ ● ○				
																										Пермская	Верхний								240-340	Палеозойская			II		Континентальные и прибрежно-морские	Пески, алевроиты, глины, галечники	650	Континентальный режим и трансгрессия моря							●	
Глины, пески, галечники	0,2-5,0	Континентальный режим	★ ● ○																																																	
Морские	Глины, песчаники	Регрессия моря																																																		
Континентальные и морские	Пески, алевроиты, глины, галечники, доломиты, гипсы	40-220	Континентальный режим, устойчивый морской климат	★ ● ○																																																
Континентальные и прибрежно-морские	Глины, щебни, галечники, конгломераты	До 30	0,5-12	Континентальный режим и трансгрессия моря	■ ● ○																																															
Карбон-нижнепермская							I		Континентальные				Пески, алевроиты, глины, галечники, доломиты, гипсы	40-220	Континентальный режим, устойчивый морской климат																																				★ ● ○	
													Глины, щебни, галечники, конгломераты	До 30	0,5-12																																				Континентальный режим и трансгрессия моря	■ ● ○
													Протерозойская	Верхний	Старореченская и томторская свиты; маастахская и туркутская свиты хорбусуонской серии венда																																				700-820	Докембрийская
										Верхнебилляхская толща билляхской серии среднего рифея	~1000	До 6-8							В конгломератах - алмазы с признаками древности в районе размыва последних																																	
										Мукунская серия, сыгнахтахская свита хорбусуонской серии нижнего рифея	~1500	3-5 и более							В аллювии рек, размывающих конгломераты, установлены алмазы с признаками древности																																	

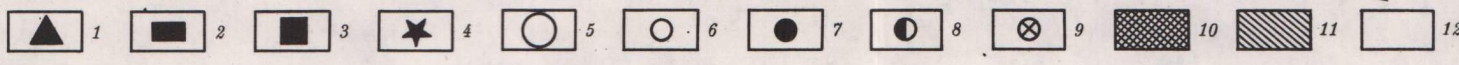


Рис. 1. Вертикальная зональность размещения алмазных россыпей в северо-восточной части Сибирской платформы  
 1 - алмазные месторождения; 2 - повышенные содержания алмазов в россыпях; 3 - бедные россыпи; 4 - единичные находки алмазов; 5-6 - количество минералов-спутников алмаза на 10-лит-

ровую пробу; 5 - более 500 зерен, 6 - менее 500 зерен; 7-9 - минералы-спутники алмаза: 7 - пироп, 8 - микроильменит, 9 - хромдиопсид; 10-12 - условия образования алмазных россыпей: 10 - благоприятные, 11 - благоприятные в исключительных случаях, 12 - неблагоприятные

Химический состав металлоносных осадков и железо-марганцевых конкреций и корок ряда современных бассейнов \*

Компоненты	Металлоносные осадки											Железо-марганцевые конкреции и корки***										
	Северная Атлантика, Исландское плато										восточные районы Тихого океана (1)	Тихий океан					океаны (7)			Балтийское море (8)		
	ст.1364 (15-АК)					ст.1363 (15-АК)						DSDP, рейс 5, скв. 37-39 (2)	ВТОП (3)	ВТОП (4)	впадина Бауэра (5)	глины, Тихий океан (6)	Атлантический	Тихий	Индийский	Финский залив	Рижский залив	Центральная Балтика
	глубина от поверхности осадка - интервал, см																					
	0-10	10-25	25-35	35-45	45-52	среднее	203-229	229-241	241-249**	среднее												
Fe <sub>вал</sub>	14,37	20,21	18,08	17,67	19,21	17,91	11,25	13,37	13,29	12,64	14,45	23,6	18,0	10,5	14,1	5,07	21,82	14,29	16,25	18,96	22,80	16,62
Mn <sub>вал</sub>	8,55	11,11	9,70	9,66	9,48	9,70	17,41	13,13	2,15	10,90	4,79	6,66	6,0	3,0	4,60	0,48	16,18	19,75	18,03	15,78	10,21	10,80
Mn/Fe	0,59	0,55	0,54	0,55	0,49	0,54	1,55	0,98	0,16	0,90	0,33	0,28	0,33	0,29	0,33	0,09	0,74	1,38	1,11	0,83	0,45	0,65
P <sub>вал</sub>	0,15	0,11	0,12	0,10	0,11	0,12	0,04	0,10	0,13	0,09	-	-	-	-	-	0,105	-	-	-	1,20	0,72	0,91
CO <sub>2</sub>	0,05	1,58	5,08	5,14	5,14	3,40	Нет	0,28	0,04	0,11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,38	2,41	1,07
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	50	-	-	16	55	32	13	102	-	-	-	17	23	25
Ni	>1000	>1000	>1000	1000	>1000	>1000	>1000	>1000	290	>763	440	636	430	675	820	211	2970	7220	5100	35	47	71
V	720	880	720	700	740	752	660	680	590	643	-	-	-	-	-	215	-	-	-	68	98	128
Cu	100	50	200	200	150	140	300	150	100	183	590	1070	730	960	910	323	1090	3660	2230	9	17	42
Co	>1000	>1000	800	640	660	>820	420	500	120	347	60	86	105	230	67	101	3090	3810	2790	96	64	100
Pb	82	-	-	-	-	-	-	-	-	-	90	-	-	-	-	68	-	-	-	9	245	16
Mo	>100	>100	>100	100	100	>100	>100	>100	300	>167	-	-	-	-	-	18	-	-	-	-	-	-
Zn	190	168	175	162	158	171	220	220	65	168	380	600	380	290	330	-	-	-	-	113	135	132

\*Содержание Fe, Mn, P, CO<sub>2</sub> - в вес.%; Cr, Ni, V, Cu, Co, Pb, Mo, Zn - в  $10^{-4}$  вес.%; определения по ст.1364, 1363 рассчитаны на воздушно-сухую навеску без учета терригенных и карбонатных примесей.

\*\*Уплотненный терригенный ил, интенсивно импрегнированный гидроокислами железа и марганца.

\*\*\*Среднее содержание.

1. Средний состав по материалам глубоководного бурения "Гломар Челленджер" (Cronan, 1973); пробы обрабатывались 50%-ной горячей HCl.
2. Средний состав металлоносных осадков Тихого океана (Dymond et al., 1973 и др.). DSDP, Восточно-Тихоокеанское поднятие по данным глубоководного бурения "Гломар Челленджер".
3. Гребень Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТОП), 12-14° ю.ш. (по Boström, Peterson, 1969).
4. Склоны Восточно-Тихоокеанского поднятия, 12-14° ю.ш. (по Boström, Peterson, 1969).
5. По Heath et al. (см. Dymond et al., 1973).
6. Средний состав (Cronan, 1969).
7. " " (Cronan, 1972<sub>1</sub>).
8. " " (Varentsov, 1973).