

Литология
и ПОЛЕЗНЫЕ
ИСКОПАЕМЫЕ

1964

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»



Главный редактор Н. М. СТРАХОВ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ, Б. М. ГИММЕЛЬФАРБ, Т. Н. ДАВЫДОВА, А. Г. КОССОВСКАЯ,
Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН, А. В. СИДОРЕНКО,
Л. М. СИБИРКИНА (ответственный секретарь), И. В. ХВОРОВА,
В. С. ЯБЛОКОВ (заместитель главного редактора)

Chief Editor N. M. STRAKHOV

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY, B. M. GIMMELFARB, T. N. DAVYDOVA, A. G. KOSSOVSKAIA,
G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN, A. V. SIDORENKO,
L. M. SIBIRKINA (Secretary), I. V. KHVOROVA,
V. S. YABLOKOV (Assistant Chief Editor)

ЖУРНАЛ ВЫХОДИТ ШЕСТЬ РАЗ В ГОД

Адрес редакции: Москва В-17, Пыжовский пер., 7, ГИИ АН СССР

ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

№ 1, 1964 г.
ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

СОДЕРЖАНИЕ

Н. М. Страхов. О проблемах и некоторых итогах изучения геохимии палеогенового марганцеворудного бассейна Юга СССР	3
Л. Е. Штеренберг, Л. А. Козьяр, В. Г. Морозова, Г. П. Гапочка, Г. Ю. Бутузова. О возрасте Чиатурского месторождения и его положении среди других месторождений Юга Европейской части СССР	11
И. М. Варенцов. К познанию условий образования Никопольского и других месторождений Южно-Украинского марганцеворудного бассейна	25
Г. Ю. Бутузова и Л. Е. Штеренберг. Распределение марганца и железа в хадумских отложениях Грузии	40
В. В. Калининко. Палеогеография майкопского бассейна Северного Кавказа и распределение в нем марганца и железа	56
Е. С. Тихомирова. Палеогеография и геохимия нижнеолигоценых марганцевосных отложений Мангышлака	75
И. М. Симанович. О постседиментационном преобразовании шокшинских кварцито-песчаников	93
М. Н. Смирнова. О некоторых особенностях распределения малых элементов в хадумских отложениях Терско-Кумского прогиба и Ставрополя	104

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Г. И. Бушинский, Р. Ш. Кутушева, З. Н. Шальнева. О возможности применения шлихового анализа для поисков бокситов, апатитов и фосфоритов	111
М. В. Корж. О фосфоритовых конкрециях в верхнеюрских отложениях Тобольского района Западно-Сибирской низменности	112
В. К. Головенко и Г. Ю. Пушкин. О находке докембрийских бокситов	114
Д. П. Хорошев. Особенности минералогии верхней зоны коры выветривания ультраосновных и основных пород Среднего Приднепровья	116
Н. В. Логвиненко и В. Г. Космачев. Об особенностях распределения химических элементов во флишевой таврической формации Крыма	118

ХРОНИКА

Совещание по литологии докембрийских метаморфических толщ. В. А. Соколов	121
Итоги VI Всесоюзного литологического совещания. Н. Г. Бродская	123
Библиография	126

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 1, 1964
JANUARY — FEBRUARY

CONTENTS

N. M. Strakhov. Problems and certain results in a study of the geochemistry of a Paleogene manganese ore basin in the south of the USSR	3
L. E. Sterenberg, L. A. Koziar, V. G. Morozova, G. P. Gapochka, G. Yu. Butuzova. Age of Chiatura manganese deposit and its position among other deposits in the south of the European part of the USSR	11
I. M. Varentzov. Establishment of formation conditions of Nikopol and other deposits in the South-Ukrainian manganese ore basin	25
G. Yu. Butuzova, L. E. Sterenberg. Distribution of manganese and iron in Khadumsk deposits of Georgia	40
V. V. Kalinenko. Paleogeography of Maikop basin, Northern Caucasus and the distribution there of manganese and iron	56
E. S. Tikhomirova. Paleogeography and geochemistry of Lower Oligocene manganese deposits of Mangyshlak	75
I. M. Simanovich. Post-sedimentation alteration of Shoksha quartzite-sandstones	93
M. N. Smirnova. Some specific features in the distribution of minor elements in Khadumsk deposits of Tersk-Kumy depression and the Stavropol area	104

SHORT NOTES

G. I. Bushinsky, R. Sh. Kutusheva, Z. N. Shalueva. On the possibility of using panning analysis in a search for bauxites, apatites and phosphorites	111
M. V. Korzh. On phosphoritic concretions in Upper Jurassic deposits of Tobolsk region on the West-Siberian lowland	112
V. K. Golovenok, G. Yu. Pushkin. On a find of Precambrian bauxites	114
D. P. Khorosheva. Specific features in the mineralogy of the upper zone of the crust of weathering of ultrabasic and basic rocks in Middle Dnieper area	116
N. V. Logvinenko, V. G. Kosmachev. Specific features in the distribution of chemical elements in the Tauric flysch formation of the Crimea	118

CURRENT NEWS

Conference on the lithology of Precambrian metamorphic strata. By V. A. Sokolov	121
Results of the VI th All-Union Lithological Conference. By N. G. Brodskaya	123
Bibliography	126

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Т-03417 Подписано к печати 25/11-1964 г. Тираж 1050 экз. Зак. 6014
Формат бумаги 70×108¹/₁₆ Бум. л. 4 Печ. л. 11,2+1 вкл. Уч.-изд. л. 12,5

УДК 553.32

О ПРОБЛЕМАХ И НЕКОТОРЫХ ИТОГАХ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОХИМИИ ПАЛЕОГЕНОВОГО МАРГАНЦЕВОРУДНОГО БАССЕЙНА ЮГА СССР

Н. М. СТРАХОВ

Излагаются пять основных проблем геохимии марганцеворудного бассейна и результаты работ по первым двум из них.

1. ОБЩИЕ СООБРАЖЕНИЯ

Геохимия рудоносных водоемов гумидных зон еще только начинает изучаться, и нет еще ни разработанной программы такого рода исследований, ни соответствующей методики. Работы, поставленные в 1960 г. в Геологическом институте АН СССР, имели своей задачей заполнить этот пробел в осадочно-геохимической науке и на примере палеогенового марганцеворудного бассейна Юга СССР наметить как основную проблематику геохимии рудных бассейнов вообще, так и методы ее реализации.

Выбор в качестве объекта марганцеворудного палеогенового южно-русского бассейна был сделан по двум соображениям. Во-первых, это достаточно крупный водоем, расположенный к тому же в разнообразных тектонических и физико-географических условиях, водоем, в осадках которого накопилось колоссальное количество марганцевых руд. По интенсивности рудного процесса это самый крупный из марганцеворудных водоемов за всю послепалеогенскую историю Земли. В нем марганцеворудный процесс проявился по крайней мере в пяти удаленных друг от друга и разных по физико-географическим условиям участках: у Варны, Никополя, Чиатур, на р. Лабе и на Мангышлаке. Поэтому можно было надеяться, что именно на этом объекте полнее, чем на любом другом, удастся раскрыть специфику и механизм осадочного марганцеворудного процесса вообще. Во-вторых, отложения палеогена достаточно молодые, хорошо сохранились от последующего размыва и вместе с тем, будучи перекрыты обычно маломощным чехлом более новых осадков, особенно в рудных полях, не испытали в уловимой степени воздействия процессов катагенеза. Черты пород, возникшие в седиментогенезе и диагенезе, здесь сохранились почти в неприкосновенности. Более ярко воздействие гипергенных процессов, но оно проявляется строго локально и легко снимается, так что его осложняющее действие в данном случае без труда распознается и не затемняет существенно черт, первично свойственных марганцевым рудам и вмещающим породам.

В целом, следовательно, отложения палеогенового марганцеворудного бассейна представляют собою почти лабораторный объект для изучения геохимии такого рода водоемов, и выводы, на нем получен-

ные, будут иметь несомненно гораздо более общее значение, чем выводы на любом другом марганцеворудном водоеме, существовавшем в послеальгонгкской истории Земли.

В чем же сущность геохимических проблем его исследования?

II. ПРОБЛЕМЫ ГЕОХИМИИ ПАЛЕОГЕНОVOГО МАРГАНЦЕВОРУДНОГО БАСЕЙНА ЮГА СССР

Одна из самых важных проблем заключается в выяснении связей между наличием в бассейне огромного марганцевого оруденения и величинами рассеянных концентраций марганца как в породах, непосредственно вмещающих руду, так и в отложениях за пределами рудного поля, иначе говоря, во всех типах пород бассейна, синхроничных рудному процессу. Вообще говоря, эти связи могут мыслиться двояко. Можно думать, например, что марганцеворудные растворы, обусловившие появление месторождения, не полностью разгрузались в пределах рудного поля. Неосевший остаток марганца рассеивался в пределах водоема в целом и вызывал появление повышенных против кларка содержаний марганца во всех типах пород этого водоема. Но можно представлять себе дело и так, что рудные растворы, поступавшие в бассейн, практически полностью разгрузались в пределах рудной зоны и ограниченной по размерам переходной полосы, за пределами которой содержания рассеянного марганца поэтому держатся на строго кларковом уровне.

Решение этого вопроса имеет не только познавательный (теоретический), но и большой практический интерес. В самом деле. Допустим, что справедлива первая точка зрения. Тогда, изучая любой разрез отложений древнего бассейна и найдя в нем отрезок, явно обогащенный марганцем, мы знаем, что где-то и в пределах площади, занятой осадками этого бассейна, существует марганцевое оруденение, которое и следует искать. Иными словами, изучение рассеянного марганца в отложениях какого-либо бассейна может стать поисковым методом для обнаружения еще неизвестных месторождений марганца в его отложениях. Но если верна вторая из названных выше концепций, тогда, очевидно, использовать этот прием нельзя, за исключением того редкого случая, когда исследователь изучает распределение марганца в зоне перехода от месторождения к области рассеянных кларковых величин марганца.

Таким образом, первой проблемой геохимии палеогенового марганцеворудного бассейна Юга СССР является выяснение того, как далеко за пределами собственно рудных полей чувствуется внос в бассейн марганцеворудных растворов.

Другой проблемой, вытекающей из первой и ее существенно расширяющей, является изучение палеогеографической специфики тех участков водоема, на которых локализовался марганцеворудный процесс, а также водосборных территорий и пород на них, которые питали бассейн рудными растворами. По этому поводу в литературе, как известно, уже существуют достаточно определенные представления; в частности, считается, что руды марганца, как и железа, локализуются в прибрежной зоне моря с достаточно изрезанной береговой линией, с островами и западинами между ними. Нужно сказать, однако, что если для руд железа такая ситуация для рудных участков точно установлена большим количеством палеогеографических карт, то для руд марганца она принимается скорее по аналогии с рудами железа, чем по данным палеогеографических карт марганцеворудных бассейнов, поскольку таких

карт до самого последнего времени не было. Как увидим ниже, изучение палеогенового марганцеворудного бассейна позволяет в значительной мере заполнить этот пробел.

Во всех породах — магматических, осадочных, метаморфических — марганец всегда присутствует одновременно с железом, причем в количествах, много меньших последнего. Стало быть, когда на водосборных площадях мобилизуется марганец, надо полагать, что одновременно происходит мобилизация и железа, и оба они вместе вносятся в марганцеворудный бассейн. Но тогда встают вопросы: наблюдаются ли в этом бассейне, наряду с высокими концентрациями марганца, также и высокие содержания железа? Насколько велики они? Как пространственно соотносятся они с марганцеворудными полями? Ни на один из этих, как будто элементарных, вопросов до сих пор достоверного ответа в литературе получить нельзя. Они просто не изучены. Между тем совершенно очевидно, что механизм образования осадочных марганцевых руд не может быть правильно понят без чисто фактического и подробного разъяснения соотношений между геохимической историей марганца и железа в марганцеворудном бассейне. Этот вопрос и является третьей проблемой исследования геохимии палеогенового марганцеворудного бассейна Юга СССР.

В настоящее время известно, что марганцевые руды, равно как и вмещающие породы, включают в себе, наряду с $Mn-Fe$, еще длинный ряд малых элементов: $Mo, Ba, V, Cr, Ni, Co, Cu, Zn, Pb$ и другие. Но остается не выясненной целая серия вопросов касательно этих элементов. Одинаковы ли набор и количества микроэлементов в разных фациально-геохимических типах руд, в частности в первично окисных и карбонатных? В одном и том же типе — остаются ли содержания микроэлементов одинаковыми (или близкими) в оолитах, пизолитах, конкрециях и в цементирующей их рудной массе или же здесь имеют место постоянные отличия? Насколько сходен или различен набор микроэлементов в рудах и во вмещающих породах? Каковы кларки концентраций этих элементов в рудах сравнительно со вмещающими породами? Наконец, одинаковы ли наборы и количественные содержания микроэлементов в разных месторождениях одного и того же марганцеворудного бассейна, например в Никополе, в Чиатурах, на Лабе и Мангышлаке? Иначе говоря, что определяет набор микроэлементов в марганцевых рудах — физико-химические свойства главного рудообразующего компонента или характер питающей провинции? Если и то и другое, то что имеет большее значение? Ни на один из этих вопросов в литературе пока что нет ответа. Они также не изучены. Между тем многие из них имеют не только познавательный — теоретический, но и практический интерес, так как содержание микроэлементов несомненно отражается на качестве руд.

Последняя крупная геохимическая проблема заключается в выяснении относительной роли процессов седиментогенеза и диагенеза в формировании современных марганцевых руд палеогенового бассейна. Еще в 1953 г. мною было указано, что диагенез в истории марганцевых руд не только создает их минералого-петрографический облик, но и способствует повышению концентрации марганца в тех оолитах, конкрециях и линзах, из которых состоит рудный пласт; количественных оценок этой аккумулялирующей роли диагенетического перераспределения марганца, однако, тогда дать не удалось. Этот пробел отчасти был восполнен В. И. Грязновым для Никопольского месторождения (1960). Но его оценки мне представляются сейчас сильно заниженными, почему весь вопрос нуждается в пересмотре.

Нетрудно видеть, что очерченные проблемы геохимии палеогенового марганцеворудного бассейна Юга СССР не являются специфическими для этого бассейна. Они касаются всех вообще водоемов, накапливающих руды марганца. Больше того, их можно считать как бы типовыми проблемами геохимического исследования любого бассейна гумидной зоны, накопившего руды $Al - Fe - Mn - P$ и даже микроэлементов. Специфика южнорусского палеогенового моря заключается лишь в том, что оно представляет исключительно благоприятные условия для достоверного ответа на поставленные вопросы.

Выполнение изложенной программы применительно к палеогеновому марганцеворудному бассейну Юга СССР велось в Геологическом институте АН СССР под моим руководством литологами Г. Ю. Бутузовой, И. М. Варенцовым, В. В. Калининко, Е. С. Тихомировой и Л. Е. Штеренбергом. Пока что работы касались лишь трех первых из названных выше проблем. Результаты по каждому из месторождений излагаются ниже в статьях названных авторов. Я же коснусь здесь вкратце лишь самых главных выводов, представляющих общегеохимический интерес.

III. О НЕКОТОРЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ МАРГАНЦЕВОРУДНОГО ПРОЦЕССА

Рассмотрение карт распределения марганца с полной очевидностью показывает, что за пределами собственно рудных полей и неширокой переходной зоны и в Никополе, и в Чиатурах, и на Мангышлаке, и на Лабе располагаются огромные площади нижнеолигоценых отложений, в которых содержания марганца находятся строго на кларковом либо даже на более низком уровне. Таким образом, для нижнеолигоценого бассейна Юга СССР теперь доказано, что марганцеворудный процесс в нем был явлением локальным, ограниченным весьма небольшими участками, за пределами которых действие рудных растворов прекращалось, и потому породы не показывают признаков обогащения марганцем. Иначе говоря, даже при столь огромных накоплениях рудного марганца, какие установлены в нижнеолигоценом бассейне и которые (до размыва месторождений) исчислялись величинами порядка $2 \cdot 10^9$ т марганца, влияние рудного процесса на содержание этого элемента в отложениях всего бассейна как целого отсутствует.

Встает вопрос: являются ли такие соотношения специфической особенностью именно олигоценного моря Юга СССР или же это только частное проявление общей закономерности марганцеворудного процесса?

В недавно опубликованной работе Л. Е. Штеренберга (1963) о палеоолигоценых марганцевых рудах Северного Урала отчетливо показано, что за пределами всех изученных шести месторождений (Полуночное, Марсяты, Екатериненское и др.) содержания марганца в отложениях того же возраста, что и руды, находятся строго на кларковом уровне. Е. А. Соколова (1961), изучавшая распределение марганца в породах, вмещающих Усинское месторождение (Ст₁, Кузнецкого Алатау), обнаружила, что на небольшом расстоянии от рудного тела содержания марганца опускаются до типично кларкового уровня во всех типах пород и затем на огромных площадях держатся на этом уровне. То же самое обнаружено ею (Соколова, 1963) и на ордовикском марганцеворудном месторождении Тахта-Карача в Средней Азии. Эти примеры позволяют, мне кажется, утверждать, что в морских водоемах наличие на одной-двух и даже более ограниченных площадях марганцевого оруденения, даже крупного, не оказывает никакого влияния на количества рас-

сеянного марганца в отложениях, возникших за пределами месторождений и переходных от них полос. Вне последних концентрации марганца находятся на строго кларковом уровне или даже более низком.

Существенно иначе обстоит дело в бассейнах небольшого и очень малого размеров, например, в озерах. Весьма показательны в этом отношении оз. Пунус-Ярви в Карелии. Вдоль северо-западного берега его на мелководье протягивается полоса железо-марганцевых руд; содержание железа в них достигает 15—20, содержание марганца — 33%. В остальной же части озера средние содержания марганца в песках составляют 0,11, в алевритах — 0,21, в глинистых илах — 0,44%. Как видим, здесь наличие рудного процесса ярко сказалось и на содержаниях марганца в осадках вне рудного поля — они резко выше кларковых. Это и естественно. Ведь всякое рудное поле оконтуривается более или менее широкой переходной полосой, которая обычно в несколько раз шире собственно рудной зоны. При больших размерах водоема он может целиком уместиться в пределах этой переходной зоны, и тогда окажется, что рудный процесс влияет на содержание марганца вне собственно рудной зоны. Именно так и обстоит дело в Пунус-Ярви.

Все это означает, что соотношения между рудными накоплениями марганца и рассеянными содержаниями его в безрудных фациях зависят от размеров водоема. У огромных морских бассейнов наличие даже колоссальных рудных накоплений на отдельных участках дна не сказывается на содержаниях марганца за пределами рудных полей и переходной зоны. У водоемов малых, прежде всего озерных, но также, вероятно, и небольших морских, наличие марганцевого рудного накопления на одном из участков дна вызывает повышение содержания марганца во всех типах отложений за пределами рудного поля просто потому, что водоем в целом умещается в границах переходной зоны.

Чрезвычайный интерес вызывает вопрос о содержаниях марганца в безрудных породах, подстилающих рудное тело и перекрывающих его, т. е. в разрезе марганцеворудного региона.

В Никопольском месторождении, по данным В. И. Грязнова, «мергели, мергелистые глины и алевриты киевской свиты в районе Малой Белозерки содержат от 0,23 до 1,70% марганца. Среднее значение из четырех образцов составляет 0,80% марганца, что в восемь раз превышает кларк марганца в земной коре. Если учесть, что мощность киевских отложений измеряется несколькими десятками метров и распространены они в Причерноморской полосе широко, то даже при таком небольшом процентном содержании общее количество марганца, сосредоточенное в породах киевской свиты, очень велико... В пределах Больше-Токмакского месторождения и к западу от него надрудные глины содержат в среднем 0,5% (от 0,15 до 0,84%), а в районе Малой Белозерки — в среднем 0,27% марганца (от 0,15 до 0,41%). Таким образом, в надрудных глинах также сосредоточено значительное количество марганца, но он находится в рассеянном состоянии» (Грязнов, 1960, стр. 170). Поскольку содержания марганца в киевских и надрудных слоях резко выше кларковых, мы вправе рассматривать их в качестве эмбриональной, зачаточной стадии рудного процесса. Но в таком случае получится, что марганцеворудный процесс на Украинском массиве, вообще говоря, начался задолго до формирования собственно Никопольского месторождения и закончился долгое время спустя образованием никопольских руд. Этот длительный марганцеворудный процесс, однако, большую часть времени своего существования был выражен слабо, зачаточно, эмбрионально и только на краткий отрезок нижнего олигоцена, как бы вспыхнув, приобрел огромную силу.

В других нижнеолигоценовых месторождениях Юга СССР мы обнаруживаем аналогичные соотношения. Так, Л. Е. Штеренбергом и другими было показано, что на Грузинской глыбе вблизи Чиатур слабо выраженные накопления марганца разного генезиса, в том числе и осадочного, имели место еще в верхнемеловое и эоценовое время, с одной стороны, и в верхнем майкопе, с другой. Стало быть, и здесь марганцеворудный процесс был растянут на длинный промежуток времени, но был по большей части очень слаб, эмбрионален и только в хадумское время резко вспыхнул, дав Чиатуры. На Лабе слабая марганцовистость отложений зафиксирована В. В. Калининко в разрезе хадума, т. е. много раньше возникновения собственно лабинских руд. На Мангышлаке, по данным Е. С. Тихомировой, слабая марганцовистость пород отмечается в так называемой голубой свите, подстилающей рудную. Таким образом, можно сказать, что во всех регионах олигоценового оруденения процесс был длительным; он в зачаточной форме существовал здесь задолго до формирования собственно рудного горизонта и закончился много позже. Иначе говоря, интенсивное накопление руд повсеместно в марганцеворудном бассейне было только кратковременной резкой интенсификацией длительно протекавшего вялого эмбрионального рудного процесса. При этом геохронологически резкое обострение рудообразования в Никополе, Чиатурах и Мангышлаке было несколько неодновременно, хотя и не слишком сильно отстояло во времени; существенно отлично хронологически было только рудоотложение на Лабе.

К сожалению, почти нет соответствующих наблюдений над распределением марганца в разрезах других марганцеворудных бассейнов. Но в североуральских месторождениях, как показал Л. Е. Штеренберг, эмбриональный рудный процесс также проявился как в более древних (верхнемеловых), так и в более молодых, но еще палеоценовых отложениях. Здесь, следовательно, повторяется то же, что и в нижнеолигоценовых месторождениях Юга СССР.

Мне кажется поэтому возможным уже сейчас принять, что марганцеворудный процесс при образовании всех вообще осадочных руд марганца был длительным во времени, но пульсирующим. В течение большей части времени своего существования он протекал достаточно слабо, эмбрионально, но в отдельные краткие моменты резко обострялся, и тогда формировались месторождения. Но несомненно, однако, что в гораздо большем количестве случаев сильных обострений процесса не было, и самое наличие эмбрионального марганцевого рудообразования фиксировалось только некоторой повышенной марганцовистостью пород обычного типа.

Такое понимание марганцеворудного процесса теснее связывает формирование марганцевых руд с общим ходом осадконакопления в морских водоемах и лишает рудообразование той экзотичности, какая ему обычно придавалась, нередко придается и сейчас.

В каких же тектонических и палеогеографических условиях происходило в водоемах формирование марганцевых руд? Материалы по олигоценовым рудам Юга СССР дают на этот вопрос совершенно отчетливый ответ.

Никопольское месторождение возникло на склоне Украинского кристаллического щита в полосе островного моря на фоне малых темпов терригенной седиментации, а также более вялого, чем в других местах, гидродинамического режима, что сказалось в усиленном накоплении тонкозернистых частиц. Чиатурские руды формировались на относительно стабильной Грузинской глыбе, в длинных и узких проливах со сдвж-

ными очертаниями береговой линии, протягивавшихся от современного Черного до Каспийского моря; внутри проливов руды приурочены главным образом к двум заливообразным углублениям береговой линии. Рудообразование шло на фоне замедленного терригенного осадкообразования.

Лабинское месторождение локализовано на эпигерцинском относительно стабильном Адыгейском блоке, причем дельтовая область с севера была, вероятно, ограничена поднятиями, отмелями или островами. Скорость осадочного процесса здесь была выше, чем в предыдущих случаях, но все же меньше, чем в центральной части расположенного севернее бассейна. Наконец, Мангышлакское месторождение возникло на эпигерцинской платформе в заливе между двумя антиклинальными структурами, на фоне медленной седиментации.

Как видим, в нижнеолигоценовом марганцеворудном бассейне в классически ясной форме проявляются все те черты палеотектонического и палеогеографического режима, какие характерны для рудообразования гумидной триады (Al — Fe — Mn) вообще (Страхов, 1948, 1954, 1960). До сих пор, однако, эти особенности в наиболее яркой форме были установлены в истории накопления оолитовых гидрогетит — шамозит — сидеритовых руд и на марганцевые руды распространялись главным образом по аналогии. Марганцеворудный процесс в олигоценовом бассейне подтверждает правильность этой аналогии. Он дает как бы модель, помогающую понять условия накопления более древних и потому хуже сохранившихся осадочных марганцевых руд.

Отметим еще любопытную деталь палеогеографии участков формирования марганцевых руд. Острова, питавшие бассейн рудными растворами, были заведомо незначительными или даже очень малыми по площадным размерам. Это наглядно видно на схемах, приведенных в статьях этого номера журнала. Стало быть, и речки, переносившие рудные растворы, должны были быть также крайне незначительными. Здесь в классически четкой форме осуществлена та малая длина питающих речных артерий, которая неоднократно выставлялась мной в качестве необходимого условия для возникновения Al — Fe — Mn руд именно бассейнового — морского типа. При постепенном удлинении речных водотоков рудообразование начинает совершаться уже в пределах речной долины (руды аллювиального типа, известные пока у железа).

Очень своеобразно складываются соотношения между марганцем и железом. При наличии резко выраженного интенсивного накопления марганцевых руд железные руды на всей огромной площади нижнеолигоценового бассейна отсутствуют. На подавляющей части площади моря железо во всех типах пород находится на кларковом уровне. И только в ограниченном числе мест оно накапливается в количествах, слегка превышающих кларковые, что можно рассматривать как зачаточное проявление железорудного процесса. Это — глауконитовые кварцевые пески Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины, отдельные очень небольшие участки марганцевой руды в Закавказье. Около Лабинского, Чиатурского, Мангышлакского месторождений и в самих рудах железо кларковое. Таким образом, резко выраженный марганцеворудный процесс в нижнеолигоценовом бассейне не находит своего эквивалента в виде столь же резко выраженного железорудного процесса. Он сочетается здесь в подавляющем большинстве случаев с чисто кларковым процессом или (редко) с зачаточным едва намеченным железорудным.

Такие соотношения не являются специфической особенностью ниж-

неолигоценового бассейна, но проявляются и в других. Так, в палеоценовом бассейне Северного Урала вдоль полосы марганцевых месторождений железных руд нет вовсе. Железо во вмещающих и замещающих породах строго кларковое; в подавляющем большинстве рудных участков — то же; и только на крайнем юге, в Колинском участке вблизи массивов ультраосновных пород железо заметно повышено против кларка; здесь резко выраженный марганцеворудный процесс сочетается с зачаточным, слабо выраженным железорудным (Штеренберг, 1963). Аналогичные соотношения наблюдаются и на юге Усинского месторождения (Варенцов, 1961).

Мы можем поэтому уже сейчас утверждать, что марганцеворудный процесс всегда сочетается либо с кларковым у железа (чаще всего), либо с зачаточным железорудным (редко), причем этот последний проявляется частью на площадях самого марганцеворудного процесса, частью же вне их, на соседних или даже удаленных участках бассейна.

О чем говорит эта закономерность? Несомненно о том, что при возникновении марганцевых руд происходит резкое отделение марганца от железа. Но осуществляется оно не в самом рудном бассейне, как часто думают, а на водосборных площадях и прежде всего в коре выветривания материнских пород.

Мы ограничимся пока констатацией изложенных основных, эмпирически найденных, закономерностей марганцеворудного процесса в нижнеолигоценовом бассейне Юга СССР. Анализ механизма процесса будет дан после окончания работ по вещественному составу руд.

ЛИТЕРАТУРА

- Варенцов И. М. О геохимии Усинского марганцевого месторождения в Кузнецком Алатау (О распределении Mn, Fe, P, CaO, MgO, Al₂O₃, SiO₂ и S в рудоносной толще Усинского месторождения карбонатных марганцевых руд). Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 70, 1962.
- Грязнов В. И. Закономерности размещения марганцевых руд на территории Украинской ССР. В сб.: Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах, Изд-во АН УССР, ч. 2, 1960.
- Соколова Е. А. Положение Усинского марганцевого месторождения в отложениях нижнего кембрия хребта Кузнецкий Алатау. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1961.
- Соколова Е. А. Формационная характеристика и генезис марганцевого месторождения Тахта-Карача (Зеравшанский хребет). Литология и полезн. ископ., № 3, 1963.
- Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 73, 1948.
- Страхов Н. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. Изд-во АН СССР, 1954.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 2, Изд-во АН СССР, 1960 (1962 2-е изд.).
- Штеренберг Л. Е. Очерк геохимии североуральских марганцевых месторождений. В сб.: Геохимия осадочных месторождений марганца. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 97, 1963.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
5.XI.1963

УДК 553.32(479.22)

О ВОЗРАСТЕ ЧИАТУРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ЕГО ПОЛОЖЕНИИ СРЕДИ ДРУГИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮГА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

**Л. Е. ШТЕРЕНБЕРГ, Л. А. КОЗЯР, В. Г. МОРОЗОВА,
Г. П. ГАПОЧКА, Г. Ю. БУТУЗОВА**

Хадумский возраст Чиатурского месторождения устанавливается на основании микрофаунистического и спорово-пыльцевого анализов марганцевосных отложений. Образование марганцевых месторождений Юга СССР совпадает со сменой климатических условий от субтропических к несколько более холодным, слабо ксерафитизированным.

1. ВВЕДЕНИЕ

Одной из наиболее крупных проблем геохимии марганцеворудного процесса, которая может быть разрешена совместными усилиями стратиграфов и литологов, является выяснение положения отдельных месторождений внутри так называемых металлогенических эпох.

Рассматривая железорудные фации и их аналогии в истории Земли, Н. М. Страхов (1947) указал, что, несмотря на свою относительную кратковременность, железорудные эпохи только «издали», в первом приближении кажутся единными промежутками времени, когда происходит непрерывное образование руд. При более детальном изучении оказывается, что любая железорудная эпоха состоит из большего или меньшего числа моментов, когда железонакопление происходит, и разделяющих их промежутков, когда оно приостанавливается.

Это положение касается гипергенного рудообразования вообще (железо, марганец, алюминий и др.).

Согласно данным А. Г. Бетехтина (1936, 1937, 1944, 1946), Хоу Дэ-фын и Е Лянь-цзюнь (Hou Te-fend a. E Lien-tsun, 1957) и ряда других исследователей, в истории марганцеворудного накопления выделяется ряд металлогенических эпох, приурочивающихся к докембрию, кембрию, силуру, девону, перми и третичному периоду.

Особое место по распространению и запасам руд занимает третичная эпоха, к которой относятся Никопольское, Чиатурское, Мангышлакское и другие марганцевые месторождения Юга европейской части СССР.

Стратиграфическое положение Никопольского месторождения в значительной степени уточнено благодаря исследованиям Ю. Б. Басса (1941), М. Ф. Носовского (1956, 1963), В. И. Грязнова и Ю. И. Селина (1959), Ю. И. Селина (1960, 1961, 1962), В. В. Коралловой (1963), Г. П. Гапочки (1963) и других. Имеются работы, посвященные определению возраста Лабинского (Калиненко и Швембергер, 1963) и Мангышлакского (Ливеровская, 1960; Мерклин, Морозова и Столяров, 1960; Козяр и Столяров, 1962; Тихомирова, 1964) месторождений.

Значительно хуже обстоит дело с Чиатурским и рядом других марганцевых месторождений Закавказья (Шкмери, Колоси-Блаше и др.), где рудный горизонт и замещающие его отложения в отличие от указанных выше месторождений не содержат фаунистических остатков, позволяющих точно датировать их возраст. Находки скелетов сирен *Halitherium aff. schinzi* Каур. дали возможность В. В. Богачеву (1929) отнести Чиатурское месторождение к олигоцену. По А. Г. Бетехтину (1936, 1937, 1944), образование марганцевых руд происходило в нижнем олигоцене. А. Г. Авалиани (1958) по ряду геологических соображений относит месторождение к нижнему олигоцену, присоединяясь в этом вопросе к А. Г. Бетехтину.

Перед нами стояла задача уточнить возраст Чиатурского и некоторых других месторождений Закавказья и сравнить его по литературным данным с возрастом Никопольского, Лабинского и Мангышлакского месторождений и тем самым решить основной вопрос о стратиграфическом положении последних внутри олигоценовой металлогенической эпохи.

Для выяснения возраста Закавказских месторождений нами был вначале изучен опорный разрез эоценовых и майкопских отложений, вскрытых скв. 11, пробуренной Дзирульской геологоразведочной партией, в районе устья р. Черат-Хеви на площади Грузинской глыбы, вблизи юго-восточных выходов пород Дзирульского массива. По этому разрезу произведено расчленение на основе комплексного изучения остатков микрофауны, спор и пыльцы, а затем с этим разрезом были сопоставлены спорово-пыльцевые комплексы из подрудных, рудных и надрудных отложений в месторождениях Чиатуры, Шкмери и Колоси-Блаше.

2. БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА НИЖНЕМАЙКОПСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (СКВ. 11, АГАРСКИЙ РАЙОН)

Изучение распределения остатков фораминифер, спор, пыльцы и планорбелл дало возможность в разрезе нижнемайкопских и подстилающих их верхнеэоценовых отложений, вскрытых скв. 11, выделить ряд зон (снизу).

Верхнеэоценовые слои

Зона *Bolivina antegressa*. Отложения верхнего эоцена представлены голубовато-серыми мергелями (пачка 1), в нижней части песчанистыми, заключающими обломки моллюсков и обугленные растительные остатки. Вскрытая мощность пачки мергелей — 5 м (таблица).

В мергелях обнаружен обильный и разнообразный комплекс фораминифер зоны *Bolivina antegressa*, в составе которого определены *Bolivina nobilis* Hantk., *Uvigerina jacksonensis* Cush., *Baggina iphigenia* (Samoil.), *Bulimina sculptilis* Cush., *B. aksuatica* Moroz., *Plectofrondicularia striata* (Hantk.), *Dentalina* sp., *Nodosaria* sp., *Globigerinoides conglodatus* (Brady), *Globigerina aff. bulloides* Orb., *G. aff. triloba* Reuss, *Anomalina granosa* (Hantk.), *Cibicides oligocenicus* Samoil., *C. ex. gr. lobatulus* (Walk. et Jac.), *Discorbis* sp.

Приведенный выше комплекс видов фораминифер позволяет считать эти отложения синхронными осадкам зоны *Bolivina antegressa* верхнефораминиферовых слоев Западного и Центрального Предкавказья, из которых фораминиферы изучались Н. Н. Субботиной (1934, 1938, 1953, 1960)¹. Следует отметить, что комплекс видов фораминифер, обнару-

¹ Зона *Bolivina antegressa*, описанная Н. Н. Субботиной (1934) в Предкавказье под названием «зона *Bolivina*», в 1955 г. была названа В. Г. Морозовой (1959) именем вида *Bolivina antegressa* Subb.

Расчленение отложений майкопской серии Черат-Хевн района (скв. 11) по фораминиферам и спорово-пыльцевым комплексам

Кавказская стратиграфическая схема	Зона по фораминиферам (по В. Г. Морозовой)	Спорово-пыльцевой комплекс (по Л. А. Козяру)	№ пачки	№ образца	Литологический состав	Остатки микрофауны	Остатки спор и пыльцы	
Нижний майкоп	Верхняя часть нижнего майкопа	Аналог зоны <i>Saucasina schischkinskyaе</i>	Цимлянский	7	502	Глины известковистые темно-серые, с тонкими прослоями тонкозернистых песчаников, 13 м	Рыбья чешуя (в песчаниках)	Цымлянский спорово-пыльцевой комплекс. Голосеменные (до 25%): сем. Pinaceae (роды Pinus, Picea, Cedrus), сем. Taxodiaceae (роды Taxodium, Sequoia — до 25%), роды Podocarpus, Ephedra
					503			
					504			
	505							
	506							
	Нижняя часть нижнего майкопа	Зона <i>Globigerina officinalis</i>	Хадумский	6	507	Глины известковистые с тонким (2 см) пропластком мергеля, заключенным в прослое 10 см тонкозернистого песчаника, 14,5 м	Многочисленные Planorbella (в пропластке мергеля) и Ostracoda (в прослое песчаника)	Покрытосеменные (до 23%): сем. Betulaceae (роды Betula, Carpinus), сем. Juglandaceae (роды Carya, Pterocarya). Широколиственные формы: роды Tilia, Ulmus, Quercus, Castanea, Fagus, сем. Leguminosae и Rosaceae
508								
509								
510								
511	Глины известковистые песчаные, 17 м	Комплекс малорослых планктонных фораминифер с Globigerina ex gr. officinalis Subb., Globigerinella mica (Cole), в нижней части редкие Cibicides sp., Globigerinella sp., Caucasi-na? sp.	Папоротникообразные (до 3%): споры Lygodium, Cyathea и Filicales, ближе не определенные					
512								
513								
514								
515				Песчаники тонкозернистые известковистые, 3,5 м	Обильный комплекс фораминифер хадумского типа с Globigerina officinalis Subb., Globigerinella mica (Cole) и др., массовыми Cibicides amphisiiliensis (Andr.) и Rotalia canui Cush.	Хадумский спорово-пыльцевой комплекс. Голосеменные (до 84%): сем. Pinaceae (роды Pinus, Picea и Cedrus), сем. Taxodiaceae (единичные пыльцевые зерна)		
4								
Хадумская свита (нижняя часть нижнего майкопа)	Зона <i>Globigerina officinalis</i>	Хадумский	3	516	Песчаники мелкозернистые известковистые, 13 м	Малорослый комплекс фораминифер хадумского типа с Globigerina officinalis Subb., Globigerina sp., Gyroidina memoranda Subb., массовыми Cibicides aff. amphisiiliensis (Andr.) и редкой Rotalia canui Cush.	Покрытосеменные (до 14%): сем. Betulaceae (роды Betula, Carpinus, Alnus), сем. Juglandaceae (роды Carya, Pterocarya, Engelhardtia), роды Fagus, Quercus, единичные пыльцевые зерна сем. Onagraceae	
				517				

Продолжение таблицы

Кавказская стратиграфи- ческая схема	Зона по фор- миниферам (по В. Г. Мо- розовой)	Спорово-пыль- цевой комп- лекс (по Л. А. Козар)	№ пачки	№ образца	Литологический состав	Остатки микрофауны	Остатки спор и пыльцы	
Нижний майкоп	Хадумская свита (нижняя часть нижнего майкопа)	Зона <i>Globigerina officinalis</i>	Хадумский	2	518 519 520	Песчаники тонкозернистые известковистые, 10 м	Комплекс мало- рослых форамини- фер хадумского ти- па с <i>Globigerina of- ficialis</i> Subb., <i>Non- ion praevious</i> Subb., <i>Gyroïdina memoran- da</i> Subb., <i>Baggina</i> <i>iphigenia</i> (Samoil.), массовыми <i>Cibicides</i> aff. <i>amphisiliensis</i> (Andr.) и единичны- ми <i>Rotalia canui</i> Cush.	Папоротникооб- разные (2%); споры <i>Lygodium</i> , <i>Filicales</i> , ближе неопределен- ные
				1	521 522			
	Верхнефораминиферовые слои эоцена	Зона <i>Bolivina antergressa</i>	Остатков спор и пыльцы не обнаружено					

женный в изученном разрезе, представлен раковинами средних и крупных размеров (в отличие от малорослых раковин из вышележащих хадумских отложений) и, по-видимому, существовал в открытом морском бассейне с нормальной соленостью.

Остатков спор и пыльцы в отложениях пачки 1 обнаружить не удалось.

Нижнемайкопские отложения.

Хадумская свита (нижняя часть нижнего майкопа).

Зона *Globigerina officinalis*. Хадумский спорово-пыльцевой комплекс.

Нижняя часть нижнего майкопа представлена тонко- и мелкозернистыми известковистыми песчаниками (пачки 2—4), общей мощностью 26,5 м. Песчаники подразделяются на три пачки, отличающиеся одна от другой гранулометрическим составом и некоторыми небольшими, но заметными изменениями в составе видов и численности особей фораминифер.

В пачке тонкозернистых известковистых песчаников (пачка 2), достигающей по мощности 10 м, обнаружено 11 видов фораминифер: *Baggina iphigenia* (Samoil.), *Nonion praevious* Subb., *Nonion* sp., *Gyroïdina memoranda* Subb., *Cibicides* aff. *dutemplei* (Orb.), *C.* aff. *amphisiliensis* (Andr.), *Anomalina* sp. (*A.* aff. *granosa* (Hantk.)), *Discorbis* sp., *Rotalia canui* Cush., *Globigerina officinalis* Subb., *Globigerina* sp.

Среди перечисленных видов фораминифер преобладают представители рода *Cibicides*. В нижней части пород рассматриваемой пачки

(обр. 519) встречены единичные представители родов *Nonion*, *Gyroidina* и *Cibicides*, а в ее верхней части (обр. 518) обнаружены представители всех видов, перечисленных в приведенном выше списке, в их числе и планктонные фораминиферы. Раковины фораминифер малорослые, хадумского типа. Найдены также иглы морских ежей.

В пачке мелкозернистых известковистых песчаников (пачка 3), достигающей по мощности 13 м, встречено 14 видов фораминифер, в числе которых присутствуют все виды, обнаруженные в породах подстилающей пачки (за исключением *Baggina iphigenia* (Samoil.) и *Nonion praevius* Subb.), и виды *Quinqueloculina* sp., *Bolivina* sp., *Turrilina alsatica* Andr., *Cibicides lobatulus* (Walk. et Jac.). Кроме фораминифер, попадаются спикулы кремневых губок и единичные *Ostracoda*. Все вышеперечисленные виды фораминифер присутствуют в значительном числе особей в породах нижней части рассматриваемой пачки (обр. 517), в отложениях ее верхней части (обр. 516) найдены единичные *Globigerina* cf. *officinalis* Subb. и *Cibicides amphisiliensis* (Andr.).

В пачке тонкозернистых известковистых песчаников (пачка 4), имеющей 3,5 м мощности, встречены обломки створок пелеципод, спикулы кремневых губок, иглы морских ежей, многочисленные раковины остракод и фораминифер.

Фораминиферы принадлежат 18 видам: *Quinqueloculina* sp., *Nonion* 2 sp., *Elphidium* aff. *anerosum* Bogd., *Bolivina* aff. *mississippiensis* Cush., *Bolivina* 2 sp., *Angulogerina* aff. *angulosa* (Will.), *Rotalia canui* Cush., *Discorbis* 2 sp., *Cibicides* aff. *amphisiliensis* (Andr.), *C. lobatulus* (Walk. et Jac.), *Globigerina officinalis* Subb., *Globigerina* sp., *Globigerinella micra* (Cole), *Planorotalites* sp., *Acarinia?* sp., *Chilogümbelina* aff. *gracillima* (Andr.). Фораминиферы рассматриваемой пачки пород отличаются большим разнообразием родов и видов (в частности, планктонные фораминиферы представлены шестью видами, принадлежащими к пяти родам), чем в подстилающих отложениях той же зоны. В нижележащих пачках пород не встречались *Elphidium* aff. *anerosum* Bogd. и *Angulogerina angulosa* (Will.). Вид *Rotalia canui*, представленный в породах рассматриваемой пачки массовым числом особей, в нижележащих отложениях встречался редко.

Для всего комплекса фораминифер, обнаруженного в описанных выше трех пачках известковистых песчаников, характерно присутствие планктонных фораминифер, представленных обычно большим числом особей аномалинид (особенно обильны представители рода *Cibicides* aff. *amphisiliensis* (Andr.) и роталиид (*Discorbis* sp., *Rotalia canui* Cush.)). Раковины планктонных фораминифер малорослые, размеры бентонных известковых фораминифер мелкие, реже средние.

Комплекс малорослых фораминифер с преобладанием пелагических видов, очень близкий встреченному нами в толще известковистых песчаников Агарского района, содержится, по данным А. К. Богдановича (1960), в породах пшехского горизонта Западного Предкавказья. В пшехском горизонте постоянно встречаются виды *Globigerina officinalis* Subb., *Globigerinella micra* (Cole), *Chilogümbelina gracillima* (Andr.). (по-видимому, соответствует *Gümbelina* ex gr. *globifera* Reuss, по А. К. Богдановичу), *Cibicides* aff. *amphisiliensis* (Andr.), *Gyroidina memorganda* Subb., *Nonion praevius* Subb. и др.

Из пород, относящихся к части разреза, выделяемой в качестве зоны *Globigerina officinalis* (пачки 2—4), были изучены остатки спор и пыльцевых зерен, которые позволили их отнести к хадумскому спорово-пыльцевому комплексу. Этот комплекс характеризуется значительным преобладанием пыльцы голосеменных растений (до 84%), представленных в основном пыльцой сем. *Pinaceae* (различные виды рода

Pinus, роды Picea и Cedrus) и единичными пыльцевыми зернами сем. Taxodiaceae, а также небольшим разнообразием пыльцы покрытосеменных. Последние в этом комплексе представлены пыльцой сем. Betulaceae (роды Betula, Carpinus, Alnus), сем. Juglandaceae (роды Carya, Pterocarya, Engelhardtia), единичными пыльцевыми зернами родов Quercus, Fagus и сем. Onagraceae. Споры папоротникообразных в этом комплексе значительной роли не играют; они представлены небольшим количеством (до 2%) спор, среди которых встречены споры рода Lygodium, а также споры Filicales, ближе не определенные.

Описанный спорово-пыльцевой комплекс по своим основным чертам, а именно: преобладанию пыльцы голосеменных и среди них значительному преобладанию пыльцы сем. Pinaceae или Taxodiaceae, небольшому разнообразию видов пыльцы покрытосеменных, отсутствию пыльцы тропических и субтропических элементов и травянистых растений, небольшому количеству пыльцы широколиственных древесных растений — аналогичен выделенному ранее хадумскому спорово-пыльцевому комплексу Центрального, Восточного и Западного Предкавказья (Козяр, 1959, Гладкова, 1953) и Западной Грузии (Гапочка, 1960) и поэтому может считаться одновозрастным с ним (ранний олигоцен).

Отложения с комплексом фораминифер зоны Globigerina officinalis, скв. 11, так же как и в разрезах Западного и Центрального Предкавказья, залегают на осадках зоны Bolivina antegressa, относимых к верхнему эоцену. Малорослость видов фораминифер зоны Globigerina officinalis района Черат-Хеви, значительная численность планктонных фораминифер, присутствие группы видов, характерных для одноименной зоны Западного и Центрального Предкавказья, служат основанием считать толщу известковистых песчаников района Черат-Хеви синхроничной толще известковистых глин пшехского горизонта, или планорбелловых слоев, и полбинских, или остракодовых слоев, хадумской свиты Западного Предкавказья. В Центральном Предкавказье они соответствуют глинисто-мергелистым породам нижней части хадумской свиты и отложениям так называемого первого остракодового пласта р. Кубани, т. е. хадумской свиты в понимании Б. П. Жиждченко (1958).

Верхняя часть нижнего майкопа

Аналоги зоны Caucasina schischkinskyae. Цимлянский спорово-пыльцевой комплекс.

На описанных известковистых песчаниках залегают толща глин мощностью 44,5 м, отнесенных нами на основании изучения остатков фораминифер, спор и пыльцы к верхней части нижнего майкопа. Толща глин подразделена на три пачки: нижнюю, среднюю и верхнюю. Глины нижней пачки песчаные, известковистые (пачка 5), средней (пачка 6) и верхней (пачка 7) — неизвестковистые.

В породах нижней пачки (пачка 5), имеющей 17 м по мощности, в плоскопараллельных шлифах был обнаружен скудный комплекс фораминифер, состоящий преимущественно из малорослых планктонных форм Globigerina aff. pseudotriloba Reuss, Globigerinella micra (Cole), Orbulina? sp. В нижней части пачки известковистой глины (обр. 513), кроме перечисленных выше видов планктонных фораминифер, представленных довольно большим числом особей, встречаются редкие бентосные секреторные (известковистые) фораминиферы Cibicides aff. amphisiliensis (Andr.), Bolivina sp., Uvigerinella? sp., Caucasina? sp.

В неизвестковистых глинах средней пачки, достигающей 14,5 м мощности (пачка 6), в тонком (2 см) пропластке мергеля, заключенного в прослое 10 см толщиной тонкозернистого песчаника, обнаружены мно-

гочисленные остатки раковин птеропод из рода *Planorbella*, а в прослое тонкозернистого песчаника — раковины остракод.

В верхней пачке известковистой глины с редкими прослоями тонкозернистого песчаника (пачка 7) обнаружена рыба чешуя, остатков микрофауны не найдено.

Спорово-пыльцевые спектры, выделенные из отложений пачек 5, 6 и 7, позволили объединить их в один спорово-пыльцевой комплекс. Этот цимлянский спорово-пыльцевой комплекс, как и хадумский, характеризуется преобладанием пыльцы голосеменных и, кроме того, большим разнообразием пыльцы покрытосеменных растений. Голосеменные представлены пыльцой сем. *Pinaceae* (различные виды родов *Pinus*, *Picea*, *Cedrus*), довольно большим количеством (до 25%) пыльцы сем. *Taxodiaceae* (роды *Taxodium* и *Sequoia*), а также пыльцой родов *Podocarpus* и *Ephedra*. Покрытосеменные представлены не только пыльцой сем. *Betulaceae* (роды *Betula*, *Carpinus*) и сем. *Juglandaceae* (роды *Carya*, *Pterocarya*), но и пыльцой различных широколиственных форм: родов *Tilia*, *Ulmus*, *Castanea*, *Fagus*, а также пыльцой травянистых растений, относящихся к сем. *Leguminosae* и *Rosaceae*. Среди папоротникообразных определены споры теплолюбивого папоротника *Syathea*, а также *Lygodium*. Описанный спорово-пыльцевой комплекс в главных своих чертах (разнообразие пыльцы широколиственных пород, появление пыльцы травянистых покрытосеменных растений, наличие спор таких теплолюбивых папоротников, как *Syathea* и пыльцы *Ephedra*) тождествен с установленными ранее в районах Центрального и Западного Предкавказья, Западной Грузии и ряде других районов цимлянским спорово-пыльцевым комплексом (Козяр, 1959, 1962; Гапочка, 1960, и др.). Следовательно, отложения пачек 5, 6 и 7 (скв. 11) можно считать одновозрастными с отложениями, выделенными Б. П. Жижченко (1958) на Северном Кавказе в качестве цимлянской свиты.

Следует отметить, что с выделением цимлянского спорово-пыльцевого комплекса в Западном Предкавказье в пределах от подошвы горизонта Морозкиной балки до кровли септариевого горизонта не согласен В. А. Гроссгейм. По его мнению, изменение растительности совпадает не с нижней, а с верхней границей отложений, выделяемых в качестве горизонта Морозкиной балки. Однако эти представления В. А. Гроссгейма обоснованы недостаточно. Они основаны главным образом только на количественном изменении (и то не очень резко) в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы рода *Pinus*. Само собой разумеется, что для выделения спорово-пыльцевого комплекса одного этого фактора (кстати, не характерного для майкопских спорово-пыльцевых комплексов Западного и Центрального Предкавказья) явно не достаточно. При палеонтологических сопоставлениях должна учитываться сумма признаков, характерных для определенных комплексов, а именно: выделение руководящих форм, массовое количество доминирующих спор и пыльцы, состав так называемых сопутствующих форм, количественные соотношения основных, главных компонентов комплекса и др. На такой основе спорово-пыльцевые спектры отложений горизонта Морозкиной балки хорошо сопоставляются с цимлянским спорово-пыльцевым комплексом. Нижняя пачка глин района Черат-Хеви сопоставляется с породами нижней части одноименной зоны Предкавказья (нижняя часть горизонта Морозкиной балки Западного Предкавказья и верхняя часть хадумской свиты Центрального Предкавказья).

Эти глины залегают выше отложений с фораминиферами зоны *Globigerina officinalis*. В глинах устанавливается комплекс малорослых известковых фораминифер, сходный с комплексом фораминифер из

подстилающих известковистых песчаников, но отличающихся появлением представителей родов *Uvigerinella* и *Caucasina* (?). По данным А. К. Богдановича (1960₂), отложения вышеназванной зоны в Западном Предкавказье заключают комплекс малорослых фораминифер, весьма напоминающий таковой из пшехского горизонта, но отличающийся появлением некоторых видов, ниже не встречающихся — (*Bolivina* ex gr. *plicatella* Cush., *Uvigerinella* ex gr. *californica* Cush., *Caucasina schischkinskyae* (Samoil.) и др.

Средняя пачка глин разреза Агарского района, заключающая остатки остракод и планорбелл, соответствует более высоким слоям с комплексом фораминифер зоны *Caucasina schischkinskyae* (верхняя часть хадумской свиты Центрального Предкавказья).

В Предкавказье нижняя граница зоны *Caucasina schischkinskyae* А. К. Богдановичем (1960₂) проведена по подошве остракодового пласта, а ее верхняя граница — в нижней части абадзехской (Западное Предкавказье) и верхней части баталпашинской (Центральное Предкавказье) свит. Мы считаем более правильным проводить нижнюю границу рассматриваемой зоны по кровле остракодового пласта вследствие того, что ее зональный вид в списках фораминифер этого пласта не указан, а верхней границей данной зоны считать подошву септариевого горизонта (свиты). Проведение верхней границы данной зоны указанным выше образом и сопоставление толщи глин Агарского района со стратиграфическими подразделениями, залегающими между кровлей остракодового пласта и подошвой септариевого горизонта (свиты), основано также на однородном составе спорово-пыльцевых комплексов толщи глин Агарского района и упомянутых стратиграфических единиц Предкавказья.

Выше по разрезу выделяется пачка песчаников, тонкозернистых, известковистых, светло-серых с включением гравийного материала. Мощность песчаников по скв. 11 составляет 41 м. В них остатков микрофауны, а также спор и пыльцы не найдено. По положению в разрезе и отсутствию фаунистических остатков песчаники могут быть отнесены к верхам нижнего майкопа и низам среднего майкопа.

3. КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ МАРГАНЦЕВОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА ЧИАТУРЫ, ШКМЕРИ И КОЛОСИ-БЛАШЕ С ОПОРНЫМ РАЗРЕЗОМ (СКВ. 11) ПО ДАННЫМ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА

Чиатурское месторождение располагается вблизи северных выходов на поверхность пород Дзирульского массива, на южной окраине Сачхерского блока Грузинской глыбы. Верхнемеловые массивные известняки (сеноман, турон — сенон), являющиеся основанием для майкопских отложений, широко развиты в пределах Чиатурского района, перекрывая трансгрессивно более древние отложения. Вышележащие породы майкопской свиты, к нижней части которой приурочено основное марганцевое оруденение, лежат на размытой поверхности верхнемеловых известняков. Интересующая нас нижняя часть майкопской свиты, включая рудный горизонт, построена сложно. В подрудной части майкопские отложения в западной и северо-западной частях района представлены базальным конгломератом мощностью до 0,3 м; базальный конгломерат в восточном направлении и вверх по разрезу сменяется разнометровыми песками и песчаниками, входя до 40—50 и несколько более метров. Выше по разрезу следует собственно рудный горизонт, имеющий сложное строение (переслаивание рудных и безрудных слоев). Перекрывается рудный горизонт в западной части месторождения

кремнистыми, спонголитовыми песчаниками, а на востоке — песчаными темно-серыми глинами, среди которых встречаются отпечатки чешуй рыб *Clupea* и *Meletta*. Сходное в общем строение с Чиатурским имеют месторождения Шкмери и Колоси-Блаше, располагающиеся также в пределах Сачхерского блока Грузинской глыбы, вблизи ее северной границы. Здесь майкопские отложения тоже с размывом залегают на верхнемеловых породах, а рудный горизонт и подрудные пески ведут себя так же, как и на площади Чиатурского месторождения (Авалиани, 1958).

Для спорово-пыльцевого анализа был отобран ряд образцов из рудного горизонта (вмещающие породы), подрудных и надрудных отложений месторождения Чиатуры, Шкмери и Колоси-Блаше, вскрытых скважинами и горными выработками. Результаты анализов видны из фиг. 1 и приведены ниже. Спорово-пыльцевой комплекс подрудных отложений характеризуется следующим составом спор и пыльцы.

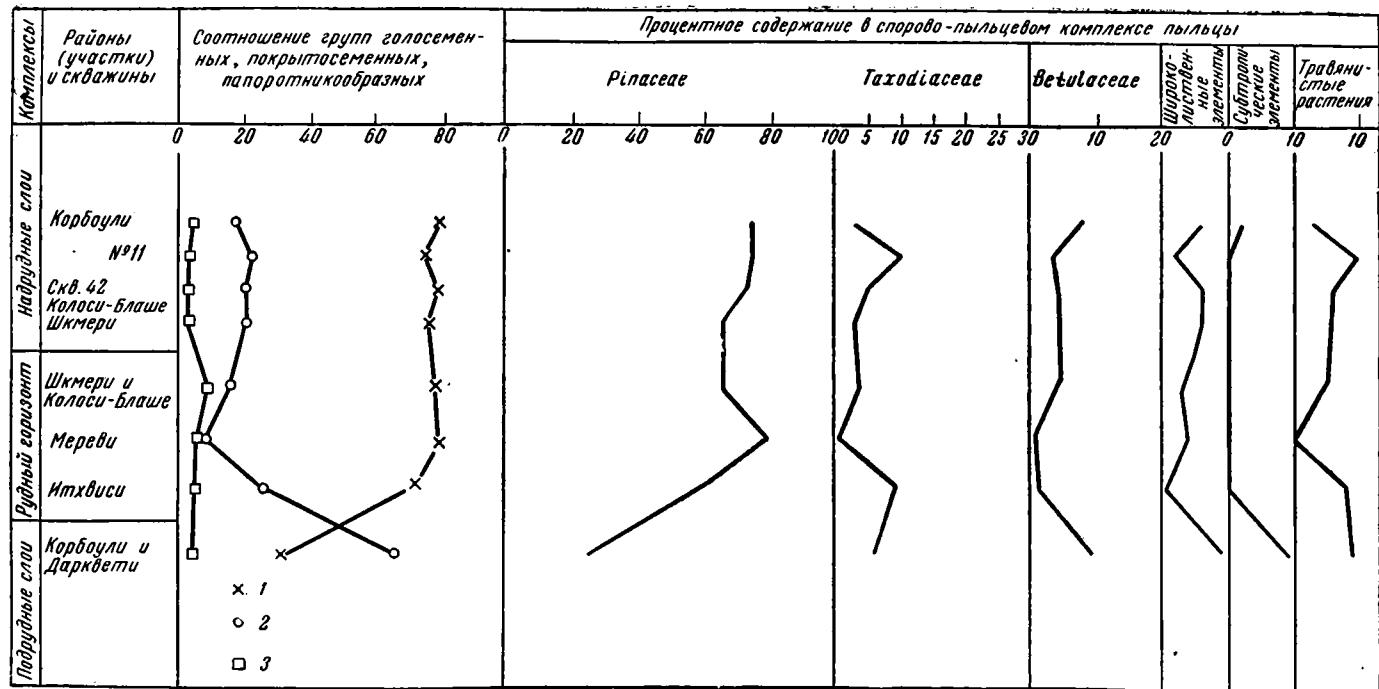
Голосеменные (32%) представлены пыльцой семейства *Pinaceae* с родами *Pinus* и *Picea* и семейства *Taxodiaceae* с родами *Taxodium* (17%). Пыльца покрытосеменных преобладает в комплексе (до 65%). Это пыльца семейства *Betulaceae* (до 8%) с родами *Betula*, *Corylus*, *Carpinus* и семейства *Juglandaceae* с родами *Juglans*, *Carya*. Широколиственные породы характеризуются пыльцой *Ulmus* sp., *Quercus* sp., *Acer* sp. Из субтропических пород встречена пыльца представителей семейства *Myrtales*, *Oleaceae* и рода *Myrica*. Травянистые растения охарактеризованы пыльцой «типа *Leguminosae*». Папоротникообразные — спорами *Filicales*, ближе не определенными.

Спорово-пыльцевые спектры, выделенные из образцов рудного горизонта, взятых из разных месторождений, оказались очень сходными между собой. Спектры были объединены в один спорово-пыльцевой комплекс, который характеризуется преобладанием пыльцы голосеменных (до 77%). Последние представлены пыльцой семейств *Pinaceae* с родами *Pinus*, *Cedrus*, *Picea*, *Tsuga* и *Taxodiaceae* (единичные пыльцевые зерна). Покрытосеменные охарактеризованы пыльцой семейства *Betulaceae* с родами *Betula*, *Alnus* и семейства *Juglandaceae* с родами *Carya*, *Pterocarya*, *Engelhardtia*. Из широколиственных пород встречены единичные пыльцевые зерна родов *Fagus*, *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*. Травянистые растения в этом комплексе представлены пыльцой «типа *Leguminosae*». Споры папоротникообразных относятся к родам *Polypodium* и *Lygodium*.

Спорово-пыльцевые спектры, выделенные из образцов надрудных отложений, также объединяются в один спорово-пыльцевой комплекс. Этот комплекс характеризуется преобладанием пыльцы представителей голосеменных. Последние относятся к семействам *Pinaceae* (до 75%) с родами *Pinus*, *Cedrus*, *Picea*; *Taxodiaceae* с родами *Taxodium* (2—8%), *Sequoia*. Встречены единичные зерна *Podocarpus* sp. Покрытосеменные представлены пыльцой семейства *Betulaceae* с родами *Betula*, *Alnus*, *Ostrya*, семейства *Juglandaceae* с родами *Carya*, *Juglans*, *Pterocarya*, *Engelhardtia*. Широколиственные породы представлены пыльцой родов *Ulmus*, *Quercus*, *Fagus*, *Acer*, а субтропические — пыльцой родов *Diospyros*, *Liquidambar* и семейств *Myrtales* и *Oleaceae*. Пыльца травянистых растений охарактеризована наличием пыльцы сем. *Rosaceae*, *Ranunculaceae* и *Nymphaeaceae* и «типа *Leguminosae*».

Папоротникообразные представлены спорами родов *Lygodium*, *Polypodium* и *Filicales*, ближе не определенными.

Анализ выделенных спорово-пыльцевых комплексов подрудных, рудных и надрудных отложений показывает, что эти комплексы тождест-



Фиг. 1. Палинологическая характеристика подрудных, рудных и надрудных отложений месторождений Чиатуры, Шкмери и Колоси-Блаше
 1 — голосеменные, 2 — покрытосеменные, 3 — папоротникообразные

венны выделенным комплексам в разрезе скв. № 11 Черат-Хеви, легко сопоставимым с одновозрастными хадумским и цимлянским комплексами Западного и Центрального Предкавказья, причем спорово-пыльцевые спектры подрудных отложений относятся к нижней части хадумского комплекса, а спектры рудных отложений соответствуют верхней его части.

Таким образом, возраст рудных отложений месторождений Чиатуры, Шкмери и Колоси-Блаше должен считаться раннеолигоценовым.

4. ПОЛОЖЕНИЕ ЧИАТУРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В РЯДУ ДРУГИХ МАРГАНЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮГА СССР И КЛИМАТИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ВРЕМЕНИ ОБРАЗОВАНИЯ МАРГАНЦЕВЫХ РУД

Спорово-пыльцевой анализ толщи марганцевых отложений месторождений Чиатуры, Шкмери и Колоси-Блаше показывает, что они охарактеризованы одинаковыми спорово-пыльцевыми комплексами, т. е. они должны считаться одновозрастными. Как уже отмечалось выше, по стратиграфическому положению они принадлежат нижнемайкопской части разреза, отвечающей верхней части хадумской свиты в Центральном и Западном Предкавказье, относящейся к раннему олигоцену; тем самым подтверждается возраст Чиатурского месторождения, указанный А. Г. Бетехтиным (1936, 1937, 1944) и Г. А. Авалиани (1958).

Что касается других марганцевых месторождений Юга СССР (Никопольского, Лабинского и Мангышлакского), то необходимо отметить, что, как показывает изучение спорово-пыльцевых комплексов, два из них (Никопольское и Мангышлакское), по-видимому, незначительно отличаются по возрасту от Чиатурского, а третье (Лабинское) значительно более молодое (фиг. 2).

По данным М. Ф. Носовского (1956), Ю. И. Селина (1960—1962), В. В. Коралловой (1963) и Г. П. Гапочки (1963), никопольские марганцевые руды имеют раннеолигоценовый возраст и отвечают верхней части хадумской и нижней части цимлянской свит, перекрываясь отложениями второго остракодового пласта.

Следовательно, Никопольское месторождение образовалось несколько позже Чиатурского (Шкмери и Колоси-Блаше).

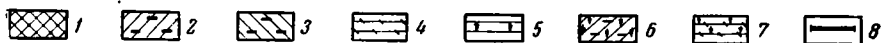
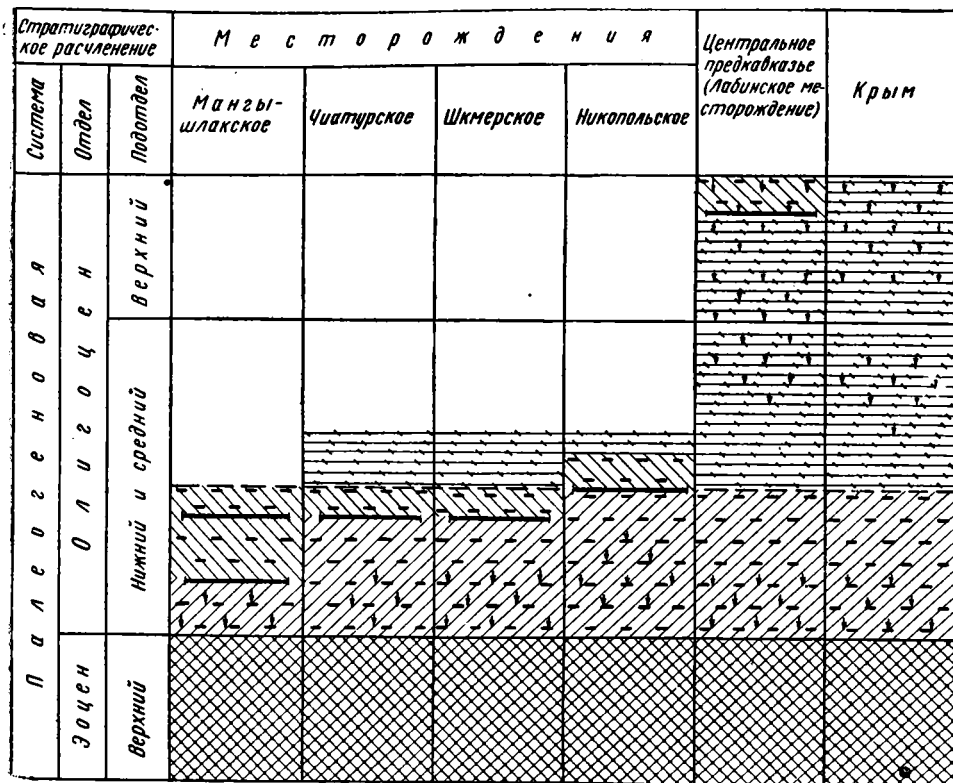
Лабинское марганцевое месторождение должно быть отнесено по возрасту к еще более молодым отложениям олигоцена (по-видимому, к отложениям верхнего олигоцена), о чем свидетельствуют находки остатков микрофауны и спорово-пыльцевые анализы (Козяр, 1957, 1962; Калинин и Швембергер, 1963; Коротков, 1963).

В Мангышлакском районе процесс марганцеобразования несколько растянут во времени и проявляется в течение отложения узунбасской и куюлусской свит (Круг, 1927; Ливеровская, 1960; Мерклин, Морозова и Столяров, 1962; Тихомирова, 1964).

Узунбасская свита представляет нижнюю часть разреза (нижняя часть олигоцена) и по спорово-пыльцевым комплексам сопоставляется с нижней частью хадумской свиты Предкавказья, а вышележащая куюлусская свита соответствует верхней части хадума, как и Чиатурское месторождение. Следовательно, возраст Мангышлакского месторождения несколько более ранний, чем возраст Чиатурского.

Таким образом, марганцевое рудообразование в грандиозном олигоценовом бассейне не является единым по возрасту, но представляет собой ряд хронологически разобщенных фаз.

Формирование марганцевых месторождений раньше всего началось



Фиг. 2. Изменение растительных комплексов и положение марганцеворудных отложений в разрезах различных районов Юга СССР по данным спорово-пыльцевого анализа
 1 — субтропическая влаголюбивая лесная растительность; 2 — обедненная субтропическая влаголюбивая лесная растительность с небольшим участием широколиственных элементов; 3 — сильно обедненная, ксерофитизированная, субтропическая лесная растительность с небольшим участием широколиственных элементов; 4 — широколиственная лесная растительность с участием субтропических элементов; 5 — смешанная хвойно-широколиственная лесная растительность; 6 — обедненная субтропическая влаголюбивая лесная растительность с небольшим участием широколиственных и хвойных пород; 7 — широколиственная лесная растительность с участием субтропических элементов и хвойных пород; 8 — положение в разрезе марганцевого оруднения

на Мангышлаке, затем в Закавказье (Чиатуры, Шкмери, Колоси-Блаше и другие месторождения и участки с повышенными содержаниями марганца), далее в районе Никополя и завершилось в районе Лабы.

Охарактеризованный выше хадумский спорово-пыльцевой комплекс, выделенный при изучении нижнемайкопских отложений района Черат-Хеви и районов марганцевого Чиатурского месторождения, совпадает с описанием хадумских спорово-пыльцевых комплексов для различных районов марганцевых месторождений и близких к ним районов, как-то: Никопольское (Кораллова, 1963; Гапочка, 1963) и Мангышлакское (Козяр и Столяров, 1962) месторождения, а также Крым и Центральное Предкавказье (Козяр, 1959, 1962), Джгальский район Мегрелии (Гапочка, 1960) и др.

В исследованных районах Грузии, а также в Крыму, на Украине и на Северном Кавказе наблюдается сходная последовательность в смене спорово-пыльцевых комплексов (фиг. 2), и лесная субтропическая влаголюбивая растительность позднего эоцена сменяется сначала

ла более или менее обедненной субтропической влаголюбивой растительностью с небольшим участием субтропических элементов, а затем широколиственной лесной растительностью умеренного облика с участием субтропических элементов и смешанной хвойно-широколиственной лесной растительностью.

Эта схема несколько нарушается в районах Чиатурского и Шкмерского месторождений тем, что верхнеэоценовый спорово-пыльцевой комплекс, отражающий субтропическую влаголюбивую растительность, сменяется хадумским, отражающим в этих районах сильно обедненную субтропическую растительность более ксерофитного облика, чем это имеет место в районах, например, Крыма и Ставрополя, что выражается повышенным содержанием в этом комплексе пыльцы сем. *Ripaseae*.

Подобное же явление наблюдается в районах Никополя и Мангышлака, где в последнем можно видеть еще более раннее, чем в других изученных районах, появление умеренно-широколиственной лесной разнообразной растительности, правда, все еще на «фоне» типично хадумской.

Оценивая в целом климатические условия хадумского времени на Юге СССР на основании спорово-пыльцевых исследований, мы считаем, что основное отличие их от таковых позднеэоценового времени выражается в некотором похолодании и уменьшении влажности и даже в заметной ксерофитизации (восточные районы Ставрополя, Никополь, Мангышлак, Восточная Грузия, Дагестан). Но все-таки климат хадумского времени оставался достаточно теплым и влажным.

Смена субтропической влаголюбивой растительности верхнего эоцена сначала комплексом обедненной, субтропической влаголюбивой или ксерофитизированной лесной растительности, а затем комплексом широколиственной лесной растительности, лишь с большим или меньшим участием субтропических элементов, не была одновременной в разных местах. Раньше всего она произошла на Мангышлаке, затем в Закавказье, далее, минуя Северный Кавказ, она началась на территории южной части Днепровско-Донецкой впадины (Никопольский район) и уже затем в Крыму и на Кавказе (Центральное и Западное Предкавказье). Нетрудно заметить, что образование марганцевых месторождений совпадает с изменением климатических условий, падая как раз на то время, когда комплекс хадумской растительности подвергался обеднению субтропическими элементами (фиксируя некоторое похолодание) и ксерофитизации.

Эти факты доказывают, что процессы образования марганцевых руд протекают не только в условиях влажного субтропического климата, но и климатического режима с признаками некоторой засушливости и похолодания.

ЛИТЕРАТУРА

- Авалиани Г. А. Марганец. Природные ресурсы Грузинской ССР, т. 1. Изд-во АН СССР, 1958.
- Басс Ю. Б. О меловых и палеогеновых отложениях бассейна р. Молочной. Геологич. ж., т. 8, вып. 1, 1941.
- Бетехтин А. Г. Чиатурское марганцевое месторождение и его промышленная характеристика. Тр. Центр. н.-н. геол.-развед. ин-та, вып. 60, 1936.
- Бетехтин А. Г. О генезисе Чиатурского марганцевого месторождения. Тр. конф. по генезису руд железа, марганца и алюминия. Изд-во АН СССР, 1937.
- Бетехтин А. Г. О генетических типах марганцевых месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1944.
- Бетехтин А. Г. Промышленные марганцевые руды СССР. Изд-во АН СССР, 1946.
- Богачев В. В. Геологический очерк Чиатурского бассейна. Изв. Азерб. гос. политехн. ин-та, т. 6, 1929.
- Богданович А. К. Новые данные о стратиграфическом и пространственном распре-

- делении майкопской микрофауны Сев. Кавказа. В сб.: Палеогеновые отложения Юга Европейской части СССР. Изд-во АН СССР, 1960.
- Богданович А. К. О зональном расчленении майкопской серии Прикубанской низменности, Ставрополя и Затеречной равнины по фауне фораминифер. Тр. Грозненск. нефт. ин-та, вып. 8, стр. 90—99, 1960₂.
- Гапочка Г. П. Спорово-пыльцевые комплексы майкопской свиты Джгальского района Мегрелии. Тр. Всес. н.-и. ин-та природн. газов, вып. 10 (18), 1960.
- Гапочка Г. П. Палинологическое изучение майкопских отложений в Больше-Токмакском районе Запорожской обл. Докл. АН СССР, т. 149, № 3, 1963.
- Гладкова А. Н. Флора майкопских отложений Северного Кавказа по данным спорово-пыльцевого анализа. Палеоботанический сб. Гостоптехиздат, 1953.
- Грязнов В. И. и Селин Ю. И. Основные черты геологии Больше-Токмакского марганцевого месторождения (УССР). Геол. рудн. месторожд., № 1, 1959.
- Жищенко Б. П. Принципы стратиграфии и унифицированная схема деления кайнозойских отложений Сев. Кавказа и смежных областей. Гостоптехиздат, 1958.
- Калиненко В. В. и Швембергер Ю. Н. Строение майкопа и возраст марганценовых отложений междуречья Лабы и Белой Северо-Западного Кавказа. Докл. АН СССР, т. 150, № 4, 1963.
- Кораллова В. В. Хадумские спорово-пыльцевые комплексы из олигоценовых отложений Восточного Причерноморья. Докл. АН СССР, т. 148, № 5, 1963.
- Козьяр Л. А. Спорово-пыльцевые комплексы хадумской свиты р. Кубани. Докл. АН СССР, т. 116, № 5, 1957.
- Козьяр Л. А. Расчленение и корреляция разрезов майкопских отложений Ставрополя по данным спорово-пыльцевого анализа. Гос. ин-т научно-техн. информ. М., 1959.
- Козьяр Л. А. Основные результаты изучения майкопских спорово-пыльцевых комплексов Ставрополя и смежных областей. Тр. Всес. н.-и. ин-та природных газов, вып. 16/24, 1962.
- Козьяр Л. А. и Столяров А. С. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения майкопских отложений Южного Мангышлака. Докл. АН СССР, т. 144, № 4, 1962.
- Коротков Б. С. Майкопские отложения Северо-Западного Кавказа и условия их образования. Ростовск. гос. ун-т. Тез. докл. научн. конф., 1963.
- Круг Е. Ф. Отчет по исследованию месторождений марганцевых руд на Мангышлаке. Материалы по общ. и прикладной геол., вып. 51, 1927.
- Ливеровская Е. В. Третичные отложения Мангышлака. Тр. Всес. н.-и. геол.-развед. ин-та, вып. 151, 1960.
- Мерклин Р. Л., Морозова В. Г. и Столяров А. С. О биостратиграфии майкопских отложений Южного Мангышлака. Докл. АН СССР, т. 133, № 3, 1960.
- Морозова В. Г. Зональная стратиграфия палеогена на основе развития микроскопических фораминифер. Тр. Совещ. по разраб. унифицир. шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области, Баку, 1959.
- Носовский М. Ф. Об аналогах майкопских отложений в северо-восточной части Причерноморской впадины. Научн. зап. Днепрпетр. ун-т, т. 53, 1956.
- Носовский М. Ф. Оligocen Никопольского марганцеворудного бассейна. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. т. 38 (5), 1963.
- Селин Ю. И. Новые данные о фаунистической характеристике олигоценовых отложений Приднепровского марганцеворудного бассейна. Докл. АН СССР, т. 130, № 2, 1960.
- Селин Ю. И. К вопросу о возрасте и генезисе марганцевых руд Приднепровского марганцеворудного бассейна. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 7—8, 1961.
- Селин Ю. И. Оligоценовые отложения Больше-Токмакского марганцевого месторождения. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 37 (1), 1962.
- Страхов Н. М. Железородные фацис и их аналоги в истории Земли. Тр. Ин-та геол. наук. АН СССР, вып. 73, сер. геол., № 22, 1947.
- Субботина Н. Н. Распределение микрофауны в фораминиферных слоях района г. Нальчика и Черных гор (Сев. Кавказ). Информ. сб. Нефт. геол.-развед. ин-т, № 4, 1934.
- Субботина Н. Н. Распространение микрофауны в майкопских и хадумских отложениях Северного Кавказа. Тр. Всес. н.-и. геол.-развед. ин-та, сер. А, вып. 104, 1938.
- Субботина Н. Н. Глобигериниды, ханткенииды и глобороталииды. Ископаемые фораминиферы СССР. Тр. Всес. н.-и. геол.-развед. ин-та, нов. сер., вып. 76, 1953.
- Субботина Н. Н. Пелагические фораминиферы палеогеновых отложений Юга СССР. В сб.: Палеогеновые отложения Юга Европейской части СССР. Изд-во АН СССР, 1960.
- Тихомирова Е. С. Палеогеография и геохимия нижнемайкопских марганценовых отложений южного Мангышлака. Литология и полезн. ископ., № 1, 1964.
- Hou Te-feng a. Lion-tsun. Facies and genesis of the sedimentary manganese ores of Eastern China. Scientia sinica, v. 6, N 1, 1957.

УДК 553.32(477.7)

К ПОЗНАНИЮ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ НИКОПОЛЬСКОГО И ДРУГИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНО-УКРАИНСКОГО МАРГАНЦЕВОРУДНОГО БАСЕЙНА

И. М. ВАРЕНЦОВ

Рудные залежи марганца локализованы на южном, юго-западном склонах Украинского кристаллического щита в непосредственной близости от областей размыва. Осадки марганцеворудного бассейна вне узкой зоны месторождений не обнаруживают никаких признаков обогащения марганцем сравнительно с его кларком. Распределение железа по главнейшим петрографическим типам пород носит обычный характер. Однако существенная обогащенность им песков, развитых в зоне ближнего выклинивания бассейна, сравнительно со средним содержанием в породах этого типа указывает на эмбриональный железорудный процесс. Пространственная связь областей развития нижнепротерозойских (саксаганской, метабазитовой) толщ и марганцеворудных залежей, а также состав тяжелых минералов из рудоносных отложений указывают, что их материнскими породами были эти зеленокаменные толщи, заметно обогащенные марганцем.

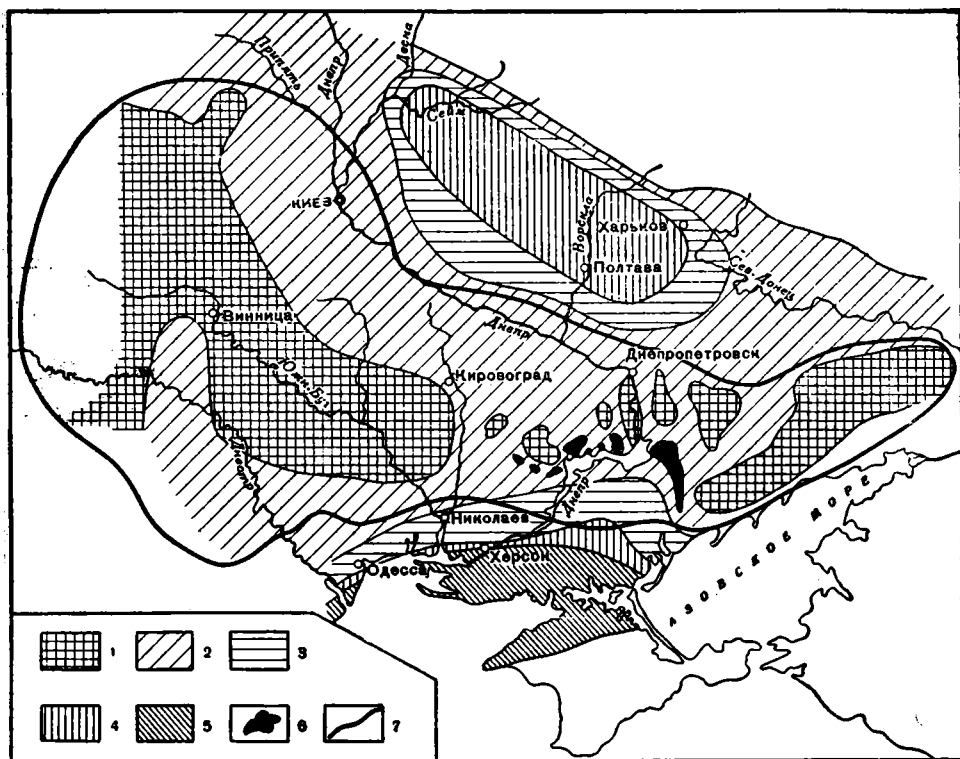
Являются ли рудные накопления марганца образованиями, резко локализованными на фоне рассеянных концентраций этого элемента (не превышающих величин кларка марганца для данных пород), либо такие рудные концентрации тесно связаны с относительно высокими содержаниями марганца, образующими повышенный геохимический фон для данной толщи некоторого рудного региона, провинции? Эти вопросы о характере соотношений рассеянных и рудных концентраций марганца в осадочных породах обсуждаются в геохимической литературе последних лет (Страхов, 1957, 1960; Ронов и Ермишкина, 1959; Штеренберг, 1960; Варенцов, 1962₁, 1962₂; Бутузова и Штеренберг, 1962; Тихомирова, 1962, и др.).

Какова геохимическая судьба железа — элемента, обычно тесно ассоциирующего с марганцем в осадочных породах, но имеющего характер примеси в большинстве нормально осадочных марганцеворудных залежей? Вопросы совместной миграции и разделения железа и марганца являются актуальными в геохимической литературе (Вернадский, 1954; Ферсман, 1955, 1958; Страхов, 1957, 1960; Краускопф, 1957; Листова, 1961, и др.). Почему высокие рудные концентрации марганца локализируются в определенных участках одних бассейнов и не образуют накоплений в иных их участках или в других водоемах? Попытка в какой-то мере осветить эти вопросы также предпринята в этой работе.

1. ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ НИКОПОЛЬСКИХ МАРГАНЦЕВЫХ РУД

На фиг. 1 показано тектоническое положение никопольских руд, а также мощности олигоценовых пород.

Из рассмотрения ее вытекают два существенных вывода, важных для понимания генезиса этих руд. Рудные накопления локализованы

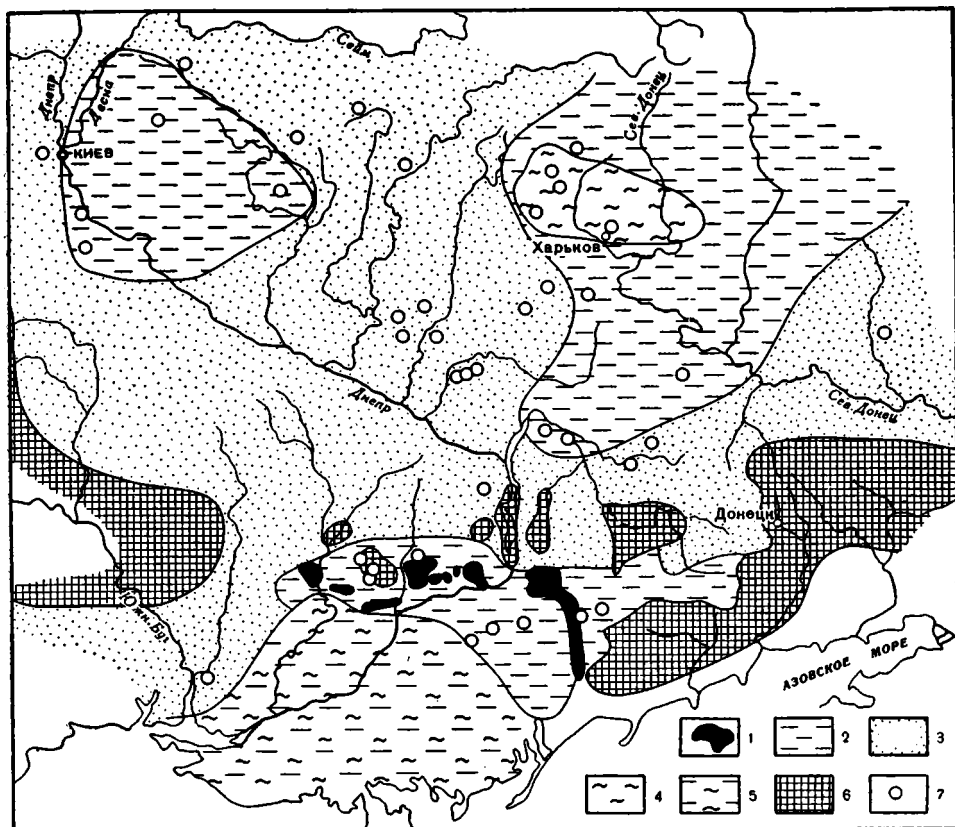


Фиг. 1. Схема распределения мощностей олигоценовых отложений Южно-Украинского марганцеворудного бассейна и Днепровско-Донецкой впадины
 1 — отсутствие осадков, 2 — до 20 м, 3 — от 20 до 50 м, 4 — от 50 до 100 м, 5 — больше 100 м, 6 — залежи марганцевых руд, 7 — контур Украинского кристаллического щита

на Украинском кристаллическом щите, причем располагаются они в самой верхней части его южного склона (в Причерноморской впадине) в непосредственной близости от областей размыва. Вместе с тем руды сформировались в областях, отличающихся минимальными мощностями олигоцена — до 20 м. Большие мощности (20—50, 50—100 и >100 м) локализованы, с одной стороны, в Причерноморской впадине, с другой, — в центральной части Днепровско-Донецкой впадины. Это означает, что марганцеворудный процесс протекал на наиболее стабильных участках нижнеолигоценового бассейна и на фоне резко замедленной седиментации; ускорение ее подавляло рудообразование.

На фиг. 2 изображена палеогеография начала нижнеолигоценового времени, отвечавшего приблизительно эпохе формирования руд. На схеме видно, что рудообразующий бассейн, вообще говоря, отличался огромными размерами, и что руды приурочивались в нем к весьма палеогеографически специфической области. Они накапливались среди архипелага островов, протянувшегося между крупным континентальным участком от меридиана г. Кривой Рог до меридиана г. Орехова.

Рудные накопления западной части бассейна приурочены к отчетливо выраженным западинам рельефа ложа, и только Больше-Токмакское месторождение (на востоке) лежит на ровном, полого падающем участке ложа. К северу — в Днепровско-Донецкой впадине и к югу — во впадине Причерноморской располагались открытые безостровные далекие от берегов участки, лишённые руд.



Фиг. 2. Схематическая карта распространения преобладающих типов нижнехарьковских пород

1 — залежи марганцевых руд; 2 — глины зеленовато-серые; 3 — пески, песчаники глауконитовые, ортокварцитовые; 4 — алевролиты и мелкозернистые глинистые песчаники зеленовато-серые, глауконитовые, ортокварцитовые; 5 — перемежаемость глин и алевролитов; 6 — участки Украинского кристаллического щита, предполагаемая суша в харьковском веке; 7 — точки отбора каменного материала

Итак, никопольские руды приурочены к наиболее стабильному участку платформы, покрывавшемуся нижнеолигоценовым морем; они формировались среди архипелага островов, вблизи источников сноса, т. е. в условиях заведомо слабо активного гидродинамического режима; седиментация отличалась крайней медленностью, т. е. резко пониженной подачей с берега обломочного материала. Здесь реализовались те тектоно-палеогеографические условия, которые вообще характерны для рудонакопления в гумидной триаде Al — Fe — Mn (Страхов, 1957, 1960).

Петрографические типы отложений на площади нижнеолигоценового бассейна не отличались большим разнообразием. На относительно приподнятых частях Украинского кристаллического щита нижнеолигоценовые отложения обычно с размывом лежат на подстилающих породах и представлены главным образом песками черными, темно-серыми, углистыми ортокварцитового состава, нередко глауконитовыми, иногда содержащими спиккулы губок. В них отмечаются редкие прослои черных углистых глин, обыкновенно включающих линзовидные прослои бурых углей. В направлении к зоне месторождений количество песчаных пород постепенно сокращается, а роль глинисто-алевролитовых осадков соответственно возрастает. Близ зоны месторождений от-

мечаются первые макроскопические признаки марганцевых руд в виде мелких, редких пиролюзитово-псиломелановых стяжений. Накопление описанных осадков имело место в обстановке низменных прибрежных заболоченных равнин, в которых происходило угленакопление. В них в виде узких заливов и эстуариев врезались участки мелкого моря, в которых, наряду с остатками губок, морских ежей, радиолярий, захоронялись также остатки ракообразных и пресмыкающихся позвоночных. Далее в южном направлении, к зоне месторождений, обстановки приморских заболоченных равнин сменяются обстановками морского мелководья.

В пределах зоны месторождений в олигоценовых отложениях отчетливо выражено трехчленное строение. Подрудные отложения представлены преимущественно песчано-алевритовыми породами ортокварцитового состава, обычно глауконитсодержащими, в большинстве случаев с размытом залегающими на разных горизонтах подстилающих образований. Рудоносные отложения представляют собой песчано-глинистые породы, в которых заключены линзовидные слои, конкреции и желваки марганцевых руд. Надрудные отложения представлены преимущественно глинами, нередко алевритовыми, с заметной примесью тонкорассеянного глауконита и растительного детрита.

Формирование осадков зоны месторождений происходило в обстановке островного моря. Находки в рудоносных отложениях многочисленных остатков ракообразных, чешуй рыб, зубов акул, створок пелеципод, морских ежей свидетельствуют, что островной участок бассейна был достаточно мелководен.

По мере погружения южного склона Украинского кристаллического щита к Причерноморской впадине в осадках наблюдается постепенное увеличение роли глинистого вещества; наряду с этим заметно возрастает их карбонатность, фосфатность, количество остатков морской фауны. Существенно возрастает и их мощность, достигая в центральных частях Причерноморской впадины 220—500 м. По направлению от водораздельных участков Украинского кристаллического щита к Причерноморской впадине намечается постепенный переход от субаквально-континентальных, континентально-лагунных отложений к отложениям нормально морского водоема, связанного с Южно-Европейским олигоценовым бассейном.

Харьковские отложения, в целом развитые на территории Днепровско-Донецкой впадины, представлены сравнительно монотонным комплексом преимущественно глауконитовых песков, песчаников, зеленовато-серых алевролитов и глин, залегающих обыкновенно с размытом на подстилающих породах. Наиболее полные разрезы рассматриваемых отложений отмечаются в относительно погруженных центральных частях впадины: Центральный прогиб с прилегающими к нему юго-восточными и северо-западными частями, а также северо-восточная и юго-западная зоны интенсивных нарушений Центрального прогиба (Видоменко, 1959). Мощность харьковских отложений в центральных частях впадины достигает 294 м, уменьшаясь к северо-восточному и юго-западному крыльям впадины и Украинскому кристаллическому щиту (Видоменко, 1956; Ключников, 1958, 1959; Гавриш, 1959; Каптаренко-Черноусова, 1958).

Нередко в нижней части харьковских отложений располагаются опоквидные кремнистые песчаники, получающие относительно широкое развитие по периферическим частям Днепровско-Донецкой впадины. Участками — в бассейне Северного Донца, на окраине Донецкого бассейна и в других районах — среди них широко распространены опокы, трепелы и трепеловидные породы.

Таким образом, от Украинского кристаллического щита и Воронежского массива по направлению к центральным частям Днепровско-Донецкой впадины существенно увеличивается роль относительно тонкозернистых осадков и возрастает общая мощность харьковских отложений.

В подавляющем большинстве харьковские отложения Днепровско-Донецкой впадины накапливались в обстановке мелкого моря, в котором существовало множество отмелей и островов (главным образом зона Центрального прогиба). В этих условиях песчано-глинистые осадки многократно перемывались, захоронялись в локальных впадинах, сопровождающих брахиантиклинальные поднятия. В краевых частях впадины господствовали мелководно-морские условия, сменявшиеся к Украинскому кристаллическому щиту и Воронежскому массиву континентально-морскими обстановками.

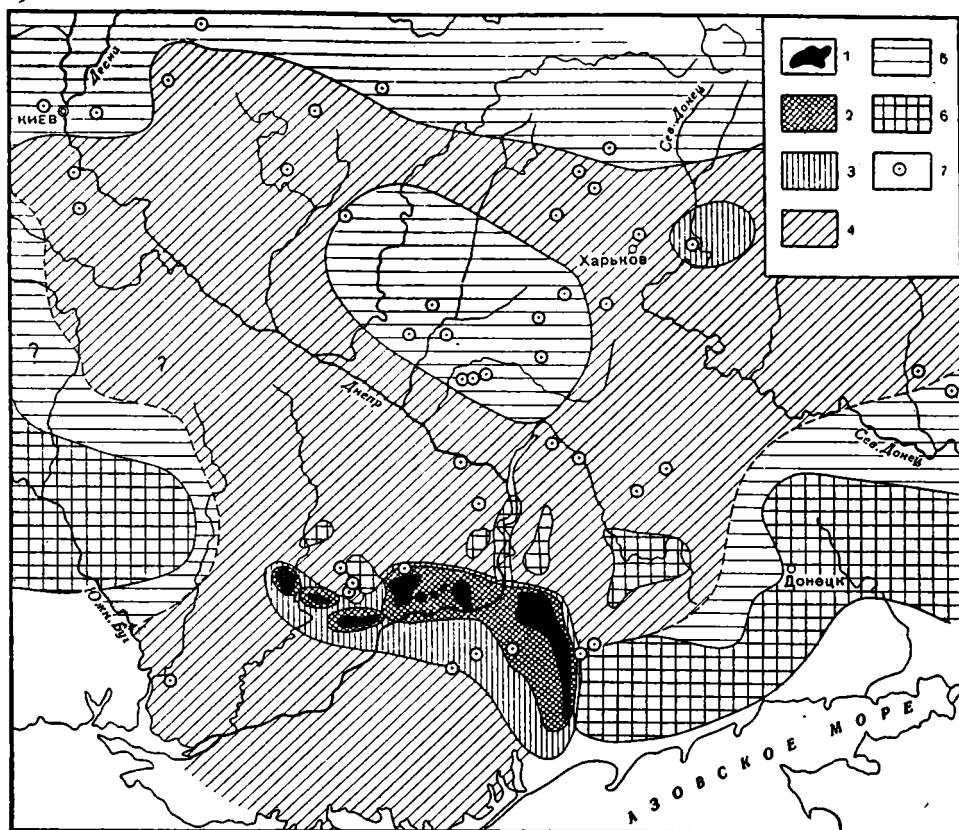
На фиг. 2 схематично показано развитие основных, преобладающих типов нижнехарьковских пород в Южно-Украинском марганцеворудном бассейне, Днепровско-Донецкой впадине и на Украинском кристаллическом щите. Глауконитовые пески, окремненные песчаные разности, нередко опоковидные, спонголитовые являются наиболее широко распространенными породами, среди которых располагаются поля развития глинистых, алевритовых осадков (Днепровско-Донецкая впадина). Примечательно, что полоса марганцевых месторождений, окаймляющая южный склон Украинского щита, располагается в области преимущественного развития глинистых осадков.

2. О РАСПРЕДЕЛЕНИИ МАРГАНЦА

Для характеристики распределения марганца в пределах рассматриваемой территории нами были построены схематические геохимические карты, на которых показаны величины средних содержаний марганца в преобладающих типах пород нижнехарьковских отложений. Количество проб, из которых вычислялось среднее содержание марганца, составляло от 3 до 10—15.

Рассмотрение схемы (фиг. 3) позволяет установить следующий в высшей степени важный факт. За пределами узкой зоны, непосредственно прилегающей к месторождению, отложения остальной подавляющей по размерам площади рудонакопительного бассейна находятся на строго кларковом либо даже несколько более низком уровне. При этом расположение разных градаций содержаний марганца довольно закономерно. В северной, западной и восточной, наиболее прибрежных, зонах количества его совершенно ничтожны — $<0,01\%$ (от 0,005 до 0,009%). Более пелагические отложения на огромной площади характеризуются концентрациями марганца в пределах 0,01—0,05%. На этом фоне лишь в единственной точке восточнее Харькова содержания марганца поднимаются до 0,08%, но зато в ряде других точек — западнее Харькова — понижаются до 0,007—0,009%.

Любопытно, что средние содержания марганца в безрудных породах в разрезах к югу от зоны месторождений существенно выше, чем в подобных же породах к северу от этой зоны. Так, среднее содержание марганца от зоны ближнего выклинивания через зону месторождения к зоне дальнего выклинивания изменяется для песков: 0,017 → 0,039 → 0,032; для глин: 0,026 → 0,101 → 0,038%. В целом для этой области среднее количество марганца составляет (%): в песчаниках 0,023 (45 обр.), в алевритах 0,026 (10 обр.), в глинах 0,047 (91 обр.). На площади же Днепровско-Донецкой впадины средние содержания марганца



Фиг. 3. Схематическая карта распределения средних содержаний марганца в нижнехарьковских отложениях.

1 — залежи марганцевых руд; отложения с содержанием марганца (%): 2 — больше 0,1; 3 — 0,05—0,10, 4 — 0,01—0,05, 5 — меньше 0,01; 6 — предполагаемая суша; 7 — точки отбора каменного материала

составляют (%): в песчаниках — всего 0,009 (56 обр.), в известковистых песчаниках 0,008 (5 обр.), в глинах 0,012 (32 обр.), в известковых глинах 0,016 (9 обр.), в опоковидных глинах 0,006 (11 обр.), в мергелях 0,023 (22 обр.), в песчаных мергелях 0,014 (2 обр.). В целом же осадки рудонакопляющего бассейна вне узкой зоны месторождений не показывают никаких признаков обогащения марганцем, в ряде же случаев они характеризуются содержаниями марганца, как, например, на севере, ниже кларковых. Иначе говоря, огромное накопление марганца в ограниченной по размерам рудной полосе оказывается как бы инородным телом в огромном рудонакопляющем бассейне. Здесь проявляются те же самые соотношения, какие установлены и для всех других участков олигоценового марганцеворудного бассейна Юга СССР (см. другие статьи в этом номере).

Чрезвычайно интересное распределение марганца наблюдается в самой рудной зоне. Здесь выделяется ряд месторождений — рудных полей, в каждом из которых среднее содержание марганца в рудном горизонте достигает 20—40%. Все эти отдельные рудные поля оконтуриваются переходной зоной с пониженными и все уменьшающимися содержаниями марганца. В непосредственном соседстве с рудным контуром месторождений эти величины составляют от немногих процен-

тов до десятых долей процента, на большем удалении — от 0,1 до 0,05%. Нельзя не отметить общей малой ширины переходной зоны, которая в общем соизмерима с шириной собственно рудной полосы, и асимметрии ее: ширина переходной зоны вдоль северной и восточной границ рудного поля совершенно ничтожна, а вдоль южной — во много раз больше.

В тех случаях, когда влияние гипергенных процессов оказывалось минимальным, содержания марганца в подрудных породах, как правило, не превышают следующих величин (%): пески — 0,010—0,040, алевролиты — 0,017—0,060, глины — 0,032—0,097. Среднее содержание марганца в рудоносных песчаниках — 0,098.

Содержания марганца в разрезе надрудных отложений, начиная от контакта с рудным пластом по направлению к кровле харьковских отложений, уменьшаются от 0,102—0,096 до 0,018—0,040%.

В этих цифрах необходимо подчеркнуть, что во вмещающих руду породах отмечается хотя и незначительное, но все же явно выраженное увеличение содержания марганца против кларковых и тех, что наблюдаются в осадках марганцеворудного бассейна за пределами месторождения.

Количественная оценка соотношения масс марганца, находящегося в Южно-Украинском марганцеворудном бассейне в рассеянных и рудных концентрациях, может быть сделана лишь в самой приближенной форме, дающей представление об ориентировочных порядках величин.

Если из состава харьковских отложений исключить марганцевые руды, то, оперируя характерными величинами мощностей средних содержаний марганца, можно подсчитать, что в рассеянных концентрациях в породах марганцеворудного бассейна находится примерно 743,68 млн. т марганца. Можно также с известной условностью принять, что массы рудных концентраций марганца Никопольского месторождения минимум равны 340,2 млн. т, Больше-Токмакского месторождения по крайней мере — 384,3 млн. т. Однако Никопольское месторождение является останком, сохранившимся от постологоценовых трансгрессий. Подобными реликтами являются также рудопроявления в районе Апостолово-Шолохово и небольшое Ингулецкое месторождение в полосе сплошного распространения марганцевых руд на 250 км от р. Ингульца до г. Орехова (Носовский, 1956; Грязнов, 1960).

Следовательно, можно допустить, что Никопольское месторождение представляет лишь часть этой сплошной полосы, т. е. примерно 20—50% от нее. В этом случае массы рудных концентраций марганца для нее составят примерно 1701 млн. т марганца либо 680,4 млн. т, а для всего Южно-Украинского марганцеворудного бассейна — 2085,3 млн. т марганца либо 1020,6 млн. т. Отношение масс марганца в рассеянных

концентрациях к массам марганца в рудных концентрациях $\left(\frac{M_{п\text{расс}}}{M_{п\text{рудн}}} \right)$ составит соответственно 0,33 либо 0,73. А масса рассеянного марганца от общей его массы (рассеянные плюс рудные) всего 26,28 либо 42,15%. Но эти цифры справедливы лишь для площади самой рудоносной полосы.

Подобные соотношения окажутся существенно иными, если ориентировочно оценить массы рассеянного марганца в той части Причерноморской впадины, которая не вошла в состав Южно-Украинского марганцеворудного бассейна. Приняв, что площадь ее минимум 20 тыс. км², средняя мощность харьковских отложений 200 м, а содержание марганца 0,05% (Атлас палеогеографических карт, 1960), получим 5200 млн. т марганца. Последняя величина, очевидно, многократно ниже действительной величины масс марганца в рассеянных кон-

центрациях, поскольку мощности харьковских отложений в южных районах Причерноморской впадины достигают 500—700 м, а вся площадь ее также значительно выше. Однако даже приведенная выше цифра (5200 млн. т) свидетельствует о том, что в целом в нижнесреднеолигоценевом бассейне, частью которого был Южно-Украинский марганцеворудный бассейн, массы рассеянных концентраций марганца существенно преобладают над рудными. И чем большую площадь безрудных отложений принимать во внимание, тем более значительным будет преобладание масс рассеянных концентраций марганца над массами его рудных концентраций.

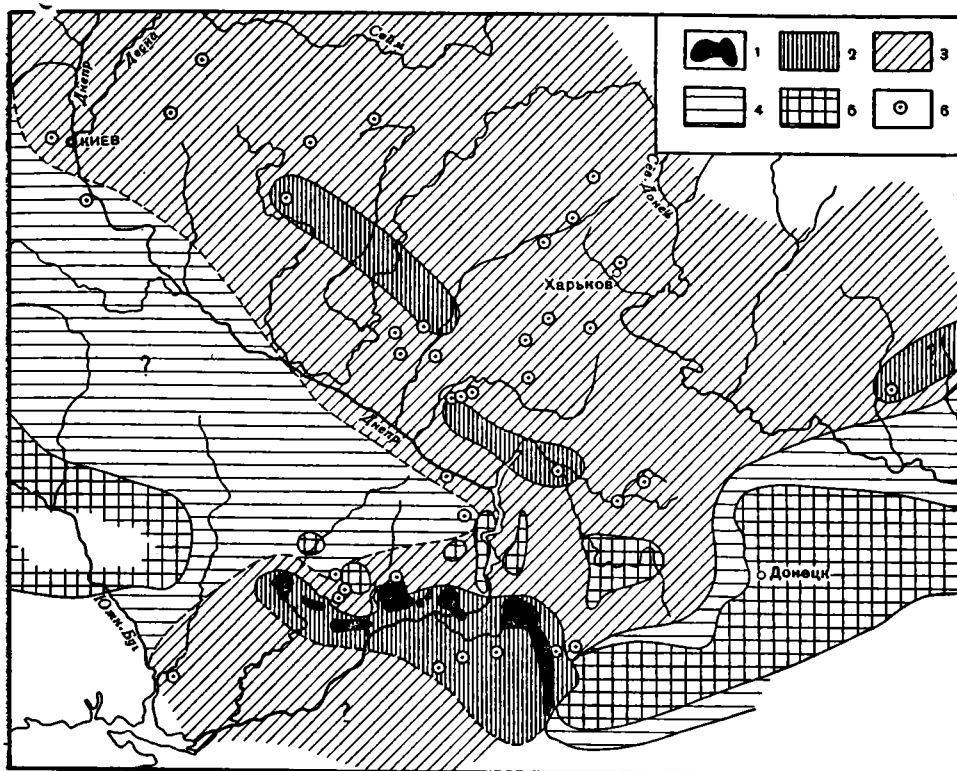
3. О РАСПРЕДЕЛЕНИИ ЖЕЛЕЗА

На фиг. 4 изображена схема распределения валового железа в отложениях марганцеворудного бассейна; она построена на тех же принципах и на том же количестве точек, что и карта распределения марганца. Из рассмотрения ее явствует, что за пределами рудной полосы содержания железа, как и содержания марганца, находятся на кларковом уровне либо даже несколько ниже него. При этом размещение разных количественных градаций на рассматриваемой площади бассейна также имеет отчетливо выраженные черты закономерности. Так, в широкой прибрежной западной полосе, отвечающей Украинскому кристаллическому щиту, содержания железа минимальны — меньше 2%; аналогичная полоса протягивается, видимо, и вдоль западного побережья Донецкого острова на востоке. Огромная площадь, обнимающая Днепровско-Донецкую впадину, а также и впадину Причерноморскую, характеризуется содержаниями железа от 2 до 4%, чаще всего это между 2,5—3,5%. На этом довольно ровном и выдержанном фоне выступают три небольших полосы, документированные всего пятью точками, где содержание железа выше 4%, колеблясь от 4,08 до 4,80%, т. е. все еще в пределах кларка.

Распределение железа по типам пород в Днепровско-Донецкой впадине следующее (%): в песчаниках — 2,99 (56 обр.), в известковых песчаниках — 2,72 (5 обр.), в глинах — 3,54 (32 обр.), в известковых глинах — 2,75 (9 обр.), в опоковидных глинах — 2,45 (11 обр.), в мергелях — 2,36 (22 обр.), в песчаных мергелях — 2,38 (2 обр.). В общем это обычный тип распределения железа по основным петрографическим типам пород.

В зоне месторождений собственно, т. е. в межрудных прослоях, содержание железа заметно повышено. Так, пески здесь заключают в среднем (%) 3,07 (11 обр.), алевролиты — 3,56 (5 обр.), глины — 4,11 (48 обр.). Несмотря на несколько повышенное содержание железа характер его распределения по типам пород остается прежним.

Наконец, к югу от марганцеворудной полосы, т. е. уже в пределах Причерноморской впадины, содержания железа еще несколько возрастают. В песчаниках железа — 4,84 (7 обр.), алевролитах — 3,89 (4 обр.), в глинах — 4,38% (25 обр.). Четкость связей концентраций железа с петрографическими типами пород в значительной степени утрачивается. В общем же области марганцеворудной полосы и Причерноморской впадины характеризуются несколько повышенными содержаниями железа сравнительно с площадями к северу от рудной зоны, т. е. Украинским кристаллическим щитом и Днепровско-Донецкой впадиной. Это близко к тому, что мы наблюдали выше в распределении марганца. Едва ли можно думать, что такое совпадение случайно; вероятнее всего, оно коренится в источниках питания бассейна осадочным материалом.



Фиг. 4. Схематическая карта распределения средних содержаний железа в нижнехарьковских отложениях

1 — залежи марганцевых руд; отложения с содержанием железа (%): 2 — больше 4,0; 3 — 2,0—4,0; 4 — меньше 2,0; 5 — предполагаемая суша; 6 — точки отбора образцов

Хотя содержания железа во всех типах пород марганцеворудного бассейна мало отличаются от кларка, все же нельзя не обратить внимания на следующее существенное обстоятельство. Песчаные и алевритовые отложения этого бассейна типичные олигомиктовые, ортокварцитовые. В такого рода породах, лишенных темноцветных компонентов, содержания железа находятся обычно на уровне 0,2—0,4%, в алевритах на уровне 1,2—1,8%, редко выше. Между тем, в песках Днепровско-Донецкой впадины железо в среднем составляет 2,99, в рудной полосе — 3,07, в Причерноморской впадине — 4,84%. В алевритах соответственно 3,56% (в рудной полосе), 3,89% в Причерноморской впадине. Очевидно явное обогащение железом прибрежных песчано-алевритовых осадков. При этом носителем этого избыточного железа является в данном случае глауконит, имеющий многие несомненные признаки аутигенного диагенетического минерала, а не занесенного извне. Но в таком случае следует считать, что избыточное железо было занесено в бассейн, вероятно, в виде гидроокисей, еще в седиментогенезе и затем переработано в глауконит в раннем диагенезе. Это избыточное железо, накопившееся в песчаных осадках в седиментогенезе, следует, как отмечал Н. М. Страхов (1960), рассматривать как зачаточную, самую раннюю стадию железорудного процесса, так и не получившего здесь дальнейшего развития.

Но если это так, то вскрывается очень характерное соотношение: на изучаемой площади сочетается резко выраженный локальный мар-

ганцеворудный процесс с зачаточным железорудным — ситуация редкая и нигде на других участках южнорусского палеогенового бассейна больше не наблюдающаяся. При этом железорудный процесс в отличие от марганцеворудного не только чрезвычайно слабо выражен (эмбрионален), но и территориально «размазан» на обширной площади. Он протекал по существу на всех тех участках бассейна, где отмечаются пески и алевриты. В глубь бассейна, в области отложения глин он уже не доходит, затухает. Эта «размазанность» эмбрионального рудного железонакопления в данном случае не составляет чего-то специфического для изучаемого бассейна. Она свойственна эмбриональной стадии рудообразующего процесса вообще (Страхов, 1960).

4. ОБ ИСТОЧНИКАХ МАРГАНЦА И ЖЕЛЕЗА

Основным поставщиком седиментационного материала (рудного и нерудного) для харьковских отложений Южно-Украинского марганцеворудного бассейна служил Украинский кристаллический щит, точнее восточная и юго-восточная его части. Осадочный материал для формирования харьковских отложений Днепровско-Донецкой впадины поступал как с северо-восточных склонов Украинского кристаллического щита, так и со стороны Воронежского кристаллического массива. Возникает вопрос, сказываются ли как-нибудь различия источников седиментационного вещества на распределении концентраций марганца и железа в осадках марганцеворудного бассейна?

Восточная область Украинского кристаллического щита между меридианами городов Кривой Рог и Орехов (33—36°) характеризуется широким развитием нижнепротерозойских толщ, абсолютный возраст которых 1750—1400 млн. лет. В основании разреза залегают спилитовые (амфиболитовые) свиты. Выше несогласно располагается криворожская свита, состоящая из двух подсвит: нижней-аркозово-филлитовой, верхней — железистых кварцитов и сланцев. Над последней залегают ингулецкая карбонатно-терригенная свита. Эти нижнепротерозойские свиты слагают субмеридионально простирающиеся синклинии: Криворожско-Кременчугский, Верховцевско-Никопольский и Белозерско-Запорожский, корни которых сохранились в настоящее время. Очевидно, что большая часть этих протерозойских сооружений — саксаганид была уничтожена эрозией во вторую половину протерозоя — до начала кайнозоя, причем чем ближе к началу палеогена, тем более древние толщи протерозоя вскрывались выветриванием.

Обращает на себя внимание, что границы распространения полосы марганцеворудных олигоценых осадков и нижнепротерозойских вулканогенно-осадочных образований примерно совпадают. Более того, сохранившиеся в настоящее время месторождения марганцевых руд приблизительно соответствуют располагающимся севернее районам развития нижнепротерозойских метабазитовых толщ. Так, Ингулецкое марганцевое месторождение, полоса развития карбонатных марганцевых руд в районе Апостолово-Шолохово, располагается непосредственно к югу от Криворожско-Кременчугского прогиба, Никопольское месторождение — к югу от Верховцевско-Никопольского прогиба, Больше-Токмакское месторождение — к югу, юго-востоку, от Орехово-Павлоградского, Белозерско-Запорожского и Корсак-Гуляйпольского синклиниев. Все это позволяет предположить, что материнскими породами, поставлявшими в бассейн марганец и железо, были в основном мета-базитовые породы, а также породы железорудно-кремнисто-сланцевой серий (фиг. 5).

Весьма специфичная и латерально устойчивая ассоциация тяжелых минералов из харьковских отложений Южно-Украинского марганцево-

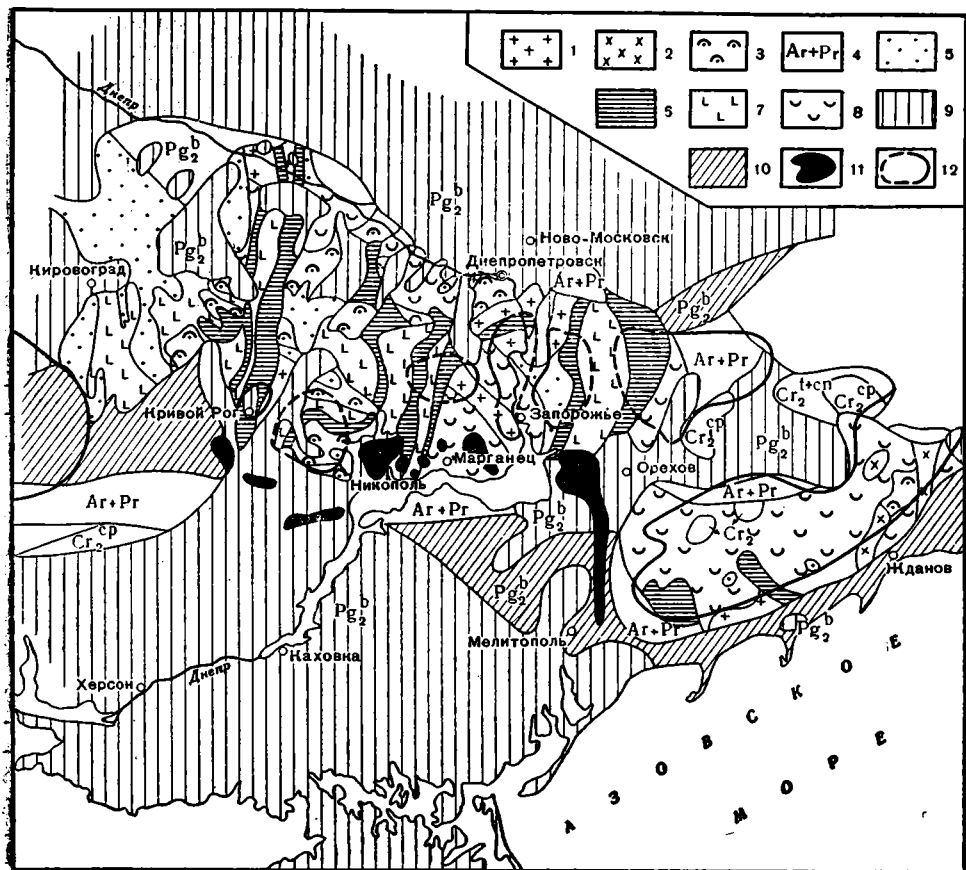
рудного бассейна является прямым подтверждением весьма значительной роли метабазитовых толщ в составе материнских пород. По данным Г. Ю. Бутузово́й (1963), эту ассоциацию образуют следующие минералы: (средние содержания в процентах от числа прозрачных минералов тяжелой фракции): эпидот-цоизит — 45,6, гранат — 16,9, циркон — 13,9, дистен — 5,6, турмалин — 4,4, рутил — 4,2, силлиманит — 3,4, титан-содержащие минералы — 2,5, ставролит — 1,3, хлоритоид — 1,2, пикотит — 0,8, сфен — 1,1, роговая обманка — 0,6, апатит — 0,5, анатаз — 0,4. В рассматриваемых вулканогенно-осадочных нижнепротерозойских толщах наиболее широко распространены амфиболиты и сланцы хлоритовые, тальковые, характеризующиеся в большинстве случаев относительно высокими содержаниями марганца до 0,62—0,99%, что примерно на порядок превышает кларк марганца для изверженных пород.

Таким образом, намечается пространственная связь зеленокаменных вулканогенно-осадочных формаций саксаганской геосинклинальной области с нижнеолигоценовыми марганцевыми рудами: контуры распространения марганцеворудных осадков совпадают с границами развития протерозойских вулканогенно-осадочных толщ (фиг. 5).

Если принять, что материнскими породами харьковских отложений были метабазитовая и железисто-кремнисто-сланцевая толщи, содержащие примерно 0,50—0,90% марганца и обладающие приблизительно плотностью 2,8, то при общих массах марганца в бассейне соответственно 1764,3 либо 2829,0 млн. т вероятный объем исходных пород должен быть не менее 126 либо 202 км³. Если же принять, что содержание марганца в исходных породах 0,90%, то эти объемы сократятся примерно вдвое. Допустим, что глубокому разложению и переносу подверглась верхняя (1—2 км) толща этих вулканогенно-осадочных образований, тогда площадь арены размыва составляет соответственно 126,0—202,0 км² (либо в два раза меньше). Современная площадь распространения вулканогенно-осадочных нижнепротерозойских образований многократно превышает максимальную из подсчитанных площадей, т. е., если даже исключить из рассмотрения гранитизированные и кислые породы, развитые в области саксаганской геосинклинали, а оперировать лишь метаморфическими производными вулканогенно-осадочных нижнепротерозойских формаций, то и в этом случае их объемы многократно превышают объемы, потребные для формирования харьковских отложений, включая марганцеворудные залежи. Кроме того, на поверхности современного геологического среза сохранились лишь останцы, реликты некогда значительно более широко распространенных нижнепротерозойских вулканогенно-осадочных толщ саксаганской геосинклинали.

Геологическая позиция Днепровско-Донецкой впадины позволяет полагать, что Украинский кристаллический щит и отчасти суша, расположенная на северо-востоке, были основными поставщиками седиментационного материала для харьковских отложений этого региона. При этом весьма вероятно, что с северо-восточного склона Украинского щита материал осадков поступал по крайней мере в зоны юго-западного крыла и известную часть центрального прогиба впадины. Большая часть северо-восточного склона Украинского щита (до меридиана г. Кременчуга) сложена кислыми породами — гранито-гнейсовые толщи, граниты чудново-бердичевского комплекса. В составе образований более южных районов этого щита заметную роль играют породы саксаганской и метабазитовой серий.

Состав тяжелых терригенных минералов харьковских отложений с определенностью свидетельствует о характере материнских пород.



Фиг. 5. Схематическая карта, показывающая соотношения выходов метабазитовой и саксаганской серий на доверхнеэоценовую поверхность и нижнеолигоценовых марганцеворудных залежей (по данным из Атласа палеогеографических карт УССР, 1960): 1 — новоукраинские граниты коростеньского комплекса; 2 — рапакиви и граниты коростеньского комплекса; 3 — гранитоиды буковинско-осининского комплекса; 4 — архейские и протерозойские образования; 5 — серые среднезернистые и крупнозернистые порфириновые биотитовые граниты, реже аплито-пегматонидные граниты; 6 — саксаганская и метабазитовая серии; 7 — гнейсы и мигматиты ингуло-ингулецкой гнейсовой серии; 8 — гнейсово-мигматитовая толща; 9 — отложения бучакской свиты; 10 — предполагаемые отложения бучакской свиты; 11 — нижнеолигоценовые марганцеворудные залежи; 12 — предполагаемая нижнеолигоценовая суша

О. В. Крашенинниковой (1949) подсчитан средний состав минералов тяжелой фракции для рассматриваемых отложений всей Днепро-Донецкой впадины (для удобства сопоставления с тяжелыми минералами из эквивалентных пород Южно-Украинского марганцеворудного бассейна эти содержания пересчитаны нами в процентах от числа прозрачных минералов тяжелой фракции): рutil 10,8—12,9, турмалин — 9,8—15,2, гранат 4,3—20,2, андалузит — до 2,27, дистен — 13,9—19,3, ставролит — 6,3—20,9, силлиманит — 14,3—23,0, эпидот — 1,1—22,8, хлоритид — 1,8—5,7.

Изучение Л. И. Карякиным (1954) минералогии харьковских отложений рассматриваемых областей также показывает, что дистен-ставролит-силлиманитовая ассоциация является главенствующей в составе минералов тяжелой фракции. Кроме того, этим автором отмечены следующие особенности: а) наименьшее количество тяжелых минералов наблюдается в районе г. Харькова и к востоку и юго-востоку от него. Содержание тяжелых минералов увеличивается к северу и западу от

Харькова; б) относительная грубозернистость харьковских отложений возрастает в западном направлении (к Украинскому кристаллическому щиту); в) среди обломочных зерен кварца нередко встречаются разновидности с включениями иголок рутила, призмочек апатита и циркона.

Следовательно, размыву подвергались главным образом кислые породы Украинского щита.

В Днепровско-Донецкую впадину с арены сноса, расположенной на северо-востоке, поступало относительно ограниченное количество материала, по-видимому, главным образом в виде тонких взвесей и растворов, о чем свидетельствует широкое развитие опок, трепелов и общая повышенная кремнистость харьковских отложений в зоне северо-восточного крыла.

С этими обстоятельствами можно, по-видимому, связывать относительно пониженные концентрации марганца и железа рассматриваемых отложений данной впадины по сравнению с эквивалентными осадками Южно-Украинского марганцеворудного бассейна. Если же учесть в последних и рудные концентрации марганца, то такое сопоставление будет более разительным. При колебании мощностей харьковских отложений Днепровско-Донецкой впадины от 3—6 м в зоне крыльев и щита до 300 м в зоне центрального прогиба, при среднем значении 30 м для всей впадины в целом, абсолютные массы марганца будут составлять соответственно от 7,8 до 780 млн т при среднем значении 78,0 млн т, а абсолютные массы железа будут изменяться от 2340 до 234 000 млн т при среднем значении 23 400 млн т, т. е., принимая даже максимальные величины (при мощности 300 м) абсолютных масс марганца и железа и сравнивая их с соответствующими абсолютными массами лишь рудного стратиграфического эквивалента зоны дальнего выклинивания Южно-Украинского марганцеворудного бассейна, можно убедиться, что последние значительно выше первых.

Всего же в харьковских отложениях Днепровско-Донецкой впадины, если условно принять их среднюю мощность 30 м, а площадь распространения 137,5 тыс. км², заключено 1072,1 млн т марганца и 320 750 млн т железа. Сравнение полученных общих масс марганца и железа Днепровско-Донецкой впадины с соответствующими величинами Южно-Украинского бассейна показывает, что в нем общие количества марганца и железа не менее, чем на один-два порядка выше, несмотря на условно принятые меньшие размеры площади против действительных.

Таким образом, если допустить, что фациальные обстановки седиментации и физико-химические условия существования харьковских осадков Южно-Украинского марганцеворудного бассейна и Днепровско-Донецкой впадины были близки, то отмеченные различия в составе исходных пород, по-видимому, оказали решающее влияние на характер распределения концентраций марганца и железа в этих олигоценых бассейнах.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас палеогеографічних карт Української і Молдавської РСР (з елементами літофацій) за загальним керівництвом академіка АН УРСР В. Г. Бондарчука. Изд-во АН УССР, 1960.
- Балуховский Н. Р. Палеогеновые отложения окрестностей г. Канева. В кн.: Палеогеновые отложения Юга Европейской части СССР. Изд-во АН СССР, 1960.
- Баранова Н. М., Геворкьян В. Х., Романова К. І., Плотникова Л. Ф. Мезокайнозойські відклади Білозерської магнітної аномалії. Геологічний ж., т. 20, вып. 6, 1960.
- Белевцев Я. Н. (ред.). Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. Госгеолтехиздат, 1957.

- Бетехтин А. Г. Промышленные марганцевые руды СССР. Изд-во АН СССР, 1946.
- Бондарчук В. Г. и др. Палеогеография Украинской и Молдавской ССР. Региональная палеогеография. В кн.: Междунар. геол. конгр., XXI сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 12. Госгеолтехиздат, 1960.
- Бутузова Г. Ю. Ассоциации тяжелых минералов в палеогеновых отложениях Южно-Украинского марганцеворудного бассейна. Литология и полезн. ископ., № 3, 1963.
- Бутузова Г. Ю. и Штеренберг Л. Е. О распределении рассеянных содержаний марганца, железа и фосфора в марганценосных отложениях ГрузССР. Докл. АН СССР, т. 142, № 6, 1962.
- Варенцов И. М. О геохимии Усинского марганцевого месторождения в Кузнецком Алатау (о распределении Mn, Fe, P, CaO, MgO, Al₂O₃, SiO₂ и S в рудоносной толще Усинского месторождения карбонатных марганцевых руд). Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 70, 1962.
- Варенцов И. М. О распределении Mn, Fe, P, CO₂ и Corg в олигоцене Южно-Украинского марганцеворудного бассейна. Докл. АН СССР, т. 147, № 3, 1962.
- Вернадский В. И. Геохимия марганца в связи с учением о полезных ископаемых (доклад на конф. 1935 г.). Изб. соч., т. 1. Изд-во АН СССР, 1954.
- Вернадский В. И. Очерки геохимии, история марганца. Избр. соч., т. 1. Изд-во АН СССР, 1954.
- Видоменко Х. Р. Геологічна історія Дніпровсько-Донецької западини в олігоцені. Доповіді АН УРСР, № 6, 1956.
- Видоменко Х. Р. Геологическая карта Днепровско-Донецкой впадины. В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность вост. обл. Украины. Изд-во АН УССР, 1959.
- Гавриш В. К. К вопросу о формировании прогибов Днепровско-Донецкой впадины в третичное время. Докл. АН СССР, т. 125, № 1, 1959.
- Грязнов В. И. Закономерности размещения марганцевых руд на территории Украинской ССР. Закономерн. размещ. месторождений в платформенных чехлах (Докл. II Всес. объед. сес. по закономерн. размещ. полезн. ископ. и прогнозным картам), ч. II. Изд-во АН УССР, 1960.
- Грязнов В. И. Материалы к геохимии и промышленной оценке Больше-Токмакского марганцевого месторождения. Научн. зап. Днепропетровск. ун-та, т. 59, 1960.
- Жаптаренко-Черноусова О. К., Бараш П. Е. и Чернявская А. А. К стратиграфии палеогеновых отложений северо-восточной части Украинской ССР. Сов. геология, № 11, 1958.
- Жарякин Л. И. Минералогический состав кремнисто-глинистых пород харьковского яруса в пределах УССР. Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва при ун-те, № 8, 1954.
- Ключников М. Н. Стратиграфия и фауна нижнетретичных отложений Украины. Изд-во АН УССР, 1958.
- Ключников М. Н. Стратиграфия палеогеновых отложений Украинской ССР. В сб.: Тр. совещ. по разраб. унифицир. стратигр. шкалы Крымско-Кавказской обл. Изд-во АН АзербССР, 1959.
- Крашенинникова О. В. Некоторые данные по микропетрографической корреляции кайнозойских отложений Днепровско-Донецкой впадины и смежных районов. В кн.: Тр. Научно-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР. Изд-во АН УССР, 1949.
- Листова Л. П. Физико-химические исследования условий образования окисных и карбонатных руд марганца. Изд-во АН СССР, 1961.
- Мартинов А. А. Некоторые закономерности тектоники палеогеновых и мезозойских отложений восточной части Днепровско-Донецкой впадины. В кн.: Геол. строение и нефтегазоносность вост. обл. Украины. Изд-во АН УССР, 1959.
- Нестеренко П. Г. Палеогеновые отложения окрестностей г. Днепропетровска и стратиграфическое положение мандриковских слоев. В кн.: Палеогеновые отложения Юга Европейской части СССР. Изд-во АН СССР, 1960.
- Никитина Ю. П. О киевском и харьковском «ярусах» скифской платформы. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, Отд. геол., т. 38, вып. 1, 1963.
- Носовский М. Ф. О влиянии размывов на распространение марганцеворудных залежей Южной Украины. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 4, 1956.
- Носовский М. Ф. и Ярцева М. В. Палеогеновые отложения южного склона Украинского кристаллического массива. В кн.: Палеогеновые отложения Юга Европейской части СССР. Изд-во АН СССР, 1960.
- Ронов А. Б., Ермишкина А. И. Распределение марганца в осадочных породах. Геохимия, № 3, 1959.
- Селин Ю. І. Про необхідність вивчення марганцевоносності олігоценових відкладів Дніпровсько-Донецької западини. Доповіді АН УРСР, № 6, 1960.
- Селин Ю. И. Олигоценные отложения Больше-Токмакского марганцевого месторождения. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 37, вып. 1, 1962.

- Семеновко Н. П. и др. Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Изд-во АН УССР, 1959.
- Страхов Н. М. О фациальных соотношениях между рассеянными содержаниями элементов и их рудными накоплениями в отложениях гумидных зон. Зап. Всес. минералог. о-ва, т. 86, вып. 2, 1957.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I—II. Изд-во АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 23, 1959.
- Тихомирова Е. С. Распределение железа, марганца и фосфора в нижнеолигоценых отложениях Мангышлака. Докл. АН СССР, т. 143, № 3, 1962.
- Ферсман А. Е. Геохимия. Избр. тр., т. III—IV. Изд-во АН СССР, 1955, 1958.
- Штеренберг Л. Е. К вопросу о распределении марганца в осадочных породах. Докл. АН СССР, т. 135, № 5, 1960.
- Ярцева М. Я. До стратиграфії олігоценових відкладів вівденносхідного схилу Українського кристалічного щита (за фауною фораминіфер). Геологічний ж., т. 19, вып. 3, 1959.
- Krauskopf K. B. Separation of manganese from iron in sedimentary processes. Geochim. et cosmochim. acta, vol. 12, No. 1/2, 1957.

Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
10.XI.1963

УДК 553.32 + 549.261 : 551.781.51 (479.22)

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАРГАНЦА И ЖЕЛЕЗА В ХАДУМСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ГРУЗИИ

Г. Ю. БУТУЗОВА, Л. Е. ШТЕРЕНБЕРГ

Рассматриваются особенности распределения процентных содержаний и абсолютных масс марганца и железа в хадумских отложениях Грузии.

1. ПОСТАНОВКА ВОПРОСА

В геохимии марганцевых месторождений до сего времени имеется ряд нерешенных сложных вопросов, имеющих большое значение для познания деталей процесса осадочного рудообразования. Одним из основных является вопрос о поведении марганца и железа в осадках марганцеворудных бассейнов. Возникают ли в этих бассейнах наряду с высокими концентрациями марганца высокие концентрации железа и какова их пространственная локализация? Если не возникают, то почему?

До сих пор при решении этих вопросов исследователи исходили из общих физико-химических данных, не опираясь на материалы по распределению марганца и железа в осадках конкретных марганцеворудных водоемов. Совершенно очевидно, что любые физико-химические рассуждения могут быть приняты лишь только тогда, когда они основываются на реально наблюдаемых в природе соотношениях между этими элементами. Учитывая это, в программу работ по геохимии палеогенового бассейна Юга СССР и был включен раздел, посвященный сравнительному анализу распределения железа и марганца в Чиатурском, Никопольском, Лабинском и Мангышлакском месторождениях.

Настоящая статья разбирает поставленный вопрос на примере Чиатурского и ряда других более мелких месторождений марганца, расположенных на территории Грузинской ССР.

Прежде чем перейти к его анализу, напомним общую палеогеографическую ситуацию хадумского времени, к которому и приурочиваются основные марганцевые месторождения.

2. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ХАДУМСКОГО ВРЕМЕНИ В ГРУЗИИ

Принятая за основу и несколько измененная в деталях палеогеографическая схема А. Г. Лалиева (1961), охватывающая центральную и западную части Грузии, указывает на сложную обстановку хадумского осадконакопления. Оно происходило в условиях закрытого, островного мелководного бассейна, с изрезанной береговой линией (фиг. 1). Как видно на схеме, в Грузии располагались тогда два широко вытянутых пролива довольно прихотливых очертаний, между которыми лежала суша, к востоку от Дзирульского массива проливы объединялись, уходя в Куринскую депрессию. Тектонически западная

часть северного пролива приурочивается к краевой части широкой, межгорной впадины, характеризующейся значительным развитием мезо-кайнозойских отложений. В центральной части северного пролива различаются два самостоятельных участка: 1) вытянутая вдоль мегантиклинория Большого Кавказа узкая, довольно интенсивно прогибающаяся в мезо-кайнозойскую полосу («шовная зона», по Е. Е. Милановскому и В. Е. Хаину) (Милановский и Хаин, 1963), и 2) широкая, довольно устойчивая, приподнятая часть Грузинской глыбы, на отдельных опущенных участках которой сохранились частично меловые и третичные отложения, имеющие небольшие мощности.

Восточная часть северного пролива располагается в Куринской межгорной впадине, где интересующие нас отложения Pg_3-N_1 распространены довольно широко.

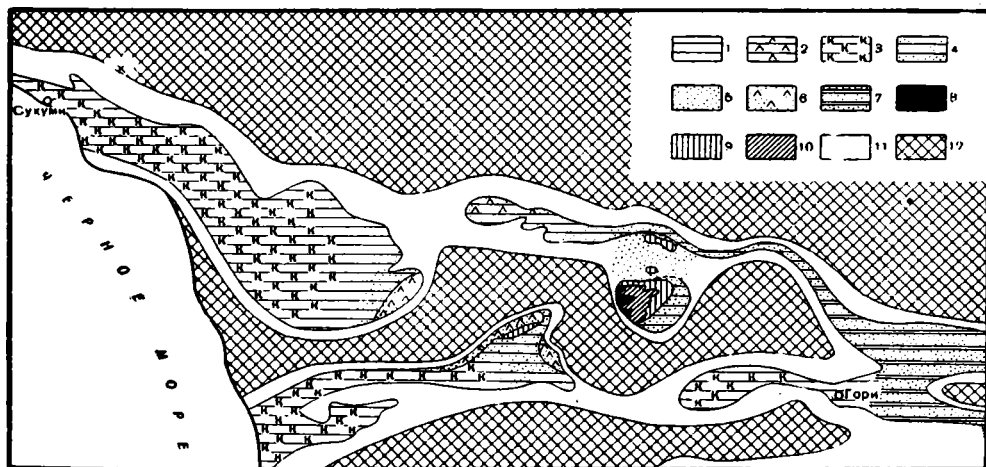
Южный пролив приурочивается к Рионско-Куринской впадине и характеризуется значительным развитием молодых третичных отложений.

Сушей на севере был мегантиклинорий Большого Кавказа, а на юге Аджаро-Триалетская складчатая система. Между проливами располагалась Окрибско-Дзирульская суша с чрезвычайно прихотливой конфигурацией берегов, с системами заливов и отмелей.

Надо сказать, что очертания береговой линии северного и южного проливов были, вероятно, более сложны, чем показано на палеогеографической схеме, однако для детализации этого вопроса у нас нет достаточно надежного материала.

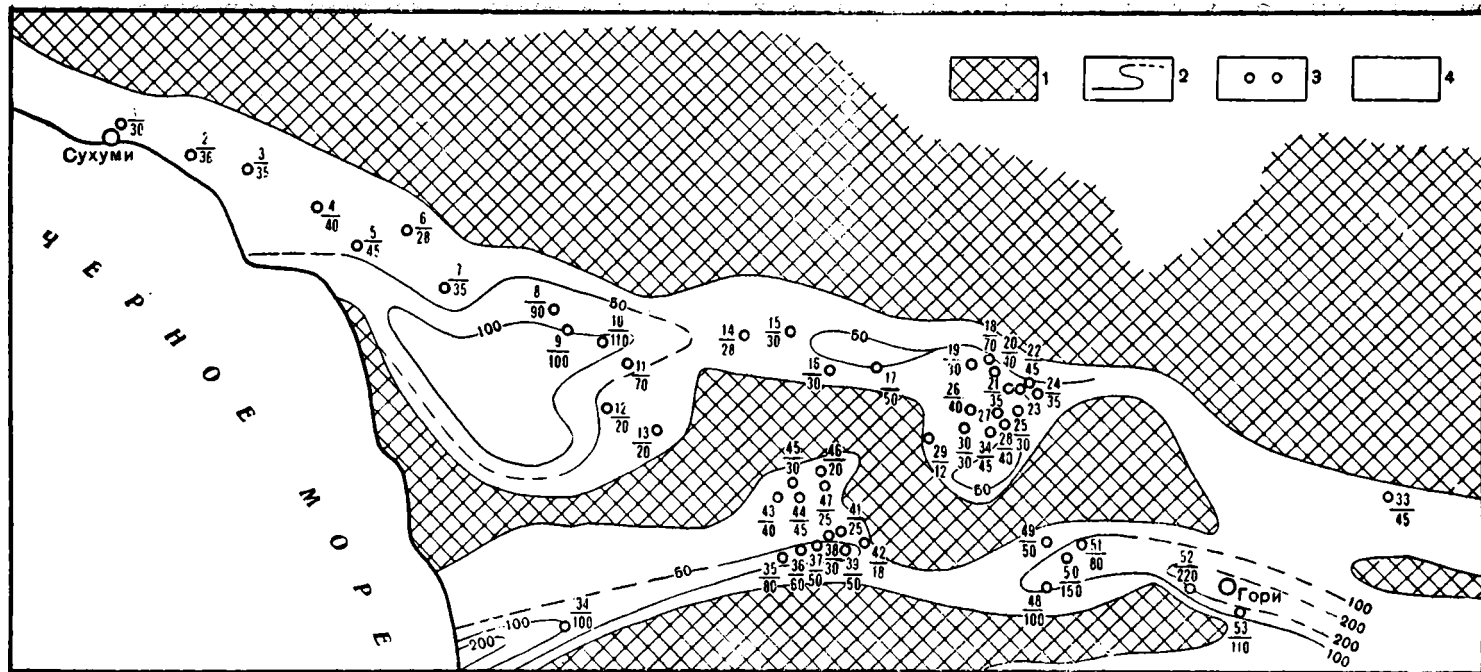
Распределение осадков в разных частях хадумского бассейна вскрывает ряд новых важных черт палеогеографии того времени.

На западе северного пролива широко развиты карбонатные глины с содержанием $CaCO_3$ до 35%. Среди них преобладают тонкие разности, в которых фракция меньше 0,001 мм составляет 85—95% породы. Алевритовые разности встречаются в разрезе спорадически в виде прослоев и линз. Это, видимо, относительно глубоководные отложения. В сторону суши карбонатные глины сменяются песчано-алевритовыми глинами, глинистыми алевролитами и спонголитовыми песчаниками (разрезы у сел. Зеда-Хунци и Таргамули). Такая же картина наблю-



Фиг. 1. Литологическая схема хадумских отложений Грузинской ССР

1 — глины, 2 — глины кремнистые, 3 — глины карбонатные, 4 — глины песчано-алевритистые и глинистые алевролиты, 5 — пески и песчаники, 6 — песчаники спонголитовые, 7 — переслаивание глин и песчаников, 8 — руды марганцевые окисные; 9 — руды марганцевые карбонатные; 10 — руды марганцевые смешанные, окисно-карбонатные; 11 — участки размывов, 12 — суша



Фиг. 2. Схема распределения мощностей хадумских отложений на территории Грузинской ССР
 1 — изученные разрезы (обнажения и скважины; в числителе — номер разреза, в знаменателе — мощность хадумских отложений); 2 — изолинии равных мощностей, установленные; 3 — изолинии равных мощностей, предполагаемые; 4 — суша

дается и в западной части южного пролива. В районе Аджамети-Чахри, который находится вблизи Окрибского поднятия, и в восточной части Дзирульского массива (скв. 2 и 6) отложения представлены мелкозернистыми спонголитовыми песчаниками; это мелководные прибрежные осадки. В центральных, более глубоководных участках пролива формировались карбонатные глины. В восточной части южного пролива сохранились лишь наиболее глубоководные отложения — карбонатные глины; они сменяются к востоку толщей переслаивания слабопесчаных глин и песчаников.

Более сложно распределение различных типов пород в центральной части северного пролива. В узкой более глубоководной зоне в хадумское время накапливались песчаные глины и алевролиты с прослоями песчаников. К западу они сменяются кремнистыми глинами (районы Рачи и Лечхуми).

В восточной части моря (Сачхерский блок Грузинской глыбы) хадумские отложения представлены разнозернистыми песками и песчаниками, а в наиболее опущенных участках — алевролитовыми глинами. Для песчаных отложений весьма характерно наличие прослоев и линз грубозернистых и конгломератовидных разностей, включения крупных остатков древесины плохой сохранности, что свидетельствует о мелководных прибрежных условиях, которые господствовали здесь в это время.

Распределение мощностей хадумских отложений видно на фиг. 2. Участки наибольших мощностей (100 м и более) приурочены к тем частям межгорных впадин, где происходило накопление наиболее тонкозернистых осадков — карбонатных глин. К таким участкам относятся центральная часть Абхазско-Мегрельской впадины, западная и юго-западная часть Рионской впадины и западная часть Куринской депрессии.

Участки умеренных мощностей хадумского горизонта от 100 до 50 м окаймляют зоны наибольших мощностей во всех только что названных депрессиях. Кроме того, узкая линза повышенных мощностей наблюдается в центральной части северного пролива среди широкой области мелководных осадков. Здесь, в пределах Баджи-Гвардейской синклинали и далее к востоку в районах сел. Бари-Цхмори и Баджихеви, мощность хадумского горизонта превышает 50 м, а суммарная мощность майкопских отложений составляет 600—650 м. Другим изолированным участком повышенных мощностей хадумских отложений (больше 50 м) является Корбоульская разведочная площадь, примыкающая к восточной части Чиатурского месторождения.

Площади малых мощностей хадумских отложений (меньше 50 м) развиты, с одной стороны, в прибрежных частях Абхазско-Мегрельской и Рионской впадин, с другой — на широких площадях северного пролива к западу и востоку от Дзирульского залива. Всюду они характерны для мелководных отложений.

3. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПРОЦЕНТНЫХ СОДЕРЖАНИЙ МАРГАНЦА В ХАДУМСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ

В хадумских породах марганец встречается и в рассеянной форме, и в виде высоких концентраций, образующих высококачественные Чиатурское и другие месторождения Грузии.

Распределение марганца в обоих видах показано на фиг. 3. Для построения ее использовано 28 точек (скважины и обнажения).

Средние содержания марганца вычислялись по преобладающему в данном разрезе типу пород; в группе известковых пород количество марганца пересчитывалось на бескарбонатное вещество.

Для месторождений Чиатурского, Шкмерского, Колоси-Блаше, а также для участков Аджамети-Чхарской и Маяковской рудоносных полос процентные содержания марганца определялись как средние из большого числа скважин, по которым подсчитывались средневзвешенные величины по всему рудному горизонту, включая и безрудные прослойки.

Изучая размещение рассеянных содержаний марганца (меньше 0,02 и 0,02—0,05%), можно убедиться, что минимальными его концентрациями характеризуются мелководные песчано-алевритовые осадки, протягивающиеся неширокой полосой вдоль участков суши, а также площадь центральной части северного пролива, которая, как было показано выше, отличается максимальной стабильностью и низкими темпами осадконакопления.

В более глубоких частях бассейна, где развиты тонкозернистые глинистые и глинисто-карбонатные отложения, содержания марганца возрастают, составляя, как правило, 0,02—0,05%. Такое закономерное возрастание рассеянных содержаний марганца во вмещающих и замещающих руду отложениях от песков и песчаников к алевритам и далее к глинам и карбонатным породам видно из приводимых ниже данных.

Содержание марганца (%) в песках и песчаниках составляет 0,015 (анализировано 33 образца), в алевритах 0,032 (15 образцов), в глинах 0,046 (55 образцов), в известковистых глинах 0,043 от натуральной породы и 0,055 при пересчете на бескарбонатное вещество (12 образцов).

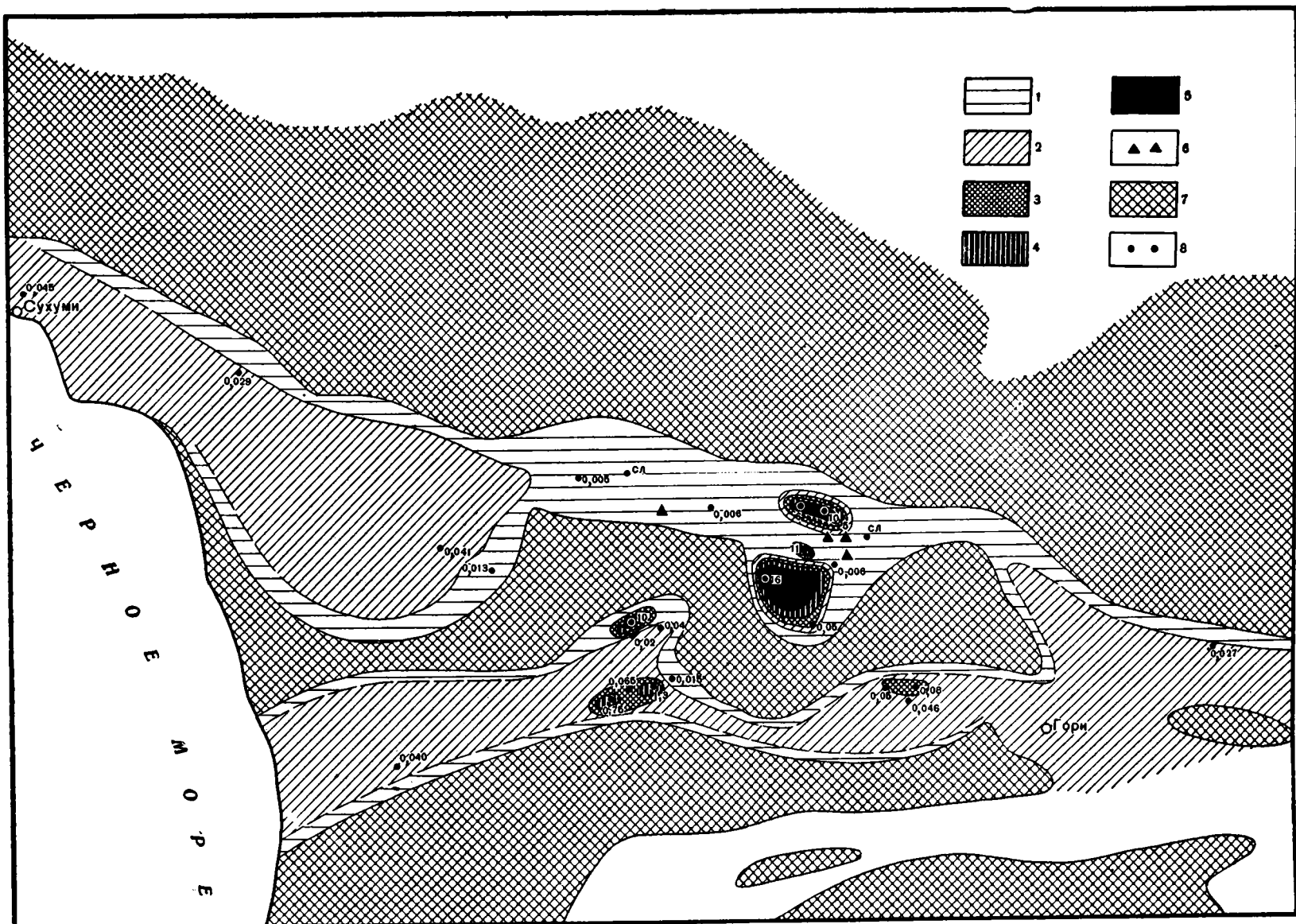
Как легко убедиться из фиг. 3, все рудные концентрации марганца локализируются в районах с пониженными кларками, причем весьма характерным для всех без исключения месторождений и участков рудопроявлений является резкий переход на чрезвычайно коротких расстояниях от высоких содержаний марганца к обычным кларковым его величинам. Это свидетельствует о том, что в хадумском бассейне рудообразование было строго ограниченным локальным процессом, никак не сказывавшимся на содержании рассеянного марганца в хадумских отложениях вообще. Рудный марганец быстро оседал около источников его вноса в море, и за пределами месторождений после относительно узких переходных ареалов накапливались строго кларковые содержания этого элемента. Вся картина такова, как будто в момент рудоотложения на обычный ход осадкообразования, порождавший кларковые содержания марганца, локально и на очень ограниченных пространствах накладывался еще процесс рудный, создававший высокие процентные содержания марганца.

В связи с этим большой интерес представляет вопрос о том, какие же места хадумского бассейна были благоприятны течению марганцевого рудного процесса?

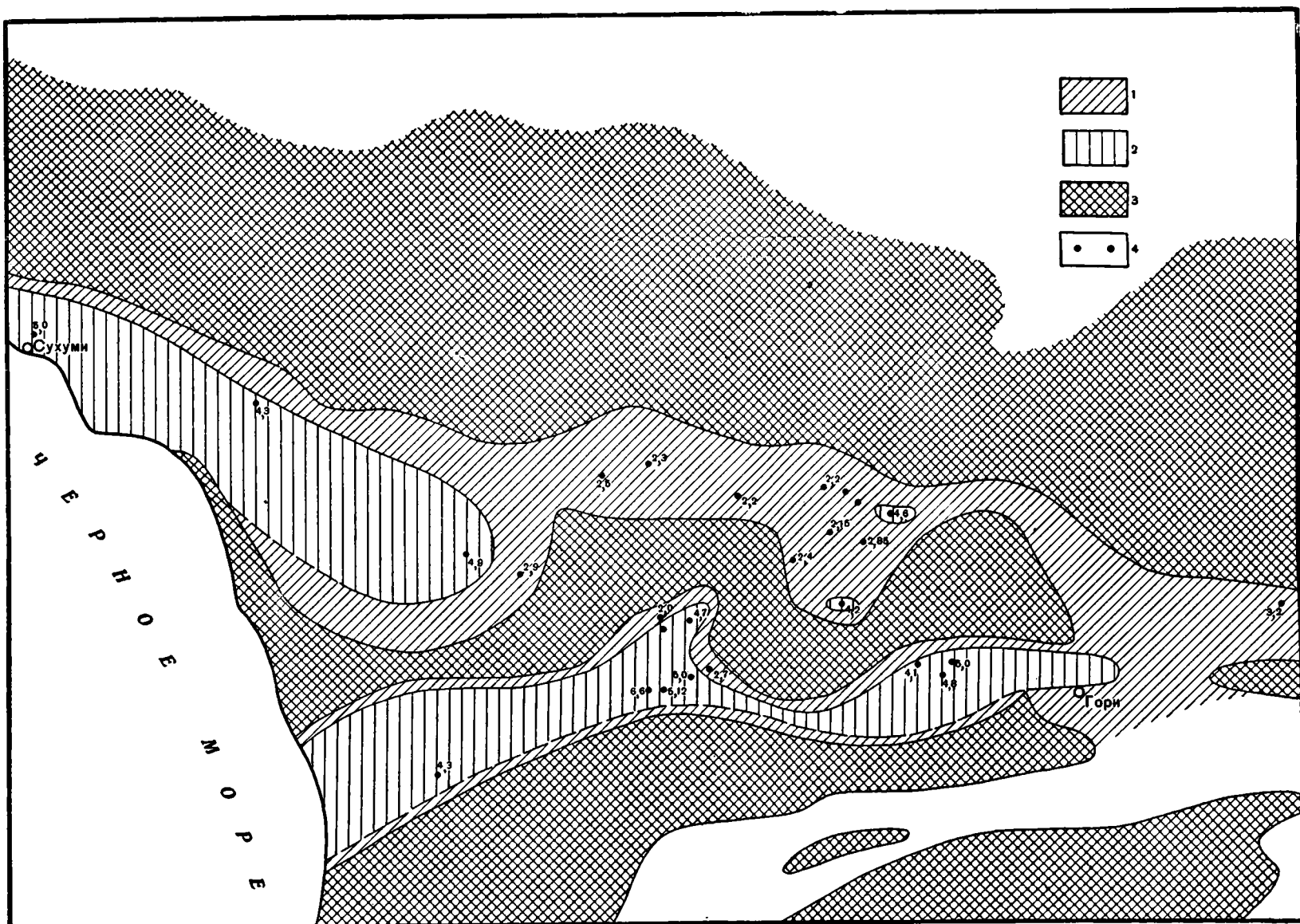
Географически процесс этот был больше всего развит в центральной части северного пролива и особенно в его южном заливе, который можно назвать Дзирульским; в этом заливе и было сформировано собственно Чиатурское месторождение, к северу от которого располагается ряд более мелких месторождений и просто рудопроявлений. В южном проливе рудообразование приурочено также к его центральной части, особенно к заливу северо-восточной ориентации, протянувшемуся как бы навстречу Дзирульскому. Имеется здесь и несколько точек эмбрионального рудопроявления.

Фациально область рудонакопления целиком принадлежит мелководной прибрежной, песчано-алевритовой зоне.

Чаще всего вмещающими руду отложениями являются пески (песчаники) и алевриты (месторождения — Чиатуры, Шкмери, Колоси-



Фиг. 3. Схема распределения средневзвешенных содержаний марганца в хадзюкских отложениях Грузинской ССР (в пересчете на бескарбонатное вещество)
 Содержания марганца в процентах: 1 — меньше 0,02; 2 — 0,02—0,05; 3 — 0,05—0,1; 4 — 0,1—3; 5 — больше 3; 6 — участки повышенных концентраций марганца; 7 — суша; 8 — скважины и обнажения



Фиг. 6. Схема распределения средневзвешенных содержаний железа в хадзюкских отложениях Грузинской ССР
 Содержания железа в процентах: 1 — 2—4; 2 — больше 4; 3 — суша; 4 — скважины и обнажения

Блаше; участки — Переви, Кверети, Мелешури и др.). Рудопроявления в районе Аджамети-Чхари устанавливаются среди опок, спонголитов и песчанистых глин (участки Бролис-Кеди, Дзеври, Зеда-Симонети и Чхари). В Маяковском районе марганцевые руды располагаются среди слабо песчанистых карбонатных глин, которые тяготеют к прибрежной зоне южного пролива. Особенно важно отметить, что марганцевые руды не имеют строгой связи с кремнистыми и карбонатными осадками, даже если последние и попадают в мелководную, прибрежную зону.

Ярким свидетельством этого является отсутствие марганцепроявлений в районах, где в прибрежной полосе залегают спонголитовые песчаники (сел. Зеда-Хунци, Таргамули, западная окраина Дзирульского массива — скв. 1 и 6), а также отсутствие руд в прибереговой полосе южного пролива, западнее и восточнее Маяковской полосы.

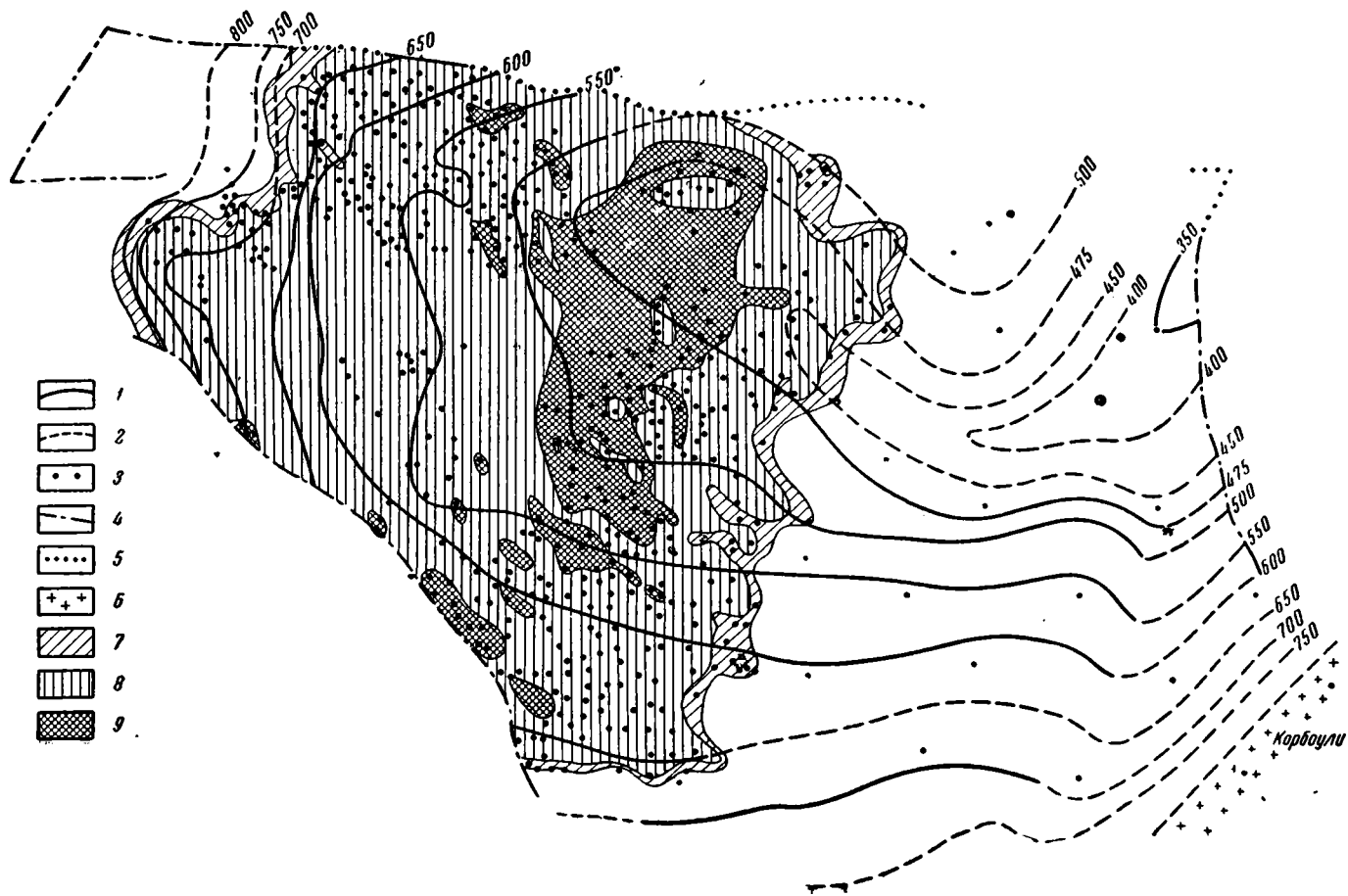
Тектонически участки рудообразования локализованы целиком на стабильных площадях (Грузинская глыба) с малыми мощностями осадков, что указывает на замедленный общий темп осадконакопления. Так как при этом рудовмещающими всегда являются обломочные песчано-алевритовые и алевритовые породы с примесью глинистого материала, то малая скорость осадочного процесса свидетельствует, очевидно, о слабой подаче с суши разбавляющего обломочного материала, что, как известно, является обстоятельством, весьма благоприятствующим течению рудного процесса (Страхов, 1962).

Интересная деталь, раскрывающая дополнительно условия, содействовавшие интенсивному течению рудного процесса, была раскрыта при изучении условий залегания рудного горизонта Чиатурского месторождения.

В пределах этого месторождения и примыкающего к нему безрудного участка Корбоули майкопские отложения, в низах которых фиксируется основное оруделение, лежат на эродированной поверхности известняков верхнего мела. Анализ карты поверхности известняков верхнего мела (фиг. 4) показал, что на ней вырисовывается узкая, несколько изогнутая впадина, имеющая почти широтное простирание. Наиболее приподнятые части впадины, западная и северо-западная, имеют отметки 750—800 м. Наиболее опущенные части (300—350 м) попадают на участок Корбоули. Таким образом, разница в отметках западной и восточной частей впадины составляет около 400—450 м. Распределение мощностей майкопских отложений (фиг. 5) хорошо согласуется с рельефом поверхности верхнемеловых известняков. Так, наименьшие мощности майкопа падают на приподнятые западную и северо-западную части впадины, а наибольшие — на опущенную восточную. Аналогичную, но несколько более сглаженную картину показывают структурная карта по подошве чокракских отложений и карта распределения их мощностей. Таким образом, впадина начала формироваться уже с начала майкопского времени, когда шло накопление марганцевых руд.

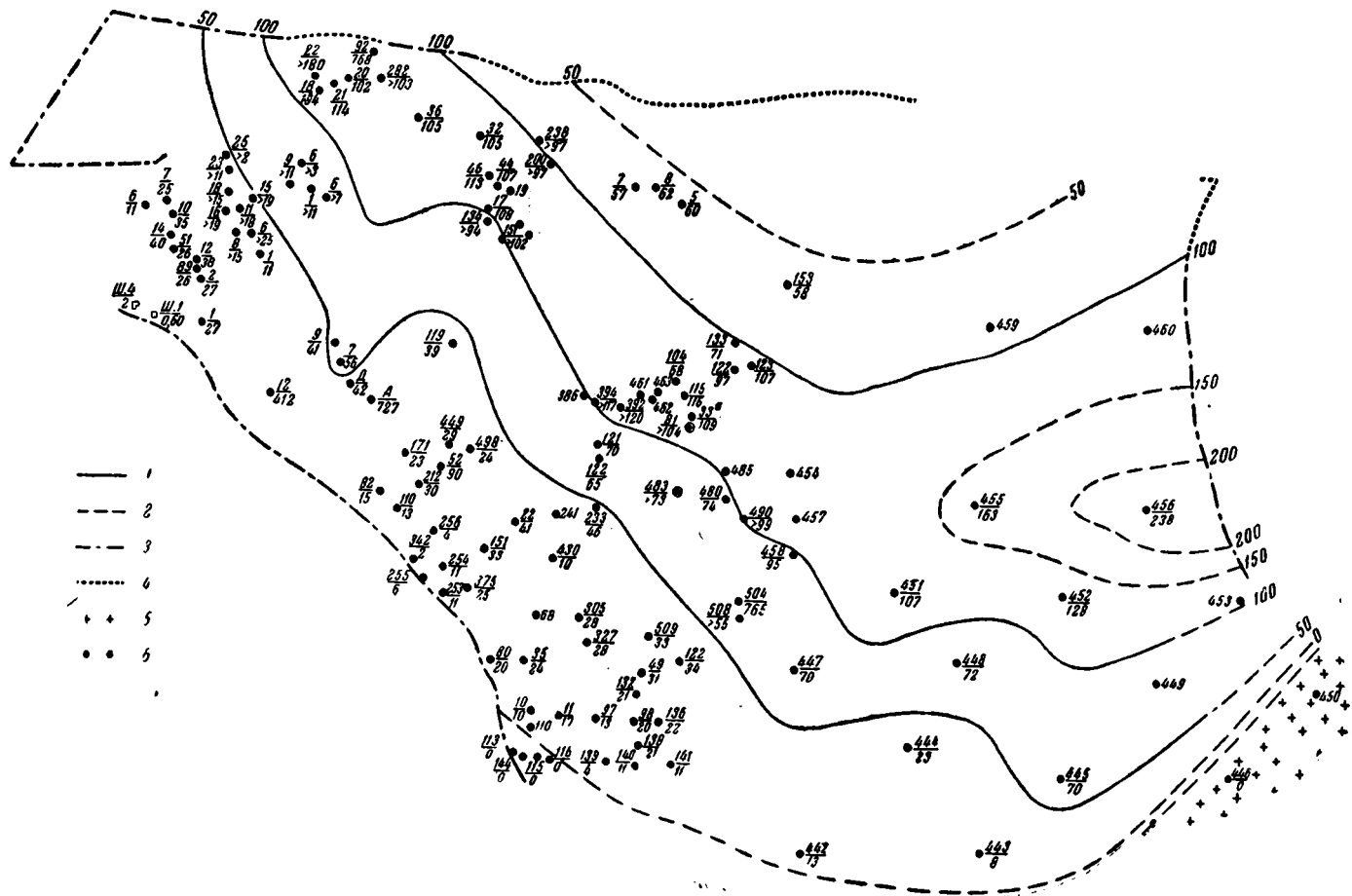
В западных частях месторождения рудный горизонт маломощен (до 1 м) и имеет в основном простое строение: он слагается здесь окисными рудами, состоящими из крупных оолитов (1—2 см в диаметре). Безрудные прослои и линзы, встречающиеся в виде включений в рудах, представлены грубыми и крупнозернистыми разновидностями.

К востоку мощность рудного горизонта увеличивается, достигая наибольшей мощности в районе нагорья Пасieti (10—11 м), затем вновь резко уменьшается до 1—0,5 м, переходя далее в безрудную фацию (фиг. 4). Одновременно растут мощности и изменяется состав вмещающих руду отложений. Так, песчаники с запада на восток сменяются



Фиг. 4. Структурная карта по поверхности известняков верхнего мела Чиатуре-Корбульского района, совмещенная с картой распределения мощностей рудного горизонта

1 — стратонизогипсы; 2 — то же, предполагаемые; 3 — скважины; 4 — линии нарушения; 5 — то же, предполагаемые; 6 — граниты Дзирульского массива, вскрытые скважинами; 7 — суммарные мощности рудного горизонта до 1 м; 8 — то же от 1,1 до 5 м; 9 — больше 5,1 м



Фиг. 5. Карта распределения мощностей майкопских отложений в пределах Читурско-Корбоульско-го района

1 — линии равных мощностей; 2 — то же, предполагаемые; 3 — нарушения установленные; 4 — то же, предполагаемые; 5 — граниты Дзирульского района, вскрытые скважинами; 6 — скважины (в числе теле — номер скважины; в знаменателе — мощность майкопских отложений)

алевролитами и далее алевритистыми глинами и глинами. В этом же направлении меняется число и мощность безрудных прослоев, максимум которых расположен значительно восточнее распространения руд (участок Корбоули). Не остаются без изменения и генетические типы руд. Окисные руды, развитые в западной части месторождения, сменяются восточнее смешанными рудами, когда в разрезах одновременно встречаются и окисные, и карбонатные разности, и, наконец, еще восточнее появляются руды карбонатного состава (фиг. 1). За пределами месторождения (участки Оргули, Чиха, Чала и Колуата) рудный горизонт замещается конгломератовидными и грубозернистыми прослоями, имеющими небольшую мощность (до 0,6 м).

Таким образом, при накоплении майкопских отложений западная часть впадины оставалась приподнятой, в то время как ее восточная часть (участок Корбоули) опускалась и в ней накапливались отложения большей мощности. В целом же рудоотложение приурочено к тектонической депрессии, проявлявшейся в эпоху седиментации в качестве крупной западины в рельефе; но занимают руды лишь западную часть этой депрессии (фиг. 4). Сходно в общем размещение и других месторождений на площади Грузинской глыбы: они возникали во впадинах дна северного пролива, имеющих также тектоническую природу. Чрезвычайно любопытно, что месторождения и участки, удаленные от береговой линии (Шкмери, Колоси-Блаше, Квереты и др.), в отличие от месторождения, непосредственно примыкающего к побережью (Чиатуры), характеризуются только карбонатными рудами. Такая приуроченность карбонатных руд к участкам, удаленным от береговой линии, свидетельствует о том, что их формирование проходило в таких условиях, при которых в осадках была возможна редукция Mn^{+4} в Mn^{+2} , т. е. в восстановительных условиях. По-видимому, это было связано с большей тонкозернистостью вмещающих пород и отсюда большей обогащенностью их органическим веществом.

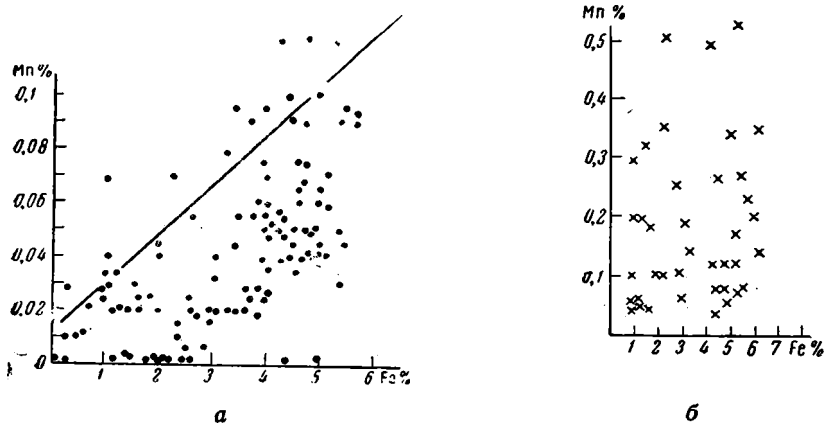
Итак, образование марганцевых руд в хадумское время на территории Грузии происходило в сложной палеогеографической обстановке в системе проливов, заливов, отмелей, впадин и поднятий дна. Эта сложная обстановка способствовала снижению гидродинамических условий, на тектонически спокойной, приподнятой площади, для которой характерно развитие мелководных песчано-алевритовых осадков небольшой мощности.

Такая палеогеографическая ситуация мало чем отличается от условий образования железных руд оолитового строения. Так, Н. М. Страхов указывает, что «излюбленными участками солитовых руд являются заливы, бухты и островные моря со сложными очертаниями береговой линии» (Страхов, 1962, стр. 157).

4. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПРОЦЕНТНЫХ СОДЕРЖАНИЙ ЖЕЛЕЗА В ХАДУМСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Для разъяснения вопроса о том, сопровождается ли рудное накопление марганца соответствующим или хотя бы даже ослабленным накоплением железа, в образцах, анализированных на марганец, было определено валовое содержание железа. Результаты сведены на карте (фиг. 6). Первое, что бросается в глаза в этой карте, это полное отсутствие сколько-нибудь уловимых повышенных содержаний железа на всей площади бассейна. Железо во всех породах содержится строго на кларковом уровне. Таким образом, резко выраженный марганцеворудный процесс не сопровождается даже в малой степени интенсификацией накопления железа.

Этот факт, отчетливо выявляемый сопоставлением карт марганца и железа, имеет крупный принципиальный интерес. Он доказывает, что усиленный вынос марганца с водосборных площадей протекает совершенно независимо от выноса железа. Иначе говоря, отделение марганца от железа в рудном процессе происходит уже на водосборных площадях, в коре выветривания, на что уже было указано Н. М. Страховым.



Фиг. 7. Зависимость между содержанием Mn и Fe в хадумских отложениях Грузинской ССР

а — с обычными содержаниями Mn; б — то же, с повышенными содержаниями Mn

Среднее содержание железа (в %) в различных типах пород следующее: пески и песчаники — 1,86, алевролиты — 2,10, глины — 4,54, карбонатные глины — 3,82 (на натуральную породу) и 4,69 на бескарбонатное вещество.

Карта (фиг. 6) и эти цифры доказывают, что не только общие содержания железа в осадках хадумского бассейна, но и распределение его по основным петрографическим типам осадков обычное — кларковое, возрастает от песчаников к алевролитам, глинам и карбонатным породам.

Максимальные концентрации железа (более 4%) приурочены к тем же наиболее глубоководным зонам, что и повышенные содержания марганца во вмещающих породах, т. е. к зонам, где преобладают глинистые и глинисто-карбонатные породы. В центральной зоне северного пролива, в наиболее мелководных частях бассейна, где широко развиты грубозернистые плохо сортированные песчано-глинистые породы, а также в районе Лечхумской депрессии, где развиты высококремнистые глины, содержание Fe во вмещающих породах минимально (около 2%).

Сравнивая карту распределения средневзвешенных содержаний марганца с аналогично составленной картой для железа, легко убедиться в чрезвычайной близости основного геохимического фона, отражающего условия нормальной кларковой седиментации.

На близкий характер распределения этих элементов указывает и график соотношений рассеянных содержаний железа и марганца в различных типах вмещающих пород (фиг. 7, а). Он свидетельствует о существовании прямой зависимости между содержанием в породах железа и марганца (при довольно значительном разбросе точек)¹. Эти со-

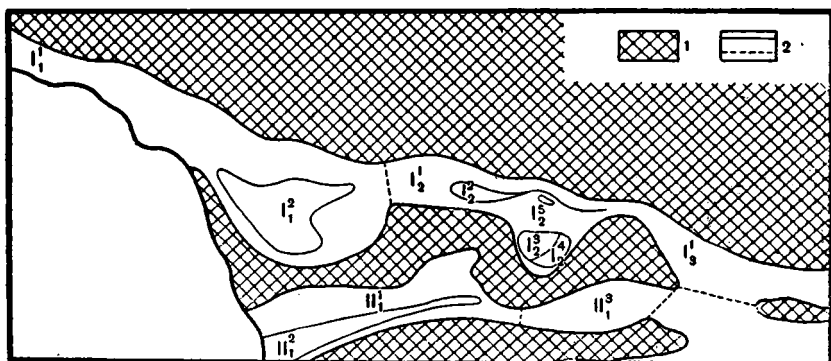
¹ Малое количество точек при значительном их разбросе не позволило нам ранее выявить наличие прямой зависимости между этими элементами (Бутузова и Штеренберг, 1962).

отношения имеют место лишь в породах, где содержание железа и марганца не превышает кларк, т. е. в условиях нормального кларкового осадкообразования, и всякий раз нарушаются при повышенных содержаниях в породах марганца (фиг. 7, б), т. е. в рудном процессе.

5. АБСОЛЮТНЫЕ МАССЫ МАРГАНЦА И ЖЕЛЕЗА В ХАДУМСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ

До сих пор анализ соотношений марганца и железа в хадумских отложениях велся обычным процентным методом. Несмотря на свою широкую распространенность этот метод все же имеет ограниченные возможности, и с его помощью нельзя полностью выявить все особенности осадочного процесса вообще и рудного в частности. Некоторые существенные стороны их вскрываются методом абсолютных масс, предложенным Н. М. Страховым для ряда современных водоемов (Страхов и др., 1954). Поэтому была сделана попытка применить этот метод и для анализа соотношений железа и марганца в хадумских отложениях.

Для подсчета абсолютных масс использовались палеогеографическая схема и схема мощностей хадумского горизонта, средневзвешенные содержания марганца и железа в преобладающих породах различных зон, а также объемные веса пород².



Фиг. 8. Подразделение хадумского бассейна Грузии на зоны и участки для подсчета абсолютных масс марганца и железа

Римские цифры: I—III — номера участков; 1 — суша; 2 — границы между зонами

Вся исследуемая территория была подразделена на ряд зон, характеризующихся определенным составом пород, содержанием в них железа и марганца и близкими мощностями (фиг. 8). Для каждой зоны были вычислены площадь зоны, средняя мощность хадумских отложений, средние содержания марганца и железа в преобладающем типе пород данной зоны, и на основании этих данных — абсолютные массы железа и марганца. Площади выделенных зон определялись весовым методом на аналитических весах. Для зон месторождений Чиатурского, Шкмерского, Колоси-Блаше подсчитывались отдельно абсолютные содержания марганца в подрудной части и собственно рудном горизонте. Все данные по каждой из выделенных зон сведены в табл. 1.

Анализируя распределение абсолютных масс марганца и железа в исследуемом бассейне, мы видим, что, например, в пределах собствен-

² Для всех типов руд был принят усредненный объемный вес 2,2, для вмещающих пород — 1,7.

Таблица 1

Абсолютные массы Mn и Fe в различных зонах

Названия зон, выделенных на схеме	Площадь зоны, км ²	Средняя мощность хадумского горизонта, м	Среднезвешенные содержания элементов, %		Весовые содержания элементов, млн. т	
			Mn	Fe	Mn	Fe
I ₁ ¹ Периферическая мелководная часть западной зоны северного пролива	5250	50	0,038	4,3	170	19 000
I ₁ ² Центральная глубоководная часть западной зоны северного пролива	1250	125	0,045	5,0	120	13 000
I ₂ ¹ Мелководная часть центральной зоны северного пролива (безрудная)	2360	20	0,003	2,3	24	1800
I ₂ ² Глубоководная часть центральной зоны северного пролива (Лечхумская и Баджи-Гвардийская синклинали), безрудная	100	60	0,050	3,7	5	380
I ₂ ³ Чиатурское месторождение <u>рудный горизонт</u>	180	4	16	2,4	275	42
		11	0,006	2,4	0,2	81
I ₂ ⁴ Корбоульская безрудная подзона	140	30	0,050	4,2	3,6	300
I ₂ ⁵ Месторождения <u>рудный горизонт</u>		2,5	8	2,2	10	2,9
I ₂ ⁶ Шкмери и Колоси-Блаше <u>подрудный горизонт</u>	22	20	0,006	2,2	0,04	1,6
I ₃ Восточная зона северного пролива (безрудная)	1820	25	0,027	3,2	21	2500
II ₁ ¹ Периферическая мелководная часть западной зоны южного пролива	2400	20	0,030	4,0	25	3300
II ₁ ² Центральная глубоководная часть восточной зоны южного пролива	625	70	0,040	4,6	30	3420
II ₁ ³ Восточная зона южного пролива	1230	80	0,035	4,6	58	7700

но Чиатурского месторождения, имеющего площадь 180 км², в рудном горизонте со средней мощностью в 4 м концентрируется 275 млн. т марганца³ и всего 42 млн. т железа; в рудном горизонте месторождений Шкмери и Колоси-Блаше концентрируется 10 млн. т марганца и 2,9 млн. т железа. На всей остальной безрудной части северного пролива площадью 10 920 км² (зоны — I₁¹, I₁², I₂¹, I₂², I₂⁴ и I₃¹) со средней мощностью хадумского горизонта около 50 м сосредоточено 343 млн. т марганца и 36,980 млн. т железа. При соответствующем пересчете получается, что в кубическом метре породы в пределах безрудных площадей сосредоточено 0,6 кг марганца и 67,72 кг железа, а в кубическом метре рудного горизонта Чиатурского месторождения — 382 кг марганца и 58,6 кг железа. Иначе говоря, концентрирование марганца в рудном горизонте месторождения происходит более чем в 600 раз, а содержание железа остается примерно тем же. Важно отметить, что рудный процесс концентрируется в узком площадном и стратиграфическом интервале. Эти данные не оставляют сомнений в том, что образование марганцевых руд в хадумском бассейне Грузии не сопровождается накоплением высоких концентраций железа, причем разделение железа и марганца происходит не в бассейне и не в путях миграции, а еще в коре выветривания. Механизм этого разделения пока не совсем ясен и будет разобран позже по окончании работ, при анализе генезиса руд.

³ Расчетные цифры абсолютных масс марганца для Чиатурского месторождения 275 млн т близки к тем данным, которые приводят А. Е. Ферсман — 150 млн т (Ферсман, 1934) и А. Г. Бетехтин — 300 млн т (Бетехтин, 1937).

Как следует из анализа распределения абсолютных масс, в эпоху рудообразования с водосборных площадей поступало повышенное количество марганца, что и вело к образованию его высоких концентраций в узких прибрежных участках за небольшой отрезок времени. В пользу этого говорит и тот факт, что средние содержания марганца, как указывалось ранее (Бутузова и Штеренберг, 1962), во всех типах вмещающих пород рудоносных площадей несколько выше, чем в аналогичных породах синхронных отложений безрудных площадей (табл. 2).

Таблица 2

Типы пород	Чиатурское месторождение	Шкмерское месторождение	Безрудные площади хадумских отложений Грузии
Пески и песчаники	0,027	0,028	0,015
Глины	0,068	0,090	0,046

Железо в эпоху рудообразования поступало в обычных количествах, дающих нормальные кларковые содержания как в рудной, так и в безрудной зонах.

Интересно сопоставить абсолютные массы марганца, сконцентрированные в месторождениях, с массами его, находящимися в рассеянном состоянии в безрудных породах. Подсчет по табл. 1 дает для рудного марганца величину около 290 млн. т, для рассеянного—около 460 млн. т. Таким образом, хотя масса рудного марганца и уступает массе рассеянного, но относительно мало. Этот редкий случай объясняется тем, что величина Грузинского рудообразующего бассейна очень невелика. При достаточно же больших размерах водоема соотношения резко изменяются в сторону марганца рассеянного, как это можно видеть на примере Южнорусского нижнеолигоценового бассейна, взятого в целом.

6. К ВОПРОСУ ОБ ИСТОЧНИКЕ РУДНОГО МАРГАНЦА В ХАДУМСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Собственно Чиатурское месторождение марганца расположено в пределах северной периферии Дзирульского кристаллического массива, который состоит из метаморфизованных кристаллических пород. Среди них основная роль принадлежит различным гранитоидам—биотитовым, мусковитовым и двуслюдяным кварцевым диоритам, порфиридовидным гранитам; кроме того, здесь встречаются амфиболиты и различные кристаллические сланцы. В северной и северо-западной частях района развита порфиритовая свита байоса—мощная 2,5-километровая толща туфов, туффитов, туфобрекчий и туфопесчаников с покровами и дайками порфиритов. Широко распространены в районе известняки верхнего мела, имеющие мощность до 200—250 м, на которых трансгрессивно с размывом залегают отложения майкопской свиты.

Как указывалось выше, рудный горизонт залегает непосредственно на известняках верхнего мела, подстилаясь на западе месторождения базальным подрудным конгломератом, мощностью до 0,3 м, который в восточном и северо-восточном направлениях сменяется песками и песчаниками. Мощность подрудных отложений растет от долей метра (западная часть месторождения—нагорье Ргани) до 40—50 м в восточной и северо-восточной частях месторождения (нагорья Пасиети, Сареки).

В нижних частях подрудной пачки развиты крупнозернистые гравийные пески, среди которых вверх по разрезу появляются прослои мелкозернистых, более сортированных рыхлых, глинистых песчаников.

Крупнозернистые гравийные пески нижней части подрудной пачки на 70—80% состоят из обломков гранитоидов, кварц составляет 15—20, полевые шпаты — 5—10, обломки кислых эффузивов не более 6—7%. Среди подрудных песков верхней части пачки преобладают кварцевые разности с содержанием кварца до 75—85, полевых шпатов — 5—10 и обломков различных пород — 12—20%⁴.

Рудный горизонт представляет собой пачку неравномерного и сложного чередования рудных и безрудных прослоев. По составу рудовмещающие пески и песчаники несколько отличаются от подрудных. Увеличивается содержание полевых шпатов до 25—35%, содержание обломков пород не превышает 50%. Характерно большое количество спикул губок.

Среди обломков пород можно выделить: 1) зерна гранитоидных пород, состоящие из кварца, полевых шпатов и слюд — биотита, мусковита, серицита; 2) зерна кислых эффузивов — риолитовых порфиров, кварцевых альбитофиров с микрофельзитовой, реже микропойкилитовой структурой; 3) обломки эффузивов со следами структур, характерных для основных пород (встречаются в резко подчиненном количестве); обломки пород сильно изменены — в них наблюдаются процессы серицитизации, пелитизации, хлоритизации. Цемент представлен смесью мелких кристалликов цеолитов, гидрослюд и опала в разных отношениях. Следует отметить слабую окатанность всех обломочных зерен — кварца, полевых шпатов, различных пород и плохую их сортировку, что свидетельствует о близости источников сноса, о незначительном удалении отложений от береговой линии.

Состав терригенного материала, а также характер изменения мощностей и минералогического состава руд свидетельствуют о том, что снос обломочного материала происходил в основном с запада и формирование Чиатурского месторождения происходило главным образом за счет размыва пород Дзирульского кристаллического массива. Появление среди обломков пород кварцитов и глинистых сланцев свидетельствует о незначительном влиянии северной суши.

Месторождения, расположенные в северной части пролива, вдоль зоны сочленения Грузинской глыбы со складчатыми сооружениями Большого Кавказа (Шкмери, Колоси-Блаше и Мелешури), или Шкмерская группа месторождений, также приурочены к нижней части хадумского горизонта. В основании его здесь залегают плохо отсортированные, разнозернистые гравийные пески и песчаники, мощностью до 15—20 м, довольно близкие по механическому составу подрудным песчаникам Чиатурского месторождения. Что касается минералогического состава, то он резко отличен от состава песчаников Чиатурского месторождения.

На 50% порода состоит из обломков кислых эффузивов и главным образом их туфов, обломки осадочных и метаморфических пород составляют 10—12%, они представлены в основном кварцитами и глинистыми сланцами. Полевые шпаты составляют 20—25, кварц — 8—10%, цемент в количестве около 10% от всей породы представлен мелкозер-

⁴ В подсчет были включены только прозрачные минералы тяжелой фракции, поскольку среди рудных непрозрачных минералов широко развиты аутигенные образования, нарушающие истинную картину распределения терригенных аксессуаров.

нистой массой, состоящей из того же обломочного материала; обломки гранитоидов встречаются в виде единичных зерен.

Рудная пачка состоит из карбонатной руды с прослоями, линзами и примесью песчано-глинистого материала, близкого по составу подрудным осадкам.

Основным поставщиком обломочного материала для Шкмерской группы месторождений служила северная суша, где в Рачино-Лечхумском районе очень широко развиты отложения порфириновой свиты байоса; среди них широко распространены туфогенные песчаники и альбитофирновые туфы, обломки которых преобладают в рудных и подрудных песчаниках месторождений Шкмерской группы. Вдоль южного склона Главного Кавказского хребта широко развиты юрские аспидные сланцы, а также песчано-сланцевая толща нижнемелового флиша и кремнистые породы верхнего мела. Размыв этих отложений находит свое отражение в значительном содержании среди пород Шкмерской группы месторождений обломков кварцитов и глинистых сланцев. Влияние южной суши Дзирульского массива крайне незначительно.

Ассоциация тяжелых минералов Шкмерской зоны и района Чиатурского месторождения также заметно различны (табл. 3). Основные различия проявляются в неодинаковом содержании апатита, который является одним из характерных и широко распространенных акцессорных минералов магматических пород Дзирульского массива. Содержание апатита в породах рудного горизонта Чиатурского месторождения и синхронных ему слоев безрудного смежного участка Корбоули — 25—35%, содержание же апатита в Шкмерской рудной полосе не превышает 3%. Имеются и другие, правда менее четкие, различия. Так, в рудном горизонте Чиатурского района содержание роговой обманки составляет 5—7%, не отмечено присутствие пикотита; в Шкмерской полосе пикотит присутствует во всех образцах в количестве 1—2%, а роговая обманка составляет не более 2%, местами же вообще не обнаружена.

Таблица 3

Содержание прозрачных акцессорных минералов тяжелой фракции (0,1—0,01 мм) в хадумских отложениях рудоносных площадей Грузинской ССР (в процентах от прозрачных минералов)

Месторождения	Апатит	Циркон	Эпидот	Гранат	Титансо- державшие минералы	Рого- вая обман- ка	Турма- лин	Пикотит
Чиатурское (рудный горизонт)	25—35	21—37	6—20	6—12	9—15	5—7	1—2	—
Шкмерская группа	0—3	55—63	7—15	9—25	12—18	1—2	1—2	0,5—1
Восточная окраина Чхари-Аджаметской рудоносной полосы	40	16	20	5	16	—	1	1

Среди вмещающих пород Чхари-Аджаметской рудоносной полосы очень широко развиты обломки пород порфириновой свиты байоса. Отличительной особенностью пород этой полосы является высокое содержание в тяжелой фракции апатита (табл. 3) и в рудах — повышенное содержание фосфора (до 1—1,2%). Все эти признаки с несомненностью свидетельствуют о формировании пород Чхари-Аджаметской полосы за счет размыва северной Окрибской суши, где наряду с порфириновой свитой байоса широко развита вулканогенная фосфоритовая свита «Мтавари».

Итак, анализ терригенного материала в пределах рудоносных площадей с несомненностью свидетельствуют, что источником его являлись разные исходные породы водосборов.

Вместе с тем на настоящей стадии исследования роль каждой из этих пород в образовании марганцевых руд не ясна и может быть уточнена в дальнейшем.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. О генезисе Чнатурского марганцевого месторождения. Тр. Конф. по генезису железа, марганца и алюминия. Изд-во АН СССР, 1937.
- Бутузова Г. Ю. и Штеренберг Л. Е. О распределении рассеянных содержаний марганца, железа и фосфора в марганценосных отложениях Грузинской ССР. Докл. АН СССР, т. 142, № 6, 1962.
- Лалиев А. Г. и др. Палеогеографическая схема нижнего олигцена. Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклиналиного обрамления. Ч. 2. Мезозой и кайнозой. Госгеолтехиздат, 1961.
- Милановский Е. Е. и Ханн В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во Моск. ун-та, 1963.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Изд-во АН СССР, т. 2, 1962.
- Страхов Н. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. Изд-во АН СССР, 1954.
- Ферсман А. Е. Геохимия, Объед. научн.-техн. изд-во, т. 1, 1934.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
10.XI.1963

УДК 553.32 + 549.261 : 551.781 + 551.782.1 (471.6)

**ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ МАЙКОПСКОГО БАСЕЙНА
СЕВЕРНОГО КAVКАЗА И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В НЕМ
МАРГАНЦА И ЖЕЛЕЗА**

В. В. КАЛИНЕНКО

Рассматривается палеогеографическая ситуация, существовавшая на Северном Кавказе во время, отвечавшее верхам среднего — низам верхнего майкопа, показана сопряженность палеогеографии с тектоническим строением региона, выясняется распределение фаций в пределах морского бассейна.

В олигоцене — нижнем миоцене в морском бассейне, занимавшем Северный Кавказ, накопилась толща отложений майкопской серии. Почти повсеместно весь ее разрез представлен однообразными глинами. Но на южной и северной окраинах региона, т. е. в предгорьях Кавказа и у Манычей, среди глин в средней части разреза майкопской серии появляются алевриты и пески — отложения прибрежной зоны моря. К таким отложениям принадлежит песчаная свита Лабинского марганцевого месторождения, распространяющаяся в междуречье Лабы и Белой. Одним из членов разреза свиты является марганцеворудный горизонт.

Для понимания генезиса марганцевых руд существенно выяснить: 1) отражается ли марганцевое рудообразование, связанное с прибрежными фациями, на осадках всего бассейна, т. е. повышено ли содержание марганца за пределами месторождения в отложениях, синхронных рудному горизонту; 2) какова картина распределения марганца и железа по площади моря в разных его фациях и 3) существует ли связь между марганцем и железом.

Геохимические особенности бассейна рассматриваются для двух моментов его истории: для момента, непосредственно предшествовавшего формированию руд, и для времени рудообразования. Дорудные отложения принимаются в таком стратиграфическом объеме: в полосе прибрежных отложений это толща подрудных песков, мощностью 110 м, составляющая нижнюю половину песчаной свиты Лабинского марганцевого месторождения. В пелагических разрезах подрудным пескам отвечают глины караджалгинской свиты, мощностью 90 м (Калиненко, Швембергер, 1963). Марганцеворудный горизонт, мощностью 12—36 м, залегает в середине песчаной свиты месторождения. В Нефтяно-Ширванском районе он синхронен верхней части горизонта Нефтянских колодцев, а в пелагических разрезах Восточно-Кубанской впадины глинам низов ольгинской свиты (140 м). Согласно В. А. Гроссгейму (1960), граница олигодена и миоцена проходит в низах ольгинской свиты. Соответственно принимаем возраст подрудной части месторождения и рудного горизонта (т. е. возраст всей нижней половины песчаной свиты) — верхнеолигоценовым. А в общем следует иметь в виду, что подрудная толща месторождения и ее разновозрастные аналоги составляют верхнюю часть среднего майкопа, тогда как рудный горизонт

и его аналоги проходят по границе среднего и верхнего майкопа, захватывая основание верхнего майкопа.

Литологическое и геохимическое изучение разрезов производилось главным образом по керну скважин. В работе использовано около 300 химических анализов, выполненных в химической лаборатории Геологического института АН СССР. Часть анализов, характеризующих Центральное Предкавказье, передана нам Ю. А. Пряхиной.

1. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РЕГИОНА, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ФАЦИИ МОРСКОГО БАСЕЙНА В ВЕРХНЕМ ОЛИГОЦЕНЕ

Для предрудного и рудного времени тектоническая и палеогеографическая ситуация были близки, в сущности совпадали. Приведенные палеотектоническая и палеогеографическая схемы (фиг. 1, 2), следовательно, в равной мере характеризуют предрудный и рудный этапы осадконакопления в бассейне, т. е. охватывают отрезок разреза майкопской серии от верхов среднего до низов верхнего майкопа (караджалгинская — низы ольгинской свит), а по времени отвечают концу олигоцена.

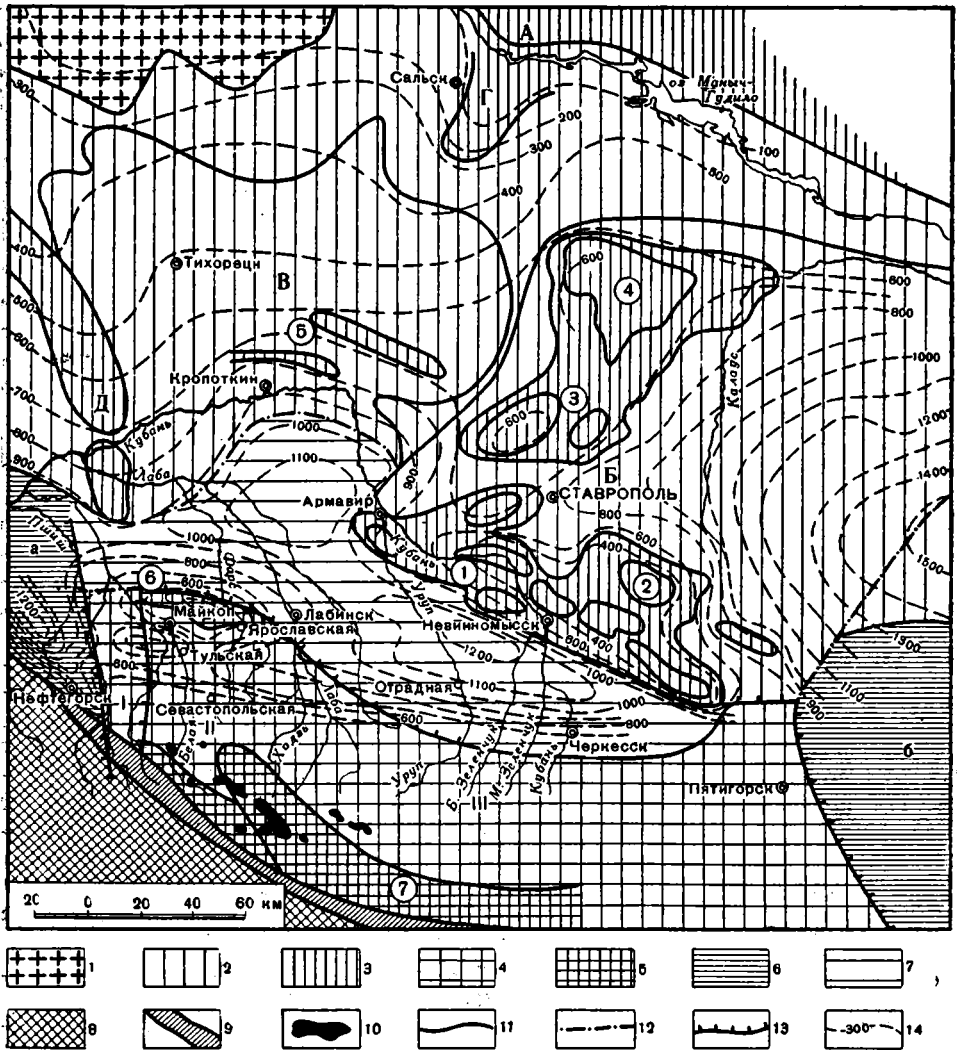
Палеотектоническая схема построена по данным А. Н. Шарданова (1960, 1962), Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина (1963). Развитие структурных единиц иллюстрируется мощностями майкопской серии. Значения мощностей взяты из работ В. А. Гроссгейма (1960), М. Ф. Мирчинка, Н. А. Крылова и др. (1963).

Для построения палеогеографической схемы использованы: собственные наблюдения, прежде всего по району Лабинского марганцевого месторождения и по районам, примыкающим к нему с запада, востока и северо-востока (реки Пшиш, Белая, Чамлык, Уруп, район г. Армавира), материалы В. А. Гроссгейма, С. Т. Короткова, В. С. Котова (1957), В. А. Гроссгейма (1953, 1958, 1960), Ю. А. Пряхиной (1958), сведения из «Атласа литолого-палеогеографических карт» (1961).

Наибольшей устойчивостью в олигоцене (и вообще в мезо-кайнозое) отличался Ростовский выступ Украинского кристаллического массива (докембрийской Русской платформы): он неизменно был относительно приподнят, и мощность майкопской серии на нем сильно сокращена. Выступ глубоко охватывался эпигерцинской Скифской платформой. У последней различают: северную часть — продолжение герцинид Донбасса («кряж Карпинского») и южную — Предкавказскую часть. Граница их проходила примерно вдоль Манычей. Севернее Манычей Скифская платформа в олигоцене была еще более приподнята, чем Ростовский выступ. Мощность майкопской серии здесь менее 100 м. В верхах олигоцена (и в нижнем миоцене) береговая линия моря находилась несколько севернее г. Ростова, а по плоским поднятиям — Ростовскому выступу и «кряжу Карпинского» — протягивалась с запада на восток огромная полоса северного приберегового мелководья. В ее пределах развиты алевроиты и глинистые пески.

Предкавказская часть Скифской платформы (к югу от Манычей) в верхнем олигоцене заметно прогибалась. Прогибание в общем усиливалось в южном направлении, в сторону геосинклинали, при этом мощность майкопской серии от 100—200 м возрастала до 900 м.

Режим платформы в деталях был много сложнее. Значительные ее участки обладали замедленным темпом погружения и по отношению к ее остальной площади выглядели как положительные формы рельефа. Таковыми были: Ставропольский свод, Каневско-Березанское и Расшеватские поднятия, Сальский выступ и т. д. Развитие Ставрополь-

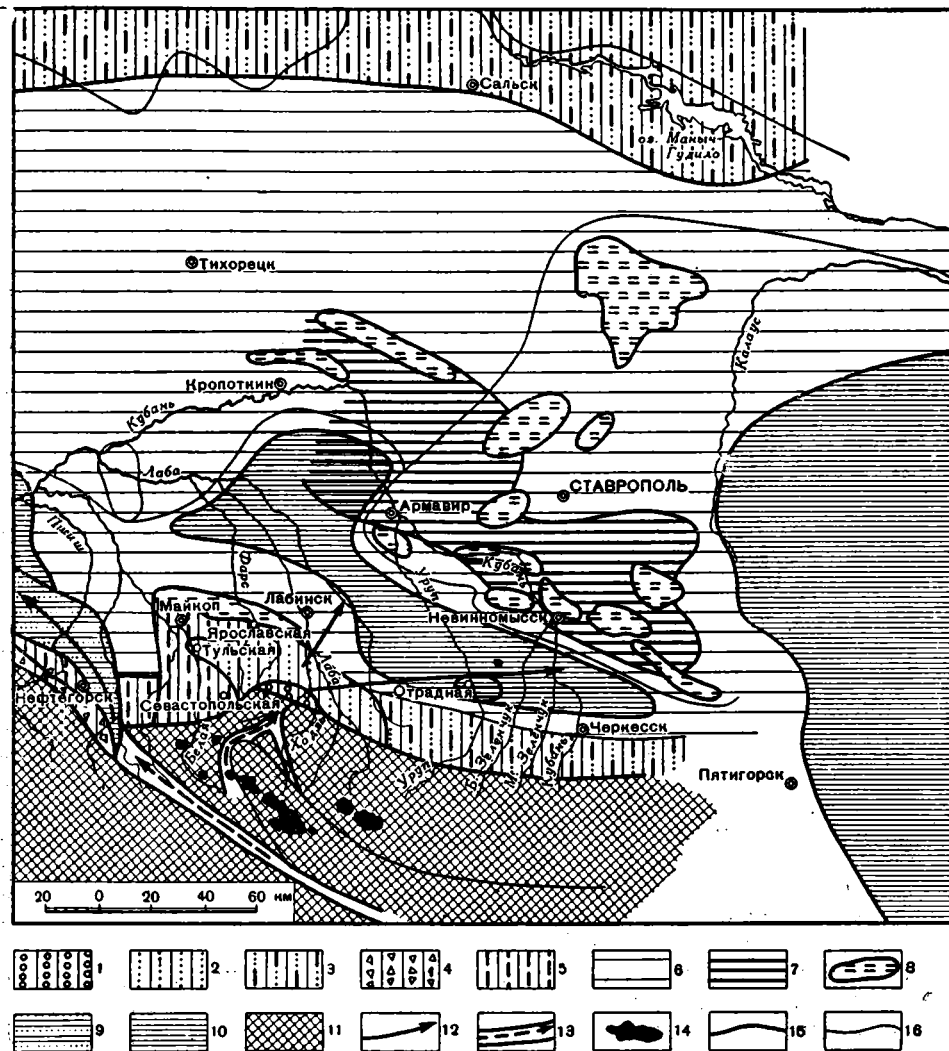


Фиг. 1. Палеотектоническая схема Предкавказья для олигоцена — нижнего миоцена

1 — Ростовский выступ Украинского кристаллического массива докембрической Русской платформы; 2 — эпигерцинская Скифская платформа; ее крупнейшие структуры: А — кряж Карпинского, Б — Ставропольский свод, В — Тихорецко-Кропоткинская впадина, Г — Сальский выступ, Д — Каневско-Березанское поднятие; 3 — приподнятые участки эпигерцинской Скифской платформы; 4 — южная часть эпигерцинской Скифской платформы, вовлеченная в олигоцене Кавказской геосинклиналью в воздымание, ее структуры: I — Лагонахская ступень, II — Адыгейская ступень, III — Лабино-Малкинская моноклиальная зона; 5 — особо приподнятые участки Адыгейской ступени; 6 — Альпийские передовые прогибы: а — Западно-Кубанский (Индо-Кубанский), б — Терско-Каспийский; 7 — Восточно-Кубанская впадина зоны Альпийских передовых прогибов; 8 — Альпийская геосинклиналь области Большого Кавказа; 9 — Тырнаузо-Шшекишская шовная зона; 10 — главные массивы изверженных пород на Адыгейской ступени; 11 — границы структур; 12 — условные границы структур; 13 — разломы; 14 — изолинии мощностей майкопской серии.

Цифры в кружках: 1 — Невинномысский вал, 2 — Янкульское поднятие, 3 — Северо-Ставропольское поднятие, 4 — Кугультинское поднятие, 5 — Расшеватские поднятия, 6 — Калининско-Ярославское поднятие, 7 — поднятия Передового хребта

ского свода происходило дифференцированно. К концу олигоцена многие его участки прекратили погружение, а, возможно, и перешли к воздыманию: формировались Невинномысский вал, Янкульское, Северо-Ставропольское, Кугультинское поднятия. На них происходила консолидационная складчатость, мощность майкопских отложений сильно сокращалась. Одновременно участки свода, разделявшие поднятия, за-



Фиг. 2. Литолого-палеогеографическая схема Предкавказья для верхнего олигоцена (время формирования подрудной и рудной частей песчаной свиты Лабинского марганцевого месторождения)

1 — подводная часть дельты (область Лабинского месторождения: пески, гравелиты, алевриты, марганцевые руды); 2 — авандельта (переслаивание песка, глины, алевритов); 3 — прибрежно-морские пески, глины, алевриты; 4 — подводные оползни в прибреговой зоне (глибовые конгломераты, глинистые пески); 5 — прибрежные алевритистые некарбонатные глины; 6 — область небольших глубин пелагической зоны моря (глины некарбонатные); 7 — пелагическая «сидеритовая субфация» (глины морские с конкрециями сидеритов); 8 — отмели; 9 — отложения морского течения в глубоководной впадине (пески с глинами); 10 — глубоководные впадины (глины некарбонатные); 11 — суша (Кавказский остров); 12 — направление разноса терригенного материала; 13 — палеореки; 14 — главные массивы изверженных пород на Адыгейской ступени; 15 — границы литолого-фациальных комплексов; 16 — границы тектонических структур

метно прогибались. В итоге к концу олигоцена Ставропольский свод приобрел прихотливый рельеф.

Вся Предкавказская часть Скифской платформы в верхнем олигоцене представляла собой обширную неглубокую область моря. В пределах этой области небольших глубин Расшеватскими поднятиями и особенно растущими поднятиями Ставропольского свода была создана сложная система отмелей, банок, разделенных западинами. Этот подводный архипелаг занимал срединную часть верхнеолигоценового бас-

сейна и, как будет показано ниже, выполнял роль огромной гидродинамической ловушки для взвесей, поступавших с суши.

На юге Скифская платформа примыкала к Альпийской геосинклинали, занимавшей область Большого Кавказа. Начиная с олигоцена геосинклиналь устойчиво вздымалась, при этом на южной окраине Скифской платформы в нижнем олигоцене заложились передовые прогибы — Западно-Кубанский (Индо-Кубанский) и Терско-Каспийский, а между ними Восточно-Кубанская впадина, условно относимая к прогибам. Интенсивно погружаясь на протяжении олигоцена и нижнего миоцена, эти структуры образовали вдоль Кавказского острова область глубоких депрессий — относительно глубоководную область моря. Здесь накопилась максимальная по мощности (свыше 1200 м) толща отложенной майкопской серии.

Обширная область небольших глубин Скифской платформы и глубоководная область, созданная системой передовых прогибов, составляли пелагическую зону морского бассейна. В этой зоне повсеместно — и в неглубоких, и глубоководных областях — накапливались однообразные некарбонатные тонкие глины, богатые органическим веществом ($C_{орг}$ обычно выше 1%)¹. В пределах этого огромного поля пелагических глин выделяется район, где в глинах часто встречаются конкреции сидеритов (Пряхина, 1958). Коэффициент конкреционности здесь порядка 0,5—0,7%, но участками превосходит 1%.

Район глин с повышенным содержанием сидеритовых конкреций схватывал систему наиболее ярко выраженных отмелей в пределах Ставропольского свода и Расшеватских поднятий.

Если на западе и на востоке региона южная оконечность Скифской платформы при воздымании геосинклинали начала в нижнем олигоцене усиленно погружаться, образуя Западно-Кубанский и Терско-Каспийский передовые прогибы, то между прогибами южный край эпигерцифской платформы, наоборот, был втянут геосинклиналью в восходящее движение. Возникла крупная структура с платформенными чертами строения. С севера она отчленялась от Скифской платформы депрессией Восточно-Кубанской впадины, с запада и востока ограничивалась еще более глубокими передовыми прогибами, а с юга — воздымавшейся геосинклиналью области Большого Кавказа. Границами структуры служили глубинные разломы, причем наиболее крупные из них проходили непосредственно по южному краю этой платформенной структуры, образуя Тырнаузско-Пшекишскую шовную зону, отделявшую ее от геосинклинали. Значительная (преимущественно восточная) часть структуры описывается как Лабино-Малкинская моноклиналиная зона (Милановский, Хаин, 1963). Но нас интересует западная часть структуры, где А. Н. Шарданов (1960) различает Адыгейскую и Лагонахскую ступени. На Адыгейской ступени и локализуется Лабинское марганцевое месторождение.

Постепенно приподнимаясь, Адыгейская ступень к концу олигоцена заняла самое высокое положение за свою палеогеново-нижнеогеновую историю. Лагонахская ступень была по разлому опущена относительно Адыгейской, но находилась выше, чем депрессия Западно-Кубанского прогиба. Благодаря высокому положению и тенденции к воздыманию Адыгейской ступени мощность майкопской серии на ней по сравнению с окружающими структурами минимальна — обычно 500—

¹ Исключение составляет Ставропольский свод. Здесь морские глины ольгинской свиты кое-где песчанисты. Песчаность отложений на своде, как и сокращение и перепады мощностей, отражают рост структур, формирование сложного рельефа морского дна, формирование мелководных участков.

600, иногда 300 и изредка 800 м, т. е. имеет обычные для Скифской платформы значения. На Лагонахской ступени мощности 700—850 м. Западнее, при переходе в Западно-Кубанский прогиб, мощности резко нарастают, превышая 1200 м.

Воздымаясь вместе с геосинклиналью Большого Кавказа, Адыгейская ступень к концу олигоцена оказалась не только приподнятой, но и наклоненной с юга на север и в меньшей мере с запада на восток. Южная часть ступени вышла из-под уровня моря, образовав систему поднятий Передового хребта. Эти поднятия вместе с поднятиями геосинклинали создали Кавказский остров. Средняя часть Адыгейской ступени представляла собою морское мелководье. По северному краю ступени протягивалось узкое Калининско-Ярославское поднятие. Мощности майкопской серии на нем сокращены до 300 м. В рельефе оно выглядело как цепь отмелей, возможно островков, изолировавших с севера прибереговое мелководье Адыгейской ступени от глубоководной Восточно-Кубанской впадины. Но на северо-востоке и востоке мелководье Адыгейской ступени свободно сообщалось с пелагической зоной.

В олигоцене, особенно к его концу, южная часть Адыгейской ступени и Кавказская геосинклиналь стали областями размыва, начали усиленно поставлять терригенный материал в морской бассейн. На южной окраине ступени обнажился, выветривался и размывался сложный комплекс палеозойских и нижнемезозойских магматогенных пород (кислых, средних и основных) и метаморфические толщи. Заметим, что участие этих пород в отложениях морского бассейна Предкавказья ограничивалось только продуктами их выветривания. Олигоцен — нижний миоцен для Северного Кавказа и тем более для изучаемого региона и его окрестностей характеризуются перерывом в магматической деятельности (Милановский, Хаин, 1963).

На высоксестоящем Кавказском острове к концу олигоцена возникли две палесреки. Одна из них протекала в субширотном направлении на запад, располагаясь непосредственно вдоль приподнятых южных бортов Адыгейской и Лагонахской ступеней, между их краями и поднятиями геосинклинали Большого Кавказа (Гроссгейм, 1960). Долина реки приурочивалась к Тырнаузско-Пшекишской шовной зоне. Устье палеореки находилось в районе современной р. Пшехи. Терригенный материал выбрасывался палеорекою в глубоководную впадину Западно-Кубанского прогиба и разносился вдоль берега на запад мощным морским течением (Гроссгейм, 1953; Гроссгейм, Коротков, Котов, 1957; Гроссгейм, 1960). Здесь, к западу от Адыгейской и Лагонахской ступеней, в прибрежной зоне моря возникла такая последовательность отложений (фиг. 2). В верхней части крутого подводного склона Кавказского острова, спускавшегося в глубоководную депрессию Западно-Кубанского прогиба, непосредственно вдоль берега развита полоса подводных оползней — глыбовые конгломераты, глинистые песчаники (Гроссгейм, 1960). Оползни прослежены более чем на 100 км. Ниже по склону проходила полоса прибрежно-морских алевроитовых глин. Еще ниже (дальше от берега) в осевой части впадины Западно-Кубанского прогиба протягивался широкий и мощный песчаный рукав, образованный морским течением. Для этой речной системы Адыгейская ступень либо не служила областью питания, либо играла второстепенную роль.

Вторая река располагалась поперек оси структур Кавказа. Она была значительно короче, чем первая. Ее водосбором служил приподнятый край Адыгейской ступени, где были широко развиты древние кристаллические породы. Молодые поднятия геосинклинали не могли слу-

жить источником питания для этой реки, ибо были отрезаны продольной долиной предыдущей речной системы.

Эта вторая палеорека впадала в бассейн западнее современной реки Лабы между реками Фарс и Ходзь. Здесь в прибереговом морском мелководье Адыгейской ступени формировалась дельта, а вокруг нее ареал более удаленных от берега, но тоже прибрежных авандельтовых отложений, представленных чередованием песка, алевроитов, глин, с преобладанием алевроитов (фиг. 2). К дельте, точнее к ее подводной части, приурочено Лабинское марганцевое месторождение (Калининко, 1963; Куликов, 1959). Разрез месторождения (песчаной свиты) имеет три части. Нижняя часть — это толща мощностью 110 м плохо сортированных тонкозернистых песков, кое-где с пачками глин. Пески состоят из фракций: песчаной — 37, алевроитовой — 32, пелитовой — 31%.

Средняя часть — марганцеворудный горизонт. Он связан незаметным переходом с подстилающей толщей песков. Рудный горизонт весьма неоднороден по строению и сильно изменчив по вертикали и в плане. В его разрезе перемежаются тонкозернистые пески (содержащие гравий, иногда гальку), алевроиты, линзовидные тела карбонатной марганцевой руды, в верхах горизонта есть еще и битуминозные глины. Горизонт обладает самым грубым обломочным материалом во всем разрезе майкопской серии на Адыгейской ступени. Пески хорошо сортированы: песчаной фракции — более 70, алевроитовой и пелитовой фракций — менее 15% каждой, причем особо низко содержание фракций мельче 0,01 мм. Характерны: плохо выраженные горизонтальная и волнистая текстуры, придающие породам плитчатость; имеются и косо-волнистые типы слоистости. Верхняя часть разреза месторождения сходна с нижней, это тоже мощная (80—90 м) и однообразная толща неслоистых плохо сортированных алевроитов.

Мощность рудного горизонта непосредственно у берега (южная окраина месторождения) минимальна — 12 м, а по удалении от берега нарастает до 36 м. У берега горизонт почти нацело представлен (не считая руд) песками, богатыми гравием и галькой, последние кое-где дают скопления. Доля руд здесь по отношению ко всей мощности горизонта значительна. В направлении от берега пески последовательно замещаются алевроитами, величина оруденения быстро падает. На дальнем от берега конце горизонта разрез его нацело алевроитовый; руды представлены редкими, тонкими, убогими по содержанию марганца пропластками. То же самое происходит по вертикали разреза. В нижней части горизонта развиты пески, изобилующие пластами руды, а в верхах горизонта они сменяются слабооруденелыми алевроитами (Калининко, 1963). Таким образом, среди весьма мощных, однообразных, неслоистых отложений дельты, представленных песками и алевроитами с низкой сортировкой, как бы зажат тонкий рудный горизонт, изобилующий хорошо сортированными малоглинистыми песками, обладающий многочисленными плоскостями раздела (плитчатость, частая перемежаемость пород).

Подрудные пески накопились на склоне дельты, где происходило массовое сгужение выносимого рекою терригенного материала, причем материал накапливался вне зоны сильных движений воды. Марганцеворудный горизонт принадлежал другому элементу дельтового ландшафта — верхней подводной площадке дельты, сформировавшейся поверх продвинувшегося в море песчаного дельтового «языка»: Площадка отличалась особой мелководностью, движения воды в ее пределах были сильны и многообразны.

Вся дельтовая толща к западу, к северу и к востоку сменялась переслаиванием песка, глины, алевроитов, образующим вокруг дельты

ареал прибрежно-морских отложений — авандельту. Отложения авандельты к западу быстро сменялись алевритистыми некарбонатными глинами, распространенными частично на Адыгейской ступени, но главным образом на опущенной Лагонахской ступени и далее на западе между подводными оползнями и песчаным рукавом. К северу отложения авандельты примыкали к отмели Калининско-Ярославского поднятия, а к востоку, по уклону Адыгейской ступени, эти отложения были сильно растянуты вдоль берега до р. Чамлык. К востоку от последней песчано-глинисто-алевритовые авандельтовые отложения незаметно переходят в сходные, тоже прибрежно-морские осадки, представленные чередованием глин, алевритов, иногда песков.

Смещение дельтового ареала к востоку и распространение песчано-глинисто-алевритовых отложений в этом направлении, вдоль берега на большое расстояние вызывалось морским прибереговым течением (Гроссгейм, 1953, 1960; Гроссгейм, Коротков, Котов, 1957). Течение, помимо крупного материала, уносило на восток и северо-восток в пелагическую зону самые тонкие взвеси, поставлявшие рекою.

Итак, Лабинское марганцевое месторождение связано с крупной эпигерцинской структурой платформенного типа. Оно возникло в момент подъема структуры, когда часть ее (южная) стала областью выветривания и источником терригенного материала, а северная часть — областью аккумуляции. Последняя представляла собою мелководный, сложный по конфигурации береговой линии и по рельефу дна участок прибрежной зоны моря. Участок был несколько отчленен от всего бассейна и выглядел как полуизолированная ванна. Марганценовые отложения связаны со значительным речным выносом в морское мелководье Адыгейской ступени. Марганценовые отложения это наиболее прибрежная — дельтовая фация. Дельта занимала южный борт упомянутой плоской ванны. В пределах дельты оруденение приурочено к осадкам самой ее мелководной части, накопившимся в условиях повышенной гидродинамической активности среды.

В конце олигоцена, в интервале, охватывающем частично средний, частично верхний майкоп, Северо-Кавказский морской бассейн отличался многофациальностью. Установлено семь фаций: прибрежные — 1) подводной части дельты; 2) авандельты — морской подводной преддельтовой равнины, отложения которой окаймляют дельту, составляют ее ареал; 3) морских прибрежных течений; 4) прибрежных песков и алевритов; 5) прибрежно-морских глин; 6) подводных оползней; в удалении от берега развита 7-я фация — пелагических некарбонатных глин. Дельтовая фация, к которой принадлежит Лабинское марганцевое месторождение, подразделена на субфацию отложений склона дельты, т. е. отложений так называемого свала глубин (подрудная толща месторождения), и субфацию отложений верхней подводной площадки (марганцеворудный горизонт).

В фации пелагических глин выделена «сидеритовая субфация»²: глины, обогащенные конкрециями сидерита.

2. МАРГАНЕЦ И ЖЕЛЕЗО В ОТЛОЖЕНИЯХ БАСЕЙНА

Отложения фаций и их субфаций, за исключением подводных оползней, изучены геохимически.

Если породы пелагической фации достаточно однообразны, то прибрежные фации отличаются сложным сочетанием различных литологических типов. Даже в наиболее простой по строению подрудной

² Следует иметь в виду, что в своем законченном виде «сидеритовая субфация» возникла в диагенезе.

Таблица 1

Содержание марганца и железа в породах различных фаций Северо-Кавказского бассейна для среднего — верхнего майкопа, %

Этапы осадко-накопления	Фации		Морских прибрежных течений		Подводной части дельты (марганцевое месторождение)			Авандельды		Прибрежных песков и алевроитов		Прибрежных морских глин		Пелагических глин «сидеритовая субфация»		
	породы	элементы	пески	глины	марганцевые руды в песках	пески	алевроиты	тонкое чередование песков — алевроитов	алевроиты	тонкое чередование песков — алевроитов	переслаивание песков и алевроитов	глины алевроитовые	глины с учетом распределения в них сидеритов	глины — вместилища породы для сидеритов (без учета конкреций)	глины	глины с сидеритами
Марганцеворудный	Mn Fe число анализов	породы элементы	—	—	10,36 2,06 27	0,045 1,53 26	0,044 2,87 33	0,037 2,81 6	0,048 3,93 6	0,035 4,39 5	0,02 3,08 2	0,035 4,26 13	0,04 5,22 12	0,08 5,48 27	0,12 6,03 12	
			—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Предрудный	Mn Fe число анализов	породы элементы	0,000 0,38 1	0,003 2,51 1	0,018 1,94 21	0,04 3,35 6	0,04 3,46 9	0,03 3,42 3	0,03 4,24 6	0,03 5,24 26	0,03 4,24 6	0,03 5,24 26	0,03 5,24 26	0,04 5,62 5	0,04 5,62 5	
			—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

толще месторождения, помимо основной породы — песков, присутствуют пачки песчаных глин, а в рудном горизонте число чередующихся литологических разностей доходит до семи; главные из них — песчаные карбонатные марганцевые руды, междурудные пески с гравием, междурудные алевроиты. Поэтому геохимически прежде всего были в отдельности охарактеризованы главные литологические типы каждой фации (табл. 1).

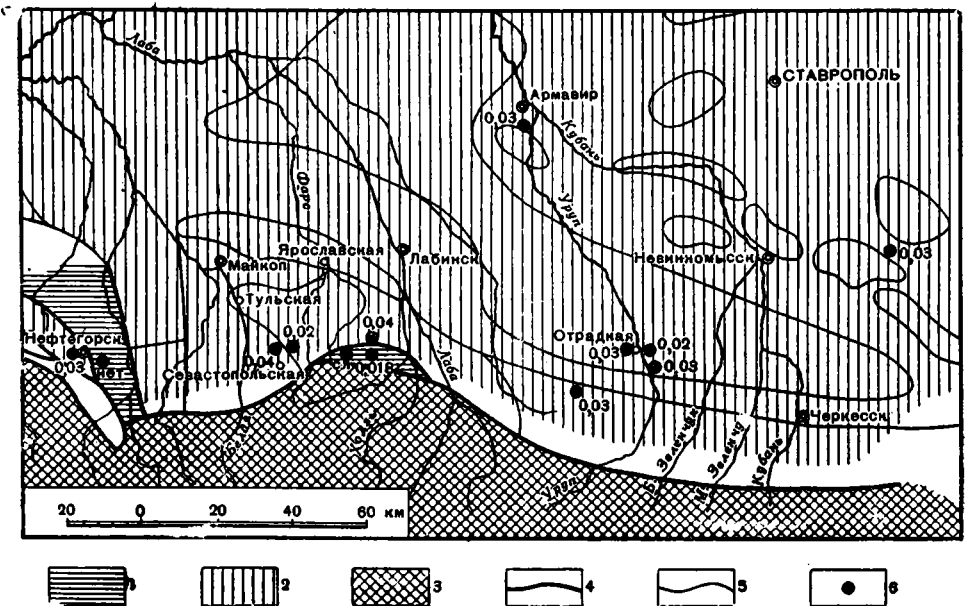
Для времени, предшествовавшего рудообразованию, марганец и особенно железо распределены в породах так, как это свойственно им при нормальном кларковом рассеивании в седиментогенезе гумидного типа (Страхов, Залманзон, Глаголева, 1959; Страхов, 1960). В пределах любой фации и марганец, и железо в песках и песчаных породах содержатся в меньшем количестве, чем в глинистых разностях и в глинах (табл. 1).

Если проследить весь фациальный ряд от самых прибрежных к пелагическим, то железо во всех литологических типах дает ясную картину последовательного нарастания содержания. Для марганца изменение содержания от прибрежных песков к пелагическим глинам выражено несравненно слабее: можно лишь говорить о снижении его содержания в песках и об относительном повышении в прочих более тонких породах, причем в последних — алевроитовых.

ритах, породах частого чередования, глинах прибрежных и пелагических — марганец сохраняется на уровне 0,03—0,04%.

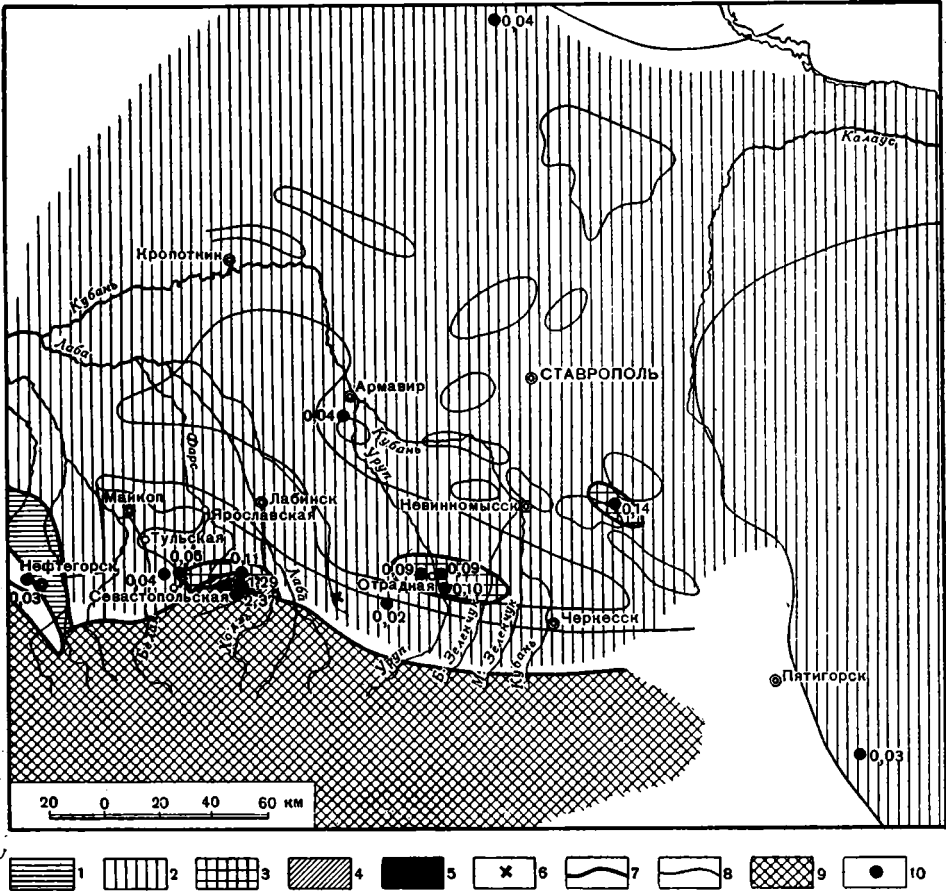
Для времени, отвечающего формированию марганцеворудного горизонта, отмеченные особенности распределения железа по типам пород сохраняются и даже усиливается концентрация железа (до 6%) в глинах пелагической фации. Марганец образует среди дельтовых отложений в рудном горизонте как весьма высокие — рудные концентрации (свыше 10%), так и низкие — кларковые (0,045%), лишь несколько отличающиеся от обычного содержания марганца в песках. В прочих породах прибрежных фаций — в алевритах, породах тонкого переслаивания, в прибрежных глинах — марганец, как и ранее, сохраняет постоянную низкую концентрацию (0,03—0,04%). В пелагических глинах концентрация марганца и во время рудообразования сохраняет весьма низкое значение — 0,03—0,04%. Лишь в глинах «сидеритовой субфации» содержание марганца иногда повышается до 0,08—0,12%.

Геохимические особенности бассейна выяснились также по картам распределения марганца и железа в дорудный и рудный моменты (фиг. 3, 4, 5, 6). Карты строились по данным, отражающим содержания марганца и железа не в отдельных типах пород, а в целых толщах, нередко весьма мощных и сложных по строению, с обширным набором литологических разностей. По соответствующим интервалам разреза (дорудному и отдельно времени рудного горизонта) отбирались многочисленные частные (точечные) пробы с таким расчетом, чтобы получить значения марганца и железа в каждом типе пород, в каждом слое разреза. По этим данным с учетом мощностей слоев вычислялись средневзвешенные содержания марганца и железа для каждого из разрезов. Во многих случаях, преимущественно для самого рудного горизонта месторождения и для пелагических глинистых разрезов, изоби-



Фиг. 3. Распределение марганца в отложениях бассейна для времени, предшествовавшего марганцеворудному горизонту

Содержание марганца (%): 1 — менее 0,02, 2 — 0,02—0,05; 3 — суша; 4 — контуры площадей равных содержаний марганца; 5 — границы литолого-фациальных комплексов; 6 — точки геохимического изучения



Фиг. 4. Распределение марганца в отложениях бассейна для времени марганцеворудного горизонта

Содержание марганца (%): 1 — менее 0,02; 2 — 0,02—0,05; 3 — 0,05—0,10; 4 — 0,10—1,00; 5 — свыше 1; 6 — мелкие изолированные марганцепроявления за пределами месторождения; 7 — контуры площадей равных содержаний марганца; 8 — границы литолого-фациальных комплексов; 9 — суша; 10 — точки геохимического изучения

люющих сидеритовыми конкрециями, помимо точечных проб, отбирались и бороздовые.

Распределение марганца во время, предшествовавшее рудному горизонту, имеет простой вид (фиг. 3). В двух небольших районах, где развиты песчаные выносы рек в морской бассейн, — на Лабинском месторождении и в области песчаного рукава, пролегающего по Западно-Кубанской впадине, установлены очень низкие содержания марганца (менее 0,02%) или отсутствие его. На всей остальной площади бассейна наблюдаются однообразные невысокие величины.

Для момента рудного горизонта картина несколько усложняется (фиг. 4). Небольшой участок бассейна, где развиты дельтовые отложения Лабинского месторождения и где в предыдущий момент наблюдались минимальные значения марганца, становится областью резко повышенных содержаний. В самой прибрежной части горизонта среднее для его разреза содержание марганца составляет 2,37, в центральной части месторождения 1,29 и на дальней от берега окраине горизонта (в 2,5 км от прибреговых разрезов) — 0,11%. Но уже в ближайших окрестностях месторождения, даже там, где иногда отмечаются не-

большие рудопроявления, содержания марганца выравниваются до значений 0,02, 0,04, 0,05%. Что касается остальной площади бассейна, то, как и прежде, пелагическая зона характеризуется равномерными низкими (для глин) величинами содержания марганца (0,03—0,04%). Лишь на ограниченных участках — в глубоководной Восточно-Кубанской впадине и среди отмелей Ставропольского свода — разрезы пелагических глин относительно обогащены марганцем до 0,09—0,14%. Но это не превосходит кларковых значений марганца для платформенных морских глин (Страхов, Залманзон, Глаголева, 1959).

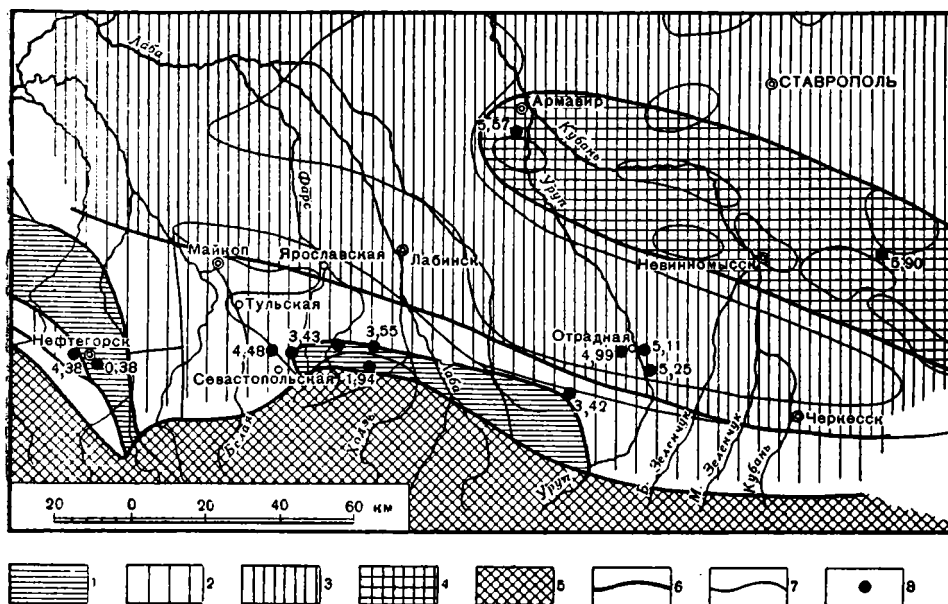
Если рассматривать морской бассейн как целое, то марганцевое оруденение выглядит как местное явление, свойственное определенной фации (точнее субфации) дельты. Влияние марганцевого рудообразования на распределение марганца в разновозрастных отложениях всей остальной площади бассейна очень невелико. Тем не менее рудный процесс получил некоторое отражение и в прибрежных отложениях за пределами дельты и в определенных областях пелагической зоны. Так, в прибрежной зоне, в отложениях авандельты, устанавливаются небольшие марганцевые рудопроявления, разобщенные от рудного поля месторождения, но разновозрастные ему. Они отмечались в 6 км к западу (станция Севастопольская) и в 25 км к востоку (р. Чамлык). В пелагической зоне отдаленное влияние рудного процесса сказалось двояко. Во-первых, в виде небольших локальных повышений содержания марганца в глинах до 0,09—0,14% среди огромного поля низких его содержаний. Это связано с разносом тонких взвесей морским течением от дельты на восток и оседание их в геоморфологически сложной области Ставропольского свода и в Восточно-Кубанской впадине. Во-вторых, в изменении состава сидеритовых конкреций на расстоянии по крайней мере 70—80 км к востоку и северо-востоку от дельты. Сидеритовые конкреции в пелагических глинах караджалгинской свиты, т. е. в разрезах, синхронных толще подрудных песков месторождения (при накоплении которых рудообразование еще не происходило), отличаются чрезвычайно низким содержанием марганца (табл. 2).

Таблица 2

Марганец и железо в сидеритовых конкрециях из пелагических глин, синхронных дельтовым отложениям Лабинского месторождения

Местоположение разрезов	Стратиграфическое положение сидеритовых толщ	Валовые содержания, %		Карбонаты марганца и железа в растворимой части конкреций, %	
		Mn	Fe	MnCO ₃	FeCO ₃
Р. Уруп, станция Отрадная	Сидериты из пелагических глин ольгинской свиты — аналог марганцеворудного горизонта	3,39*	23,76*	9,26	62,19
		4,07	29,11	7,25	74,07
		7,03*	19,41*	23,71	63,79
		5,40	24,56	11,02	65,48
		2,96*	28,21*	8,21	75,35
Район г. Армавира	Сидериты, бедные марганцем	0,22*	23,12*	0,72	71,93
		0,32	26,47	0,62	68,59
		0,37	25,67	0,97	75,06
		0,21*	23,23*	0,62	65,25
		0,11	15,1*	0,10	63,37
		0,21*	26,77*	0,59	71,49
		0,14	17,00	0,73	66,84
		0,14	17,00	0,73	66,84

* Содержания, рассчитанные по 2%-ной HCl вытяжке.



Фиг. 5. Распределение железа в отложениях бассейна для времени, предшествовавшего марганцеворудному горизонту

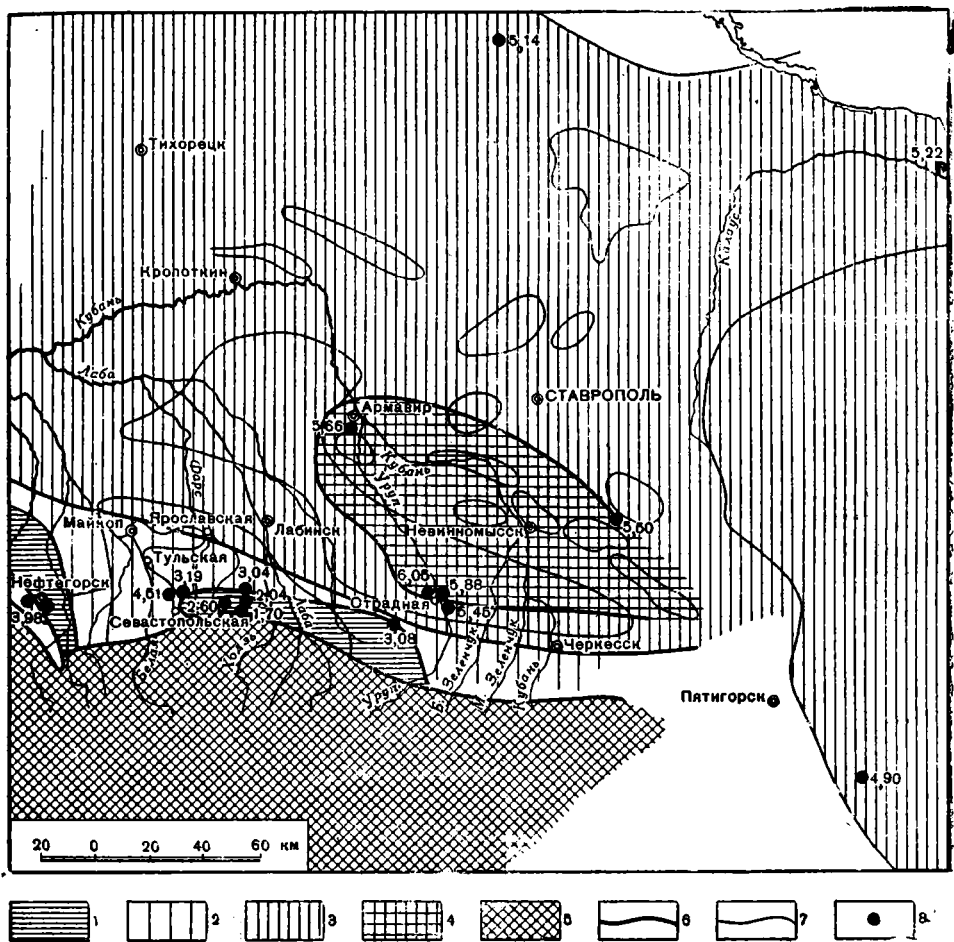
Содержание железа (%): 1 — менее 3; 2 — 3—4,5; 3 — 4,5—5,5; 4 — свыше 5,5; 5 — суша; 6 — контуры площадей равных содержаний железа; 7 — границы литолого-фациальных комплексов; 8 — точки геохимического изучения

Но в момент, синхронный марганцеворудному горизонту (низы ольгинской свиты), сидериты резко обогащаются марганцем. Валовые содержания марганца в конкрециях достигают 7, а $MnCO_3$ — 24% от суммы карбонатов, что свойственно обычно лишь марганцевым рудам. Высокомарганцевые сидериты рассеяны по толще глин, образуя в разрезе майкопской серии специфическую зону мощностью до 140 м (разрез Восточно-Кубанской впадины). Зона прослежена вдоль р. Уруп от станицы Отрадной на север на 60 км в районе г. Армавира. Такие сидериты встречаются в пелагических разрезах на уровне марганцеворудного горизонта не только там, где содержание марганца во вмещающих глинах 0,05—0,09—0,10%, но и там, где марганца 0,03%.

Сильное обогащение сидеритов марганцем при нормальном или даже при пониженном содержании его во вмещающих породах объясняется мощным стягиванием при диагенетическом конкрециеобразовании тех небольших количеств марганца, которые заносились в пелагиаль из области дельты в момент массового накопления марганца в пределах дельты. Подчеркнем, что самостоятельных стяжений марганец при этом не образует, а только сопутствует в конкрециях железу.

Четкую картину распределения по бассейну и сопряженности с фациями последнего дает железо.

Для дорудного времени (фиг. 5) вся прибереговая зона песчаных и песчано-алевритовых осадков, образованных реками и морскими течениями (дельта, ее ареал, вытянутая от дельты на восток полоса песчано-алевритовых отложений, песчаный рукав Нефтяно-Ширванского района), отличается сильно пониженным содержанием железа — менее 3 и иногда до 0,38%. В прибрежных алевритистых глинах, обычно более далеких от берега, чем пески, содержание железа составляет 3,0—



Фиг. 6. Распределение железа в отложениях бассейна для времени марганцеворудного горизонта

Содержание железа (%): 1 — менее 3; 2 — 3—4,5; 3 — 4,5—5,5; 4 — свыше 5,5; 5 — суша; 6 — контуры площадей равных содержаний железа; 7 — границы литолого-фациальных комплексов; 8 — точки геохимического изучения

4,5%. Этими содержаниями хорошо оконтуривается прибрежная зона моря. Зона пелагических глин характеризуется содержаниями железа, как правило превышающими 5%. На фоне таких высоких содержаний выделяется район с еще более высокими значениями железа в глинах — свыше 5,5 до 6%. Район максимального обогащения пелагических глин железом отвечает системе наиболее ярко выраженных отелей, возникших на Ставропольском своде в конце олигоцена.

Для времени рудного горизонта картина распределения железа почти в точности, до деталей, повторяет предыдущую (фиг. 6). Несклько меняется лишь контур района самых высоких содержаний железа: он расширяется, захватывая и глубоководную Восточно-Кубанскую впадину.

Хотя содержания железа в пелагических глинах в области подводного архипелага велики, особенно по контрасту с низкими значениями железа в прибрежных песчаных отложениях, тем не менее это кларковые величины. Такие значения свойственны нормальным морским глинам (аргиллитам) свиты S_2^6 Донбасса (Страхов, Залманзон, Гла-

голева, 1959). В общем для подрудного и рудного моментов наблюдается устойчивая картина типичного кларкового распределения железа.

Подчеркнем, что область дельтовых отложений месторождения во время формирования марганцеворудного горизонта по-прежнему обладала минимальными содержаниями железа. Следовательно, марганцеворудный процесс не отразился на распределении железа.

Максимальное обогащение морских глин железом в районе архипелага отмелей и в Восточно-Кубанской впадине следует связывать, как это отмечалось, с массовым приносом сюда течением от дельты взвешенных железистых частиц. Район некоторой концентрации железа в пелагических глинах и для подрудного и рудного моментов (караджалгинская и низы ольгинской свит) отвечает намеченному Ю. А. Пряхиной (1958) району относительно повышенной сидеритонности (0,5—1% и более) разрезов упомянутых свит Центрального Предкавказья. По-видимому, некоторое седиментационное обогащение богатых органическим веществом майкопских морских глин железом (обогащение, все же не превосходящее кларкового уровня) явилось одной из причин, способствовавших сидеритообразованию: в диагенезе возникла пелагическая «сидеритовая субфация» (фиг. 2).

Таким образом, железо в отложениях дорудного и рудного времени интенсивно нарастало от прибрежной зоны к пелагической, аналогично, но только слабее менялись содержания марганца, причем для рудного момента такая направленность выясняется, если исключить марганцевые руды.

Таблица 3

Марганец и железо в толщах, отвечающих времени формирования подрудных отложений месторождения

Генетический тип отложений	Отложения	Число разрезов Число анализов	Mn, %	Fe, %	Мощность разрезов, дм	Абсолютные массы, кг/дм ³		Отношение абсолютных масс Fe Mn	
						Mn	Fe		
Дельтовый: Лабинское марганцевое месторождение	Толща подрудных песков (нижняя половина песчаной свиты месторождения)	9 21 в том числе 6 бороздовых проб	0,02	1,94	1100	0,4	38,4	96	
	Прибрежно-морской, за пределами месторождения	Ареал песков, глин, алевритов вокруг дельты (отложения авадельты)	3 9 в том числе 4 бороздовые пробы	0,04	3,45	1250	0,9	77,7	86
		Пески, глины, алевриты, прибрежно-морские (толща тонкого переслаивания)	1 3	0,03	3,42	1000	0,5	61,6	123
	Глины прибрежно-морские	2 6	0,03	4,24	700	0,4	53,5	134	
Пелагический	Глины караджалгинской свиты (средний майкоп)	7 32 в том числе 10 бороздовых проб	0,03	5,34	900	0,5	86,5	173	

Таблица 4

Марганец и железо в толщах, отвечающих времени формирования рудного горизонта

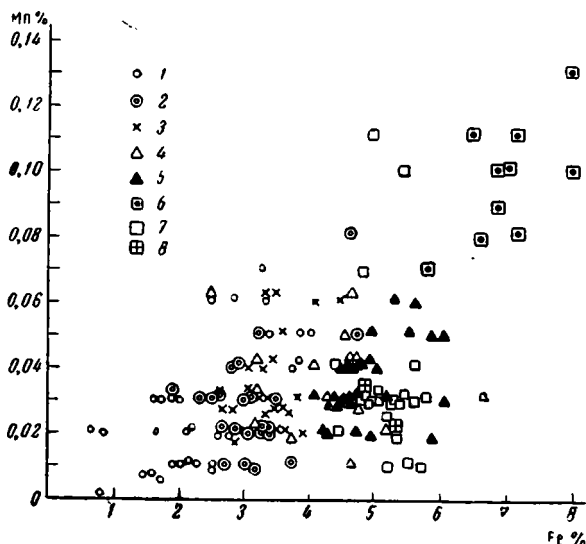
Генетический тип отложений	Отложения	Число разрезов Число анализов	Mn, %	Fe, %	Мощность разрезов, дм	Абсолютные массы, кг/дм ³		Отношение абсолютных масс Fe/Mn
						Mn	Fe	
Дельтовый: Лабинское марганцевое месторождение	Рудный горизонт — ближняя к берегу часть. Пески гравийные, руды	$\frac{3}{3}$ бороздовые пробы	2,38	1,73	120	5,1	3,7	0,7
	Рудный горизонт — средняя часть рудного поля. Пески, алевриты, руды	$\frac{1}{1}$ бороздовая проба	1,29	2,04	230	5,3	8,5	1,6
	Рудный горизонт — дальняя от берега часть — алевриты, бедные руды	$\frac{1}{1}$ бороздовая проба	0,11	3,04	360	0,7	19,7	28
Прибрежно-морской за пределами месторождения	Пески, глины, алевриты вокруг дельты (отложения авандельты)	$\frac{1}{26}$	0,05	3,19	590	0,5	33,9	68
	Пески, глины, алевриты (толща тонкого переслаивания)	$\frac{1}{2}$	0,02	3,08	1000	0,4	56,2	140
	Глины прибрежно-морские	$\frac{2}{13}$	0,03	4,26	800	0,5	61,3	125
Пелагический	Глины на границе среднего и верхнего майкопа (низы ольгинской свиты)	$\frac{4}{12}$	0,04	5,22	1000	0,7	93,9	134
	Глины на границе среднего и верхнего майкопа (низы ольгинской свиты), локально обогащенные сидеритами	$\frac{4}{39}$ в том числе 14 бороздовых проб	0,10	5,77	1400	2,5	145	58

Распределение марганца и железа в толщах, синхронных подрудным и рудным отложениям, иллюстрируется также данными по абсолютным массам элементов (табл. 3, 4).

Абсолютные массы марганца и железа рассчитывались для интервалов разрезов, отвечающих рудному и отдельно дорудному моментам; расчет производился на единицу площади (1 дм²); объемный вес пород принят равным 1,8 кг/дм³.

Для времени, предшествовавшего рудному горизонту, абсолютные массы марганца от прибрежных дельтовых до настоящих пелагических отложений сохраняют очень низкие, почти одинаковые значения. Абсо-

лутные массы железа тоже везде удерживаются на определенном уровне, хотя и нарастают несколько в пелагических отложениях. Абсолютные массы Mn и Fe демонстрируют здесь нормальный кларковый процесс. Отношение абсолютных масс железа и марганца для подруд-



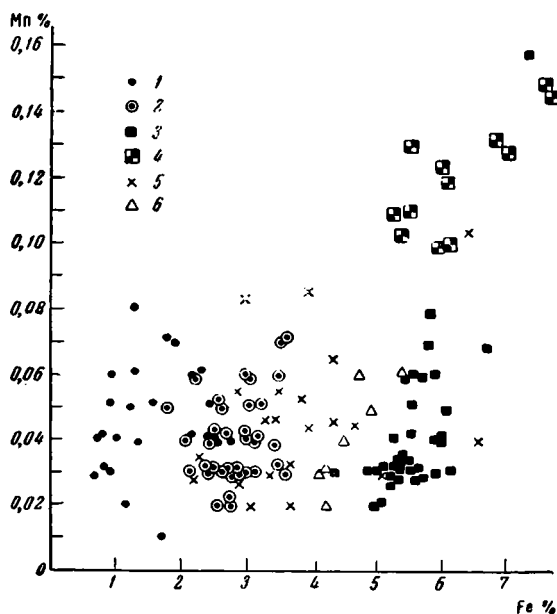
Фиг. 7. Соотношение марганца и железа в отложениях морского бассейна до и после формирования марганцеворудного горизонта

Дельтовые отложения Лабинского марганцевого месторождения: 1 — пески подрудной толщи, 2 — алевриты надрудной толщи. Прибрежно-морские отложения за пределами дельты: 3 — переслаивание песка, глины и алевритов, 4 — глины алевритистые, некарбонатные. Пелагические отложения: 5 — некарбонатные морские глины до возникновения дельты, 6 — морские глины, синхронные алевритам надрудной толщи месторождения, 7 и 8 — некарбонатные морские глины, синхронные пескам подрудной толщи месторождения

ного времени сравнительно постоянно — 86—173 (табл. 3). Это отражает постоянство подачи с суши и накопления марганца и железа в бассейне. Но для времени марганцеворудного горизонта соотношение нарушается (табл. 4). Резкое преобладание абсолютных масс марганца над железом в рудном горизонте показывает принципиально иной характер рудного процесса по сравнению с тем (кларковым), которому подчинялось распределение абсолютных масс железа: рудообразование в значительной мере было процессом диагенетическим. За пределами горизонта абсолютные массы Mn и Fe и их отношение, как правило, становятся такими же как в дорудное время, т. е. и Mn и Fe подчиняются в своем распределении кларковому процессу.

Характер связей марганца и железа в отложениях бассейна показан на графиках соотношения марганца и железа (фиг. 7, 8). На фиг. 7 представлены соотношения марганца и железа в породах разных фаций для того времени, когда рудного марганценакопления в бассейне заведомо не происходило, когда имело место чисто кларковое распределение элементов (время до оруденения и после него). При этом устанавливается слабо выраженная пропорциональность содержания марганца и железа. Для времени марганцеворудного горизонта соотношения между марганцем и железом становятся уже совсем неопределенными, причем особенно велика потеря связей между марганцем и железом внутри рудного горизонта (фиг. 8).

Представляет интерес вопрос, являются ли содержания марганца и железа в отложениях бассейна во время формирования дельтовой марганценовой толщи Лабинского месторождения обычными для Май-



Фиг. 8. Соотношение марганца и железа в отложениях морского бассейна во время формирования марганцеворудного горизонта

Дельтовые отложения Лабинского марганцевого месторождения: 1 — пески рудного горизонта, вмещающие рудные пласты, 2 — алевриты рудного горизонта, вмещающие рудные пласты. Пелагические отложения: 3 и 4 — морские некарбонатные глины, синхронные марганцеворудному горизонту. Прибрежно-морские отложения за пределами дельты: 5 — переслаивание песка, глины, алевритов, 6 — некарбонатные алевритистые глины

копского бассейна или отличаются от содержаний их на более ранних и более поздних этапах развития бассейна. Это выяснялось сравнением содержаний марганца и железа в настоящих морских некарбонатных

Таблица 5

Среднее содержание марганца и железа (%) в некарбонатных * пелагических глинах различных свит майкопской серии

Последовательность свит снизу вверх	Свиты	Количество анализов	Mn	Fe
5	Ритцевская свита (перекрывающая марганценовые отложения)	18	0,04	4,97
4	Низы ольгинской свиты — аналог марганцеворудного горизонта	13 **	0,04	5,22
		39 ***	0,10	5,77
3	Караджалгинская свита — аналог подрудных песков	32	0,03	5,34
2	Баталпашинская свита	15	0,03	4,91
1	Хадумский горизонт	5	0,03	4,53

* CO_2 в глинах менее 1%. Данные по хадумскому горизонту, где переслаиваются мергели, карбонатные и некарбонатные глины, относятся только к последним.

** Нормальные разрезы, бедные сидеритами.

*** «Сидеритовая субфация» — глины с повышенным содержанием сидеритовых конкреций, распространенные на ограниченных площадях.

глинах из различных по возрасту свит майкопской серии (табл. 5). Сравнивались средние величины содержаний марганца и железа из многих проб, отобранных для каждой свиты в ряде точек пелагической зоны бассейна. Содержание марганца от хадумского горизонта до ритцевской свиты, т. е. на протяжении всего олигоцена и низов миоцена, в сущности не меняется. При этом значения марганца в глинах бассейна в два-три раза ниже, чем содержания его в нормальных пелагических глинах Донбасса и Второго Баку (Страхов, Залманзон, Глаголева, 1959), Русской платформы (Ронов, Ермишкина, 1959) и вообще в глинах (Kraft, Schindler, 1962), и это несмотря на то, что в бассейне имело место марганцевое рудообразование. А повышение содержания марганца в глинах до 0,1% — явление очень локальное, касающееся отдельных пелагических разрезов.

Что касается железа, то в момент формирования дельтовых отложений — караджалгинская и ольгинская свиты — происходило некоторое усиление выноса его в бассейн. И если преобладающая часть отложений майкопского бассейна обеднена против нормы рассеянным марганцем, то железо, наоборот, лежит на верхнем кларковом пределе.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и геосинклинального обрамления. Ч. 2. Мезозой и кайнозой. Госгеолтехиздат, 1961.
- Гроссгейм В. А. К вопросу о донных течениях в майкопском бассейне на территории Северо-Восточного Кавказа. Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.-развед. ин-та. Геол. сб. вып. 2 (5), 1953.
- Гроссгейм В. А., Коротков С. Т., Котов В. С. О некоторых неверных взглядах на палеогеографию майкопа и условия формирования подземных вод Центрального и Северо-Западного Предкавказья. Геология нефти, № 7, 1957.
- Гроссгейм В. А. Основные этапы геологического развития территории Западной Кубани в палеогеновую эпоху. Тр. Краснодар. фил. Всес. нефтегаз. н.-и. ин-та. Вопр. геол., бурения и эксплуатации скважин, вып. 17, 1958.
- Гроссгейм В. А. Палеоген Северо-Западного Кавказа. Тр. Краснодар. фил. Всес. нефтегаз. н.-и. ин-та. Геол. сб., вып. 4, 1960.
- Калининко В. В. О распределении Mn, Fe, P и S_{орг} в майкопских отложениях Северо-Западного Кавказа. Докл. АН СССР, т. 149, № 5, 1963.
- Калининко В. В., Швембергер Ю. Н. Строение майкопа и возраст марганцевосных отложений между речья Лябы и Белой Северо-Западного Кавказа. Докл. АН СССР, т. 150, № 4, 1963.
- Куликов С. И. К осадочному минералообразованию в среднем майкопе на Северном Кавказе. Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 7, 1959.
- Милановский Е. Е., Ханн В. Е. Геологическое строение Кавказа. Очерки региональной геологии СССР, вып. 8. Изд-во Моск. ун-та, 1963.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. Тектоника Предкавказья. Гостоптехиздат, 1963.
- Муратов М. В. Тектоническая структура и история равнинных областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа. Сов. геология, № 48, 1955.
- Пряхина Ю. А. Карбонатные конкреции в майкопских отложениях Центрального Предкавказья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1958.
- Ронов А. Б., Ермишкина А. И. Распределение марганца в осадочных породах. Геохимия, № 3, 1959.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 2. Изд-во АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 23, 1959.
- Шарданов А. Н. Тектоническое строение Северо-Западного Кавказа. Тр. Краснодар. фил. Всес. нефтегаз. н.-и. ин-та. Геол. сб., вып. 3, 1960.
- Шарданов А. Н. Северо-западное и юго-восточное погружение Большого Кавказа (сравнительная характеристика тектоники и нефтегазоносности мезозойских отложений). Автореф. дис., Краснодар, 1962.
- Kraft M., Schindler R. Geochemischen Datensammlung in Fern des Periodischen Systems der Elemente. Berlin, 1962.

УДК 553.32 : 551.781.5 (574.12)

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЯ НИЖНЕОЛИГОЦЕНОВЫХ МАРГАНЦЕВОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАНГЫШЛАКА

Е. С. ТИХОМИРОВА

В статье излагаются новые оригинальные материалы по нижнеолигоценым отложениям Южного Мангышлака. Дается палеогеографическая характеристика обстановки возникновения марганцеворудного месторождения Мангышлака и основных черт его геохимии. Отмечены черты аридизации климата по южной окраине гумидного пояса, что представляет существенный интерес для теории гумидного литогенеза.

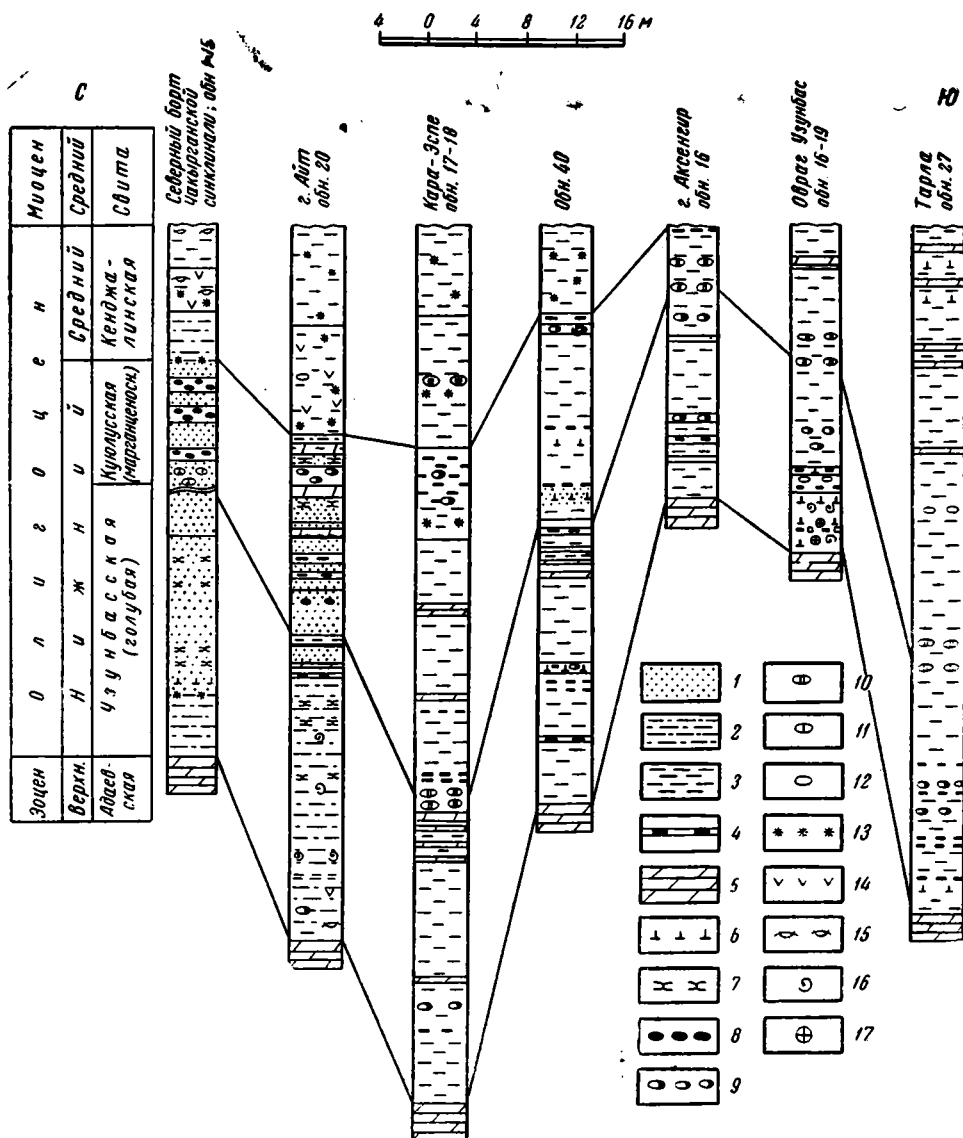
В настоящее время имеется весьма обширный материал, посвященный геохимическим особенностям отложений гумидных областей (Зхус, Ильинская, 1958; Катченков, 1961_{1, 2}; Ронов, Ермишкина, 1959; Страхов и др., 1955; Страхов, 1960; Тихомирова, 1957, и др.). Несколько меньше данных опубликовано по геохимии аридных регионов (Катченков, 1961₂; Ронов, Ермишкина, 1959; Страхов, 1962, и др.). Что же касается переходных зон, расположенных на границе гумидных и аридных поясов, то материал по ним отсутствует вообще. Это объясняется тем, что до введения понятия о типах литогенеза (Страхов, 1960) они не привлекали к себе внимания литологов. Отложения переходной области были, вероятно, достаточно широко распространены в геологическом прошлом и, несомненно, характеризовались специфическими чертами осадконакопления. Однако выявить эти особенности труднее вследствие переплетения и наложения черт гумидной и аридной зон, маскирующих друг друга.

В свете сказанного интересно Мангышлакское месторождение марганца, отличающееся от остальных месторождений юга Русской платформы тем, что оно находится на границе гумидной и аридной зон. Это, естественно, наложило отпечаток на его вещественный состав.

1. СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ СОПОСТАВЛЕНИЯ

Мангышлакское месторождение находится в 200 км к востоку от города Форта-Шевченко. В структурном отношении оно приурочено к северному борту Чакрыганской синклинали, расположенной между Каратауской мегантиклиналью и Беке-Башкудукской антиклинальной зоной. В строении синклинали принимают участие отложения меловой и третичной систем. Не останавливаясь подробно на вопросе о возрасте отложений, вмещающих оруденение, и рудного горизонта (как известно, он является в настоящее время дискуссионным), необходимо отметить, что согласно Р. Л. Мерклину, В. Г. Морозовой и А. С. Столярову (1960) эти породы относятся к нижнему олигоцену.

Наиболее древними отложениями, обнажающимися в районе месторождения, являются бело-розовые мергели адаевской свиты верхнего эоцена, на которых без видимых следов перерыва располагаются отложения нижнего олигоцена, представленного голубой и марганце-



Фиг. 1. Схема сопоставления нижнеолигоценовых отложений вкрест простирания Чакырганской синклинали

1 — пески мелкозернистые и алевриты, 2 — глины алевритовые, 3 — глины, 4 — глины омарганцованные, 5 — мергели, 6 — известковистость, 7 — окремнение, 8 — марганцевые конкреции, 9 — конкреции кальцитовые с примесью марганцевого кальция, 10 — конкреции доломита, 11 — кальцитовые конкреции, 12 — конкреции марганцево-железистые некарбонатные, 13 — ожелезнение, 14 — гипс, 15 — остатки рыб, 16 — остатки моллюсков, 17 — морские ежи

носовой пачками. В основании голубой пачки залегают глины (5—8 м), выделенные Н. И. Андрусовым (1910) в самостоятельный «подотдел», но затем объединенные М. В. Баярунасом (1912) с голубой пачкой. Эти глины алевритовые, вверх переходят в глинистый железистый алеврит. Вышележащие отложения голубой пачки представлены мелкозернистыми глинистыми песчано-алевритовыми породами. В средней части ее присутствует несколько конкреционных прослоев кремней, при выветривании выступающих в обнажениях в виде причудливых карнизов.

В пределах месторождения эти отложения почти не содержат марганца, но уже в северной приосевой части структуры присутствуют маломощные омарганцованные прослои, устойчиво выдерживающиеся не только в синклинали, но и далеко за ее пределами.

Мощность голубой пачки колеблется от 12 до 40 м. Голубая пачка постепенно переходит в собственно марганценовые отложения, представленные песками, алевритами и глинами. К верхней части песчано-алевритовых слоев приурочено марганцевое оруденение. Мощность марганценовой пачки достигает 35—43 м.

Марганценовые отложения перекрываются глинистыми породами среднего олигоцена мощностью до 35 м, трансгрессивно срезающимися конгломератом среднего миоцена.

Для детальных геохимических исследований и в частности для выявления общего геохимического фона, на котором формировалось марганценовое месторождение, необходимо было установить положение марганценовой пачки в разрезе майкопской серии Мангышлака, т. е. выявить стратиграфические аналоги рудного горизонта на более широкой площади.

Стратиграфическая увязка представляет большие трудности, так как, во-первых, собственно марганценовая толща бедна палеонтологическими остатками, на основании которых можно сделать уверенное заключение о ее возрасте, во-вторых, олигоценовые отложения в Чакрыганской синклинали испытывают резкие фациальные изменения. Для сопоставления отложений было детально изучено строение нижне-олигоценовых отложений по простиранию и вкрест простирания этой структуры, причем удалось наметить маркирующие горизонты, по которым можно было сопоставлять олигоценовые отложения Чакрыганской синклинальной зоны со стратотипическими разрезами, описанными А. С. Столяровым на площади степного Мангышлака. Такими маркирующими горизонтами являются прослои глин и мергелей, исключительно выдержанные на площади по мощности и составу, омарганцованные и окремненные пропластки, а также конкреционные прослои.

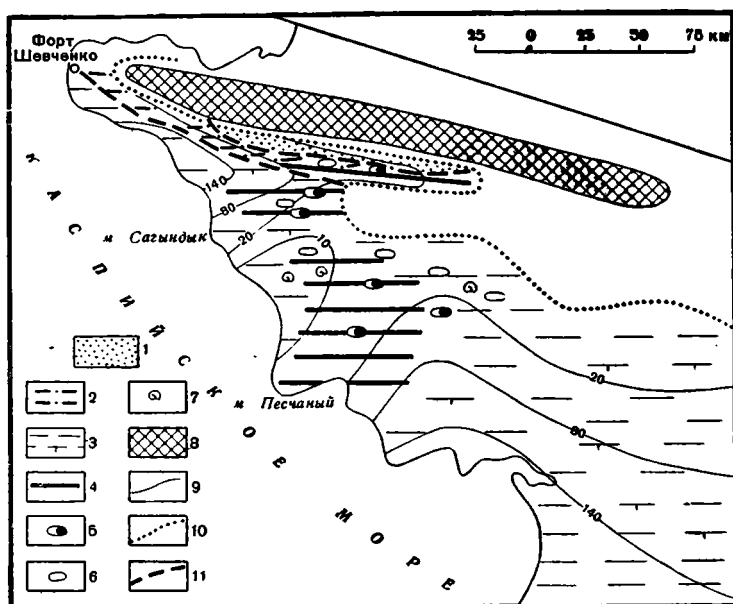
Сопоставление по литологическим признакам впоследствии было проконтролировано определениями микрофауны, выполненными В. Г. Морозовой. В результате исследований установлено, что голубой и марганценовой пачкам Н. И. Андрусова (1910) и М. В. Баярунаса (1912) соответствуют узунбасская и куюлусская свиты нижнего олигоцена, стратотипы которых были выделены А. С. Столяровым (1958) на площади степного Мангышлака. Верхняя пачка глин, перекрывающая марганценовые отложения, соответствует кенджалинской свите того же автора (фиг. 1).

2. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ВРЕМЕНИ НИЖНЕОЛИГОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Прежде чем касаться поставленного вопроса, остановимся на тех структурных соотношениях, которые существовали до возникновения узунбасской и куюлусской свит. Согласно опубликованным работам (Дьяков, 1957; Коган, Пасумский, 1958; Куприн, 1959; Мстиславский, Столяров, 1960; Столяров, Шлезингер, 1962; Столяров, 1961; Яншин, 1948, 1951), тектонический план рассматриваемого района рисуется следующим образом.

В северной его части отчетливо прослеживается прогиб, соответствующий Чакрыганской синклинали, далее на юг располагается Беке-Башкудукская антиклинальная зона. Южнее, на площади Южно-Ман-

гышлакского плато, находится Жетыбайская структурная терраса; она осложняется рядом локальных поднятий, из которых на нашу территорию попадают Тарлинское, Узеньское и др. Юго-западнее располагаются Сегендыкская и Карабарахтинская синклинали, разделенные Карагинской седловиной. К югу от Сегендыкской синклинали находится



Фиг. 2. Палеогеографическая схема времени накопления узунбасской (голубой) свиты

1 — песчано-алевритовые породы, глинистые, известковистые с прослоями кремней (1-я фациальная зона); 2 — глины алевритовые, известковые (2-я фациальная зона); 3 — глины известковые (3-я фациальная зона); 4 — породы с повышенным содержанием Мп (1—5%); 5 — конкреции марганцовистого кальцита; 6 — баритовые конкреции; 7 — фауна; 8 — области размыва; 9 — линии равных мощностей через 10, 20, 80, 140 м; 10 — граница распространения отложений; 11 — граница распространения фаций

поднятие мыса Песчаного. В течение верхнеэоценового времени на территории Южно-Мангышлакского плато накапливались тонкие глинисто-карбонатные осадки, мощность которых уменьшается в зонах поднятий и возрастает в прогибах.

В отложениях куюлусской и узунбасской свит можно выделить три фациальные зоны, вытянутые вдоль Каратауской мегантиклинали, служившей областью сноса. На фиг. 2 показана палеогеографическая схема времени накопления узунбасской свиты.

Зона, ближняя к северному борту Чакрыганской синклинали, характеризуется прибрежными мелководными фациями. Она представлена кварцево-полевошпатовыми глинистыми песчано-алевритовыми породами, массивными или горизонтально-волнисто-слоистыми. Глинистое вещество имеет гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав, присутствуют магнезиальные силикаты типа палыгорскита. Аутигенные минералы железа представлены сферическими стяжениями марказита и глауконитом.

Узунбасский век характеризовался повышенным привносом с суши растворенного кремнезема, что обусловило пышный расцвет организмов с кремневым скелетом. Наиболее многочисленны были кремневые губки, спикулы которых в большом количестве встречаются в осадке. Перерас-

пределение органогенного кремнезема при диагенезе привело к образованию нескольких горизонтов кремней мощностью до 0,5 м. Помимо организмов с кремневым скелетом, встречаются панцири крабов, морские ежи, гастроподы, пелециподы, остатки одиночных кораллов, фораминиферы и остракоды. Отложения этой зоны не содержат марганца, только у границы со второй зоной появляются маломощные омарганцованные пропластки, протягивающиеся за пределы Чакырганской синклинали. Мощность свиты в этой зоне колеблется от 10 до 35 м.

Отложения следующей фациальной зоны распространены в южной приосевой части Чакырганской синклинали. От отложений первой зоны они отличаются большей тонкозернистостью и глинистостью осадков и возрастанием их мощностей, что связано с приближением к оси синклинали структуры, исчезновением окремнелых прослоев. Характерной особенностью этой зоны является появление на разных уровнях омарганцованных прослоев, к которым приурочены карбонатные конкреции, сложенные кальцитом и марганцовистым кальцитом. Мощность свиты в этой зоне колеблется от 10—15 до 40 м.

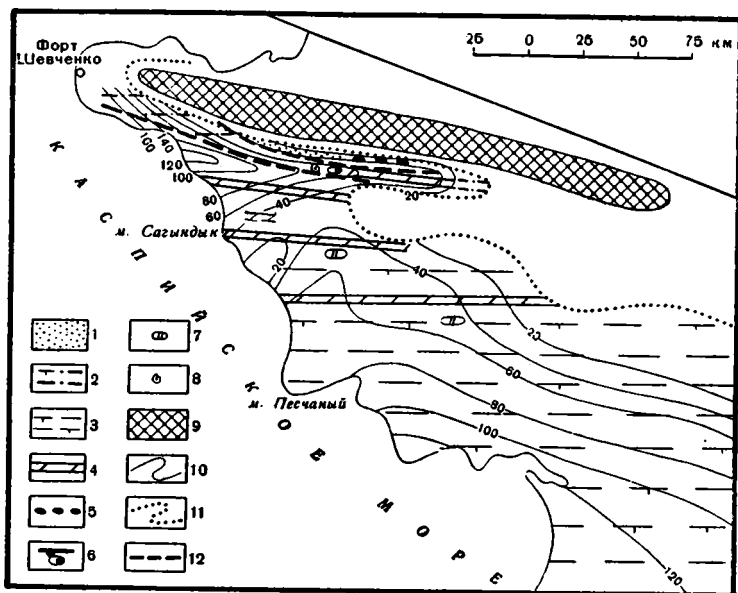
Отложения третьей фациальной зоны распространены на южном борту Чакырганской синклинали и на площади степного Мангышлака. Они представлены голубовато-серыми неравномерно-известковистыми глинами. По сравнению с отложениями второй зоны наблюдается сокращение мощности до 10—16 м, дальнейшее уменьшение количества алевритовой примеси и увеличение содержания карбонатного материала. Типичным для этой зоны, так же как и для второй, является присутствие омарганцованных прослоев. Эти прослои прослеживаются от южного борта Чакырганской синклинали до крайнего южного пункта на расстоянии до 60 км, где обнажаются на поверхность отложения узунбаской свиты в ядрах Тарлинских брахиантиклинальных складок. Обращает на себя внимание исключительная выдержанность этих прослоев и наличие ритмичности свиты, обусловленной чередованием пропластков глин и прослоев, обогащенных марганцем. К омарганцованным прослоям приурочены конкреции, сложенные марганцовистым кальцитом с примесью доломита. Кроме того, наблюдаются конкреции, в составе которых рентгеноструктурными исследованиями было установлено, помимо марганцовистого кальцита, наличие минерала $(MgMn)CO_3$. Количество этого минерала в изученных конкрециях невелико. Встречаются баритовые стяжения разнообразной формы и размеров. В разрезе они распределяются различно — иногда четкообразно перемежаются с марганцевыми конкрециями, иногда же располагаются внутри конкреционных карбонатных прослоев в виде ядра, окруженного глинистой оболочкой мощностью до 5 см.

Аутигенные минералы железа представлены здесь почти исключительно пиритом и в небольшом количестве глауконитом.

В отложениях куюлусской свиты также выделяются три фациальные зоны (фиг. 3). Первая зона представлена алевритами и песками различной степени сортировки, неравномерно-известковистыми ($CaCO_3$ от 0 до 20%), глинистыми, массивными или горизонтально-волнистослоистыми с мультулообразно срезающимися сериями, т. е. слоистостью типа ряби волнений на мелководье. Характерно наличие нескольких поверхностей размывов, к которым приурочены мелкие окатанные марганцевые конкреции (от 2—3 мм до 1 см).

Пески и алевриты слагаются кварцем (около 50%), а также полевыми шпатами, среди которых кислые плагиоклазы составляют около 30%, а калиевые разности 10—15%. Встречается глауконит (1—3%), биотит (3—5%) и обломки кремнистых пород (около 5%).

Нижнеолигоценые породы претерпели сложный комплекс диагенетических, катагенетических и гипергенных изменений, поэтому большинство обломочных минералов интенсивно изменено. Полевые шпаты мутные, покрыты пелитоморфными продуктами выветривания. Встречаются их обломки, замещенные гидрослюдой, хлоритом и монтмориллонитом. Часто наблюдается гидратация биотита с расщеплением листочков по



Фиг. 3. Палеогеографическая схема времени накопления куюлусской (марганцевоносной) свиты

1 — песчаники и алевриты, глинистые, неравномерно известковистые (1-я фациальная зона); 2 — глины алевритовые, известковые (2-я фациальная зона); 3 — глины неравномерно известковистые (3-я фациальная зона); 4 — мергели; 5 — окисные и карбонатные руды марганца; 6 — породы с повышенными содержаниями марганца (1—5%), с конкрециями марганцевого кальцита; 7 — доломитовые конкреции; 8 — фауна; 9 — области размыва; 10 — линии равных мощностей; 11 — границы распространения отложений; 12 — границы распространения фаций

спайности, сопровождающаяся их переходом в агрегаты гидрослюд с выделением гидроокислов железа и опала. Значительная часть глинистого цемента песчано-алевритовых пород образована за счет изменений обломочных минералов, причем новообразования иногда сохраняют реликтовую форму. Глинистое вещество слагается гидрослюдой, монтмориллонитом и хлоритом. В значительном количестве присутствует магнезиальный силикат. Его наличие и мезомиктовый состав песчано-алевритовых пород по существующим представлениям (Страхов, 1962) свидетельствуют о том, что эти осадки накапливались в условиях, носивших некоторые черты аридизации климата. В нижней части толщи присутствуют два выдержанных горизонта конкреций кальцитового состава.

Большое значение для восстановления условий осадконакопления имеют остатки фауны. Они представлены позвонками и зубами *Sargodon* и спикулами кремневых губок. Встречаются обломки раковин устриц, а также мелкие гастроподы и фораминиферы. Наиболее многочисленны остатки омаров и крабов, среди которых Я. А. Бирштейном были определены *Coeloma tauricus* von Mayer и *Cancer* sp. По его мнению, это теплолюбивые формы морей нормальной солености, живущие на твердом грунте в верхней части сублиторали. Помимо остатков фауны,

в отложениях куюлусской свиты наблюдаются многочисленные следы жизнедеятельности беспозвоночных — ходы илоедов различной формы и размеров. Интересными являются находки в северо-западной части района в урочище Чакырган, непосредственно под рудным марганцевым пластом нор роющих раков. Это позволило, согласно данным Р. Ф. Геккера (1956), фиксировать здесь близость береговой линии.

К верхней части песчано-алевритовых пород приурочено марганцевое оруденение. Руды различны по химико-минералогическому составу и невыдержаны по мощности. Это связано с фациальными особенностями руд и вмещающих пород, а также с размывами в последующее время. Вследствие размывов месторождение делится на четыре участка: Сартаган, Чакырган, Кара-Кыз и Кзыл-туран. Рудный горизонт содержит от одного до четырех пластов марганца конкреционного строения. Конкреции разнообразны по форме и размерам. Марганец находится в них как в карбонатной, так и в окисной форме. Основной рудный минерал в карбонатной руде — кальциевый родохрозит, присутствуют манганокальцит и кальцит. Окисные конкреции сложены пиролюзитом, псиломеланом и вернадитом. Мощность куюлусской свиты в первой зоне изменяется от 0 до 30 м.

Отложения второй фациальной зоны представлены алевритистыми глинами с присыпками алевритового материала и редкими остатками фауны. Глинистое вещество слагается в основном чешуйками диоктаэдрической гидрослюды и примесью хлорита, а возможно, и монтмориллонита. В небольшом количестве присутствуют иголки магнезиального силиката.

Характер рудопроявления в этой зоне существенно меняется по сравнению с первой. Аналоги рудного горизонта представлены несколькими слабо и неравномерно омарганцованными пропластками, которые распределены по всему разрезу, лишь несколько сгущаясь по направлению к кровле.

К омарганцованным пропласткам приурочены массивные, черные, иногда железненные карбонатные конкреции. Изучение их показало, что они слагаются в основном марганцовистым кальцитом, кальцитом, а также примесью манганокальцита и реликтами кальциевого родохрозита. В нижней части марганценозной свиты присутствуют два выдержанных горизонта крупных массивных конкреций. В отличие от конкреций первой зоны, сложенных только кальцитом, в этих образованиях появляется примесь доломита.

Мощность отложений этой зоны изменяется от 10 до 43 м.

К третьей фациальной зоне относятся наиболее глубоководные отложения, развитые на площади степного Мангышлака. Они представлены зеленовато-серыми в различной степени известковистыми глинами с прослоями мергелей. Глинистое вещество сходно по составу с описанным выше, т. е. представлено в основном гидрослюдой с примесью монтмориллонита и хлорита.

В этой зоне, на южном борту синклинали, происходит выклинивание рудной пачки, выражающееся в уменьшении интенсивности омарганцевания и конкрециеобразования. Конкреции мелкие, овальные, массивные, микрозернистые, с поверхности покрыты выцветами гидроокислов марганца. Они сложены только кальцитом с изоморфной примесью марганца. В основании марганценозной толщи в составе конкреций возрастает содержание карбоната магния. Если в отложениях второй зоны они слагались в основном кальцитом с примесью доломита, то в породах третьей зоны по мере удаления в центральные части бассейна наблюдается прогрессивное увеличение доломитизации

и конкреции представлены известковистыми доломитами, иногда с небольшой примесью анкерита.

Мощность отложений третьей зоны колеблется от 20 до 70 м.

Не останавливаясь на палеогеографической характеристике времени образования отложений кенджалинской свиты, что было сделано ранее А. С. Столяровым (1961), отметим только, что в этот век на большей части территории накапливались зеленовато-серые известковистые глины с тонкими прослойками алевроита. В центральных частях Южно-Мангышлакского прогиба формировались более чистые тонкодисперсные разности, обогащенные карбонатным материалом. В Чакрыганской синклинали зоне, в районе месторождения, породы кенджалинской свиты несколько отличны по облику от таковых, развитых на Южном Мангышлаке. К этим отложениям относится пачка алевроитовых глин, в нижней части коричневатых-серых (3 м), выше голубовато-серых с многочисленными тонкими прослоями ожелезненно-го алевроита, сильно загипсованных. Ожелезнение и загипсованность связаны с окислением пирита, приуроченного к прослоям алевроита. Над ними располагаются зеленовато-серые алевроитовые тонкослоистые глины с редкими раковинами *Planorbella*. Кенджалинские отложения местами залегают со слабым размывом на куюлусских породах. Они являются более глубоководными, а среда в осадке характеризовалась значительно более низкими значениями окислительно-восстановительного потенциала, чем во время накопления прибрежных, мелководных песчано-алевроитовых отложений узунбасской и куюлусской свит. Марганцепроявления в этих отложениях отсутствуют, за исключением мелких (0,05—0,2 м), но распространенных на широкой площади коричневатых-бурых конкреций, характеризующихся повышенным содержанием железа (5—6%) и марганца (2—5%).

Сопоставление палеогеографических схем (фиг. 2, 3) позволяет выявить по крайней мере две особенности осадконакопления нижнемайкопских отложений.

1. Марганценозные отложения куюлусской свиты в Чакрыганской синклинали накапливались в значительно более мелководных условиях, чем осадки узунбасской и тем более кенджалинской свит. Что касается рудного горизонта, то образование его приурочено ко времени максимальной регрессии нижнеолигоценного моря. Это подтверждается, в частности, присутствием нор роющих раков в основании рудного пласта. Таким образом, рудный горизонт является наиболее мелководным членом в регрессивном ряду фаций этого ритма.

2. Времени промышленного рудообразования, приуроченного к узкой прибрежной полосе песчано-алевроитовых пород шириной 3—4 км, предшествовало незавершенное рудообразование, значительно более широко развитое на площади. Время промышленного рудонакопления и незавершенного рудообразования разделено промежутком, в течение которого отлагались породы, содержащие марганец на кларковом уровне. Естественно возникает вопрос, почему же в одном случае (куюлусская свита) происходит накопление рудных концентраций марганца, а в другом (в узунбасское время) марганец рассеивается на большой площади, не давая промышленных скоплений? Представляется правильным искать ответ на этот вопрос в особенностях структурно-тектонического развития этой территории в олигоценное время.

Большая изменчивость фаций и мощностей в марганценозных отложениях куюлусской свиты и большая их мелководность по сравнению с подстилающими породами обусловлены значительно большей структурной дифференциацией этого региона в куюлусское время, что мож-

но связывать с восходящими движениями его и в частности с поднятиями в области Беке-Башкудукской и Каратауской антиклинальных зон. Последнее подтверждается несогласным залеганием куюлусских отложений на подстилающих их породах узунбасской свиты вблизи Каратау. Весьма важен в этом отношении анализ мощностей. При движении на север, от впадины Карагие к Беке-Башкудукской антиклинальной зоне, мощность и строение узунбасской свиты существенно не изменяется вплоть до южного борта Чакрырганской синклинали, куюлусская же свита сокращается в 2—2,5 раза. Эти данные свидетельствуют, что во время образования куюлусской свиты Беке-Башкудукская антиклинальная зона была приподнята настолько, что уже существенно влияла на распределение фаций и мощностей и в частности на локализацию марганца. В узунбасское же время она была выражена в рельефе дна недостаточно для того, чтобы препятствовать выносу и рассеиванию марганца и терригенного материала на площади нижнеолигоценового бассейна. Это вполне согласуется с существующими в литературе представлениями об истории развития структурных элементов Южно-Мангышлакского плато в олигоценовое время, подробно разобранных в работах А. С. Столярова и А. Е. Шлезингера (1962). Согласно данным этих авторов, в олигоценовое время имело место резкое прогибание Южно-Мангышлакского плато. Это прогибание прерывалось лишь перерывами в осадконакоплении в области антиклинальных структур, вызванными интенсивным ростом последних на фоне общего погружения территории. Отличительной особенностью нижнего олигоцена являлось то обстоятельство, что прогибание не компенсировалось поступающими из областей сноса осадками, в связи с чем для этого времени характерно развитие некомпенсированных прогибов. Наибольшая величина некомпенсации, обнаруженная в Сегендыкской синклинали (расположенной юго-западнее Беке-Башкудукской антиклинали), связана с тем, что она была ограничена со всех сторон подводными возвышенностями, отвечающими поднятию мыса Песчаного, Карагийнкой седловины и Беке-Башкудукской антиклинали. Таким образом, отчетливо вырисовывается роль Беке-Башкудукской антиклинальной зоны как естественного барьера, в известной степени изолировавшего Чакрырганскую синклинали от остальной акватории нижнеолигоценового моря и преграждавшего путь для поступления обломочного материала в пелагические части бассейна из областей сноса. Вследствие этого терригенный материал, а также и марганец концентрировались во время накопления куюлусской свиты в прибрежных частях бассейна.

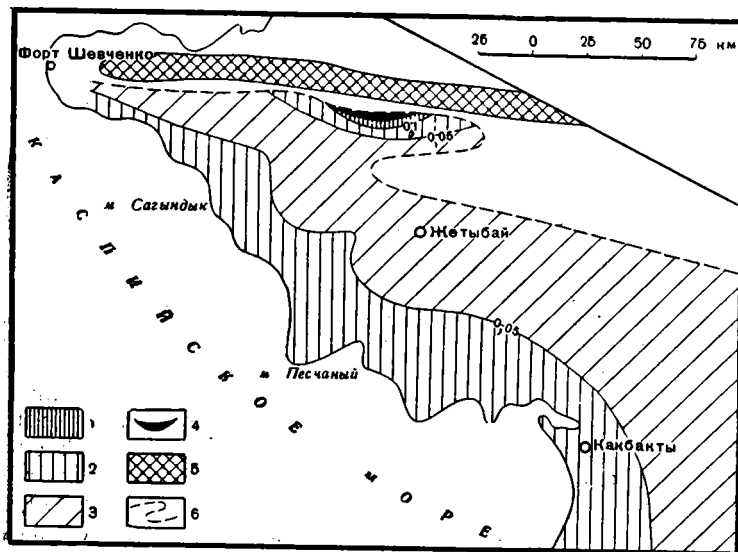
На наш взгляд Мангышлакское месторождение марганца является удачным примером, на котором может быть продемонстрирована роль структурного фактора в локализации марганцевого оруденения (Страхов, 1960).

Из сказанного следует, что промышленное марганценонакопление было связано с весьма специфической палеогеографической и структурной ситуацией в истории развития нижнеолигоценового бассейна, а именно с временем наибольшей регрессии нижнеолигоценового моря и интенсивной структурной дифференциацией, что приводило в прибрежной части к образованию своеобразных ловушек, а в центральных частях — к возникновению некомпенсированных прогибов.

3. СООТНОШЕНИЕ РУДНЫХ И КЛАРКОВЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ МАРГАНЦА

Вопрос о фациальном соотношении рудных и кларковых концентраций марганца неоднократно привлекал к себе внимание исследователей (Ронов, Ермишкина, 1959; Страхов и др., 1959). Для решения

его на примере Мангышлакского месторождения была составлена карта (фиг. 4) распределения этого элемента в нижнемайкопских отложениях Южного Мангышлака. Карта основана на материалах бороздовых и штупфных проб. Бороздовое опробование производилось только в пределах рудного поля по двум взаимно перпендикулярным профилям — вкрёст простирания и по простиранию пород. Рудный горизонт опробовался по всей мощности, включая и вмещающие породы. Всего



Фиг. 4. Карта распределения марганца в отложениях куюлусской свиты

1 — содержания марганца больше 0,1%; 2 — содержания марганца 0,1—0,05%; 3 — содержания марганца 0,05—0,03%; 4 — марганцевое месторождение; 5 — предполагаемая область размыва; 6 — границы распространения нижнеолигоценовых отложений

было проанализировано пять проб. За пределами рудного поля на выклинивании рудного горизонта и далее по фациальному профилю от прибрежных отложений к более удаленным частям бассейна отбирались штупфные пробы, по которым затем определялись средневзвешенные содержания марганца. Всего было изучено свыше 240 образцов по 16 разрезам.

При рассмотрении карты (фиг. 4) отчетливо намечаются три области, оконтуривающиеся изолинией 0,05%, соответствующей среднему содержанию марганца в осадочных породах. Такой принцип выделения позволяет выяснить отложения с количеством марганца выше и ниже кларкового или с положительными и отрицательными кларками (Ронов, Ермишкина, 1959). Эти области располагаются следующим образом: 1) область повышенного содержания марганца — с максимумом в районе марганцевого месторождения; 2) область отрицательных кларков этого элемента (0,03—0,04%) — южнее предыдущей области; 3) область возрастания содержания марганца до положительных кларковых значений (0,06%) — еще южнее.

Таким образом, намечаются две области с положительными значениями рассеянных (кларковых) концентраций марганца, разделенные площадью пониженных содержаний этого элемента.

Рассмотрим более детально, какие литологические и фациальные особенности нижнемайкопских отложений контролируют такое распределение марганца.

Первая область повышенных содержаний марганца тяготеет к песчано-алевритовым и глинистым мелководным отложениям первой и второй фациальных зон и распространена узко локально. Максимальные содержания марганца (2,1%) отмечены в районе месторождения. Отсюда содержание марганца убывает на юг вкост простирания структурно-фациальных зон, а также по простиранию на запад и на восток. Наибольший градиент падения концентраций марганца от рудных до кларковых содержаний наблюдается вкост простирания фациальных зон, что определяет сгущения здесь изолиний этого элемента. Несколько меньший градиент наблюдается по простиранию, не обнаруживая согласованности с литологическим составом пород и фациями (фиг. 3, 4).

Уменьшение содержания марганца по простиранию первой фациальной зоны достигает отрицательных кларковых значений (0,03%).

Выклинивание рудного горизонта, сопровождающееся снижением мощности пластов и одновременно содержания марганца, свидетельствует о постепенном убывании приноса этого элемента на единицу площади. Расчеты по методу абсолютных масс показывают, что интенсивность приноса марганца по периферии области повышенных его концентраций была в 20 раз меньше на единицу площади, чем в районе месторождения. Проведенные исследования показали, что для формирования Мангышлакского месторождения достаточно было 2% первичного седиментационного содержания марганца. Рудные концентрации возникли вследствие энергичного перераспределения этого элемента в диагенезе с образованием линзовидных невыдержанных по мощности и простиранию пластов, преимущественно конкреционного строения. Кларк концентрации марганца в конкрециях достигает 300.

Сопоставление средних содержаний марганца в междрудных и подрудных песчано-алевритовых породах показывает, что междрудные отложения несколько обогащены этим элементом; количество его достигает здесь 0,057%. Среднее содержание марганца в подрудных породах составляет 0,044. Повышенное количество марганца в междрудных прослоях, по-видимому, обусловлено неполным извлечением его из пород в процессе диагенеза и отчасти вторичными процессами.

Область отрицательных кларковых значений марганца, оконтуривающая прибрежную площадь повышенных содержаний этого элемента, распространена значительно более широко. Она приурочена к прибрежным алеврито-глинистым породам первой и второй фациальных зон, а также примыкающим к ним глинисто-карбонатным отложениям третьей зоны, тяготеющим к Беке-Башкудукской антиклинали. Среднее содержание марганца в различных типах осадков как алевритовых, так и глинистых в этой области колеблется от 0,03 до 0,04% и лишь в одном случае составило 0,05%.

Третья область, характеризующаяся положительными кларковыми значениями содержания марганца, приурочена к наиболее мелководным глинисто-карбонатным отложениям третьей фациальной зоны. Количество марганца в пересчете на бескарбонатное вещество изменяется в этих породах от 0,05 до 0,06%.

Из приведенных данных вытекают следующие выводы:

1. Формирование Мангышлакского месторождения происходило за счет повышенного поступления марганца из области сноса и перераспределения его в процессе диагенеза. Первичное седиментационное содержание марганца составляло 2,1%. Источник рудного вещества, по-видимому, был локальный, вследствие чего широкого заражения марганцем всей зоны прибрежных песчано-алевритовых пород не произошло.

2. Марганцевое месторождение возникло на фоне пониженных кларковых содержаний этого элемента.

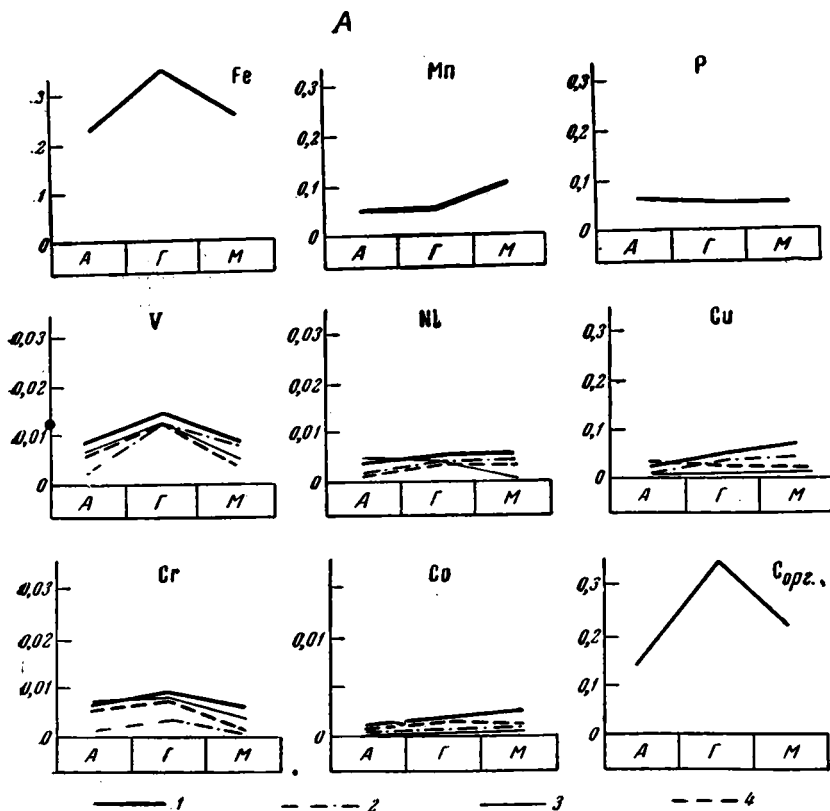
3. Возрастание рассеянных концентраций марганца от отрицательных до положительных значений происходит постепенно от прибрежных к пелагическим частям бассейна. Положительные кларковые значения на ограниченном участке прибрежной зоны и отсутствие здесь согласованности между изолиниями содержаний марганца и границами фациальных зон связано с формированием рудных концентраций этого элемента.

4. Изменение кларковых содержаний марганца вне месторождения происходит значительно медленнее, чем смена литологических типов осадков и фациальных зон.

4. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ПО ТИПАМ ПОРОД НИЖНЕОЛИГОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

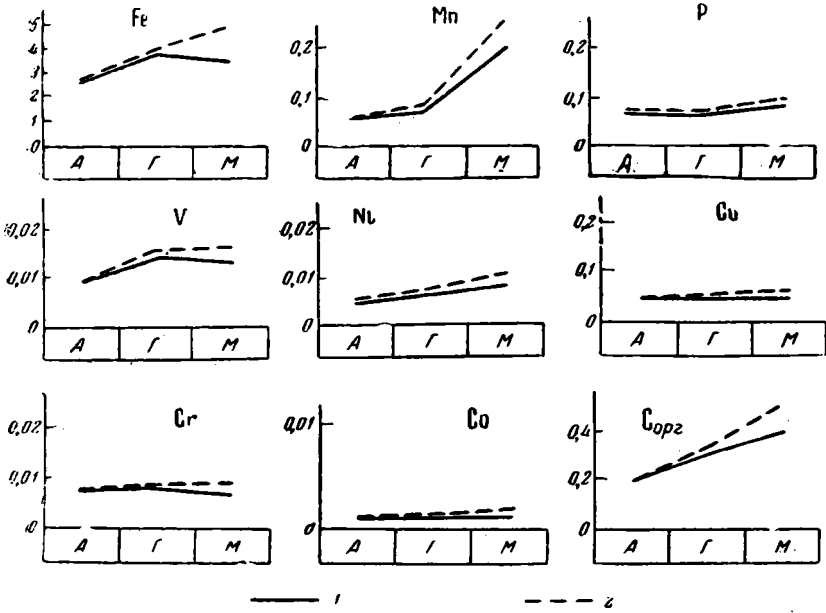
Для выявления геохимических особенностей олигоценовых отложений и характеристики общего геохимического фона, на котором происходило накопление марганцевых руд, было изучено распределение Fe, Mn, P, C_{орг}, CO₂ и малых элементов в отложениях узунбасской и жулюуской свит.

На фиг. 5 (А, Б, В) показано размещение элементов в различных петрографических типах пород, последовательность которых в общих



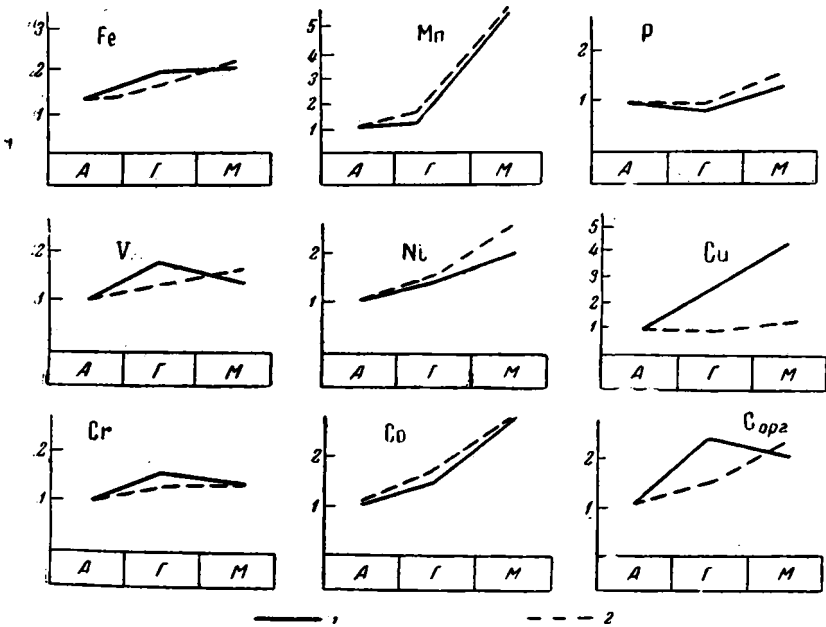
Фиг. 5. А. Распределение элементов в отложениях (%):
 1 — жулюуской свиты Мангышлака; 2 — нижнефранкских отложений Второго Баку; 3 — свиты С₂⁶ Донбасса; 4 — Тульского горизонта Подмосковского бассейна. а — алевриты; г — глины; м — мергели (для фиг. 5, А, Б, В).

Б



Б. Распределение элементов в отложениях узунбасской свиты Мангышлака: 1 — в % на натуральную породу; 2 — в пересчете на бескарбонатное вещество.

В



В. Относительные содержания элементов в отложениях куюлусской и узунбасской свит:

1 — куюлусская свита; 2 — узунбасская свита

чертах отражает смену условия осадконакопления от мелководных к более глубоководным. Прежде всего необходимо отметить, что в отложениях как куюлусской, так и узунбасской свит абсолютные содержания элементов в породах почти одинаковы, а кривые распределения одних и тех же элементов на геохимических профилях очень близки по своей конфигурации. Это позволяет сделать вывод, что формы миграции элементов во время накопления этих свит были в общем достаточно сходны. Из рассмотрения распределения элементов (фиг. 5, А, Б, В) видно, что содержание железа растет от алевритов к глинам, снижаясь в мергелях. Количество марганца в отличие от железа возрастает непрерывно от алевритов к мергелям.

При пересчете на бескарбонатное вещество содержание всех элементов возрастает. Особенно интенсивно этот рост содержаний отмечен у марганца.

Для характеристики интенсивности миграции элементов в центральные части водоема были вычислены относительные содержания их, принимая количество каждого элемента в алевритах за 1. Как видно на графиках (фиг. 5, В), наиболее интенсивно из прибрежных в пелагической части водоема мигрирует марганец, несколько слабее железо и наименее интенсивно фосфор. Характерно, что одни и те же элементы в отложениях как узунбасской, так и куюлусской свит характеризуются почти одинаковой интенсивностью выноса.

Распределение малых элементов по типам пород в отложениях узунбасской и куюлусской свит показывает, что их можно объединить в две группы. К первой относятся V и Cr, абсолютные содержания которых увеличиваются от алевритов к глинам и снижаются в мергелях, ко второй — Ni, Cu и Co, количество которых непрерывно возрастает от алевритов к глинам и мергелям. При пересчете на бескарбонатное вещество содержание всех элементов возрастает. Вычисление относительных содержаний также для Fe, Mn и P (принимая содержание каждого элемента в алевритах за 1) показывает, что наименее интенсивно мигрировали V и Cr, относительные количества которых составляют несколько больше 1. Элементы второй группы выносились из прибрежных частей бассейна более энергично, причем наиболее интенсивно мигрировала медь (во время образования марганцосных отложений куюлусской свиты, относительное содержание ее 4,5), затем кобальт, который накапливался в центральных частях бассейна почти в три раза больше, чем в прибрежных, и затем никель (2—2,5).

Помимо перечисленных элементов, в нижнеолигоценых отложениях было изучено распределение $C_{орг}$. Как видно на графике, содержание $C_{орг}$ в куюлусской свите возрастает от алевритов к глинам, снижаясь в мергелях. В узунбасской свите наблюдается непрерывное увеличение $C_{орг}$ алевритов к глинам и мергелям. При пересчете на бескарбонатное вещество количество $C_{орг}$ возрастает. Вычисление относительных содержаний показывает, что количество $C_{орг}$ в центральных частях водоема приблизительно вдвое больше, чем в прибрежных. Между содержаниями Fe, Mn, P, малых элементов и $C_{орг}$ никакой зависимости не наблюдается. Это свидетельствует о том, что поступление элементов в осадок с органическим веществом не происходило.

5. О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ

Ранее уже указывалось, что нижнеолигоценые отложения обладают некоторыми признаками, характерными для аридных зон, — мезомиктовым составом обломочных пород и наличием среди глинистых минералов палыгорскита и большого количества монтмориллонита.

Представляется интересным выяснить, имеются ли какие-либо специфические геохимические особенности, отличающие эти отложения от образований гумидного климата. Для этой цели необходимо сравнить нижнеолигоценые отложения Мангышлака с породами, накапливавшимися в гумидной зоне и сформировавшимися в одинаковых структурно-фациальных условиях, относящихся к одному типу распределения элементов и изученных по одной методике.

Материал для сопоставлений в настоящее время накопился довольно обширный. В качестве объектов для сравнения были привлечены нижнефранские отложения Второго Баку, изученные Н. М. Страховым и Э. С. Залманзон (1955), прибрежно-морские породы тульского горизонта нижнего карбона Подмосковского бассейна, исследованные автором (1957), и свита S_2^6 Донбасса (Страхов, 1960). При желании количество объектов можно было бы еще многократно увеличить.

Предыдущими исследованиями было установлено (Тихомирова, 1963), что содержание $S_{орг}$ несколько понижено, а CO_2 повышено в нижнемайкопских отложениях Мангышлака по сравнению с породами гумидного климата. Что касается Fe, Mn, P, то характер распределения их в породах куюлусской и узунбасской свит в общем сходен с

Относительные содержания элементов в отложениях разного возраста
(в относительных единицах)

Свиты	Fe	Mn	P	Ni	V	Cr	Cu	Co
Куюлусская свита Мангышлака:								
алевроиты — 28 обр.,	1	1	1	1	1	1	1	1
глины — 82 обр.,	1,53	1,11	0,83	1,46	1,74	1,58	2,79	1,50
мергели — 7 обр.,	1,75	5,2	1,23	1,94	1,38	1,41	4,53	2,67
Узунбасская свита Мангышлака:								
алевроиты — 13 обр.,	1	1	1	1	1	1	1	1
глины — 39 обр.,	1,43	1,74	1,02	1,47	1,43	1,27	1,04	1,69
мергели — 4 обр.,	1,81	5,3	1,61	2,60	1,66	1,30	1,39	2,77
Тульские слои Подмосковского бассейна:								
пески,	1	1	1	0,18	0,33	0,62	1	0,27
алевроиты,	2	2	1,9	0,36	0,45	0,82	1,8	0,64
глины,	4	6,5	2,9	1	1	1	1	1
известняки	56	1775	39	17,94	16,85	14,95	43,17	9,18
Нижнефранские отложения Второго Баку:								
песчаники,	1	1	1	0,1	—	—	0,3	—
алевролиты,	4,0	2,2	2,3	1	1	1	1	—
аргиллиты,	10,4	5,2	5,0	3,8	3,3	3,7	4,9	—
мергели,	15,6	13,1	12,8	5,5	4,3	3,3	6,0	—
глинистые известняки,	17,3	45,0	19,5	5,3	3,5	3,3	11,1	—
известняки	28,3	14,0	31,8	3,3	4,3	0,0	13,2	—
Свита S_2^6 Донбасса:								
песчаники,	1	1	1	1	1	1	1	1
алевролиты,	1,66	2,38	1,41	1,63	1,84	1,52	2,0	2,80
аргиллиты,	2,40	2,54	1,93	1,87	3,33	1,70	2,6	3,15
мергели,	1,75	3,33	2,20	0,83	2,22	1,45	3,3	5,80
известняки	3,90	7,30	5,70	0,76	2,22	1,46	5,4	11,50

другими регионами за исключением некоторых деталей. Абсолютные содержания этих элементов в однотипных породах Мангышлака и отложениях гумидного климата также колеблются в нешироких пределах.

Существенные отличия обнаруживаются при сравнении относительных содержаний элементов, характеризующих степень их миграции из

прибрежных в пелагические части водоема. Как видно на таблице, где приведены относительные содержания элементов в различных районах, все элементы (Fe, Mn, P) во время образования олигоценовых отложений Мангышлака выносились в центральные части водоема значительно слабее, чем в отложениях гумидного климата.

Сравнивая цифры относительных содержаний, видим, что в отложениях гумидных зон марганец, например, мигрировал до 300 раз энергичнее. Это вполне согласуется с выводами Н. М. Страхова (1962) о том, что только в условиях гумидного климата обеспечивается достаточная подвижность железа и марганца в коре выветривания, что приводит к строгой привязанности рудных накоплений к гумидным поясам. Лишь у наиболее подвижного марганца в единичных случаях марганцевые руды слегка переступают границы гумидных зон.

При сопоставлении размещения малых элементов в нижнемайкопских породах Мангышлака и в отложениях гумидного климата (фиг. 5, А) видно, что так же, как у Fe, Mn, P, характер распределения их по типам пород в общих чертах сохраняется. Отчетливо выделяется группа V, Cr, содержание которых возрастает от алевритов к глинам, снижаясь в мергелях. Размещение Ni, Cu и Co несколько более сложно: на отрезке алевриты — глины количество их возрастает как в нижнемайкопских отложениях Мангышлака, так и в породах других районов; в мергелях согласованность распределения несколько нарушается. Обращает на себя внимание тот факт, что если в алевритах Мангышлака абсолютные содержания элементов равны или несколько выше, чем количество их в алевритах всех перечисленных выше регионов, то в глинистых и особенно карбонатных породах — мергелях Мангышлака содержания элементов, как правило, значительно превышают количество их в однотипных породах других районов.

Сравнивая между собой относительные содержания малых элементов (таблица) в отложениях Мангышлака и всех перечисленных выше районов, нетрудно видеть, что аналогично Fe и Mn малые элементы, за некоторыми исключениями, зависящими от специфики конкретного региона, мигрируют большей частью менее интенсивно, чем те же элементы в отложениях гумидных зон. Особенно отчетливо это видно на примере тульских отложений Подмосковского бассейна, где накопление малых элементов в центральных частях водоема более чем в 10 раз интенсивнее, чем в прибрежных зонах, а в нижнемайкопских отложениях Мангышлака пелагический сдвиг для наиболее подвижных элементов Co и Cu не превышает 4,5. Уменьшение сдвига содержаний элементов в пелагическую часть свидетельствует об уменьшении роли растворов в их миграции за счет обломочной формы.

Как следует из приведенного выше материала, нижнемайкопские отложения Мангышлака отличаются от пород гумидной области целым рядом признаков.

С одной стороны, в них наблюдаются особенности, свойственные аридному литогенезу (Страхов, 1962): мезомиктовость обломочных пород, широкое развитие среди глинистых минералов монтмориллонита при отсутствии каолинита и наличии палыгорскита, низкое содержание $S_{орг}$ и несколько повышенное CO_2 , подавление образования железистых карбонатов, слабая миграционная способность Fe, Mn и малых элементов, уменьшение роли растворов и возрастание обломочной формы в переносе элементов, сочетающиеся с несколько повышенным содержанием последних в породах нижнего майкопа Южного Мангышлака. Однако в отношении повышенного количества малых элементов следует оговорить, что это явление может зависеть и от состава пород

области сноса и является особенностью нижнемайкопских отложений Мангышлака, а не специфическим признаком аридной зоны. С другой стороны, в них не проявлены типичные черты аридной зоны (Страхов, 1962): не вовлечены в седиментацию легкорастворимые соли, нет четкой стадийности осадочного процесса с характерными парагенетическими минеральными ассоциациями — первичными доломитами, гипсами, флюоритом, целеститом и др., нет подавления хемогенными процессами биогенных. Наоборот, наблюдаются особенности, несвойственные аридному типу литогенеза, прежде всего наличие марганцевого месторождения и развитие процессов диагенеза, сказывающееся в энергичном перераспределении, в частности марганца и железа.

Все это указывает на то, что климатическая зональность Мангышлякского месторождения являлась переходной, осадкообразование в ней представляет сложный процесс, в котором тесно сочетаются и накапливаются друг на друга черты гумидной и аридной зон.

По характеру особенностей осадкообразования нижнеолигоценовые отложения Мангышлака могут быть названы модификацией гумидного литогенеза с некоторыми чертами аридизации климата.

Обособление этой модификации позволит внести ясность в некоторые спорные вопросы, касающиеся трактовки генетических особенностей отдельных комплексов отложений и связанных с ними полезных ископаемых, климатическая принадлежность которых являлась невыясненной. Выделение этой зоны может быть произведено только на основании комплекса признаков, так как некоторые отдельно взятые черты могут наблюдаться как в отложениях гумидного, так и аридного климатов в зависимости от конкретных условий осадконакопления каждого региона.

В заключение автор пользуется случаем выразить признательность А. С. Столярову, любезно предоставившему свой материал и принявшему участие в обсуждении вопросов литологии и палеогеографии.

ЛИТЕРАТУРА

- Андрусов Н. И. Отчет о геологической поездке на Мангышлак летом 1907 г. Тр. СПб о-ва естествоиспыт., т. 35, вып. 5, 1910.
- Баярунас М. В. Нижнеолигоценовые отложения Мангышлака. Зап. Минералог. о-ва, сер. II, ч. 49, 1912.
- Геккер Р. Ф. Экологический анализ десятиногих ракообразных Ферганского залива палеогенового моря Средней Азии. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 31, вып. 1, 1956.
- Дьяков Б. Ф. Схема тектонического строения и перспективы нефтегазоносности п-ова Мангышлак. Геология нефти, № 7, 1957.
- Зхус И. Д., Ильинская Г. Г. Глинистые минералы мезозойских отложений Белгородского железорудного района и распределение в них рассеянных элементов. В сб.: Исследования и использование глин. Изд. Львовск. ун-та, 1958.
- Коган А. Б., Пасумский И. М. Новые данные о тектоническом строении Южного Мангышлака. Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.-развед. ин-та, вып. 131, сб. 4, 1959.
- Катченков С. М. О распределении химических элементов в глинах и глинистых минералах. Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.-развед. ин-та. Геохим. сб. 7, вып. 174, 1961.
- Катченков С. М. К характеристике условий осадконакопления по рассеянным химическим элементам. Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.-развед. ин-та. Геохим. сб. 7, вып. 174, 1961.
- Куприн П. Н. Основные черты тектоники Прикарабогазской депрессии в связи с перспективами ее нефтегазоносности. Новости нефт. техн. Геология, № 1, 1959.
- Мерклин Р. Л., Морозова В. Г., Столяров А. С. О биостратиграфии майкопских отложений Южного Мангышлака. Докл. АН СССР, т. 133, № 3, 1960.
- Мстиславский М. М., Столяров А. С. Олигоценовые структуры Южного Мангышлака. Сов. геология, № 12, 1960.
- Ронов А. Б., Ермишкина А. И. Распределение марганца в осадочных породах. Геохимия, № 3, 1959.
- Столяров А. С. Новые данные по стратиграфии олигоценовых отложений Мангышлака. Бюл. н.-т. информ. М-ва геол. и охраны недр СССР, № 3, 1958.

- Столяров А. С., Шлезингер А. Е. Тектоника и основные черты развития структурного плана Южномангышлакского плато. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 37, вып. 3, 1962.
- Столяров А. С. Случай некомпенсированного прогибания в условиях молодой платформы в олигоцене Южного Мангышлака. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 36, вып. 5, 1961.
- Страхов Н. М., Родионова К. Ф., Залманзон Э. С. К геохимии нефтеносных отложений (нижнефранские породы Второго Баку). Тр. Ин-та геол. наук. АН СССР, вып. 155, геол. сер., № 66, 1955.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А. Очерки верхнепалеозойских отложений гумидного типа (опыт фациально-геохимического исследования). Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 23, 1959.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I. Изд-во АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II. Изд-во АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. Изд-во АН СССР, 1962.
- Тихомирова Е. С. О распределении рассеянных содержаний элементов в отложениях тульского горизонта юго-западной части Подмосковского бассейна. Докл. АН СССР, т. 117, № 4, 1957.
- Тихомирова Е. С. Прибрежно-морские отложения Чакрыганской синклинали (п-ов Мангышлак). В сб.: Дельтовые и мелководно-морские отложения. Изд-во АН СССР, 1963.
- Яншин А. Л., Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современное представление по этому вопросу. В сб. памяти акад. А. Д. Архангельского. Изд-во АН СССР, 1951.
- Яншин А. Л. Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере выяснения соотношений Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1948.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
24.VII.1963

УДК 551.25 : 553. 547 : 551.72 (471.22)

О ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННОМ ПРЕОБРАЗОВАНИИ ШОКШИНСКИХ КВАРЦИТО-ПЕСЧАНИКОВ

И. М. СИМАНОВИЧ

Шокшинские кварцито-песчаники слагают верхнюю часть разреза иотнийской серии (Южная Карелия). Со времени образования эти породы претерпели ряд этапов минерало- и структурообразования. Кварцитовидность пород и их высокая механическая прочность обусловлены развитием конформно-регенерационных структур в этапе глубинного эпигенеза. Наложенный динамометаморфизм, проявившийся в развитии структур дифференциального скольжения и в ряде мест бластеза, не привел к существенному преобразованию облика пород.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема метаморфизма иотнийских пород тесно связана с вопросами стратиграфического положения и возраста иотнийской формации. Исследователи, считающие, что породы иотнийской серии подверглись региональному метаморфизму, склонны относить их к дорифейским отложениям. Так, Н. С. Шатский (1952) на основании того, что «магматизм и метаморфизм платформенного иотния выше магматизма и метаморфизма геосинклинального рифея», пришел к выводу о более древнем по сравнению с рифеем возрасте иотнийской формации. С другой стороны, признание неметаморфогенного характера песчаников иотния служило бы доводом в пользу их сопоставимости с рифейскими толщами Русской платформы.

Метаморфизм иотнийских пород до настоящего времени не был предметом специального изучения. Поэтому существующие представления о его характере и причинах в известной мере умозрительны. Одни исследователи полагают, что метаморфизм иотнийских пород связан с интрузией габбро-диабазов. Другие приходят к выводу о преобразовании песчаных пород иотния в кварцито-песчаники в результате динамометаморфизма, связанного со слабыми позднеиотнийскими складкообразовательными движениями (И. П. Тимченко, 1950). Кроме того, существуют представления о неметаморфогенном происхождении сливного, чрезвычайно плотного облика шокшинских кварцито-песчаников: А. В. Хабаков и Л. П. Галдобина пришли к выводу о раннедиагенетическом окварцевании шокшинских песчаных пород, связанном, по их мнению, с кремнистыми вадозными водами, насыщавшими толщу песков (Галдобина, 1958).

Настоящая работа является частью тематических исследований по изучению эпигенеза и раннего метаморфизма древних толщ Русской платформы, проводимых под руководством А. В. Копелиовича. В основу ее положен петрографический принцип, заключающийся в установлении последовательности во времени минеральных парагенезисов,

а также эпигенетических и метаморфических структур. Этот принцип был с успехом применен А. В. Копелиовичем при изучении процессов эпигенеза интенсивно преобразованных древних толщ Приднестровья (Копелиович, 1962).

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И ЛИТОЛОГИЯ ШОКШИНСКИХ КВАРЦИТО-ПЕСЧАНИКОВ

Шокшинская свита принадлежит к верхней части разреза иотнийской серии. Иотнийские образования в пределах Южной Карелии слагают пологую, вытянутую с северо-запада на юго-восток синклиналичную структуру. В восточном крыле синклинали углы падения обычно невелики ($10-20^\circ$) и по направлению к ее оси постепенно выполаживаются. В слабо обнаженном западном крыле структуры, в районе с. Кашканы, наблюдается крутое падение слоев ($60-70^\circ$). Синклиналичная структура в ряде мест осложнена мелкими брахисинклиналичными и брахиантиклинальными формами. По данным К. О. Кратца (1960), северо-восточное крыло синклинали, вдоль берега Онежского озера, разбито многочисленными сбросами северо-западного и северо-восточного простирания, по которым произошли вертикальные смещения с амплитудой в десятки метров. В ряде карьеров, вскрывающих породы иотнийской серии, нередко наблюдаются разрывные нарушения с незначительной амплитудой смещения, часто с зеркалами скольжения.

Текстуры шокшинских кварцито-песчаников подробно изучены Л. П. Галдобиной (1958). В породах шокшинской свиты ею наблюдались крупно- и мелкомасштабная косая слоистость, знаки ряби, а также трещины усыхания. Л. П. Галдобина считает, что песчаные породы сформировались в мелководном бассейне и частично в дельтовых условиях.

Преобладающей разновидностью пород являются массивные мелко- и среднезернистые кварцито-песчаники сливного облика, окрашенные в малиновые, красновато-коричневые и розовые тона. Участками кварцито-песчаники характеризуются значительной примесью крупных обломков кремнистых пород и микрокварцитов. Размер этих включений варьирует от 1 до 5 мм, но нередко достигает 5—10 см. Распределение грубозернистых компонентов в породе неравномерно, и, как правило, они приурочены к отдельным слоям, слагающим косослоистые серии. Иногда наблюдается микрослоистое сложение кварцито-песчаников, обусловленное частым чередованием мелкозернистых и среднезернистых прослоев, а также различным содержанием окислов железа. Довольно часто с поверхности, на глубину до 1—2 см, породы обесцвечены и приобретают светло-розовую, иногда почти белую окраску. Это явление впервые отмечено для шокшинских кварцито-песчаников В. М. Тимофеевым (1927).

Состав шокшинских кварцито-песчаников чрезвычайно однородный и выдержанный как по площади распространения, так и по разрезу. Породы мономинеральны и сложены преимущественно кварцем, составляющим 95—98% обломочной части. Примесь полевых шпатов, вернее кварц-каолинит-серицитовых псевдоморфоз по ним, отмечается лишь в ряде прослоев разреза Шокшинского карьера. Следует отметить, что каолинизация полевых шпатов связана с их выветриванием в материнских породах, служивших источниками сноса. Это доказывается тем, что в непосредственно подстилающих шокшинские кварцито-песчаники породах каменноборской свиты полевые шпаты совершенно не каолинизированы, но частично замещены кварцем и серицитом.

Как будет показано ниже, окварцевание и серицитизация полевых шпатов связаны с позднеэпигенетическими процессами. Кроме того, в кварцито-песчаниках в незначительном количестве (1—3%) присутствуют обломки кремнистых пород, микрокварцитов, кварцитов, а также единичные обломочные зерна раскristализованного халцедона и железисто-слюдистых алевролитов. Акцессорные минералы представлены зернами циркона, турмалина, цоизита, магнетита и титаномагнетита. Серицитовый цемент, как правило, почти отсутствует или же в редких случаях составляет до 10—15% объема породы.

Характерной особенностью шокшинских кварцито-песчаников является наличие тонких железистых оболочек вокруг почти всех без исключения обломочных зерен, благодаря чему их первичные контуры выступают очень отчетливо. Эти оболочки состоят из скоплений мельчайших зернышек окислов железа, красновато-бурых в проходящем свете.

Гранулометрическое изучение шокшинских пород под микроскопом показало, что они представлены преимущественно мелко- и среднезернистыми хорошо отсортированными разновидностями. Лишь в отдельных прослоях, обогащенных крупнообломочным материалом, отмечается низкая степень сортированности. Форма обломочных зерен средней и крупной размерности окатанная и полуокатанная, реже окатанно-угловатая. Степень окатанности зерен мелкопесчаной и алевритовой фракций значительно ниже. Эти фракции состоят из полуокатанных, окатанно-угловатых, а иногда оскольчатых обломочных зерен. Своеобразной разновидностью пород шокшинской свиты являются микалиты (Копелиович, 1962), присутствующие в различных частях разреза в виде редких тонких (0,5—3 см) прослоев. Микалиты состоят преимущественно из преобразованных обломочных слюд, а также обильных окислов железа.

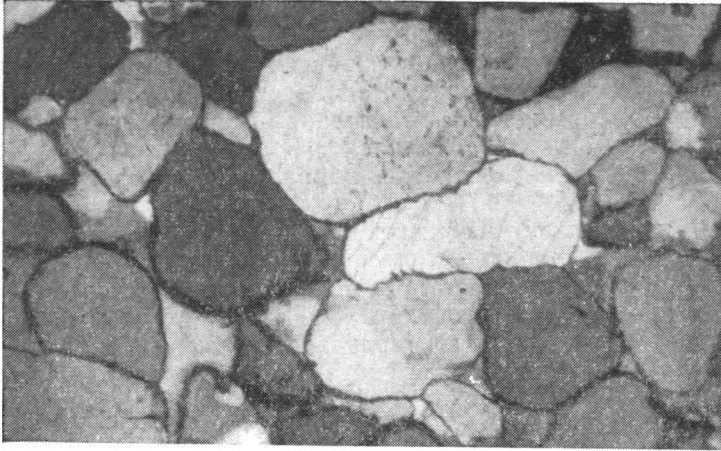
ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ПОРОД ШОКШИНСКОЙ СВИТЫ

Детальные микроскопические исследования шокшинских кварцито-песчаников позволили выделить для этих пород ряд этапов минерало- и структурообразования: 1. начальный эпигенез, 2. глубинный эпигенез, 3. динамометаморфизм, 4. поздние процессы преобразования.

Н а ч а л ь н ы й э п и г е н е з. Раннеэпигенетические изменения в шокшинских кварцито-песчаниках распознаются с большим трудом вследствие наложения интенсивных процессов глубинного эпигенеза и динамометаморфизма в последующие этапы преобразования пород. К числу раннеэпигенетических изменений можно отнести лишь преобразование обломочных листочков биотита. Этот процесс заключается в мусковитизации и гидратизации биотита, а также замещении его мелкими чешуйками гидрослюд, позднее преобразованными в серицит. При этом нередко выделяются окислы железа в виде мельчайших зернышек, пигментирующих гидратизированный биотит или замещающую его серицитовую массу. В прослоях пород, преимущественно алевритовой размерности, со значительным содержанием окислов железа, биотит переходит в хлорит-пеннин с резко выраженной аномальной интерференционной окраской и плеохроизмом в травяно-зеленых тонах.

Процессы глубинного эпигенеза наиболее существенно изменили первоначальный облик породы и привели к ее полной литификации. Для этого этапа преобразования характерно широкое и интенсивное развитие структур растворения под давлением. Преобладающим типом этих структур в шокшинских кварцито-песчаниках являются кон-

формные структуры. Непосредственно соприкасающиеся между собой кварцевые зерна в результате растворения кремнекислоты в участках их контактов тесно сопряжены друг с другом по плавным, часто сложно-извилистым поверхностям. Регенерационный кварц выполняет поровые промежутки между конформно контактирующими обломочными зернами кварца (фиг. 1). Раннедиагенетическая регенерация кварца,



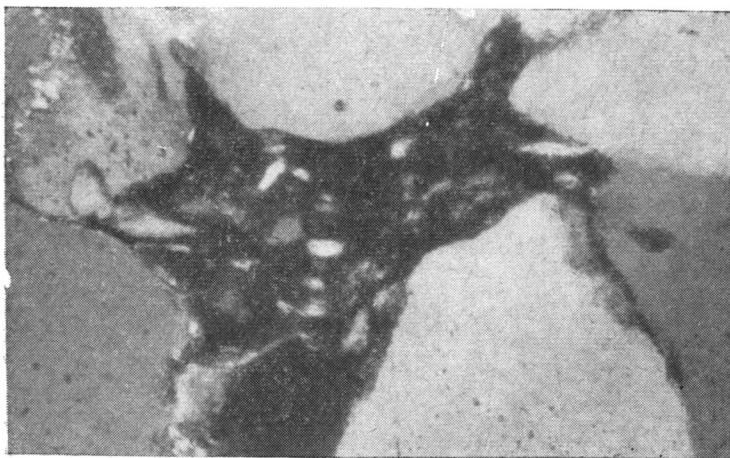
Фиг. 1. Конформно-регенерационная структура кварцито-песчаников
Ник. +, увел. 70

предполагаемая А. В. Хабаковым и Л. П. Галдобинной, должна была снять пестроту напряжений в обломочном костяке породы и предотвратить при последующем погружении толщи образование структур растворения под давлением. Однако взаимное структурное положение конформных контактов и аутигенных новообразований кварца полностью исключает возможность его регенерации вне связи со структурами растворения. Если бы цементация породы произошла раньше, за счет кремнекислоты, привнесенной извне, то развитие структур растворения стало бы невозможным. Следовательно, регенерация кварцевых зерен возникает в результате переотложения кремнекислоты, освобожденной в процессе растворения под давлением. Подсчеты, произведенные путем реконструкции вероятных обломочных контуров зерен, соприкасающихся по конформным поверхностям, показывают, что количество перешедшей в раствор кремнекислоты соизмеримо с содержанием в породе регенерационного кварца (10—15%). Сближение кварцевых зерен в результате образования структур растворения, в совокупности с заполнением регенерационным кварцем поровых пространств, привело к формированию характерной кварцитовидной конформно-регенерационной структуры. Последняя обусловила сливной характер, а также высокую прочность шокшинских кварцито-песчаников.

По отношению к кварцевым зернам обломки кремнистых пород отчетливо ксенокластоморфны (Копелиович, 1960). Кварц глубоко внедряется в обломки кремнистых пород, в результате чего формируются инкорпорационные структуры. Вследствие этого кремнистые обломки нередко приобретают облик цементирующей массы по отношению к кварцевым зернам. Еще более резко выражен ксенокластоморфизм обломков железисто-сланцевых алевролитов (фиг. 2).

Микростилолитовые структуры менее обычны и локализуются лишь в отдельных прослоях. Между отдельными зернами нередко наблюда-

ются сутурные контакты с относительно неглубоким взаимным захождением шипов. В ряде случаев микростилолитовые сопряжения весьма несовершенны и обнаруживают постепенный переход к конформным структурам. Однако иногда отмечаются микростилолиты с длинными (0,05—0,1 мм) и узкими шипами (фиг. 3).



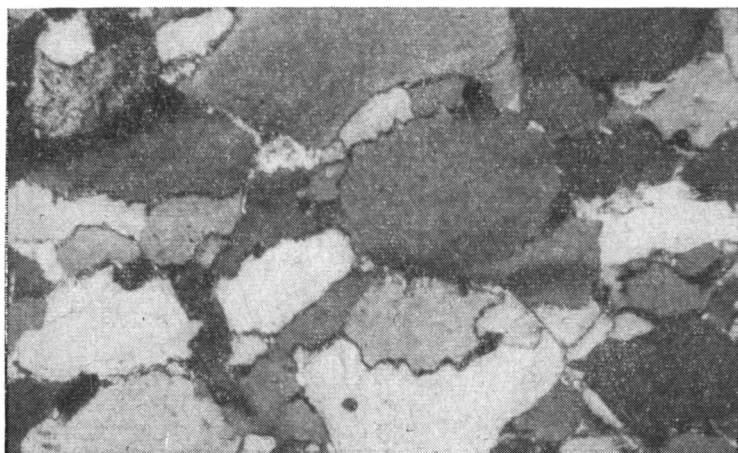
Фиг. 2. Ксенокластоморфизм обломка железисто-слюдистого алевролита
Ник. +, увел. 260



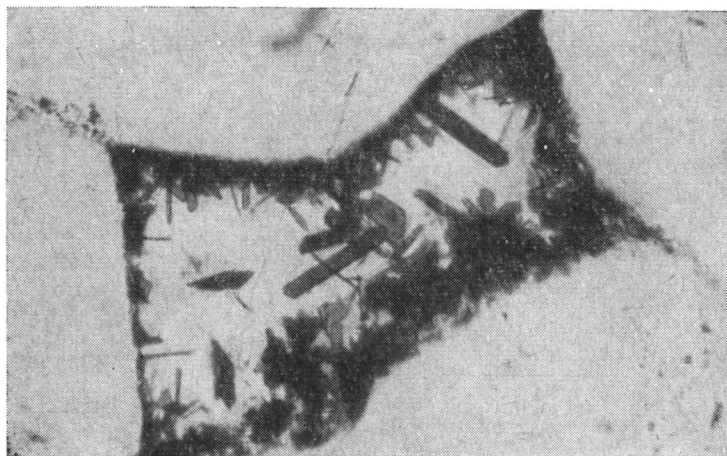
Фиг. 3. Микростилолитовая структура
Ник. +, увел. 320

В микропрослоях, характеризующихся массовым развитием микростилолитовых структур растворения, регенерационный цемент совершенно отсутствует. Однако в результате тесного сопряжения всех обломочных зерен происходит почти полная редукция поровых пространств (фиг. 4). В отдельных участках наблюдается интенсивное развитие серий микростилолитовых поверхностей растворения, образующих в сечении шлифа протяженные сутурные линии, параллельные и субпараллельные напластованию породы. Интенсивное развитие микростилоли-

товых структур приурочено к микропрослоям, обогащенным окислами железа и мелкими обломочными листочками биотита. Прокладки, состоящие из этих компонентов, отмечаются между сутурно контактирующими кварцевыми зернами, а также между их группами, вдоль протяженных микростилолитовых швов. Вероятно, биотит в сочетании с



Фиг. 4. Зона интенсивной микростилолитизации
Ник. +, увел. 140



Фиг. 5. Аутигенный гематит
Без анализатора, увел. 320

окислами железа катализирует развитие микростилолитовых структур. По-видимому, в подобных микропрослоях создавались условия, препятствующие переотложению кремнекислоты в виде регенерационного цемента. Как показывают наблюдения, зоны интенсивной микростилолитизации чередуются с микрослойками, в которых развитие структур растворения выражено довольно слабо. Обломочные зерна в этих слоях сцементированы обильным регенерационным кварцевым цементом. Таким образом, кремнекислота выносятся из зон интенсивной микро-

стилолитизации с переотложением в соседних пластах. Это явление впервые установлено А. В. Копелиовичем в породах древних толщ Приднестровья (Копелиович, 1962). В этап глубинного эпигенеза отмечается преобразование некоторых других терригенных компонентов, а также новообразование ряда аутигенных минералов. Каолинизированные зерна полевых шпатов частично замещаются кварцем, непосредственно связанным с регенерационными каймами соседних кварцевых зерен. Заметному преобразованию подвергаются иногда окислы железа, обволакивающие обломочные зерна. Внутри поровых пространств, заполненных аутигенным кварцем, развиваются прекрасно ограненные игольчатые и таблитчатые кристаллы гематита, размером порядка 0,01 мм (фиг. 5). В серицитовом цементе пород отмечаются агрегаты чрезвычайно мелких кристалликов аутигенного цоизита. С регенерационным кварцем нередко связаны новообразования анатаза, развитого, по-видимому, по обломочным титансодержащим минералам. Преобразование глинисто-слюдистого вещества, выполняющего поровые пространства и участками цементирующего обломочные зерна, в той или иной степени связано со всеми этапами постседиментационного бытия пород. Наблюдаемый ныне серицитовый цемент по своему строению неоднороден. Участками он представлен агрегатами крупночешуйчатых (0,01—0,05 мм), нередко вермикулитовидных выделений. Часть же пор выполнена чрезвычайно тонкочешуйчатым серицитом. Изучение серии постепенных переходов показало, что крупночешуйчатый серицит сформирован за счет биотитового детрита, в то время как мелкочешуйчатый, по-видимому, является продуктом раскристаллизации первичного глинистого цемента.

Серицит обычно не корродирует обломочные компоненты. Однако некоторые кварцевые зерна целиком замещены крупночешуйчатым серицитом. Вермикулитовидного строения последний не обнаруживает. Интенсивной серитизации, преимущественно с периферии, подвергаются также каолинизированные зерна полевых шпатов. Иногда они замещаются по системе параллельных линий, соответствующих, по-видимому, трещинам спайности в изначальных зернах полевых шпатов. Регенерационный кварц нередко находится в тесном сетчатом срастании с тонкими чешуйками серицита, которые разобзают аутигенные выделения кварца на отдельные участки. Такое соотношение скорее всего можно объяснить захватом аутигенным кварцем продуктов распада обломочного биотита и, возможно, последующей их раскристаллизацией. Как будет показано ниже, формирование своеобразных выделений серицита связано также с динамометаморфизмом.

ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМ ШОКШИНСКИХ КВАРЦИТО-ПЕСЧАНИКОВ

Причиной проявления процессов динамометаморфизма, по-видимому, являются слабые складкообразовательные движения, сформировавшие иотнийскую пологую синклинальную структуру. Наиболее интенсивный динамометаморфизм отмечается в породах западного крыла, где углы падения слоев достигают 65—70°. Однако даже в полого залегающих породах шокшинской свиты в центральных и восточных частях синклинали наблюдается некоторое усложнение структуры кварцито-песчаников, сформированной в стадию глубинного эпигенеза. Это усложнение проявилось прежде всего в образовании структур, отражающих смещение отдельных зерен и целых микропрослоев относительно своего первоначального положения, а также относительно друг друга под действием динамических напряжений. Такие образования, назван-

ные нами структурами дифференциального скольжения, проявляются в возникновении между обломочными зернами своеобразных сопряжений, сопровождающихся прорастанием периферических частей контактирующих зерен параллельно ориентированными тончайшими листочками светлой серицитовидной слюды (фиг. 6). Морфология и генезис струк-



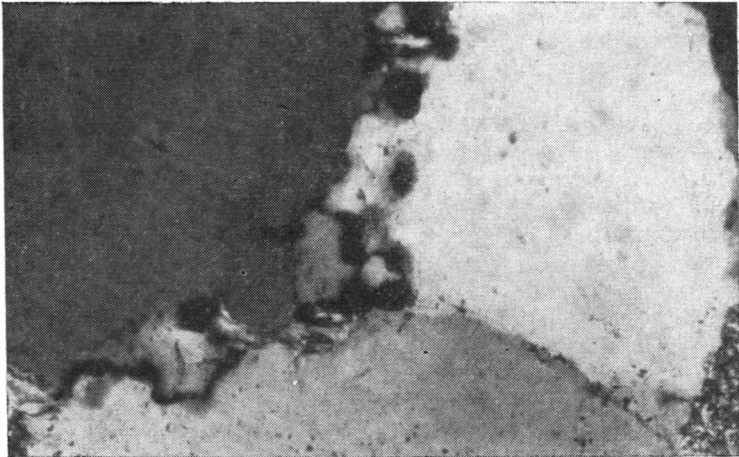
Фиг. 6. Структура дифференциального скольжения
Ник. +, увел. 320



Фиг. 7. Явление «смятия» кварцевых зерен
Ник. +, увел. 70

тур дифференциального скольжения разобраны в специальной статье (А. В. Копелиович, И. М. Симанович, 1963). Здесь только следует указать, что структуры дифференциального скольжения в толще шокшинских кварцито-песчаников распространены чрезвычайно широко, но проявлены лишь в слабой, зачаточной форме. Они обычно отмечаются между конформно контактирующими зернами, а также между обломочными зернами и их регенерационными каемками. Это соотношение показывает, что динамометаморфизм наложился на полностью литифицированные, глубоко эпигенетически преобразованные породы. Со струк-

турами дифференциального скольжения пространственно и генетически тесно связано своеобразное «смятие» обломочных зерен кварца и их регенерационных каемок, отчетливо выявляющееся в поляризованном свете благодаря возникновению волнисто чередующихся и перекрещивающихся зонк с разными углами угасания (фиг. 7). Рисунок распределения этих зонк отдаленно напоминает двойниковое строение микроклина. Развитие в обломочных зернах и в аутигенном кварце участков с разновременным волнистым угасанием можно объяснить переориентировкой оптической индикатрисы при деформации кристал-



Фиг. 8. Бластическая перекристаллизация периферийных частей зерен
Ник. +, увел. 320

лической структуры. «Смятие» кварцевых зерен сопровождалось также и прямым их механическим нарушением, фиксирующимся по реликтам залеченных кварцем микротрещин — цепочкам чрезвычайно мелких жидких включений, переходящих из одних зерен в другие. В толще шокшинских пород структуры «смятия» кварца распространены локально и приурочены к участкам развития зеркал скольжения.

Динамические напряжения, направленные вдоль слоистости пород, в единичных случаях привели к формированию микростилолитовых швов, ориентированных перпендикулярно напластованию.

Интенсивная бластическая перекристаллизация шокшинских кварцито-песчаников наблюдалась нами в породах Кашканского разреза, где, как указывалось, углы падения слоев достигают $65-70^\circ$. Бластез захватывает обычно лишь периферийные участки конформно контактирующих зерен, а также их регенерационные каемки (фиг. 8). Следовательно, бластическая перекристаллизация происходила в полностью литифицированной породе с конформно-регенерационными структурами.

ПОЗДНИЕ ПРОЦЕССЫ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД

К этой группе отнесены процессы, связанные с поздними, по-видимому, экзогенными условиями бытия шокшинских пород и вызвавшие лишь незначительное и локальное преобразование кварцито-песчаников.

Слабо проявленная карбонатизация отмечается лишь в отдельных образцах. Мозаичные агрегаты кальцита замещают преимущественно кварц-каолинит-серицитовые псевдоморфозы по полевым шпатам, реже корродируют обломочный и аутигенный кварц. Место карбонатизации

в общей последовательности минерало- и структурообразования определяется тем, что кальцит иногда замещает кварц-серицитовые швы структур дифференциального скольжения.

Другим экзогенным процессом, связанным, по-видимому, с современным выветриванием, является вынос окислов железа из шокшинских пород. Этот процесс привел к образованию узких зон обесцвечивания в непосредственно выходящих на поверхность участках пород, а также вдоль трещин скола.

ВЫВОДЫ

Основным процессом, сформировавшим современный облик шокшинских кварцито-песчаников, является глубинный эпигенез. Кварцито-видность пород и их высокая механическая прочность обусловлены массовым развитием структур растворения и сопряженной с ними регенерации кварца без участия каких-либо гипотетических кремневых растворов. Высокие механические показатели кварцито-песчаников обусловлены, кроме того, их мономинеральным кварцевым составом, а также почти полным отсутствием первичного цемента. Интенсивное развитие структур растворения под давлением позволяет предполагать, что шокшинские кварцито-песчаники некогда перекрывались толщей осадочных пород. Мощность этой толщи, как следует из анализа многочисленных работ, посвященных структурам растворения под давлением (Gilbert, 1949; Taylor, 1950; Heald, 1955; Копелиович, 1958_{1,2}, 1960; Thomson, 1959; Gorbatshev, 1962), по-видимому, превышала 1000 м.

Динамометаморфизм не привел к существенному изменению структурного облика кварцито-песчаников, несмотря на то, что структуры дифференциального скольжения развиты почти повсеместно.

Необходимо подчеркнуть наложенный характер процессов динамометаморфизма. Последний никак не связан со степенью и полнотой эпигенетических преобразований шокшинских кварцито-песчаников и не является непосредственным их продолжением. По характеру эпигенетических преобразований шокшинские кварцито-песчаники аналогичны древним песчаным толщам осадочного чехла Русской платформы. Однако дальнейшее преобразование пород, связанное с динамическими напряжениями, придало структурному облику шокшинских кварцито-песчаников ряд черт, позволяющих сопоставлять их по общему стилю постседиментационных изменений с более древними породами. Так, например, структуры дифференциального скольжения, представлены в шокшинских породах лишь в зачаточной форме, интенсивно развиты в кварцитах ятулия (Карелия).

Изучение процессов постседиментационного преобразования пород позволяет не только со значительно большей точностью восстановить минеральный состав исходных осадков шокшинской свиты. Выяснение последовательности преобразования структурных особенностей пород дает ряд дополнительных данных к установлению истории тектонического развития рассматриваемой территории.

ЛИТЕРАТУРА

- Галдобина Л. П. Литологические особенности и условия образования ютнийских песчаников и кварцито-песчаников Карелии. В сб. статей молодых научн. сотр. ленингр. геол. учрежд. АН СССР. Изд-во АН СССР, 1958.
- Копелиович А. В. О микростилолитах и некоторых родственных им структурных формах в песчаниках могилевской свиты юго-запада Русской платформы. Докл. АН СССР, т. 119, № 2, 1958₁.
- Копелиович А. В. Особенности эпигенеза песчаников могилевской свиты юго-запада Русской платформы и некоторые вопросы, с ними связанные. Изв. АН СССР сер. геол., № 11, 1958₂.

- Копелиович А. В. О структурах растворения в некоторых осадочных и эффузивно-осадочных породах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1960.
- Копелиович А. В. Процессы эпигенеза на примере песчаных пород древних толщ Приднестровья. Автореф. дис. М., 1962.
- Копелиович А. В., Симанович И. М. Структуры дифференциального скольжения в кварцито-песчаниках иотнийских толщ Прионежья. Докл. АН СССР, т. 151, № 3, 1963.
- Кратц К. О. Тектоника. Западно-Карельская синклинозная зона. В кн.: Геология СССР, т. 37 (Карельская АССР). Госгеолтехиздат, 1960.
- Тимофеев В. М. Каменные строительные материалы Прионежья, ч. 1. Кварциты и песчаники. Ленинград, 1927.
- Тимченко И. П. Протерозойские кварциты и кварцито-песчаники центральной и южной Карелии. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 122, петрогр. сер., № 37, 1950.
- Шатский Н. С. О границе между палеозоем и протерозоем и о рифейских отложениях Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1952.
- Gilbert Ch. M. Cementation of some California tertiary reservoir sands. J. Geol., v. 57, N 1, 1949.
- Gorbatschev R. The Pre-Cambrian Sandstone of the Gotsky Sandön Boring Core. Bull. Geol. Instn. Univ. Uppsala, v. 39, 1962.
- Heald M. T. Stylolites in sandstones. J. Geol., v. 63, 1955.
- Taylor J. M. Pore-space reduction in sandstones. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 34, 1950.
- Thompson A. Pressure solution and porosity. Silica in sediments. S.E.P.M. Spec. Publ., N 7, 1959.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
10.IV.1963

УДК 550.42 : 551.781.51 (471.6)

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ХАДУМСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ТЕРСКО-КУМСКОГО ПРОГИБА И СТАВРОПОЛЬЯ

М. Н. СМЕРНОВА

Элементарный химический состав хадумских отложений Терско-Кумского прогиба и Ставрополья изучен совершенно недостаточно.

Наиболее крупными работами по геохимии рассеянных элементов в майкопских отложениях являются работы Ю. А. Пряхиной (1958), И. И. Цуканова и некоторых других, изучавших преимущественно сидеритовые конкреции. Хадумские отложения при проведении этих работ были освещены лишь немногими определениями.

Между тем выяснение закономерностей распределения и накопления малых элементов в осадочных породах может оказать существенную помощь при восстановлении некоторых геохимических особенностей их образования. Хадумские отложения на изученной территории представлены существенно различными фациями: глинисто-карбонатной в Терско-Кумском прогибе, в южной и восточной части Ставрополья, в районе кряжа Карпинского и сравнительно более мелководной песчано-глинистой — в центральной части Ставропольского поднятия (Смирнова, 1960).

Хадумский горизонт в глинисто-карбонатной фации содержит остракодовый мергель и благодаря этому имеет четкое трехчленное деление. Нижняя часть горизонта — подостракодовые слои — представлена темно-серыми карбонатными глинами с обильными рыбными остатками, средняя включает остракодовый мергель, а верхняя — надостракодовые слои — представлена чередованием карбонатных и некарбонатных глин.

В юго-западной части Терско-Кумского прогиба в подостракодовой части хадумского горизонта встречаются тонкие прослои алевролитов.

Глинисто-карбонатные хадумские отложения охарактеризованы микрофауной мелких известковистых глобигерин. Мощность хадумских отложений в западной части Терско-Кумского прогиба варьирует от 50 (Чкаловская площадь) до 25 м (Озек-Суат).

В центральной части Ставропольского поднятия хадумские отложения представлены песчано-глинистыми образованиями с многочисленной бентонной фауной песчаных фораминифер. Мощность хадумского горизонта в центральной части Ставропольского поднятия колеблется от 100—120 (Северо-Ставропольская площадь) до 50—30 м (Ивановская).

Малые элементы определялись в 59 образцах из кернов скважин Безопасненской, Северо-Ставропольской, Казинской (Ставропольское поднятие), Чкаловской, Прасковейской, Правокумской, Озек-Суатской (Терско-Кумский прогиб), Промысловской (кряж Карпинского) площа-

дей. При изучении глинисто-карбонатных отложений хадумского горизонта керны отбирались преимущественно из подостракодовой части горизонта, имеющей примерно одинаковый состав и малую мощность (12—25 м) с частотой отбора через 2—5 м. Песчано-глинистая фация хадумского горизонта изучена менее детально (с отбором керна через 15—20 м). Для целей восстановления условий осадконакопления было исследовано распределение в породах хадумского горизонта трех элементов: Cu, Pb и Mn. Данные о среднем их и битума содержании приведены в табл. 1 и 2.

Таблица 1

Среднее содержание (%) малых элементов и битумов в отложениях хадумского горизонта по районам исследования

Район	Число образцов*	Cu	Pb	Mn	Битум в породе
Промысловая площадь	5/27	0,0896	0,0647	0,1004	0,0162
Озек-Суат	7/15	2,06	0,0799	0,122	1,2
Правокумка	6/7	1,13	0,0724	0,482	2,5
Чкаловская площадь	5/8	0,340	0,109	0,688	0,5
Прасковейская »	6/10	1,70	1,607	0,174	1,88
Северо-Ставропольская »	7/28	0,0257	0,0303	0,0283	0,006
Казинская »	7/7	0,318	0,00360	0,0501	0,005
Безопасненская »	5/9	0,0363	0,0231	0,136	0,002
Кугультинская »	6/18	0,00286	0,0226	0,0536	0,003
Ивановская »	5/10	0,0220	0,0398	0,143	0,003

* В числителе — количество образцов, изученных на содержание малых элементов, в знаменателе — количество образцов, изученных на содержание битума.

Определение малых элементов производилось методом количественного спектрального анализа В. М. Алексуенко на кафедре нефтепромышленной геологии Грозненского нефтяного института — по методике ВНИГРИ. Люминесцентно-битуминологические исследования по нашим сборам кернов производились М. Д. Семиной в ЦНИЛе треста Кавказнефтегазразведка.

Как видно из таблиц, распределение в породах хадумского горизонта малых элементов весьма неравномерно, хотя в большинстве случаев однообразно: содержание их растет от алевролитов к глинам.

Медь присутствует во всех образцах хадумских отложений. Площадное распространение ее весьма неравномерно (фиг. 1).

Максимальное накопление меди отмечается в западных районах Терско-Кумского прогиба: в районе структур Озек-Суат (2,06%), а также Прасковей и Правокумки (1,1—1,7%). В различных горных породах хадумского горизонта содержание меди неодинаково. Самое высокое содержание меди (2,045%) наблюдается в так называемых «сажистых прослоях» в нижнехадумском горизонте, сложенных черными, сажистыми, битуминозными (1—2%) пиритизированными глинами, переполненными рыбными остатками. Подобные «сажистые» пласты отличаются повышенными радиоактивными свойствами (Итенберг, 1960). В остракодовом мергеле и алевролитах содержание меди значительно ниже (0,01—0,006%).

В хадумских отложениях Ставропольского поднятия содержание меди значительно ниже, нежели в Терско-Кумском прогибе, и не превышает обычно сотых долей процента.

Таблица 2

Средние содержания (%) меди, свинца, марганца и битумов
в различных осадочных породах хадумского горизонта

Структуры и породы		Сu	Pb	Mn	Битум
Терско-Кумский прогиб	Озек-Суатская, глины, мергель остракодовый	2,045 0,0144	0,079 —	0,1201 0,00186	1,33 1,25
	Правокумская, мергель глинистый	1,13	0,0724	0,482	2,5
	Чкаловская, алевролиты, глины, мергель остракодовый	0,0105 1,00 0,0063	0,042 0,259 0,0023	0,51 0,3 1,23	0,03 0,015 1,6
	Прасковейская, алевролиты, глины	1,660 1,75	2,61 0,60	0,237 0,12	1,26 2,5
	Северо-Ставропольская, алевролиты, глины	0,001 0,049	0,028 0,0325	0,017 0,039	0,007 0,005
	Казинская, глины, алевролиты	0,6310 0,005	0,00263 0,00457	0,0771 0,0331	0,005 0,005
Ставропольское поднятие	Безопасненская, глины	0,0363	0,0231	0,136	0,0020
	Кугультинская, алевролиты, глины	0,00115 0,00457	0,020 0,0251	0,0871 0,020	0,0037 0,0025
	Ивановская, глины	0,0220	0,0398	0,143	0,0033
	Промысловская, глины	0,0896	0,0647	0,1004	0,0162
Кряж Карпинского					

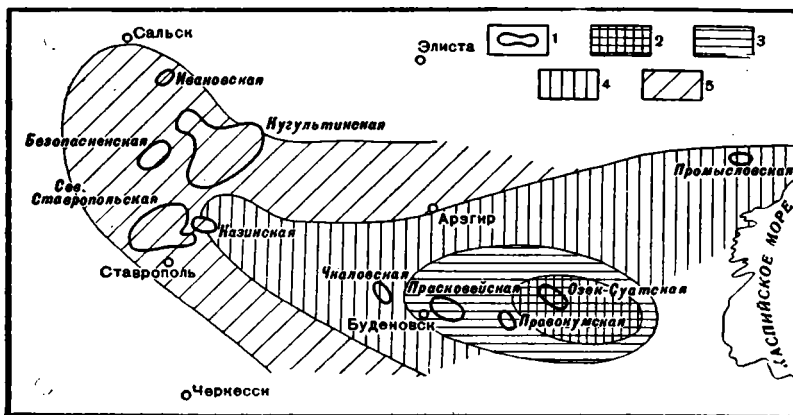
В Западном Прикаспии в районе погребенного кряжа Карпинского на Промысловской структуре содержание меди также выражается сотыми долями процента.

Среднее содержание меди в земной коре составляет 0,0057%. Таким образом, концентрация меди в хадумских отложениях исследуемых районов больше кларка земной коры, за исключением Кугультинской площади, где меньше кларка.

Свинец присутствует почти во всех породах хадумского горизонта. Его площадное распространение неравномерно (фиг. 2) и напоминает распространение меди. Максимальное количество свинца отмечается в западной части Терско-Кумского прогиба, в районе Прасковейской структуры (1,6%), западнее которой содержание свинца уменьшается до 0,1% (Чкаловская), а восточнее до 0,07% (Озек-Суат, Правокумская).

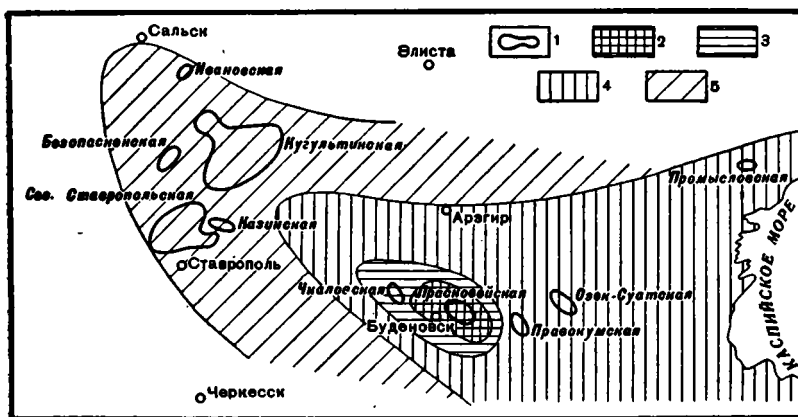
В районе погребенного кряжа Карпинского на Промысловой структуре содержание свинца также не превышает 0,06%. Еще меньшее содержание свинца наблюдается на Ставропольском поднятии (0,02—0,03%). В большинстве случаев повышенные значения свинца содержат битуминозные глины и плотные битуминозные алевролиты. Остракодовый мергель либо не содержит свинца, либо его присутствие незначительно (0,002% на Чкаловской площади).

Среднее содержание свинца в земной коре составляет 0,002%. Следовательно, в хадумских отложениях Терско-Кумского прогиба и кряжа Карпинского среднее содержание свинца превышает кларк земной коры, а в хадумских отложениях Ставропольского поднятия концентрация свинца либо приближается к кларку земной коры, либо несколько ниже последнего.



Фиг. 1. Схематическая карта усредненного содержания меди в отложениях хадумского горизонта

1 — контуры структур; 2 — глинисто-карбонатные отложения с редкими прослоями алевролита, Си более 2,0%; 3 — то же, Си более 1,0%; 4 — глинисто-карбонатные и песчано-глинистые отложения, Си менее 0,5%; 5 — песчано-глинистые и глинисто-карбонатные отложения, Си менее 0,05%



Фиг. 2. Схематическая карта усредненного содержания свинца в отложениях хадумского горизонта

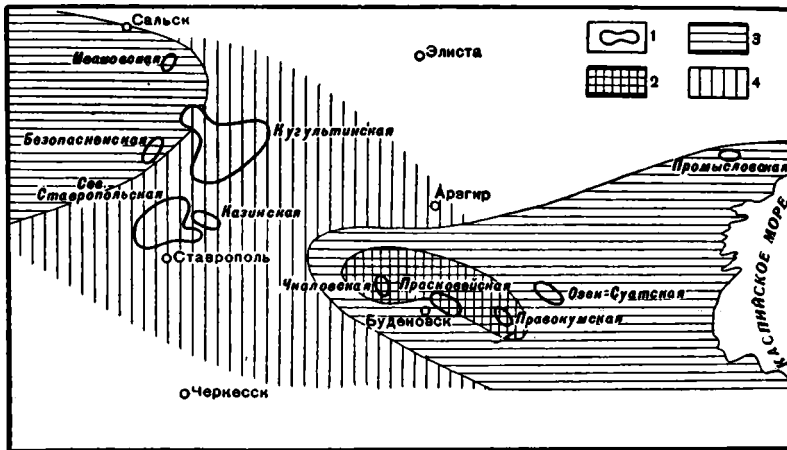
1 — контуры структур; 2 — глинисто-карбонатные отложения, Рв более 1,0%; 3 — то же, Рв более 0,05%; 4 — то же, Рв более 0,05%; 5 — песчано-глинистые отложения, Рв менее 0,05%

Марганец присутствует во всех разностях хадумских пород. Площадное распространение марганца также неравномерно (фиг. 3) и во многом напоминает распространение меди и свинца.

Максимальные концентрации марганца (0,5—0,6%) также наблюдаются в юго-восточной части Терско-Кумского прогиба (Правокумская, Чкаловская площади). В остальной части Терско-Кумского прогиба и на кряже Карпинского концентрации марганца в хадумском го-

ризонте составляют 0,1%. Подобное содержание марганца наблюдается в западной части Ставропольского поднятия — на борту Западно-Кубанского прогиба. В центральной части Ставропольского поднятия содержание марганца минимальное и не превышает 0,02—0,05%.

Изменение концентрации марганца в зависимости от характера осадочной породы на нашем материале выражено недостаточно ясно, однако в большинстве случаев повышенные содержания марганца наблюдаются в алевролитах, мергелях и карбонатных глинах. В некарбонатных глинах концентрации марганца обычно оказывались ниже, чем в алевролитах.



Фиг. 3. Схематическая карта усредненного содержания марганца в отложениях хадумского горизонта

- 1 — контуры структур; 2 — глинисто-карбонатные отложения, Мп более 0,5%;
3 — глинисто-карбонатные и песчано-глинистые отложения, Мп менее 0,5%;
4 — песчано-глинистые отложения, Мп менее 0,05%

Среднее содержание марганца в земной коре составляет 0,067%. Таким образом, в хадумском горизонте Терско-Кумского прогиба, на крыже Карпинского и в западной части Ставропольского поднятия концентрация марганца превышает его кларк в земной коре. В центральной части Ставропольского поднятия концентрация марганца в хадумском горизонте меньше кларка в земной коре.

Распределение малых элементов — Сu, Рb, Мп — в хадумском горизонте отражает различные условия осадконакопления в разных структурно-фациальных зонах. В наиболее глубокой юго-западной части Терско-Кумского прогиба отлагались битуминозные сланцеватые глины с высокой концентрацией меди и свинца.

Осадконакопление в этой зоне привело к образованию планктонного типа морских горючих сланцев. Высокая концентрация марганца среди этой категории пород, помимо других факторов, обязана высокой карбонатности хадумских отложений. На Ставропольском поднятии в хадумский век отлагались значительно более мелководные песчано-глинистые отложения с незначительной концентрацией меди, свинца и марганца.

Кроме статистической обработки среднего процентного содержания малых элементов в породе, для сравнимости результатов вычислялись коэффициенты концентрации элементов — отношение среднего процентного содержания элемента к его кларку (Виноградов, 1956). Площадное распространение коэффициентов концентрации и среднего процентного содержания битума в хадумском горизонте изображено на фиг. 4.

Минимальные коэффициенты концентрации меди и свинца наблюдаются в центральных районах Ставрополя и в районе погребенного кряжа Карпинского. Максимальные значения коэффициентов концентрации меди и свинца строго приурочены к структурам Прасковейской и Озек-Суату в западной части Терско-Кумского прогиба. Аналогичная картина наблюдается и в распространении битумов. Если в Ставрополе среднее процентное содержание битумов в хадумском горизонте не превышает 0,002—0,005%, в районе кряжа Карпинского не превышает сотые доли процента, то на Прасковейской и Правокумской структурах в западной части Терско-Кумского прогиба битуминозность является максимальной и выражается целыми числами, порядка 1,2—2,5% на породу.

Распределение коэффициентов концентрации марганца в породах хадумского горизонта также неравномерно и как будто бы отображает ту же тенденцию, что и распространение меди, свинца и битумов. Однако это явление кажущееся, и, как выяснилось при пересмотре образцов из Правокумских скважин, они все представляли мергели, в то время как в других районах подвергались спектральному изучению карбонатные глины. В данном случае наблюдается сдвиг повышенного содержания марганца в сторону участков бассейна с повышенной карбонатностью, что отмечается Н. М. Страховым как результат изменения форм миграции элементов в зависимости от физико-географических условий. Кроме того, подобные случаи установлены при изучении каменноугольных отложений Русской платформы, когда в карбонатных породах установлено 13-кратное увеличение коэффициентов концентрации марганца по сравнению с бескарбонатными породами (Тихомирова, 1957).

При сопоставлении полученных данных между распределением элементов меди, свинца, марганца и битумов в хадумском горизонте обращают на себя внимание следующие закономерности.

1. Медь и свинец концентрировались в наиболее глубоких частях хадумского бассейна (западная часть Терско-Кумского прогиба), что объясняется тем, что они образуют трудно растворимые сульфидные соединения в восстановительных условиях.

2. Марганец, будучи приурочен к карбонатным отложениям, занимает в этом отношении нейтральную позицию. Скопление марганца в карбонатных породах возникло в относительно глубоководных частях прибрежной зоны в условиях недостатка кислорода и, наоборот, повышенного выделения углекислоты, образовавшейся за счет разложения органических остатков, отлагающихся в условиях сероводородного брожения.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А. П. Геохимия, № 1, 1956.
 Итенберг С. С. Об использовании данных гамма-каротажа для решения некоторых вопросов геологии. Сов. геология, № 3, 1960.
 Пряжина Ю. А. К геохимии майкопских отложений Центрального Предкавказья. Докл. АН СССР, т. 118, № 1, 1958.
 Смирнова М. Н. Фации хадумского горизонта восточной части Скифской эпигерцинской плиты. Тр. Грозненск. нефт. ин-та, № 25, 1960.
 Тихомирова Е. С. К вопросу о распределении содержания рассеянных элементов в отложениях тульского горизонта юго-восточной части Подмосковского бассейна. Докл. АН СССР, т. 117, № 4, 1957.

Грозненский нефтяной институт

Дата поступления
24.VII.1963

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.492.1 + 553.641 : 553.1

О ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ШЛИХОВОГО АНАЛИЗА ДЛЯ ПОИСКОВ БОКСИТОВ, АПАТИТОВ И ФОСФОРИТОВ

Г. И. БУШИНСКИЙ, Р. Ш. КУТУШЕВА, Э. Н. ШАЛЬНЕВА

Среди разновидностей бокситов достаточно широко распространены диаспор-бемитовые бокситы. Они отличаются высоким качеством, нередко слагают крупные месторождения и по сравнению с гиббситовыми бокситами составляют главную массу добычи в странах Европы и Азии (кроме Индии). Геохимические методы поисков, весьма эффективные для многих руд, не применяются в отношении бокситов, так как минералы свободного глинозема чрезвычайно трудно растворимы в грунтовых водах, реакция которых близка к нейтральной. Кислые же воды растворяют не только минералы бокситов, но извлекают алюминий и из алюмосиликатов, поэтому повышенные содержания алюминия в таких водах не могут служить поисковым признаком на боксит.

Шлиховой метод поисков диаспор-бемитовых бокситов до сих пор не применялся, однако, если учесть удельный вес диаспора 3,5, а бемита 3,0, то естественно допустить, что зерна этих минералов могут быть сконцентрированы в сером шлихе или в тяжелой фракции путем разделения в тяжелых жидкостях. Эти минералы, если они вымыты из бокситов, почти всегда тонкодисперсны или аморфны, а их зерна содержат примесь красного гематита или гидрогематита в количестве 20—25%. Поэтому оптическое определение диаспора и бемита затруднено, и они легко могут быть приняты за гематит или окислы железа и пропускаться при шлиховых анализах.

Представителем древней девонской «россыпи» зерен боксита является Козьереченский горизонт на Северном Урале. Он сложен кварцево-полевошпатовыми песчаниками и глинистыми сланцами с прослоями известняков. По-видимому, это придельтовые морские отложения. Мощность пачки слоев, содержащих зерна боксита, равна около 70 м. Содержание глинозема в этих слоях низкое, так что практического интереса они не представляют. Немного севернее выхода Козьереченского горизонта находится известное месторождение Красная Шапочка с субуровским бокситовым горизонтом. Откуда вымыты бокситовые зерна — из коры выветривания или из субуровского горизонта — пока неясно. В данном случае это не имеет значения, важно то, что вблизи россыпи находится и залежь боксита.

Для проверки возможности шлихового метода поисков диаспор-бемитовых бокситов мы выбрали участок, где такие бокситы обнажаются по берегу реки. Такой участок находится вблизи пос. Новая Пристань на р. Ай на Южном Урале. Пробы шлихов были взяты из русла реки и из надлуговой террасы в 1—2 км ниже по течению от выходов боксита. В первом пункте довольно редко встречались гальки боксита, а во втором пункте их не найдено. Пески отмывались до состояния серого шлиха.

В лаборатории Геологического института АН СССР (руководитель Н. В. Ренгартен) была выделена из шлиха тяжелая фракция с удельным весом $>2,9$. В ней оказалось довольно много магнетита, минералов группы эпидот-пироксена, а также гранат, ставролит, ильменит, лимонит, турмалин, апатит, дистен, циркон и рутил. Кроме того, среди минералов этой фракции видны даже простым глазом красные зерна, похожие на гематит или на боксит. Чтобы определить минералы, слагающие эти зерна, необходимо освободиться от окислов железа. Учитывая, что диаспор и бемит не растворяются ни в щелочах, ни в кислотах при обычных условиях, мы отобрали красные зерна и подвергли их обработке в 20%-ной HCl, нагрели кислоту до кипения и затем выдерживали ее на водяной бане в течение одного часа. Для сравнения был взят красный бемитовый боксит, измельчен до состояния песка и подвергнут такой же обработке. В результате этого красные зерна измельченного боксита и шлиха стали белыми или серовато-белыми с розоватым оттенком. Показатель светопреломления

у одних осветленных зерен шлиха равен 1,642, т. е. немного ниже, чем у бемита, у других — 1,710, т. е. близко к диаспору. Зерна с таким же светопреломлением определены и у осветленного боксита. Пониженный показатель светопреломления вещества зерен по сравнению с диаспором или бемитом объясняется его микропористостью вследствие выщелачивания окислов железа, а также примесью каолинита.

Таким образом, открывается новая возможность поисков бокситов в плохо обнаженных районах.

Нужно сказать, что бокситы, залегающие среди известняков или доломитов, обычно сопровождаются глинистыми или мергелистыми прослоями и поэтому бывают плохо обнажены. Например, в районе Новой Пристани или Красной Шапочки известняки выходят в виде мощных скал, а на месте пласта боксита обычно развивается овражек и руды не видно. Короче говоря, даже в хорошо обнаженных районах обычно пласты боксита обнажаются плохо, так что и в таких районах можно применять предлагаемый метод.

На Урале, на Салаире и в Средней Азии бокситы местами метаморфизованы и превращены в наждак или корунд. Поэтому нахождение наждака или корунда в шлихах также должно заострять внимание на возможности открытия боксита. Первым диагностическим признаком корунда является его высокая твердость — при раздавливании зерна корунда на стекле остаются отчетливые царапины.

При поисках гиббситовых бокситов возможно использовать его низкий удельный вес, равный 2,3—2,4. В таком случае можно было бы сконцентрировать гиббсит во фракцию удельного веса < 2,5. Однако практически осуществить это трудно, так как гиббситовые бокситы почти всегда содержат примесь окислов железа, повышающих удельный вес бокситов до 2,6—2,9.

Постоянным спутником бокситов является лейкоксен. В диаспор-бемитовых бокситах он обычно находится в тонкорассеянном состоянии и трудно определим, а в гиббситоносных отложениях нередко образует самостоятельные зерна, которые можно сконцентрировать в тяжелой фракции. Поэтому повышенное содержание лейкоксена в каолиновых глинах или в кварцевых песках, сопровождающих такие глины, может быть поисковым признаком на боксит.

Зерна фосфорита и апатита также могут быть сконцентрированы в сером шлихе или в тяжелой фракции. Они легко узнаются по реакции с раствором молибденовокислого аммония в азотной кислоте. В изученном шлихе из Новой Пристани немагнитный остаток тяжелой фракции на 70% состоит из апатита. Этот апатит светлый, сахаровидный или прозрачный в виде призмочек. Происхождение его, по-видимому, магматическое. Высокое содержание апатита в речных песках р. Ай составляет обратить внимание геологов на возможность нахождения апатитовых залежей.

Таким образом, внимательное изучение шлихов при обычной шлиховой съемке, в каолиновых глинах или в кварцевых песках, сопровождающих такие глины, может поисках бокситов, фосфоритов и апатитов, особенно в плохо обнаженных районах.

УДК 553.641 : 551.762.3 (571.12)

О ФОСФОРИТОВЫХ КОНКРЕЦИЯХ В ВЕРХНЕУРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ТОБОЛЬСКОГО РАЙОНА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

М. В. КОРЖ

При проведении детальных литологических исследований верхнеурских отложений Тобольского района в Западно-Сибирской низменности автором были описаны фосфоритовые конкреции (желваки), приуроченные к фаунистически охарактеризованным отложениям кимериджа.

Кимериджские отложения пользуются повсеместным распространением в Тобольском районе и вскрыты всеми разведочными скважинами. В большинстве разрезов они залегают вполне согласно с постепенными переходами на отложения оксфорда, и мощность их достигает 65 м. В некоторых случаях, в сводовых частях отдельных поднятий (Тобольские скв. 1-Р и 6-Р), кимериджские отложения залегают непосредственно на породах кристаллического фундамента (гранитах). В этих случаях мощность кимериджа заметно сокращается.

Литологически разрез представлен толщей глинистых пород — серых и темно-серых, участками почти черных известковистых аргиллитов, содержащих прослои мергелей, глинистых известняков, спонголитов, а также известковистые и фосфоритовые конкреции и кимериджскую фауну аммонитов, белемнитов, пелелипод, фораминифер (Кравец, 1959). В большом количестве присутствуют лингулиды.

Аргиллиты преимущественно тонкоотмученные, лишь в нижней части некоторых разрезов (Тобольские скв. 1-Р, 3-Р и 6-Р) алевритистые; в различной степени известковистые за счет присутствия в них равномерно-рассеянного микрозернистого кальцита.

Глинистые минералы аргиллитов высокодисперсны. Они часто обнаруживают хорошо выраженное ориентированное расположение и одновременное угасание и характеризуются гидрослюдисто-монтмориллонитовым составом (фиг.). В глинистом веществе отмечаются отдельные крупные округлые зерна ярко-зеленого глауконита, ромбоздры доломита и редкие спикулы известковых губок, частично или целиком замещенные пиритом, глауконитом.

Мергели обычно темно-серые, макроскопически не отличимы от аргиллитов. Они состоят из пелитоморфной смеси карбонатного и глинистого вещества, в котором наблюдаются обособленные участки кальцита, зерна глауконита, единичные ромбоздры доломита, мелкие раковинки фораминифер.

Известняки пелитоморфные, глинистые, пиритизированные. В них отмечаются отдельные трещинки, заполненные крупнокристаллическим (вторичным) кальцитом и ангидритом.

Интересной особенностью разреза кимериджских отложений является наличие прослоев таких сравнительно редких пород, как спонголитов (Тобольская скв. 3-Р и др.). Это темно-серые и серые очень плотные кремнистые образования, состоящие на 85% и более из спикул кремнистых губок, сцементированных халцедон-опаловым цементом. В некоторых шлифах отмечается однообразная ориентировка спикул. Мощность прослоев спонголитов — 20—30 см.

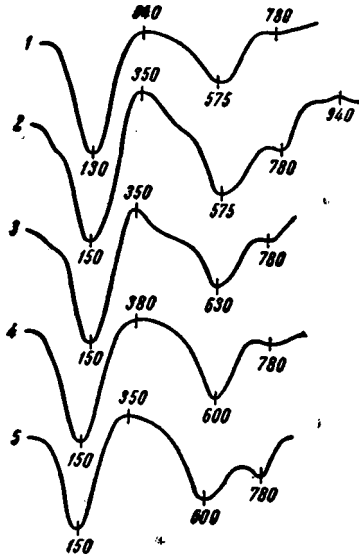
Фосфоритовые желвачки спорадически рассеяны в описанной толще аргиллитов и мергелей кимериджа. На Тобольской площади в скв. 3-Р они встречаются в интервалах 2144,9—2156 и 2156—2169 м; в скв. 7-Р—2163,45—2176,95 и 2187,3—2196,4 м; в скв. 1-Р—в интервале 2064,9—2077 м; в скв. 6-Р—2111,25—2115 м; в Абалакской скв. 5-Р—2375—2377 м.

Размеры желваков фосфоритов изменяются чаще в пределах от 1,5 до 3—4 см в диаметре. Макроскопически они буровато-серые, почти черные на поверхности и более светлые во внутренней части, крепкие, преимущественно неправильной округлой формы. Поверхность желваков неровная, бугристая, реже гладкая, покрытая тонкой глянцевой корочкой. На ней не заметно следов окатывания и переотложения. Граница между желваками и вмещающей породой резкая. Слои глинистых пород (аргиллитов) изгибаются, облекая фосфоритовые желваки.

Микроскопическое изучение желваков показало, что они состоят из желтовато-бурого фосфата кальция и примеси глинистого вещества. Фосфат имеет вид аморфной изотропной массы с показателем преломления 1,59—1,660. В основной фосфатной массе в большом количестве присутствуют одно- и трехлучевые спикулы кремнистых губок, сложенных опалом, халцедоном, изредка кварцем. Внутренние каналы спикул иногда выполняются глауконитом, кальцитом и пиритом. Из вторичных минералов в фосфоритовых желвачках встречаются пирит, гидроокислы железа, гипс, кальцит, сфалерит. Терригенная примесь незначительна или отсутствует полностью.

Химический состав фосфоритов приведен в табл. 1.

Как видно из приведенной таблицы, содержание P_2O_5 в фосфоритах изменяется от 22,2 до 29,03%.



Дифференциальные термические кривые глинистых пород кимериджа:

1 — обр. 841, Тобольская скв. 7-Р; 2 — обр. 840, Тобольская скв. 7-Р; 3 — обр. 796, Тобольская скв. 6-Р; 4 — обр. 723, Тобольская скв. 3-Р; 5 — обр. 721, Тобольская скв. 3-Р

Таблица 1

Химический состав желваков фосфоритов

Название и № скв.	№ обр.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	P ₂ O ₅	CO ₂	Cl'	П.п.п.
Тобольская 3-Р	714	17,16	0,20	4,51	40,88	0,1	29,03	1,11	0,01	5,8
Тобольская 3-Р	717	33,94	0,90	4,46	34,72	0,1	24,24	0,89	0,01	4,5
Абалакская 2-Р	819	11,29	0,46	3,90	43,12	0,1	22,39	4,47	0,01	12,1
Тобольская 7-Р	840	17,30	1,16	6,33	37,52	0,2	22,23	1,07	0,02	7,38

Химический состав глинистых пород кимериджа

Название и № скв.	№ обр.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	П.п.п.
Тобольская 3-Р	705	63,60	13,10	4,60	1,37	2,10	1,34	1,90	4,10	1,63	6,20
То же	712	51,60	14,70	5,80	7,40	2,40	1,20	3,00	5,60	2,20	5,0
» »	723	61,40	13,90	5,60	4,00	2,14	1,30	3,30	4,24	1,38	2,0
Тобольская 2-Р	777	58,50	15,0	6,0	2,45	2,80	1,95	3,00	4,20	1,56	3,50

Для сравнения в табл. 2 показано процентное содержание P₂O₅ во вмещающих желваки глинистых породах кимериджа.

По своему составу фосфоритовые желваки и конкреции относятся к глауконитово-глинистому типу (Бушинский, 1958; Гиммельфарб, 1955) и являются первичными образованиями платформенного типа. Формирование их происходило в раннюю стадию диагенеза за счет перераспределения P₂O₅ в осадке. Также перераспределение P₂O₅, как указывает Н. М. Страхов (1962), эффективно происходит лишь в том случае, если содержание в осадке низкое.

Именно это обстоятельство, по мнению Н. М. Страхова, вызывало интенсивное перераспределение фосфатов и нахождение их только в виде желваков.

Присутствие первичных (сингенетических) фосфоритовых желваков в известковистых аргиллитах и мергелях кимериджа Западно-Сибирской низменности, обогащение их и вмещающих пород глауконитом, а также наличие в породах типичной и богатой морской фауны (белемнитов, пеллеципод, брахиопод, фораминифер, губок и др.) свидетельствуют о формировании их в условиях шельфовой части открытого моря зоны гумидного климата.

ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г. И. Фосфатные породы. В кн.: Справочн. руководство по петрографии осад. пород, т. 2. Гостоптехиздат, 1958.
- Гиммельфарб Б. М. Классификация месторождений фосфоритов. Тр. Гос. н.-и. ин-та горнохим. сырья, вып. 2. Госхимиздат, 1955.
- Кравец В. С. Юрские отложения Уват-Тобольского р-на. Тр. Всес. н.-и. геол.-развед. ин-та, вып. 140, 1959.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 2. Изд-во АН СССР, 1962.

Институт геологии
и разработки горючих ископаемых
Москва

Дата поступления
10.IV.1963

УДК 553.492.1 : 551.72

О НАХОДКЕ ДОКЕМБРИЙСКИХ БОКСИТОВ

В. К. ГОЛОВЕНОК и Г. Ю. ПУШКИН

Докембрийский период развития Земли отличался чрезвычайно интенсивным образованием целого ряда важнейших полезных ископаемых, таких как уран, золото, железо, марганец и др. Интенсивность рудонакопления железа и марганца в докембрии оставляет далеко позади накопления этих полезных ископаемых в послепротерозойские эпохи. В то же время сравнимых по масштабам рудных концентраций алюминия, геохимически близкого железу и марганцу, в докембрийских образованиях как будто бы нет. Промышленные месторождения бокситов в докембрии неизвестны, обнаружены лишь продукты их метаморфизма в виде корундовых и кианитовых пород. В последнее время выявлено небольшое месторождение бокситов среди верхнепротерозойских пород Бразилии.

Такое несоответствие в масштабах накопления в докембрийское время железа и марганца, с одной стороны, и алюминия, с другой, привело Н. М. Страхова (1960) к выводу, что отсутствие в докембрии крупных месторождений бокситов мнимое и объ-

ясняется неполнотой наших знаний о докембрийских бокситах и что при расширении работ в этой области может быть сделано много новых неожиданных находок¹.

В этой связи, как нам кажется, несомненный интерес представляют конкреционные диаспоровые бокситы в среднепротерозойских отложениях Патомского нагорья. Эти бокситы были обнаружены нами во время работ 1962 г. на восточной окраине нагорья в отложениях тепторгинской серии среднего протерозоя.

Тепторгинская серия развита в пределах Патомского нагорья довольно широко. Она образует почти непрерывные выходы на крыльях Чуйского, Тонодского и Лонгдорского антиклинориев и в виде изолированных выходов встречается в центральных частях этих структур.

В тепторгинской серии выделяются две свиты: пурпольская (нижняя) — кварцито-сланцевая и медвежевская — эффузивно-осадочная. Пурпольская свита сложена главным образом кварцевыми песчаниками, кварцитами, гравелитами, реже мелкогалечными кварцевыми конгломератами и высокоглиноземистыми сланцами. Эти сланцы, в зависимости от степени метаморфизма, представлены серицитовыми, серицито-хлоритоидными, хлоритоидными, дистено-хлоритоидными, гранато-дистеновыми и т. п. разновидностями. В разрезе свиты присутствуют также (в резко подчиненном количестве) горизонты измененных основных эффузивов и осадочных пород полимиктового состава. Повсеместно наблюдается трехчленное строение свиты: нижняя и верхняя части ее сложены преимущественно обломочными породами с подчиненным количеством сланцев, в средней же преобладают высокоглиноземистые сланцы. Мощность пурпольской свиты колеблется от 250—300 до 1000—1200 м. Медвежевская свита сложена в основном зелеными и зеленовато-серыми тонко переслаивающимися полимиктовыми песчаниками и сланцами, в которых обильно развиты хлорит, эпидот, цоизит и карбонаты. В некоторых районах среди осадочных пород присутствуют мощные горизонты измененных основных эффузивов, превращенных в метадиабазы или амфиболиты. Иногда они составляют основную часть разреза свиты (реки Большая Чуя, Максимиха). Мощность медвежевской свиты изменяется от 150—200 до 550—800 м.

Исследования В. К. Головенка (1960, 1961) показали, что пурпольская свита залегает на коре выветривания нижнепротерозойских образований и сложена в основном продуктами ее перемыва. Эти данные позволили сделать вывод о перспективности пурпольской свиты на глиноземное сырье, россыпи, бокситы и железные руды.

Диаспоровые конкреционные бокситы были обнаружены нами в основании средней (сланцевой) подсвиты пурпольской свиты. Бокситы темно-зеленые и серовато-зеленые, состоят из крупных (до 20—30 см в диаметре) округлых или слегка уплощенных желвакоподобных образований, заключенных в тонкозернистую основную массу. Количество этих образований достигает 40—50% от общей массы. Благодаря такому строению, породы внешне напоминают конгломераты с валунами сланцев в сланцевом цементе. Как конгломераты эти породы и были отмечены ранее в более северных участках Лонгдорского антиклинория. Более тщательное изучение этих пород показало, что в них наблюдается тонкая параллельная слоистость, секущая стяжения в центральной части и слегка обтекающая их в краевых участках. Это указывает на то, что стяжения представляют собой не валуны, а вторичные диагенетические или эпигенетические образования в самой породе.

Стяжения в центральной части описываемой пачки на 80—90% сложены мелкокристаллическим диаспором. В промежутках между зернами диаспора, а чаще в округлых выделениях до 0,5—0,77 мм в диаметре, под микроскопом видны очень мелкозернистые включения лептохлоритов (по-видимому, из группы шамозита) и кремнистых минералов. Присутствуют также тончайшие иголки рутила. Показатели преломления диаспора, определенные в иммерсионных жидкостях, следующие: $N_g=1,748—1,749$; $N_m=1,721—1,722$; $N_p=1,701$; $N_g-N_p=0,047—0,048$.

Химический анализ стяжений показал весьма высокое содержание глинозема:

Оксиды, %	Обр. 1	Обр. 2
SiO ₂	7,52	9,62
TiO ₂	1,10	1,15
Al ₂ O ₃	63,13	55,43
Fe ₂ O ₃ + FeO	12,75	21,42
MnO	0,04	0,03
MgO	0,69	1,20
CaO	1,87	0,96
Na ₂ O	0,08	0,08
K ₂ O	Сл.	0,02
H ₂ O ⁻	0,17	0,15
П. п. п.	12,60	10,49
Сумма	99,95	100,55

¹ В последнее время бокситы найдены в докембрийских отложениях Конго и Канады (примечание ред.).

Кремневый модуль стяжений составляет соответственно около 8,4 и 5,8. Химический состав заполняющей массы не определен, но судя по тому, что слоистость прослеживается через нее и конкреции и макроскопически никаких отличий в этих двух разновидностях не наблюдается, состав заполняющей массы должен быть сходным с составом конкреций.

Конкреционные породы среди сланцев пурпольской свиты известны и в других районах Патомского нагорья. В 1960—1961 гг. они были установлены нами в сланцевой подлите пурпольской свиты в пределах Тонодского антиклинория. Правда, здесь они представлены более высокометаморфизованными дистено-хлоритовидными и дистеновыми разновидностями. Химический анализ одной из конкреций показал содержание Al_2O_3 — 51,40%; SiO_2 — 35,52%; $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ — 5,87%. Содержание глинозема во вмещающей породе составляет 37,05%, при содержании кремнезема — 46,68%.

Впервые внимание на высокое содержание глинозема и окислов железа в сланцах пурпольской свиты обратил С. И. Другов (1957). Им же была высказана мысль, что эти сланцы образовались, по-видимому, за счет метаморфизма бокситоподобных пород. Литолого-палеогеографическое изучение тепторгинской серии, проводившееся нами в течение ряда лет, не только показало, что отложения пурпольской свиты тепторгинской серии представляют собой древнюю формацию коры выветривания, подобную более молодым бокситоносным формациям платформенного типа, но и привело к открытию описанных выше конкреционных бокситов. Эта находка практически подтверждает вывод Н. М. Страхова о том, что отсутствие месторождений бокситов в докембрии мнимое и объясняется неполнотой данных.

ЛИТЕРАТУРА

- Головенко В. К. О положении мамской толщи среди докембрийских образований Северо-Байкальского и Патомского нагорий. Докл. АН СССР, т. 133, № 6, 1960.
 Головенко В. К. О возрасте мамской толщи и ее положении среди докембрийских образований Северо-Байкальского и Патомского нагорий. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, нов. сер., т. 66, 1961.
 Другов С. И. Пурпольские дистеновые сланцы. Бюл. научно-техн. информ. М-во геол. и охраны недр СССР, № 3, 1957.
 Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 2. Изд-во АН СССР, 1960.

Всесоюзный научно-исследовательский
 геологический институт
 Ленинград

Дата поступления
 9.VII.1963

УДК 551.72(477.6)

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ ВЕРХНЕЙ ЗОНЫ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ПОРОД СРЕДНЕГО ПРИДНЕПРОВЬЯ

Д. П. ХОРОШЕВА

Ультраосновные и основные породы Верховцевских магнитных аномалий Среднего Приднепровья представлены преимущественно серпентинитами, хлорито-тальковыми, актинолит-тремолитовыми породами, актинолитовыми сланцами, амфиболитами и др. В результате изучения коры выветривания этих пород было установлено, что повсеместно верхней зоной коры, если ее поверхность не размыта, являются бокситовидные породы. Сведения о бокситовидных породах района исследований уже появлялись в литературе (Денисевич, 1960; Литвиненко и др., 1962). Однако минералогия этих пород почти не освещена.

Породы верхней зоны коры выветривания макроскопически представляют собой железистую массу красно-бурого и желто-бурого, редко зелено-бурого цвета. По минеральному составу в зоне можно выделить два горизонта: нижний — гиббсито-каолинито-гидрогетитовый и верхний — гиббсито-гидрогетитовый. В текстурном отношении породы нижнего горизонта представлены рыхлой и глиноподобной разновидностью, верхнего — каменистой с бобовой текстурой. Химический состав бокситовидных пород приведен в таблице.

Главными породообразующими минералами верхней зоны коры выветривания являются гипергенные минералы — гиббсит, очень редко бемит; минералы гидроокиси железа — гетит, гидрогетит и гидрогематит; глинистые минералы — каолинит и галлуазит; карбонаты — преимущественно сидерит. В меньшем и незначительном количестве присутствуют гипергенные минералы: гематит, маггемит, кальцит, марганокальцит и

Таблица 4

Химический состав бокситовидных пород Среднего Приднепровья

Компоненты	Рыхлая разновидность		Каменистая разновидность		Компоненты	Рыхлая разновидность		Каменистая разновидность	
	проба 1	проба 2	проба 3	проба 4		проба 1	проба 2	проба 3	проба 4
SiO ₂	14,18	9,52	2,60	3,78	K ₂ O + Na ₂ O	0,32	0,16	0,06	0,05
Al ₂ O ₃	30,58	23,26	24,82	23,36	SO ₃	—	0,093	0,150	0,411
Fe ₂ O ₃	16,60	38,47	33,29	24,36	Cr ₂ O ₃	0,80	1,07	0,96	0,71
FeO	7,54	5,44	9,93	16,60	H ₂ O ⁻	2,08	0,34	0,54	0,75
TiO ₂	1,70	1,76	1,66	1,40	П. п. п.	23,57	17,78	23,27	26,18
P ₂ O ₅	0,152	0,046	0,046	0,115	Σ	98,99	99,25	99,40	99,61
MnO	0,03	0,23	0,12	0,25	CO ₂	4,24	3,72	6,92	10,65
CaO	0,90	0,60	1,50	1,10	Al ₂ O ₃ :SiO ₂	2,2	2,4	9,5	6,2
MgO	0,54	0,54	0,45	0,55					

кальциевый родохрозит, сидероплезит и олигонит, шамозит, кеммерерит, сульфиды железа, гидрохлориты, гидрослюда и др. Остаточные — магнетит, хромшпинелиды, ильменит, кварц, тальк и др.

Гиббсит слагает как бобовины, так и основную массу рыхлой и каменистой разновидностей. Развита в виде аморфной или скрытокристаллической разновидности и в кристаллической форме.

Гиббситовый состав пород верхней зоны коры выветривания подтверждают результаты термических и рентгенометрических исследований. На кривых нагревания каменистой и рыхлой бокситовидных пород эндоэффекты при 280—310° типично гиббситовые. Для аморфной гиббситовой массы характерны трещины усыхания гелей. Скрытокристаллическая и аморфная разновидности гиббсита участками имеют коллоидную структуру, что доказывает коллоидальную природу минерала. Показатель преломления аморфного гиббсита равен 1,578. Полнокристаллическая разновидность гиббсита представлена хорошо развитыми таблитчатыми зернами размером до 0,2 мм с двойниковым строением и агрегатами радиально-лучистого строения. Встречаются правильные формы сферолитов и призматические зерна. Показатели преломления зернистого гиббсита Ng=1,590, Np=1,567, таблитчатых кристаллов Ng=1,589, Np=1,567 и Ng=1,596, Np=1,569. Мелко- и крупнозернистый гиббсит часто ассоциируется с кварцем и карбонатом. Для сильно карбонатизированных прослоев пород характерны коллоидно-зональные структуры гиббсита и сидерита.

Образование свободного глинозема происходило, по-видимому, как в результате непосредственного глубокого разложения минералов материнских пород при формировании верхней зоны коры выветривания, так и за счет разрушения каолинита в этой зоне в последующее время, как это было показано Ю. Б. Бассом (1960), Е. Г. Куковским (1961) и др.

Гидроокислы и окислы железа очень распространены в верхней зоне коры выветривания. Преобладают гетит и гидрогетит. Они чаще находятся в тонкодисперсной смеси с гиббситом и каолинитом. О высоком содержании окиси железа в породах свидетельствует таблица химического состава бокситовидных пород.

Каолинит и галлузит в смеси с гиббситом и гетит-гидрогетитом составляют основную массу рыхлой бокситовидной породы. Встречаются в виде тонкодисперсной примеси к ферриалюмогелю коллоидной и метаколлоидной структуры. В каменистой разновидности каолинит развит в виде гнезд и участков вермикулитоподобных и веероподобных агрегатов или тонкочешуйчатых масс. Соотношения каолинита и гиббсита свидетельствуют об их одновременном образовании; также наблюдается замещение каолинита гиббситом.

Карбонаты в зоне представлены минералами ряда изоморфных смесей MgCO₃—FeCO₃; MnCO₃—FeCO₃; MnCO₃—CaCO₃. Содержание карбонатов в породах зоны достигает 27,31%. Большое количество карбонатов и высоким содержанием железа объясняется низким качеством бокситовидных пород. Вследствие низкого содержания глинозема или низкого отношения глинозема к кремнезему они не отвечают ныне существующим требованиям к бокситам. Преобладающим минералом среди карбонатов является сидерит. Развита в виде сферолитов, гнезд, участков, тонких прожилков и прослоек мелкозернистого строения. Под микроскопом отмечается замещение сидеритом железисто-гиббситовой основной массы породы. Сидеритовый состав карбонатных включений подтверждают результаты химического, рентгенометрического и термического анализов. Специальные исследования свидетельствуют также о присутствии в верхней зоне коры выветривания мanganокальцита и кальциевого родохрозита. Формы выделения и соотношения с другими минералами позволяют значительную часть сидерита, мanganокаль-

цит и кальциевый родохрозит, а также пирит и шамозит отнести к вторичным минералам. Образование их происходило после завершения диагенетических процессов, игравших основную роль в формировании структуры и минералогии бокситовидных пород. Восстановительная обстановка для перехода окисного железа в закисную форму возникла, по-видимому, за счет углистых бучакских отложений, залегающих выше бокситовидных пород. Иловые воды, богатые органическими веществами, просачивались вниз и образовывали необходимые условия для восстановительного минералообразования в верхних зонах коры выветривания. На такие процессы указывал в своих работах Н. М. Страхов (1962) и др.

ЛИТЕРАТУРА

- Денисевич А. А. Размещение бокситовых месторождений на территории Украины и условия их образования. В кн.: Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах, Госгеолтехиздат, 1960.
- Литвиненко А. У., Додатко А. Д., Хорошева Д. П. О некоторых особенностях коры выветривания ультраосновных пород Среднего Приднепровья. Докл. АН СССР, т. 147, № 6, 1962.
- Басс Ю. Б. Новые данные о геологическом строении и условиях образования месторождений бокситов юга УССР. В кн.: Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах, Госгеолтехиздат, 1960.
- Кувковский Е. Г. Особенности минералообразования в коре выветривания основных и ультраосновных пород Украинского кристаллического массива. Докл. АН СССР, т. 139, № 1, 1961.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, Изд-во АН СССР, тт. 1—3, 1962.

Днепропетровская экспедиция
Украинского научно-исследовательского
геологоразведочного института

Дата поступления
17.VI.1963

УДК 550.42 : 551.761 (477.9)

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ВО ФЛИШЕВОЙ ТАВРИЧЕСКОЙ ФОРМАЦИИ КРЫМА

Н. В. ЛОГВИНЕНКО, В. Г. КОСМАЧЕВ

Таврическая флишевая формация является существенно терригенной, лишенной карбонатных элементов ритмов (Логвиненко, 1961). В связи с этим только три типа пород — песчаники, алевролиты и аргиллиты — слагают ритмы таврического флиша. Важной чертой описываемых отложений является свойственная флишу ритмичность. Мощность ритмов невелика, обычно меньше метра, так что формация представлена тонким и закономерным чередованием указанных пород при обычном преобладании аргиллитов. Нами изучалось содержание ряда химических элементов в песчаниках, алевролитах и аргиллитах таврического флиша. Эти породы, как правило, лишены фаунистических остатков. Песчано-алевритовые и глинистые отложения, содержащие отпечатки монотисов и галобий, по ряду признаков отличаются от фаунистически не охарактеризованных и кратко рассматриваются после них.

Основной задачей проведенного исследования являлось установление лишь некоторых закономерностей распределения элементов во флише, что позволило несколько ограничить набор самих элементов. Химическим анализом определялось содержание Fe, Mn и других макроэлементов, спектральным — Co, Sr, Ba, V, Cr, Ti. При проведении количественного спектрального анализа на каждой пластинке фиксировались серии эталонов, по которым после фотометрирования строились графики для определения содержаний соответствующих элементов. Сжигались по три пробы каждого образца. При расшифровке спектрограмм использовались следующие линии (длины линий в Å): Co — 3431,6; Sr — 4607,3; Ba — 4934,1; V — 3185,4; Cr — 2843,3; Ti — 3377,6. Количественному анализу было подвергнуто около 200 проб, кроме того, качественным спектральным анализом изучено более 250 образцов.

Перечисленные элементы в таврическом флише четко подразделяются на две группы (Логвиненко и Космачев, 1960). Первую образуют элементы, которые не принимали участия в процессах диагенетической миграции вещества в осадках: Ba, Cr, Ti, V. Их распределение в породах определяется в основном факторами, действовавшими в течение выветривания исходных отложений на водосборных площадях, переноса и образования осадков (Страхов и др., 1959) в таврическом бассейне. Вторая группа объединяет элементы, участвовавшие в перераспределении вещества в осадках в ходе

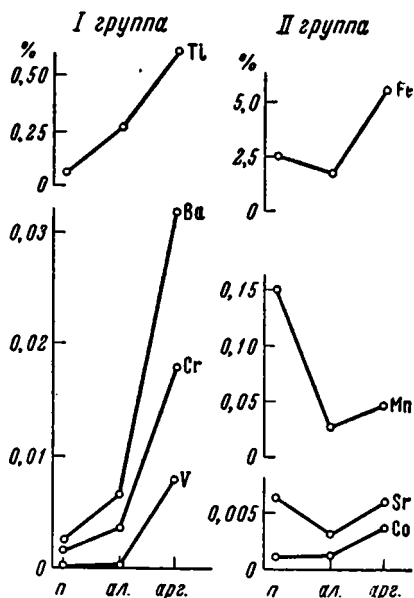
диагенеза (Fe, Mn, Co, Sr). Поэтому здесь при выяснении окончательного распределения элементов необходимо учитывать интенсивность и направленность процессов миграции.

Цифры содержания элементов первой группы в таврических породах весьма близки к кларковым значениям. Достаточно четко проявляется увеличение содержаний этих элементов в ряду песчаники — алевролиты — аргиллиты (фигура). Т. е. Ba, Sr, Ti, V образуют закономерный тип распределения с возрастанием содержаний в пелитовых породах.

Несколько подробнее остановимся на элементах второй группы. Таврическая формация обогащена железом. Его содержание в аргиллитах по 21 образцу составляет 5,6%, что выше кларка для глинистых пород. В зернистых породах из 34 образцов ни в одном не было железа меньше 1,5%. Содержания марганца в глинистых породах в общем находятся на кларковом уровне, в песчаных же отложениях наблюдается резкое (и в сравнении с кларками и по отношению к алевролитам и аргиллитам таврической формации) обогащение марганцем. Кобальт находится в породах в несколько превышающих кларковый уровень количествах. Это, в частности, подтверждается одинаковым содержанием кобальта в песчаниках и алевролитах (песчаники обогащены Co по сравнению с кларками в большей мере, чем алевролиты и аргиллиты). Стронций заметно концентрируется в песчаниках, значительно превышая в них кларковый уровень, в то время как глинистые породы сравнительно с кларками достаточно резко обеднены этим элементом. Общей чертой распределения Fe, Mn, Co и Sr в ряду песчаники — алевролиты — аргиллиты является возрастание содержаний этих элементов от алевролитов к аргиллитам, с одной стороны, и к песчаникам, с другой (для кобальта устанавливаются равные содержания в алевролитах и песчаниках).

Упорядоченное распределение (Страхов и др., 1959) не мигрировавших в осадках элементов и явные реликты упорядоченности (возрастание содержаний от алевролитов к аргиллитам) элементов, участвовавших в диагенетическом перераспределении вещества, на наш взгляд свидетельствуют о том, что в осадках флишевого таврического бассейна и те и другие элементы первоначально имели упорядоченный тип распределения. Т. е. в образовавшихся, но не прошедших стадии диагенеза осадках максимальные содержания указанных элементов были приурочены к глинистым илам, промежуточные — к алевролитовым и минимальные — к песчаным осадкам (исключение составляет кальций, о чем будет сказано ниже). В процессе диагенеза в результате межслоевой миграции (Логвиненко, 1962₁), которая широко протекала благодаря ритмичности отложений, песчаные осадки испытывали подток иловых растворов, обогащенных Fe, Mn, Co, Sr (а также Ca, Mg и некоторыми другими элементами) — элементами, которые участвовали в диагенетических процессах минералообразования (Логвиненко, Космачев, 1960). Обогащение ими песчаных отложений согласуется с направленностью межслоевой миграции во флише от глинистых илов к зернистым осадкам.

Большой интерес представляет история кальция в терригенном флише. Уже сам тот факт, что терригенный флиш лишен известняков — карбонатных элементов ритмов, свидетельствует об общей обедненности терригенного флиша этим элементом. В действительности и зернистые, и глинистые отложения содержат кальций в количествах ниже кларковых. Особенно обеднены кальцием глинистые породы (1,34—1,40 при кларках 2,3—2,5%). В зернистых породах это расхождение значительно меньше, здесь почти кларковый уровень (3,58 при кларке 3,9—4,0%). Такое распределение кальция объясняется тем, что, во-первых, роль седиментогенного кальция была выше при образовании песчаных осадков (в некоторых случаях базальный карбонатный цемент песчаников). Во-вторых, кальций относится к мигрировавшим в осадке элементам, причем он наиболее длительное время находится в составе иловых растворов (Логвиненко и др., 1963; Логвиненко и др., 1962₁, 2). Следовательно, в терригенном флише происходило заметное перераспределение кальция в диагенезе, что приводило к дальнейшему увеличению его содержания в зернистых отложениях за счет глинистых осадков.



Распределение элементов в песчаниках (п), алевролитах (ал) и аргиллитах (арг) таврического флиша

Как уже отмечалось, основными типами пород для таврического флиша являются песчаники (осадки сублиторали и мелкого шельфа), алевролиты (отложения открытого моря от мелководной до глубоководной области шельфа) и аргиллиты (глинистые или более глубоководной области шельфа и континентального склона — обособленных впадин), лишенные фауны (Логвиненко и др., 1962₃). Меньшую роль в разрезе играют отложения, содержащие остатки морских организмов — галобий и монотисов. Они встречены в верхней части формации, которая составляет 300—400 м при общей мощности таврического флиша 4500—5000 м. Несмотря на небольшое распространение, эти отложения представляют большой интерес в связи с тем, что они оказываются максимально обогащенными по сравнению с другими отложениями Sr — 0,013, Ba — 0,041, Co — 0,004—0,005, Cr — 0,017—0,018%, в повышенном количестве содержат Mn — 0,08, Ni — 0,008, Ti — 0,44%. Этот факт, интересный сам по себе в силу того, что еще раз подтверждает взаимосвязь жизнедеятельности организмов с обогащением осадка некоторыми элементами, имеет для терригенного флиша исключительно важное значение. Он отражает то обстоятельство, что специфические неблагоприятные для жизни организмов условия флишевого бассейна в течение почти всего времени его существования приводят к общей обедненности формации рядом элементов (особенно биогенных).

В заключение нужно заметить, что флишевые отложения, вероятно, обладают тенденцией к неупорядоченному распределению элементов уже на стадии седиментогенеза, что вытекает из таких факторов их образования, как высокая скорость седиментации, небольшие пути переноса терригенного материала, не всегда удовлетворительная его сортированность и т. д. При этом таврическая формация является скорее исключением в том смысле, что несмотря на эти особенности флиша интенсивность химического выветривания очевидно была столь высокой, что на стадии седиментогенеза образовалось упорядоченное распределение элементов. Но даже в этом случае в диагенезе стройность распределения элементов нарушается. Поэтому можно полагать, что неупорядоченный тип распределения элементов в ряду песчаники — алевролиты — аргиллиты является одним из геохимических формационных признаков терригенного флиша.

ЛИТЕРАТУРА

- Логвиненко Н. В., Космачев В. Г. О перераспределении некоторых малых элементов при диагенезе отложений таврической серии Крыма. Докл. АН СССР, т. 135, № 2, 1960.
- Логвиненко Н. В. и др. Литология и генезис таврической формации Крыма. Изд-во Харьк. ун-та, 1961.
- Логвиненко Н. В. и др. О стадийности минералообразования в отложениях таврической свиты Крыма. Докл. АН СССР, т. 142, № 4, 1962₁.
- Логвиненко Н. В. и др. К вопросу о генезисе флишевых отложений таврической формации Крыма. Докл. АН СССР, т. 145, № 4, 1962₂.
- Логвиненко Н. В. и др. Фацции терригенного флиша таврической формации Крыма. Докл. АН УССР, № 10, 1962₃.
- Логвиненко Н. В. и др. К вопросу о генезисе карбонатов в терригенных флишевых толщах. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 4, 1963.
- Страхов Н. М. и др. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 23, 1959.

Харьковский государственный
университет

Дата поступления
9.VII.1963

ХРОНИКА

СОВЕЩАНИЕ ПО ЛИТОЛОГИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ

С 11 по 19 июня 1963 г. в Институте геологии Карельского филиала АН СССР (г. Петрозаводск) состоялось первое рабочее совещание по литологии докембрийских метаморфических толщ.

Оно было организовано по рекомендации IV Всесоюзного литологического совещания, состоявшегося в 1962 г. в г. Новосибирске.

В совещании приняли участие 200 человек, представители 47 организаций из 19 городов Советского Союза (Москвы, Ленинграда, Свердловска, Красноярска, Новосибирска, Иркутска, Уфы, Минска, Алма-Аты, Апатитов и др.).

Оргкомитет совещания возглавлял чл.-корр. АН СССР А. В. Сидоренко. Программа совещания, утвержденная Государственным геологическим комитетом СССР и Комиссией по осадочным породам ОГГН АН СССР, включала два раздела:

1. литология и палеогеография докембрийских осадочных и осадочно-вулканогенных толщ, методы их изучения, значение литологических исследований для расшифровки геологического строения докембрия;

2. месторождения полезных ископаемых осадочно-метаморфического происхождения и значение литологических исследований для их поисков и прогнозирования.

По первому разделу было заслушано 15 докладов.

В докладе А. В. Сидоренко «Основные проблемы изучения осадочной геологии докембрия» было отмечено большое научно-теоретическое и практическое значение изучения осадочной геологии докембрия. Это определяется прежде всего тем, что докембрийские метаморфические образования составляют 17% территории континентов. Геологическая длительность докембрия во много раз превосходит длительность всех поздних периодов. В докембрийских образованиях сосредоточены крупнейшие месторождения полезных ископаемых, многие из которых парагенетически связаны с осадочными и осадочно-вулканогенными отложениями. Охарактеризовав состояние изученности древних осадочных толщ, докладчик подробно разобрал задачи и методы изучения докембрийских метаморфических осадочных пород, показав возможность воссоздания палеогеографической обстановки для столь отдаленных периодов и выявления закономерностей размещения осадочных и иных полезных ископаемых в докембрийских толщах. Была показана плодотворность применения литолого-фациальных методов изучения метаморфизованных толщ докембрия. В частности, изучение первичных текстур слоев, знаков на поверхностях наслоения, ритмичного строения разрезов, парагенезов пород дает возможность не только выяснить условия и обстановку накопления осадков, но и решить ряд тектонических и геолого-стратиграфических задач.

В докладе К. О. Кратца, В. И. Робонен, В. А. Соколова, В. М. Чернова «Значение литологических методов исследования в расшифровке геологии докембрия Карелии», основанном на опыте работы Карельского филиала за последние 10 лет, была показана возможность и необходимость применения разных литологических методов исследования для познания геологии докембрия.

Л. И. Салом в докладе «Главнейшие черты эволюции докембрийской седиментации и проблемы геохронологии» особо подчеркнул специфичность условий докембрийского седиментогенеза и проиллюстрировал это положение разбором состава и первичных особенностей разнообразных типов пород.

Большое место в работе совещания было отведено вопросам методики изучения докембрийских осадочных пород и толщ в разных регионах Советского Союза. На эту тему были сделаны следующие доклады: В. З. Негруца, Г. Ф. Негруца и П. П. Безденежных «К методике фациального изучения протерозойских осадочных толщ на примере Карелии и Кольского п-ова», О. И. Лунева «Опыт изучения конгломератов метаморфических толщ Кольского п-ова», В. К. Головенка «Лито-

логия и палеогеография глинистых и обломочных толщ среднего протерозоя Байкальской горной области», А. А. Илларионова «К вопросу геохимического изучения докембрийских осадочно-метаморфических толщ и геохимическая особенность Михайловского железорудного месторождения КМА», А. А. Савельева «Опыт палеогеографической реконструкции на основе изучения глубокометаморфизованных отложений дербинской свиты нижнего протерозоя Восточного Саяна», М. А. Гилярова «Опыт изучения древних пирокластов и эффузивов», Л. П. Галдобина и Е. М. Михайлюк «Литология нотийских образований Онежской синеклизы», Н. И. Пинаева «Новые данные о геолого-литологическом строении осадочно-вулканогенных комплексов в районе Парандово — Надвоицы». Этому же вопросу был посвящен доклад «Некоторые вопросы стратиграфии и литологии кристаллических массивов центральной части Южных Карпат» М. Дессилья-Кодарца (Румыния).

Все доклады, основанные на обширном и разнообразном материале исследований, проводившихся в различных областях Советского Союза, продемонстрировали возможность и плодотворность фашиально-литологического подхода при изучении метаморфизованных осадочных толщ и супракрустальных образований докембрийского возраста. Даже в глубоко преобразованных толщах нередко обнаруживаются следы первичных текстур и других особенностей, позволяющих восстановить ряд характерных черт условий их накопления.

В заслушанных докладах приводились примеры разнообразных методик и приемов, используемых в настоящее время для расшифровки первичных свойств и состава древнейших осадочных пород и палеогеографических реконструкций различных подразделений докембрия.

Как выяснилось, детальное литологическое и литолого-фашиальное изучение глубоко измененных древних докембрийских толщ позволяет в ряде случаев выявить в строении разрезов следы поздней преобразованных кор выветривания, наличие закономерных циклов в осадконакоплении и ряда других признаков, позволяющих установить в разрезах региональные перерывы. Тем самым возникает возможность более дробного подразделения докембрийских разрезов на мелкие литолого-стратиграфические единицы, которые позволяют увязать отдельные удаленные разрезы, значительно полнее и глубже вскрыть геологическую историю этих весьма отдаленных от нас эпох. Наряду с тектоно-магматическими методами стратиграфического расчленения докембрия все большую роль приобретают литолого-стратиграфические.

Вопросам постседиментационных преобразований осадочных толщ верхнего протерозоя был посвящен доклад А. В. Копелиовича и И. М. Симановича. В эволюции этих пород выделяется ряд этапов, причем каждый характеризуется определенными типами структурообразования и минеральных парагенезисов. Ранние этапы преобразования связаны с эпигенетическими процессами, обусловленными давлением нагрузки вышерасположенных толщ и температурой, последующие этапы связаны с тектоническими напряжениями и проявляются как динамометаморфизм. Реконструкция исходного минерального состава пород и других литологических признаков невозможна без учета постседиментационного преобразования пород.

Большое значение для реставрации процессов докембрийского осадкообразования имеет изучение органики и проблематики в древних осадочных толщах. Это положение убедительно доказывалось докладами Р. В. Бутина «Строматолиты протерозоя Карелии и их значение для геолого-литологических исследований», И. Н. Крылова «Строматолиты докембрийских отложений, их классификация и значение для стратиграфии» и А. Г. Володина «Палеонтологический метод изучения докембрия».

По второму разделу совещание заслушало четыре доклада: Д. П. Сердюченко «Железородные и сопутствующие им борные и редкоземельные осадочно-метаморфические месторождения древних щитов», В. С. Смирновой «Состав вмещающих пород и их влияние на процессы рудообразования гранитных пегматитов беломорской серии архея Карело-Кольского региона», В. М. Чайки «Метаморфизованные редкометалльные россыпи и „цирконовый метод“ изучения метаморфических пород и гранитов», А. Е. Мирошников и Э. И. Мусатовой «Рутилиты — рутиловые сланцы докембрия и проблема рутила в метаморфических сериях».

Все эти доклады показали необходимость всестороннего литологического изучения древних осадочных и осадочно-вулканогенных отложений, с которыми парагенетически связаны разные типы полезных ископаемых или выявляется влияние литологического рудоконтроля на их формирование.

В обсуждении докладов приняло участие 28 человек. Не менее оживленный обмен мнениями происходил в кулуарах совещания, во время 5-дневных геологических экскурсий по Карелии, в зале, где демонстрировался графический материал к докладам, а также атлас первичных структурно-текстурных особенностей докембрийских осадочных пород и коллекция горных пород.

Совещание отметило, что метаморфизованные докембрийские осадочные и осадочно-вулканогенные образования должны быть объектом всестороннего изучения, которое должно рассматриваться как одно из самостоятельных научных направлений в геологии, находящееся на стыке двух наук — литологии и учения о метаморфизме.

Совещание постановило просить ОГГН АН СССР и Госгеолком СССР о создании постоянно действующей комиссии по литологии докембрийских метаморфических толщ, об издании регулярных тематических сборников и о расширении тематики научно-исследовательских работ по изучению вопросов литологии и метаморфизма осадочных и осадочно-вулканогенных толщ докембрия.

Совещание отметило также необходимость разработки единой терминологии и номенклатуры осадочно-метаморфических пород, углубления методики исследования метаморфизованных и осадочно-вулканогенных пород с применением геохимических, физико-математических и других точных методов.

Было указано на необходимость преподавания в вузах спецкурсов по литологии метаморфических образований и по методам исследования метаморфических толщ.

Совещание по литологии докембрийских метаморфических толщ привлекло большое внимание геологов. Проведение таких совещаний для обмена опытом работы будет способствовать развитию наших знаний о древнейших этапах жизни Земли.

В. А. Соколов

ИТОГИ VI ВСЕСОЮЗНОГО ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОВЕЩАНИЯ

С 23 сентября по 1 октября 1963 г. в Тбилиси проходило VI Всесоюзное литологическое совещание. В работе его приняли участие около 500 человек — представителей 60 геологических организаций разных ведомств из 32 городов СССР.

Совещание было организовано Комиссией по осадочным породам при Отделении наук о Земле АН СССР, Госгеолкомом СССР и Геологическим институтом АН Грузинской ССР. Непосредственную подготовку Совещания и экскурсий проводил Оргкомитет, в котором были представители геологических организаций Грузинской, Азербайджанской и Армянской ССР. Участников Совещания приветствовали: от правительства Грузинской ССР и Грузинской академии наук акад. Г. С. Дзоценидзе, от Госгеолкома СССР министр СССР, чл.-корр. АН СССР А. В. Сидоренко, от Президиума АН СССР и Отделения наук о Земле чл.-корр. АН СССР И. И. Горский.

Тематикой совещания являлись вопросы образования вулканогенно-осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых. Исследования в этой области литологии начаты сравнительно недавно, однако полученные результаты с несомненностью говорят о большой роли вулканизма в образовании важных полезных ископаемых. В ряде случаев представляется необходимым пересматривать устоявшиеся представления генезиса месторождений марганцевых, фосфоритовых, бокситовых и других руд.

В первом разделе совещания по общим вопросам образования вулканогенно-осадочных пород было заслушано 11 докладов.

В докладах академиков Н. М. Страхова и Г. С. Дзоценидзе освещались основные черты эффузивно-осадочного типа литогенеза и были намечены пути дальнейших исследований в этой области.

Н. М. Страхов подчеркнул, что формы проявления подводного и наземного вулканизма принципиально различны, и задача состоит в выявлении деталей, отличающих подводные и наземные извержения. Разбирая специфические особенности достоверно вулканогенных рудных накоплений, автор отрицательно высказывается о гипотезе образования отдаленных вулканогенно-осадочных накоплений.

Г. С. Дзоценидзе, говоря о большой роли вулканизма в образовании ряда полезных ископаемых на примере отложений Закавказья, связывает с вулканической деятельностью образование различных кремнистых пород, бентонитов, фосфоритов. По-новому подходит Г. С. Дзоценидзе и к трактовке генезиса крупнейшего Чнатурского месторождения марганца, объясняя его образование последними фазами палеогенового вулканизма Аджаро-Триалетской геосинклинали.

Методическим вопросам изучения вулканизма осадочных пород и руд был посвящен доклад И. В. Хворовой, выделившей различные типы вулканогенно-осадочных формаций.

Сравнительное изучение вулканогенно-осадочных формаций должно помочь раскрыть особенности влияния вулканизма на седиментацию.

Условия накопления вулканогенно-терригенного материала в областях современного вулканизма и состав молодых континентальных вулканических толщ были освещены в докладах Е. Ф. Малеева и И. И. Гущенко. Отмечая большую роль сорбционных процессов, влияющих на состав леплов, И. И. Гущенко на очень интересном материале убедительно показал условия выноса элементов группы железа.

М. В. Муратов и А. С. Новикова доложили об опыте составления палеогеографических карт и карт распространения эффузивно-осадочных отложений.

Сообщение К. К. Зеленова об исследованиях подводного вулкана в Индонезии сопровождалось показом документального фильма, заснятого во время работы совет-

ско-индонезийской экспедиции. Участники совещания с большим вниманием следили за «дыханием» вулкана Бану Вуху, поставляющего в океан различные химические элементы.

В докладе Г. А. Мачабели дан анализ различных месторождений бентонитовых глин СССР и показана их несомненная связь с вулканизмом. Среди многообразия бентонитовых глин автором выделяются четыре генетических типа и дается их подробная характеристика.

А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов показали возможности корреляции фаций региональной эпигенеза в терригенных и вулканогенно-осадочных породах.

Г. А. Твалчрелидзе в докладе, посвященном эндогенному орудуению, связанному с эффузивным вулканизмом, на большом материале эвгеосинклинальных областей Тетиса предложил предварительную классификацию месторождений, имеющих связь с вулканизмом.

На примере Южного Урала В. Т. Фролов и Т. И. Фролова показали закономерности в изменении соотношения вулканического и осадочного вещества в процессе развития эвгеосинклинали. Постепенно с эволюцией вулканизма господствующая вначале лавовая и несколько позже химически растворенная форма вулканогенного материала замещается туфовой, одновременно с этим возрастает роль осадочных пород, причем кремнистые породы сменяются обломочными — глинистыми и карбонатными.

Вторая часть совещания была посвящена эффузивно-осадочным формациям и полезным ископаемым Кавказа и Закавказья.

Геологи Грузии, Армении и Азербайджана внесли свой большой вклад в изучение вулканогенно-осадочных пород и приуроченных к ним полезных ископаемых.

Акад. П. Д. Гамкрелидзе показал тесную связь характера вулканогенно-осадочных отложений с различными этапами развития Аджаро-Триалетской геосинклинали. Автор считает, что подводные вулканические извержения и накопления вулканогенно-осадочных образований приурочены к интенсивным нисходящим движениям геосинклинали, но иногда продолжают и в период восходящих и складчатых движений.

Для района Малого Кавказа роль вулканизма в формировании мезозойских туфогенно-осадочных толщ была освещена в докладах Р. Н. Абдуллаева и Ш. А. Азизбекова.

А. Д. Султанов совместно с А. Г. Алиевым, В. П. Акаевой и Р. Н. Абдуллаевым сделал доклад о мезозойских вулканогенно-осадочных образованиях Малого Кавказа и их влиянии на формирование третичных отложений Куринской депрессии.

Литонологи вплотную подошли к детальному изучению петрографических и литологических особенностей осадочных пород, формирующихся под непосредственным влиянием вулканической деятельности. Сделаны попытки провести геохимическое изучение различных вулканогенно-осадочных образований. Результаты этих исследований отражены в групповых докладах геологов Института геологических наук АН Армянской ССР.

Доклад С. Г. Саркисяна, В. П. Асратяна и И. Г. Гаспаряна был посвящен особенностям образования палеогеновых вулканогенно-осадочных отложений Еревано-Ордубадского синклиория. Наряду с другими важными положениями было показано влияние вулканизма на физико-химическую и геохимическую обстановку палеогенового моря.

Доклад на тему «Особенности терригенного минералонакопления в вулканогенно-осадочных отложениях Армянской ССР» был подготовлен большой группой геологов и доложен М. А. Мовсесяном. В результате детальных минералогических исследований выявлены парагенетические ассоциации вулканогенно-осадочных и осадочных пород различных фациальных зон морских бассейнов третичного и верхнемелового времени.

Особенности распределения и корреляционное значение некоторых химических элементов в вулканогенно-осадочных отложениях верхнего мела бассейна р. Агстев показаны в докладе М. А. Сатяна.

Эффузивно-осадочным формациям палеогена Севано-Ширакского синклиория был посвящен доклад О. А. Саркисяна.

На примере Крымско-Кавказско-Прикаспийской провинции В. В. Мокринский показал роль вулканогенного компонента в разрезах нижнемезозойских угленосных отложений. В докладе подчеркивалась приуроченность ряда периодов угленакопления к активизации вулканической деятельности.

А. Г. Кобилев совместно с А. А. Ныrkовым и Е. И. Каданер выступил с докладом на тему «Туфогенные горизонты в нижнеюрских отложениях Восточного Кавказа и их корреляционное значение».

Широкий круг вопросов, поднятых в докладах, вызвал, естественно, оживленные прения, в которых участвовало около 40 человек.

В краткой заметке перечислить все выступления не представляется возможным, но общим для всей дискуссии было стремление показать на фактическом материале

роль вулканической деятельности в формировании осадочных пород, выяснить закономерности, присущие эффузивно-осадочному типу литогенеза, и тем самым подойти к наиболее важному вопросу — генезису ряда рудных месторождений.

Оживленно обсуждался вопрос о генетической связи некоторых месторождений фосфоритов с вулканизмом, о природе бентонитов, подчеркивалась необходимость изучения изменения углей и рассеянного органического вещества, входящего в состав вулканогенно-осадочных толщ, и другие вопросы.

После окончания совещания были организованы две геологические экскурсии по маршрутам: Тбилиси — Боржоми — Кутаиси — Батуми и Тбилиси — Кировакан — Дилижан — Ереван.

Обе экскурсии позволили участникам совещания ознакомиться с толщами вулканогенно-осадочных пород, входящих в состав различных формаций.

Следует отметить хорошую организацию экскурсии по Грузии. Руководители экскурсии академики Г. С. Дзоценидзе и П. Д. Гамкрелидзе останавливали внимание геологов на целом ряде очень интересных разрезов вулканогенно-осадочных толщ. Были осмотрены выходы авгит-лабрадоровых порфиритов и туфов среднего эоцена, нижне- и среднеюрские вулканиты и туфы с прослоями гематитовых песчанников, причем в разрезе можно было проследить смену континентальных отложений морскими, фосфатизированные трахибазальты и туфы свиты Мтавари и др. Участники экскурсии посетили в с. Гумбра месторождение гумбриновых глин, образовавшихся за счет разложения вулканического пепла.

Непосредственно около обнажений обсуждались важные вопросы, связанные с изучением вулканогенно-осадочных толщ (альбитизация пород, образование опилитов, фосфатизация вулканических толщ и т. п.).

В решении VI Всесоюзного совещания, единогласно принятом всеми участниками, намечены основные направления в изучении вулканогенно-осадочных пород и рудопроявлений.

1. Изучение процессов выноса и концентрации веществ в зонах современного вулканизма, особенно подводного.

2. Выявление и изучение разнообразных вулканогенно-осадочных формаций и связанных с ними полезных ископаемых. Необходимо применение детальных методов фациальных исследований петрографического и геохимического изучения вещественного состава осадочных пород, развитых среди вулканических, с использованием всех новейших лабораторных методов.

3. Выяснение роли вулканического материала в современных осадках, для чего особенно важно при океанологических исследованиях детально изучать минералогический состав осадков, характер и степень изменения различных компонентов.

Совещание отметило необходимость изучать не только молодые и малоизмененные отложения, но и метаморфизованные древние вулканогенно-осадочные формации и обратить внимание на изучение эпигенеза глин вулканического происхождения.

Для обсуждения вопросов литологии метаморфизованных пород признано необходимым созвать отдельное рабочее совещание. Отмечена также необходимость выработки рациональной номенклатуры вулканогенно-осадочных пород. Отмечена необходимость в Комиссии по осадочным породам при ОНЗ АН СССР координации работ литологов, вулканологов и океанологов по проблеме «вулканогенно-осадочный тип литогенеза».

Совещание признало целесообразным на следующем VII Всесоюзном литологическом совещании в 1965 г. обсудить вопросы по геохимии осадочных пород и рудообразования.

Н. Г. Бродская

БИБЛИОГРАФИЯ
ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ СТАТЕЙ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЗАРУБЕЖНЫХ
ЖУРНАЛАХ, ПОСТУПИВШИХ В БИБЛИОТЕКУ ОТДЕЛЕНИЯ
НАУК О ЗЕМЛЕ АН СССР в июне — ноябре 1963 г.

- Allen J. R. L., Hemingway J. E. Структура волноприбойных знаков. *Nature*, v. 198, June 1, 1963.
- Agron S. L. Ориентированное волновое выветривание в песчанике. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 2, 1963.
- Agterberg F. P. a. Briggs G. Статистический анализ волноприбойных знаков в атоканских и дисмонэшских породах в бассейне Аркома на востоке центральной Оклахомы. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 2, 1963.
- Banerjee J. Направления осадочной дифференциации песчаников Баракара каменноугольного бассейна Южного Каранпура, Индия. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 2, 1963.
- Berner R. A. Электродное изучение гидrogenного сульфида в морских осадках. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 27, N 6, 1963.
- Boyd D. W. a. Oge H. Th. Структурные конуса в пермотриасовых красноцветных отложениях Вайоминга и смежных областей. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 2, 1963.
- Braitsch O. u. Herrmann A. G. К геохимии брома в соленосных осадках. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 27, N 4, 1963.
- Briggs G. Изучение палеотечения в толще песчаника Бразос Ривер формации Гарнер, Пало-Пинто, Техас. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 1, 1963.
- Brown S. E. a. Thayer T. P. Малосортированные минеральные фации пород верхнего триаса и нижней юры гор Эйдрич, Орегон. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 2, 1963.
- Bull W. B. Осадки аллювиального конуса выноса в западном Фресно, Калифорния. *J. Geol.*, v. 71, N 2, 1963.
- Cronoble W. R. a. Mankin Ch. I. Генетический показатель изменения известняков формаций Кофивайл и Хугшоутер Миссурийской системы на северо-востоке Оклахомы. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 1, 1963.
- Christopher J. E. Литологическая и геохимическая точки зрения на верхнедевонскую формацию Торкей, Саскачевана. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 1, 1963.
- Cullen D. J. Тектонический контроль полосчатой железорудной формации. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 2, 1963.
- Curtis R., Evans G., Kinsman D. J. J. a. Shearman D. J. Ассоциация доломита и ангидрита в современных осадках Персидского залива. *Nature*, v. 197, Febr. 16, 1963.
- Diebold F. E., Lemish J. a. Hiltrop C. L. Определение кальцита, доломита, кварца и глины, содержащихся в карбонатных породах. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 1, 1963.
- Ehlmann A. J., Hulings N. C. a. Glover E. D. Стадии формирования глауконита в современных фораминиферовых осадках. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 1, 1963.
- Engel A. E. J. Геологическое развитие Северной Америки. *Science*, v. 140, April 12, 1963.
- Emery K. O. a. Niina H. Осадки залива Тайланда и прилегающего континентального шельфа. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 74, N 5, 1963.
- Fisher R. V. Пузырчатая текстура и ее значение. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 1, 1963.
- Geis H. P. Месторождение бурого угля Валваш, Турция. *Neues Jahrb. Geol. u. Palaeontol.*, Hff. 7, 1963.
- Glezen W. H. a. Ludwick J. C. Автоматический классификатор для определения форм зерна. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 1, 1963.
- Gillot J. E. Петрология доломитовых известняков Кингстона, Онтарио, Канада. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 74, N 6, 1963.
- Gillson J. L. Медный пояс Северной Родезии: классический пример сингенетических отложений. *Econ. Geol.*, v. 58, N 3, 1963.

- Griffin G. M. Нахождение талька в глинистых фракциях из прибрежных песков Мексиканского залива. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 1, 1963.
- Hering O. H. a. Limerle W. Простой метод выделения циркона, монацита и ксенотима. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 2, 1963.
- Hughes R. J. Геологическое изучение некоторых ортокварцитовых валунов нижнего эоцена юго-западной части страны — Миссисипи. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 1, 1963.
- Hallam A. a. Walton E. K. Циклическое осадкообразование. *Nature*, v. 198, Apr. 13, 1963.
- Hartmann M. Некоторые геохимические исследования пермских и триасовых песчанников. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 27, N 5, 1963.
- Hörmann P. K. К геохимии германия. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 27, N 8, 1963.
- Haves M. O. Петрология подгруппы Кребс Пенсильванской системы Западного Миссисипи. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, N 8, 1963.
- Igelman K. R. a. Hamilton E. L. Средние плотности минеральных зерен из образцов скважины Мохол (Гваделупский участок). *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 2, 1963.
- Jux U. Седиментологические и биостратиграфические наблюдения в верхнем плитчатом известняке г. Гладбах (девон Рейнских сланцевых гор). *Neues Jahrb. Geol. und Paleontol.*, Hft. 6, 1963.
- Kape H. E. Минералогия некоторых образцов размера песчинки из оз. Сейбин и его окрестностей. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 2, 1963.
- Keller W. D., Balgord W. D. a. Reesman A. L. Растворенные продукты искусственно распыленных кремнистых минералов и пород. Ч. I. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 1, 1963.
- Keller W. D. a. Reesman A. L. Растворенные продукты искусственно распыленных кремнистых минералов и пород. Ч. II. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 2, 1963.
- Klein V. G. Штриховка на поверхности валунов формации Куако нижнего триаса, Нью-Брунсуик, Канада. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 1, 1963.
- Klein V. G. Анализ и обзор классификаций песчаника в североамериканской геологической литературе 1940—1960 гг. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 74, N 5, 1963.
- Kofoed J. W. a. Gorsline D. S. Условия седиментации в Аппалачской бухте и ее окрестностях, Флорида. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 1, 1963.
- Krishna Rao J. S. R. Микроскопическое исследование марганцевых руд округов Срикакулам и Визакхапатнам, Андра Прадеш, Индия. *Econ. Geol.*, v. 58, N 3, 1963.
- Lane D. W. Косая слоистость осадка р. Сен-Бернард, Техас. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 2, 1963.
- Lieberoth I. Седиментация лёсса и почвообразование в течение плейстоцена в Саксонии. *Geologie*, N 2, 1963.
- Lizkowski J. Литология и осадконакопление роракских отложений окрестностей с. Балтув (к северо-востоку от г. Островец Свентокшиска). *Przegl. geol.*, rok XI, N 2, 1963.
- Lodemann W. Значение доломита для сравнительной стратиграфии верхнего триаса. *Geologie*, N 1, 1963.
- Lombard A. Листоватость — структура осадков флишевого типа. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 2, 1963.
- Lovering T. S. Эпигенетические, диплогенетические, сингенетические и литогенетические отложения (генезис отложений). *Econ. Geol.*, v. 58, N 3, 1963.
- McCrone A. W. Быстрое приготовление пленочных отпечатков для осадочной петрографии. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 1, 1963.
- McKenzie K. G. Использование колориметра для измерения величины алевритовых частиц — скоростной фотометод определения по погасанию. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 1, 1963.
- Mirsky A. a. Treves S. B. Тяжелые минералы домориссонских юрских пород, свэда Лусеро, северо-западнее Нью-Мехико. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 2, 1963.
- Moss A. J. Физическая природа обычных песчаных и галечниковых осадков. *Amer. J. Sci.*, v. 261, N 4, 1963.
- O'Brien R. T. Классификация туфов. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 1, 1963.
- Ollier C. D. Инсоляционное выветривание: примеры из Центральной Австралии. *Amer. J. Sci.*, v. 261, N 4, 1963.
- Osmond J. C. Волноприбойные знаки на конгломератах известняковых галек ордовика хребта Стансбери, Юта. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 1, 1963.
- Pilkey O. H. Тяжелые минералы Южно-Атлантического континентального шельфа и склона. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 74, N 5, 1963.
- Price W. A. Строение течений и протокообразование в приливных заливах. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 2, 1963.
- Purdy E. G. Современные карбонатно-кальциевые фации Большой Багамской отмели. *J. Geol.*, v. 71, N 3, 1963.
- Reid J. R. Геология донных осадков из оз. Барт, Мичиган. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 2, 1963.

- Rittenberg S. C., Emery K. O., Halsemann J., Degens E. T., Fay R. C., Reuter J. H., Grady I. R., Richardson S. H. a. Bray E. E. Биогеохимия осадков в опытной скважине Мохол. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 1, 1963.
- Roy M. M. Изучение угольных мацералов. *Econ. Geol.*, v. 58, N 3, 1963.
- Sarin D. D. Петрография и происхождение песчаников Пегуан, представленных на Чаук, Бирма. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 2, 1963.
- Schlee J. S. Песчаные трубки района лагуны Нью-Мехико. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 1, 1963.
- Scholl D. W. Осадкообразование в современных прибрежных болотах юго-западной Флориды. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, N 8, 1963.
- Schmalz R. F. a. Chave K. E. Факторы, воздействующие на насыщение океанских вод у Бермуд. *Science*, v. 139, March 22, 1963.
- Siegel F. R. Искусственно вызванная термолюминесценция осадочных доломитов. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 1, 1963.
- Simmons G. a. Bell P. Равновесие кальцит — арагонит. *Science*, v. 139, March 22, 1963.
- Sitler R. F. Петрография ледниковых отложений от северо-востока Огайо до северо-запада Пенсильвании. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 2, 1963.
- Terasmae J. Заметки о палинологическом изучении ленточных осадков. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 2, 1963.
- Todd T. W. Постседиментационная история песчаника Тепслил пенсильванского возраста бассейна Биг-Хорн, Вайоминг. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, N 4, 1963.
- Weaver Ch. E. Интерпретационное значение тяжелых минералов из бентонитов. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 2, 1963.
- Wanless H. R., Tubb J. B., Gednetz D. E., Weiner J. L. Картирование условий осадконакопления циклов пенсильванской системы. *Bull. Geol. Soc. America*, N 4, 1963.
- Watycha L. Некоторые замечания по осадконакоплению флишеидных отложений на побережье Южно-Китайского моря. *Przegl. geol.*, rok XI, N 6, 1963.
- Watycha L. Магурский флиш южной части района Горц. *Przegl. geol.*, rok XI, N 8, 1963.
- Washburn A. L., Sanders J. E. a. Feint R. F. Удобная номенклатура для плохо отсортированных осадков. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, N 2, 1963.
- Wulf G. R. Бары, косы и волноприбойные знаки оз. Мичиган. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, N 4, 1963.

Поправка

На полосе 112 39 строку сверху следует читать так:

а также специальное использование шлихового метода может явиться подспорьем при

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Авторы, направляющие статьи и заметки в журнал «Литология и полезные ископаемые», должны соблюдать следующие обязательные правила:

1. Работа представляется в окончательно подготовленном для печати виде.
2. Объем статей не должен превышать одного авторского листа (24 стр. машинописи), краткие сообщения и критические статьи — половины авторского листа.
3. Рукописи должны быть напечатаны на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала, с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукописи, а также рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.
4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, и полный адрес автора. Рукопись подписывается всеми авторами.
5. Все формулы вписываются чернилами или тушью от руки. Названия фауны и все тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Особое внимание следует обращать на тщательное написание индексов и показателей степени. Необходимо делать ясное различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, а строчные — сверху. Необходимо правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские: h и n, g и q, l и e, l и J и др. Следует также делать различие между O (большим), o (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие буквы — красным карандашом.
6. Сокращение слов, кроме общеупотребительных (например, и т. п., и т. д., 1 м, 2 кг), не допускается.
7. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям.
8. Цифровые таблицы, например химических, минералогических и иных анализов, должны визироваться автором с указанием, по какой методике, где и кем были произведены эти анализы.
9. Список литературы дается в конце статьи. В список включаются только те работы, на которые есть ссылки в тексте. Фамилии авторов располагаются по алфавиту — сперва русскому, затем латинскому. В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы автора, название работы; далее для журналов — название журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания, а для книг — издательство, место и год издания.
10. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора без инициалов и год издания, например: (Федоров, 1949) или А. И. Федоров (1949).
11. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной, и только один раз), например: «по данным Р. Смита (Smith, 1956)». В русской транскрипции даются и названия зарубежных месторождений, географических пунктов и пр.
12. Все иллюстрации прилагаются к рукописи отдельно; они должны быть пронумерованы и на обороте каждой из них надписываются фамилия автора, название статьи, а для фотографий в случае необходимости «верх» и «низ» и указывается принятое увеличение. Все обозначения на фигурах должны быть расшифрованы в подписях. Список подписей к фигурам прилагается на отдельном листе. На полях рукописи должны быть указаны места помещения фигур и таблиц, а в тексте сделаны ссылки на них.
13. Все фигуры (карты, профили, колонки) представляются четко выполненными и пригодными для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющихся на фигуре. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.
14. Иллюстрирование статей картами, разрезами и фотографиями допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество фигур-чертежей — не более 3—5, фигур-фото — не более 5—6.
15. К статьям должны быть приложены краткие рефераты (1—2 стр., отпечатанные на машинке в двух экземплярах) (см. «Инструкция по составлению рефератов» на обложке № 1 1963 журнала); к статьям объемом более половины авторского листа, кроме того, должны быть приложены аннотации (8—10 строк).
16. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвергать их правке, равно как и возвращать статьи без рассмотрения по существу в случае несоблюдения приведенных выше правил.
17. Авторам направляется корректура статьи. Никакие изменения и дополнения по существу текста в корректуре не допускаются. В случае невозвращения автором корректуры в срок редакция правит корректуру своими силами. По выходе работы в свет автор получает 25 оттисков своей работы.

Цена 1 р. 25 к.

296
ЛЕНИНСКИЙ ПРОСП.
Д. 67 КВ. 170
МУРАВЬЕВУ В. И
5 1. 12 ЛИТОВ

Индекс
70493

КОНТОРА «АКАДЕМКНИГА»

ИМЕЮТСЯ В ПРОДАЖЕ:

Клубова Т. Т. ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЛОВЫХ ГЛИН ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ. 1961. 76 стр. 41 коп.

Колгина Л. П. и др. ЛИТОЛОГИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОРОД — КОЛЛЕКТОРОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ ЮРЫ И НИЖНЕГО МЕЛА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ. 1961. 125 стр. 71 коп.

Лебедев А. П., Богатиков О. А. ПЕТРОЛОГИЯ КИЗИРСКОГО ГАББРО-СИЕНИТОВОГО ПЛУТОНА. ТРУДЫ ИГЕМ-97. 1963. 152 стр. 86 коп.

ПРИРОДНЫЕ РЕСУРСЫ СОВЕТСКОГО СОЮЗА, ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ И ВОСПРОИЗВОДСТВО. 1963. 243 стр. 1 р. 61 к.

Сборник является первой комплексной работой по проблеме «Исследование и преобразование природы с целью использования естественных ресурсов». В нем помещены статьи, освещающие вопросы использования климатических, водных, земельных и биологических ресурсов СССР. В статьях даны количественные характеристики материальных и энергетических запасов и практические рекомендации по наиболее целесообразному использованию природных богатств.

Розанова Е. Д. ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ НИЖНЕВИЗЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КУЗНЕЦКОГО БАССЕЙНА. 1963. 136 стр., 19 вкл. 1 р. 12 к.

Соколов В. А. ГЕОЛОГИЯ И ЛИТОЛОГИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД СРЕДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ КАРЕЛИИ. 1963. 185 стр. 1 р. 15 к.

Смирнов С. С. ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЯ. 1961. 507 стр. 3 р. 20 к.

Султанов А. Д. ЛИТОЛОГИЯ ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩИ АПШЕРОНСКОГО ПОЛУОСТРОВА. 1958. 143 стр. 1 р. 86 к.

Чалышев Б. И. СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ ЛАГУННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕРМИ И ТРИАСА СРЕДНЕЙ ПЕЧОРЫ. 1961. 103 стр. 49 коп.

Черников О. А. ЛИТОЛОГИЯ НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ. 1961. 110 стр. 58 коп.

Шаповалова Г. А. ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ БАЛАХОНСКОЙ СВИТЫ КРАПИВИНСКОГО РАЙОНА КУЗБАССА. 1961. 107 стр. 78 коп.

Книги продаются в магазинах книготоргов и «Академкнига».

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу: Москва, Центр, Б. Черкасский пер., 2/10, магазин «Книга — почтой» конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига».

Адреса магазинов «Академкнига»:

Москва, ул. Горького, 6 (магазин № 1); Москва, ул. Вавилова, 55/5 (магазин № 2); Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Свердловск, ул. Белинского, 71-в; Киев, ул. Ленина, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6; Алмата, ул. Фурманова, 129; Ташкент, ул. Карла Маркса, 29; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Новосибирск, Красный проспект, 51.

«АКАДЕМКНИГА»