

КОНТРОЛЬНЫЙ ЭНЗ.

Литология и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1970

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

5

ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД
МОСКВА

№ 5, 1970 г.
СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ

СОДЕРЖАНИЕ

Б. М. Михайлов. Гипергенез в аридных тропиках восточной Африки	3
А. Д. Додатко, Г. Г. Виноградов. К вопросу об условиях формирования и типах кор выветривания ультраосновных пород Украинского щита	27
В. И. Русский, Н. А. Журавлева, А. В. Вторушин. О подвижности и балансе элементов в коре выветривания серпентинитов южной части Кольского массива (Северный Урал)	36
В. В. Власов. Гидрослюдастые минералы в девонских отложениях севера Волго-Уральской области	46
В. В. Беляев. О составе и строении бобовин в связи с генезисом южно-тиманских бокситов	58
В. М. Попов. Стратифицированные рудные месторождения Богемского массива (Чехословакия) и Силезско-Краковского района (Польша)	70
Ю. А. Полканов, М. И. Сохор, Г. К. Еременко. О муассаните титано-циркониевых россыпей	86
Н. Г. Беленко. Условия образования верхнепермских угленосных отложений Кузнецкого бассейна	98
Л. Я. Кизильштейн, И. Т. Серебрякова. Некоторые особенности изменчивости строения и состава угольных пластов	107
В. С. ВерEDA. О физико-механических свойствах песчаных отложений Донецкого бассейна	115
А. М. Блох. О свойствах связанной воды при повышенных температурах	120
Я. Э. Юдович, Ю. И. Гольдберг, Г. Е. Юшкова, Т. И. Иванова, М. Б. Соколов. Полуколичественный спектральный анализ в геологических целях	131

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. Ф. Мокненко. Применение стронция для целей региональной корреляции нижнепермских отложений юго-востока Русской платформы	143
В. А. Грачев. О геохимических особенностях меденосных осадочных пород карбона Челябинского Зауралья	147
О. Г. Эпштейн. Аргиллитово-тефроидные димиктиты в верхнетриасово-нижнеюрских отложениях юго-восточной части Яно-Колымской складчатой области	150
Ю. В. Богданов, М. Н. Голубчина. Об изотопном составе серы сульфидов джезказганского месторождения	153
Л. Л. Хайцер. О каолинизации раковин в пермских отложениях Печорского бассейна	157

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

Б. П. Высоцкий, Н. П. Французова. Об актуализме и его философском анализе	160
---	-----

ХРОНИКА

В. И. Драгунов. Совещание по геологическим формациям	164
--	-----

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 5, 1970
SEPTEMBER — OCTOBER

CONTENTS

B. M. Mikhailov. Hypergenesis in the arid tropics of East Africa	3
A. D. Dodatko, T. T. Vinogradova. On formation conditions and types of weathering crusts of ultrabasic rocks in the Ukrainian shield	27
V. I. Russky, N. A. Zhuravleva, A. V. Vtorushin. On mobility and balance of oxides in the crust of weathering of serpentinites in the southern part of the Kola massif (North Urals)	36
V. V. Vlasov. Hydromicaceous minerals in Devonian deposits of in the north of the Volgo-Ural area and Udmurt Republic	46
V. V. Belyaev. On composition and structure of bean-like nodules in bauxites of the south Timan	58
V. M. Popov. Stratified ore deposits of the Bohemian massif (Czechoslovakia) and the Silesian — Krakov area (Poland)	70
Yu. A. Polkanov, M. I. Sokhor, G. K. Yereimenko. On moissanite of titanium — zirconium placers	86
N. G. Belenko. Formation conditions of Upper Permian coalbearing deposits of the Kuznets basin	98
L. Ya. Kizil'shtein, I. T. Serebryakov. Certain peculiarities of spatial changeability of structure and composition of coal beds	107
V. S. Vereda. On physico-mechanical properties of sandy deposits in the Donets basin	115
A. M. Blokh. On properties of bound water at a high temperature	120
Yu. E. Yudovich, Yu. I. Goldberg, G. E. Yushkova, T. I. Ivanova, M. B. Sokolov. Semi-quantitative spectral analysis for geological purposes	131

SHORT COMMUNICATIONS

V. F. Mokienko. The use of strontium for regional correlation of Lower Permian deposits in the south-east of the Russian platform	143
V. A. Grachov. On geochemical properties of Carboniferous cupreous sedimentary rocks in the Cheliabinsk-Transuralian region	147
O. G. Epshtein. Argillite-tephroid dimictites in Upper-Triassic — Lower Jurassic deposits of the south-eastern part of the Yana-Kolyma folded area	150
Yu. B. Bogdanov, M. N. Colubchina. On isotopic composition of sulphur of sulphides of Dzhezkasgan deposit	153
L. L. Khaitsler. On kaolization of shells in Permian deposits of the Pechora basin	157

CRITICISM AND DISCUSSION

B. P. Vysotsky, N. P. Frantsuzova. On actualism and its philosophical analysis	160
--	-----

CHRONICLES

V. I. Dragunov. The Conference on geological formations	164
---	-----

УДК 551.3(67)

ГИПЕРГЕНЕЗ В АРИДНЫХ ТРОПИКАХ ВОСТОЧНОЙ АФРИКИ

Б. М. МИХАЙЛОВ

Гипергенез пород Сомалийского полуострова в условиях аридного климата существенно различен для разных геоморфологических форм рельефа и в меньшей степени зависит от состава материнских пород. Для более влажной, чем современная, плиоценовой эпохи характерно формирование сплошного маломощного покрова ярко-красных суглинков (terra rossa), состоящих преимущественно из каолинита, аморфных окислов и гидроокислов железа и мелких угловатых зерен кварца; присутствуют конкреции бурого железняка. Гипергенез постплиоценового времени отличается повсеместным метасоматическим замещением пород различного состава кальцитом, формирующим карбонатную кору (каличе). В условиях резко расчлененного рельефа повсеместно преобладает физическое выветривание пород.

Аридные топики в восточной Африке занимают территорию около 1 млн. км², расположенную преимущественно в пределах Сомалийского полуострова (республики Сомали, Кения, королевство Эфиопия).

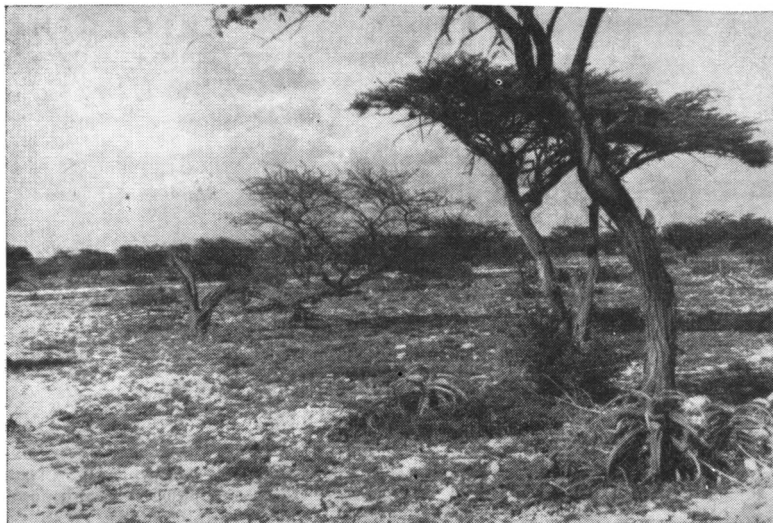
Климат этой территории пустынно-тропический. Среднемесячные температуры +26 — +32°. На севере Сомалийского полуострова, в районе г. Зейла, находится одно из самых жарких мест мира: здесь средняя температура августа +32,6°. Внутри территории наблюдаются относительно большие годовые и суточные колебания температур. Осадки выпадают преимущественно в мае — августе. Их годовое количество — от 200 мм на севере до 500 мм на юге. В связи с высокими температурами воздуха здесь постоянный дефицит влаги.

На столь большой территории есть только две реки — Джуба и Шебели, берущие начало на плоскогорьях Эфиопии. Пересекая плато Сомали, они сильно мелеют, и лишь р. Джуба доносит свои воды до Индийского океана.

На обширных площадях Сомалийского полуострова развита так называемая буш, т. е. кустарниковая, почти лишенная травяного покрова степь с редкими зонтичными акациями и баобабами (фиг. 1).

Большую часть года кусты и деревья не имеют листьев и солнце накаляет поверхность земли до 50—70°. После кратковременных ливней вода в лужах нагревается до 50—52° С и быстро испаряется. Температура влажного почвенного покрова, замеренная нами на экваторе в апреле через час после дождя была следующей: поверхность — 48—50° С; глубина 0,1 м — 42° С; глубина 0,5 м — 36° С; глубина 1,0 м — 30° С.

Грунтовые воды развиты не повсеместно. Глубина их залегания — в пределах первых десятков метров. Температура грунтовых вод обычно не превышает 30—33° С, так в роднике г. Байдоа (центральная часть республики Сомали), бьющем из-под уступа коренного берега, высотой 8 м, температура в феврале — мае составляла 31—32° С; в конце марта в колодце севернее г. Кисмайю на глубине 4 м — 30° С. Была примерно такая же температура воды в реках Шебели и Джуба.



Фиг. 1. Полупустыня («буш») Сомалийского полуострова

Работами многих исследователей (Алиман, 1960; Кригер, 1962; др.) установлено устойчивое существование аридных климатов в восточной Африке на протяжении всего неогенового и четвертичного периодов. Здесь отмечаются лишь отдельные непродолжительные этапы увлажнения, главный из которых имел место в плиоценовую эпоху.

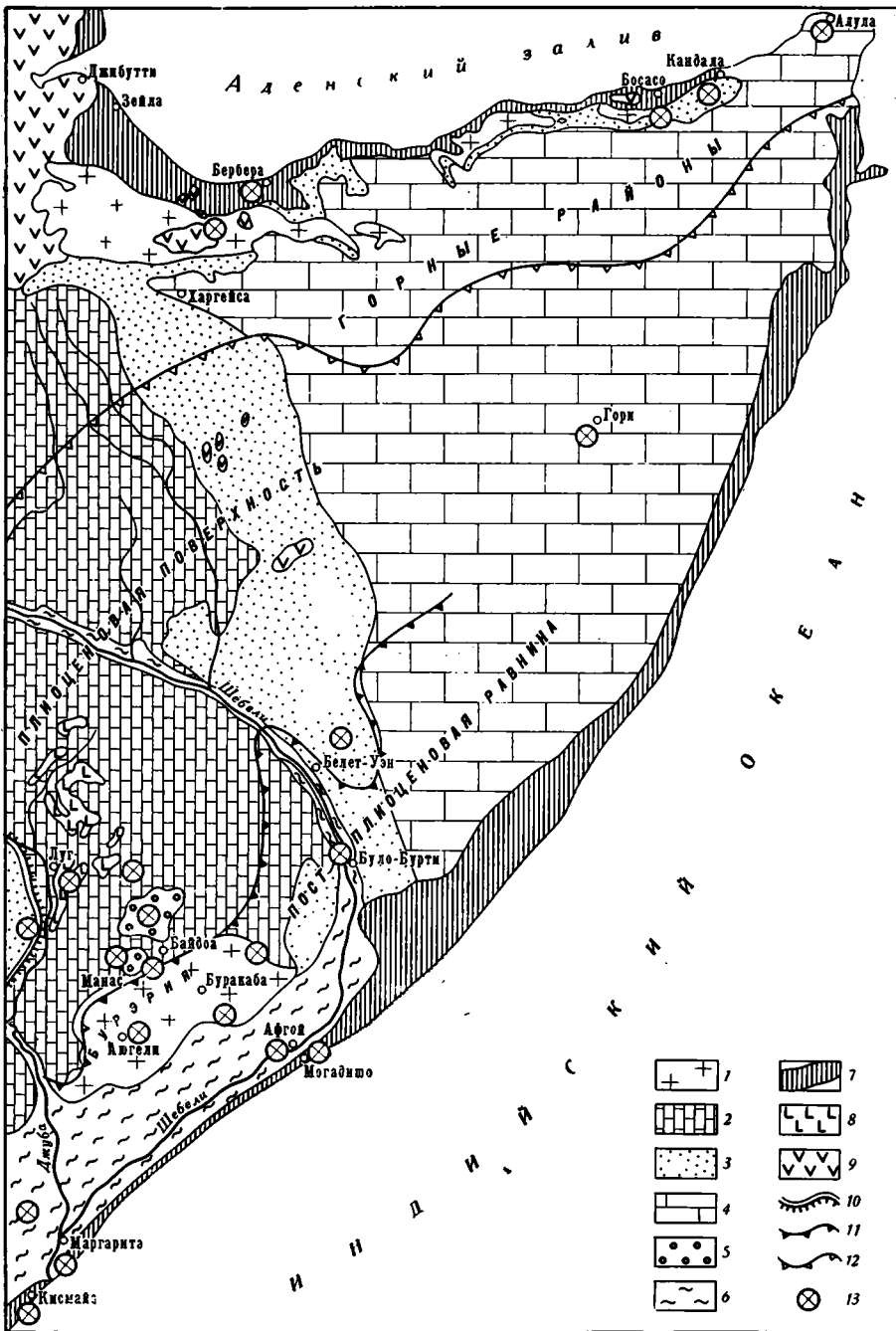
В геологическом отношении рассматриваемая территория представляет собой часть Африканской платформы. Фундамент ее здесь сложен древними глубоко метаморфизованными образованиями докембрия. На дневную поверхность эти породы выходят на юге в районе Бурэрии (фиг. 2) и на севере — в ядрах отдельных тектонических блоков. На остальной площади фундамент перекрыт слабо дислоцированными, иногда почти горизонтальными, существенно карбонатными отложениями юры, мела, палеогена и неогена. Местами на этих отложениях встречаются маломощные покровы базальтов миоценового и плиоцен-четвертичного возраста.

Современный рельеф Сомалийского полуострова и прилегающих к западу внутренних районов Африки формировался преимущественно в постпалеогеновое время. Наиболее древний его элемент — палеогеновая поверхность выравнивания, развитая на крайнем юго-западе и сложенная существенно песчаниковыми отложениями верхнего мела (King, 1958; Saggerson, Baker, 1965).

Более обширные площади занимает плиоценовая поверхность выравнивания, приуроченная к районам распространения существенно карбонатных юрских и меловых пород. Эта поверхность с востока ограничена уступами высотой 10—15 м, четко фиксирующимися в рельефе.

Между плиоценовой поверхностью и берегом океана расположена постплиоценовая аккумулятивно-эрозионная равнина с широкими долинами рек Джуба и Шебели, а также бесчисленными сухими балками. Вдоль берега океана протягивается полоса современных морских террас, сложенных коралловыми известняками. Современные коралловые рифы оконтуривают берега Сомалийского полуострова со стороны океана.

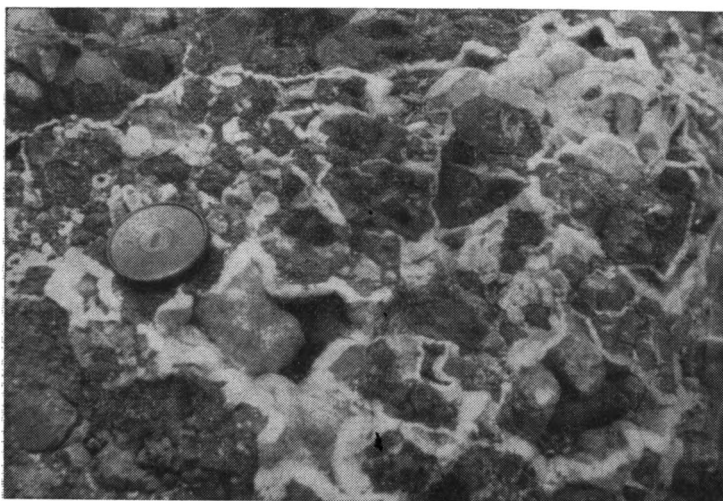
Северные «горные» районы Сомалийского полуострова приурочены к зоне мощных разломов плиоцен-четвертичного возраста. Они характеризуются развитием ступенчатых интенсивно расчлененных структурно-



Фиг. 2. Геологическая карта аридных тропиков восточной Африки (масштаб 1 : 3 000 000)

1 — выходы на поверхность складчатого основания Африканской платформы (главным образом гранитоиды, амфиболиты, кристаллические сланцы); 2 — известняки юрской системы; 3 — песчанки меловой системы; 4 — известняки палеогеновой и неогеновой системы; 5 — пролувий в мелких впадинах плиоценовой поверхности выравнивания; 6 — суглинки и супеси четвертичной системы в долинах рек Джуба и Шебелли; 7 — отложения морских террас четвертичного возраста; 8 — базальты неогеновой системы; 9 — базальты плиоцена и четвертичной системы; 10 — контур доплиоценовой поверхности выравнивания; 11 — границы плиоценовой поверхности выравнивания; 12 — южная граница горных районов Сомалийского полуострова; 13 — места опробований

денудационных плато, поднятых местами до высоты 2,5—3,0 км. Плато сложены дислоцированными глубоко метаморфизованными породами докембрия, на значительных площадях перекрытыми карбонатными отложениями юрской, меловой, палеогеновой и неогеновой систем. На западе



Фиг. 3. Каличе — раздробленные известняки, залеченные вторичным кальцитом



Фиг. 4. Пористое каличе конкреционного сложения (нат. вел.)

плато часто бронируются маломощными покровами базальтов плиоцен-четвертичного возраста. Присутствие здесь молодых базальтов позволяет определить возраст рельефа северных районов Сомалийского полуострова как четвертичный.

Поверхностные образования аридных тропиков. Гипергенез пород, выходящих на дневную поверхность в рассматриваемом регионе, существенно различен для описанных выше геоморфологических форм плиоцен-четвертичного рельефа и в меньшей степени зависит от состава материнских пород. Особенно четко эти различия фиксируются при сравнении остаточных образований плиоценовой поверхности и более молодых форм рельефа.

а) Плиоценовая поверхность выравнивания. Плиоценовая поверхность выравнивания — плоская преимущественно эрозионная равнина, в пределах которой обнажаются юрские и меловые известняки, гипсы, реже песчаники и неогеновые базальты. Часто эти породы перекрыты очень маломощным (5—30 см) покровом красно-бурых элювиальных суглинков. Лишь местами наблюдается перенос этих образований на незначительные расстояния в плоские изолированные впадины. Наиболее крупные впадины известны в районе Байдоа и Манас (см. фиг. 2).

Гипергенные преобразования карбонатных пород на обнаженных участках обычно приводят к возникновению здесь плотного карбонатного панциря — каличе мощностью от нескольких сантиметров до 1,0—1,5 м.

Процесс формирования каличе начинается с частичного выщелачивания и растрескивания известняков. Образующиеся при этом мелкие трещины залечиваются вторичным кальцитом (фиг. 3). В отдельных случаях по трещинам в породу проникает глинисто-известковистое вещество, содержащее угловатые алевритовые зерна кварца. В дальнейшем в породе происходит образование оолитов путем перекристаллизации основной массы и обволакивания окислами железа отдельных кварцевых зерен или крупных кристаллов кальцита. Местами окислы железа (а возможно, и марганца) образуют дендритовые прорастания вдоль микротрещин. Там, где процессы выщелачивания проявляются более энергично, возникает пористое каличе конкреционного сложения (фиг. 4). При этом стенки пор повсеместно покрываются пленкой окислов железа яркого оранжево-желтого цвета.

Вещественный состав каличе обычно сходен с составом подстилающих известняков. Повсеместно отмечается лишь увеличение нерастворимого остатка без изменения его качественных характеристик. Так, исследованные нами образцы известняков из юрских отложений района Байдоа содержали до 95—99% кальцита. Их нерастворимый остаток был представлен, согласно данным рентгеновского анализа, минералами группы монтмориллонита. Каличе, развитое на этих известняках, состояло также из кальцита (до 80—90%) при том же составе глинистых минералов.

Сравнение результатов спектральных анализов известняков и развитых на них каличе показывает, что последние содержат значительно более разнообразный комплекс редких и рассеянных элементов и в больших количествах, нежели известняки (табл. 1). Так, в каличе обнаружены определяемые количества Se, Cr, Pb, Ga, V, Y, Yb, Co, которых нет в известняках; содержание других элементов более высокое.

Обнаженные участки базальтов в пределах плиоценовой поверхности покрываются тонкой пленкой не более 1—2 мм окислов железа. Под этой пленкой базальт совершенно не изменен. Судя по данным термического и спектрального анализов, пленка состоит из нераскристаллизованных окислов железа и частично гётита.

Существенно иной состав имеют рыхлые продукты маломощного элювиального покрова известняков и базальтов.

Элювий известняков (terra rossa). Терра rossa — рыхлый железистый суглинок ярко-красного цвета с включениями конкреций бурого железняка размером до 10—30 см. По данным термического (фиг. 5) и рентгеноструктурного анализов, пересчета химических анализов (табл. 2) и изучения пород в шлифах, суглинки состоят из глинистых минералов (преимущественно каолинита) — 65—70%, рентгеноаморфных окислов и гидроокислов железа — 15—20% и мелких угловатых зерен кварца — 10—15%; кроме того, в породах содержится небольшое количество карбонатов и гигроскопическая влага.

Мелкие конкреции и обломки бурого железняка распространены в суглинках повсеместно, но крупные конкреции размером до 0,5—1 см

Содержание редких и рассеянных элементов в продуктах гипергенного

Порода	Ba	Be	As	Sc	P	Ti	Cr	Pb	Mn
Кларки в осадочных породах	0,080	0,0003	0,00066	0,001	0,077	0,450	0,010	0,002	0,067
Известняки юрской системы	0,005	0,0001	—	—	—	0,01	—	—	0,0035
Каличе на известняках юрской системы	0,015	0,0001	—	0,001	—	0,200	0,012	0,001	0,070
Терра росса на известняках	0,015	0,0002	—	0,002	—	0,250	0,017	0,0025	0,070
Конкреции бурого железняка в терра росса	0,050	0,0002	0,03	0,001	0,15	0,800	0,009	0,020	0,10
Зола растений из районов развития терра росса на известняках	0,015	?	—	—	2,8	0,03	?	—	0,02
Базальты плиоценовой поверхности	0,020	0,0001	—	0,001	—	0,100	0,002	0,002	0,06
Терра росса на базальтах	0,020	0,0001	—	0,002	—	0,900	0,010	?	0,200
Элювий песчаников	—	—	0,03	—	—	0,050	0,01	0,003	0,005
Проловий на известняках юрской системы	0,024	0,0003	—	0,001	—	0,107	0,011	0,001	0,103
Амфиболиты	0,021	0,0001	—	0,003	—	0,15	0,014	0,001	0,056
Каличе на амфиболитах	0,024	0,0008	—	0,002	—	0,04	0,002	0,001	0,009
Минералы из россыпи Джуба									
ильменит	—	—	—	0,0015	—	Н. о.	0,025	0,10	—
магнетит	—	—	—	—	—	Н. о.	0,002	0,025	—
Известняки морской террасы	0,01	—	—	—	—	0,003	—	0,001	0,001
Черная пленка на известняках морской террасы	0,01	—	—	—	0,1	0,006	—	0,001	0,001
Базальты абиссинского плато	0,015	0,001	—	0,001	—	0,15	0,006	0,001	0,05
Тонкодисперсные продукты выветривания базальтов	0,0015	0,0001	—	0,001	—	0,20	0,007	0,001	0,05

встречаются только вблизи окраин или непосредственно в пределах впадин, выполненных продуктами ближайшего переноса терра россы. В состав конкреции входят оолиты и реже обломки ожелезненных пород размером 0,5—3 см. Форма их неправильная. Оолиты всегда имеют отчетливое концентрическое строение. Концентрами иногда являются мелкие зерна кварца, но обычно это хлопьевидные стустки окислов железа. В ряде случаев оолиты и обломки имеют полированную поверхность, свидетельствующую об их переотложении. Оолиты сцементированы окислами железа и лишь в отдельных случаях наблюдается каолинит-кальцитовый цемент. Минеральный состав конкреций и суглинков существенно различный. В конкрециях, по данным химического, рентгенографического и термического анализов (см. табл. 2, фиг. 5), преобладают окислы железа, в значительной мере раскристаллизованные в гематит и гётит (около 50%). Кроме того, присутствует каолинит (20—40%), кварц (5—10%), а также нераскристаллизованный гель окиси железа и в ряде образцов — кальцит. При пересчете химических анализов на перечисленные минералы остается некоторое количество свободного глинозема, который может присутствовать как в форме гиббсита (результаты термического анализа не противоречат такому предположению), так и в форме изоморфной примеси в минералах и гелях окиси железа.

На всех рентгенограммах конкреций бурого железняка наблюдается фон, обусловленный высокими содержаниями аморфной окиси железа.

преобразования пород аридных тропиков восточной Африки

Ga	V	Mo	Ag	Cu	Y	Yb	Zn	Ni	Zr	Co	Sr
0,003	0,013	0,0002	0,00001	0,0057	0,003	0,0003	0,008	0,0095	0,020	0,002	0,045
—	—	—	—	0,0002	—	—	—	0,001	0,003	—	0,007
0,003	0,005	—	—	0,003	0,002	0,0003	—	0,006	0,030	0,002	0,010
0,006	0,008	—	—	0,004	0,002	0,0003	0,010	0,007	0,040	0,002	0,010
0,003	0,020	0,0003	—	0,015	0,002	0,0003	0,200	0,006	0,010	0,002	—
—	—	—	0,0001	0,005	—	—	—	?	0,003	—	0,080
0,003	0,006	—	—	0,005	0,001	0,0003	—	0,003	0,020	0,002	0,010
0,005	0,02	—	—	0,005	0,0015	0,0003	0,01	0,006	0,010	0,003	0,020
0,001	0,200	0,0003	—	0,0003	—	0,0003	0,01	0,0001	0,004	—	—
0,003	0,009	—	—	0,004	0,0036	0,0003	0,02	0,005	0,03	0,002	0,01
0,005	0,009	—	—	0,0025	0,003	0,0003	0,007	0,005	0,016	0,002	0,028
0,002	0,002	—	—	0,0007	0,003	0,0002	—	0,001	0,013	0,0005	0,04
—	0,03	—	—	0,001	—	—	—	—	0,015	—	—
—	0,001	—	—	0,0004	—	—	0,01	0,001	0,001	0,001	—
—	—	—	—	0,0003	—	—	—	—	—	—	0,4
—	—	—	—	0,0003	—	—	—	—	—	—	0,7
0,003	0,004	—	—	0,005	0,001	0,0003	—	0,003	0,2	0,001	0,01
0,005	0,004	—	—	0,004	0,003	0,0003	—	0,005	0,02	0,001	0,01

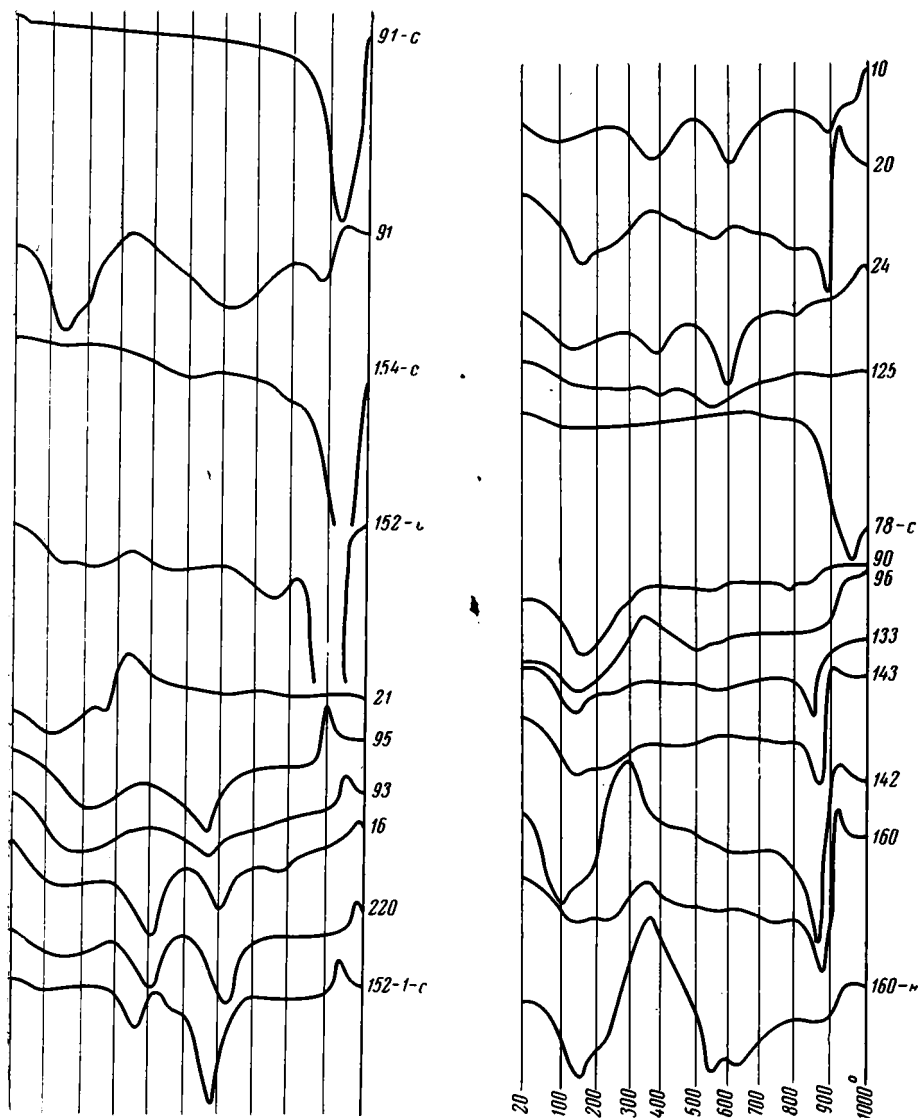
В связи с этим, дешифрируются лишь наиболее интенсивные линии кварца, гётита, гематита и каолинита. Гиббсит установлен только в обр. 16 (табл. 3).

Сравнение химического состава известняков и продуктов их выветривания на плиоценовой поверхности выравнивания показывает, что в существовавших в те времена условиях происходил лишь интенсивный вынос щелочных земель. Кремний, алюминий и щелочи вели себя крайне пассивно. Увеличение их содержания в terra россе объясняется относительным накоплением. По-видимому, некоторой подвижностью обладало железо, поскольку увеличение его в terra россе произошло лишь в 10 раз, в то время как содержание более стабильных окислов кремния и алюминия возросло в 40 раз и более (см. табл. 2).

Количество редких и рассеянных элементов в terra россе также значительно повысилось. Особенно это касается Be, Se, Pb, Ga, V, Cu и Zr, количество которых увеличилось даже по сравнению с каличе (см. табл. 1).

Наиболее богаты редкими и рассеянными элементами конкреции бурого железняка. Состав редких и рассеянных элементов здесь более разнообразен в связи с появлением As, P и Mo (см. табл. 1).

В заключение интересно отметить, что проанализированная нами зола современных растений (преимущественно акаций) из районов развития terra россы оказалась крайне бедной редкими и рассеянными элементами.



Фиг. 5. Термограммы продуктов гипергенного преобразования пород в аридных тропиках восточной Африки

91-с — известняк юрской системы; 91 — нерастворимый остаток этого известняка; 154-с, 152-с — калiche; 21 — черная корочка на базальте; 95, 93 — суглинки (terra rossa) элювий на известняках; 16, 220, 152-l-с; 10 — конкреции бурого железняка в terra rossa; 20 — суглинки (terra rossa) — элювий на базальтах; 24 — суглинки — пролювий на плиоценовой поверхности; 125 — железистая кора на песчанниках (плиоценовая поверхность); 78-с — каличе на амфиболитах; 90, 96 — суглинки на постплиоценовой поверхности; 133 — аллювиальные суглинки долины Шебели; 143 — суглинки-элювий на базальтах Абиссинского плато; 142 — черные корочки на базальтах Абиссинского плато; 160 — суглинки на известняках в горных районах Сомалийского полуострова; 160-н — нерастворимый остаток обр. 160

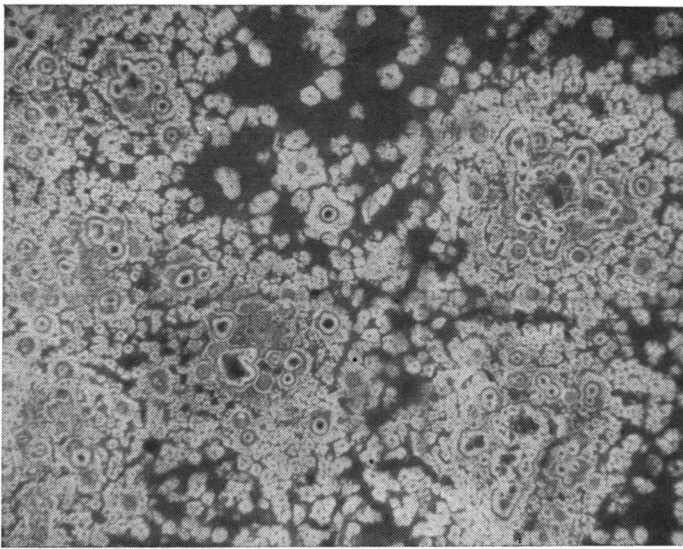
ми. В ней спектральным анализом были установлены только Ba, P, Ti, Mn, Ag, Cu, Zr, Sr (см. табл. 1).

Элювий базальтов. Базальты развиты на очень ограниченной площади плиоценовой поверхности выравнивания. Их выходы размером до 10—50 км² обычно не выделяются в рельефе. Как и известняки, они перекрыты маломощным слоем ярких красно-бурых суглинков. Среди суглинков часто встречаются угловато-округлые обломки неизмененных базальтов, покрытые тонкой пленкой окислов железа, а также карбонатные конкреции размером до 5—10 см.

Химический состав пород аридных тропиков восточной Африки

№ обр.	Породы	Место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П. п. п.	CO ₂	H ₂ O-	Σ	Аналитик
97	Известняк	Район Байда	1,10	—	Сл.	1,48	—	—	1,15	53,35	0,01	0,06	—	43,31	Сл.	100,46	Н. М. Богатова
95	Элювиальные суглинки терра россы на известняках	Плиоценовая поверхность	39,60	1,60	24,58	14,69	0,54	0,15	0,93	0,75	0,15	1,64	11,09	0,42	4,35	100,49	
157	То же	Район Манас	39,88	1,48	19,46	10,75	0,75	0,22	2,50	4,02	0,12	0,96	11,35	2,08	6,75	99,82	В. И. Скрижинская
10	Конкреции бурого железняка		То же	18,30	0,96	17,41	45,26	Не определялось			0,96	11,35	2,08	6,75	99,82		
11	То же	То же	19,70	Н.о.	18,40	42,14	Н.о.	Н.о.	2,4	1,20	Н.о.	Не определялись			99,54		
16	» »	» »	14,50	0,77	13,22	57,09	Не определялось			13,00			0,86	99,54			
17	» »	» »	16,40	Н.о.	10,60	55,71	Н.о.	Н.о.	2,4	1,20	Не определялось			94,23			
24	» »	» »	30,76	1,21	17,64	29,74	Не определялось			13,12			1,76	94,23			
25	» »	» »	34,60	Н.о.	15,8	32,00	Н.о.	Н.о.	2,4	3,8	Не определялось			99,20			
220	» »	» »	19,11	1,07	17,02	47,95	Н.о.	Н.о.	1,15		Н.о.	11,73			1,17	99,20	
221	» »	» »	21,3	Н.о.	15,4	46,71	Н.о.	Н.о.	2,4	1,2	Не определялось			100,47			
20	Элювиальные суглинки терра россы на базальтах	Район Луг (на плиоценовой поверхности)	30,60	1,54	10,02	7,51	0,61	0,33	3,71	18,63	0,13	1,00	22,32		4,07	100,47	Н. М. Богатова
19	Базальт	Район Манас	43,48	1,99	12,01	7,41	6,14	0,19	12,10	11,19	2,40	0,97	1,05		0,90	99,87	
26	Проловиальные суглинки		51,24	1,19	15,04	9,99	—	0,10	2,90	1,50	1,07	1,15	7,03		8,60	99,78	
215	То же	» »	46,10	1,28	16,95	14,02	—	0,05	0,95	4,26	0,54	0,52	10,87		4,06	99,6	В. И. Скрижинская
203	» »	» »	22,15	1,06	13,26	38,87	—	0,11	0,90	6,08	0,36	0,24	14,23		2,40	99,6	
247	» »	» »	20,16	1,07	13,84	48,36	—	0,08	0,63	0,69	0,31	0,13	12,06		2,04	99,57	
152	Карбонатная конкреция в элювии базальтов	Плато в 30 км от г. Берберы	39,81	1,71	12,04	6,33	6,15	0,14	14,40	11,15	2,65	1,72	2,05	—		1,45	99,46
141	Тонкодисперсные продукты выветривания базальтов	Плато в 30 км от г. Берберы	39,72	1,42	11,28	5,70	1,42	0,11	3,51	15,22	0,97	1,76	15,64	—		2,98	99,73
140	Базальт	Там же	39,81	1,71	12,04	6,33	6,15	0,14	14,40	11,15	2,65	1,72	2,05	—		1,45	99,60
7	Осерненный известняк	Район г. Берберы	—	—	—	0,50	—	—	0,66	29,87	0,37	—	16,70		4,20	100,19	
4	Гипсовая порода	Там же	7,50	—	0,24	4,04	—	—	Сл.	27,13	0,09	0,75	—		19,40	100,13	

Примечание Для обр. 247 определено 0,20 P₂O₅; для обр. 7 —15,89 SO₃; —32,00 S; для обр. 4—40,63 SO₃; —0,35 S.



Фиг. 6. Суглинки (тетра посса) на базальтах
Шлиф. ник.+, $\times 15$

В составе суглинков, согласно данным рентгеновского и термического анализов, преобладает монтмориллонит. Агрегаты его образуют мелкие сферолиты размером до 0,01—0,05 мм (фиг. 6). Ярко-красную окраску суглинкам придают рентгеноаморфные окислы железа, присутствующие в породе в количестве 7—8% (см. табл. 2). Суглинки обычно со-

Таблица 3

Результаты рентгеновского анализа обр. 16-оолитовый бурый железняк
(РКД-2, Д-57 мм, d -0,5 мм, Fe-луч)

Обр. 16	Гематит		Гетит		Гибсит	
	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	I	$\frac{d}{n}$
4	4,78				10	4,82
2	4,48	4	4,6		6	4,34
10	4,19	10	4,18			
1	3,65			3	3,65	
3	3,37	3	3,36			
9	2,67	8	2,69		8	2,451
10	2,45	9	2,45		10	2,378
1	2,27	3	2,25			
2	2,189	5	2,18			
2ш	1,981				8	2,044
2ш	1,906	2	1,91			
3	1,793	4	1,80		8	1,798
9	1,730	7	1,720		8	1,747
1	1,682	3	1,685	8	1,692	1,686
1	1,650	2	1,650			
6	1,554	5	1,563		1	1,555
5	1,504	4	1,507			
5	1,453	5	1,453		9	1,453
5	1,307	3	1,317			

Примечание. Эталонные образцы по Михееву.

держат значительную примесь карбонатов (преимущественно кальцит).

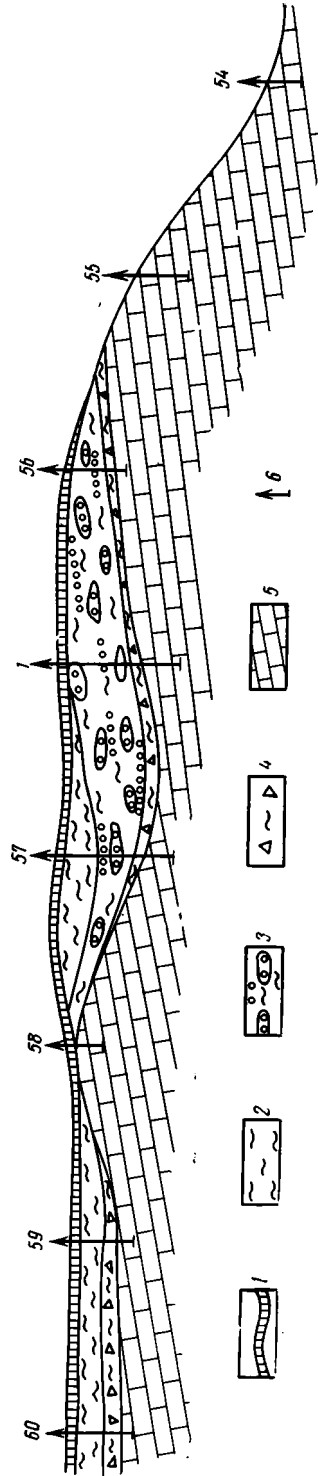
Несмотря на внешнее, чрезвычайно резкое, различие между плотным темно-серым базальтом и рыхлым ярко-красным суглинком, химический состав их весьма близок. Судя по результатам химических анализов (см. табл. 2), в процессе преобразования базальта в суглинок происходит лишь гидратация породы, сопровождающаяся частичным выносом Mg, Na и FeO.

Редкие и рассеянные элементы при переходе базальтов в суглинки также ведут себя пассивно. Наблюдается лишь некоторое увеличение содержания Ti, Mn, V и Ni (см. табл. 1).

Элювий песчаников. Характер гипергенных преобразований песчаников в пределах плиоценовой поверхности нами изучался на левобережье р. Шебели, севернее Белет-Уэна в пограничных с Эфиопией районах Сомали (см. фиг. 2). Здесь плиоценовая поверхность, сложенная песчаниками, сланцами и алеволитами верхнего мела, расчленена сухими долинами на отдельные останцовые возвышенности. Поверхность этих возвышенностей повсеместно бронируется пластами интенсивно ожелезненных песчаников мощностью до 1,0—1,5 м.

Песчаники преимущественно кварцевые; железо, судя по данным термического анализа, присутствует в форме гётита и, возможно, частично гематита (см. фиг. 5). Результаты спектрального анализа показывают, что наряду с кремнием, железом и алюминием в породе присутствует ряд редких и рассеянных элементов (см. табл. 1), среди которых заслуживает внимания повышенное содержание V (0,2%); отсутствуют элементы, характерные для аридных тропиков восточной Африки: Ba, Sr, Y, Be, Sc и Co.

Пролувий. На плиоценовой поверхности выравнивания пролувий накапливается в плоских изолированных впадинах площадь от нескольких сотен квадратных метров до 2—20 км². Одна из крупных впадин в районе Манаса (см. фиг. 2) была разбурена сетью скважин. Мощность пролувиального покрова повсеместно 2—20 м (фиг. 7). Поверхность подстилающих пролувий известняков весьма ровная, без следов карстообразования. Разрез пролувиальной толщи в центральной части впадины, ближе к ступу плато, следующий (сверху вниз):



Фиг. 7. Разрез через центральную часть впадины Манаса

1 — почвенный слой; 2 — суглинки; 3 — переслаивание гравийно-галечных конгломератов и суглинков окристо-красного цвета с включениями оолитовых конкреций бурого железняка; 4 — делювиальная брекчия; 5 — известняки крупной системы; 6 — известняки тонкой системы. Масштаб: горизонтальный — 1:40 000; вертикальный — 1:200

0,0—1,6 м — суглинок буровато-коричневого цвета, лессовидный с мелкими известковистыми включениями.

1,6—3,0 м — конгломерат гравийный, глинистый, состоящий из мелких (0,5—1,0 см) обломков и стяжений каличе и бурого железняка охристо-желтого цвета.

3,0—10,0 м — конгломерат гравийно-глинистый красно-охристого цвета, состоящий из округлых стяжений бурого железняка размером от 1 мм — 1,5 см, редко до 3—5 см и еще реже конкреций оолитового бурого железняка диаметром до 15—20 см. Количество гравийно-галечного материала — до 30—60%. По керну встречены две карбонатные конкреции с включениями стяжений бурого железняка размером до 0,3—1,0 см.

10,0—12,2 м — суглинок легкий охристо-желтого цвета с включениями мелких известковистых и железистых конкреций.

12,2—14,1 м — супесь, переходящая в гравийно-галечный конгломерат. Последний состоит из крупных обломков известковистых и железистых стяжений.

Материнские породы (юра):

14,1—16,0 м — мергель пестроцветный голубой и фиолетовый.

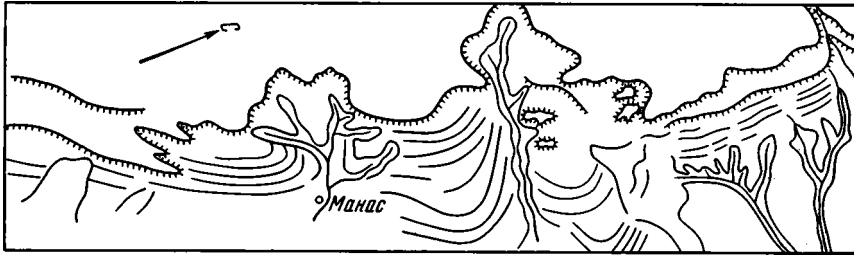
16,0—22,0 м — известняк белый с прослоями голубого мергеля.

Глинистая фракция пролювиальных суглинков, судя по результатам рентгеновского и термического анализов (см. фиг. 5), представлена преимущественно минералами группы каолинита; присутствуют также кварц, гидроокислы железа и кальцит. Состав железистых стяжений аналогичен составу конкреций бурого железняка, развитых в элювии известняков.

Результаты химического (см. табл. 2) и спектрального (см. табл. 1) анализов пролювиальных суглинков показывают, что состав их отвечает средним содержаниям элементов в продуктах гипергенных преобразований известняков и базальтов, развитых на плиоценовой поверхности выравнивания.

б) Постплиоценовая равнина. Постплиоценовая аккумулятивно-эрозионная равнина занимает большую часть аридных тропиков восточной Африки. Гипергенные преобразования в ее пределах наиболее полно отображают современную географическую обстановку.

Вдоль уступа плиоценовой поверхности выравнивания как на аэрофотоснимках, так и путем прослеживания на местности, отчетливо выделяется двух-трехкилометровая полоса пролювиальных конусов выноса. Последние обычно сложены желтовато-красными карбонатными супесями и суглинками (фиг. 8). Далее, в сторону океана, продукты раз-



Фиг. 8. Зарисовка южного края плиоценовой поверхности выравнивания (по аэрофотоснимкам)

Масштаб: 1 : 250 000

мыва плиоценовой поверхности выравнивания прослеживаются лишь вдоль сухих русел. Особенно рельефно эти русла видны с самолета (фиг. 9). Сухие потоки суглинисто-супесчаного материала выделяются в виде широких красно-белых поперечно-полосатых лент, придавая местности своеобразную «тигровую окраску».

Обилие известняков в областях сноса и аридный климат создают крайне благоприятную обстановку для процессов карбонатизации поверхностных образований на постплиоценовой поверхности. Карбонат кальция ведет себя здесь очень агрессивно по отношению ко всем мине-

ралам, образуя многометровые псевдоморфозы по материнским породам различного состава.

Наиболее отчетливо процессы карбонатизации проявились в районе Бурэрии, сложенной древними докембрийскими образованиями. Здесь вблизи уступов плиоценовой поверхности выравнивания комплекс докембрийских пород представлен метасоматическими гранитоидами, амфиболитами и кристаллическими сланцами с обилием кварцевых жил.



Фиг. 9. «Тигровая» красно-белая окраска пролувия в районе Гори (снимок с самолета, высота 300 м)

Местами эти породы на глубину до 3—8 м полностью замещены кальцитом. В образующемся карбонатном панцире — каличе — можно наблюдать лишь реликтовые кварцевые жилы, в значительной мере также замещенные кальцитом.

По мере удаления от районов развития карбонатных пород эти процессы несколько затухают, но все же карбонатная кора развита почти повсеместно.

В центральной части Бурэрии геологи ООН в 1967 г. открыли месторождение урана — Аю-Гели (Africa, 1968). В траншеях глубиной 3—3,5 м на этом месторождении вскрыт следующий разрез карбонатной коры (фиг. 10).

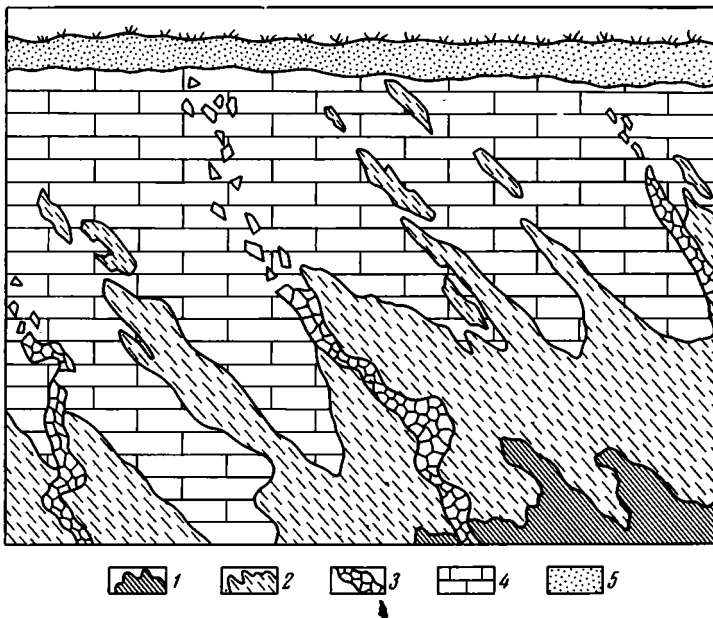
Дно траншеи — рассланцованные амфиболиты, моноклинально падающие на СВ, 40° под углом 45—60°. Местами амфиболиты инъецированы магмой гранитного состава.

Карбонатизированные амфиболиты более светлого зеленовато-серого цвета. Породы пронизаны сетью тонких кальцитовых прожилков и местами ожелезнены 1,5—2,0 м.

Каличе — карбонатная крупнопористая порода желвакового сложения, оранжево-желтого, а в изломе белого цвета. Поры местами заполнены порошковой известковисто-железистой массой. В каличе встречаются реликтовые включения интенсивно карбонатизированных амфиболитов. Включения имеют удлиненную форму и ориентированы согласно падению материнских пород 1,5—2,0 м.

Суглинок железисто-карбонатный коричнево-бурого цвета без реликтов структуры материнских пород 0,2 м.

На отдельных участках амфиболиты пересечены кварцевыми жилами мощностью до 0,3 м. Кварцевые жилы, попадая в зону карбонатиза-



Фиг. 10. Зарисовка стенки траншеи на урановом месторождении Аю-Гели

1 — амфиболиты; 2 — карбонатизированные амфиболиты; 3 — кварцевые жилы; 4 — каличе; 5 — сулесь оранжево-желтая

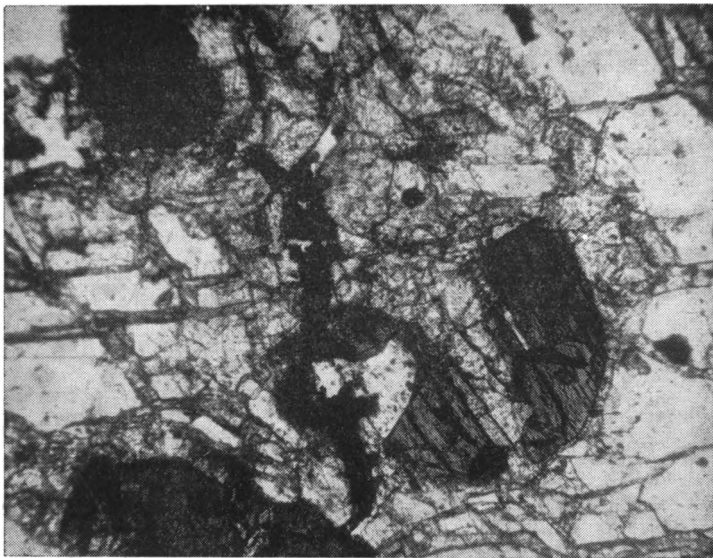
ции, дробятся и затем постепенно замещаются кальцитом. Отдельные кварцевые жилы прослеживаются до самой поверхности каличе в виде скоплений остроугольных обломков кварца, трассирующих бывшее расположение жилы.

При изучении пород разреза в шлифах отчетливо наблюдается процесс метасоматического замещения амфиболита кальцитом (фиг. 11). Амфиболит представляет собой среднезернистую породу, состоящую из амфибола (30—60%), биотита (5—20%), плагиоклаза (30—40%) и кварца (5—10%); акцессорные — ильменит, магнетит (до 2—3%), хлорит (до 1—2%), апатит и эпидот.

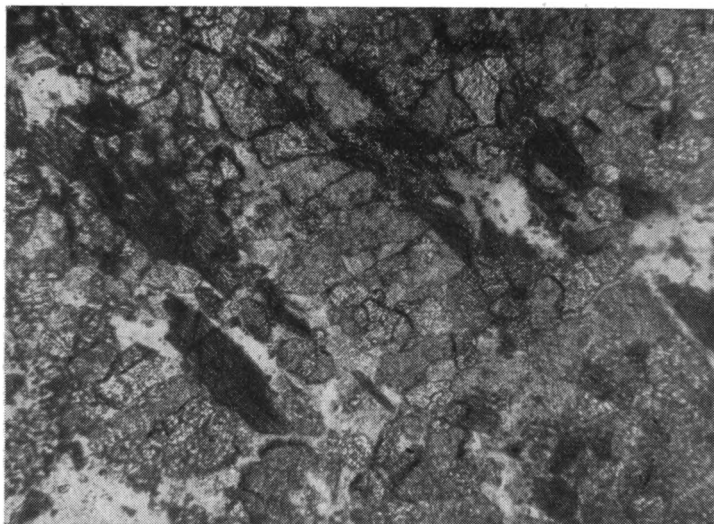
В основании разреза, где еще нет карбонатного метасоматоза, наблюдаются отдельные зерна амфибола, замещенные колломорфными агрегатами минералов группы монтмориллонита. Последние в шлифах имеют светло-коричневый цвет и относительно высокое двупреломление. Среди этих агрегатов, а также по спайности зерен амфиболов, часто встречаются выделения окислов железа. Зерна полевого шпата и кварца растрескиваются, но видимых изменений в их структуре не отмечается. Чешуйки биотита частично изгибаются и в отдельных случаях переходят в гидробиотит — смешанно-слоистый минерал с неупорядоченным чередованием слоев типа вермикулит — биотит.

Вверх по разрезу происходит интенсивное дробление зерен и замещение их кальцитом. Монтмориллонит исчезает. На месте отдельных зерен амфибола и полевого шпата остаются скопления мелких одновременно погасающих угловатых обломков, погруженных в разнозернистый кальцитовый цемент. Чешуйки биотита расщепляются на отдельные волокна, между которыми в породу проникает кальцит.

Еще выше, в зоне каличе, порода полностью замещается кальцитом, в который погружены обрывки чешуи биотита, хлорита, раздробленные зерна амфибола, плагиоклаза и кварца (фиг. 12). Интересно, что все обломки реликтовых зерен имеют «свежий» облик. Даже зерна плагио-



Фиг. 11. Замещение амфибола, кварца и полевых шпатов кальцитом
Шлиф, ник. $\times 45$

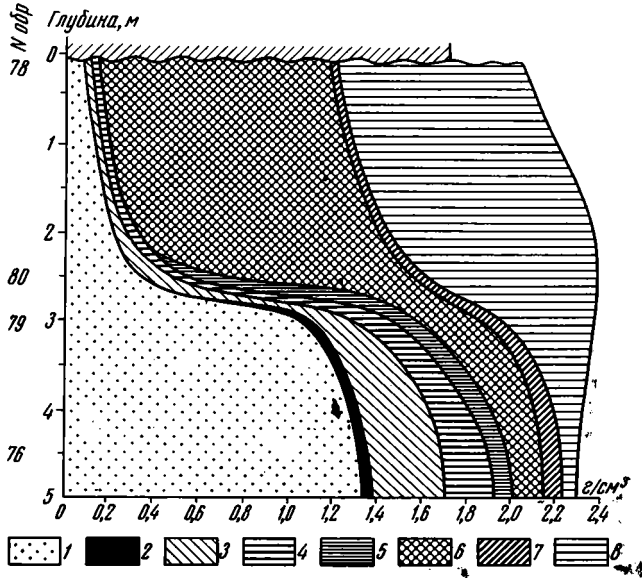


Фиг. 12. Реликтовые зерна амфибола в карбонатизированном амфиболите — каличе
Шлиф, ник. $\times 15$

клазов (№ 40—45) выглядят абсолютно «свежими», без каких-либо признаков помутнения. Кальцитовый цемент каличе разномзернистый. Размеры кристаллов 0,01—0,5 мм. Характерно образование оолитоподобных кальцитовых стяжений размером от 0,5—1,0 см, имеющих концентрическое сложение.

Согласно данным термического анализа, каличе состоит почти исключительно из кальцита, примесь глинистых минералов незначительна, что затрудняет их диагностику.

Согласно геохимической диаграмме (фиг. 13, табл. 4), при формировании каличе из породы выносятся все породообразующие элементы, за исключением кальция. Крайне агрессивный кальциевый метасоматоз сопровождается полным нарушением первичных структур, хотя объем пород сохраняется прежним. Это устанавливается при изучении каличе в шлифах (см. фиг. 11, 12).



Фиг. 13. Геохимическая диаграмма карбонатной коры на амфиболитах

1 — SiO₂, 2 — TiO₂, 3 — Al₂O₃, 4 — Fe₂O₃, 5 — FeO, 6 — RO, 7 — R₂O, 8 — п. п. п.

Сравнение результатов спектральных анализов амфиболитов и развитых на них каличе показывает, что в процессе формирования коры выветривания также происходит вынос большинства элементов. Стабильными остаются только Be, Pb, Y и Zr. Наряду с этим в каличе накапливаются Ba и Sr (табл. 1). Кроме того, по данным лаборатории ООН, наблюдаются обогащения каличе U и Th.

в) Долины рек Джуба и Шебели. Возраст долин этих двух крупнейших рек восточной Африки большинство исследователей определяют как четвертичный. Ширина долин в пределах постплиоценовой равнины достигает обычно десятков километров. Особенно широка долина р. Шебели в ее нижнем течении, где она следует вдоль океана, будучи отгороженной от него рядами песчаных прибрежных дюн.

В среднем течении долины рек преимущественно эрозионные. Аккумуляция осадков наблюдается лишь в центральных частях долин, где развит комплекс хорошо выраженных аккумулятивных террас. Эти террасы повсеместно сложены лессовидными известковистыми суглинками и супесями желтовато-палевого цвета. С поверхности террасы обычно перекрыты слоем интенсивно карбонатизированных пород, местами напоминающих каличе.

В районах, где долины рек пересекают гипсоносные отложения, аллювий их огипсован. Так, в пос. Було-Бурти, у спуска к р. Шебели (см. фиг. 2), разрез первой надпойменной террасы следующий.

Около уреза воды выходят голубовато-белые обводненные глинистые мергели верхнего мела. Далее следует:

0,0—0,9 м — переслаивание супесей и суглинков зеленовато-серых, белых с охристыми разводами и обломками разложившейся древесины.

0,9—1,5 м — галечник глинистый коричнево-бурый, состоит из мелких известковистых угловатых галечек размером до 1—2 мм с глинистым заполнителем.

1,5—2,1 м — линза легкой супеси, косослойной, пылевой, коричнево-желтой.

2,1—2,5 м — суглинок пылеватый коричнево-бурый.

2,5—2,8 м — галечник мелкий, состоящий из обломков известняков, слегка огипсованный.

2,8—7,3 м — суглинки огипсованные пылеватые с редкими линзами мелкогалечных конгломератов; гипс розового цвета, распределен в породе неравномерно в виде крупных мелкозернистых стяжений, отдельных сростков кристаллов или трубчатых ходов.

7,3—7,6 м — супесь легкая, буровато-коричневая — почвенный слой.

Песчаный аллювий развит преимущественно в современных руслах рек. В значительных количествах он накапливается в устье р. Джуба, образуя мощный бар, отделяющий русло реки от океана (фиг. 14). Здесь в 1915 г. геолог Артини впервые описал «черные пески». Концентрат из этих песков содержал 16,87% TiO_2 , 13% Fe_2O_3 и менее 0,6% монацита. Аналогичные результаты по содержанию TiO_2 (до 15%) были получены и геологом Р. И. Холмсом в 1953 г.

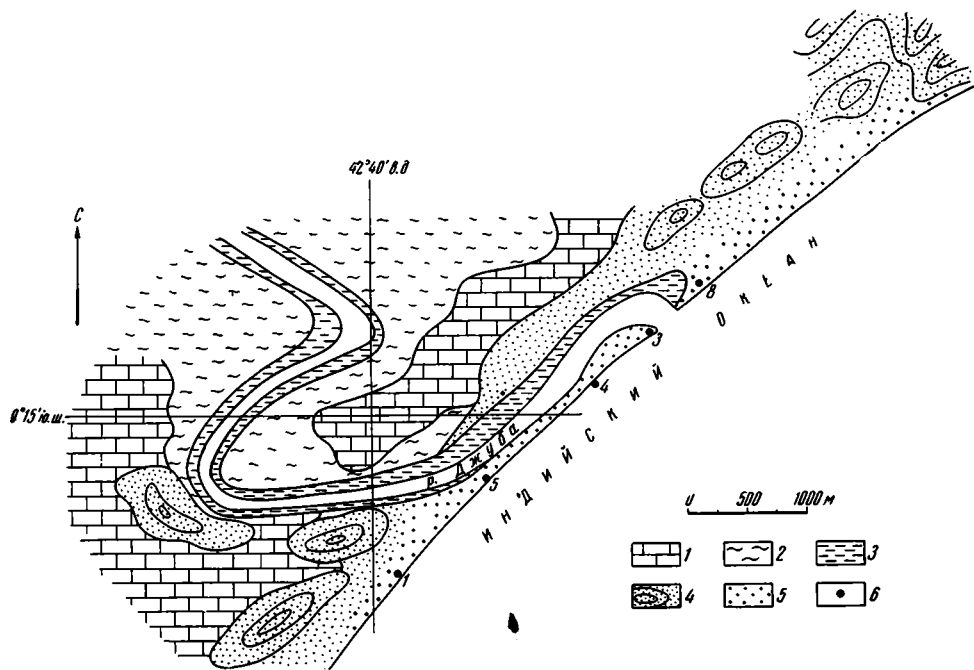
В феврале 1968 г. эта россыпь была обследована нами совместно с геологом Геологического департамента Сомалийской республики Ибрагимом Херси Аденом.

Таблица 4

Химический состав пород карбонатной коры на амфиболитах*

№ обр.	Глубина, м	Порода	Объемный вес, г/см ³	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	П. п. п.	H_2O	Σ
78	0,3	Калце	2,06	4,88 0,102	0,004 0,001	0,78 0,016	0,25 0,005	Н. о.	0,02 0,0004	1,31 0,027	50,61 1,043	0,16 0,003	0,15 0,003	40,83 0,8476	0,53 0,012	99,56 2,03
80	2,5		2,39	13,60 0,327	0,14 0,003	4,02 0,097	0,64 0,015	0,47 0,011	0,98 0,024	0,02 0,0005	43,56 1,042	1,00 0,024	0,33 0,008	34,43 0,8335	0,20 0,005	99,39 2,39
79	3,0	Карбонатизированные амфиболиты	2,35	46,26 1,039	0,78 0,029	9,97 0,235	3,87 0,091	1,29 0,031	0,08 0,002	2,62 0,062	15,01 0,322	1,28 0,031	1,70 0,040	14,52 0,352	2,76 0,066	100,14 2,35
76	4,5	Амфиболиты	2,29	57,96 1,328	1,32 0,030	14,26 0,327	5,55 0,126	4,61 0,103	0,14 0,003	3,96 0,031	6,25 0,144	2,68 0,031	0,91 0,021	1,56 0,043	0,42 0,010	99,62 2,28

* В числителе вес. %; в знаменателе концентрации, г/см³.



Фиг. 14. Геологическая карта россыпи минералов титана в устье р. Джуба

1 — коралловые известняки морских террас; 2 — суглинки и супеси долины р. Джуба; 3 — пойменные отложения р. Джуба; 4 — пляжевые пески и дюны; 5 — «черные» пески; 6 — номера проб

Длина россыпи, соответствующая длине бара, составляет 5 км, при ширине 50—150 м. Россыпь сложена средне- и крупнозернистыми кварцевыми песками светло-желтого и желтого цветов. Рудные минералы (ильменит, магнетит, гематит) образуют тонкие горизонтальные, хорошо выдержанные на сотни метров прослойки толщиной 1—5 мм. Тонкие прослойки обычно концентрируются в пакки мощностью до 30—40 см (фиг. 15). В бороздовых пробах, отобранных по шурфам на глубину 2—3 м, средние содержания тяжелой фракции оказались достаточно высокими (до 930 кг/м³), но содержание минералов титана — низкое. Минералы титана (ильменит, рутил) обычно имеют очень «свежий» вид без следов лейкоксенизации. Обращает на себя внимание также присутствие железа главным образом в форме гематита. Результаты спектраль-

Таблица 5

Состав тяжелой фракции песков из ильменитовой россыпи в устье р. Джубы, %

№ пробы	Содержание тяжелой фракции, кг/м ³	Ильменит	Рутил	Лейкоксен	Магнетит	Окислы железа	Монацит	Амфиболы	Пироксен	Диопсид	Сфен	Апатит	Турмалин	Циркон	Гранат	Кальцит
1	150	40	4	Зн.	12	2	Зн.	30	5	1	2	1	1	—	2	—
2	190	38	1	Зн.	10	1	Зн.	32	5	2	4	2	Зн.	Зн.	5	Зн.
3	300	25	3	1	2	Зн.	—	45	12	3	3	2	Зн.	—	4	Зн.
4	800	20	1	Зн.	10	1	Зн.	54	11	1	—	1	Зн.	—	1	4
5	290	30	2	Зн.	8	4	—	38	7	2	1	3	2	1	Зн.	1
6	220	25	3	Зн.	5	2	—	47	10	2	Зн.	3	Зн.	Зн.	3	Зн.
7	270	35	2	Зн.	14	5	Зн.	32	7	2	1	1	—	Зн.	—	1
8	930	15	1	1	3	1	Зн.	55	15	1	Зн.	1	Зн.	Зн.	2	5

ного анализа ильменита и магнетита из россыпи Джуба приведены в табл. 1. Чрезвычайно характерен состав тяжелой фракции россыпи (табл. 5). Черный цвет песков обусловлен в значительной мере присутствием темных амфиболов и пироксенов, которые в отдельных пробах составляют до 70% тяжелой фракции.

Большое количество минералов, не устойчивых против выветривания, является характерной особенностью всех отложений аридных тропиков, что связано с особенностями гипергенеза этой зоны (Coetzee, 1957, и др.).

г) Современные террасы Индийского океана. Вдоль океанического берега Сомалийского полуострова прослеживается полоса коралловых рифов, отстоящая от берега обычно на 150—300 м. Прибрежные пляжи — песчаные, состоящие почти исключительно из желтовато-белых обломочных зерен известняка. Ширина пляжей не превышает первых десятков, реже сотен метров. Пляжи кончаются уступами морских террас высотой от 1—15 м. Террасы обычно сложены старыми коралловыми постройками и лишь изредка состоят из переслаивания коралловых построек и пластов косослоистых известняковых песков. На поверхности террас повсеместно образуется плотная карбонатная кора мощностью до нескольких десятков сантиметров, сложенная трубчатыми, местами растрескавшимися известняками. Известняки террас покрыты тонкой черной пленкой (фиг. 16). Пленка образуется в результате частичного растворения известняка. По сравнению с последним в ней наблюдается несколько повышенное содержание Al, P, Ti, Na и Sr (см. табл. 1)..

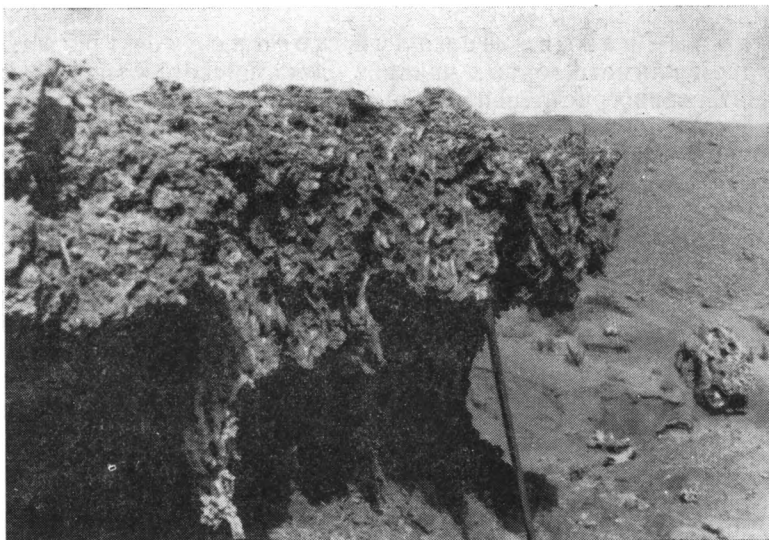
д) Горные районы Сомалийского полуострова. В жарком аридном климате горных районов Сомалийского полуострова в условиях интенсивно расчлененного рельефа процессы физического выветривания резко преобладают над химическим преобразованием пород. Несмотря на незначительное количество осадков, эрозия сравнительно интенсивна. В периоды кратковременных ливней огромная масса грубообломочного материала сносится в долины с почти лишенных растительности склонов. Вдоль русел непостоянных водотоков образуются нагромождения глыб, а при впадении их в океан — конусы выноса.

Наибольший интерес при изучении гипергенных преобразований пород представляет рассмотрение процессов выветривания базальтов, бронирующих поверхности столовых гор, а также состав глинистых осадков, возникающих при разрушении пород в областях интенсивной денудации.

Продукты выветривания базальтов. Продукты выветривания базальтов нами изучались на останцах базальтового плато, расположенных в 20—50 км к югу от г. Бербера. Здесь базальтовые покровы мощностью 10—15 м залегают на абсолютных отметках 600—1000 м. Они фиксируют обширную поверхность выравнивания, развитую на породах различного состава: от докембрийских до плиоценовых включительно. Поверхность плато неровная, на ней отчетливо видны отдельные языки лавовых потоков мощностью до 2—4 м (фиг. 17). Характер их выветривания чрезвычайно своеобразен. Лавовый поток дробится на крупные блоки. Поверхность этих блоков постепенно разъедается и приобретает ячеистый облик (фиг. 18). Глубина отдельных ячеек до 3—5 см. Стенки ячеек покрываются очень тонкой черной пленкой (загаром) окислов железа и марганца. Базальт даже в перегородках ячеек удивительно свежий, без каких-либо следов изменений. В процессе выветривания блоки распадаются на отдельные обломки округлой формы, которые тонким слоем покрывают поверхность базальтового плато (фиг. 19). В мелких западинах этой поверхности глубиной 20—30 см накапливается рыхлый тонкодисперсный материал палевого и светло-оранжевого цветов. В составе осадка, кроме обломков базальта, в изобилии присутствуют карбонатные стяжения размером до 5—15 см. Состав их преимущественно кальцитовый с примесью минералов из группы монтмориллонита (см. фиг. 5,



Фиг. 15. Горизонтальная слоистость в песках россыпи минералов титана в устье р. Джуба



Фиг. 16. Черная пленка на коралловых известняках морских террас на берегу Индийского океана (район экватора)

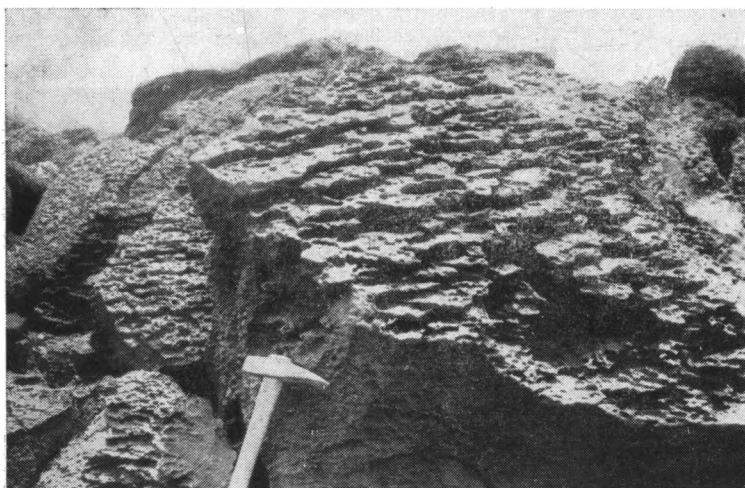
табл. 2). Тонкодисперсный материал, согласно данным термического и рентгеновского анализов, состоит из кальцита, гелевидных окислов железа, минералов группы монтмориллонита и хлорита.

Сравнение химического состава базальтов и продуктов их выветривания (см. табл. 2) показывает, что в условиях современного аридного гипергенеза при диспергации материнских пород происходит резкое обогащение их углекислотой. Из выветривающейся породы выносятся закисное железо, магний и натрий. Основные породообразующие окислы — кремнезем и глинозем, практически стабильны.

Согласно данным спектрального анализа (см. табл. 1), подавляющее большинство редких и рассеянных элементов обладает низкой миграци-



Фиг. 17. Языки лавовых потоков на поверхности базальтового плато



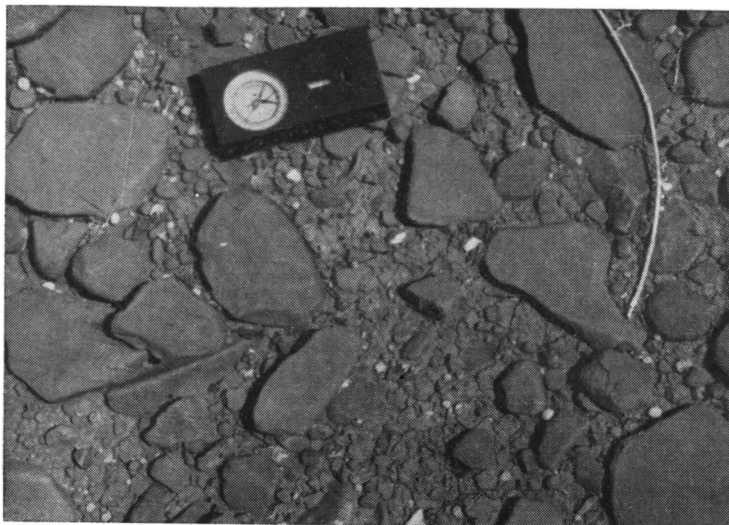
Фиг. 18. Ячеистая поверхность базальта, выветривающегося в аридных условиях

онной способностью. В продуктах выветривания базальтов отмечается лишь незначительное увеличение количества Ti, Ga, In и Ni.

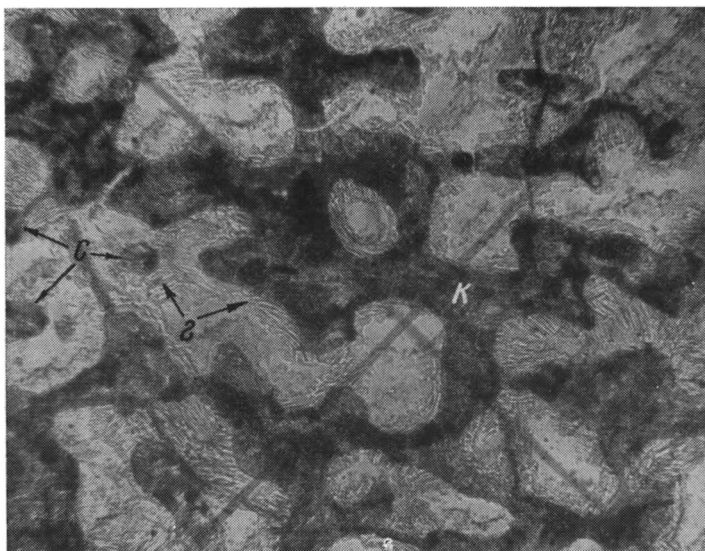
Следует отметить, что выветривание базальтов — процесс очень медленный, о чем свидетельствуют обнаруженные нами на поверхности базальтового плато остатки каменных орудий древнего человека.

Продукты выветривания карбонатных пород. В горных районах Сомалийского полуострова наиболее широко распространены карбонатные породы. Поверхность их обычно покрыта обломками и глыбами, среди которых иногда встречаются мелкие впадины глубиной 10—15 см, заполненные тонкодисперсным палево-серым глинистым материалом, в составе которого преобладает кальцит (до 40—70%). Нерастворимый остаток, согласно данным термического анализа (см. фиг. 5), представлен монтмориллонитом, возможно с примесью каолинита.

Продукты выветривания осерненных известняков. В процессе проведения поисковых работ на серу нами в апреле 1968 г. было обследовано



Фиг. 19. Элювий на поверхности базальтового плато, состоящий из палевых и светло-серых суглинков с обильными включениями обломков «свежего» базальта



Фиг. 20. Сера в огипсованных коралловых известняках
Шлиф, ник. $\times 45$

известное еще с 20-х годов рудопроявление серы на окраине г. Берберы, находящееся на берегу Аденского залива, в 200 м западнее нефтехранилищ американской компании Шелл, вблизи уступа четвертичной морской террасы. Терраса сложена рыхлыми коралловыми известняками, не несущими следов осернения. Эти известняки примыкают к коренному берегу залива, образованному более древними (плиоценовыми?) известняками с остатками кораллов и обильной вкрапленностью каплевидной серы. Рудопроявление представляет собой слегка выделяющийся в рельефе участок неправильно округлой формы площадью около 10—15 тыс. м².

Осерненные коралловые известняки были вскрыты траншеями и отдельными шурфами на глубинах от нескольких сантиметров до 1,0—1,5 м. Изучение известняков в шлифах показало, что они почти целиком состоят из скелетов колониальных кораллов. Сера в виде небольших «капель» размером до 0,15 мм располагается в ячейках скелетов кораллов. В тех ячейках, где есть сера, известковые стенки кораллов метасоматически замещены гипсом. Стенки ячеек без серы, как правило, известковые. Большинство «капель» серы имеет округлые очертания, но часто встречаются корродированные капли, несущие следы растворения (фиг. 20). Согласно данным химических анализов (см. табл. 2), содержание элементарной серы в породах 5—35%, при этом во всех образцах содержится значительное количество окисленной серы. По-видимому, это обстоятельство связано с тем, что опробование было произведено лишь в приповерхностной окисленной зоне (до глубины 1,5 м). Ближе к поверхности количество гипса увеличивается и известняки постепенно замещаются сравнительно рыхлой гипсовой породой, в значительной мере потерявшей первичную органогенную структуру. Мощность формирующейся гипсовой коры обычно не превышает первых десятков сантиметров.

Выводы. 1. В неогеновый и четвертичный периоды в тропических районах восточной Африки господствовал аридный климат с отдельными непродолжительными этапами увлажнения. Наиболее крупный из них имел место в плиоценовую эпоху. Продукты гипергенных преобразований пород этой эпохи сохранились на плиоценовой поверхности выравнивания, развитой в юго-западной части рассматриваемой территории. На более молодых поверхностях гипергенез протекал в условиях, близких к современным.

2. Характерная особенность гипергенеза плиоценовой, более влажной, чем современная, эпохи — формирование сплошного маломощного покрова ярко-красных суглинков как на известняках, слагающих большую часть плиоценовой поверхности, так и на базальтах и песчаниках. Этот процесс повсеместно сопровождался интенсивным растворением и выносом Са из известняков, Са и Mg из базальтов.

Терра росса плиоценовой поверхности выравнивания состоит преимущественно из каолинита (65—70%), рентгеноаморфных окислов и гидроокислов железа (15—20%) и мелких угловатых зерен кварца (15—20%). Характерная особенность терра росса — присутствие конкреций бурого железняка. Последние обычно имеют оолитовое строение и состоят из раскристаллизованных в гётит и гематит окислов железа, каолинита и кварца. В некоторых конкрециях встречается гиббсит (до 3—5%).

Условия, благоприятные для накопления гидратов глинозема, в плиоцене на востоке Африки отсутствовали, по-видимому, в связи с недостаточным количеством выпадавших осадков и выровненным рельефом местности.

3. Гипергенез постплиоценового времени характеризуется повсеместным формированием карбонатных кор (каличе) мощностью до нескольких метров. Каличе образуется путем метасоматического замещения карбонатом кальция пород различного состава и генезиса (аллювиальные суглинки, гранитоиды, амфиболиты, кварцевые жилы и др.).

4. В условиях резко расчлененного рельефа в аридных тропиках повсеместно преобладает физическое выветривание пород, приводящее к образованию мощных конусов выноса и толщ неотсортированных пролювиальных осадков. Более глубокой химической переработке в этих районах подвергаются лишь базальты обширного Абиссинского плато. Выветривание базальтов здесь сопровождается их диспергацией, резким обогащением осадка углекислотой и выносом закисного железа, магния и натрия.

5. Аридный климат, по-видимому, также являлся причиной возникновения необычных гипсовых кор на осерненных известняках в прибрежной области горных районов Сомалийского полуострова.

6. В условиях аридного гипергенеза весьма устойчивыми против выветривания оказываются такие минералы, как пироксены и амфиболы. В связи с этим они часто составляют основную массу тяжелой фракции прибрежно-морских россыпей, существенно разубоживая содержание полезных компонентов.

Химические и спектральные анализы выполнены в соответствующих лабораториях ВСЕГЕИ; рентгеновские исследования произвела Г. В. Куликова. Коллекция исследованных образцов хранится в отделе литологии ВСЕГЕИ.

ЛИТЕРАТУРА

- Алиман А. Доисторическая Африка. М., Изд. иностр. лит., 1960.
Кригер Н. И. Четвертичные отложения Африки и передней Азии. М., Изд-во АН СССР, 1962.
Africa Research Bulletin. Economie Financial and Technical Series, v. 5, No. 3, 1968.
Caetree C. B. Ilmeniethoudende sand langs die Weskus in die distrik Vanrhynsdopr. Geol. opnams van Sud Africa bull. 25, Pretoria, 1957.
King B. C. The geomorphological of Africa. Sci. Progr. v. 46, No. 181, 1958.
Saggerson E. P., Baker B. H. Post-Jurassic erosion surfaces in eastern Kenya and their deformation in relation to rift structure. Quart. j. Geol. Soc. London, v. 121, No. 481, 1965.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Дата поступления
10.VI.1969

УДК 551.311.231.(477)

К ВОПРОСУ ОБ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ И ТИПАХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД УКРАИНСКОГО ШИТА

А. Д. ДОДАТКО, Г. Г. ВИНОГРАДОВ

В работе описываются условия образования коры выветривания на ультраосновных породах щита. Детальное изучение коры одного из массивов с каолиновой верхней зоной и сопоставление с корой рядом расположенного массива, на котором развита гиббситоносная кора в верхней зоне, показало, что кора выветривания формировалась в латеритных условиях. Появление галлузито-каолинового горизонта на месте гиббситоносной зоны обусловлено последующими процессами обеления и ресилификации, происходившими в условиях изменившегося климата. Приведены некоторые данные, свидетельствующие о том, что образование латеритной коры на Украинском щите завершилось уже в нижнем мелу.

В настоящее время древняя кора выветривания ультраосновных пород Украинского щита изучена достаточно полно. В опубликованной и рукописной литературе освещены многие вопросы геологического строения, минералогии и геохимии, условия концентрации некоторых элементов в различных зонах коры и т. д. М. Б. Славутский и Е. С. Шалыт (1961) описали геологию и минералогию коры выветривания Девладовского массива ультрабазитов, произвели выделение отдельных зон вертикального профиля и дали петрографо-минералогическую их характеристику. Следует лишь отметить, что четвертую зону коры (латеритный горизонт) в то время большинство исследователей относили к осадочным образованиям бучакского возраста и авторы указанной статьи ее не характеризовали. В работах А. У. Литвиненко и др. (1962, 1963) была доказана принадлежность гиббситоносного горизонта к коре выветривания, произведено разделение коры ультраосновных пород Приднпровья на два типа профиля (нотронитовый и охристый) и кратко охарактеризованы особенности охристого профиля выветривания.

Позже, в ряде статей были описаны геохимические особенности охристого профиля коры (Додатко, 1964₁), а для некоторых элементов — охристого и нотронитового профилей коры (Додатко, 1964₂). Один из авторов настоящей статьи провел детальное изучение особенностей охристого и нотронитового профилей на ультраосновных породах Приднпровья и указал ряд возможных причин, обусловивших их формирование. Ю. С. Лебедев (1965) детально изучил коры выветривания на ультраосновных породах Среднего Побужья. А. П. Никитина (1967) подробно изучила охристо-кремнистый профиль коры на Славгородском массиве ультрабазитов. Многочисленные материалы по некоторым вопросам коры рассматриваемых пород содержатся в работах Ю. Б. Басса, И. И. Шевчишина, Е. Г. Куковского, Г. Н. Романенко, З. В. Туробовой и др. Вместе с тем необходимо отметить, что некоторые вопросы до сих пор не решены. Недостаточно выяснены условия концентрации рудных элементов в определенных горизонтах коры, только предварительно и

очень слабо обосновано время формирования коры выветривания на территории щита. Нет единого взгляда и на условия формирования коры в пределах всего щита и отдельных его районов. Необходимость решения перечисленных вопросов настоятельно диктуется практикой геолого-поисковых работ. Следует также отметить, что в некоторых работах до настоящего времени допускаются неправильные толкования условий образования коры в отдельных районах щита. В частности, З. В. Турובה (1968), обобщая материалы по корам ультраосновных пород щита, пришла к выводу о каолиновом характере выветривания ультраосновных пород Побужья. На основании особенностей профиля, минерального состава и формы залегания она выделила следующие типы кор ультраосновных пород щита: 1) гиббситовый охристого профиля (Сурская группа массивов); 2) гидрогетит-кремнистый (Славгородский массив); 3) гиббситовый нонтронитового профиля (Дёвладовская и Терновская группы массивов); 4) каолиновый нонтронитового профиля (Побужская группа массивов). Из выделенных типов кор ультрабазитов щита в опубликованной литературе не был описан лишь последний. Однако анализ материалов, накопленных к настоящему времени, показывает, что выделение и особенно объяснение каолинового типа коры на ультрабазитах нельзя считать обоснованным.

Кора выветривания ультраосновных пород щита имеет четко выраженную вертикальную зональность и завершается обычно латеритным гиббситоносным горизонтом. В случае размыва, а иногда и по ряду других причин, латеритный горизонт не сохраняется и на поверхность коры выходит либо горизонт бесструктурных охр, либо породы лежащих ниже горизонтов коры (нонтрониты, структурные охры или выщелоченные ультрабазиты). Однако в некоторых случаях на отдельных массивах Побужья и в других районах щита кора выветривания ультрабазитов завершается горизонтом голубовато-белых глин галлуазито-каолинового состава. Этот горизонт впервые установили на ультрабазитах Капитановской группы массивов Побужья Н. Т. Вадимов, И. И. Шевчишин и др. при проведении поисково-разведочных работ. Минеральный состав указанного горизонта долгое время оставался слабо изученным. Отмечался лишь его преимущественно глинистый состав и присутствие в некоторых местах большого количества терригенного кварца. На этом основании породы горизонта относили к осадочным образованиям.

Изучая кору выветривания Капитановской группы ультрабазитов Побужья, З. В. Турובה получила ряд данных, свидетельствующих о принадлежности галлуазито-каолинового горизонта глин к коре выветривания. Относительно широкое распространение этого горизонта на ультрабазитах Побужья и ряд его особенностей привели З. В. Туробову (1965, 1967, 1968) к выводу о том, что процесс выветривания кристаллических пород в этом районе завершался формированием только каолинового горизонта и, следовательно, характер корообразования был силлитным, что противоречит представлениям Н. М. Страхова (1960), В. П. Петрова (1966), Д. Г. Сапожникова (1968) и других о региональности и общем для всего региона характере выветривания кристаллических пород.

Мезозойская кора выветривания Украинского щита формировалась в условиях латеритного выветривания. Это подтверждается наличием гиббситоносных кор выветривания на обширной территории щита. Латеритная кора известна в Приазовье (Погребной, 1968), широко развита в Приднепровье (Хорошева, 1966), на Волыни и в северо-западной части щита (Газенко, Шпилюк, 1966). Более того, латеритная кора присутствует и в пределах Побужья, где на породах различного состава установлено присутствие бокситовидных пород с содержанием свободного глинозема до 20%. Ю. Г. Ермаков и Н. Н. Капинос еще в 1961 г. установили наличие бокситовидных пород в коре амфиболсодержащих гнейсов Юж-

ного Побужья. Г. Г. Виноградов и др. в 1963 г. отмечали присутствие латеритного горизонта в коре метабазитов Приднестровья и Побужья. В 1963—1965 гг. южнее Капитановской группы массивов ультраосновных пород в юго-восточной части Побужской антиклинальной зоны между реками Южный Буг и Кодыма А. Я. Древин, А. Я. Каневский и др. установили новую группу массивов ультрабазитов. Изучение коры выветривания в этом районе показало, что как на ультрабазитах (Додатко и др., 1967), так и на вмещающих их метабазитах и гранатосиллиманитовых гнейсах (Виноградов и др., 1967) распространены бокситовидные породы латеритного горизонта мощностью 0,5—10 м и более. Наконец, геолого-съёмочные работы, выполненные в последние годы одним из авторов статьи, показывают широкое распространение гиббситоносных пород как в толще отложений нижнего мела, так и непосредственно в коре выветривания. В районе с. Кумары, в скв. 13492 в интервале 37,6—44,1 м в перетолженной коре (существенно каолининовая слабожелезистая порода), содержание свободного глинозема 8,85—12,0%. В этом же районе в скв. 716 непосредственно в коре выветривания в интервале 23,0—29,8 м содержание свободного глинозема 10—16,7%. По ряду других скважин, пробуренных в районе сел Крымка, Сметаны и др., химические анализы, выполненные по методике СНИИГИМС, показывают содержание свободного глинозема в пределах от 3—5 до 18—20%. Рентгеновский анализ тонких (менее 0,005 мм) классов как пород коры выветривания, так и осадочных образований нижнемелового возраста подтверждает присутствие гиббсита (табл. 1).

Таблица 1

Рентгенограммы тонких (менее 0,005 мм) классов гиббситоносных пород Побужья

Осадочные породы (Сг ₁)				Кора выветривания			
скв. 13492 39,0—39,5 м		скв. 13362 65,1—66,1 м		скв. 716, 23,5—24,0 м		скв. 13362, 77,1—78,1 м	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
10	4,87	7	4,75	10	4,82	5	4,79
10	7,2	10	7,13	10	7,09	10	7,08
10	4,34	4	4,31	7	4,41	6	4,39
10	3,56	10	3,53	10	3,53	10	3,53
1	3,33	2	3,33	4	3,34	4	3,33
1	3,18	—	—	3	3,17	—	—
7	2,491	3	2,476	7	2,479	5	2,470
9	2,329	5	2,315	8	2,329	8	2,325
2	2,162	3	2,118	5	2,174	5	2,164
4	2,037	—	—	—	—	—	—
6	1,986	2	1,992	2	1,948	3	1,958
5	1,794	1	1,781	4	1,797	2	1,787
6	1,678	3	1,722	7	1,712	9	1,722
6	1,484	6	1,474	9	1,473	8	1,481

Приведенные в табл. 1 данные расшифровки дифрактограмм, а также термические анализы бесспорно свидетельствуют о присутствии в анализированных пробах гиббсита в смеси с каолинитом, причем в некоторых пробах гиббсит преобладает над каолинитом.

Приведенный выше материал, а также литературные источники показывают, что вывод З. В. Туробовой о силитном характере выветривания пород Побужья не подтверждается фактическим материалом. Имеющиеся данные однозначно указывают на латеритный характер образования мезозойской коры в пределах всей территории шита и в Побужской его части. Появление горизонта галлуазито-каолининовых глин на некоторых массивах ультрабазитов Побужья (в районе с. Капитановка)

обусловлено не характером выветривания кристаллических пород, а рядом других причин, которые наиболее удобно рассмотреть на примере коры выветривания ультраосновных пород Среднего Приднепровья.

В пределах указанного региона восточнее Северного Криворожья расположена группа дайкообразных тел ультраосновных пород. Два из них в районе сел Девладово и Красный Яр находятся на расстоянии менее 10 км друг от друга, имеют почти одинаковый состав и генезис (верхнепротерозойские интрузии — Усенко, 1965) и в общем сходную историю геологического развития. В настоящее время они находятся на одном гипсометрическом уровне, однако перекрыты разными по составу и возрасту осадочными образованиями.

Кора выветривания Девладовского массива имеет среднюю мощность около 35 м, хорошо развитый вертикальный профиль, завершается зоной бокситовидных пород мощностью 3—5 м. Как показало детальное изучение этой зоны, она складается каменистой и рыхлой разновидностями бокситовидных пород, имеющих бобовидное строение и содержащих до 20—30% гиббсита. Для горизонта характерно пониженное содержание кремнезема и повышенное количество глинозема и окислов железа. Необходимо отметить, что железо в этих породах находится в трех- и двухвалентной форме. По нашим данным, количество двухвалентной формы железа составляет 25—50% валового. Перекрывается кора выветривания Девладовского массива преимущественно песчано-глинистыми осадками эоценового (бучакского) возраста, которые содержат большое количество обуглившихся растительных остатков, а иногда и пласты бурого угля. Выше бучакских залегают мергелистые осадки киевского и песчанистые (с глауконитом) осадки харьковского возраста.

Кора выветривания Красноярского массива также имеет четко выраженную зональность, причем три зоны (снизу вверх) аналогичны коре выветривания Девладовского массива. Четвертая зона представлена галлуазито-каолининовым горизонтом мощностью 1,0—5,0 м. Характеристика пород этого горизонта не отличается от описания З. В. Туробовой (1968). Отметим только, что галлуазито-каолининовые породы почти не содержат кварца, местами сохраняют реликтовую зернистость, в них иногда присутствуют глинистые бобовины размером до 1,0—1,5 см, сложенные преимущественно галлуазитом.

При проведении поисково-разведочных работ Н. К. Бабенко была составлена схематическая карта коры выветривания Красноярского массива. Анализ карты показывает, что на значительной части массива кора выветривания размыта почти полностью, а полный профиль ее сохранился лишь в его краевой восточной части. Из 96 скважин, установивших присутствие коры выветривания, 62 в верхнем горизонте коры встретили галлуазито-каолининовые породы, 27 — охристые породы с участками обеления вверху и 7 — нонtronиты. Бокситовидные породы, аналогичные Девладовским, не были встречены ни одной скважиной. Кора выветривания повсеместно перекрывается глауконитсодержащими песчанистыми отложениями олигоценного (харьковского) возраста.

Под галлуазито-каолининовым горизонтом обычно залегают охры, обладающие рядом особенностей, не присущих охрам Девладовского массива. Прежде всего в верхней части охр заметно пониженное содержание железа, причем закисная форма его почти отсутствует. С глубиной количество железа постепенно увеличивается и в некоторых прослоях оказывается на 7—10% больше обычного для охр на аналогичных породах. В таких участках в охре присутствуют бесформенные стяжения гидроокислов железа, часто встречаются трещинки, заполненные ими, а иногда гетит и гидрогетит цементируют охру, образуя прослой глинистого бурого железняка. Указанные особенности довольно наглядно отражаются в химическом составе пород разных зон коры выветривания (табл. 2).

Данные табл. 2 показывают, что в породах галлуазит-каолинитового горизонта содержание окиси и закиси железа составляет в сумме лишь 0,57%. Ранее было показано (Додатко, 1964₂), что содержание железа в породах верхней зоны коры рядом расположенных Девладовского и Терновского массивов равно соответственно 28,2 и 31,8%. Можно предполагать, что при формировании коры верхняя зона Красноярского массива имела примерно такое же (около 30%) содержание железа. Это подтверждается также близкими друг к другу средними количественными

Таблица 2

Химический состав коры выветривания ультраосновных пород Красноярского массива по скв. 2868

Породы и зоны	Глубина, м	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO
Галлуазито-каолинитовая	39,0	39,41	1,89	34,59	0,21	0,36	Сл.	0,54
Охра (каолинито-гетит-гидрогетитовая)	42,5	30,10	1,26	32,67	13,86	0,21	0,56	0,42
То же	47,0	24,65	1,20	22,95	33,27	0,15	0,50	0,45
» »	49,0	20,78	0,69	17,87	45,35	0,15	0,35	0,28
» »	50,0	15,0	0,50	15,96	51,73	0,21	Сл.	1,09
» »	58,0	16,41	1,46	16,24	51,11	0,22	Сл.	0,48
» «	64,0	20,90	1,32	17,69	44,59	0,29	Сл.	0,30
» »	69,0	14,35	0,98	16,61	52,60	0,15	Сл.	0,54
» »	74,0	18,29	0,88	9,66	46,68	2,39	Сл.	6,52
» »	84,0	18,60	1,07	13,53	52,17	1,67	0,10	0,72
Нонтронитовая (гидрохлорито-нонтронитовая)	91,0	36,0	0,50	5,92	26,67	1,38	1,48	6,69

железа в охрах перечисленных массивов (соответственно 35,9; 37,9; 33,7%). По профилю отдельных скважин Красноярского массива (см. табл. 2) количество железа сверху вниз постепенно увеличивается (9,86; 23,41; 31,80; 36,34% и т. д.), достигая максимальных значений в основании охр на границе с нонтронитами. Содержание кремнезема и глинозема в верхней части профиля коры несколько повышено.

Наблюдения в шлифах показывают, что породы верхней зоны коры Красноярского массива слагаются слабо раскристаллизованной, очень низко двупреломляющей галлуазито-каолинитовой массой с редкими скоплениями крупных червеобразных сростков каолинита. По характеру угасания отдельных участков шлифа общая структура породы иногда сходна со структурой бокситовидных пород из коры других массивов. В породе редко встречаются реликтовые рудные минералы (ильменит, магнетит, хромит) и единичные зерна кварца. По трещинкам порода иногда окрашена в кремовый цвет за счет слабого обохривания. Ниже по разрезу коры, в охрах, общая картина шлифа резко изменяется: все глинистые минералы интенсивно пропитаны гидроокислами железа. Некоторые шлифы подтверждают присутствие в разрезе коры прослоев бурого железняка псевдобобовой текстуры. В охрах почти всегда устанавливается присутствие гиббсита в количестве до 5—8% поля зрения шлифа. Гиббсит в охрах образует желтовато-бурые гелеобразные выделения, часто с колломорфным строением, или же выполняет поры и трещинки. В последнем случае он хорошо окристаллизован, образует отдельные индивиды и сростки кристаллов, имеющих двойниковое строение. Присутствие гиббсита в шлифах установлено почти по всему разрезу охр. Это подтверждается также пересчетом химических анализов табл. 2. Комплексом методов установлено, что охры имеют каолинит-гидрогетитовый состав. Поэтому при пересчетах анализов принималось, что весь кремнезем связан с глиноземом в каолините, а по оставшейся (из-

быточной) части глинозема вычислялось количество гиббсита. Данные по содержанию свободного глинозема в охрах (табл. 3), вероятно, занижены, так как из общего количества SiO_2 не вычиталось SiO_2 кварца, в небольшом количестве присутствующего по трещинкам в охре.

Из табл. 3 видно, что свободный глинозем (полученный расчетным путем) присутствует не только в охре, но в небольшом количестве есть и

Таблица 3

Содержание свободного глинозема и гиббсита в коре выветривания ультрабазитов (Красноярский массив, скв. 2868)

Порода	Количество избыточного Al_2O_3 , %	То же в пересчете на гиббсит, %
Галлуазито-каолининовая	1,03	1,56
Каолинито-гидрогениновая (охра)	1,78	2,72
То же	7,14	10,90
» »	0,20	0,31
» »	2,99	4,57
» »	2,06	3,16
» »	0,71	1,11
» »	2,15	3,30
» »	Нет	Нет
» »	»	»
Нонтронитовая	»	»

в породах галлуазит-каолининовой зоны, хотя, по наблюдениям в шлифах и термическому анализу, присутствие гиббсита не устанавливается. Приведенные данные позволяют считать, что при образовании коры на Девладовском (Славутский, Шалыт, 1961) и Красноярском массивах формировался латеритный горизонт с гиббситоносной верхней зоной. Появление галлуазито-каолининового горизонта в коре последнего обусловлено последующими процессами, воздействовавшими в различной степени на кору отдельных массивов в зависимости от геологических условий.

Б. П. Кротов (1959) на примере латеритных кор выветривания Урала показал, что при формировании латеритного горизонта в условиях жаркого и влажного климата в нем накапливаются железо, алюминий,

титан и другие элементы. В случае изменения климата в сторону похолодания латеритный характер выветривания изменяется на подзолистый, при котором железо получает возможность мигрировать и уходит из горизонта, глинозем либо также мигрирует, либо фиксируется на месте в виде каолинита и галлуазита, вступая в реакцию с находящимся в растворах кремнеземом.

Результаты палинологических исследований территории Среднего Приднепровья (Матвиенко, 1965; Кораллова, 1966 и др.), а также палеоклиматические данные более регионального масштаба (Синицын, 1965, 1967) показывают, что в конце палеогена (вторая половина олигоцена) на значительной территории Евразии произошло оильное похолодание, а климат позднего олигоцена-неогена характеризовался дальнейшим похолоданием и иссушением.

По данным В. В. Коралловой (1966), флора Среднего Приднепровья предбучакского и бучакского времени характеризуется представителями тропического и субтропического облика, а состав флоры конца эоцена и особенно начала олигоцена (харьковское время) свидетельствует о наступлении умеренного климата, продолжавшего изменяться в сторону похолодания.

Учитывая выводы Б. П. Кротова (1959) и данные об изменении климата, различие в строении и составе верхней зоны коры Девладовского и Красноярского массивов можно объяснить следующим образом. При формировании коры на обоих массивах верхняя зона была латеритной и слагалась бокситовидными породами, содержащими гиббсит. В дальнейшем кора выветривания Девладовского массива оказалась закрытой осадками бучакского возраста, которые формировались в условиях тропического и субтропического климата, т. е. близких или аналогичных тем, в которых возникла кора. При этом латеритный горизонт в неизменном виде был перекрыт осадками и претерпел лишь более менее

значительные эпигенетические изменения (Додатко, Романенко, 1969). Кора выветривания Красноярского массива перекрывается осадками харьковского возраста, образовавшимися в условиях ясно выраженного изменения климата в сторону похолодания. Следовательно, верхняя зона коры выветривания находилась на поверхности более длительное время и (если не была размыва) испытала воздействие изменившегося (более холодного) климата. В новых климатических условиях латеритный горизонт потерял все характерные особенности: исчезло бобовидное строение пород, произошел почти полный вынос железа, а свободный глинозем, реагируя с находящимся в растворах кремнеземом, превратился в каолинит и галлуазит. Произошла полная ресилификация и обеление бокситовидных пород, вследствие чего возник горизонт галлуазито-каолининовых глин.

Выше отмечалось, что под горизонтом обеленных глин охры в некоторых случаях обогащены железом, часто цементируются гетит-гидрогетитом, иногда содержат прослой плотного бурого железняка. Это позволяет предполагать, что при деградации латеритного горизонта железо не уходило за пределы коры выветривания, а мигрировало в более низкие ее горизонты и там отлагалось. Глинозем мог также частично мигрировать в более низкие горизонты коры и выпадать в оврагах в виде нераскристаллизованного геля или корочек кристаллов гиббсита по трещинам. По-видимому, этим и объясняется его проникновение на значительную глубину (см. табл. 2, 3).

Возвращаясь к горизонту обеленных глин на ультраосновных породах Побужья, необходимо отметить, что большинство массивов ультрабазитов Капитановской группы перекрыто песчано-глинистыми осадками так называемой балтской свиты. Породы этой свиты широко распространены по всему Побужью. Низы ее имеют среднесарматский возраст (Виноградов, Дидковский, 1964). В нескольких десятках километров южнее находится Кумаровская группа массивов ультраосновных пород. Кора выветривания их имеет хорошо развитую латеритную зону и перекрыта песчано-глинистыми осадками с прослоями вторичных каолинов. В скважинах, пробуренных в районе сел Кумары, Червоный Перекоп, Крымка, Вродьевка и других, в перекрывающих кору породах встречены многочисленные споры и пыльца растений нижнемелового возраста. По определениям Т. Б. Губкиной, здесь установлены споры *Gleichenia angulata* Bolch., *Gl. carinata* Bolch., *Gl. triplex* Bolch., *Gl. laeta* Bolch., *Gl. delicata* Boch., *Gl. nigra* Bolch., *Polypodiaceae*, *Schezaceae*, пыльца *Cedrus cristatae* Sauer. Кроме того, во вторичных каолинах одной из скважин были встречены обугливавшиеся остатки листьев, которые, по определению Ф. А. Станиславского, принадлежат *Asplenium dicksonianum* Heer (нижний мел).

Сопоставляя данные по корам выветривания Кумаровской и Капитановской групп ультрабазитов и вмещающих их пород, можно утверждать, что кора выветривания на всей территории Побужья также формировалась в латеритных условиях. В южных районах Побужья она вскоре после образования местами была закрыта осадками мела и сохранила черты латеритного профиля. В других местах, в том числе и в районе Капитановской группы массивов ультрабазитов, кора выветривания долгое время оставалась открытой, интенсивно размывалась или же в условиях изменившегося климата деградировала (обелялась и ресилифицировалась). При этом формировался горизонт обеленных галлуазит-каолининовых глин, который затем мог размываться, а материал его переотлагаться и обогащаться примесью терригенного кварца. На многих массивах Побужья и этот горизонт оказался уничтоженным эрозией, размыва также значительная часть охристой зоны, вследствие чего на поверхности коры обнажился слой бурого железа. Интенсивный размыв верхних горизонтов коры ультрабазитов Капитановской группы

привел к тому, что средняя мощность зоны охр в этом районе в 2—3 раза меньше по сравнению с аналогичной зоной ультрабазитов других районов щита. В то же время средние мощности лежащих ниже зон близки почти на всех массивах.

Обеление железистых кор выветривания известно и в других (кроме упоминавшихся) районах щита. Авторы наблюдали обеленные горизонты в коре ультрабазитов Сурского района, в коре метабазитов Белозерского района, Приднестровья и Побужья. Обеление пород на амфиболитах и амфиболовых габбро в Центральном Приднепровье отмечает Э. В. Мельничук. Процессы латеритизации, ресилификации и обеления пород коры вслед за изменением климата происходили, по-видимому, в региональном масштабе.

Изложенный выше материал показывает, что образование мезозойской коры на ультраосновных и других типах пород Украинского щита происходило в условиях латеритного выветривания, при котором в верхней части разреза формировался гиббситоносный горизонт. В зависимости от состава исходных пород, их геологической истории, палеогеоморфологических условий и т. д. на отдельных массивах ультрабазитов формировались охристый и нонtronитовый (Литвиненко и др., 1962; 1963), а также гидрогетит-кремнистый (Никитина, 1967) профили выветривания. Появление галлуазито-каолинитового горизонта в верхней зоне коры ультрабазитов, а также обеленных горизонтов в коре других типов пород связано с процессами выноса железа и ресилификации минералов свободного глинозема при изменившихся климатических условиях. Большинство советских исследователей относят указанные процессы к наложенным (эпигенетическим). В связи с этим при выделении типов кор выветривания необходимо строго разграничивать генетические и эпигенетические процессы, обусловившие появление тех или иных особенностей изучаемых объектов. Поэтому выделение каолинитового типа коры выветривания на ультрабазитах Побужья (Туробова, 1968) нельзя считать удачным. В лучшем случае кора ультрабазитов с галлуазито-каолинитовой верхней зоной — ресилифицированный подтип нонtronитового типа коры выветривания.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов Г. Г., Дидковский В. Я. Новые данные о возрасте и объеме «балтской свиты». — Геологич. ж., 1964, т. 24, вып. 1.
- Виноградов Г. Г., Древин А. Я., Додатко А. Д., Каневский А. Я. Бокситові породи на Середньому Побужжі. — Геологич. ж., 1967, № 6.
- Газенко С. Д., Шпилюк Л. И. О перспективах бокситоносности северо-западной части Украинского кристаллического щита. — Сов. геология, 1966, № 12.
- Додатко А. Д. Распределение элементов в охристом профиле коры выветривания ультрабазитов Среднего Приднепровья. — В сб.: Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. М., «Недра», 1964.
- Додатко А. Д. К вопросу о парагенезисе титана и алюминия в коре выветривания ультрабазитов Среднего Приднепровья. — Литол. и полезн. ископ., 1964, № 3.
- Додатко А. Д., Древин А. Я., Виноградов Г. Г., Каневский А. Я. Геология, минералогия и условия образования коры выветривания ультрабазитов южной части Среднего Побужья. — В сб.: Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений, вып. 2, М., «Недра», 1967.
- Додатко А. Д., Романенко Г. Н. Вторичная минерализация в коре выветривания ультраосновных пород Приднепровья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 4.
- Кораллова В. В. Изменение флоры и растительности в палеогене на территории Украины. — В сб.: Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М., «Наука», 1966.
- Кротов Б. П. Дифференциация элементов при выветривании. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 35.
- Лебедев Ю. С. Минералогия и генезис коры выветривания гипербазитов Среднего Побужья. Киев, «Наукова думка», 1965.
- Литвиненко А. У., Додатко А. Д., Хорошева Д. П. О некоторых особенностях коры выветривания ультраосновных пород Среднего Приднепровья. — Докл. АН СССР, 1962, т. 147, № 6.

- Литвиненко А. У., Додатко А. Д., Хорошева Д. П. Особенности строения, состав и полезные ископаемые коры выветривания на ультраосновных породах Среднего Приднепровья.— В сб.: Кора выветривания, вып. 6. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Матвієнко Е. М. Стратіграфія та палеогеографічні умови утворення вугленосних відкладів палеогену Придніпровського району Українського щита.— Геологічн. ж., 1965, т. 25, вип. 1.
- Никитина А. П. Кора выветривания ультраосновных пород Славгородского района Украины и ее никеленосность.— В сб.: Кора выветривания, вып. 8. М., «Наука», 1967.
- Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. М., «Недра», 1966.
- Погребной В. Т. Особенности формирования коры выветривания граносиенитов Приазовья. Тез. докл. «Геология и полезные ископаемые юга Украины». Днепропетровск, «Промінь», 1968.
- Сапожников Д. Г. О структурно-тектонической приуроченности древних кор выветривания.— В сб.: Кора выветривания, вып. 10, М., «Наука», 1968.
- Синицын В. М. Древние климаты Евразии, Ч. 1. Палеоген и неоген. Издательство ЛГУ, 1965.
- Синицын В. М. Климаты Евразии в палеогене и неогене.— В сб.: Стратиграфия и палеонтология мезозойских и палеоген-неогеновых континентальных отложений Азиатской части СССР. «Наука», 1967.
- Славотский М. Б., Шалыт Е. С. Минералогия коры выветривания Девладовского месторождения силикатных никелевых руд. Сб.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 6. Львов. Издательство Львовск. ун-та, 1961.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1, М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Туробова З. В. К вопросу о концентрации титана в верхних горизонтах коры выветривания на ультраосновных породах Среднего Побужья. В сб.: Рудоносность Русской платформы. М., «Наука», 1965.
- Туробова З. В. Петрография коры выветривания Капитановского массива ультраосновных пород на Среднем Побужье. В сб.: Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений, вып. 2. «Недра», 1967.
- Туробова З. В. Типы кор выветривания ультраосновных пород Украины. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, 1968, № 12.
- Усенко И. С. Поисковые критерии ультрабазитов Украинского щита, несущих никеленосную кору выветривания.— В сб.: Кора выветривания, вып. 9. М., «Наука», 1965.
- Хорошева Д. П. Минералогия и геохимия бокситового горизонта Среднего Приднепровья.— В сб.: Генезис бокситов. М., «Наука», 1966.

Днепровская Центральная
научно-исследовательская лаборатория МГ УССР
Трест Киевгеология МГ УССР

Дата поступления
11.VI.1969

УДК 551.311.231(470.5)

О ПОДВИЖНОСТИ И БАЛАНСЕ ЭЛЕМЕНТОВ
В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ СЕРПЕНТИНИТОВ
ЮЖНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО МАССИВА
(Северный Урал)

В. И. РУССКИЙ, Н. А. ЖУРАВЛЕВА, А. В. ВТОРУШИН

Рассматривается подвижность окислов в участках мезозойской коры выветривания, не подвергавшихся после ее образования процессам позднего гипергенеза. Применение различных методик расчетов позволило разделить эти окислы на три группы: 1) легко подвижные — MgO , SiO_2 и CaO ; 2) мало подвижные — NiO , MnO , Al_2O_3 , TiO_2 и CaO ; 3) устойчивые — Cr_2O_3 и Fe_2O_3 . Содержание окислов первой группы при выветривании пород уменьшается, а для окислов третьей группы характерно постепенное накопление в продуктах выветривания.

Мезозойская кора выветривания Кольского массива по минеральному составу существенно отличается от других изученных кор выветривания ультрабазитов Урала. Своеобразие минерального состава этой коры выветривания обусловлено развитием в ней наложенных процессов, связанных с заболачиванием поверхности уже сформировавшейся коры. В ее верхних горизонтах устанавливается комплекс вторичных, не связанных с выветриванием, инфильтрационных и инфильтрационно-метасоматических минералов: шамозита, сидерита, сульфидов и др. (Куземкина, 1965; Григорьева, 1965).

Процессы вторичной минерализации вызывают интенсивное перераспределение вещества в верхних зонах коры выветривания и тем самым искажают первоначальную картину выноса и накопления окислов при образовании коры.

В связи с этим особый интерес приобретает рассмотрение подвижности окислов и их баланса в коре выветривания на тех ее участках, где она после своего образования практически не подвергалась процессам позднего гипергенеза.

Такая кора выветривания развита в южной части Кольского ультрабазитового массива на площади Катасьминского участка.

В пределах этой площади вдоль тектонического контакта серпентинитов с диоритами развита кора выветривания контактово-трещинного типа.

В коре выветривания Катасьминского участка выделены следующие зоны (сверху вниз): 1) зона охр; 2) зона выщелоченных серпентинитов; 3) зона дезинтегрированных серпентинитов.

Зона охр представлена в основном структурными охрами (иногда с участками развития минералов группы кремнезема) и сильно выщелоченными, интенсивно обохренными серпентинитами; в единичных случаях в верхней части зоны встречаются охры, затронутые процессами наложенной минерализации.

К структурным охрам относятся те их разновидности, в которых макроскопически из гипогенных минералов видны только магнетит и хром-

шпинелиды, распределенные среди основной гетито-гидрогетитовой массы в виде вкрапленности, реже в виде прожилков, и характеризующиеся сохранением реликтов текстурно-структурных особенностей материнской породы. Главными пороодообразующими минералами этих охр являются минералы окислов и гидроокислов железа — гетит, гидрогетит, гематит, маггемит и магнетит, на долю которых приходится до 83% веса породы.

Вследствие этого структурные охры характеризуются высокими содержаниями окисного железа (как правило, 70—80%). Из других пороодообразующих окислов следует отметить окись хрома — до 7—8% (среднее 5,0%), глинозем — до 4—5% (среднее 2,89%), кремнезем 2—5% (среднее 3; 57%) и окись магния 1—4% (среднее 2,38%).

Зона выщелоченных серпентинитов представлена в различной степени выщелоченными и обохренными серпентинитами, часто сильно окремненными, со скоплениями в кавернах хлорита-гидрохлорита, талька и прожилками карбонатов, в верхней части зоны иногда с прожилками никелевого α -керолита мощностью до нескольких сантиметров. Выщелоченные серпентиниты характеризуются изменчивым химическим составом, что в первую очередь зависит от степени развития минералов кремнезема. Содержание SiO_2 в породах этой зоны обычно выше, чем в лежащих ниже дезинтегрированных серпентинитах и значительно больше, чем в сильно выщелоченных интенсивно обохренных серпентинитах, и обычно составляет 40—60%, местами до 85%. Содержание окиси магния изменяется от 3—4% в сильно выщелоченных окремненных серпентинитах до 30% в нижних частях зоны, а окисного железа — от 3—5 до 20%.

Зона дезинтегрированных серпентинитов представлена плотными, часто осветленными серпентинитами, иногда оталькованными, с прожилками кальцита, арагонита и минералов кремнезема. Породы этой зоны по содержанию окиси магния и кремнезема (30—40%) близки к неизменным серпентинитам других частей Кольского массива, но, судя по содержанию окисного (6—8%) и закисного (1—2%) железа, эти серпентиниты уже затронуты выветриванием.

Для определения подвижности окислов в рассматриваемой коре выветривания были использованы некоторые из применяемых в настоящее время методов. В первую очередь миграционная способность окислов устанавливалась по методу, ранее применявшемуся А. И. Перельманом при изучении кор выветривания Аджарии (Перельман, 1962), т. е. путем сравнения среднего химического состава наиболее выветрелых пород (структурных охр) со средним химическим составом наименее выветрелых пород (дезинтегрированных серпентинитов).

На Катасьминском участке поисковые скважины, вскрывшие кору выветривания серпентинитов, остановлены в породах зоны дезинтеграции и не достигли неизмененных серпентинитов, поэтому за исходные породы мы условно принимаем дезинтегрированные серпентиниты. При определении среднего химического состава исходных пород из числа обрабатываемых анализов были исключены обладающие аномальными содержаниями CaO и SiO_2 , обусловленные прожилками карбонатов и кремнезема. В свою очередь, при определении среднего химического состава структурных охр из расчетов исключались анализы охр с развитием окремнения или следами наложенной минерализации.

За условно неподвижный окисел в коре выветривания — «элемент-свидетель» нами принята окись хрома, которая в основном связана с хромшпинелидами — наиболее устойчивыми минералами ультрабазитов в зоне гипергенеза. Если считать, что окись хрома в процессе выветривания была стабильна, то степень выноса других окислов при образовании рассматриваемого профиля выветривания характеризуется значениями, приведенными в табл. 1. Из этой таблицы видно, что наиболее интенсивно в процессе выветривания выносятся MgO , SiO_2 и CaO .

Расчет выноса породообразующих окислов при выветривании серпентинитов южной части Кольского массива (Катасьминский участок)

Окислы	Прокаленный серпентинит, % (среднее из 9 анализов)	Прокаленная структурная охра, % (среднее из 5 анализов)	Из 100 г серпентинита осталось окислов в структурной охре, г	Количество окислов, вынесенное в процессе выветривания, г	Степень выноса окислов, %
SiO ₂	36,60	3,57	0,40	36,20	98,81
TiO ₂	0,03	0,14	0,016	0,014	46,67
Al ₂ O ₃	0,78	2,89	0,32	0,46	58,97
Fe ₂ O ₃ *	7,38	75,58	8,46	—1,03	
MnO	0,11	0,40	0,04	0,07	63,63
CaO	2,50	0,37	0,04	2,46	98,40
MgO	37,14	2,38	0,27	36,87	99,27
K ₂ O	0,02	0,04	0,004	0,016	80,00
Na ₂ O	0,04	0,03	0,005	0,034	85,00
NiO	0,45	1,56	0,17	0,28	62,22
CoO	0,014	0,039	0,010	0,004	28,57
Cr ₂ O ₃	0,56	5,00	0,56	0,00	0,00
Прочие окислы по разности	14,376	7,921	0,544	12,392	—
Сумма	100,00	100,00	11,20	88,80	—

* Здесь и в последующих таблицах все железо пересчитано на окись.

В свою очередь, окисное железо имеет тенденцию к накоплению в конечных продуктах выветривания, причем для него устанавливается даже некоторый привнос. Ряд интенсивности выноса окислов для коры выветривания серпентинитов Катасьминского участка, полученный в результате расчета по условно неподвижному окислу, следующий: MgO > SiO₂ > CaO > Na₂O > K₂O > MnO > NiO > Al₂O₃ > TiO₂ > CoO > Fe₂O₃.

В целом для структурных охр характерен огромный вынос большинства окислов, в результате чего исходная порода теряет 88,8% своего первоначального веса.

В последнее время наиболее объективным методом оценки поведения элементов или окислов в коре выветривания является метод абсолютных масс, или равнообъемный метод, который применяется в тех случаях, когда объем породы при выветривании не меняется (Михайлов, 1958; Лисицына, 1965, 1966). Пользуясь этим методом, мы произвели расчет абсолютных масс (концентраций) окислов по методике, которая ранее применялась Н. М. Страховым (1954) при изучении современных осадков и осадочных пород, а в последнее время была использована А. Д. Додатко при изучении коры выветривания ультраосновных пород Среднего Приднепровья, по одной из скважин, в которой вскрыт наиболее полный разрез коры Катасьминского участка; А. Д. Додатко условно считал, что объем пород при формировании и в последующий период не менялся. Химический состав пород коры выветривания по этой скважине и концентрации окислов, вычисленные по окисно-объемному методу Б. М. Михайлова (1958), приведены в табл. 2. Объемный вес пород определяли путем гидростатического взвешивания парафинированных образцов, высушенных до постоянного веса в сушильном шкафу при температуре 105° в течение 24 час. и вычисляли как среднее арифметическое из 3—5 определений (Залесский, Короткова и др., 1957).

Баланс породообразующих окислов, вычисленный в мг/см³ и в % был, получен как разность между абсолютными массами (концентрациями) окислов, рассчитанными на всю мощность интервалов и в целом на всю

Таблица 2

Химический состав пород коры выветривания серпентинитов южной части Кольского массива и концентрации окислов

Зоны выветривания	Породы	№ образцов	Объемный в.с., г/см ³	Компоненты									
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	NiO	CoO	Cr ₂ O ₃
Зона охр	Структурная охра	1002	1,59	<u>3,39</u> 53,90	<u>Сл.</u> —	<u>4,00</u> 63,66	<u>77,91</u> 1238,77	<u>0,92</u> 14,63	<u>0,17</u> 2,70	<u>1,66</u> 26,39	<u>1,38</u> 21,94	<u>0,129</u> 1,62	<u>3,29</u> 52,31
	То же	1004	1,19	<u>3,76</u> 44,74	<u>0,13</u> 1,55	<u>2,68</u> 31,89	<u>77,29</u> 919,75	<u>0,55</u> 6,54	<u>0,34</u> 4,05	<u>2,15</u> 25,58	<u>1,28</u> 15,23	<u>0,070</u> 0,83	<u>3,20</u> 38,08
	Структурная охра с участками окремнения	1006	1,30	<u>27,02</u> 351,26	<u>0,14</u> 1,82	<u>2,09</u> 27,17	<u>60,50</u> 786,50	<u>0,30</u> 3,90	<u>0,34</u> 4,42	<u>1,71</u> 22,23	<u>0,98</u> 12,74	<u>0,057</u> 0,74	<u>3,26</u> 42,38
	Структурная охра	1007	1,39	<u>3,52</u> 48,92	<u>0,12</u> 1,67	<u>1,80</u> 25,02	<u>78,46</u> 1090,02	<u>0,71</u> 9,87	<u>0,25</u> 3,47	<u>1,62</u> 22,52	<u>1,28</u> 17,79	<u>0,081</u> 1,12	<u>2,61</u> 36,28
Зона выщелачивания	Серпентинит сильно выщелоченный интенсивно обохренный	1009	1,70	<u>16,00</u> 272,0	<u>0,06</u> 1,02	<u>4,00</u> 68,0	<u>62,77</u> 1067,09	<u>0,40</u> 6,80	<u>0,20</u> 3,40	<u>5,22</u> 88,74	<u>1,29</u> 21,93	<u>0,076</u> 1,29	<u>3,42</u> 58,14
	Серпентинит сильно выщелоченный интенсивно окремненный, слабо обохренный	1012	2,31	<u>85,58</u> 1976,90	<u>0,04</u> 0,92	<u>0,50</u> 11,55	<u>7,61</u> 175,79	<u>0,13</u> 3,00	<u>0,20</u> 4,62	<u>2,84</u> 65,60	<u>0,41</u> 9,47	<u>0,010</u> 0,23	<u>0,36</u> 8,32
Зона дезинтеграции	Серпентинит дезинтегрированный	1013	2,28	<u>38,27</u> 872,56	<u>0,04</u> 0,91	<u>0,41</u> 9,35	<u>8,75</u> 199,50	<u>0,13</u> 2,96	<u>0,67</u> 15,28	<u>36,37</u> 829,24	<u>0,75</u> 17,10	<u>0,011</u> 0,25	<u>0,70</u> 15,96
	Серпентинит выщелоченный окремненный	1015	2,23	<u>66,83</u> 1490,31	<u>0,06</u> 1,34	<u>0,42</u> 9,37	<u>3,82</u> 85,19	<u>0,09</u> 2,01	<u>Сл.</u> —	<u>20,74</u> 462,50	<u>0,18</u> 4,01	<u>0,008</u> 0,18	<u>0,51</u> 11,37
	Серпентинит дезинтегрированный с прожилками карбонатов	1017	2,45	<u>34,22</u> 838,39	<u>0,08</u> 1,96	<u>0,09</u> 2,20	<u>8,72</u> 213,64	<u>0,11</u> 2,69	<u>3,51</u> 85,99	<u>36,60</u> 896,70	<u>0,19</u> 4,65	<u>0,019</u> 0,46	<u>0,83</u> 20,33
Исходная порода (среднее для дезинтегрированных серпентинитов по результатам 9 анализов)	—	2,45	<u>36,60</u> 896,7	<u>0,03</u> 0,73	<u>0,78</u> 19,11	<u>7,38</u> 180,81	<u>0,11</u> 2,69	<u>2,50</u> 61,25	<u>37,14</u> 909,93	<u>0,45</u> 11,02	<u>0,014</u> 0,34	<u>0,56</u> 13,72	

Примечание. Цифры в числителе — содержание окислов в.с. %; в знаменателе — концентрации, мг/см³.

Вынос (—) и привнос (+) окислов в коре выветривания серпентинитов южной части Кольского массива по результатам расчета абсолютных масс на всю мощность коры выветривания

Номера образцов	1002		1004		1006		1007		1009		1012		Абсолютные массы, вынос (—) и привнос (+) окислов в расчете на всю мощность коры выветривания и на ту же мощность исходных пород	
Объемный вес, г/см ³	1,59		1,19		1,30		1,39		1,70		2,31			
Мощность интервала, м	6,6		2,0		3,6		2,9		8,0		2,7		25,80	
SiO ₂	355,74	-5562,48	89,48	-1703,92	1264,54	-1963,58	141,67	-2458,56	2176,0	-4997,60	5337,63	+2916,54	9365,26	-13773,60
	3918,22	-93,99	1793,40	-93,01	3228,12	-60,83	2600,43	-94,54	7173,60	-69,67	2421,09	+120,46	23138,86	-59,52
TiO ₂	—	—	3,10	+1,64	6,55	+3,92	4,84	+2,72	8,16	+2,32	2,48	+0,51	25,13	+11,11
	—	—	1,46	+112,33	2,63	+149,05	2,12	+128,30	5,84	+39,73	1,97	+25,89	14,02	+79,24
Al ₂ O ₃	419,76	+295,63	63,78	+25,56	97,81	+29,01	72,56	+17,40	544,0	+391,42	31,18	-20,42	1229,09	+736,04
	126,13	+232,80	38,22	+66,87	68,80	+42,16	55,42	+31,40	152,88	+255,83	51,60	-39,57	493,05	+149,28
Fe ₂ O ₃	8175,88	+6982,53	1839,50	+1477,82	2831,40	+2180,42	3162,71	+2638,36	8536,72	+7090,24	474,63	-13,56	25020,84	+20355,93
	1193,35	+585,12	361,62	+408,67	650,92	+334,97	524,35	+503,16	1446,48	+490,17	488,19	-2,77	4664,91	+436,36
MnO	96,56	+78,81	13,08	+7,70	14,04	+4,36	28,62	+20,82	54,40	+32,88	8,10	+0,48	214,80	+145,41
	17,75	+444,0	5,38	+143,12	9,68	+45,04	7,80	+266,92	21,52	+152,57	7,26	+6,61	69,39	+209,55
CaO	17,82	-386,43	8,10	-114,40	15,91	-204,59	10,06	-167,56	27,20	-462,80	12,47	-152,90	91,56	-1488,68
	404,25	-95,59	122,50	-93,38	220,50	-92,78	177,62	-94,34	490,0	-94,44	165,37	-92,45	1580,24	-94,20
MgO	174,17	-5831,37	51,16	-1768,70	80,03	-3195,72	65,31	-2573,49	709,92	-6569,52	177,12	-2279,69	1257,71	-22218,49
	6005,54	-97,09	1819,86	-97,18	3275,75	-97,55	2638,80	-97,52	7279,44	-90,24	2456,81	-92,79	23476,20	-94,64
NiO	144,80	+72,07	30,46	+8,42	45,86	+6,19	51,59	+19,63	175,44	+87,28	25,57	-4,18	473,72	+189,41
	72,73	+99,09	22,04	+38,20	39,67	+15,60	31,96	+61,42	88,16	+98,80	29,75	-14,05	284,31	+66,62
CoO	10,69	+8,45	1,66	+0,98	2,66	+1,44	3,25	+2,26	10,32	+7,60	0,62	-0,30	29,20	+20,43
	2,24	+377,23	0,68	+144,11	1,22	+118,03	0,99	+228,28	2,72	+279,41	0,92	-32,61	8,67	+232,95
Cr ₂ O ₃	345,27	+254,72	76,16	+48,72	152,57	+103,18	105,21	+65,42	465,12	+355,36	22,46	-14,58	1166,79	+812,82
	90,55	+281,30	27,44	+177,55	49,39	+208,91	39,79	+164,41	109,76	+323,76	37,04	-39,36	353,97	+229,62

Примечание. Цифры слева: в числителе — концентрации окислов (мг/см²) на всю мощность интервала коры выветривания, в знаменателе — концентрации окислов на ту же мощность исходных пород; цифры справа: вынос (—) и привнос (+) окислов в расчете на всю мощность интервала, в числителе мг/см², в знаменателе %.

мощность коры выветривания и абсолютными массами (концентрация-ми) тех же окислов, рассчитанными на ту же мощность исходных пород, считая, что объем пород в процессе выветривания и в последующее время не менялся, т. е. мощности исходных пород и образовавшейся по ним коры выветривания одинаковы (табл. 3). За исходные породы нами были приняты дезинтегрированные серпентиниты со средним для пород зоны дезинтеграции химическим составом.

Из приведенного в табл. 3 расчета видно, что рассмотренные поро-дообразующие окислы ведут себя в коре выветривания по-разному. В наибольшей степени из выветривающихся пород выносятся MgO и CaO, причем их баланс всегда отрицательный. Для SiO₂, при его общем отрицательном балансе в расчете на всю мощность коры выветривания, имеется привнос в зоне выщелачивания (проба 1012), что объясняется развитием здесь сильно окремненных серпентинитов. Последним же обстоятельством объясняется и отрицательный баланс в этом интервале всех других (за исключением TiO₂ и MnO) окислов, которые во всех остальных случаях имеют положительный баланс. Положительный баланс TiO₂, Al₂O₃, MnO, NiO, CoO, Cr₂O₃ и Fe₂O₃ и, как правило, высокие значения этого баланса (например, для Fe₂O₃ до +585,12%) не могут быть объяснены только неравномерными содержаниями этих окислов в коре выветривания или столь значительным привносом. Очевидно, в верхних частях рассматриваемой коры выветривания и в первую очередь в породах зоны охр происходила просадка коры выветривания, вследствие чего изменился объем выветрелых пород. В самом деле, наиболее полные разрезы коры выветривания с сохранившимися в верхних горизонтах ее от последующих размывов охрами перекрыты на Катасьминском участке осадками мезозоя и кайнозоя мощностью 80—100 м, а из структурных охр, как было показано выше (см. табл. 1), уже вынесено огромное количество окислов, в результате чего исходная порода теряет 88,8% своего первоначального веса. Эти факты, а также приведенный в табл. 3 расчет, говорят о том, что под действием веса лежащих выше осадочных пород, и, возможно, собственного веса, происходит просадка с изменением объема рыхлых продуктов коры выветривания. Наши расчеты показывают, что один объем структурных охр образуется из четырех объемов исходной породы. Небольшой объемный вес пород зоны охр объясняется их высокой пористостью, достигающей, по нашим определениям, 60% в структурных охрах. На сохранение значительной пористости претерпевающих усадку охр в коре выветривания ультрабазитов ранее указывал В. П. Петров (1967). Вследствие этого изучение подвижности окислов и баланса их в коре выветривания Катасьминского участка необходимо вести с учетом изменения объема пород коры выветривания.

При определении баланса главных порообразующих окислов в коре выветривания нами была использована формула В. А. Рудника (1965), предложенная им для расчетов баланса вещества при метасоматических процессах, происходящих с изменением объема. Количество привнесенного (или вынесенного) окисла $m(\Delta\rho m)$ в единице объема породы коры выветривания определялось по формуле:

$$\Delta\rho m = \frac{\gamma_0}{100} \left(\frac{C_0}{C_k} K_{km} - K_{om} \right),$$

где γ_0 — объемный вес неизменной (исходной) породы, в нашем случае дезинтегрированных серпентинитов, 2,45 г/см³; C_0 — содержание устойчивого компонента исходной пробы, который не мигрирует в процессе выветривания. При этом за устойчивый компонент взята окись хрома, содержание которой в принятых за исходные породы дезинтегрированных серпентинитах 0,56%. C_k — содержание устойчивого компонен-

Вынос (—) и привнос (+) окислов в коре выветривания серпентинитов южной части Кольского массива, вычисленные с учетом изменения объема выветрелых пород

Компоненты	Зоны							
	охр			выщелачивания				дезинтеграции
	структурные охры	охры с участками развития минералов группы кремнезема	охры по сильно выщелоченным серпентинитам	серпентиниты сильно выщелоченные, окремненные, обохренные	серпентиниты выщелоченные, сильно окремненные, участками карбонатизированные	серпентиниты выщелоченные, сильно окремненные, иногда обохренные	серпентиниты слабо выщелоченные, с прожилками карбонатов и минералов кремнезема	серпентиниты дезинтегрированные
SiO ₂	3,57—886,90 9,80—98,91	33,21—749,58 147,12—83,59	16,43—830,98 65,72—92,67	36,04—626,40 270,30—69,75	73,32+1822,0 2718,70+203,18	58,81+87,19 983,89+0,72	35,89+14,91 911,61+1,66	36,60 896,70
TiO ₂	0,14—0,35 0,38—47,94	0,09—0,33 0,40—45,20	0,13—0,21 0,52—28,76	0,20+0,77 1,50+105,47	0,04+0,75 1,48+102,73	0,07+2,14 1,17+60,27	0,03+0,03 0,76+4,11	0,03 0,73
Al ₂ O ₃	2,89—11,18 7,93—58,50	2,83—6,57 12,54—34,37	3,53—4,99 14,12—26,11	2,67+0,91 20,02+4,76	0,57+2,02 21,13+10,57	1,27+2,14 21,25+11,19	0,48—6,92 12,19—36,21	0,78 19,11
Fe ₂ O ₃	75,58+26,58 207,39+14,70	51,26+46,27 227,08+25,59	59,70+57,99 238,80+32,07	27,06+22,14 202,95+12,24	7,23+87,28 268,09+48,27	12,0+19,95 200,76+11,03	8,70+40,17 200,98+22,21	7,38 180,81
MnO	0,40—1,59 1,10—59,11	0,88+1,21 3,90+44,28	0,32—1,41 1,28—52,41	1,10+5,56 8,25+20,69	0,47+14,74 17,43+547,95	0,15—0,18 2,51—6,69	0,23+3,19 5,84+117,40	0,11 2,69
CaO	0,37—60,24 1,01—98,35	0,63—58,46 2,79—95,44	0,21—60,41 0,84—98,63	4,02—31,10 30,15—50,77	5,56+144,91 206,16+236,58	0,23—57,40 3,85—93,71	8,16+146,01 207,26+238,58	2,50 61,25
MgO	2,38—903,40 6,53—99,28	1,60—902,84 7,09—99,22	6,99—881,97 27,96—96,93	5,36—869,73 40,20—95,58	3,14—793,50 116,43—87,20	19,31—586,87 323,06—64,49	31,15—118,72 791,21—13,04	37,14 909,93
NiO	1,56—6,74 4,28—61,16	1,01—6,55 4,47—59,43	2,58—0,70 10,32—6,35	0,65—6,15 4,87—55,81	0,50+7,52 18,54+68,23	0,66+0,02 11,04+1,81	0,62+4,73 15,75+42,92	0,45 11,02
CoO	0,089—0,10 0,24—29,41	0,087+0,04 0,38+11,76	0,083—0,01 0,33—6,35	0,048+0,02 0,36—5,88	0,022+0,47 0,81+138,20	0,020—0,01 0,33—2,94	0,014+0,01 0,35+2,94	0,014 0,34
Cr ₂ O ₃	5,0 13,72	3,10 13,72	3,52 13,72	1,83 13,72	0,37 13,72	0,82 13,72	0,54 13,72	0,56 13,72
Количество анализов	5	2	3	2	3	2	5	9

Примечание. Цифры слева: в числителе — содержания окислов (вес, %); в знаменателе — концентрации окислов (мг/см³), вычисленные с учетом изменения объема; цифры справа: вынос (—) и привнос (+) окислов в расчете на единицу объема, в числителе — мг/см³, в знаменателе — %.

Коэффициенты геохимической подвижности и устойчивости породообразующих окислов для коры выветривания серпентинитов Катасьминского участка

Окислы	Коэффициенты		Окислы	Коэффициенты	
	геохимической подвижности	устойчивости		геохимической подвижности	устойчивости
MgO	139,34	0,007	MnO	2,44	0,40
SiO ₂	91,5	0,011	Al ₂ O ₃	2,41	0,41
CaO	60,64	0,016	TiO ₂	1,92	0,52
Na ₂ O	6,12	0,16	CoO	1,42	0,70
K ₂ O	4,45	0,22	Cr ₂ O ₃	1,02	0,98
NiO	2,57	0,39	Fe ₂ O ₃	0,87	1,14

та в выветрелой и уплотненной породе; $K_{от}$ — содержание компонента m в исходной породе; K_{km} — содержание компонента m в выветрелой уплотненной породе. Первая часть этой формулы $\left(\frac{\gamma_0 C_0 K_{km}}{100 C_k} \right)$ представ-

ляет собой не что иное, как концентрацию окисла в коре выветривания, вычисленную с учетом нарушения структуры и изменения объема коры выветривания (Михайлов, 1958), а вторая часть — концентрация того же окисла в исходной породе. Таким образом, мы снова имеем дело с концентрациями окислов в единице объема породы коры выветривания и исходной породы.

В табл. 4 приведены результаты расчета баланса окислов в единице объема по всем зонам и разновидностям пород коры выветривания серпентинитов Катасьминского участка с учетом изменения объема выветрелых пород. Из этого расчета видно, что на величины привноса или выноса окислов значительное влияние оказывают неравномерные распределения компонентов в коре выветривания, что объясняется особенностями хода самого процесса выветривания (сильно развитое в зоне выщелачивания окремнение пород), локальными скоплениями в коре выветривания гипергенных или гипогенных минералов, неравномерным распределением породообразующих компонентов в исходных породах. Особенно заметно влияние всех этих факторов при рассмотрении баланса окислов в породах зоны выщелачивания (значительный привнос TiO₂, Al₂O₃ и т. д.), которые к тому же охарактеризованы наименьшим количеством анализов.

Наиболее резко на величинах привноса и выноса окислов сказывается неравномерное распределение окиси хрома, принятой за условно неподвижный окисел, что отчетливо видно в сильно выщелоченных, сильно окремненных, участками карбонатизированных серпентинитах, где явно пониженное содержание Cr₂O₃ привело при расчете баланса к тому, что все остальные окислы, кроме MgO, оказались привносимыми в кору выветривания. Наиболее достоверную и объективную картину привноса и выноса окислов в рассматриваемой коре выветривания дают структурные охры, которые характеризуются наибольшей однородностью минерального и химического состава и представлены наибольшим количеством анализов по сравнению с другими разновидностями пород коры выветривания. Из табл. 4 видно, что структурные охры характеризуются различной степенью выноса всех главных породообразующих окислов, за исключением окисного железа, которое в незначительном количестве привносится в кору выветривания. С целью разделения породообразующих окислов в рассматриваемой коре выветривания по степени их подвижности нами были рассчитаны коэффициенты геохимической подвижности (Михайлов, 1958) и коэффициенты устойчивости (Лисицына,

1965). При расчетах мы брали средние величины концентраций каждого окисла в наименее выветрелых породах (дезинтегрированных серпентинитах) и в конечных продуктах выветривания (структурных охрах) с учетом изменения объемов последних (табл. 5).

Ряд геохимической подвижности окислов в рассматриваемой коре выветривания, определенный с учетом изменения объемов пород, имеет следующий вид: $MgO > SiO_2 > CaO > Na_2O > K_2O > NiO > MnO > Al_2O_3 > TiO_2 > CoO > Cr_2O_3 > Fe_2O_3$.

В целом ряд геохимической подвижности окислов, рассчитанный по величинам концентрации их в единицах объема исходных пород и конечных продуктов выветривания — структурных охр, с учетом изменения объема последних, аналогичен ряду интенсивности выноса, полученному при расчетах по условно неподвижному окислу.

Обращает на себя внимание большая подвижность Al_2O_3 и TiO_2 по сравнению с CoO , Cr_2O_3 и Fe_2O_3 , в то время как в корах выветривания гипербазитов других районов Al_2O_3 и TiO_2 являются одними из наиболее стабильных окислов (Литвиненко и др., 1967; Михайлов, 1968). В то же время в разрезах этих кор отчетливо видно, что значительное увеличение содержания TiO_2 и Al_2O_3 , находящихся в парагенезисе (Додатко, 1964), происходит в породах, залегающих выше структурных охр — в кирасе или гидрогетито-гипбситовых, гидрогетито-каолининовых породах, которые принимались этими авторами за верхнюю зону коры выветривания при пересчетах. Разрез коры выветривания, залегающий *in situ* на Катасьминском участке завершают структурные охры, содержания Al_2O_3 и TiO_2 в которых примерно одинаковы с такими в охрах по дунитам полуострова Калум (Михайлов, 1968) или гидрохлорит-магнетит-гидрогетитовых породах из коры выветривания ультрабазитов Приднепровья (Литвиненко, и др., 1967).

В центральной части Кольского массива Е. Н. Куземкиной (1965, 1967) в самой верхней части коры выветривания были описаны эпорадически встречающиеся гипбситоносные охры, образованные по хлоритизированным и амфиболитизированным серпентинитам в приконтактовых зонах их с жильными породами. Отсутствие гипбситизации в верхней части разреза коры на Катасьминском участке может быть объяснено невысокими содержаниями глинозема в материнских породах, а также возможным размывом верхних горизонтов, как это произошло в центральной части массива, где гидрагиллит присутствует и в составе бобово-конгломератовых железных руд, образовавшихся вследствие размыва коры выветривания (Вторушин, Журавлева, 1967).

Как было отмечено, приведенный выше ряд геохимической подвижности характеризует вынос компонентов в охристом профиле коры выветривания Катасьминского участка. Крайнее правое расположение Fe_2O_3 в ряду подвижности объясняется привнесом железа из лежащих выше перемытых охристых продуктов коры. Окись хрома практически стабильна, так как входит в состав наиболее устойчивых в зоне парагенеза хромшпинелидов. Нахождение CoO в ряду геохимической подвижности правее Al_2O_3 и TiO_2 следует объяснить также некоторой его миграцией из лежащих выше горизонтов в структурные охры, где он связан с имеющими здесь максимальное развитие минералами гидроокислов железа.

Анализ результатов, полученных с применением всех упомянутых выше методов, позволяет разделить рассмотренные выше порообразующие окислы по степени их геохимической подвижности в коре выветривания серпентинитов южной части Кольского массива на три группы. К первой группе (легкоподвижные окислы) отнесены MgO , SiO_2 и CaO . Количество этих окислов при выветривании пород постепенно уменьшается. Коэффициенты устойчивости их $< 0,1$, а коэффициенты геохимической подвижности > 60 . Промежуточное положение между первой

группой (легкоподвижные окислы) и второй группой (малоподвижные окислы) занимают Na_2O и K_2O , у которых коэффициенты геохимической подвижности 4,45—6,12, а коэффициенты устойчивости 0,16—0,22. Незначительные концентрации и часто даже отсутствие двух окислов в рассматриваемой коре выветривания не позволили отнести их к первой или второй группе.

Вторую группу составляют мало подвижные в коре выветривания окислы. Сюда из числа рассмотренных нами окислов отнесены NiO , MnO , Al_2O_3 , TiO_2 , CoO . Коэффициенты устойчивости этих окислов 0,39—0,70, коэффициенты геохимической подвижности 2,57—1,42. Третью группу (устойчивые окислы) составляют Cr_2O_3 и Fe_2O_3 . Эти окислы имеют наибольшие значения коэффициентов устойчивости (0,98—1,14) и минимальные значения коэффициентов геохимической подвижности (1,02—0,87). Для этих окислов характерно постепенное накопление в продуктах выветривания, причем для окисного железа устанавливается даже некоторый принос.

ЛИТЕРАТУРА

- Вторушин А. В., Журавлева Н. А. Мезозойские железные руды Серовского района на Северном Урале. М., «Недра», 1967.
- Григорьева В. М. Кобальтсодержащие железистые хлориты из коры выветривания серпентинитов.— В сб.: кора выветривания вып. 9, М., «Наука», 1965.
- Додатко А. Д. К вопросу о парагенезисе титана и алюминия в коре выветривания ультрабазитов Среднего Приднепровья.— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 3.
- Залесский Б. В., Короткова О. Н. и др. Лабораторное изучение некоторых физических свойств осадочных пород. В сб.: методы изучения осадочных пород, т. 1. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Куземкина Е. Н. Никеленосная кора выветривания на ультрабазитах Кольского массива (Северный Урал) — В сб.: Кора выветривания, вып. 9, М., «Наука», 1965.
- Куземкина Е. Н. О гиббситоносной коре выветривания на породах Кольского массива (Северный Урал).— В сб.: Древние продуктивные коры выветривания. М., «Наука», 1967.
- Лисицына Н. А. Некоторые данные о геохимии коры выветривания основных пород гумидной зоны.— Докл. АН СССР, 1965, т. 163, № 2.
- Лисицына Н. А. К методике геохимического изучения кор выветривания.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 1.
- Литвиненко В. У., Додатко А. Д., Хорошева Д. П. Геохимия и минералогия коры выветривания основных и ультраосновных пород Приднепровья.— В сб.: Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений, вып. 2. М., «Недра», 1967.
- Михайлов Б. М. Некоторые вопросы геохимии древней коры выветривания.— В сб.: Исследование и использование глин. Изд-во Львовск. ун-та, 1958.
- Михайлов Б. М. Кора выветривания Либерийского щита. В сб.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
- Перельман А. И., Батулин С. Г. Миграционные ряды элементов в коре выветривания.— В сб.: Кора выветривания, вып. 4. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Петров В. П. Основы учения о древних корях выветривания. М., «Недра», 1967.
- Рудник В. А. О балансе вещества при метасоматических процессах. Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разведка, 1965, № 2.
- Страхов Н. М. Об особенностях сравнительно-литологической методики изучения современных осадков.— В кн. Образование осадков в современных водоемах. М.

Изд-во АН СССР; 1954.
Свердловский горный институт

Дата поступления
12.VII.1968

ГИДРОСЛЮДИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРА ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

В. В. ВЛАСОВ

Излагаются результаты исследования гидрослюд и смешаннослойных гидрослюдисто-монтмориллонитовых минералов, слагающих глинистую фракцию терригенных пород девонского возраста. Все исследованные минералы — диоктаэдрические, по содержанию в структуре разбухающих слоев могут быть подразделены на три типа: 1) смешанно-слойные минералы с содержанием до 20% разбухающих слоев; 2) смешанно-слойные минералы с содержанием более 20% разбухающих слоев; 3) собственно гидрослюды, не содержащие в структуре разбухающих слоев.

Терригенные отложения девона севера Волго-Уральской области (Кировская область и Удмуртская АССР) заслуживают детального изучения в связи с тем, что они являются продолжением в северном направлении продуктивных толщ основных нефтеносных районов Волго-Уральской области. Эти отложения относятся к эйфельскому и живетскому ярусам и низам франского яруса (пашийский и кыновский горизонты) среднего и верхнего девона. Они представлены преимущественно аргиллитами, алевролитами и песчаниками, встречаются прослои карбонатных пород, вулканогенные образования. В Удмуртии наблюдается довольно равномерное чередование по разрезу песчаников, алевролитов и аргиллитов, а в Кировской области разные типы пород приурочены к определенным стратиграфическим горизонтам. Так, эйфельский ярус сложен либо карбонатными породами, либо аргиллитами в сочетании с алевролитами. Живетские (и отчасти пашийские) отложения представлены в основном песчаниками и в меньшей степени алевролитами. В кыновском горизонте доминируют аргиллиты.

Г. Л. Миропольская с соавторами (1967) выделяет следующие фации отложений: а) побережья; б) кос, отмелей, подводных возвышенностей; в) замкнутых или не вполне обособленных депрессий; г) заливов, лиманов, лагун; з) открытого мелкого опресненного моря; е) застойных водоемов; ж) открытого мелкого моря нормальной солености. Глинистый материал приурочен преимущественно к осадкам замкнутых или не вполне обособленных депрессий, заливов, лиманов, лагун, открытого мелкого опресненного моря и открытого мелкого моря нормальной солености.

В настоящей статье приводятся материалы, касающиеся гидрослюдистых минералов — наиболее часто встречающихся и количественно преобладающих компонентов во фракции $< 1 \mu$ терригенных пород. Всего изучен 421 образец по керну сорока скважин (табл. 1).

Идентификация глинистых минералов осуществлялась рентгенографическим методом, включавшим дифрактометрию ориентированных препаратов и съемку неориентированных цилиндрических образцов в камерах РКД-57,3 и РКУ-114. Полуколичественная оценка содержания отдельных компонентов проводилась в соответствии с принципами

Список детально исследованных образцов

№ обр.	Скважина	Интервал отбора, м	Порода	Возраст
138	Архангельская-3	1825,9—1826,2	Аргиллит	$D_{3fr} kn$
247	Глазов-1	2025,0—2025,6	« слабоалевритовый	$D_{3fr} psh$
110	Черная Холуница-4	1959,6—1960,4	« глинистый	$D_{3fr} psh$
111	Зура-18	2040,9—2041,5	« алевритовый	$D_{3fr} kn$
5	Лойно-14	1610,0—1612,1	« слабоалевритовый	D_2e
276	Рехино-9	2083,9—2085,6	« известковый	$D_{3fr} kn$
279	Рехино-9	2111,6—2112,4	« известковый	$D_{3fr} kn$
18	Сырьяновская-8	1710,6—1711,1	« известковый	$D_{3fr} kn$
114	Сырьяновская-8	1901,1—1905,2	Мергель доломитистый	$D_{3fr} kn$

У. Джонса, Р. Грима и У. Брэдли (Johns a. o., 1954). Отдельные образцы анализировались также химическим, термическим, электронномикроскопическим и электроннографическим методами.

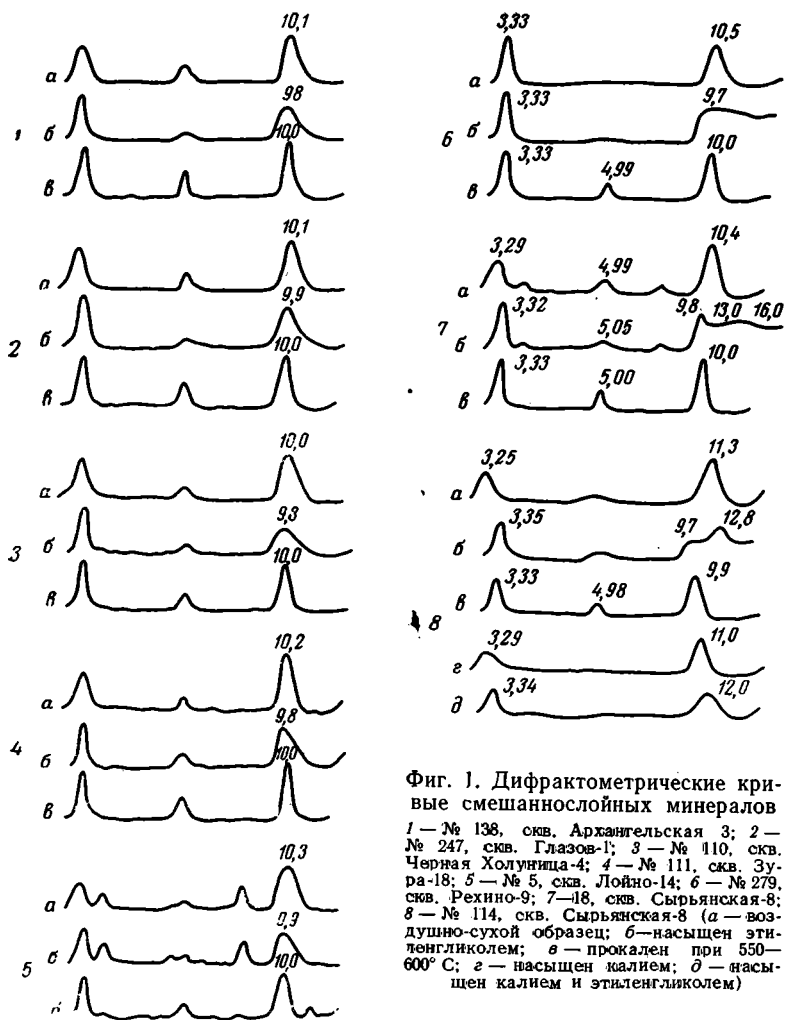
Минералогия. Все исследованные глинистые минералы можно разделить на три типа: I — смешаннослойные с содержанием до 20% разбухающих слоев; II — смешаннослойные с содержанием более 20% разбухающих слоев; III — гидрослюды, не содержащие в структуре разбухающих слоев.

Минералы первого типа распространены наиболее широко и встречаются повсеместно в пределах описываемой территории. Распределение их по разрезу довольно строго контролируется преимущественной приуроченностью к аргиллитам и сильноглинистым алевролитам, независимо от стратиграфического положения. Смешаннослойные минералы при этом встречаются в ассоциации либо с каолинитом, либо с хлоритом, либо с тем и другим одновременно. Содержание этих минералов невелико — обычно 10—30%. В некоторых случаях наряду со смешаннослойным минералом присутствует в подчиненном количестве гидрослюда — 10 Å (без разбухающих слоев). Примесь ее наблюдается в породах с повышенным количеством зернистых частиц (аргиллиты сильно алевритовые, алевролиты сильно глинистые) и в тонкой фракции кыновских аргиллитов на севере Кировско-Кажимского прогиба.

Минералы второго типа встречены лишь в отдельных образцах сильноизвестковых аргиллитов и мергелей в верхних частях кыновского горизонта. С минералами этого типа ассоциирует небольшое количество железистого хлорита.

Минералы третьего типа не являются доминирующими в глинистой фракции исследованных образцов. С ними обычно ассоциирует железистый хлорит, в меньшем количестве каолинит. Такая ассоциация — примерно равные количества гидрослюды — 10 Å и железистого хлорита, с небольшой примесью каолинита — типична для песчаных и слабоглинистых алевролитов девона Кировско-Кажимского прогиба. Гидрослюды в ассоциации с каолинитом наблюдаются в пластах базальных песчаников и алевролитов, образовавшихся либо в начальные фазы отдельных ритмов, либо в элювии кристаллических пород фундамента.

Минералы I типа характеризуются значениями первого базального рефлекса 10,0—10,2 Å. Дифрактометрические кривые нескольких таких образцов приведены на фиг. 1, 1—5. Первый пик асимметричен, с постепенным спадом интенсивности в сторону малых углов. Второй пик часто очень слаб и размыт, и точное значение положения максимума определить трудно. Рефлекс при ~3,3 Å также обладает асимметрией с более медленным спадом интенсивности в сторону больших углов. Величина d этого рефлекса имеет значение 3,31—3,32 Å. После насыщения

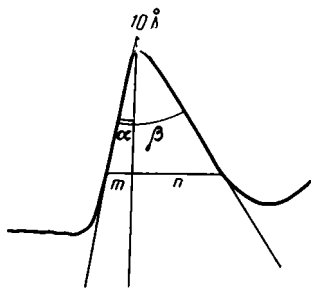


Фиг. 1. Дифрактометрические кривые смешаннослойных минералов 1 — № 138, скв. Архангельская 3; 2 — № 247, скв. Глазов-1; 3 — № 110, скв. Черная Холуница-4; 4 — № 111, скв. Зура-18; 5 — № 5, скв. Лойно-14; 6 — № 279, скв. Рехино-9; 7 — 18, скв. Сырьанская-8; 8 — № 114, скв. Сырьанская-8 (а — воздушно-сухой образец; б — насыщен этиленгликолем; в — прокален при 550—600° С; г — насыщен калием; д — насыщен калием и этиленгликолем)

этиленгликолем спад интенсивности первого рефлекса в сторону малых углов становится более пологим, но ясного дополнительного максимума не возникает, а основной получает значение 9,8—9,9 Å. Второй базальный рефлекс становится, как правило, еще более размытым, а третий, наоборот, более интенсивным и резким. После прокаливании на дифрактограммах фиксируется целочисленная серия (от 10 Å) резких симметричных отражений.

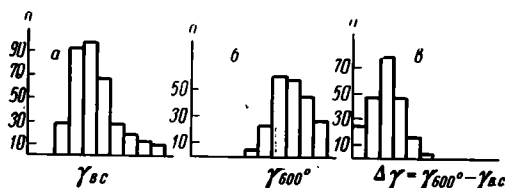
Названные дифракционные особенности позволяют рассматривать эти минералы как обладающие неупорядоченной смешанно-слоистой структурой с чередованием разбухающих 10 Å-слоев (85—90%) и монтмориллонитоподобных слоев (10—15%), реагирующих на этиленгликоль и прокаливание (Weaver, 1956_{1,2}).

Во многих образцах содержание разбухающих слоев такое, что в воздушно-сухом состоянии пик (001) имеет значение точно 10 Å и целочисленную серию 001-рефлексов. Наличие разбухающих слоев в этих случаях фиксируется, по асимметричной форме и диффузности линий, что, как показано Ю. С. Дьяконовым (1964) на примере начальных стадий гидратации биотитовых слюд, может служить критерием для распознавания появления смешаннослойных структур. В такой ситуации бывает трудно дать однозначный ответ: имеем ли мы дело с гидрослю-



Фиг. 2

Фиг. 2. Схема определения коэффициента γ



Фиг. 3

Фиг. 3. Гистограммы частот встречаемости образцов n с различными значениями коэффициента γ : a — в необработанном состоянии ($\gamma_{вс}$); $б$ — прокаленных при $550-600^\circ\text{C}$ (γ_{600°); $в$ — величины $\Delta\gamma$

дой, содержащей несколько процентов разбухающих слоев, или же с механической смесью нормальной 10 Å-слюды и подчиненного количества смешаннослойного минерала. В обоих случаях дифракционные картины идентичны.

Для сравнения между собой образцов, отличающихся разной степенью асимметрии пика первого порядка, нами введена числовая величина, характеризующая этот фактор. Она представляет собой отношение $\text{tg } \alpha : \text{tg } \beta$, где α и β — углы, составляемые сторонами треугольника, аппроксимирующего этот пик, с его высотой (фиг. 2). Практически $\text{tg } \alpha : \text{tg } \beta = m : n$. Значения этого коэффициента (γ) для необработанных образцов 0,25—0,98. На фиг. 3, a приведена гистограмма частот встречаемости образцов с различным коэффициентом γ , построенная по результатам измерения этой величины для 356 образцов. В это число включены данные не только для смешаннослойных минералов, но и для собственно 10 Å-гидрослюд, не обнаруживающих присутствия разбухающих слоев. Основная масса минералов имеет значение $\gamma = 0,30-0,60$ (73%); образцы, имеющие значение $\gamma = 0,70-1,00$ (11%), представляют собой гидрослюды глинистой фракции песчано-алевролитовых разностей, преимущественно без разбухающих слоев.

Увеличение асимметричности пика может также рассматриваться как показатель возрастания неоднородности в породе, т. е. появление большего количества частичек с возрастающим количеством разбухающих слоев (Lucas, 1962).

Прокаливание вызывает увеличение γ , часто весьма значительное. Значения γ_{600° для прокаленных образцов локализуются в области 0,40—1,00, причем 75% — в пределах 0,60—0,90 (фиг. 3, $б$).

Величина $\Delta\gamma = \gamma_{600^\circ} - \gamma_{вс}$ может также служить индикатором содержания разбухающих слоев в образце. Чем больше эта величина, тем большее число разбухающих слоев находилось в исследованном объеме данного образца. Наименьшие значения $\Delta\gamma$ должны иметь «чистые» слюды, не реагирующие на прокаливание, в идеальном случае $\Delta\gamma$ должно быть равно нулю. Как видно из фиг. 3, $в$, наиболее часто встречающееся значение $\Delta\gamma$ — 0,20—0,30, а в пределах 0,10—0,40 заключено более 80% исследованных образцов.

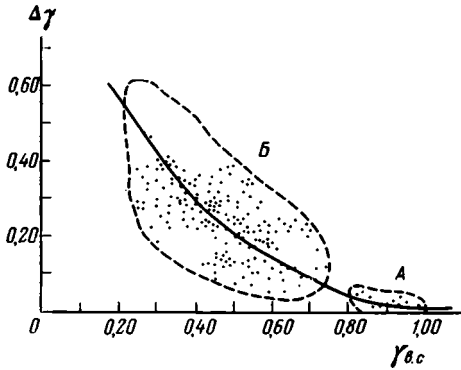
Наблюдается обратная зависимость $\Delta\gamma$ от $\gamma_{вс}$. Это понятно, ибо, действительно, чем больше в образце разбухающего компонента структуры, тем меньше величина $\gamma_{вс}$ и тем больше разница $\gamma_{600^\circ} - \gamma_{вс}$.

Графически эта зависимость изображена на фиг. 4. Две области существования точек (А и Б) отражают существование двух групп минералов: «чистых» гидрослюд (А) и смешаннослойных образований (Б). Все минералы этого типа (10,0—10,2А) — диоктаэдрические, о чем сви-

детельствуют данные химического анализа (табл. 2); величина параметра b_0 8,99—9,04 Å.

Данные расчета порошковых рентгенограмм указывают на принадлежность гидрослюдистых минералов этого типа к модификации 1 Md (табл. 3).

Минералы II типа имеют первое базальное отражение в пределах 10,4—11,3 Å и нецелочисленную серию 001-рефлексов, что является следствием возрастания количества разбухающих слоев в структуре.



Фиг. 4. График зависимости величин $\Delta\gamma$ от значений $\gamma_{в.с.}$ необработанных образцов

А и Б — область существования точек

У образцов № 276 и 279, скв. Рехино-9 значение 1-го пика в необработанном состоянии — 10,5 Å, пики сильно размыты, второй порядок на дифрактограммах не проявляется, истинное положение и форма рефлекса 3-го порядка маскируется примесью тонкодисперсного кварца (фиг. 1, 6).

После насыщения этиленгликолем первый рефлекс преобразуется в широкую полосу с более резким спадом интенсивности в сторону больших углов. Момент

начала этого спада соответствует значению 9,7 Å, что можно интерпретировать как рефлекс 001/002.

Прокаливание при 550° С приводит к появлению целочисленной серии рефлексов от $d_{001}=10,0$ Å. По электронографическим данным, минерал является диоктаэдрической однослойной гидрослюдой с параметрами: $a=5,20$ Å; $b=9,00$ Å; $c=10,0$ Å; $\beta=101^\circ$.

Образец № 18 (скв. Сырянская-8) близок к только что описанному. В воздушно-сухом состоянии 1-й пик равен 10,4 Å. Насыщение этиленгликолем приводит к появлению пика 001/002 смешаннослойной фазы, равного 9,8 Å, и усилению пика в области 3,3 Å. В воздушно-сухом состоянии последний равен 3,29 Å, после насыщения — 3,32 Å. В сторону малых углов от пика 9,8 Å появляется интенсивный фон в виде плато в области примерно 13—16 Å. После прокаливания — целочисленная серия от 10 Å (фиг. 1, 7). Образец содержит 20—25% монтмориллонитовых слоев (Мак-Юан и др., 1965).

Порошковая рентгенограмма (см. табл. 3) позволяет сделать вывод о принадлежности минерала к модификации 1 Md. Минерал диоктаэдри-

Таблица 2

Химический состав гидрослюдистых минералов фракции <0,001 мм аргиллитов

№ обр.	Скважина	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Σ
138	Архангельская-3	53,88	0,43	23,86	1,15	2,79	0,15	1,81	6,21	0,48	0,19	2,90	6,67	100,52
247	Глазов-1	54,12	0,70	22,50	0,83	3,15	0,46	2,05	5,94	0,36	0,15	2,46	6,06	98,78
110	Черная Холунца-4	52,25	0,86	21,97	1,35	4,12	1,02	2,31	4,28	0,88	1,23	2,74	5,36	98,37
111	Зура-18	53,04	0,67	22,75	2,51	3,50	1,38	1,79	5,43	0,72	0,67	2,00	4,14	98,60
5	Лойно-14	53,81	0,48	18,25	0,98	6,14	2,70	2,63	3,69	0,92	2,08	2,68	4,81	99,17

Примечание. 138 — смешаннослойный минерал; 247 — смешаннослойный минерал, примесь кварца; 110 — смешаннослойный минерал, примесь хлорита, пирита, кварца; 111 — смешаннослойный минерал, примесь хлорита, кварца; 5 — аргиллит гидрослюдистый, примесь хлорита, каолинита, пирита, кальцита.

Данные порошковых рентгенограмм гидрослюдистых минералов
(Железное излучение, Мп-фильтр)

№ образца и название скважин										1M-индекс
№ 138, скв. Архангель- ская-3		№ 247, скв. Глазов-1		№ 110, скв. Черная Холуница-4		№ 18, скв. Сырьян- ская-8		№ 114, скв. Сырьян- ская-8		
<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	
9	10,0	8	10,1	8	10,0	7	10,0	7	11,3	001
2	4,98	2	4,97	2	4,98	2	4,96	1	4,93	001
10	4,50	10	4,48	10	4,50	10	4,50	10	4,50	020, 110
1	3,67	1	3,65	1	3,67					11 $\bar{2}$
6	3,32	6	3,32	6	3,33	6	3,30	4	3,25	001, 022
1	3,02	1	3,03	1	3,04	2	3,03			112
4	2,83	3	2,84	3	2,84	6	2,83	2	2,84	11 $\bar{3}$
10	2,57	10	2,56	10	2,57	10	2,57	9	2,56	200, 13 $\bar{1}$
4ш	{ 2,48 2,38	3ш	{ 2,48 2,37	3ш	{ 2,48 2,38	3ш	{ 2,48 2,38	4ш	{ 2,45 2,38	001, 202, 13 $\bar{1}$ 201, 132
2ш	{ 2,26 2,21	2р	2,24	2ш	{ 2,26 2,21	2	2,26			
1р	2,11			1р	2,12	1р	2,11	1р	2,12	202, 13 $\bar{3}$
3	1,990	3	1,992	3	1,993	4	1,993			
2р	1,701			1р	1,695	2р	1,895	2р	1,890	
								3	1,699	310, 312, 150
2ш	{ 1,661 1,632	2р	1,661	2ш	{ 1,663 1,630	2р	1,661	3	1,664	151, 11 $\bar{6}$
		1р	1,630			2р	1,628			116, 311, 15 $\bar{2}$
10	1,502	10	1,500	10	1,498	10	1,501	9	1,498	060, 33 $\bar{1}$
2р	1,432	1р	1,430	2р	1,430	2р	1,434			032
1р	1,375			1р	1,378	2р	1,377	1р	1,373	
3р	1,298	2р	1,298	2р	1,295	4р	1,295	4р	1,289	333, 117
1р	1,247			1р	1,245	2р	1,247	2р	1,244	001

ческий, $b_0=9,01$ Å. Описанные образцы слагают тонкую фракцию сильно известковистых аргиллитов.

Образец № 114, скв. Сырьяновская-8 (глинистая фракция доломитистого мергеля). В необработанном состоянии — широкий симметричный рефлекс с $d=11,3$ Å, отражение 2-го порядка не фиксируется, 3-й пик имеет значение 3,25 Å (фиг. 1, 8).

Насыщение этиленгликолем приводит к образованию двух рефлексов — 12,8 Å и 9,6 Å; 3-й порядок приобретает значение 3,35 Å. Прокаленный образец дает целочисленную серию рефлексов — 9,9 Å; 4,98 Å; 3,32 Å. Минерал содержит 70% слюдяных и 30% разбухающих слоев.

В результате обработки K_2CO_3 и КОН часть разбухающих слоев фиксирует калий и теряет способность к разбуханию. В воздушно-сухом состоянии такой образец имеет 1-й пик 11,0 Å; после насыщения этиленгликолем эта величина становится равной 12,0 Å, т. е. теперь мы имеем дело с системой, в которой неразбухающие и разбухающие слои находятся в соотношении 3:1. Полиморфная модификация — 1Mд (см. табл. 3).

Под электронным микроскопом минералы этих двух типов имеют вид мелких хлопьевидных частиц и их агрегатов.

Минералы III типа на дифрактограммах характеризуются целочисленной серией острых симметричных рефлексов, кратных 10 Å; 1-й пик равен 10,0 Å, коэффициент γ 0,69—0,98. Положение, интенсивность и конфигурация базальных отражений не изменяются после обработки этиленгликолем и прокаливания. Обычно эти гидрослюды относятся к модификации 1M, реже 2M₁.

На электронномикроскопических снимках представлены удлиненно-пластинчатыми или изометричнопластинчатыми частицами.

Некоторые вопросы генезиса. Разделение гидрослюдов на обломочные и аутигенные более надежно производится по структурным особенностям — политипии.

Структурный контроль основан на работах по синтезу слюдов и определению областей устойчивости различных модификаций. Работами А. Левинсона (Levinson, 1965), Д. Смита и Г. Иодера (Smith, Yoder, 1956), Г. Иодера и Г. Эйгстера (Yoder, Eugester, 1955) показано, что форма $2M$, устойчива при температурах выше $250-300^\circ$, $1M$ — ниже этой границы, а $1Md$ — метастабильная, предшествующая $1M$ при синтезе. К таким же выводам приходит Б. Вельде (Velde, 1965), указывающий, что $2M_1$ — единственная модификация мусковита, устойчивая не только при высоких, но и при низких температурах. Развитие в осадочных породах слюдов $1M$ и $1Md$ объясняется тем, что многие из них — не мусковиты (глаукониты, селадониты) или обладают высокой степенью дисперсности и малым совершенством структуры (Al -гидрослюды).

Из всего этого следует, что гидрослюды $1M$ и $1Md$ по своей генетической природе могут быть признаны аутигенными, тогда как слюды со структурой $2M_1$ должны иметь обломочное происхождение.

Наиболее распространенная в глинах ассоциация гидрослюдов — сочетание $1Md$ с $2M_1$ (как правило, $1Md \gg 2M_1$), что особенно типично для палеозойских пород (Velde, Hower, 1963).

Источником материала для генерации аутигенной гидрослюды могут служить различные вещества. Иллит может возникать за счет изменения других глинистых минералов в диагенезе (Grim, 1958), из аморфных морских илов (Moberly, 1961) и т. д.

Что касается смешаннослойных образований, то вкратце намечаются следующие пути их формирования. В общих чертах проблема может быть сведена к решению вопроса о первичности того или иного компонента структуры. Иными словами, наиболее важно установить, образовался ли смешаннослойный минерал путем появления разбухающих слоев в структуре или же в результате обратного процесса — консолидации разбухающих слоев монтмориллонита с фиксацией калия.

Очевидно, существуют оба пути трансформации и возможна взаимозаменяемость этих противоположных по своей сущности процессов в результате смены условий существования минерала.

Смешаннослойные образования слюда — монтмориллонит возникают как продукт выветривания слюдов и при почвообразовании (Bhattacharya, 1962; Sudo, 1963). Г. И. Носов (1962) считает, что появление разбухающих слоев в гидрослюдах происходило в стадию раннего диагенеза, до отжатия иловых вод.

Переход монтмориллонита в слюду в результате фиксации калия обоснован и экспериментально проверен Ч. Уивером (Weaver, 1958, 1959). При этом подчеркивается роль вулканического материала в формировании исходного монтмориллонита. Такой процесс может быть в различные стадии формирования породы — диагенезе и эпигенезе. Диагенетический смешаннослойный иллит — монтмориллонит описан Р. Гримом и Ж. Верне (Grim, Vernet, 1961).

Эпигенетические смешаннослойные гидрослюдисто-монтмориллонитовые минералы исследованы В. А. Ерошевым-Шаком с соавторами (1965), А. Г. Коссовской с соавторами (1963₁). В некоторых случаях, наконец, возможно формирование смешанно-слойных минералов типа слюда — монтмориллонит синтетическим путем при таких сочетаниях количеств кремнезема, глинозема и калия, которые обеспечивают наличие части слоев с низким зарядом, не фиксирующих K^+ .

Основываясь на имеющихся данных, можно сделать некоторые выводы о генетической природе гидрослюдистых минералов терригенного декона Кировской области и Удмуртии.

Существует ряд общих закономерностей. Во-первых, большинство гидрослюд и смешанно-слоистых минералов по своим структурным особенностям принадлежит к модификации 1Md, реже — 1M, иногда с примесью формы 2M₁. Под электронным микроскопом наблюдаются разнообразные по морфологии частицы: от монтмориллонитоподобных хлопьевидных до удлиненнопластинчатых. В ряде образцов встречены изометричные пластинчатые частицы. Существует корреляция между рентгеновским структурными и электронномикроскопическими данными: монтмориллонитоподобные агрегаты соответствуют политипной модификации 1Md, удлиненнопластинчатые — модификации 1M. В тех же образцах, на рентгенограммах которых проявляются рефлексы от 2M₁ — формы, электронная микроскопия обычно показывает наличие изометричнопластинчатой разности. Во-вторых, для большинства разрезов характерна зависимость между минералогией глинистой фракции и петрографическим типом породы, из которой эта фракция выделена. В-третьих, отсутствует зависимость между фациальной обстановкой осадконакопления и химико-минералогической характеристикой гидрослюдистых минералов пород этих фаций. В-четвертых, наблюдается тенденция к приуроченности разностей с большим количеством разбухающих слоев к верхним частям разреза (в тех случаях, когда разрез характеризуется значительной мощностью — в зоне Кировско-Кажимского прогиба). В-пятых, несмотря на указанную тенденцию, отсутствует зависимость между минералогической характеристикой гидрослюд и принятым стратиграфическим расчленением толщи.

Таковы вкратце те геолого-минералогические аспекты, учитывая которые можно будет с определенной степенью приближенности попытаться воссоздать картину генезиса гидрослюдистых минералов.

Преобладание однослойных низкотемпературных модификаций гидрослюд и смешанно-слоистых минералов указывает на их аутигенную природу. Это подтверждается и морфологическими особенностями.

Гидрослюда 2M₁, отождествляемая, возможно, с изометрично-пластинчатой гидрослюдой на электронномикроскопических снимках, видимо, терригенного происхождения.

Вывод с преобладающей роли аутигенных процессов при формировании минералогического облика глинистой фракции изучаемой толщи, как может показаться, находится в противоречии с известными положениями Н. М. Страхова (1960₁) и М. А. Ратеева (1964) об ограниченности процессов аутигенного минералообразования в условиях гумидного климата. По своим климатическим особенностям восточные районы Русской платформы в течение девонского периода находились именно в гумидной умеренной или тропической зоне (Страхов, 1960₁, 1960₂). На самом же деле никакого противоречия не будет, если учитывать, что аутигенные преобразования имели место по нестабильной триоктаэдрической гидрослюде и большей частью в эпигенезе.

Источником сноса были выступы кристаллического фундамента Немско-Лойненского свода и северного выступа Татарского свода и в меньшей мере Токмовская система поднятий. По Т. А. Лапинской (1962), эти участки фундамента слагаются биотит-плагиоклазовыми и биотит-роговообманковыми гнейсами, в меньшей мере — сланцами различного состава, в основном тоже биотитовыми. Следовательно, биотит наряду с кварцем и полевыми шпатами являлся одним из основных обломочных компонентов. Это подтверждается наличием многочисленных биотитовых чешуек различной степени сохранности в алеволитах и песчаниках. Пластинки мусковита встречаются гораздо реже и, как правило, имеют хорошую сохранность. Полевые шпаты сохранились в виде немногочисленных полуразрушенных зерен; главным образом это плагиоклазы, реже микроклин. Изредка встречаются обломки кварцита, глинистых сланцев.

Таким образом, биотит и продукты его изменения на водосборах составляют важную часть вносимого в бассейн седиментации материала. Биотит и триоктаэдрические гидрослюды являются весьма неустойчивыми компонентами на всех этапах осадочного процесса и представляют собой хорошее «сырье» для формирования аутигенных минералов (Коссовская и др., 1963). Изменение биотита и гидрослюды биотитового ряда в различных фациальных условиях носят многообразный и сложный характер, а глины, основой которых являются продукты стадийного изменения триоктаэдрических слюд, имеют поликомпонентный состав, характеризующийся наличием всевозможных смешанно-слоистых минералов.

На платформе, при спокойном тектоническом режиме, принесенный в бассейн минерал имеет возможность приспособиться к данной обстановке (Коссовская, 1959). В условиях прибрежно-морских фаций, фаций заливов, лагун и, возможно, даже в условиях фации мелкого опресненного моря с невысоким содержанием K^+ изменения биотитовых гидрослюд могут доходить до монтмориллонита (с одновременной диоктаэдризацией в результате окисления Fe^{2+} до Fe^{3+} и замены Mg и Fe на Al).

Большая часть бассейна исследуемой территории характеризовалась значительной опресненностью (широко развита фауна лингулид), в которой, вероятно, было возможно преобразование тонкодисперсного биотита и триоктаэдрических гидрослюд в сторону образования разбухающих пакетов в структуре.

Существующий в настоящее время облик ассоциаций глинистых минералов определялся еще целым рядом вторичных процессов, из которых наиболее активными были процессы преобразования глинистых минералов в условиях глубинного эпигенеза.

Изученные толщи залегают в основном в интервале глубин 1600—2300 м, редко выше. В работах, посвященных изучению процессов эпигенетических изменений пород (Копелиович и др., 1961; Шутов, 1962), граница зон начального и глубинного эпигенеза для палеозоя Русской платформы проводится в интервале 1300—1700 м, т. е. большая часть разреза попадает в зону глубинного эпигенеза. Для этой зоны характерно развитие в песчано-алевролитовых разностях регенерационно-конформных структур, возникающих в условиях повышенных температуры и давления. Наличие таких структур отмечается повсеместно на всей изучаемой территории.

Многочисленные пластинки биотита имеют различную степень сохранности, большинство хлоритизировано и гидрослюдизировано. Часто «растрепанные» концы пластинок биотита постепенно переходят в агрегат тонких чешуек глинистой размерности, сливающихся непосредственно с глинистым цементом. В других случаях кристаллы биотита почти целиком замещены агрегатом полуизотропного глинистого вещества, и только в центре этих агрегатов наблюдаются реликты биотита с очень низким двупреломлением.

В аргиллитах крупных чешуек биотита не наблюдается, основная масса сложена гелевидным полуизотропным веществом, интерферирующим в коричневато-оранжевых тонах, по внешнему виду не отличимым от цемента песчаников и алевролитов с биотитом.

В результате эпигенетической переработки триоктаэдрических гидрослюд и продуктов их изменения на этапах диагенеза и начального эпигенеза образуется ассоциация — диоктаэдрическая гидрослюда 1M и триоктаэдрический хлорит, устойчивая в условиях глубинного эпигенеза и метагенеза (Коссовская и др., 1963₁). В изученных отложениях, как было сказано, действительно, эта ассоциация распространенная и обычная, но гидрослюдистые минералы часто содержат в структуре разбухающие слои. Это свидетельствует о том, что эпигенетические преобразования не завершены и разрез терригенного девона имеет черты, присущие в какой-

то мере и зоне начального эпигенеза, что оправдано глубинами залегания этой формации.

Степень эпигенетических преобразований зависит от петрофизической характеристики пород, особенно проницаемости и пористости. Ими во многом определяется интенсивность циркуляции внутрипоровых растворов и глубина переработки первичного материала. Наглядный пример в этом отношении — зависимость степени эпигенетической переработки глинистого материала от литолого-петрографических типов пород в отложениях девона на севере Кировско-Кажимского прогиба.

В алевролитах, при возможности относительно свободной циркуляции поровых растворов, смешанно-слоистые минералы отсутствуют, но в большом количестве имеется аутигенная удлиненнопластинчатая слюда 1М.

В менее проницаемых аргиллитах развит смешанно-слоистый минерал (политипная форма — 1Мd), внешне имеющий форму монтмориллонита, содержащий немного (10—20%) разбухающих слоев. Количество последних в структуре растет с повышением карбонатности, и максимальное число их содержится в минерале, «законсервированном» в доломитистом мергеле. Этому способствовало также то обстоятельство, что с карбонатными разностями, отлагавшимися в наиболее удаленных от береговой линии участках бассейна, ассоциировали наиболее дисперсные и деградированные глинистые минералы. Разбухающий глинистый минерал, осаждавшийся в халистатической обстановке, в условиях щелочной среды, обогащенности вод катионами Ca^{2+} и Mg^{2+} и органическим веществом, не претерпел столь существенных изменений, которые произошли с глинистыми минералами других типов пород.

Все это дает основание считать, что в начальные этапы седиментогенеза триоктаэдрические слюды были деградированы до монтмориллонита (или почти до монтмориллонита) и на последующих эпигенетических стадиях прошли путь до устойчивой ассоциации: диоктаэдрическая гидрослюда + триоктаэдрический хлорит. Колебания же в содержании разбухающих слоев, коррелирующиеся с проницаемостью пород, отвечают как бы определенным образом фиксированным ступеням эпигенетического преобразования.

При рассмотрении вопросов генезиса гидрослюдистых минералов следует вкратце остановиться на роли вулканогенного материала. Возрастная активность эффузивной деятельности в палеозое на востоке Русской платформы имело место в вендское время и на границе между средним и верхним девонем.

Аргиллиты вендского возраста состоят из гидрослюды — 10 Å, смешанно-слоистого минерала слюда — монтмориллонит (~5:1) и значительного количества железистого хлорита. Пики при 10 Å характеризуются большой асимметричностью (γ порядка 0,30—0,33). Толща этих аргиллитов вскрыта рядом скважин на территории Удмуртии — в пределах Верхнекамской впадины. С ним часто ассоциируют прослои туфов, туффитов, туфопесчаников. Такая же ассоциация глинистых минералов со сходными дифракционными характеристиками слагает тонкопелитовую фракцию верхнедевонских аргиллитов в Кировско-Кажимском прогибе. В пределах этой тектонической зоны, представляющей грабенавлакоген, ограниченный системой разломов, на границе среднего и верхнего девона также вскрыты вулканогенные породы основного состава.

Таким образом, наблюдается приуроченность повышенных концентраций смешанно-слоистых образований и железистого хлорита к осадкам, следующим за проявлениями вулканической деятельности. Вряд ли это случайное совпадение. Туфогенно-пепловый материал неустойчив в гипергенных условиях и переходит в комплекс глинистых минералов (или цеолитов), причем химизм исходного вещества сильно влияет на состав продуктов преобразования. Наряду с биотитом и триоктаэдрическими гидрослюдами пепловый материал служил исходным субстратом

для формирования описанного выше парагенезиса глинистых минералов. А. Г. Коссовская с соавторами (Коссовская и др., 1963₁) указывает, что при эпигенетической переработке «преимущественное образование хлорита или мусковитовой гидрослюда зависит в основном от характера обломочного материала. Изобилие фемических минералов приводит к обогащению интерстиционных растворов Mg и Fe, что ведет к образованию хлорита». Таким дополнительным источником железа и магния явились в разбираемых отложениях обломки стекла основного состава и, возможно, поствулканические эксгальции.

Влияние вулканической деятельности на состав ассоциаций глинистых минералов объясняет существование смешанно-слоистых фаз в самых древних и относительно глубоко погруженных аргиллитах вендского комплекса, где в силу плотности, однородности, малой проницаемости этих аргиллитов эпигенетические процессы не смогли «до конца» переработать монтмориллонитовые минералы. Такая стабильность части монтмориллонитовых слоев по отношению к вторичным процессам подчеркнута Ч. Уивером (Weaver, 1956₂), который указывает, что соотношение слюдяных и разбухающих слоев в ордовикских и девонских К-бентонитах США, близкое к 4 : 1, — весьма распространено и устойчиво.

Что же касается аллотигенных диоктаэдрических слюд, то они, скорее всего, представляют собой продукты континентального изменения мусковита. Об этом могут, на наш взгляд, свидетельствовать условия их нахождения — в грубозернистых породах или элювии кристаллических пород фундамента. Присутствие же этих слюд в аргиллитах и алевролитах кыновского возраста в северных районах территории обусловлено тем, что примерно с конца среднего (Г. Л. Миропольская, личное сообщение) или начала верхнего (Влодарская, 1962) девона роль Татарского свода как источника терригенного материала относительно уменьшается; начинает влиять новый источник сноса, расположенный севернее изучаемой территории, где идет размыв кислых пород типа гранитов. Отсюда и появление в глинистой фракции производных от мусковита гидрослюды.

Выводы. 1. Среди глинистых минералов терригенных отложений девона севера Волго-Уральской области в большинстве образцов преобладают минералы из группы диоктаэдрических гидрослюды и смешанно-слоистые минералы гидрослюда — монтмориллонит.

2. Смешанно-слоистые минералы содержат обычно 10—20% разбухающих слоев, иногда их количество возрастает до 30%. Для них типична модификация 1Md, реже 1M. Гидрослюды в большинстве случаев относятся к политу 1M, реже 2M₁.

3. Основная масса описанных минералов образовалась при преобразовании биотита и биотитовых гидрослюды. В ходе этого процесса можно выделить два этапа: диагенетический и глубинный. При диагенезе происходила деградация слюд и переход их в монтмориллонитовые минералы с неупорядоченным взаимным расположением силикатных слоев — политипная форма 1Md. В процессе эпигенеза происходило «уничтожение» разбухающих монтмориллонитовых слоев, переход через стадию смешанно-слоистых минералов в гидрослюду 1M.

4. Роль вулканогенного материала в формировании гидрослюдистых минералов особенно проявилась в вендское время в пределах Верхнекамской впадины и частично в верхнедевонское время в пределах Кировско-Кажимского прогиба.

ЛИТЕРАТУРА

- Влодарская В. Р. Некоторые закономерности распределения глинистых минералов в палеозойских и мезозойских отложениях в связи с их генезисом. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 9.
- Дьяконов Ю. С. О структурных изменениях биотитов при гидратации. — Докл. АН СССР, 1964, т. 154, № 6.

- Ерошев-Шак В. А., Ходак Ю. А., Грибов Е. М., Сынгаевский Е. Д. Ассоциация глинистых минералов в верхнефаменских породах и рудах Джайльминской мульды.— Докл. АН СССР, 1965, т. 164, № 4.
- Копелиович А. В., Коссовская А. Г., Шутов В. Д. О некоторых особенностях эпигенеза терригенных отложений платформенных и геосинклинальных областей.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 6.
- Коссовская А. Г. Факторы, определяющие формирование минерального состава глин в условиях платформы и геосинклинали.— Докл. АН СССР, 1959, т. 129, № 6.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Дриц В. А. Глинистые минералы-индикаторы глубинного изменения терригенных пород.— В сб.: Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Коссовская А. Г., Дриц В. А., Александрова В. А. К истории триоктаэдрических слюд в осадочных породах.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 2.
- Лапинская Т. А. Главнейшие типы кристаллических пород фундамента Волго-Уральской нефтяной области и их распространенность.— В сб.: Петрография фундамента и осадочных отложений нефтеносных областей СССР, Тр. МИНХ и ГП, 1962, вып. 38.
- Мак-Юан Д. М., Руиз Амиль А., Браун Г. Смешанно-слоистые глинистые минералы.— В сб.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., «Мир», 1965.
- Миропольская Г. Л., Севастьянов В. А., Добросердов А. Л. Литолого-фациальные особенности терригенных отложений девона (D_2 - D_3^{kin}) в Удмуртии и Кировской области.— В сб.: Стратиграфия и литология девонских отложений северной части Волго-Камского края.— Тр. геол. ин-та, Казань, 1967, вып. 15.
- Носов Г. И. Монтмориллонитизация гидрослюд как диагностический признак третичных нефтеносных свит Дагестана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 10.
- Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах.— Тр. ГИН АН СССР. М., 1964, вып. 112.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I—II. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М. Типы климатической зональности в послепротерозойской истории Земли и их значение для геологии. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 3.
- Шутов В. Д. Зоны эпигенеза в терригенных отложениях платформенного чехла (на примере изучения рифейских и палеозойских отложений юго-восточной части Русской платформы).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 3.
- Bhattacharya N. Weathering of glacial tills in Indiana. I. Clay Minerals.— Bull. Geol. Soc. America, 1962, V. 73, N 8.
- Grim R. E. Concept of diagenesis in argillaceous sediments.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1958, v. 42, N 2.
- Grim R. E., Vernet J.-P. Etude par diffraction des mineraux argileux de vases mediterraneenes.— Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 1961, v. 41, N 1. (по РЖГеол., 1962, 3В215).
- Johns W. D., Grim R. E., Bradley W. F. Quantitative estimation of clay minerals by diffraction methods.— J. Sedim. Petrol., 1954, v. 24, N 4.
- Levinson A. A. Polymorphism among illites and hydrous micas.— Amer. Mineral., 1955, v. 40, N 1—2.
- Lucas J. La transformation des mineraux argileux dans la sedimentation etudes sur les argiles du trias.— Memoires du service de la Carte geologique d'Alsace et de Lorraine, 1962, N 23, (по переводу ВИНИТИ, N M — 43923, 1964).
- Moberly R. Jr. Amorphous marine muds from tropically weathered basalt. 10th Pacif. Sci. Congr. Pasif. Sci. Assoc., Honolulu, s. 1, s. a., 1961.
- Smith J. V., Yoder H. S. Studies of micas polymorphs. Mineral. Magazin, 1956, v. 31.
- Sudo T. Interstratified Minerals from Japan, their Geological Behaviors and Origin. Internat. Clay Conf., Stockholm, v. I, Perg. Press, 1963.
- Velde B. Experimental determination of muscovite polymorph stabilities.— Amer. Mineral., 1965, v. 50, N 3—4.
- Velde B., Hower J. Petrological significance of illite polymorphism in Paleozoic sedimentary rocks.— Amer. Mineral., 1963, v. 48, N 11—12.
- Weaver C. E. The distribution and identification of mixed-layer clays in sedimentary rocks.— Amer. Mineral., 1956, v. 41, N 3—4 (русский перевод в сб. Вопросы минералогии глин, Изд-во инстр. лит., М., 1962).
- Weaver C. E. Mineralogy of the Middle Devonian Tioga K-bentonite.— Amer. Mineral., 1956, v. 45, N 3—4.
- Weaver C. E. The effects and geological significance of potassium «fixation» by expandable clay minerals derived from muscovite biotite, chlorite and volcanic material.— Amer. Mineral., 1958, v. 43, N 9—10 (русский перевод в сб. Вопросы минералогии глин, Изд-во иностр. лит., М., 1962).
- Weaver C. E. The clay petrology of sediments. Proc. 6th Nat. Conf. Clays and Clay Minerals, London, 1959 (русский перевод в сб. Вопросы минералогии глин, Изд-во иностр. лит., М., 1962).
- Yoder H. S., Eugster H. P. Synthetic and natural muscovites. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1955, v. 8, N 5/6.

УДК 553.492.1 (470.1)

О СОСТАВЕ И СТРОЕНИИ БОБОВИН В СВЯЗИ С ГЕНЕЗИСОМ ЮЖНОТИМАНСКИХ БОКСИТОВ

В. В. БЕЛЯЕВ

В статье приводятся результаты, сравнительного изучения бобовин и цемента в визейских бокситах Южного Тимана. На основе полученных данных доказывается, что бобовины в бокситах могут быть как терригенного, так и аутигенного (диагенетического) происхождения. С учетом особенностей состава и строения среди аутигенных бобовин выделяются псевдоолиты и псевдобобовины и типичные оолиты и бобовины. Формирование их связывается с двумя этапами оолитообразования. Изучение бобовин подтвердило правильность гипотезы обломочного переноса бокситового вещества.

Термин «бобовина» употребляется нами в собирательном смысле; это макроскопически различимые включения округлой формы, сложенные главным образом теми же минералами, что и бокситы.

О значении бобовин для решения генезиса бокситов написано довольно много, однако этот вопрос остается спорным, что объясняется в основном дискусионностью природы самих бобовин. Существует несколько представлений относительно их происхождения в бокситах. Одна группа исследователей принимает бобовины за терригенные образования, считая их или гальками первичных латеритов (Шарова, Гладковский, 1958; Гуткин, 1966 и др.) или обломками магнетита из зоны свободных окислов латеритной коры выветривания (Кротов, 1959 и др.); другая — за аутигенные — диагенетические (Волков, 1958; Пасова, 1959; Куземкина, 1960 и др.) и сингенетические образования. При столь различном толковании природы бобовин значение последних для выяснения происхождения бокситов становится весьма неопределенным. Учитывая это, на совещании по генезису бокситов в 1965 г. отмечали необходимость более детально исследовать бобовины, чтобы обнаружить новые критерии для четкого определения их генетической принадлежности (Бушинский, 1966).

Предлагаемая статья посвящается изложению результатов химико-минералогического и петрографического изучения бобовин и цемента из бокситов Южного Тимана и рассматривает выявленные на его основе различия в составе и строении терригенных и аутигенных бобовин.

Краткая характеристика пород бокситоносной толщи. Бокситоносная толща Южного Тимана сложена бокситами, бокситистыми и каолинитовыми аргиллитами и глинами. Их характерные особенности — преимущественно белый цвет, относительно высокое содержание сульфидов железа, преобладание пелитоморфных структур при сравнительно редкой встречаемости типичных оолитово-бобовых разностей и т. д.

По внешнему облику и крепости среди бокситоносных пород могут быть выделены каменистые, аргиллитовидные и рыхлые разновидности; по цвету — белые, красные и пятнистоокрашенные; по структуре и текстуре — пелитоморфные с элементами обломочных, оолито-бобовые с

участками обломочных и коллоидных, обломочные и конгломератовидные; по технологическому типу — бокситы, аллиты¹, сиаллиты и т. д.

Качественный химический и минеральный состав бокситов указанных разновидностей довольно однообразен. Количества же отдельных компонентов и минералов в них заметно варьируют. Основные носители глинозема в бокситах — бемит и каолинит, суммарное содержание которых до 85—90%. Из других глиноземсодержащих минералов спорадически встречаются гиббсит и гидрослюда. Гиббсит, по нашим данным, чаще приурочен к верхней части разреза бокситорудной толщи, а гидрослюда, наоборот, к низам ее. Содержание этих минералов обычно не более 5%, редко 8—10%.

Помимо глиноземсодержащих минералов в бокситах Южного Тимана в разных количествах встречаются гематит, гидрогематит, гетит, гидрогетит, пирит, марказит, кальцит, сидерит, редкие зерна титановых минералов, циркона, турмалина и т. д.

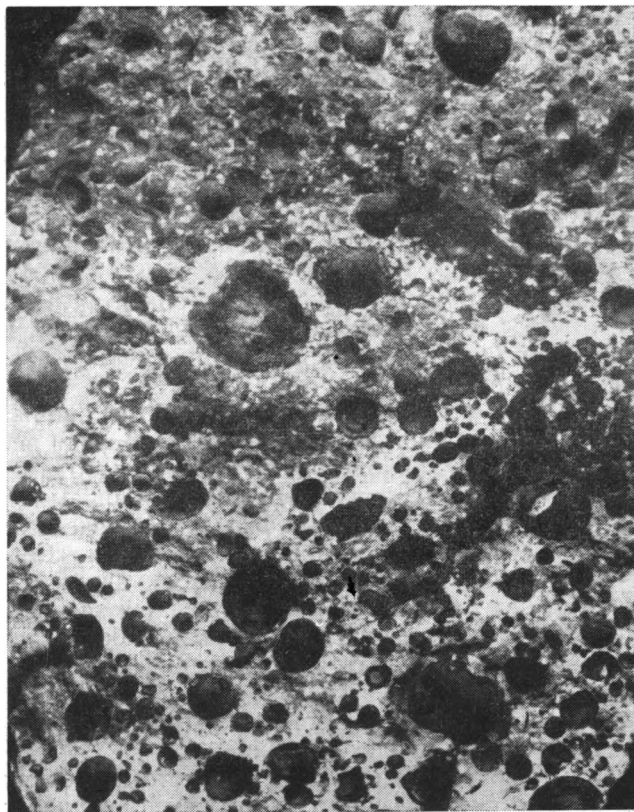
Сравнительное изучение бобовин и цемента. Бобовины в бокситах Южного Тимана в той или иной мере наблюдаются среди всех литологических разновидностей, но наиболее присущи они породам каменистого облика. Некоторые из них сложены крупными бобовинами и их обломками и очень похожи на конгломераты (фиг. 1). В пределах месторождений, за исключением северо-восточной части залежи «Северная», они мало распространены и встречены в немногих скважинах (№ 175, 244, 467 и др.). На отдельных участках, расположенных за пределами залежей, такими породами сложен иногда весь разрез бокситоносной пачки (скв. 191). В целом же для бокситов более характерны мелко- и средне-бобовые разности пород.

Бобовины в бокситах Южного Тимана, по нашим данным, могут быть терригенного и аутигенного происхождения.

Терригенные бобовины. Это глинисто-глиноземисто-железистые округлые образования темно-красного, темно-вишневого и красно-бурого цвета, не имеющие четко выраженной оболочки, а также ядра регенерированных бобовин, отличающиеся от оболочки и цемента цветом, крепостью, составом и строением. Терригенная природа их доказывается угловатой формой обломков, присутствием сложных бобовин с половинками оолитов и простых бобовин по их периферии и особенностями химического и минерального составов.

Размеры терригенных бобовин 1—15 мм. Форма их чаще неправильно-округлая или овальная, редко шаровидная (фиг. 2, 1). Первоначальный облик их установить довольно трудно, так как они уже в значительной степени изменены последующими процессами обесцвечивания и перераспределения вещества. Слабоизмененные бобовины обычно плотные, крепкие, темно-красные, с матовым блеском на изломе. Судя по электронно-микроскопическим снимкам, полученным по методу реплик, сложены они очень тонкодисперсным и слабо раскристаллизованным веществом. Значительная часть его, вероятно, рентгеноаморфна, что подтверждается размытостью линий на рентгенограммах или иногда полным отсутствием отражений от минералов, наличие которых в бобовинах не вызывает сомнения. Вследствие этого минеральный состав бобовин обычно более полно устанавливается с помощью термического анализа. Основные химические компоненты в них те же, что и в цементе, но в отличие от него в бобовинах количественно первое место занимает окись железа, содержание которой может быть выше суммы всех остальных окислов (табл. 1). Глинозема содержится в них сравнительно немного (до 28%), но отношение $Al_2O_3 : SiO_2$ довольно высокое, иногда (обр. 244-8) даже выше, чем в цементе. Основные минералы в терригенных бобовинах — гематит с гидрогематитом. Наряду с ними присутствуют

¹ Под аллитом понимаются породы промежуточного состава между сиалитом и бокситом.

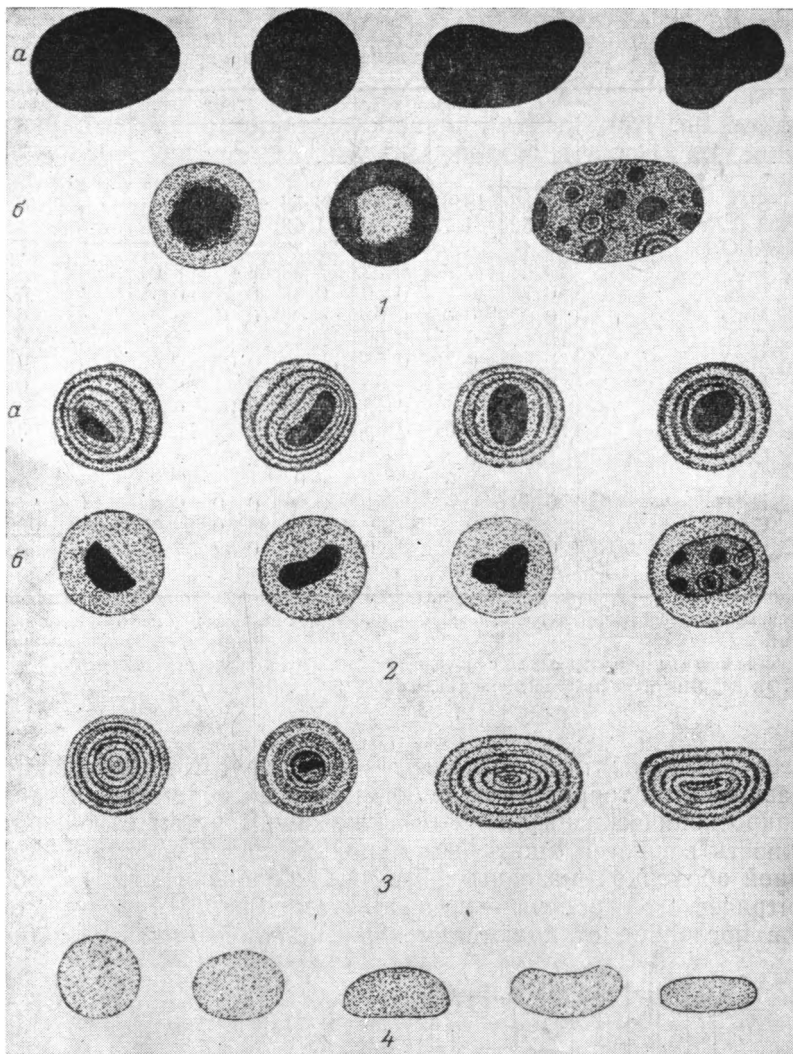


Фиг. 1. Фрагмент конгломератовидного боксита
Натур. вел.

обычные минералы бокситов: бемит и каолинит (табл. 2, фиг. 3). В обр. 100, кроме того, в небольшом количестве обнаружен сидерит, который, судя по приуроченности его к мелким трещинкам, является здесь вторичным минералом.

Обесцвечивание терригенных бобовин в бокситах Южного Тимана обуславливалось не только выносом железа, но и изменением его минеральной формы. Из новообразованных минералов железа в бобовинах наиболее часто встречаются его гидроокисные формы (гидрогематит, гетит, гидрогетит), реже сульфиды (пирит и марказит). Интересно то, что вынос железа зачастую происходил первоначально из внутренних частей бобовин (см. фиг. 2, 1б). Вещество в центральной зоне бобовин приобретало при этом желто-бурую и светло-желтую окраску, становилось рыхлым, а сами бобовины — хрупкими. Внутри них образовывались многочисленные пустотки, придающие бобовинам ячеистое и пористое строение. На стенках таких пустоток иногда наблюдаются мелкие щеткообразные кристаллики бемита, но чаще поры и пустотки выполняются тонкодисперсным веществом цемента. Аналогичные факты отмечались в бокситах других месторождений (Куземкина, 1960). В других случаях обесцвечивание бобовин происходило с их периферии, что приводило к образованию осветленной поверхностной зоны, несколько похожей на оболочки описываемых ниже аутигенных псевдобобовин, но отличающейся от последних рядом особенностей, о чем будет сказано ниже.

Строение бобовин наиболее отчетливо проявляется на первых стадиях их обесцвечивания, когда процессы перераспределения железа в них не достигли еще большого развития. По внутреннему строению среди них



Фиг. 2. Формы бобовин и оолитов, встречающихся в бокситах Южного Тимана

1 — терригенные бобовины, слабо измененные темно-красные (а) и частично обесцвеченные (б); 2 — аутигенные псевдооолиты (а) и псевдобобовины (б); 3 — аутигенные оолиты; 4 — аутигенные светло-серые бобовины

могут быть выделены бобовины массивного и реже оолито-бобового и зонально-концентрического сложения. Характеристика их не раз уже приводилась в литературе (Бушинский, 1958; Шарова, Гладковский, 1958; Куземкина, 1960; Гуткин, 1966; и др.) и поэтому здесь не рассматривается.

При последующем, более глубоком обесцвечивании конгломератовидных бокситов железистые бобовины и обломки как бы «растворялись» и сливались с основной тонкодисперсной массой, вследствие чего порода постепенно утрачивала свою первоначально бобово-обломочную структуру (фиг. 4). В полностью обесцвеченных (отбеленных) разностях сложение бокситов при этом становилось визуальнo однородным.

Аутигенные бобовины. Среди аутигенных бобовин в бокситоносных породах Южного Тимана нами различаются псевдобобовины и псевдооолиты и типичные оолиты и бобовины

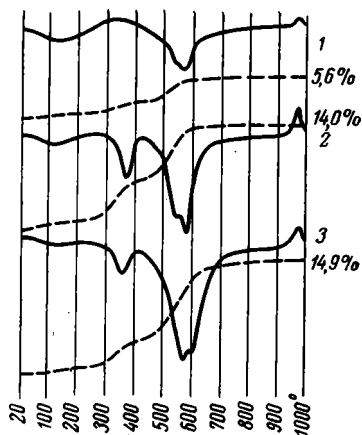
Химический состав структурных элементов конгломератовидных пород

Компоненты	Обр. 100			Обр. 175-12			Сбр. 244-8		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
SiO ₂	18,36	18,62	33,64	8,58	16,16	16,11	4,16	16,22	14,64
TiO ₂	1,52	1,73	1,80	1,42	1,84	2,62	1,80	1,41	2,59
Al ₂ O ₃	28,17	24,96	37,64	26,76	22,67	53,57	28,95	21,83	50,56
Fe ₂ O ₃	39,66	39,33	9,22	55,18	43,04	8,06	57,19	43,23	14,62
FeO	0,72	0,62	0,30	0,65	0,57	0,28	0,72	0,69	0,29
MnO	0,03	0,05	0,02	0,02	0,04	0,01	0,02	0,06	0,05
CaO	Н. о.	0,26	0,06	Н. о.	Н. о.	2,23	Н. о.	0,12	0,27
MgO	Н. о.	0,20	0,06	Н. о.	0,07	0,08	Н. о.	0,03	0,14
K ₂ O	0,14	0,31	0,36	0,10	0,14	0,12	0,12	0,37	0,24
Na ₂ O	0,02	0,14	0,12	0,02	0,02	0,02	0,02	0,17	0,11
S _{общ}	Н. о.	0,04	0,43	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0,04	0,03
CO ₂	1,09	0,14	Сл.	0,05	Н. о.	2,15	0,06	Сл.	0,04
H ₂ O ⁺	8,99	13,03	14,10	7,06	12,85	13,99	5,41	14,19	14,29
H ₂ O ⁻	0,56	0,62	1,44	0,54	0,90	0,46	1,02	1,55	0,96
Сумма	99,56	100,17	99,68	100,38	98,80	99,70	98,77	100,17	99,13
Al ₂ O ₃ _{мол} :SiO ₂ _{мол}	0,91	0,78	0,60	1,83	0,82	1,95	4,10	0,79	2,03

Примечание: 1 — темно-красные и красно-бурые терригенные бобовины, являющиеся здесь ядрами аутигенных псевдобобовин и псевдооолитов; 2 — оболочка аутигенных псевдобобовин и псевдооолитов; 3 — цемент.

Химические анализы, приведенные здесь и в других таблицах, выполнили Л. П. Павлов, Э. Г. Бабушкина и Л. М. Бер (Институт геологии Коми филиала АН СССР).

Псевдобобовины и псевдооолиты — это округлые образования, сформировавшиеся по терригенным бобовинам и их обломкам, а также другим макроскопически различным включениям путем отложения на их поверхность вещества иного, чем ядро, состава и цвета. Бобовины со сплошной оболочкой названы нами псевдобобовинами, а с оболочкой концентрического строения — псевдооолитами (фиг. 2, 2а, б). Об обычных оолитов последние отличаются меньшим количеством и неодинаковой



Фиг. 3. Термограммы (сплошные линии) и кривые потери веса (пунктир) структурных элементов конгломератовидного боксита (обр. № 244-8)

1 — терригенные бобовины, являющиеся здесь ядрами аутигенных псевдобобовин и псевдооолитов; 2 — оболочки аутигенных псевдобобовин и псевдооолитов; 3 — цемент

шириной концентров. В сложении их принимает участие и вещество цемента. Об этом говорит тот факт, что в расширенных зонах концентров, а иногда и оболочках псевдобобовин, под микроскопом обнаруживаются иголки гидрослюды, червеобразные и сноповидные агрегаты каолинита, зерна циркона и турмалина, наблюдаемые и по соседству в цементе. Наличие таких включений в оболочках — важный признак аутигенной

природы псевдобобовин и псевдоолитов и один из основных критериев для отличия их от периферийно обесцвеченных терригенных бобовин. От последних аутигенные псевдобобовины и псевдоолиты отличаются, кроме того, более четкими и ровными линиями раздела ядра, оболочки и цемента, большей плотностью оболочки, а псевдоолиты еще и своим концентрическим строением, не наблюдающимся у поверхностно обесцвеченных терригенных бобовин.



Фиг. 4. Частично обесцвеченный конгломератовидный боксит

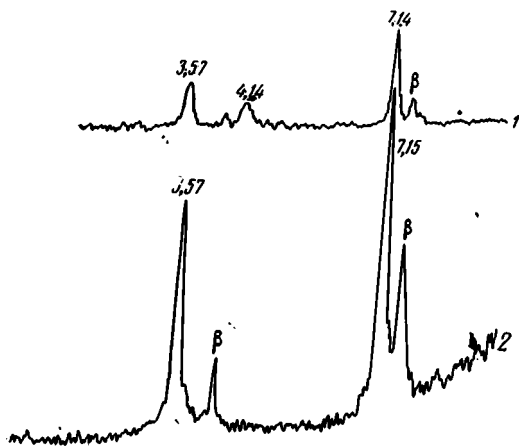
Наряду с аутигенными оолитами (а) видны терригенные бобовины и их обломки, местами сливающиеся с цементом (б).
Натур. вел.

Химическое и спектральное изучение оболочек аутигенных псевдоолитов и псевдобобовин показало, что они состоят из тех же элементов, что и терригенные бобовины (ядра) и цемент (см. табл. 1). Главный компонент в них, как и в терригенных бобовинах (ядрах) окись железа, но, в отличие от терригенных бобовин, она здесь представлена гётитом и гидрогётитом. Глинозема в оболочке содержится всегда меньше, а кремнезема, наоборот, больше, чем в ядре. Суммарное содержание щелочных металлов в ней обычно превышает их содержание в ядре и равно или несколько выше их количества в цементе.

Интересные результаты дает сопоставление отношения $Al_2O_3 : SiO_2$ в указанных структурных элементах разных образцов. В породе, отвечающей по составу аллиту (обр. 100), это отношение в оболочке аутигенных псевдоолитов выше, чем в цементе, но ниже, чем в терригенных бобовинах (ядрах). В бокситах оно значительно ниже его значения в ядре и цементе. Любопытно то, что величина данного отношения в оболочках не зависит от отношения этих компонентов в ядре и цементе и во

всех изученных образцах имеет практически одно и то же значение (0,78—0,82 в молярном выражении).

Минеральный состав оболочек, ядер и цемента, рассчитанный на основе химических (см. табл. 1), термических (см. фиг. 3) и рентгеновских анализов, приведен в табл. 2. Из нее видно, что комплекс основных минералов, слагающих разные структурные элементы бокситов, довольно постояен. Различия заключаются лишь в форме нахождения окиси железа, которая в ядрах представлена гематит-гидрогематитом, а в оболочках и цементе — гётитом и гидрогётитом. Каолинит и бемит встречаются во всех структурных составляющих породы, но количества их в разных ее элементах различны. В бокситах максимальное содержание бемита приурочено к цементу, в аллитах — к ядру. В ядрах псевдооолитов и псевдобобовин, рассеянных в аллите, каолинит количественно преобладает над бемитом, в ядрах из боксита наблюдается обратное соотношение их содержаний. В оболочках псевдобобовин и псевдооолитов независимо от гипа породы содержится каолинита в 3,5—4,0 раза больше, чем бемита. Примечательно то, что оболочки аутигенных псевдооолитов и псевдобобовин в аллитах и бемита.



Фиг. 5. Дифрактограммы аутигенных оолитов (1) и цемента (2)

Экстремумы 7,14—7,15 и 3,57 кХ соответствуют каолиниту; 4,14 кХ — гётиту. Аналитик — В. В. Хлыбов

бокситах несут почти одни и те же количества каолинита, бемита и гётита. Слабая окристаллизованность минералов, трещины усыхания в оболочках и колломорфные структуры в основной массе служат признаком первичноколлоидального состояния вещества оболочек и аутигенной природы описываемых псевдобобовин и псевдооолитов.

*Типичные оолиты*²⁾ — это округлые образования, по форме, размерам и строению соответствующие оолитам в общепринятом понимании. Для них характерны сравнительно мелкие размеры (0,5—4 мм), преимущественно правильные шарообразные формы, ясно выраженное концентрически-зональное строение, обусловленное чередованием желтовато-бурой и коричнево-бурой окрасок за счет колебаний в содержаниях гидроокислов железа (фиг. 2, 1—3).

Количество концентров в оолитах непостоянно чаще 3—4, но может достигать 10—15; ширина зон в концентриках практически одинакова по всей сфере. В центральной части оолитов под микроскопом иногда наблюдаются мелкие обломочки циркона, турмалина, рутила (?), самой породы и другие включения неустановленной природы, ранее отмечавшиеся В. Н. Деминой (1965).

Химическое (табл. 3) и минералогическое (фиг. 5, 6, табл. 4) исследование оолитов и вмещающего их цемента выявляют некоторые различия в их составе.

Из химических компонентов количественно первое место занимает в оолитах окись железа, в цементе — кремнезем. Оолиты по сравнению с цементом беднее щелочными и щелочноземельными металлами. Отношение $Al_2O_3 : SiO_2$ в оолитах заметно выше, чем в основной массе.

² Название «типичный» вводится лишь с целью отличия оолитов от описанных выше псевдооолитовых образований.

Таблица 2

Минеральный состав структурных элементов конгломератовидных пород

Минералы	Обр. 100			Обр. 175-12			Обр. 244-8		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Каолинит	39,47	40,0	72,30	18,45	34,84	34,63	8,94	34,87	31,48
Бемит	15,30	10,75	11,0	22,90	10,0	46,94	29,90	9,48	44,86
Гематит, гидрогематит	40,80	Сл.	Сл.	56,20	Сл.	Сл.	56,20	Сл.	Сл.
Гётит, гидрогётит	Сл.	43,2—45,0	10,50	Сл.	45,2—47,0	9,0—10,0	Сл.	47,50—51,10	16,10—17,70
Сидерит	2,80	—	—	—	—	—	—	—	—
Кальцит	—	0,30	—	—	—	4,0	—	—	—
Пирит, марказит	—	—	1,0	—	—	—	—	—	—

См. примечание в табл. 1.

Таблица 3

Химический состав оолитов и вмещающего их цемента, вес. %

Анализируемая часть породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	S _{общ}	CO ₂	H ₂ O+	H ₂ O-	Сумма
Оолиты	20,27	1,86	21,64	39,46	0,65	0,04	—	0,07	0,23	0,04	Н. о.	0,02	13,75	1,04	99,04
Цемент	41,34	3,36	35,03	3,07	0,17	0,02	0,26	0,22	0,48	0,07	0,08	Сл.	14,42	1,26	99,81

Минеральный состав оолитов и вмещающего их цемента

Анализируемая часть породы	Каолинит	Бемит	Гётит (лепидокрокит)	Прочие
Оолиты	43,52	5,12	43,4—46,4	5,0—8,0
Цемент	88,90	—	3,37—4,5	6,5—8,0

Оолиты сложены каолинитом, гётитом, лепидокрокитом и бемитом. Цемент почти на 90% состоит из каолинита. Бемит и лепидокрокит в нем не обнаружены, гётит — лишь в виде примеси. Состав оолитов по содержанию основных минералов приближается к составу оболочек аутигенных псевдобобовин и псевдооолитов из аллитов и бокситов. Характер процессов оолитообразования в разных типах пород был, по-видимому, весьма сходен. Как псевдооолиты, так и оолиты образовались в результате миграции и осаждения коллоидального вещества, обособившегося в осадке в результате его диагенетических преобразований. Аутигенная природа оолитов не вызывает сомнения и доказывается теми же фактами, что и для псевдобобовин и псевдооолитов.

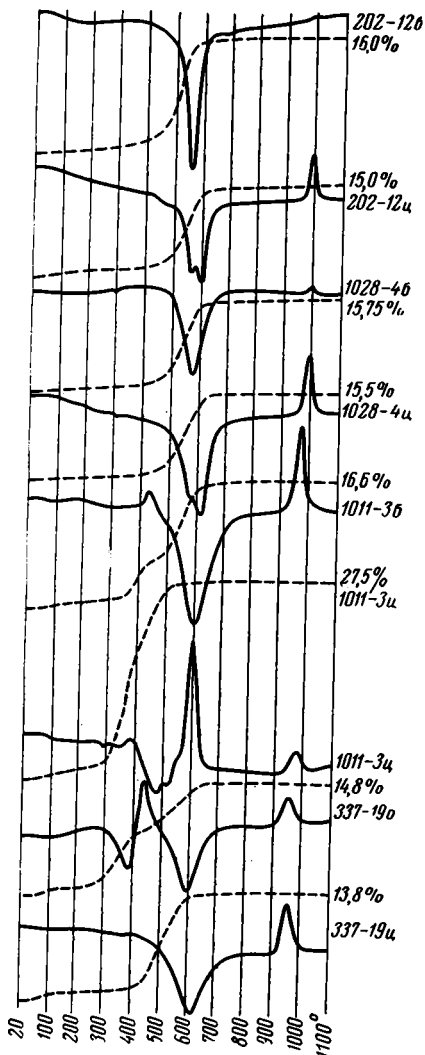
Аутигенные бобовины — это мелкие (0,5—3 мм) округлые, чаще шаровидные, иногда несколько приплюснутые образования светло-серого и серого цвета, имеющие однородное внутреннее строение и глинисто-глиноземистый состав (фиг. 2). В бокситах Южного Тимана такие бобовины распространены наиболее широко и составляют иногда до 40—60% объема породы. По цвету, структуре и степени раскристаллизации они мало отличаются от основной массы, в связи с чем выделяются в породе не всегда отчетливо. В шлифах они нередко устанавливаются в виде отдельных сгустков, по краям почти сливающихся с цементом. По ободку бобовин изредка наблюдаются тоненькие каемочки ржаво-красного цвета, обусловленные гидроокислами железа. Бобовины в этом случае сравнительно легко отделяются от основной массы породы. Иногда они, вероятно, за счет примеси тонкорассеянных сульфидов

Таблица 5

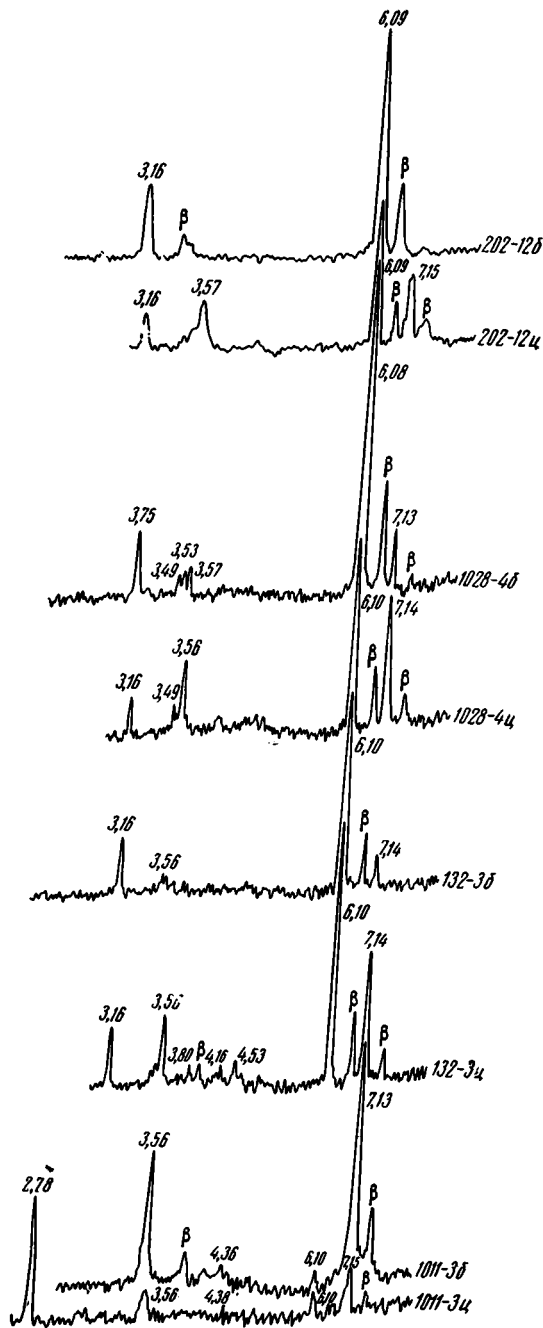
Химический состав бобовин и цемента из светло-серых бокситов и бокситовых пород

Компоненты	Обр. 202-12		Обр. 1028-4		Обр. 132-3		Обр. 1011-3	
	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	0,88	28,20	7,74	26,98	8,72	21,34	35,90	11,48
TiO ₂	3,30	2,96	3,12	2,70	2,92	3,61	1,24	0,98
Al ₂ O ₃	76,08	50,65	68,56	51,81	67,45	54,04	33,55	15,16
Fe ₂ O ₃	2,84	1,19	1,19	1,04	1,34	1,47	2,64	8,21
FeO	0,22	0,23	0,20	0,31	0,36	0,40	6,82	33,85
MnO	0,01	Сл.	Сл.	0,05	Сл.	0,16	0,06	0,31
CaO	—	0,06	Сл.	0,18	0,03	0,30	0,17	0,32
MgO	—	Сл.	Сл.	0,13	0,11	0,07	0,04	0,52
K ₂ O	—	0,30	0,16	0,11	0,28	0,06	0,19	0,16
Na ₂ O	—	0,11	0,09	0,07	0,11	0,06	0,12	0,12
S _{общ}	Н. о.	1,50	0,02	0,03	0,40	0,56	0,09	1,47
CO ₂	—	Сл.	0,19	Сл.	0,08	0,40	4,24	21,50
H ₂ O ⁺	15,05	14,67	16,30	14,90	15,11	14,00	13,23	5,30
H ₂ O ⁻	0,60	1,04	0,78	0,78	1,08	1,54	1,30	0,80
Сумма	98,98	100,22	97,57	99,18	98,10	98,10	99,74	100,34
Al ₂ O ₃ _{вес} : SiO ₂ _{вес}	86,45	1,79	8,85	1,92	7,74	2,53	0,93	1,32
Al ₂ O ₃ _{вес} : TiO ₂ _{вес}	23,26	17,24	22,22	19,23	23,26	15,15	27,03	15,38

Примечание: 1 — бобовины; 2 — цемент.



Фиг. 6. Термограммы (сплошные линии) и кривые потери веса (пунктир) бобовин, оолитов и цемента
 б — бобовины; ц — цемент; о — оолиты



Фиг. 7. Дифрактограммы аутигенных бобовин и цемента

б — бобовины; ц — цемент. Экстремумы 7.13—7.15 и 3.56—3.57 мк соответствуют каолиниту; 6.08—6.10 и 3.15—3.16 мк — бемиту. Аналитик — В. В. Хлыбов

железа окрашены в голубовато-серые тона и хорошо отличимы от цемента по цвету.

По количеству и соотношениям основных компонентов бобовины в бокситах (обр. № 202-12, 1028-4, 132-3) существенно отличаются от цементующей их массы (табл. 5). По сравнению с цементом они содержат значительно больше глинозема и меньше кремнезема.

Минеральный состав бобовин и цемента из светло-серых бокситов и бокситистых пород

Минералы	Обр. 202-12		Обр. 1028-4		Обр. 132-3		Обр. 1011-3	
	1	2	1	2	1	2	1	2
Каолинит	1,89	60,63	16,64	58,00	18,75	45,88	77,18	24,68
Бемит	88,65	30,72	72,90	34,00	69,00	42,30	3,54	6,22
Гиббсит	—	—	Сл.	Сл.	2,0—2,5	1,0—1,5	—	—
Гётит, гидрогётит	3,12	1,30	1,30	1,15	1,70	1,90	2,90	9,0—9,30
Сидерит	—	—	—	—	—	Сл.	11,20	54,54
Кальцит	—	—	Сл.	Сл.	—	0,6—0,9	—	Сл.
Пирит	0,5—0,6	2,80	—	—	0,75	1,00	Сл.	2,80
Прочие	5,74	4,55	9,16	6,85	7,30	6,52	5,22	2,46

Примечание. 1 — бобовины; 2 — цемент.

В некоторых случаях (обр. № 202-12 и 1028-4) только благодаря этому породе относится к бокситу. Отношение глинозема к двуокиси титана в бобовинах заметно выше, чем в цементе, и в разных образцах бокситов и бокситистых пород отвечает примерно одной и той же величине (см. табл. 5). Бобовины и цемент, по данным термического (см. фиг. 6) и рентгенодифрактометрического (фиг. 7) анализов, сложены в основном бемитом и каолинитом. Бемит — главный минерал бобовин, каолинит — цемента; в качестве примесей в бобовинах содержится гётит с гидрогётитом (?), пирит и реже гиббсит и кальцит (табл. 6).

Структурные взаимоотношения бобовин и цемента, сгусткообразный характер выделений и слабая раскристаллизация вещества бобовин, а также отсутствие инородных примесей свидетельствуют об аутигенной природе бобовин и первично коллоидальном состоянии формировавшего их вещества.

Изучение структурных составляющих в сидеритизированной бокситистой породе (обр. 1011-3, см. табл. 5, 6, фиг. 6 и 7) показало, что как в бобовинах, так и в цементе основным глиноземсодержащим минералом является каолинит при подчиненном количестве бемита. Сидерит концентрируется главным образом в цементе, где местами составляет более 50% массы. Частично он замещает и бобовины.

ВЫВОДЫ

1. В бокситах Южного Тимана выделены бобовины терригенного и аутигенного происхождения. Аутигенные бобовины подразделены на типичные оолиты и бобовины и на псевдооолиты и псевдобобовины.

2. Наличие явно терригенных бобовин в бокситах Южного Тимана наряду с такими признаками, как обломочные и микрообломочные структуры, присутствие в бокситах обломочных зерен циркона, турмалина, эпидота, чешуек слюды и приуроченность бокситов к склонам поднятий свидетельствуют о механической форме переноса первичного материала бокситов.

Терригенные бобовины первоначально, по-видимому, были более широко распространены в бокситах Тимана. Позднее, однако, в результате обесцвечивания и перераспределения вещества бокситов они как бы «растворялись» в основной массе, вследствие чего количество их резко сокращалось. В настоящее время наблюдаются лишь реликты пород с такими бобовинами, сохранившиеся в участках, где процессы обеления почему-либо не доходили до завершения.

3. Большинство бобовин в бокситовых породах Южного Тимана имеет аутигенное происхождение. Они образовывались в осадке в результате перемещения и коагуляции коллоидального вещества. В первом

приближении могут быть выделены две стадии формирования и соответственно этому два типа аутигенных бобовин. К первому типу следует относить бобовины существенно железистого состава: псевдооолиты, псевдобобовины и типичные оолиты. Образование их происходило вероятно, на начальном этапе перераспределения вещества, когда бокситовые осадки были еще богаты железом, так как окислы железа, как более чутко реагирующие на изменения среды, должны были коагулировать первыми.

Вторая стадия формирования бобовин, по-видимому, обуславливалась процессами дифференциации уже обесцвеченного бокситового вещества. Она характеризуется образованием другого типа бобовин, отличающихся от указанных выше преимущественно глинисто-глиноземистым составом при резко подчиненном количестве железистых компонентов.

4. Процессы обесцвечивания и перераспределения вещества в осадке приводили, с одной стороны, к «ассимиляции» терригенных бобовин и частичной или полной утрате породой своей первично-обломочной структуры, с другой,— к возникновению оолито-бобовых и колломорфных структур. Колломорфные структуры, наблюдаемые в бокситах Южного Тимана, следовательно, не сингенетичны осадкам и не могут считаться доказательством первично коллоидального состояния вещества бокситов. В связи с этим хемогенная гипотеза происхождения южнотиманских бокситов (Орлова, 1960 и др.) лишается своего основного аргумента.

ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г. И. О генетических типах бокситов.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Бушинский Г. И. Успехи изучения генезиса бокситов за последние десять лет (1955—1965 гг.) — В кн.: Генезис бокситов. М., «Наука», 1966.
- Волков А. Н. Бокситы Казахстана и их генезис.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Гуткин Е. С. Тектурно-структурные особенности и генетические типы североуральских бокситов.— В кн.: Генезис бокситов. М., «Наука», 1966.
- Демина В. Н. Изучение бокситовых залежей и подстилающих их пород на юго-восточном склоне Тиманского поднятия. Авторефераты сотрудников ИГЕМ АН СССР, за 1964 г. М., «Наука», 1965.
- Кротов Б. П. Дифференциация элементов при выветривании.— Тр. Ин-та, ИГЕМ АН СССР, вып. 35. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Куземкина Е. Н. Состав и особенности строения бобовин мезозойских бокситов Кустанайской области.— Геол. рудн. месторождений, 1960, № 3.
- Орлова П. В. Закономерности размещения бокситоносных отложений в пределах Московской синеклизы.— Мин. сырьё, вып. 1, М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Пасова Ф. Г. Химико-минералогическая характеристика бокситов Амангельдинских месторождений и вмещающих их пород.— Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР, Алма-Ата, 1959, вып. 2.
- Шарова А. К., Гладковский А. К. Минеральный состав, происхождение и изменение нижнемеловых бокситов восточного склона Урала и Тургайской равнины.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Институт геологии
Коми филиала АН СССР
г. Сыктывкар

Дата поступления
26.XII.1968

УДК 553.277(4—191)

СТРАТИФИЦИРОВАННЫЕ РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОГЕМСКОГО МАССИВА (ЧЕХОСЛОВАКИЯ) И СИЛЕЗСКО-КРАКОВСКОГО РАЙОНА (ПОЛЬША)

В. М. ПОПОВ

Рассматриваются посещенные автором во время экскурсии МГК стратифицированные рудные месторождения Богемского массива и Силезско-Краковского рудного бассейна. Месторождения разделяются на две группы, относящиеся к сингенетическим образованиям, но различающиеся по источнику металлов. К одной из них принадлежат свинцово-цинковые месторождения в триасовых карбонатных породах Верхней Силезии (Польша). Источником металла здесь служил весь комплекс различных пород областей сноса с содержащимися в них рудными концентрациями.

Другая группа (на территории Чехословакии) образовалась в связи с процессами вулканизма, который и являлся источником металлов.

Богемский (или Чешский) массив относится к варисской системе, однако в его строении участвуют как более ранние доварисские геологические комплексы, так и более поздние — мезозойские и третичные. Во всех этих комплексах имеются минеральные месторождения стратифицированного (пластового) типа, характеризующиеся сходными структурными особенностями. Подобные месторождения различных металлов известны в пределах собственно массива и в более молодых отложениях, его окружающих. Возраст этих месторождений находится в широком диапазоне: от протерозоя до мезозоя включительно; совокупность их образует обширную группу пластовых месторождений Центральной Европы, в отношении генезиса которых не существует единого мнения.

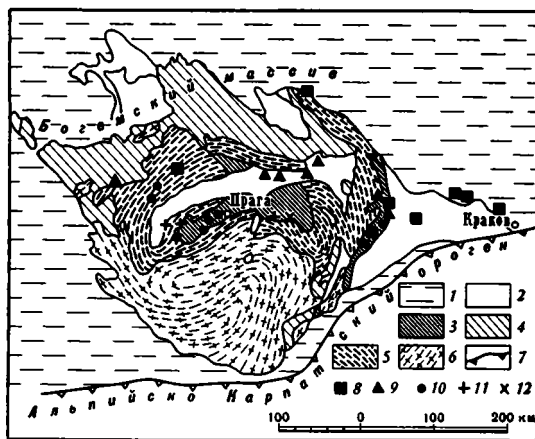
Богемский массив состоит из очень древнего (архейского или протерозойского) ядра, обрамленного палеозойскими образованиями геосинклинального типа, дислоцированными в период каледонского и варисского орогенеза, и третичными платформенными отложениями, подвергшимися воздействию саксонской (германотипной) тектонической деятельности (фиг. 1).

Начиная с периода варисской консолидации Богемский массив представлял собой возвышающийся континентальный блок среди эпиконтинентальных морей. В позднем палеозое он был окружен пермским эпиконтинентальным морем; в начале мезозоя, когда сформировалась Альпийско-Карпатская геосинклиналь, Богемский массив выступал как горный массив между альпийской геосинклиналью и эпиконтинентальным триасовым морем. Более поздние осадки формировались в предгорной, фронтальной области массива. В триасовое, юрское и верхнемеловое время краевая часть массива была захвачена трансгрессией моря, отлагавшего мелководные осадки.

Пространственное размещение пластовых месторождений относительно Чешского массива (см. фиг. 1) характеризуется определенной закономерностью: они образуют зоны, сгруппированные вокруг ядра массива в многочисленных разновозрастных геологических комплексах,

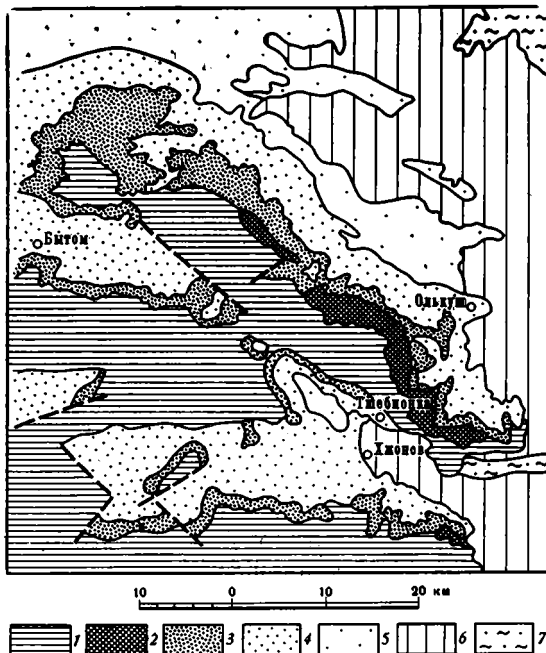
Фиг. 1. Стратифицированные и осадочные месторождения Богемского массива и ближайшей к нему территории

1—постпалеозойские формации; 2—поздний палеозой; 3—ранний палеозой; 4—альгонк и ранний палеозой Саксо-Тюрингской площади; 5—альгонк Центральной и Судетской территории; 6—древнейшие образования Богемского массива; 7—граница Альпийско-Карпатской системы; месторождения: 8—свинцово-цинковые, 9—медные, 10—железородные, 11—пиритовые, 12—марганцевые



Фиг. 2. Схематическая геологическая карта восточной части Силезско-Краковского рудного бассейна. По И. Смоларской (Smolarska, 1968₃)

1—карбон; 2—пермь, 3—пестрый песчаник; 4—раковинный известняк; 5—кейпер; 6—мел; 7—миоцен



составляя одну из характерных особенностей металлогении Центральной Европы. Наиболее близки к ядру месторождения пирита, железа и марганца, приуроченные к протерозойским (альгонским) толщам, в разрезе которых часто фиксируются лавовые потоки подводных основных эффузивов; с ними устанавливается генетическая связь этих месторождений. Дальше от ядра появляются медные и свинцово-цинковые месторождения, приуроченные к девонским породам; для этих месторождений также устанавливается генетическая связь с вулканизмом. С позднепалеозойскими пермо-карбонными осадками, образованными за счет денудации варисских горных сооружений, связаны медные руды Нижней Силезии в континентальных и особенно морских осадках цехштейна. Эти месторождения не обнаруживают какой-либо связи с магматическими породами и относятся к несомненно осадочным образованиям.

Триасовые карбонатные породы в Польше содержат важнейшие свинцово-цинковые месторождения в Силезско-Краковском районе. Это типичные стратифицированные месторождения, рассматриваемые одними

Рудные месторождения, посещенные экскурсией

Районы	Возраст рудовмещающего геологического комплекса	Рудные месторождения
Польская Силезия (ПНР)	Силезский триас	Стратифицированные месторождения свинцово-цинковых руд в рудных районах Хшанов, Олькуш, Бытом (рудники Болеслов, Тшебенка, Бытом)
Горы Низкий Есеник (ЧССР)	Нижний карбон с подстилающим девонем	Стратифицированное месторождение Горни Бенешов
Горы Груби Есеник (ЧССР)	Девон с подстилающим протерозоем (альгонк)	Стратиформное месторождение медных, свинцовых, цинковых, золотосных руд Злате Горы
Плато Кутна Гора (ЧССР)	Кристаллический комплекс Кутна Гора (альгонк)	Жильное свинцово-цинковое месторождение Кутна Гора (гидротермальное)
Железные горы (ЧССР)	Альгонк	Стратиформное месторождение пирито-марганцевых карбонатных руд Хвалетице

исследователями как метасоматические гидротермальные образования, другими — как осадочные.

Геологическая характеристика посещенных рудных районов и отдельных месторождений (см. таблицу) дана как по данным путеводителя экскурсии (Gruszczuk, Pouba, 1968) и других литературных источников, так и по личным наблюдениям и впечатлениям автора.

Главными руководителями экскурсии по территории Польши были Х. Грущик и И. Смоларская, а по территории Чехословакии — З. Поуба.

Свинцово-цинковые месторождения Силезско-Краковского района (Верхняя Силезия). Пластовые месторождения этого района находятся в южной части Польши и приурочиваются исключительно к триасовым карбонатным породам.

Стратиграфия и литология. Площадь, на которой встречаются рудные месторождения, сложена палеозойскими, мезозойскими и третичными породами (фиг. 2).

Разрез среднетриасовых отложений, с которым связана рудоносность района, представляется в следующем виде (снизу вверх).

Самые нижние стратиграфические подразделения триаса представлены слоями нижнего пестрого песчаника, среди которых — различно окрашенные песчаники, глинистые сланцы, конгломераты, известняки и доломиты.

Верхний пестрый песчаник — рэт — развит в виде глинистых доломитов по всей площади рудного района. Среди доломитов и мергелей иногда наблюдаются слои серых песчаников с доломитовым цементом. В западной части площади в более высоких горизонтах рэта имеются кавернозные известняки, замещенные в восточной части доломитами. Мощность слоев верхнего пестрого песчаника 10—60 м.

Следует особо отметить факт появления в доломитах рэта небольших прослоев гипса. Значительное количество этого минерала в районах проявления свинцово-цинковых месторождений указывает на наличие здесь эвапоритовых фаций.

Выше слоев рэта залегают, так называемые гоголинские слои (Нижний ракушечник), представляющие собой разнообразную по литологическому составу, структуре и текстуре серию известняков и мергелей с прослоями сланцев. Мощность гоголинских слоев в западной части около 40 м, в восточной — 20—30 м.

Выше гоголинских слоев залегает комплекс карбонатных пород, получивший в рудном районе название рудоносных доломитов и состоящий из переслаивающихся доломитов и доломитовых известняков, обогащенных сульфидами свинца, цинка и железа. Зона фациального пере-

хода гоголинских известняков в рудоносные доломиты, в виде характерных клинообразных включений друг в друга, получила название межфациальной переходной зоны, имеющей исключительно важное значение для локализации в ее пределах свинцово-цинкового оруденения, подчиняющегося, на наш взгляд, строгому, фациальному контролю. Впервые эта особенность была подмечена польским геологом Х. Грущиком (Gruszczuk, 1961), выделившим указанную переходную зону. Мощность рудного доломита около 50 м.

Выше залегает средний ракушечник, включающий диплопоровые доломиты, названные по присутствию в них диплопоровых водорослей, в западном направлении они переходят в известняки. Мощность доломитов 15—35 м.

Верхний ракушечник, залегающий выше, представлен мергелистыми доломитами, доломитистыми известняками и конгломератами, среди которых различаются тарновицкие и вилковицкие слои, а в наиболее высокой части разреза — осадки под названием боршовицких слоев. В тарновицких слоях — значительное количество гипса. Мощность верхнего ракушечника 0—30 м.

Ракушечниковые известняки местами покрыты отложениями кейпера. В более нижних слоях последний представлен серыми аргиллитами и доломитами с прослоями гипса и угля или прослоями песчанистого аргиллита и глауконитовых известняков. В верхних частях кейпера наблюдаются пестрые сланцы и мергелистые породы с прослоями черных глинистых сланцев и известняковых брекчий. На некоторых участках встречаются красные песчаники и известняки.

Средне- и верхнеюрские отложения проявляются восточнее рудного района. Они представлены глауконитовыми мергелями, железистыми оолитами, песчаниками, конгломератами, мергелями и массивными известняками. Далее к востоку появляются меловые отложения. Описанные триасовые и юрские породы перекрываются третичными глинами.

Отложения силура, девона, карбона и юры образовались в условиях гумидного литогенеза, в то время как осадки перми, триаса и третичные формировались в аридном климате.

Рассматриваемая территория принадлежит к периферическим частям эпиконтинентального триасового бассейна, периодически связывавшегося с Альпийской геосинклинальной областью. В общем, этот бассейн характеризуются известково-доломитовыми отложениями; доломиты встречаются чаще вблизи периферических частей бассейна; в более центральных частях бассейна отмечаются элементы осолонения, фиксируемые появлением гипса и ангидрита.

Тектоника. Современная тектоническая структура Силезско-Краковского рудного района сформировалась в результате проявления двух стадий тектогенеза. В связи с более древней стадией, захватившей палеозойскую группу, включая нижний карбон, сформировались складки западно-северо-западного простирания, постепенно исчезающие к югу; по направлению к юго-западу встречаются все более молодые палеозойские породы. Поднятия суши, связанные с этой стадией, продолжали существовать в виде выступов палеозойского фундамента и в течение всего периода трансгрессии триасового моря. Они были частично перекрыты осадками верхнего структурного этажа и обнажались среди триасовых слоев. Древняя стадия тектогенеза сопровождалась вулканической активностью, в результате которой образовались порфиры, диабазы, мелафиры, трахиты и др.

С более молодой стадией тектогенеза, проявившейся от перми до третичного периода, связано формирование плоских синклинальных структур, имеющих, на наш взгляд, конседиментационную природу, к которым принадлежит (с запада на восток) серия мульд: Тарновские горы, Бытомская, Длугошинская и Хжановская. Перечисленные тектони-

ческие структуры, сложенные триасовыми отложениями, имеют своим основанием структуры нижнего палеозойского этажа, представляющие собой также синклинальные формы. Следовательно, можно говорить, по нашему мнению, об унаследованном характере триасовых структур, залеженных еще в верхнем палеозое.

Среди триасовых пород наблюдается несколько сбросовых зон. В результате сбросов в некоторых частях рудного района образовались узкие грабены и тектонические горсты, протягивающиеся иногда на расстояние нескольких километров.

Силезско-краковский район принадлежит к периферической части эпиварисской платформы. На всей площади проявления свинцово-цинкового оруденения никаких триасовых или посттриасовых магматических интрузивных или экструзивных пород не встречено. Ближайшие выходы третичных базальтовых пород находятся в 80 км к западу от рудного района, а палеогеновые тешениты и андезиты — в 60 км юго-западнее и юго-восточнее его.

Форма и структура месторождений. Свинцово-цинковые руды на площади Силезско-Краковского района встречаются в основном в толще рудоносных доломитов. Известные месторождения покрывают только 5% всей площади их распространения; они группируются в пять районов: Тарновские горы, Бытомский, Жжановский, Олькуш, Завирце.

В этой особенности пространственного размещения оруденения в разрезе триасовых отложений ярко выражен строгий стратиграфический контроль оруденения, имеющий, по существу, региональный характер. Относительно незначительная часть площади распространения рудных доломитов, приходящаяся на продуктивные участки, объясняется, на наш взгляд, приуроченностью этих участков к строго определенным фациям, развитым локально и только в пределах триасовых отложений, слагающих упомянутые выше седиментационные мульды.

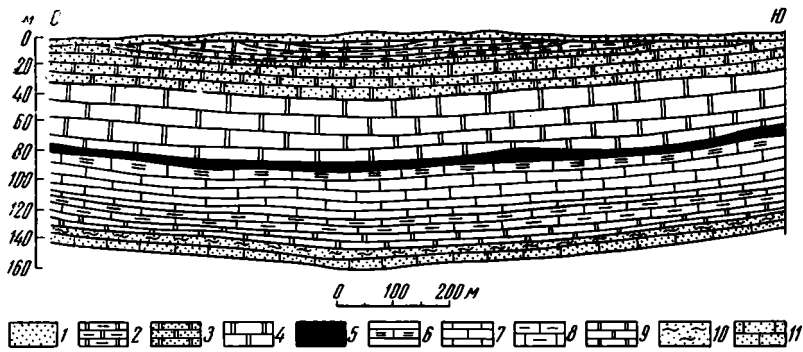
Наиболее часто месторождения имеют форму пластов, реже — линз и гнезд, совсем редко — жил и труб. Оруденение обычно приурочивается к основанию и нижним слоям рудных доломитов, распространяясь латерально максимально на несколько километров. Мощность рудных залежей — от нескольких десятков сантиметров до 5 м, спорадически — до 30 м. Содержание цинка и свинца в рудах невысокое, а их соотношение 5:1. Местами, однако, встречаются высокие рудные концентрации, состоящие почти целиком из рудных минералов (фиг. 3—6).

Выше главного рудного горизонта (подошвы рудоносных доломитов) встречаются более высокие минерализованные горизонты, обычно прерывистые и неправильные, имеющие небольшую промышленную ценность. Рудоносные горизонты могут быть также встречены местами в рэте и диплопоровых водорослевых доломитах и редко в гоголинских известняках, залегающих непосредственно под рудоносными доломитами.

Вокруг отдельных рудных залежей и месторождений наблюдаются зоны более бедных рудных слоев. Граница подошвы рудных горизонтов обычно отчетливая, а граница кровли — нечеткая и неправильная.

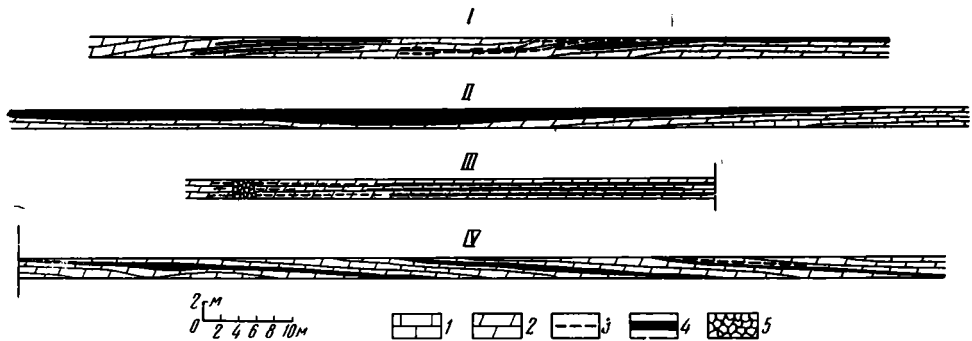
Устанавливается определенная закономерность контроля оруденения геологическими структурами, выраженная в локализации месторождений в перечисленных выше мульдах и на участках, представляющих собой морфологически депрессии морского дна триасового седиментационного бассейна (Олькуш, Завирце). Оруденение отмечается также вблизи сбросовых зон и в тектонических грабенах, в которых оно, по нашему мнению, вторичное, переотложенное за счет первичных осадочных руд, сформировавшихся в седиментационных мульдах и депрессиях морского дна.

В распределении основных рудных минералов наблюдается характерная зональность; в центральных частях района отмечается преобладание сфалерита над галенитом; содержание же галенита увеличивается к периферии и кровле рудоносных доломитов. Подобную зональность можно



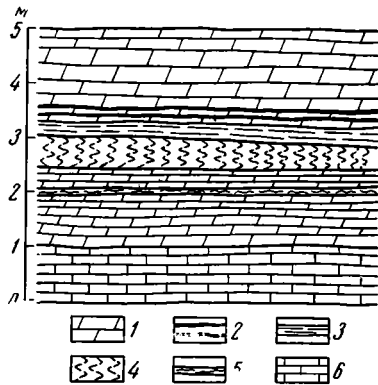
Фиг. 3. Часть поперечного разреза Бытомской мульды

1 — четвертичные отложения; 2 — тарновицкие слои, 3 — диплопоровые доломиты; 4 — рудоносные доломиты; 5 — свинцово-цинковая руда; 6 — верхние гоголинские слои; 7 — нижние гоголинские слои; 8 — ретюкские известняки; 9 — рэтские доломиты; 10 — средний пестрый песчаник; 11 — нижний пестрый песчаник



Фиг. 4. Геологические разрезы месторождения Тшебенка. По И. Смоларской (Smolarska, 1968).

1 — известняк; 2 — доломит; 3 — галенит; 4 — сфалерит-доломитовая руда; 5 — доломитовая брекчия с галенитовым цементом



Фиг. 5



Фиг. 6

Фиг. 5. Схема строения главного рудного горизонта месторождения Тшебенка. По И. Смоларской (Smolarska, 1968)

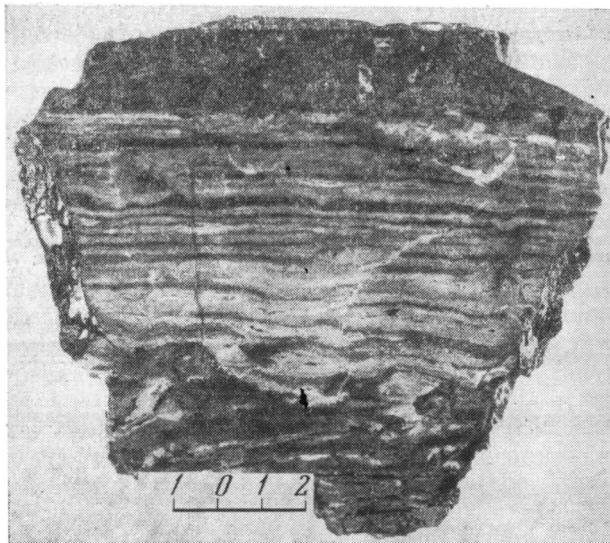
1 — рудоносный доломит; 2 — галенит; 3 — сфалерит-доломитовая слоистая руда; 4 — псевдобрекчиевая руда; 5 — сфалерит-доломитовая полосчатая руда; 6 — гоголинский известняк

Фиг. 6. Пример распространения доломитовой брекчии со сфалеритовым цементом и псевдобрекчиевой руды на месторождении Тшебенка. По И. Смоларской (Smolarska, 1968)

1 — массивный доломит; 2 — доломитовая брекчия со сфалеритовым цементом; 3 — руда с псевдобрекчиевой текстурой; 4 — галенит

объяснить, по нашему мнению, только химической дифференциацией вещества в условиях бассейновой седиментации.

Минеральный состав руд. В месторождениях минеральный состав руд весьма прост и характеризуется постоянством и устойчивостью. Главные рудообразующие минералы — сульфиды свинца, цинка и железа, спорадически встречаются свинцовые сульфоарсениды. Суль-



Фиг. 7. Сфалерит-доломитовая руда с полосчатой текстурой. Месторождение Тшебенка

фиды цинка представлены преимущественно сфалеритом и реже — вюртцитом. Галенит и его метаколлоидная разновидность — болеславит — главные свинцовые сульфиды. Сульфиды железа представлены марказитом и пиритом. Вместе с мельниковитом они образуют колломорфные разновидности сульфидов железа и сульфоарсенидов и орданит, гратонит. Ассоциация вюртцита и сульфоарсенидов особенно характерна. Основные рудообразующие минералы встречаются обычно в нескольких генерациях. Главный нерудный минерал, сопутствующий сульфидам — доломит и редко — кальцит; барит встречается спорадически. Доломит представляет собой, по нашему мнению, основной породообразующий минерал седиментационных рудоносных доломитов, за счет которого образуются вторичные его выделения.

Наиболее частые текстуры руд — полосчатые, слоистые, вкрапленные дисперсионные, колломорфные, псевдобрекчиевые, брекчиевые, кокардовые, жильные, пористые (фиг. 7).

Помимо главных компонентов первичные руды содержат более 20 элементов-примесей в количествах, фиксируемых спектральным методом. Наблюдается два контрастных ряда элементов-примесей: первый содержит As, Tl, Ge, Mo, второй — Cu, Ag, Cd, Ga. Увеличения концентрации элементов первого ряда сопровождаются уменьшением в рудах элементов второго ряда.

Зона окисления представлена преимущественно окисленными цинковыми рудами, известными как «галмейные»; в состав их входят также карбонаты цинка, гетит, кальцит и остаточные сульфидные минералы. Среди карбонатов цинка наиболее часто встречается смитсонит; кроме того, установлены монгеймит $(Zn, Fe)CO_3$ и цинковый доломит — $CaCO_3(Mg, Zn)CO_3$. Церуссит также — обычный минерал, но встречается

в меньших количествах. Гидроцинкит образует современные раковистые корки в подземных выработках рудников. Следует особо отметить, что упомянутые выше цинксодержащие карбонаты (монгеймит и цинковый доломит), по нашему мнению,— не продукты зоны окисления, а остаточные породообразующие минералы, входящие в состав рудоносных доломитов в качестве первичных седиментационных образований.

Генезис месторождений. Существует три концепции относительно происхождения свинцово-цинковых руд Верхней Силезии: гидротермальная, осадочная и осадочно-гидротермальная.

Согласно Т. Галкевич и С. Гаранчик, рассматриваемые месторождения связаны с главными сбросовыми зонами западно-северо-западного простирания и локализуются в периферических частях мобильной зоны альпинид. Они являются комагматическими с неогеновым основным магматизмом и палеогеновым щелочным магматизмом.

Гипотеза осадочного происхождения свинцово-цинковых руд Верхней Силезии была впервые в общем виде высказана М. М. Константиновым (1951). Позднее в нашей работе (Попов, 1962), посвященной анализу роли и значения благоприятных и экранирующих горизонтов в пластовых месторождениях цветных металлов, мы особо критически рассмотрели гипотезу телемагматического происхождения свинцово-цинковых месторождений Верхней Силезии, высказанную Я. Звижицким (1953), и отнесли их к образованиям, имеющим исходную сингенетическую природу, претерпевшим существенные изменения в стадии диагенеза, эпигенеза и метаморфизма.

В ряде наших последующих работ (Попов, 1964; Попов, 1968₁, 2), касающихся общей проблемы генезиса пластовых месторождений цветных металлов, нами, на основании детального анализа данных по многим месторождениям этого типа в СССР и за рубежом, были установлены основные закономерности этих образований, вытекающие из их осадочной природы. Оруденение в этих месторождениях строго подчиняется формационному, стратиграфическому, литолого-фациальному, палеогеографическому и палеотектоническому контролю.

Представления об осадочном происхождении месторождений Верхней Силезии наиболее полно были изложены в монографии М. М. Константинова (1963), а позднее в работах Х. Грущик (Gruszczuk, 1967) и И. Смоларской (Smolarska, 1968₁, 2).

Согласно последним авторам, следующие группы фактов свидетельствуют в пользу осадочного происхождения свинцово-цинковых руд Силезко-Краковского района:

1. Проявление месторождений в постварисском платформенном покрове; отсутствие изверженных пород (интрузивных и экструзивных), которые могли бы рассматриваться как источник месторождений; полное отсутствие магматической активности в соседстве с месторождениями в посттриасовый период.

2. Минерализация цинком, свинцом и другими компонентами, распространяющаяся регионально и включающая помимо Силезко-Краковского района триасовые породы в других районах Польши; проявление месторождений в зоне фациальных вариаций триасовых пород; подчиненность месторождений стратиграфическому фактору; подчиненность месторождений литологическим факторам; региональная зональность месторождений.

3. Решительное преобладание стратифицированных форм оруденения; многоэтажный характер месторождений; пострудный возраст многочисленных дислокаций, исключающий возможность рассматривать их как каналы, подводящие рудоносные растворы.

4. Простой и стабильный минеральный состав (сфалерит, галенит, пирит и марказит) в целом для всей площади Силезко-Краковского района; слабое проявление жильной минерализации, типичной для гид-

ротермальных месторождений; стабильный и плохо дифференцированный состав руд в целом по региону.

5. Однообразие текстурных и структурных особенностей руд в целом по всей площади; широкое распространение полосчатых, слоистых и тонковкрапленных дисперсионных текстур; возможность объяснения происхождения брекчевых текстур и жильных образований процессами диагенеза и катагенеза.

6. Присутствие триасовых галек с цинковой минерализацией в базальных конгломератах верхнего кейпера, что свидетельствует о триасовом возрасте месторождений; наличие нижнеюрских зон выветривания цинковых и свинцовых месторождений под непроницаемыми юрскими породами, что также свидетельствует о триасовом времени образования месторождений; определения возраста месторождений на основании изотопного состава далеко неоднозначны.

Рассматриваемые месторождения сформировались в эпиконтинентальном триасовом бассейне, в мелководной периферической зоне. Пестрый характер слоев пестрого песчаника и кейпера, как и присутствие ангидрита в доломитах рэта и в верхнем ракушечнике, которые подстилают и покрывают рудоносные слои, указывают на условия седиментации в осолоняющемся бассейне и на сухой и теплый климат в период формирования месторождений. Месторождения связаны преимущественно с доломитами и встречаются ближе к существовавшему берегу моря; по направлению к более глубоким частям бассейна доломиты фациально замещаются известняками. Главные рудные концентрации встречаются в переходной от доломитов к известнякам зоне, в чем ярко выражен фациальный контроль оруденения.

Касаюсь генезиса месторождений Верхней Силезии, мы отмечали в свое время (Попов, 1962), что природа пластов витриоловых (жупоросных) глин, отделяющих в Бытомской мульде рудоносные доломиты от залегающих ниже «гоголинских слоев», сторонниками гидротермальной концепции трактуется неверно; по их мнению, это — продукт накопления аргиллитовой примеси, возникшей в результате метасоматического замещения известняка доломитом. На наш взгляд, эти глины представляют собой пласты нормальных глинистых осадков. Важно отметить, что пласты глин, образующие лежачий бок главного рудного горизонта, — верхний предел для циркуляции восходящих гидротермальных рудоносных растворов; под ними доломит и руда отсутствуют. Таким образом, глинистые слои должны были бы играть роль непроницаемого, «экранирующего» горизонта. С позиции телемагматической гипотезы образования месторождений непонятно, каким же образом рудоносные горизонты оказались выше «экранирующих» слоев глин и как могли металлоносные растворы, поступавшие снизу, пройти глинистый экран и образовать выше рудные пласты. Разрывные нарушения, как это хорошо иллюстрируется многочисленными геологическими картами и разрезами, с которыми знакомилась участница экскурсии, являются явно пострудными; они разбивают рудоносные горизонты на целую серию блоков. Рудоносные горизонты при этом имеют четко выраженный стратифицированный характер.

В пределах главного рудоносного горизонта оруденение имеет форму компактного рудного пласта. Рудные минералы образуют тонкую рассеянную в доломите вкрапленность, прожилки, гнездообразные скопления, инкрустации и сталактиты в пустотах и полостях, однако все эти морфологические различия в характере минерализации имеют место в контурах одного и того же рудоносного стратифицированного горизонта. Именно в этом прежде всего следует видеть ведущий и основной фактор, контролирующий оруденение. Несомненно, все перечисленные выше морфологические особенности минерализации, кроме тонкой вкрапленности, являющейся сингенетичной, возникли в пределах первичного рудоносно-

го горизонта позднее, представляя собой внутрипластовое перераспределение рудного вещества в стадии диагенеза, эпигенеза и метаморфизма (Попов, 1962).

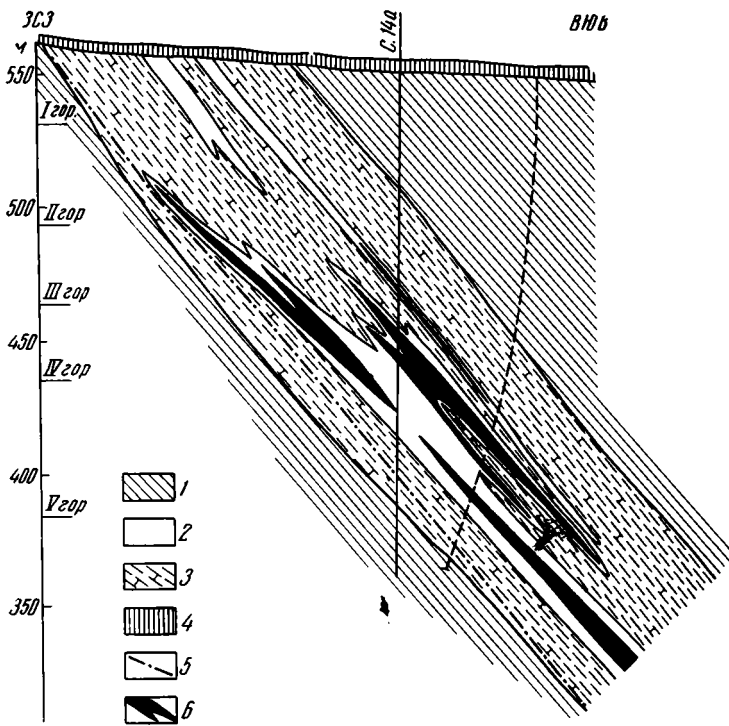
Высказанные выше представления, сложившиеся у нас много лет назад в результате анализа фактического материала по литературным источникам, нашли теперь полное подтверждение при посещении месторождений Силезко-Краковского района и детальном ознакомлении с ними по многочисленным эксплуатационным выработкам и большому графическому материалу рудничной геологической службы.

Осадочно-гидротермальная гипотеза выдвинута Ф. Экиртом (Ekiert, 1959), который полагает, что основные рудные компоненты — цинк, свинец, железо — были привнесены в бассейн гидротермальными растворами. Здесь произошло их осаждение в дисперсной форме вместе с карбонатными осадками (доломитами и известняками), обусловившее повышенные содержания в них цинка 0,1—2% и свинца 0,05—0,1%. Затем в среднем и верхнем Muschelkalk (ракушечный известняк), когда произошла доломитизация рудоносного доломитового комплекса, соленые воды постепенно испаряющегося моря интенсивно инфильтрировались в пласты пород, мобилизовали их рудные компоненты — свинец и цинк, переместили и концентрировали их на переднем фронте доломитизации.

Рациональным зерном в этой гипотезе, на наш взгляд, является лишь факт сингенетичного накопления металлов в карбонатных осадках. Привлечение процесса мобилизации металлов солеными водами, инфильтрировавшими в пласты пород в ходе «доломитизации» рудоносных доломитов, является крайне искусственным; нельзя же серьезно представить себе «доломитизацию доломитов» (!); рудоносные доломиты сами по себе являются первичноосадочными образованиями, характерными для специфических рудоносных геохимических фаций (Попов, 1964, 1968₁, 1968₂). В действительности никакого процесса доломитизации, как околорудного термального изменения вмещающих пород, сопровождавшего рудоотложение, не существовало.

Стратиформные месторождения на территории Чехословакии. Свинцово-цинково-баритовое месторождение Горни Бенешов. Месторождение приурочено к девонским породам, выходящим на поверхность из-под каменноугольных отложений в горах Низкий Есеник. Породы девона и карбона наблюдаются в следующей стратиграфической последовательности. Наиболее ранние образования — продукты начального вулканизма эйфельживетского возраста, отвечающие ранней стадии развития геосинклинали. Среди вулканических пород наблюдаются прослой глинистых сланцев и известняков с фауной. Комплекс вулканических образований сильно варьирует по составу и представлен основными (диабазы, диабазовые порфириты, спилиты, пирокластические осадки) и кислыми породами (кварцевые кератофиры и их туфы); широко распространены спилито-кератофиры. С вулканическим комплексом тесно связаны пластовые залежи железных руд типа Лан-Дилл. Вулканический комплекс перекрывается органогенно-детритовыми и органогенными известняками, представляющими наиболее высокие горизонты живетского и низы франского ярусом. Фаменские отложения представлены глинистыми, обычно туфогенными сланцами с радиоляриями и глинисто-графитовыми сланцами с прослоями известняков; встречаются также прослой туфов. Предполагается, что ранняя стадия вулканической активности продолжалась вплоть до верхнего девона. Девонские отложения, обнажающиеся в ядрах антиклинальных структур, отделяются от лежащих выше осадков кульма сложной системой продольных сбросов.

В районе месторождения известны три узкие, сильно сжатые антиклинали клинообразной формы, сложенные девонскими породами; западная — носитель свинцово-цинковой минерализации, средняя содержит главные сингенетические пластовые залежи железных руд типа Лан-Дилл.



Фиг. 8. Разрез месторождения Горни Бенешов. По материалам рудника

1 — граувакки и граувакковые сланцы кульма; 2 — серицитовые сланцы и кератофиры; 3 — известняки и графитовые сланцы; 4 — покровные серии; 5 — тектонические нарушения; 6 — промышленные рудные тела

Свинцово-цинковое оруденение развивается в виде согласных тел в различных по составу породах: в серицитовых сланцах (метаморфизованные кератофирные туфы), в кератофирах и значительно реже в известняках и известковых сланцах. Промышленные концентрации руд сосредоточиваются практически только в серицитовых сланцах и кератофирах. Морфология согласных рудных залежей полностью подчиняется элементам залегания вмещающих пород, имеющих довольно прихотливые контуры и контакты с другими породами продуктивного горизонта. Весьма характерно вклинивание друг в друга рудовмещающих пород и безрудных известняков и графитовых сланцев, имеющее типичную картину взаимного фациального перехода одних пород в другие, в данном случае — вулканогенных образований в нормально-осадочные отложения, что хорошо иллюстрируется в плане и разрезе (фиг. 8). Протяженность рудных залежей до 1500 м. Главная форма рудоотложения — тонкозернистая вкрапленность рудных минералов в породах. Массивные руды реки.

Наиболее обычные рудные минералы — пирит, галенит и сфалерит; последний более распространен, чем галенит (в соотношении 3 : 1). В ассоциации с массивным пиритом галенит часто локализуется в краевых частях баритовых линз, близ контакта их с серицитовыми сланцами; в качестве примеси галенит содержит большое количество серебра. Сфалерит встречается в виде тончайшей импрегнации преимущественно в серицитовых сланцах; он характеризуется различной окраской; содержит повышенные количества кадмия и ртути.

Из других второстепенных минералов присутствуют тетраэдрит, халькопирит, борнит, арсенопирит, халькозин и ковеллин. Из нерудных минералов наиболее распространены кварц и барит; последний образует

значительные по размерам тела линзообразной формы массивного и тонкозернистого сложения. Эти тела содержат практически все рудные минералы, встречающиеся на месторождении. Наиболее интенсивная сульфидная минерализация наблюдается по периферии баритовых линз. Помимо добычи полиметаллических руд на месторождении селективно эксплуатируются и линзы барита.

Относительно генезиса месторождения существуют две концепции: 1) рудоотложение эпигенетическое и связано с продольным сбросом глубокого заложения. Гидротермальный привнос рудных компонентов происходил из источника, находящегося предположительно под девонскими породами, аналогом которого являются гранитоиды под кристаллическим комплексом гор Грубый Есеник; 2) детальное изучение структур и текстур рудоносных пород устанавливает, что свинцово-цинковая минерализация существовала до тектонических деформаций и связана исключительно с кислыми дифференциатами ранней стадии вулканизма и их пирокластическими продуктами; вывод — рудообразование происходило за счет привноса рудных компонентов гидротермальными растворами, связанными с последними стадиями субмаринной вулканической активности. Генезис месторождения не выяснен окончательно. Вторая альтернатива более вероятна.

Детальное ознакомление с месторождением позволяет нам присоединиться ко второй точке зрения, согласно которой железорудные месторождения типа Лан-Дилл и полиметаллические месторождения, залегающие в вулканогенно-осадочной толще в горах Есеник, возникли как сингенетические образования в результате поствулканической деятельности, связанной с проявлением спиллито-кератофирового вулканизма на ранней стадии развития геосинклинали.

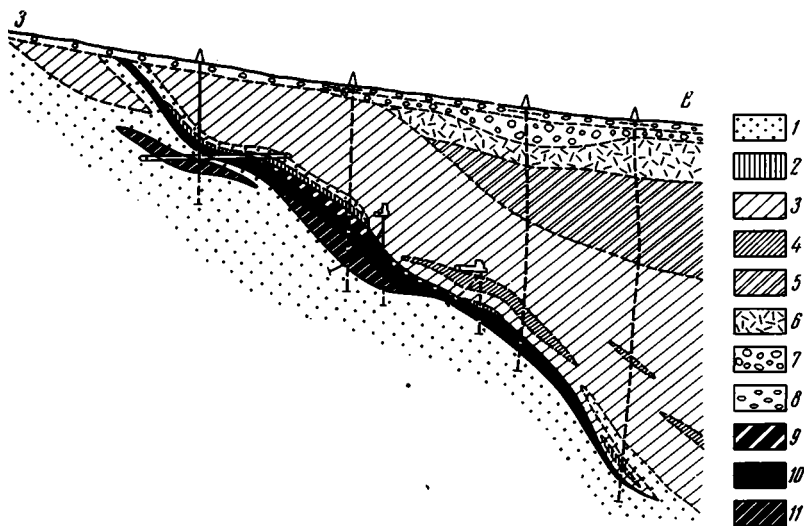
Медно-свинцово-цинковое месторождение Злате Горы. Месторождение приурочено к слабо метаморфизованным отложениям девона, участвующим в образовании мегаантиклинальной структуры, частично перекрывающей гнейсовый комплекс; последний слагает более древнюю додевонскую структуру — купол Десна. Гнейсы, выходящие за пределы рудной зоны, верхнепротерозойского (альгонского) возраста.

В разрезе девонских образований наиболее древние — кварциты нижнего девона с прослоями филлитов. Выше залегает серия филлитов, включающая в средней своей части различного типа зеленые сланцы и порфиroidы. В верхней части девонского разреза встречаются известковые филлиты и кристаллические известняки.

Образованная девонскими породами складчатая структура относится к альпийскому типу: опрокинутость складок всегда направлена к центру купола Десна, а гребни складок надвинуты в направлении их опрокидывания по системе надвиговых плоскостей.

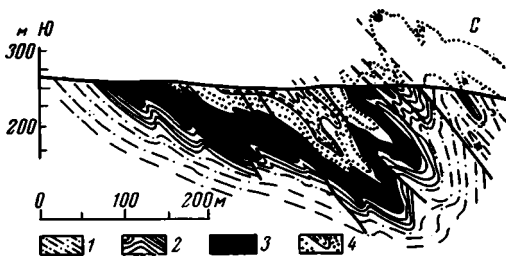
Описываемые отложения постепенно переходят в образования, возраст которых одни авторы считают верхнедевонским, другие — нижнекарбонным. Для этих отложений характерна ритмическая перемежаемость филлитовых сланцев и доломитовых кластических осадков.

Месторождение образовано серией метаморфизованных стратифицированных залежей медно-цинково-свинцовых руд в девонских породах. Основная масса руд (около 80%) приурочивается к антиклинальному перегибу шарниру рудной структуры, протяженностью 10 км. Месторождение представлено системой рудных линз мощностью несколько десятков метров и горизонтами или пластами вкрапленных руд, прослеживаемых по простиранию на расстояние от нескольких десятков до сотен метров. Рудные зоны приурочиваются преимущественно к антиклинальным структурам, залегая согласно со сланцеватостью девонских филлитов. В сводовых частях складок содержание рудных компонентов более высокое. Минерализации подверглись различные типы кварцитов и породы,



Фиг. 9. Детальный поперечный разрез главной части месторождения Злате Горы — Восточный. По Б. Зитек (B. Zitek)

1 — серицитовые кварциты; 2 — кристаллические известняки; 3 — графитовые филлиты; 4 — зеленые сланцы; 5 — граувакковые сланцы; 6 — выветрелые граувакковые сланцы; 7 — детритусовые кварциты; 8 — четвертичные наносы; 9 — свинцово-цинковые руды; 10 — медно-свинцово-цинковые руды; 11 — медные руды



Фиг. 10. Схематический разрез месторождения Хвалетнице

1 — протерозойские сланцы и граувакки; 2 — графитовые сланцы с редкой вкрапленностью пирита (подстилающее месторождение); 3 — пирит-марганцевые руды; 4 — графитовые сланцы с горизонтом окислованных сланцев

переходные от кварцитов к филлитам и порфироидам, а также кристаллические известняки. В более глубоко метаморфизованных породах девона рудные тела приурочиваются к контакту гнейсов и амфиболитов, кварцитов и графитистых филлитов, известняков и кварцитов и т. д., т. е. к контакту двух различных типов пород, различающихся по составу и механическим свойствам (фиг. 9).

Главные рудные компоненты (в уменьшающейся последовательности) — сфалерит, халькопирит, галенит и пирротин. Спорадически встречаются арсенипирит, теннантит и золото. Нерудные минералы представлены кварцем; реже встречаются карбонаты, полевые шпаты, мусковит, барит. Характер рудной минерализации преимущественно вкрапленный; в некоторых местах руда отлагалась в виде компактных, сплошных массивных тел, почти без жильных минералов. Наблюдаются также полосчатые, слоистые и плейчатые текстуры руд.

Глубоким бурением вдоль рудоносной структуры на протяжении 10 км устанавливается преобладание медных сульфидов над сульфидами цинка и свинца. Стратиформные залежи были прослежены по падению на протяжении свыше 2 км, т. е. до глубины 1 км.

Первичные сульфиды, содержащие золото, были источником формирования золотоносных россыпей в предгорных областях, где оно добывалось в прошлые столетия. Руды месторождения в отношении примесей в сульфидах малых элементов (Ag, As, Bi, Co, Ni, Mo, Cd, Ga, Ge, Hg,

Sn, Sb, Tl и др.) в общем беднее, чем те же самые сульфиды из месторождений, расположенных в ядре Богемского массива.

Я. Янечка и Я. Скасел в отношении генезиса месторождения высказались за эпигенетическую концепцию: гранитоидный плутон Жулова они рассматривают как источник руд. З. Поуба связывает месторождение с синорогенными стадиями магматизма, которым предшествовала интрузия плутона Жулова. Материнская магна, с которой связывается оруденение, имела промежуточный состав.

В контрасте с указанными выше гипотезами находятся представления Я. Гавелки, М. Паласа и Б. Шерма (Havelka, Palas, Scharman, 1964), которые связывают происхождение месторождения с процессами субмаринной вулканической активности, проявившейся в виде спилито-кератофировой формации в ранней стадии развития Есеникской геосинклинали; указанные авторы основываются на следующих данных: а) месторождения дометаморфические, их генетическая связь с метаморфизованными гранитоидами массива Жулова исключается; б) месторождения обнаруживают поразительную пространственную ассоциацию с породами спилито-кератофировой формации, а железорудные месторождения относятся к типу Лан-Дилл; в) минерализация не связывается с постметаморфическими сбросовыми зонами и поясами; г) месторождения Есеника поразительно сходны по их вещественной характеристике и структурно-текстурным особенностям руд с подобными же месторождениями за рубежом (СССР, Югославия, ФРГ), которые рассматриваются как субмаринно-гидротермальные образования или сходные с ними.

Детальное ознакомление с месторождением Злате Горы по эксплуатационным горным выработкам и многочисленным материалам рудника позволяет нам присоединиться к последней точке зрения как наиболее удовлетворительно объясняющей все особенности месторождения.

Пиритовое и марганцевое месторождение Хвалетице. Это месторождение, эксплуатируемое в настоящее время огромным карьером, приурочено к альгонскому комплексу, слагающему Железные горы в северо-восточной части Богемского массива и участвующему в строении крупного антиклинория. Последний состоит из протерозойских роговиков, биотитовых парагнейсов, альгонских образований с гранитами Хвалетице, мощной серии эокембрийских отложений с зонами конгломератов (гиллитоподобных до почти собственно гиллитов), среднекембрийского комплекса и тремадокской формации. Кварциты последней образуют многочисленные выступы, на которых отлагались верхнемеловые осадки.

Альгонские породы на площади Хвалетице образуют крупную синклинали, опрокинутую к юго-западу и осложненную мелкой складчатостью и многочисленными продольными и поперечными разрывными нарушениями (фиг. 10).

На основе длительного изучения месторождения местный альгонк был подразделен на три формации: дорудную, рудную и пострудную, относимые Р. Кеттнером (Kettner, 1917) к спилитовой группе.

Дорудная формация сложена филитизированными глинистыми сланцами с прослоями известковистых аркозовых и туфогенных грауваков. Она включает также прослой известняков и экструзии спилитов, обычно в форме подушечных лав, ассоциированных с туфами и туфогенными сланцами. В верхних частях этой формации встречаются конгломераты, представляющие древнейший конгломератовый горизонт в альгонке Железных гор.

Рудная формация в своей средней части содержит горизонт марганцевых карбонатных руд, который постепенно увеличивается от подстилающих его графитистых пиритизированных сланцев. Вверху рудный горизонт контактирует с графитовыми сланцами, содержащими обильный пирит, образующий на контакте массивные пиритовые руды. Рудная

формация из окрестностей Хвалетице протягивается к юго-востоку на 18 км, причем в этом же направлении усиливается степень ее метаморфизма. Здесь рудный горизонт изменен в тонкозернистый кремнистый роговик, содержащий спессартит, родонит, тефронит, марганцевый амфибол; роговик обычно импрегнирован пиритом и пирротинном. В разрезе рудной формации часто встречаются порфириды и дайки габбро-диабазов.

Пострудная формация образована перемежающимися слоями глинистых и туфогенных сланцев, граувакков, лидитов и конгломератов. Для этой формации характерно обилие экзструзий порфиридов, кварцевых порфиридов и туфов.

Альгонские породы прорываются гранитной интрузией, проникающей вместе с ее дайками и малыми телами (кварц-порфиры, гранофиры) в дорудную и рудную формации.

Геохимия месторождения характеризуется специфическими чертами. Химический состав марганцево-железных руд остается постоянным. Руды могут быть разделены на карбонатный и силикатный типы. В западной части карьера $MnCO_3 > FeCO_3 > CaCO_3 > MgCO_3$. Содержания Fe, S и C взаимосвязаны, что позволяет сделать вывод об общем осадочном происхождении графитовых сланцев и присутствующего в них пирита. Под влиянием метаморфизма происходила интенсивная миграция сульфидной серы. На основании фазового анализа серы в пирите и пирротине и марганца в карбонатах и силикатах была проверена и подтверждена возрастающая к юго-востоку от месторождения Хвалетице интенсивность метаморфизма; содержание пирротина и силикатов увеличивается именно в этом направлении. Элементы Fe, Mn, P, S, V и Ti особенно характерны для всей площади развития альгонских образований Железных гор. Наиболее значительные сопутствующие элементы — As и Zn. Содержание Se в пирите ниже, чем из его импрегнаций в рассланцованных порфиридах далее к востоку, близ Луковице.

Генезис месторождения до конца не выяснен. Графитовые сланцы с пиритом и пластами тонкозернистых железо-марганцевых карбонатных руд являются образованиями сингенетическими вмещающим породам. Привнос Mn, Fe и S в альгонское море, согласно существующим представлениям, связывается с субмаринной вулканической активностью, проявившейся во время накопления рудной формации в виде излияний основных лав спилитового состава, отвечающих ранней стадии развития геосинклинали. Сульфидообразование происходило в восстановительной обстановке, что обуславливалось наличием в осадках органического вещества. Сульфиды отлагались ритмично или образовывали рассеянную вкрапленность в осадках. В период складкообразования и метаморфизма преобладающая часть сингенетического пирита была переотложена, что сопровождалось изменением первоначальных седиментарных текстур пиритовых руд.

Заключение. Изложенные выше данные позволяют нам выделить среди посещенных и детально осмотренных рудных месторождений две группы пластовых месторождений, относящиеся к сингенетическим седиментационным образованиям, но различающиеся по источнику металлов. К одной из них принадлежат свинцово-цинковые месторождения в триасовых карбонатных породах Верхней Силезии в Польше. Здесь источник металлов — весь комплекс различных пород континента (вместе с подчиненными им рудными концентрациями), слагавших Богемский массив и размывавшихся в триасовое время. Продукты эрозии поступали в триасовый эпиконтинентальный бассейн; привнесенные в том или ином виде металлы участвовали затем в нормальном седиментационном процессе с образованием сингенетичных вмещающих пород рудных концентраций стратифицированного типа. Пластовые рудные залежи с сингенетичным оруденением в результате более поздних процессов диаге-

неза и эпигенеза, а также экзогенных процессов, связанных с карстообразованием и циркуляцией подземных вод, претерпели существенные изменения, придавшие месторождениям современный облик.

Другая группа сингенетичных месторождений образовалась в связи с процессами вулканизма, который являлся источником металлов, вносившихся в водную массу бассейнов вместе с продуктами вулканической деятельности; последняя выразилась в подводных излияниях основных лав (преимущественно спилито-кератофирового состава) на ранних стадиях развития геосинклиналей или в виде более поздних гидротерм и эксгаляций, связанных с поствулканической деятельностью. Внесенные в бассейн в том или ином виде металлы позднее участвовали в нормальном седиментационном процессе, образовав в разрезе вулканогенно-осадочных толщ стратифицированный тип сингенетических рудных концентраций; последние подвергались затем глубоким преобразованиям под влиянием регионального метаморфизма и контактового воздействия гранитной интрузии. В эту группу входят месторождения Горни Бенешов, Злате Горы и Хвалетице; первые два связаны с девонским вулканизмом, последнее — с альгонкским.

ЛИТЕРАТУРА

- Звижицкий Я. Свинцовые и цинковые руды в Польше.— В кн.: Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. М., Изд-во иностр. лит., 1953.
- Константинов М. М. Об осадочном происхождении некоторых месторождений свинца и цинка.— Разведка недр, 1951, № 5.
- Константинов М. М. Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Попов В. М. О благоприятных и экранирующих горизонтах в пластовых месторождениях цветных металлов.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. V, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Попов В. М. Пластовые месторождения цветных металлов и вопросы их генезиса.— В кн.: Проблемы генезиса руд. М., «Недра», 1964.
- Попов В. М. Стратифицированные свинцово-цинковые месторождения Тянь-Шаня и Центрального Казахстана.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
- Попов В. М. Рудообразующие геохимические фации и связанные с ними концентрации в карбонатных осадках свинца, цинка, барита и флюорита.— В кн.: Физические и химические процессы и фации. М., «Наука», 1968.
- Ekiert F. Neus Anschauungen über die Bildung von triassischen Bleizinkerzlagernstätten in Oberschlesien. Z. angew. Geol., 1959, v. 9, 385—392. Berlin.
- Gruszczuk H. Versuch einer neuen Vorstellung der Geologie des Schlesisch.— Bull. Polonaise Sci., ser. Chim., Geol. et Geogr., 1961, v. 9, No. 3.
- Gruszczuk H. The genesis of the Silesian-Cracow deposits of lead-zinc ore.— Econ. Geol., monograph 3, 1967.
- Gruszczuk H., Poubá Z. Stratiform ore deposits of the Bohemian massif and of the Silesia.— Cracow area. Guide to Excursion 23 AC, Czechoslovakia, Poland. Intern. Geol. Congr., XXIII Session. Prague, 1968.
- Havelka J., Palas M., Scharn B. Zur Entstehung der Kieslagerstätten im Devon des Jeseniky-Gebirges.— Berichte d. Geol. Gesellschaft in d. DDR, 1964, B. 9, H. 4/5.
- Kettner R. Versuch einer stratigraphischen Einteilung des böhmischen Algonkiums.— Geol. Rundschau., 1917, No. 8, 196—188, Leipzig.
- Smolarska I. Mineralogic characteristics of the orebearing dolomites of the eastern part of the Silesia-Cracow ore district.— Mineralogical transactions No. 13, Polska Akademia Nauk, W., 1968.
- Smolarska I. Textural types of zinc-lead ores in the Trzebionka region. Bull. of the Geological Institute, N 237, 1968. Investigations of the substratum structures in Poland, v. 13, W., 1968.
- Smolarska I. Characteristic of zinc and lead ore deposits of the Trzebionka mine.— Pol. Akad. Nauk, Prace Geol., N 47, W., 1968.

О МУАССАНИТЕ ТИТАНО-ЦИРКОНИЕВЫХ РОССЫПЕЙ

Ю. А. ПОЛКАНОВ, М. И. СОХОР, Г. К. ЕРЕМЕНКО

Муассанит присутствует в незначительном количестве во многих титано-циркониевых россыпях прибрежно-морского происхождения. Охарактеризован муассанит, выделенный из технологических проб неогеновых россыпей Украины, палеогеновых россыпей Северного Казахстана и меловых отложений Тамбовской области. Физические свойства минерала приводятся в сравнении с искусственным карбидом кремния. Муассанит представлен структурными политипами 6H, 15R и 4H гексагональной модификации α -SiC. Муассанит различных россыпей отличается практически только крупностью зерен и близок по соотношению различных разновидностей и структурных политипов. Широкая пространственная распространенность муассанита и наличие его в материнских некимберлитовых породах не дают основания считать минерал надежным поисковым признаком при выявлении коренных алмазоносных пород по данным шлиховых поисков.

Муассанит — природный карбид кремния — редкий минерал, мало известный минералагам и литологам. Впервые муассанит был обнаружен в 1904 г. в метеорите Каньон Дьябло, и долгое время считали, что он может иметь только метеоритное происхождение. В последнее время минерал установлен в разнотипных материнских магматогенных образованиях: кимберлитах, траппах, карбонатитах, перидотитах, гранитах, различных вулканических породах, в связи со щелочными и нефелиновыми сиенитами (Бобриевич и др., 1957; Китайник; 1958; Глушкина и др., 1963; Бауэр и др., 1963; Куц, Кравченко, 1966; Минеева, Картенко, 1967; Маршинцев и др., 1967; и др.). Известен муассанит и в разновозрастных (от докембрийских до современных) осадочных породах. Причем с каждым годом количество находок минерала в осадочных толщах увеличивается. Он установлен, например, в докембрийских и кембрийских песчаниках и аллитах Алданского щита, девонских осадках Урала, триасовых карбонатных и глинисто-карбонатных осадках Болгарии, юрских известняках и карстовых полостях Крыма (по данным В. Н. Дублянского и Н. П. Павловой), меловых мергелях Анголы, неогеновых песках Украины, четвертичных отложениях Сибири, Казахстана и других регионов и т. д. (Юрк и др., 1965; Романов и др., 1966; Лунев и др., 1967; Каминский и др., 1968). Наиболее полный обзор находок муассанита приведен в работе Ф. В. Каминского с соавторами (1968).

Муассанит имеет бинарную тетраэдрическую структуру типа вюртцита. По типу химической связи он занимает промежуточное положение между кремнием и алмазом, связь между атомами Si и C ковалентная с небольшой долей (~10%) ионной. Интересная особенность карбида кремния, природного и искусственного, — разнообразие политипных модификаций, сводимых к четырем основным: α -SiC 4H, 6H, 15R, β -SiC. Сложный политипизм возникает, как считается в настоящее время, в результате присущего в крайней форме только карбиду кремния своеобразного механизма дислокационного роста. В минералогической литературе принято называть муассанитом гексагональную модификацию. Имеются

предложения именовать тригональную модификацию «баумаршитом» (Каминский и др., 1968), кубическую — «кубомуассанитом» (Поваренных, 1966) или «ресендитом» (Каминский и др., 1968). Во избежание перегрузки минералогической номенклатуры представляется целесообразным пользоваться для природного карбида кремния одним наименованием — «муассанит», указывая в скобках политипную модификацию, например: ($\alpha=15R$) или (β).

Имеющиеся в литературе краткие описания муассанита из осадочных пород базируются обычно на изучении буквально считанного числа зерен минерала. Более подробно исследован к настоящему времени муассанит магматических пород.

Природный карбид кремния представлен, по литературным данным, в основном политипами 6H и 15R гексагональной модификации. В кимберлитах наряду с преобладающей гексагональной разновидностью присутствует и тригональная α -модификация, а в соленосной зоне сланцевой формации Грин Ривер (США) обнаружен также кубический муассанит (β) (Бауэр и др., 1963; Минеева, Картенко, 1967; Маршинцев и др., 1967; Regis, Sand, 1958). Во вмещающих породах муассанит присутствует чаще всего в виде неправильно-угловатых зерен, реже образует мелкие таблитчатые кристаллики. Имеет сильный металловидный блеск, высокую твердость (9—9,5), раковистый излом. Цвет от зеленоватого и голубого до темно-зеленого, синего и черного. Более редок бесцветный муассанит. Прозрачный до непрозрачного. Показатели преломления очень высокие (>2,6). Двупреломление большое — $\sim 0,04$. Удельный вес 3,1—3,24. Немагнитный. Часто люминесцирует желто-оранжевым цветом в ультрафиолетовых лучах. Муассанит очень похож по внешнему виду и свойствам на искусственный карбид кремния — карборунд.

Надежные типоморфные признаки муассанита из различных материнских пород к настоящему времени неизвестны, что объясняется, очевидно, недостаточной изученностью минерала. Возможная особенность муассанита из кимберлитов — наличие тригональной модификации, а также присутствие в зернах минерала включений кремния и шариков металлического железа (Маршинцев и др., 1967).

Присутствие в разнотипных материнских породах, устойчивость при выветривании и транспортировке, высокая миграционная способность свидетельствуют о возможно более широком, чем это считается, распространении муассанита в кластических осадках. Это подтверждается присутствием его во многих титано-циркониевых россыпях прибрежно-морского происхождения. Муассанит осадочных отложений, по сравнению с минералом материнских пород, изучен к настоящему времени недостаточно. Приводимым ниже описанием постараясь частично восполнить этот пробел.

Муассанит обнаружен в разновозрастных прибрежных титано-циркониевых песках различных районов: в неогеновых россыпях правобережного (бассейн р. Самоткань) и левобережного (бассейн р. Волчьей), Приднепровья, района р. Рось и Приазовья на Украине, в палеогеновых россыпях Северного Казахстана и меловых отложениях Тамбовской области. Нами исследован муассанит, выделенный при изучении вещественного состава технологических проб указанных россыпей.

Песчаный материал исследованных россыпей хорошо природно гидравлически отсортирован и сложен преимущественно устойчивыми минералами. В легкой фракции преобладает кварц. Тяжелая фракция, составляющая от первых единиц до десятков процентов веса исходных песков, представлена в основном измененным ильменитом, цирконом, рутилом, дистеном, силлиманитом и некоторыми другими минералами (табл. 1). В большинстве изученных россыпей кроме муассанита при-

О МУАССАНИТЕ ТИТАНО-ЦИРКОНИЕВЫХ РОССЫПЕЙ

Ю. А. ПОЛКАНОВ, М. И. СÓХОР, Г. К. ЕРЕМЕНКО

Муассанит присутствует в незначительном количестве во многих титано-циркониевых россыпях прибрежно-морского происхождения. Охарактеризован муассанит, выделенный из технологических проб неогеновых россыпей Украины, палеогеновых россыпей Северного Казахстана и меловых отложений Тамбовской области. Физические свойства минерала приводятся в сравнении с искусственным карбидом кремния. Муассанит представлен структурными политипами 6H, 15R и 4H гексагональной модификации α -SiC. Муассанит различных россыпей отличается практически только крупностью зерен и близок по соотношению различных разновидностей и структурных политипов. Широкая пространственная распространенность муассанита и наличие его в материнских некимберлитовых породах не дают основания считать минерал надежным поисковым признаком при выявлении коренных алмазоносных пород по данным шлиховых поисков.

Муассанит — природный карбид кремния — редкий минерал, мало известный минералагам и литологам. Впервые муассанит был обнаружен в 1904 г. в метеорите Каньон Дьябло, и долгое время считали, что он может иметь только метеоритное происхождение. В последнее время минерал установлен в разнотипных материнских магматогенных образованиях: кимберлитах, траппах, карбонатитах, перидотитах, гранитах, различных вулканических породах, в связи со щелочными и нефелиновыми сиенитами (Бобриевич и др., 1957; Китайник; 1958; Глушкина и др., 1963; Бауэр и др., 1963; Куц, Кравченко, 1966; Минеева, Картенко, 1967; Маршинцев и др., 1967; и др.). Известен муассанит и в разновозрастных (от докембрийских до современных) осадочных породах. Причем с каждым годом количество находок минерала в осадочных толщах увеличивается. Он установлен, например, в докембрийских и кембрийских песчаниках и аллитах Алданского щита, девонских осадках Урала, триасовых карбонатных и глинисто-карбонатных осадках Болгарии, юрских известняках и карстовых полостях Крыма (по данным В. Н. Дублянского и Н. П. Павловой), меловых мергелях Анголы, неогеновых песках Украины, четвертичных отложениях Сибири, Казахстана и других регионов и т. д. (Юрк и др., 1965; Романов и др., 1966; Лунев и др., 1967; Каминский и др., 1968). Наиболее полный обзор находок муассанита приведен в работе Ф. В. Каминского с соавторами (1968).

Муассанит имеет бинарную тетраэдрическую структуру типа вюртцита. По типу химической связи он занимает промежуточное положение между кремнием и алмазом, связь между атомами Si и C ковалентная с небольшой долей (~10%) ионной. Интересная особенность карбида кремния, природного и искусственного, — разнообразие политипных модификаций, сводимых к четырем основным: α -SiC 4H, 6H, 15R, β -SiC. Сложный политипизм возникает, как считается в настоящее время, в результате присущего в крайней форме только карбиду кремния своеобразного механизма дислокационного роста. В минералогической литературе принято называть муассанитом гексагональную модификацию. Имеются

предложения именовать тригональную модификацию «баумаршитом» (Каминский и др., 1968), кубическую — «кубомуассанитом» (Поваренных, 1966) или «ресендитом» (Каминский и др., 1968). Во избежание перегрузки минералогической номенклатуры представляется целесообразным пользоваться для природного карбида кремния одним наименованием — «муассанит», указывая в скобках политипную модификацию, например: ($\alpha=15R$) или (β).

Имеющиеся в литературе краткие описания муассанита из осадочных пород базируются обычно на изучении буквально считанного числа зерен минерала. Более подробно исследован к настоящему времени муассанит магматических пород.

Природный карбид кремния представлен, по литературным данным, в основном политипами 6H и 15R гексагональной модификации. В кимберлитах наряду с преобладающей гексагональной разновидностью присутствует и тригональная α -модификация, а в соленосной зоне сланцевой формации Грин Ривер (США) обнаружен также кубический муассанит (β) (Бауэр и др., 1963; Минеева, Картенко, 1967; Маршинцев и др., 1967; Regis, Sand, 1958). Во вмещающих породах муассанит присутствует чаще всего в виде неправильно-угловатых зерен, реже образует мелкие таблитчатые кристаллики. Имеет сильный металловидный блеск, высокую твердость (9—9,5), раковистый излом. Цвет от зеленоватого и голубого до темно-зеленого, синего и черного. Более редок бесцветный муассанит. Прозрачный до непрозрачного. Показатели преломления очень высокие (>2,6). Двупреломление большое — $\sim 0,04$. Удельный вес 3,1—3,24. Немагнитный. Часто люминесцирует желто-оранжевым цветом в ультрафиолетовых лучах. Муассанит очень похож по внешнему виду и свойствам на искусственный карбид кремния — карборунд.

Надежные типоморфные признаки муассанита из различных материнских пород к настоящему времени неизвестны, что объясняется, очевидно, недостаточной изученностью минерала. Возможная особенность муассанита из кимберлитов — наличие тригональной модификации, а также присутствие в зернах минерала включений кремния и шариков металлического железа (Маршинцев и др., 1967).

Присутствие в разнотипных материнских породах, устойчивость при выветривании и транспортировке, высокая миграционная способность свидетельствуют о возможно более широком, чем это считается, распространении муассанита в кластических осадках. Это подтверждается присутствием его во многих титано-циркониевых россыпях прибрежно-морского происхождения. Муассанит осадочных отложений, по сравнению с минералом материнских пород, изучен к настоящему времени недостаточно. Приводимым ниже описанием постараемся частично восполнить этот пробел.

Муассанит обнаружен в разновозрастных прибрежных титано-циркониевых песках различных районов: в неогеновых россыпях правобережного (бассейн р. Самоткань) и левобережного (бассейн р. Волчьей), Приднепровья, района р. Рось и Приазовья на Украине, в палеогеновых россыпях Северного Казахстана и меловых отложениях Тамбовской области. Нами исследован муассанит, выделенный при изучении вещественного состава технологических проб указанных россыпей.

Песчаный материал исследованных россыпей хорошо природно гидравлически отсортирован и сложен преимущественно устойчивыми минералами. В легкой фракции преобладает кварц. Тяжелая фракция, составляющая от первых единиц до десятков процентов веса исходных песков, представлена в основном измененным ильменитом, цирконом, рутилом, дистеном, силлиманитом и некоторыми другими минералами (табл. 1). В большинстве изученных россыпей кроме муассанита при-

Состав (%) тяжелой фракции песков

Минерал	1	2	3	4	5	Минерал	1	2	3	4	5
Ильменит	50	36	24	37	35—56	Лейкоксен	4	2	3	5	4—7
Рутил	10	10	10	7	5—13	Турмалин	1	4	10	2	2—4
Циркон	10	2	4	13	22—38	Гранат	—	—	—	8	Зн.
Дистен и силлиманит	16	37	23	20	1—9	Хромшпинелиды	1	1	1	1	2—4
Ставролит	8	8	24	3	0,5—1	Муассанит	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.
						Прочие	»	»	»	4	0,5—4

Примечание. Украина: 1 — бассейн р. Соматкань; 2 — бассейн р. Волчьей; 3 — бассейн р. Рось; 4 — Тамбовская область; 5 — Северный Казахстан (интервал значений для трех россыпей).

существуют и другие редкие устойчивые минералы, в частности алмаз и бадделит.

Концентрирование и выделение муассанита проводили параллельно с изучением алмазности проб. В связи с этим песчаный материал обрабатывали по схеме и в режиме, наиболее оптимальном по извлечению алмаза (Кашкаров и др., 1968). Вес проб обычно составлял сотни килограммов. Исходные пески обесшламливали и флотировали в полевых или лабораторных условиях. Концентрат флотации подвергали химическому разложению в расплаве едкой щелочи. Муассанит совместно с другими химически устойчивыми минералами, в частности корундом, концентрировался в остатке от сплавления и отбирался из него под бинокулярным микроскопом. Изучавшийся материал не подвергали дроблению и измельчению. Перед обработкой проб аппаратуру тщательно зачищали.

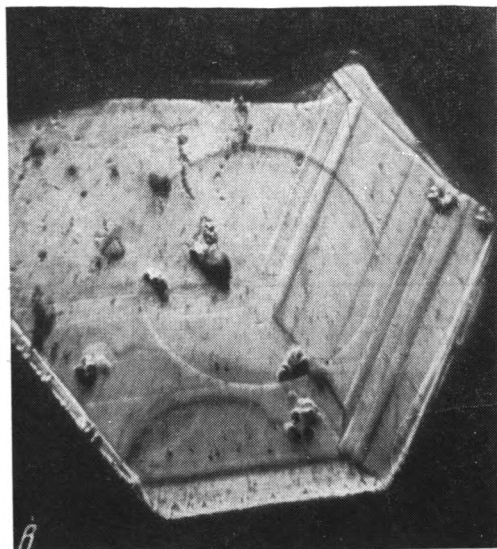
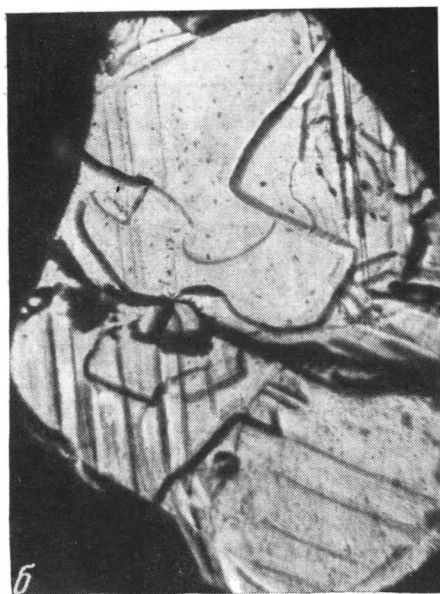
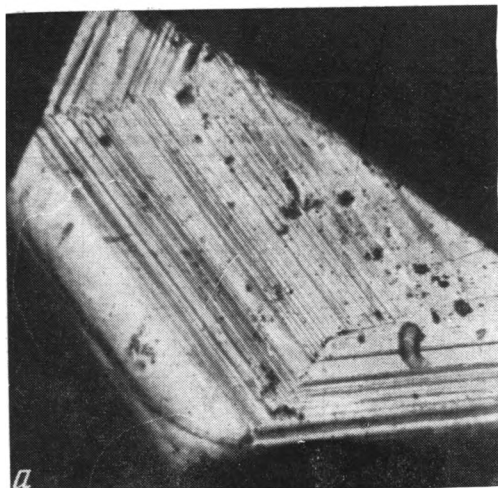
В связи с широким распространением муассанита и его сходством с техногенным карбидом кремния приходится учитывать возможность загрязнения природного материала. Применявшаяся методика исключала загрязнение искусственным карбидом кремния при обработке проб.

Природное происхождение муассанита титаноносных песков подтверждается не только древним возрастом вмещающих отложений, но и присутствием его во вторичных сростках (на карбонатном и железистом цементе) с другими минералами россыпей и соответствием между размерами зерен муассанита и минералов близкой плотности (силлиманита и турмалина). Последнее свидетельствует о совместном отложении зерен муассанита и других минералов россыпей.

Содержание муассанита в песчаных осадках различных районов незначительно, несмотря на довольно широкое распространение минерала. Он присутствует обычно в единичных зернах в тяжелой немагнитной фракции.

Размеры зерен муассанита лежат в пределах крупности зерен вмещающих песков, связаны с ней прямой зависимостью и составляют в изученных россыпях 0,05—0,45 мм. Наименьшими размерами отличаются зерна муассанита из мелкозернистых россыпей Северного Казахстана и Тамбовской области. Муассанит из россыпей Украины, особенно из района р. Рось, более крупный.

Форма зерен муассанита неправильная, остроугольная, редко округленная. Встречены лишь единичные обломки правильных таблитчатых и призматических кристаллов. Ровные плоскости сохранившихся граней редки. При больших увеличениях на них наблюдались небольшие шестиугольные углубления, тонкая параллельная штриховка, повторяющая очертания грани, дисковидная скульптура (фиг. 1). Излом муассанита раковистый. Блеск очень сильный алмазный до металлоидного. Поверхность чистая гладкая. Отдельные зерна покрыты белым землистым налетом. Цвет бледно-голубой до синего, зеленовато-голубой, зеленова-



Фиг. 1. Форма и характер поверхности зерен муассанита титано-циркониевых россыпей

×350

тый до зеленого, желтый, черный. Часть зерен бесцветна (табл. 2). Наблюдалась постепенные переходы в окраске и пятнистое ее распределение в пределах одного и того же зёрна. Такой же характер окраски отмечался у муассанита из кимберлитов Якутии, магнетито-оливиновой брекчии Арбарастахского карбонатитового массива, вулканических пород Приазовья (Бобриевич и др., 1957; Глушкина и др., 1963; Латыш, 1967).

Твердость минерала около 9,5 (царапает полированную корундовую пластинку). Плотность исследованного муассанита 3,1. Такая же плотность у минерала из гранитов и вулканических пород Приазовья и кимберлитов Якутии (Куц, Кравченко, 1966; Латыш, 1967; Бобриевич и др., 1957). Несколько более высокая плотность отмечалась у муассанита из фенитов и вулканической брекчии — 3,22 и 3,23—3,24 (Минеева, Картенко, 1967; Баур и др., 1963).

Высокие показатели преломления ($>2,5$, по замеру в высокопреломляющем сплаве) затрудняют определение оптических констант муассанита. В иммерсионной жидкости с показателем преломления 1,78 даже бесцветные зерна минерала выглядят зачастую совершенно черными.

Распределение (%) муассанита по окраске

Место взятия пробы, тип и возраст отложений	Бесцветный	Желтый	Зеленый	Сине-голубой и зеленовато-голубой	Черный
Прибрежно-морские титано-циркониевые пески					
Неогеновые отложения Украины:					
бассейн р. Самоткань	12	—	15	71	2
» р. Волчьей	10	—	8	70	12
» р. Рось	17	—	—	77	7
Приазовье	19	—	—	73	8
Палеогеновые отложения Северного Казахстана:					
россыпь 1	23	Зн.	8	69	Зн.
» 2	23	4	5	66	2
» 3	18	1	9	70	2
Меловые отложения Тамбовской области	15	—	—	85	Зн.
Другие вмещающие породы					
Современные прибрежно-морские пляжные пески Коктебельской бухты (Крым)	4	1	15	80	—
Кимберлиты Якутии *	20	4	10	60	7

* Частная проба из коллекции Г. В. Зольникова.

Таблица 3

Распределение (%) муассанита по цвету люминесценции в ультрафиолетовых лучах *

Место взятия пробы	Желтый и оранжево-желтый	Оранжево-красный	Зеленый	Не люминесцирует
Украина:				
бассейн р. Самоткань	75	7	2	16
» р. Волчьей	71	24	2	3
» р. Рось	84	7	—	9
Приазовье	83	4	—	13
Северный Казахстан:				
россыпь 1	82	10	—	8
» 2	82	9	3	6
» 3	86	2	2	10
Тамбовская область	76	9	—	15
Крым, Коктебельская бухта	82	10	1	7
Якутия, кимберлиты	90	8	—	2

* Источником ультрафиолетовых лучей служил осветитель ОИ-18 с фильтром УФС-3, напряжение на пульте прибора составляло 220—240 в.

Лишь в плоских тонких осколках наблюдаются сильная анизотропия и очень высокие цвета интерференции.

В инфракрасном спектре различно окрашенного муассанита отмечены широкие полосы поглощения с максимума 440; 480; 520; 600; 660; 810; 900 $см^{-1}$ *.

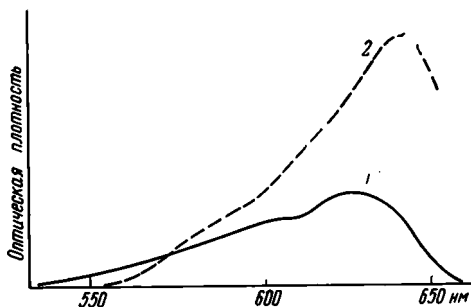
В ультрафиолетовых лучах большинство зерен муассанита люминесцирует в желто-оранжевых тонах с интенсивностью от слабой до очень яркой. Часть зерен светится оранжево-красным цветом. В некоторых

* Анализ выполнил А. И. Болдырев на спектрофотометре UP=10. Образцы готовились таблетированием с КВг. Спектр регистрировался в интервале 400—4000 $см^{-1}$ со скоростью 150 $см^{-1}/мин.$

пробах до 3% зерен минерала люминесцирует зеленым цветом (табл. 3). Несветящиеся зерна представлены в основном темноокрашенными и черными разностями. Определенной связи между цветом и его интенсивностью, с одной стороны, и характером люминесценции бледноокрашенных разностей — с другой, не отмечено. У люминесцирующих образцов наблюдалось усиление интенсивности свечения в реберных частях зерен. Этот эффект использовался зачастую в диагностических целях — для отличия от исходных по цвету люминесценции зерен циркона, корунда и алмаза. Муассанит титаноносных россыпей сходен по характеру

Фиг. 2. Микроспектрофотометрические кривые люминесценции муассанита

1 — с желтовато-оранжевым свечением; 2 — с оранжево-красным свечением



люминесценции в ультрафиолетовых лучах с муассанитом из кимберлитов Якутии и современных прибрежных отложений Черного моря (см. табл. 3), с минералом из гранитов Приазовья и вулканической брекчии Чехии (Куц, Кравченко, 1966; Бауэр и др., 1963). В катодных лучах около 80—85% зерен муассанита светится желтым цветом со средней интенсивностью.

Для нескольких образцов исследованного муассанита были получены спектры люминесценции при ультрафиолетовом возбуждении в условиях комнатных температур. Характерные микроспектрофотометрические кривые спектров показаны на фиг. 2.

Спектр оранжево-красного свечения муассанита состоит из широкой бесструктурной полосы с максимумом около 630—640 нм, иногда максимум смещен в длинноволновую область далее 650 нм. Спектр зеленого свечения муассанита также представляет широкую сплошную полосу.

Интересно отметить близость спектров люминесценции исследованного муассанита и искусственного α -SiC. Как известно, спектр люминесценции искусственного α -SiC, имеющего в своем составе значительное количество примесного азота и других акцепторных примесей (Al, V), состоит из двух широких полос: оранжевой и голубой (Букке и др., 1966). Возникновение оранжевой полосы, близкой к приведенной на фиг. 2, связано с рекомбинационным излучением донорно-акцепторных пар, в составе которых, по-видимому, участвует азот, замещающий кремний (Букке и др., 1968). Голубая полоса состоит из двух компонентов. Коротковолновая часть голубой полосы возникает при рекомбинации дырок с электронами на примесных центрах азота, замещающего углерод, а длинноволновая часть, соответствующая зеленому свечению исследованных муассанитов, — при рекомбинации электронов с дырками на акцепторах.

Приведенные выше данные позволяют предположить, что дефекты муассанита, ответственные за его люминесценцию, аналогичны дефектам синтетического α -SiC.

Рентгенографическим изучением муассанита титано-циркониевых россыпей установлена его принадлежность к различным политипам гексагональной модификации α -SiC. Исследование проводилось в камере типа Дебая в излучении $\text{Co}=\text{K}\alpha$ с фиксированием на асимметрично

1,285	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	208	1,285	—
1,266	—	—	—	—	—	—	—	—	107	1,267	—	—	—	—
1,251	1,257	1,252	1,252	—	1,263	{ 0012 204	1,259	12	008	1,259	21	{ 0030 2010 2011	1,259	14
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,245	5
1,233	1,241	—	—	1,239	—	—	—	—	203	1,241	10	—	—	—
1,218	1,218	1,216	1,216	—	—	{ 205 1011	1,222	6	—	—	—	—	—	—
1,212	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2013	1,214	2
1,177	1,180	—	—	—	—	—	—	—	204	1,180	6	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1029	1,171	2
1,154	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2017	1,145	2
—	1,140	—	—	—	—	—	—	—	108	1,139	5	—	—	—
1,130	—	1,133	1,133	—	—	207	1,136	3	—	—	—	—	—	—
1,115	1,117	—	—	—	—	—	—	—	205	1,114	18	—	—	—
1,103	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	{ 2019 1031	1,109	10
1,088	1,092	1,090	1,089	—	—	208	1,091	13	—	—	—	2020	1,091	5
1,079	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1032	1,080	—
1,064	—	—	—	—	—	1013	1,066	2	—	—	—	—	—	—
1,052	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2022	1,055	11
1,043	1,046	1,043	1,043	—	—	209	1,046	16	206	1,046	46	—	—	—
—	1,035	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2023	1,037	13
1,034	1,034	—	—	—	—	—	—	—	109	1,033	11	—	—	—
—	1,025	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1034	1,026	4
—	—	—	—	1,009	—	—	—	—	210	1,010	—	211	1,010	—
—	—	—	—	—	1,011	—	—	—	—	—	—	212	1,009	—
1,007	1,007	1,008	1,007	—	—	211	1,008	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	1,005	—	—	—	—	211	1,005	31	—	—	—
1,001	1,000	1,000	0,999	—	1,003	{ 212 1014 2010	1,001	35	—	—	—	{ 215 1035 2025	1,001	28
0,991	—	—	—	—	0,996	—	—	—	—	—	—	217	0,993	—
0,987	0,988	0,987	0,987	0,990	—	213	0,990	16	212	0,990	44	—	—	—
—	—	—	—	—	0,989	—	—	—	—	—	—	218	0,988	23
0,983	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2026	0,984	—
0,973	0,974	0,974	0,973	0,975	0,975	{ 1112 214	0,976	26	118	0,976	36	{ 1130 2110	0,976	26
0,968	0,968	—	—	—	0,966	—	—	—	—	—	—	2111	0,969	5
—	—	—	—	0,967	—	—	—	—	213	0,967	13	—	—	—
0,957	0,957	0,957	0,956	—	—	{ 215 2011	0,958	5	—	—	—	—	—	—

Политипный состав муассанита

№ рентгенограмм	Место взятия пробы	Политипный состав, %			Окраска муассанита	Цвет люминесценции в ультрафиолетовых лучах
		6H	15P	4H		
8215	Бассейн р. Самоткань	100	—	—	Бесцветный	Желтый*
8171	Там же	90	10	—	Бирюзовый	То же
8259	» »	70	30	—	Зеленый	» »
8234	» »	50	50	—	Желтовато-зеленый	» »
8191	» »	80	20	—	Серо-синий	Оранжево-красный
8204	» »	30	40	30	Черный	—
7383	Бассейн р. Волчьей	100	—	—	Бесцветный	—
7377	Там же	+	+	—	Бирюзовый	—
9397	Приазовье	70	30	—	Бесцветный	—
9369	Там же	85	15	—	Дымчатый	Малиновый
9348	» »	95	5	—	Бирюзовый	Желтый
9371	» »	70	30	—	Желтовато-зеленый	Оранжевый
9351	» »	100	—	—	Зеленый	—
9337	» »	65	10	25	Сине-черный	—
9424	Тамбовская область	100	—	—	Зеленый	—
9245	Северный Казахстан	50	45	5	Смесь зерен различной окраски	Желтый оранжевый
8961	Коктебельская бухта	100	—	—	Зеленый	—
8918	Там же	—	100	—	Бесцветный	—
8942	» »	—	—	100	Черный	Нет

* Подобный синтетическому политу 5H.

Образцы муассанита в полной аналогии с синтетическим SiC показали, что наибольшее количество основного гексагонального политипа 6H содержится в зеленых, бирюзовых и бесцветных зернах. Желтоватый оттенок зерен связан с наличием в структуре муассанита большой доли политипа 15R. Политип 4H обнаружен в сине-черных и черных зернах, что согласуется с данными для синтетического карбида кремния. Несмотря на однородность окраски зерен в одном образце, рентгенограммы обычно указывают на смесь политипов. Монотипных образцов оказалось

Таблица 6

Предельные значения межплоскостных расстояний в политипах гексагонального карбида кремния для исследованного муассанита

Политип	hkl	Значения межплоскостных расстояний d , Å	
		муассанит	синтетический SiC
6H	217	0,9135—0,9138	0,9137
15P	21,19	0,8994—0,8998	0,8994
4H	215	0,9018	0,9018

мало. В чистом виде чаще всего встречается политип 6H. Монокристалльные зерна муассанита, представленные чистыми политипами 15R и 4H, отмечены в современных отложениях Коктебельской бухты (см. табл. 5).

Прецизионные определения межплоскостных расстояний в кристаллических решетках политипов муассанита, проведенные по отражениям, соответствующим $\theta > 78^\circ$, дали значения, практически не отличающиеся от таких в синтетическом SiC (табл. 6). Отметим лишь, что верхние пределы указанных значений d_{217} и $d_{21,19}$ относятся к зернам минерала из россыпей Северного Казахстана. Из указанных значений межплоскост-

ных расстояний определены следующие значения периодов идентичности политипов муассанита в гексагональных осях: 6Н — $a=3,082-3,083 \text{ \AA}$; $c=15,09 \text{ \AA}$; 15R — $a=3,082-3,083 \text{ \AA}$; $c=37,75-37,77 \text{ \AA}$; 4Н — $a=4,082 \text{ \AA}$; $c=10,07 \text{ \AA}$.

Муассанит исследованных песчаных отложений представлен политипами 6Н, 15R и 4Н гексагональной модификации, причем политип 6Н наиболее распространен. Политип 4Н у природного карбида кремния обнаружен, по-видимому, впервые.

Изученные зерна муассанита из различных россыпей сходны между собой по внешнему виду и физическим свойствам, существенно не отличаются соотношением структурных политипов, а также разновидностей, выделяемых по окраске и характеру люминесценции, и отличаются практически только крупностью.

Отсутствие надежных типоморфных признаков муассанита различного происхождения не позволяет однозначно назвать материнские источники муассанита исследованных россыпей. Очевидно, правильное говорить о множественности этих источников.

Исключительная химическая инертность, высокая механическая прочность и устойчивость к истиранию свидетельствует о возможности сохранения муассанита в условиях сложных физико-химических преобразований при повышенных температуре и давлении (глубокий метаморфизм, гранитизация осадков и т.д.) и многократной его миграции из древних пород в более молодые.

Присутствие муассанита в алмазоносных кимберлитах обусловило в последнее время повышенный интерес к изучению этого минерала как возможного парагенетического спутника алмаза. Широкая пространственная распространенность муассанита и наличие его в материнских не кимберлитовых породах не дают основания считать минерал надежным поисковым признаком при выявлении коренных алмазоносных пород по данным шлиховых поисков. В песчаном материале, претерпевшем при транспортировке и отложении интенсивную гидродинамическую сортировку, муассанит, очевидно, может рассматриваться лишь как гидравлический спутник алмаза.

Представляет значительный интерес дальнейшее изучение распространения муассанита в осадочных породах и установление его новых материнских источников.

ЛИТЕРАТУРА

- Бауэр Я., Фиала Ю., Гржихова Р. Муассанит из Чешских Средних гор.— Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963, № 7.
- Бобревич А. П., Калужный В. А., Смирнов Г. И. Муассанит в кимберлитах Восточно-Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 1957, т. 115, № 6.
- Букке Е. Е., Винокуров Л. А., Фок М. В. Зонная схема, описывающая кинетику фотолюминесценции SiC. Оптика и спектроскопия, 1966, т. 21, вып. 4.
- Букке Е. Е., Винокуров Л. А., Горбань И. С., Гуменюк А. Ф., Сулейманов Ю. М., Фок М. В. Энергетические уровни центров люминесценции и захвата в SiC (6Н).— Физика и техника полупроводников, 1968, т. 2, № 3.
- Глушкина С. Е., Ициксон Г. В., Леви Б. И. Муассанит в месторождении карбонатитов.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 2-я сер., 1963, ч. 92, вып. 6.
- Каминский Ф. В., Букин В. И., Потапов С. В., Аркус Н. Г., Иванова В. Г. Находки карбида кремния в естественных условиях и их генетическое значение.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 6.
- Кашкаров И. Ф., Полканов Ю. А., Еременко Г. К., Борисов В. В., Яловенко И. П. Новые данные об алмазоносности неогеновых и современных песчаных отложений некоторых районов Украины.— Докл. АН СССР, 1968, т. 179, № 4.
- Китайник А. Ф. О муассаните из траппов Сибирской платформы.— В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири, вып. 3, (24). Иркутск, 1968.
- Куц В. П., Кравченко Г. Л. Первая находка муассанита в кристаллических породах Украины.— В сб.: Полезные ископаемые Украины. Киев, «Наукова Думка», 1966.

- Латыш И. К. Муассанит из кристаллических пород Покрово-Киреевской структуры (Восточное Приазовье).— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1967, ч. 96, вып. 3.
- Лунев Б. С., Тюрин В. М., Осовецкий Б. М., Быков Б. М., Старков Н. П. Об обнаружении мелких алмазов и муассанита в Вишерском алмазоносном районе.— Уч. зап. Пермского гос. ун-та, 1967, № 170.
- Маршинцев В. К., Щелчкова С. Г., Зольников Г. В., Воскресенская В. Б. Новые данные о муассаните из кимберлитов Якутии.— Геология и геофизика, 1967, № 12.
- Минеева И. Г., Картенко Н. Ф. О находках муассанита в контактовом ореоле интрузии щелочных и нефелиновых сиенитов.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1967, ч. 96, вып. 3.
- Поваренных А. С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев, «Наукова Думка», 1966.
- Полканов Ю. А., Кашкаров И. Ф. Физические свойства минералов титаноцирконневых песков и возможность их использования для решения некоторых генетических вопросов. В сб.: Физические методы исследования минералов осадочных горных пород, М., «Наука», 1966.
- Романов И. С., Цимбал С. Н., Егорова Л. Н. О находке муассанита в верхне-неогеновых отложениях Днепровско-Донецкой впадины. В сб.: Полезные ископаемые Украины. Киев, «Наукова Думка», 1966.
- Юрк Ю. Ю., Кашкаров И. Ф., Полканов Ю. А., Сизова Р. Г. Муассанит из третичных титаноносных песков Приазовья.— Докл. АН УССР, 1965, № 11.
- Regis A. J., Sand L. V. Natural cubic (β) silikon carbide. Bull. Geol. Soc. America, 1958, v. 69, No. 12, p. 2.

Институт минеральных ресурсов МГ УССР
Симферополь
Всесоюзный научно-исследовательский
институт абразивов и шлифования
Ленинград

Дата поступления
28.II.1969

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВЕРХНЕПЕРМСКИХ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КУЗНЕЦКОГО БАСЕЙНА

Н. Г. БЕЛЕНКО

Угленосные отложения верхнепермских свит Кузнецкого бассейна занимают крупные изометричные площади с наиболее тонкозернистыми глинистыми осадками в центральной части. Господствуют полные гранулометрические ритмы. Фауна чисто пресноводная. Отложения Кузнецкого бассейна формировались в условиях крупного озерного бассейна, периодически мелевшего и заболачивавшегося.

Соотношение характера колебательных движений дна и интенсивности накопления осадков обуславливает глубину бассейна. В периоды углубления по площади бассейна могли широко разноситься песчаные и крупноалевритовые осадки, в периоды обмеления — только тонкозернистые.

Количество гранулометрических ритмов увеличивается от окраин к центральному, наиболее интенсивно прогибавшимся частям бассейна. Это увеличение происходит за счет расщепления угольных пластов и слоев песчаников.

Об условиях образования угленосных отложений Кузнецкого бассейна существовали различные мнения. В 1931 г. Р. С. Ильин высказывал мысль об их аллювиальном происхождении. Этому же взгляда придерживался М. А. Усов (1932). В. П. Батурич (1935) сделал предположение о дельтовом происхождении отложений ерунаковской подсерии. Е. В. Шумилова (1937) считала, что отложения ильинской подсерии формировались в озерно-болотных условиях осадконакопления. По мнению Ю. А. Жемчужникова (1947), основную роль в накоплении осадков ерунаковской подсерии играли аллювиальные условия осадконакопления. Этому же взгляда придерживались М. И. Ритенберг (1952) и Л. Н. Ботвинкина (1953). При формировании ильинской подсерии, по мнению Л. Н. Ботвинкиной, ведущую роль играли озерные условия осадконакопления. В. В. Коперина (1949) считала, что песчаники ильинской и ерунаковской подсерий формировались в подводно-дельтовых условиях, более тонкозернистые породы — в озерных, угли — в наземных.

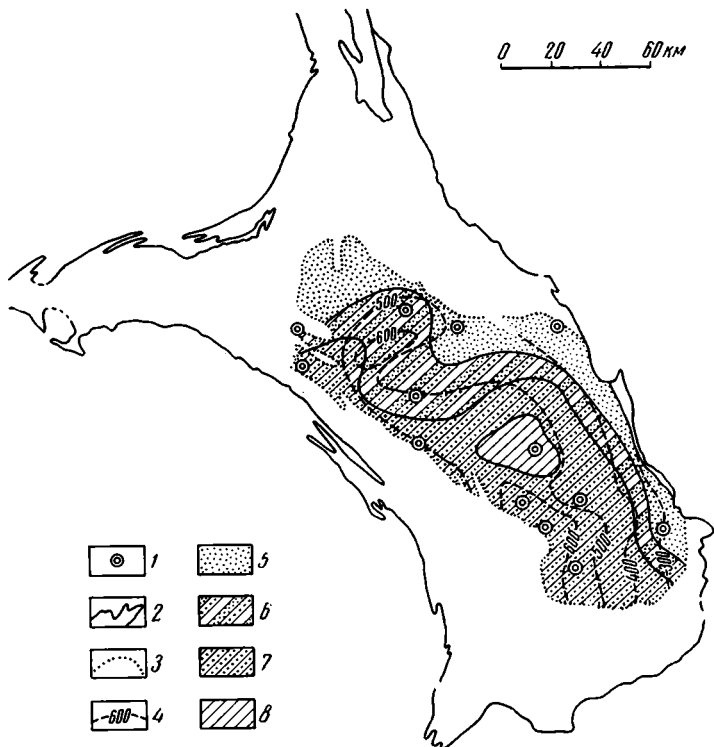
По мнению В. И. Яворского, накопление отложений ильинской подсерии происходило в опресненном отшнурованном водном бассейне и прибрежно-континентальной зоне, оставаясь лагунным. Формирование осадков ерунаковской подсерии, как и ильинской, шло в условиях прибрежно-континентальной среды (Яворский, 1957, стр. 38). Снос терригенного материала на севере происходил с Барзасско-Томь-Колыванской горной страны, на юге — то с юго-востока, то с юго-запада.

Обширные исследования, проведенные разными авторами по современному и ископаемому отложениям, позволяют весьма надежно различать осадки различного генезиса. Первостепенное значение для решения вопроса об условиях осадконакопления имеет характер распределения осадков по площади и в разрезе, на что многократно указывали в своих работах Г. Ф. Крашенинников, Г. А. Иванов и др.

Известно (Шанцер, 1951, 1966; Горецкий, 1964, и др.), что аллювиальные отложения располагаются в виде узких длинных полос, врезанных в подстилающие породы. Для них характерны неполные ритмы (Иванов,

1956, 1967). В таких ритмах на размытую поверхность подстилающих пород ложатся грубозернистые породы: конгломераты, песчаники, постепенно сменяющиеся все более тонкозернистыми породами. В песчаниках господствует однонаправленная косая слоистость.

Бассейновые осадки — озерные, морские — занимают широкие, близкие к изометричным, площади. В центральной части бассейнов господствуют тонкозернистые осадки, в прибрежных частях — грубозерни-



Фиг. 1. Характер распределения отложений на площади Кузнецкого бассейна в ленинской свите ерунаковской подсерии

1 — точки, в которых изучены разрезы; 2 — граница Кузнецкого бассейна; 3 — нижняя граница современного распространения ерунаковской подсерии; 4 — изомощности (м) ленинской свиты; 5 — площадь преобладания (более 40%) песчаников, алевролитов, аргиллитов и углей — в подчиненном количестве; 6 — площадь равномерного распространения песчаников, алевролитов и аргиллитов; 7 — площадь преобладания алевролитов; 8 — площадь преобладания аргиллитов

стые (Страхов, 1960). Для бассейновых осадков характерны полные ритмы (Иванов, 1956, 1967). Контакты с размытом и однонаправленная косая слоистость в песчаниках играют подчиненную роль.

В результате наших работ по всем районам Кузнецкого бассейна были изучены отложения ерунаковской и ильинской подсерий, составлены сводные литолого-стратиграфические разрезы по районам, разработана единая синонимика угольных пластов и ритмов для всех районов Кузнецкого бассейна.

Установлено, что отложения различных свит ерунаковской и ильинской подсерий (фиг. 1) занимают крупные площади, в центре которых преобладают аргиллиты, сменяющиеся к внешней части алевролитами и песчаниками. Эти площади изометричны или слабо вытянуты и измеряются сотнями и тысячами квадратных километров. Многие угольные пласты и ряд породных слоев прослеживаются на большей части территории Кузнецкого бассейна.

В песчаниках и алевролитах ерунаковской и ильинской подсерий преобладают горизонтальная и волнистая слоистость. Однонаправленная ко-

мая слоистость встречается, как правило, в виде единичных серий слоев. Отсортированность терригенного материала преимущественно хорошая или очень хорошая.

Песчаники обычно имеют в основании отчетливый контакт. Нижние контакты с размывом для песчаников не являются редкостью, но все же играют подчиненную роль. Отложения сложены преимущественно полными гранулометрическими ритмами.

Все это говорит о том, что мы имеем дело с бассейновыми отложениями.

Очень важные указания на характер бассейна в ильинское и ерунаковское время дает ископаемая фауна. Л. Л. Халфин (1956) и О. А. Бетехина (1961), занимавшиеся изучением верхнепермских пеллеципод Кузнецкого бассейна, приходят к единому мнению, что фауна ильинской и ерунаковской свит чисто пресноводная. Какие-либо элементы морской или даже солоноватоводной фауны не установлены. Следовательно, мы имеем дело с осадками пресноводного или опресненного бассейна озерного типа.

Выдержанность большинства ритмов первого порядка по всему Кузнецкому бассейну или большей его части говорит о том, что отложения фомировались в основном в едином крупном водном бассейне. И только в отдельные моменты бассейн распадался на несколько самостоятельных озерных водоемов; это чаще происходило во время поднятий дна бассейна, когда в первую очередь выходили из-под воды баровые отмели. В этом случае регрессивные части ритмов над баровыми песчаниками мало мощны или вовсе отсутствуют. Такие баровые песчаники наблюдаются в ряде ритмов на Урупском месторождении в ленинской и грамотеинской свитах.

Периодически бассейн мелел, заболачивался и на его обширной территории происходило торфонакопление.

Отложениям Кузнецкого бассейна свойственно ритмичное строение. Механизм образования ритмов для аллювиальных, дельтовых, лагуновых и морских отложений с большой убедительностью и на большом фактическом материале показал Г. А. Иванов (1956, 1964, 1967). Образование ритмов он рассматривает как результат колебательных движений дна бассейна осадконакопления. Образование лагуновых и морских ритмов связывается с миграцией береговой линии морских бассейнов, т. е. их трансгрессиями и регрессиями.

В вопросах образования озерных ритмов до настоящего времени нет ясности. Для их выяснения необходимо прежде всего обратиться к современным озерным и внутриконтинентальным морским бассейнам. Проанализировав характер распределения осадков в этих водоемах, Н. М. Страхов подчеркивает, что с уменьшением размеров водоемов происходит «смещение тонкозернистых осадков на все меньшие глубины». Если на океаническом шельфе граница между песками и алевритами проходит на глубине около 100 м, то в Аральском море — 5—10 м, а «в малых озерах илы начинаются на глубинах 0,5—1,5 м, т. е. почти прямо у уреза воды» (Страхов, 1960, т. 2, стр. 14). Н. М. Страхов во внутриконтинентальных водоемах рассматривает четыре схемы распределения фракций. «Первая присуща Аральскому морю и некоторым другим водоемам». Для нее характерна довольно узкая полоса господства песков и обширная центральная область господства пелитов. Их разделяет алевритовая полоса. Вторую схему демонстрирует Каспийское море. Здесь убыль алевритовой фракции в пелагической зоне выражена слабо, пелитовая фракция едва ее превосходит, и то лишь на площади южной котловины, тогда как в котловине Среднего Каспия в самых тонких илах алевритовый материал содержится практически в тех же количествах, что и пелитовый. Песчаный материал господствует во внешней части. «Третью схему можно видеть

в южной котловине оз. Байкал. Здесь после прибрежной зоны преобладания песков следует центральная зона господства алевритового материала, который несколько превалирует над пелитовым, образуя до 60—66% от всей массы осадка; пелитовая фракция, таким образом, здесь вообще подавлена. Последнюю схему распределения фракций можно видеть в оз. Балхаш. Его особенность состоит в том, что в составе озерных осадков песчаная фракция почти отсутствует и лишь в незначительном количестве находится у берегов. Максимум алевритовой фракции (%) располагается непосредственно у берега, откуда эти частицы быстро убывают к центру бассейна. Пелитовая фракция ведет себя противоположным образом. В общем картина распределения фракций в оз. Балхаш такова, как будто в Аральском профиле удалены отрезаны краевые его части, отвечающие полосам развития песков» (Страхов, 1960, т. 2, стр. 15).

Для выяснения причин возникновения разных схем распределения фракций рассмотрим разницу в размерах этих бассейнов (табл. 1).

Название	Площадь, км ²	Наибольшая глубина, м	Название	Площадь, км ²	Наибольшая глубина, м
Каспийское море	395 500	980	оз. Байкал	30 500	1741
Аральское »	65 500	68	оз. Балхаш	17 400	26

В ряду Каспийское море — Аральское море — оз. Балхаш происходит уменьшение площади и глубины бассейна. Уменьшение размеров снижает энергетические ресурсы этих бассейнов, их гидродинамическую активность. Это основная причина уменьшения площади разноса песчаных и алевритовых фракций и относительного увеличения площади господства пелитовой фракции в малых бассейнах по сравнению с крупными.

Очень интересны данные по оз. Байкал. Сильно уступая по площади Каспийскому и Аральскому морям, это озеро имеет огромную глубину, что обуславливает бóльший разнос песчаных и алевритовых фракций по площади Байкала, чем по площади Каспийского и Аральского морей.

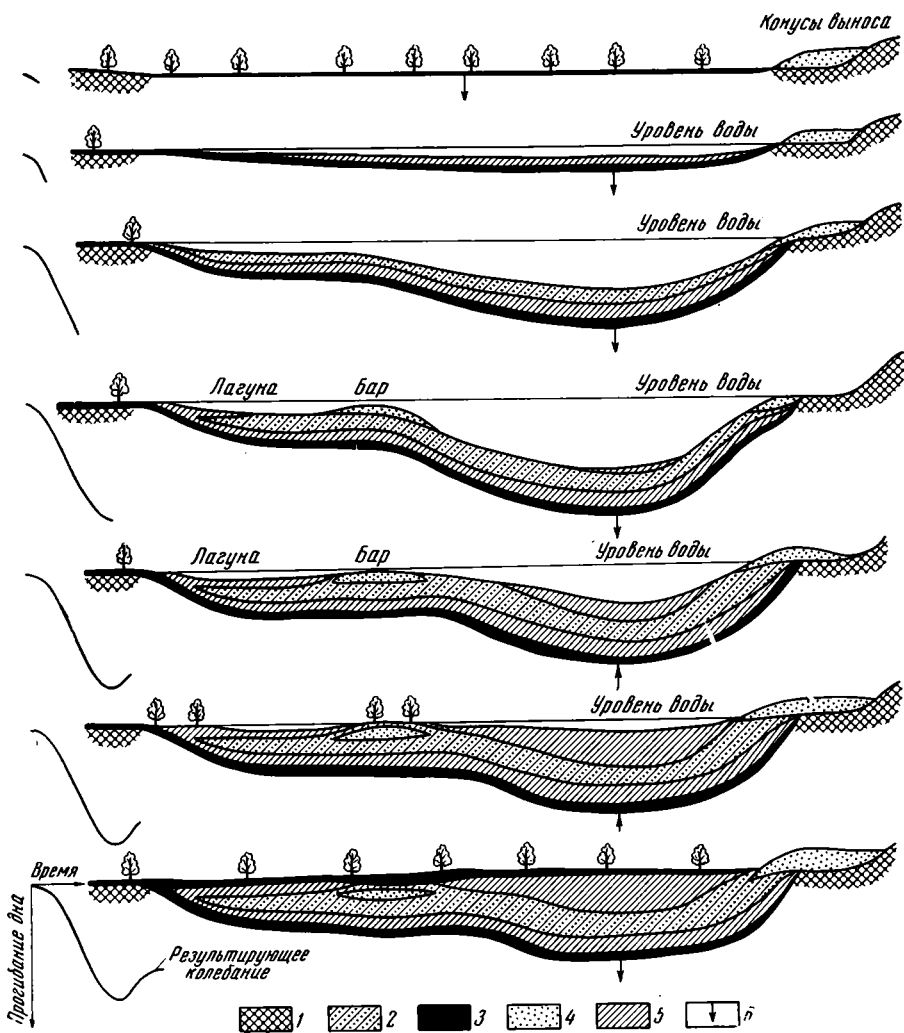
Из сказанного делаем вывод, что с уменьшением размеров и прежде всего глубины озерного бассейна увеличивается относительная площадь господства пелитовой фракции. С увеличением площади и глубины бассейна усиливается разнос песчаных и алевритовых фракций. С этих позиций можно понять механизм образования ритмов в кольчугинских отложениях Кузнецкого бассейна. В верхнем отделе перми дно Кузнецкой котловины и ее обрамление имели разный характер движений. Кузнецкая котловина сильно прогибалась. Кузнецкий Алатау, Колывань-Томская складчатая область и Горная Шория испытывали крупные поднятия и являлись областями сноса терригенного материала. Геотектоническая жизнь Салаира в верхней перми менее ясна. Но, видимо, он в перми не испытывал таких мощных прогибаний, как Кузнецкая впадина. Если существовало различие в крупных движениях, то есть основания полагать, что и мелкие колебательные движения, приводившие к возникновению ритмов, были различными для дна Кузнецкого бассейна и его обрамления. Приняв это положение, можно сделать вывод, что интенсивное прогибание дна Кузнецкой котловины, превосходившее принос терригенного материала, приводило к углублению котловины. Климат верхнепермского времени на территории Кузбасса был гумидным, что доказывается интенсивным углеобразованием. Возникшая впадина заполнялась водой. Воздымание или замедление прогибания дна бассейна осадконакопления, когда возникали условия,

благоприятные для перекомпенсации, приводили к обмелению бассейна.

Угольные пласты кольчугинской серии в основном малозольные, большинство имеет простое строение, в их почве можно видеть породы с корневыми остатками. Все это говорит об автохтонном происхождении этих углей. Следовательно, угольные пласты, распространяющиеся по всей площади бассейна, соответствуют периодам общего обмеления водоема и возникновения на его территории торфяных болот. В начале погружения дна бассейна осадконакопления прогибание происходит медленно и компенсируется торфонакоплением. При увеличении скорости прогибания торфонакопление не успевает компенсировать величину прогибания (Иванов, 1957, 1967) и на месте торфяника возникает впадина, которая заполняется водой — образуется водоем. В первое время он очень мелководен. Энергетические запасы его настолько малы, что он в состоянии разносить течениями и волнениями только пелитовый материал. Судя по диаграмме, приводимой Н. Б. Васюевичем (1968, стр. 102), для транспортировки и отложения глинистого материала достаточно ничтожных течений около $0,1 \text{ см/сек}$ ($3,6 \text{ м/час}$). Более грубый материал, который выносится реками из области питания, сгружается в виде конусов выноса, аллювиальных отложений и отложений наземных дельт на побережье. По мере роста глубины бассейна увеличивается его гидродинамическая активность и усиливается разнос алевритовой и песчаной фракций, и этот разнос тем больше, чем глубже бассейн. На месте пелитов начинают отлагаться алевриты и пески. Для отложения мелкозернистых алевритов скорости движения воды должны быть $0,1—0,4$, крупнозернистых алевритов — $0,5—0,7$, мелкозернистых песков — $0,7—2 \text{ см/сек}$ ($25—72 \text{ м/час}$). Крупнозернистые бассейновые породы, широко распространенные по площади, — показатели значительной общей глубины водоема. Тем не менее сами они располагаются на наиболее возвышенных участках дна бассейна, занимая прибрежные части, баровые отмели и т. п.

Обмеление бассейна вызывает уменьшение его энергетических ресурсов, приводит к широкому распространению по площади тонкозернистых пород. После обмеления бассейна его площадь зарастает, заболачивается, и начинается торфонакопление. Отсюда становится понятной причина залегания в почве и кровле угольных пластов наиболее тонкозернистых пород — аргиллитов и мелкозернистых алевритов. Но при колебательных движениях кроме изменения глубины бассейна осадконакопления изменяются также и его размеры, т. е. происходит миграция береговой линии. Движение береговой линии, как показал Н. А. Головкинский (1868), вызывает перемещение фаций и также является процессом, приводящим к образованию слоев. Эти два слоеобразующих процесса находятся в сложной зависимости и действуют в противоположном направлении. Прогибание дна в условиях недокомпенсации погружения приносом терригенного материала приводит к углублению бассейна осадконакопления и увеличению его площади. Увеличение гидродинамической активности бассейна способствует расширению области прибрежных крупнозернистых осадков и усилению их выноса по направлению к центру бассейна, а миграция береговой линии при увеличении бассейна вызывает удаление прибрежных осадков от центра. Схема образования гранулометрического ритма в условиях замкнутого водоема приведена на фиг. 2.

Накопление осадков нижней части ритма — от угля до песчаника (или другой наиболее крупнозернистой породы) соответствует периоду усиления гидродинамической активности и вызвано углублением бассейна осадконакопления. Эта часть ритма вполне может быть названа трансгрессивной. Выше песчаника накапливаются осадки, связанные с постепенным обмелением бассейна осадконакопления, — регрессивная часть ритма.



Фиг. 2. Общая схема осадкообразования в озерном бассейне за время одного ритмообразующего колебания

1 — коренные породы; 2 — алевриты; 3 — торф; 4 — пески; 5 — глины; 6 — направление движения дна

Увеличение глубины бассейна обусловлено с прогибаниями дна, превышающими принос терригенного материала. Обмеление бассейна может быть связано с воздыманием дна, приостановкой прогибания и заполнением впадины терригенным материалом, а также замедлением прогибания, если скорость заполнения бассейна превышает скорость прогибания дна. О причинах обмеления можно судить только в том случае, если мы знаем величину регрессивной части ритма и глубину бассейна осадконакопления в начале обмеления.

О глубинах бассейна в момент осадконакопления приблизительно можно судить из следующих соображений. Как было показано выше, максимальный разнос песчаного материала по площади мы связываем с моментами наибольших прогибаний дна бассейна осадконакопления и связанной с ними максимальной гидродинамической активностью. В такие моменты Кузнецкий бассейн как водоем по гидродинамической активности приближался к крупным внутриконтинентальным бассейнам типа Аральского моря. Граница песков и алевритов в Аральском море

находится на глубине 5—10 м. Так как Кузнецкий бассейн по размерам меньше Аральского моря, можно принять, что граница между песками и алевритами была близка к наиболее высокому положению ее в Аральском море — 5 м. Тогда есть все основания считать, что исходный материал песчаников в участках их выклинивания в сторону бассейна накоплялся на глубинах, близких к 5 м. Во всех других участках накопление песков происходило на меньших глубинах.

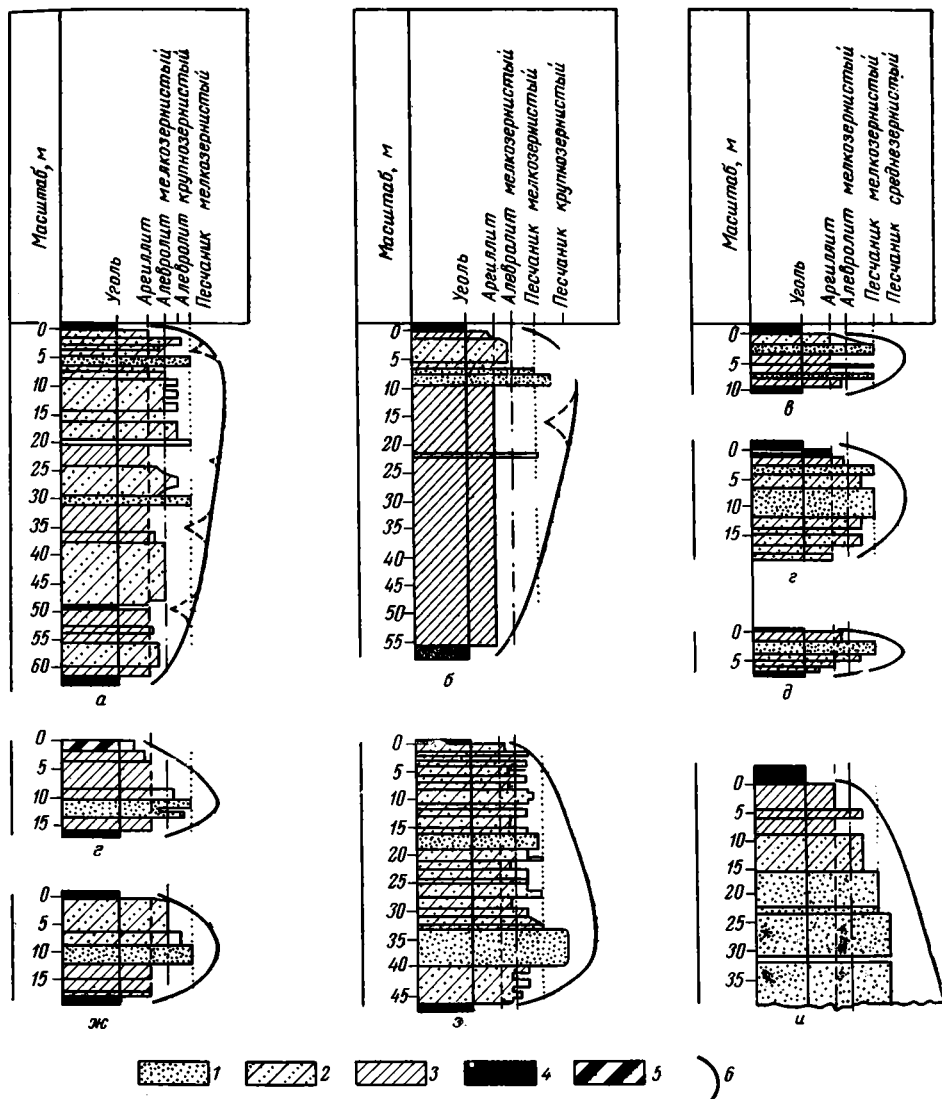
Итак, если в участке, близком к выклиниванию песчаников, имеется регрессивная часть ритма, по мощности близкая к 5 м, то мы вправе говорить об обмелении бассейна за счет заполнения его терригенным материалом. Дно бассейна остается практически неподвижным (фиг. 3, а, б). Если мощность регрессивной части ритма над выклинивающимся песчаником меньше 5 м, ее накопление происходит при поднятии дна бассейна осадконакопления (фиг. 3, в, г, д).

Если мощность регрессивной части ритма (под регрессивной автор понимает часть ритма, возникшую в мелеющем бассейне, независимо от направления движения дна бассейна) над прибрежными или баровыми песчаниками значительно более 5 м, то можно говорить, что обмеление бассейна происходило при медленном прогибании дна и значительном приносе терригенного материала, с избытком компенсировавшего это прогибание (фиг. 3, е, ж, з, и). Г. А. Иванов, характеризуя подобные условия, отмечает: «В осадочной толще, образующейся при ...перекompенсации, в результате изменения фациальных условий более глубоководные осадки стратиграфически вверх по разрезу сменяются все более мелководными; формирующаяся толща осадков приобретает все черты, свойственные регрессивной серии» (Иванов, 1967, стр. 90). Правда, Г. А. Иванов имеет в виду в данном случае движения более крупного масштаба, чем ритмообразующие, но процесс перекompенсации приводит к тем же последствиям — обмелению бассейна осадконакопления в результате заполнения его терригенными осадками.

Кроме прибрежных песчаников, выклинивающихся к центру бассейна, ряд слоев песчаников Кузнецкого бассейна имеет максимальную мощность на значительном расстоянии от берега и выклинивается в сторону бассейна и берега. Эти песчаники отделяют центральную часть бассейна осадконакопления от прибрежной и описаны Г. А. Ивановым как баровые. Песчаные валы неизбежно возникают в водных бассейнах при пологих уклонах дна на некотором расстоянии от берега (Зенкович, 1946, 1950, 1962; Логинов, 1963). В отгороженной песчаными валами лагуне происходит накопление тонкозернистых осадков. Прибрежные части лагун, как показал в своих работах Г. А. Иванов (1956, 1957, 1964, 1967), были очень благоприятным местом для заболачивания и развития торфяников.

В отложениях Кузнецкого бассейна баровые песчаники, а следовательно, и лагуны могли формироваться только в периоды повышенной гидродинамической активности, т. е. общего погружения дна бассейна осадконакопления, когда пески и алевриты могли выноситься на значительные расстояния от берега. В периоды общего обмеления бассейна разнос песчаного материала по его площади прекращался, а следовательно, ни бары, ни отгороженные ими от общей акватории лагуны формироваться не могли. По площади бассейна могли разноситься только тонкозернистые осадки. В дальнейшем происходило общее заболачивание бассейна, и на его площади начиналось торфонакопление. Поэтому можно видеть, как один и тот же угольный пласт располагается над лагунными, баровыми, крупнозернистыми прибрежными отложениями и осадками центральных частей бассейна.

Значительную роль в разносе терригенного материала играли потоки, связанные с дельтами рек, впадающих в верхнепермское Кузнецкое озеро. Подводно-дельтовые осадки могли формироваться и в усло-



Фиг. 3. Типы озерных ритмов Кузнецкого бассейна

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — угли; 5 — углистые аргиллиты; 6 — обобщающая кривая

виях открытого бассейна, и в лагунах, отгороженных от открытого бассейна барами, если в них впадали реки, а также при прогибании дна не всего бассейна, а его части, когда в связи с малой площадью бассейна волнения и вдольбереговые водные потоки не могли разносить крупнозернистый обломочный материал.

Одна из особенностей Кузнецкого бассейна — увеличение количества ритмов к центральным, наиболее интенсивно прогибавшимся частям его. Это происходит за счет расщепления угольных пластов и песчаников. Для того чтобы понять это явление, обратимся к приведенной схеме образования ритма (см. фиг. 2). Если на получившийся в результате колебательного движения гранулометрический ритм мысленно наложим сверху абсолютно такой же второй ритм, то слева, со стороны отмелого берега, будут расщепляться погребенные торфяники, справа, со стороны приглубокого берега, — слой песков.

Выводы. Верхнепермские угленосные отложения Кузнецкого бассейна, слагающие ильинскую и ерунаковскую подсерии, образовались

в условиях крупного озерного бассейна. В его прибрежных частях накапливались преимущественно песчаные, в центральных — алевроитоглинистые осадки. В периоды интенсивного прогибания дна, когда погружение превышало принос терригенного материала, происходило углубление бассейна осадконакопления. Во время наибольших прогибаний бассейн имел самую высокую гидродинамическую активность и по его площади интенсивно разносился песчаный и алевроитовый материал.

Во время обмелений бассейна, связанных с восходящими движениями дна, приостановкой прогибания или замедлением прогибания, когда происходила перекомпенсация погружения накоплением, гидродинамическая активность бассейна падала и по его площади мог широко разноситься только тонкозернистый терригенный материал. Крупно-обломочный материал накапливался на побережьях в виде конусов выноса, аллювиальных отложений и узкой полосы прибрежных песков. Вслед за обмелением следовало заболачивание бассейна, и на его территории происходило торфообразование.

ЛИТЕРАТУРА

- Б а т у р и н В. П. Литология Кузнецкого бассейна с кратким стратиграфическим очерком Кемеровского района.— Тр. ЦНИГРИ, Л., 1935, вып. 55.
- Б е т е х т и н а О. А. Опыт построения палеофаунистических карт Кузбасса.— Докл. АН СССР, 1961, т. 141, № 2.
- Б о т в и н к и н а Л. Н. Условия накопления угленосной толщи в Ленинском районе Кузнецкого бассейна.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, М., 1953, изд-во АН СССР, вып. 139.
- В а с с о в и ч Н. Б. Текстура осадочных горных пород. Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т. 1, Л., Госгеолтехиздат, 1958.
- Г о л о в к и н с к и й Н. А. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна. СПб., 1868.
- Г о р е ц к и й Г. И. Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. Прареки Камского бассейна, М., «Наука», 1964.
- Ж е м ч у ж н и к о в Ю. А. Цикличность строения угленосных толщ, периодичность осадконакопления.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. угольная, М., 1947, № 2, вып. 90.
- З е н к о в и ч В. П. Динамика и морфология морских берегов, ч. I, Волновые процессы. Л., «Морской транспорт», 1946.
- З е н к о в и ч В. П. О способе образования лагун.— Докл. АН СССР, 1950, т. 75, № 4.
- З е н к о в и ч В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., изд-во АН СССР, 1962.
- И в а н о в Г. А. Методика фашиально-геотектонического анализа угленосных отложений и применение ее в практике геологоразведочных работ.— Тр. лабор. геологии угля АН СССР, Л., изд-во АН СССР, 1956, вып. 4.
- И в а н о в Г. А. Геология угольных месторождений. Курс месторождений полезных ископаемых. Изд. 3-е, М., «Недра», 1964.
- И в а н о в Г. А. Угленосные формации. Л., «Наука», 1967.
- К о п е р и н а В. В. Литология и генезис угленосных отложений Карагайлинского месторождения Кузбасса.— Изв. АН СССР. Серия геол., № 3, 1949.
- Л о г и н о в В. В. Динамика береговой зоны бесприливных морей. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Р и т е н б е р г М. И. Литологическая характеристика разрезов ерунаковской подсвиты Байдаевской синклинали в Кузнецком бассейне.— В сб.: Памяти академика П. И. Степанова, М., Изд-во АН СССР, 1952.
- С т р а х о в Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1, 2. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- У с о в М. А. Кузнецкий каменноугольный бассейн.— Тр. Первого краев. энергетического съезда Зап. Сиб. 18—22 июня 1932 г. Новосибирск, 1932.
- Х а л ф и н Л. Л. Введение в биостратиграфию Кузнецкого бассейна.— В сб.: Вопросы геологии Кузбасса. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Ш а н ц е р Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. геол., М., 1951, вып. 35.
- Ш а н ц е р Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных образований.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. М., 1966, вып. 161.
- Ш у м и л о в а Е. В. К вопросу о литологии кольчугинской свиты Ерунаковского района Кузбасса.— Вестн. ЗСГУ, 1937, № 3.
- Я в о р с к и й В. И. Условия формирования угленосных отложений Кузнецкого бассейна и их тектоника. Л., Гостехиздат, 1957.

УДК 552.57

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЧИВОСТИ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА УГОЛЬНЫХ ПЛАСТОВ

Л. Я. КИЗИЛЬШТЕЙН, И. Т. СЕРЕБРЯКОВА

На примере угольного пласта i_3^b в пределах западной части Несветаевско-Шахтинской синклинали установлена связь между строением, распределением мощностей, сернистостью, зольностью и литологическим составом пород кровли, проявляющаяся в виде закономерной пространственной совмещенности или общей ориентировки зон с какими-либо характерными значениями указанных параметров (чаще всего максимальными). Показано, что тщательный анализ всей совокупности данных, непосредственно касающихся строения и состава углей, позволяет с большой детальностью восстановить условия древнего торфонакопления, выяснить его основные закономерности и на этой основе решать важные практические задачи методики разведки, прогнозирования и наиболее целесообразной эксплуатации.

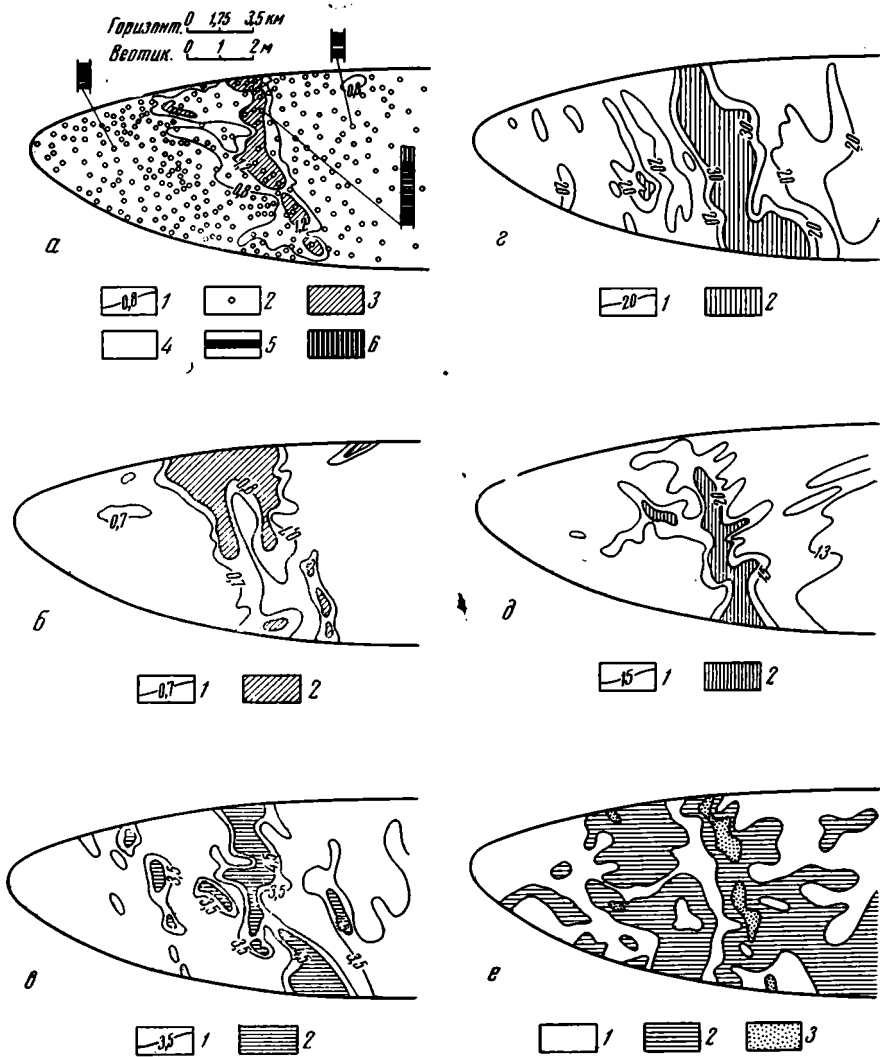
Детальные исследования угольных пластов Донецкого бассейна позволяют установить определенную связь между их строением (морфологией), распределением мощностей, сернистостью и зольностью. Эта связь, особенно четкая в пластах невыдержанного строения и качества, проявляется в виде закономерной пространственной совмещенности или общей ориентировки зон с какими-либо характерными (чаще всего максимальными) значениями указанных параметров. Иногда с подобными согласованными изменениями строения и состава углей совпадают местные особенности строения подошвы и кровли пластов, например изменение литологического состава пород и размывы.

Конкретные проявления пространственных связей между строением пласта, его качественной характеристикой и вмещающими породами весьма разнообразны, в связи с чем представляется целесообразным прежде, чем перейти к генетическому анализу этого явления, рассмотреть один из показательных примеров.

Угольный пласт i_3^b в пределах западной части Несветаевско-Шахтинской синклинали на площади около 250 км² (территория деятельности треста «Несветайантрацит») пересечен многочисленными геолого-разведочными скважинами и на значительной площади вскрыт горными выработками шахт. Объем фактического материала, представляющего собой результаты измерений мощности и структуры пласта, определения содержания серы и золы по пластовым и дифференциальным пробам характеризуется таблицей. Распределение точек опробования на площади приведено на фиг. 1, а.

На большей части площади пласт, состоящий из нескольких угольных пачек, разделенных породными прослоями, имеет невыдержанную мощность и сложное строение.

Максимальной мощности (в дальнейшем будем различать мощность чистых угольных пачек и мощность всего пласта) пласт достигает в сравнительно узкой зоне шириной около 2 км, протягивающейся в субмеридиональном направлении через всю площадь синклинали (см. фиг.



Фиг. 1. Строение и состав угольного пласта i_3^b

a — мощность пласта. 1 — изолинии мощности пласта, м; 2 — точки наблюдений (скважины, горные выработки); 3 — зона максимальной мощности пласта (более 1,2 м); 4 — аргиллит; 5 — уголь; 6 — углистые аргиллиты; *б* — мощность угольных пачек. 1 — изолинии мощности угля, м; 2 — зона максимальной мощности угля (более 0,8 м); *в* — содержание серы в пласте. 1 — изолинии содержания серы, %; 2 — зона максималь-

го содержания серы (более 4,5%); *г* — содержание золы в пласте. 1 — изолинии зольности пласта, %; 2 — зона максимальной зольности пласта (более 30%); *д* — содержание золы в угольных пачках, 1 — изолинии зольности угля, %; 2 — зона максимальной зольности (более 20%); *е* — строение кровли пласта. 1 — алевролиты; 2 — аргиллиты, 3 — песчаники

1, *a*). Мощность пласта в пределах этой зоны, границы которой условно определены изолинией 1,2 м, местами достигает 3,0 м (средние значения мощности в пределах синклинали — около 0,8 м). Для этой зоны характерно и наиболее сложное строение пласта в связи с появлением в его разрезе от 3 до 8 породных прослоев, представленных аргиллитами, углистыми аргиллитами и реже — алевролитами. Верхняя часть пласта здесь сложена углистыми аргиллитами мощностью до 1,35 м, площадь распространения которых превышает зону максимальной мощности, совпадая примерно с контурами изолиний 0,8 м.

Зона наибольшей мощности чистого угля в основном оконтуривает зону максимальной мощности пласта с запада и востока, частично сов-

падая с ней (фиг. 1, б). Условная граница этой зоны — изолиния 0,8 м. Максимальные значения мощности в ее пределах 1,6 м.

К западу и востоку от описанных зон мощность пласта в целом постепенно, но неравномерно сокращается до 0,5—0,6 м с одновременным уменьшением числа породных прослоев до 1—2. Местами пласт приобретает простое строение. Мощность чистого угля уменьшается до 0,5 м. Типичные структуры пласта в разных частях изученной площади приведены на фиг. 1, а.

Содержание серы в пласте 0,6—8,2% (среднее 2,7%), причем распределяется по площади неравномерно (фиг. 1, в). Зона наиболее высокой сернистости (условная граница — изолиния 4,5%) протягивается субмеридиональной полосой

от северного до южного крыла синклинали, оконтуривая с востока зону максимальной мощности (фиг. 1, а). Содержание серы в пласте достигает здесь местами 8,2%. Другая зона высокой сернистости, образованная рядом изолированных участков, ограниченных изолинией 3,5%, располагается вдоль запад-

ной границы зоны максимальной мощности. К западу и востоку от этих зон сернистость пласта постепенно уменьшается до 1,5% и менее.

Зона наибольшего (более 30%) содержания золы в пласте с учетом зольности породных прослоев и углистых аргиллитов в кровле совпадает с зоной максимальной мощности и сложного строения пласта (фиг. 1, г). Западнее и восточнее зольность постепенно уменьшается, хотя здесь встречаются изолированные участки, где содержание золы увеличивается до 20%. Показательно расположение зоны наибольшей зольности (более 20%) чистых угольных пачек (фиг. 1, д), которая полностью совпадает с зоной сложного строения и максимальной мощности пласта.

Строение кровли представлено на фиг. 1, е. На большей части площади она сложена аргиллитами и алевролитами, причем доля первых заметно возрастает в западном и восточном направлениях. Относительно небольшие участки развития песчаников в кровле отчетливо тяготеют к зоне сложного строения пласта. Состав пород подошвы пласта однообразен: на всей площади она представлена аргиллитами.

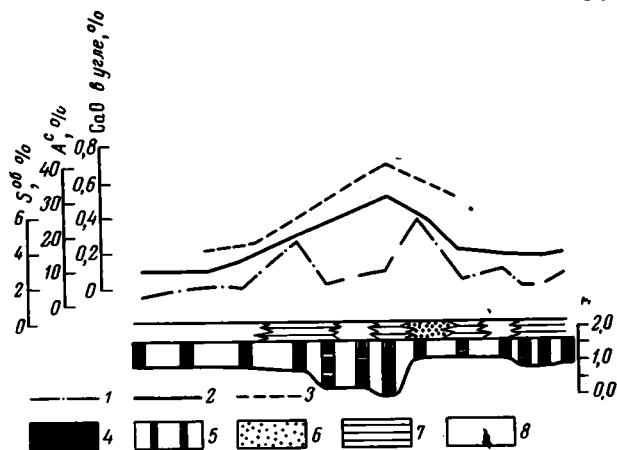
Наконец, следует отметить определенную зональность в петрографическом строении угля. В зоне максимальной мощности и сложного строения пласт сложен углями I и II генетических типов (гелинито-телинитовыми и гелинито-коллинитовыми), причем вторые абсолютно преобладают в нижней части. На всей остальной площади пласт сложен только углями I генетического типа (геленито-телинитовыми).

Изложенные выше данные и соответствующие карты (см. фиг. 1) показывают достаточно отчетливую пространственную совмещенность или связь зоны наиболее сложного строения пласта и максимальной мощности с зонами максимальной сернистости и зольности, а также определенными особенностями состава кровли. Характер пространственного сочетания перечисленных показателей иллюстрируется профилем (фиг. 2), проведенным приблизительно по оси синклинали.

Такого рода зональность не является специфической особенностью пласта i_3^b . Она многократно отмечалась для других пластов Донецкого бассейна и проявляется тем контрастнее, чем изменчивее строение и качественный состав. При этом характер сочетания зональностей не всегда аналогичен описанным и тем более не всегда проявляется по

Виды анализов (измерений)	Число анализов (измерений)	
	в скважинах	в горных выработках
Измерения мощности	389	63
Определения серы	339	121
» золы	329	121
» химического состава золы	37	—

такому же количеству различных характеристик. Часто, например, отчетливо-зональному распределению морфологических и качественных показателей соответствует совершенно однотипный состав кровли и подошвы пласта. Иногда проявление тех или иных особенностей строения вмещающих пород бывает пространственно смещено относительно соответствующих зон в угольном пласте. С другой стороны, в некоторых



Фиг. 2. Изменение строения и состава пласта i_3^b по профилю

1 — содержание серы в пласте, %; 2 — содержание золы в пласте, %; 3 — содержание CaO в угле, %; 4 — уголь; 5 — углистые аргиллиты; 6 — песчаники; 7 — алевролиты; 8 — аргиллиты

случаях проявляются дополнительные факторы, подчеркивающие зональное строение пластов. К числу последних относятся сингенетические и эпигенетические размывы, участки конкрециообразования, расщепления и пр. Важным, но еще плохо изученным проявлением зональности качественного состава угля является распределение редких и рассеянных элементов, минеральных примесей и некоторых показателей химического состава золы. В частности, к совпадающим зонам сложного строения, повышенной мощности и зольности пласта i_3^b отчетливо приурочены максимальные значения содержания CaO (см. фиг. 2). Этому факту, как будет показано ниже, следует придавать большое значение.

Разнообразные ситуации возникают с зональным распределением серы. Пример пласта i_3^b иллюстрирует часто встречающийся вариант. Однако иногда зоны высоких содержаний серы не только имеют общую ориентировку с зоной максимумов структурно-морфологических показателей, но и пространственно совмещены с последними.

Совпадение или согласованное распределение характерных морфологических и качественных зон представляется весьма важным обстоятельством, позволяющим, с одной стороны, получить дополнительные данные об условиях формирования угольных пластов и, с другой — использовать указанные закономерности для промышленного прогнозирования их структуры и качества.

Особенности морфологии пласта, его вещественно-петрографического состава, распределения зольности и сернистости формируются в торфяную стадию углеобразования, в связи с чем генетическую основу описанных выше закономерностей необходимо искать в специфических условиях древнего торфонакопления.

Изучение современных болот показывает, что все разнообразие свойств и состава торфа зависит главным образом от геоморфологической позиции торфяного массива или его отдельных участков. Основными геоморфологическими элементами болот являются верховые, низинные и переходные торфяники, отличающиеся составом растительной ассоциации, водно-минеральным режимом, мощностью торфа, степенью разложения исходного растительного материала, составом органического вещества, зольностью, содержанием серы, pH и многими

другими показателями (Пичугин, 1953; Тюремнов, 1949). Установлено, что пространственное распределение соответствующих показателей по территории торфяника находится в принципиальном соответствии с геоморфологической структурой торфяного массива.

Зависимость распределения мощности торфа от геоморфологии торфяника достаточно хорошо известна. Так, М. Н. Крюков (1956), исследовавший характер распределения глубин пойменно-террасных низинных торфяников, показал, что участки с наиболее глубокой залежью располагаются вдоль рек у борта долины и по мере приближения к руслу мощность торфа уменьшается с 4,0 м до полного выклинивания, а его зольность возрастает. Г. Фиск (Fisk, 1960) указывает, что самые мощные отложения торфа в дельте р. Миссисиппи расположены в понижениях, вдоль речных русел и стариц. Аналогичные закономерности наблюдаются в прибрежно-морских торфяниках. А. Редфильд (Redfield, 1965) наряду с некоторыми другими вопросами исследовал распределение глубин торфа в соленом прибрежно-морском болоте на атлантическом побережье США. Из приведенных автором материалов (карта изоплахит, блок-диаграмма) отчетливо видно уменьшение мощности торфа вдоль русел рек и ручьев, пересекающих торфяник, и наличие зон повышенной мощности на некотором удалении от последних. Мощность торфа уменьшается, кроме того, по направлению к берегу моря.

Зависимость величины зольности от геоморфологического положения торфяника определяется тем, что в торфяники, занимающие пониженные элементы рельефа, происходит более интенсивный занос минеральных веществ поверхностными и грунтовыми водами. Вследствие этого зольность геоморфологических групп торфа существенно различна. С. Н. Тюремнов (1949) приводит следующие характеристики зольности торфов: верховые—2—4%, переходные—4—6%, низинные—6—18%. И. Ф. Ларгин (1967) указывает, что участки повышенной зольности вытянуты вдоль русла рек.

Различное содержание серы в основных типах торфов было давно отмечено Г. Л. Стадниковым (1930) и особенно обстоятельно исследовано Л. Г. Кузнецовой (1935). Последняя указывает, что среднее содержание серы в верховых торфах составляет 0,10—0,24%, низинных—0,23—1,51%. Позднее эта закономерность была отмечена многими исследователями. Различное содержание серы в верховых и низинных торфах объясняется характерными для них условиями водно-минерального питания, в результате чего в низинные торфяники возможно более интенсивное поступление серусодержащих соединений.

Повышенная сернистость особенно типична для прибрежно-морских торфов (Кизильштейн, 1968), однако и здесь она отчетливо дифференцируется в зависимости от геоморфологической структуры торфяного массива (Ефимов, 1961).

В меньшей степени проявляется соответствующая зональность в геохимической обстановке торфяной залежи. М. Н. Никонов (1956) на примере торфяного массива Терелесовское (Калининская область) исследовал распределение рН в зависимости от геоморфологических особенностей структуры торфяника. Основные типы торфяных залежей оконтуриваются определенными изолиниями рН. Изолинии 2,8—3,2 повсеместно проходят вблизи границ распространения верховых торфов, изолинии 4,8 и более располагаются в пределах площади низинных торфяников. Максимальные значения рН соответствуют наиболее низким отметкам рельефа, а общая конфигурация изолиний вполне аналогична топографии болотного массива.

Различие между верховыми и низинными торфами весьма контрастно проявляется в химическом составе золы. В этой связи необходимо отметить содержание окиси кальция, которая является основным

регулятором кислотности торфа, вследствие взаимодействия с функциональными группами гуминовых кислот с нейтрализацией последних и образованием нерастворимых в воде кальциевых гуматов. Максимальное содержание СаО в золе верховых торфяников не превышает, по данным М. Н. Никонова (1955), 0,6%. В переходных оно увеличивается до 1,2—1,5%, в низинных — до 4,9% и более.

Выше были охарактеризованы различия между геоморфологическими типами торфяников по целому ряду важнейших показателей. Интересно далее оценить особенности пространственной связи этих показателей, например зон их максимальных значений, как это было сделано при описании пласта i_3^b .

Поступление в торфяную залежь минерального вещества в растворенном и взвешенном состоянии осуществляется постоянными и временными водотоками, и, следовательно, зоны максимальной зольности пространственно тяготеют к руслам этих водотоков (Ларгин, 1967). Здесь создаются наилучшие условия водно-минерального питания для болотной растительности. Однако из этого еще не следует, что с зоной максимальной зольности будет во всех случаях совмещаться зона наибольшей мощности. Избыточная увлажненность может препятствовать развитию торфо-болотной растительности, а повышенная проточность привести к интенсивному разложению органического вещества за счет аэрации торфогенного слоя. Наконец, на участках с наиболее активным гидрологическим режимом вероятнее всего периодический занос торфяника слоями минерального осадка, приводящий к формированию пластов сложного строения. Таким образом, зависимость зольности — мощность (чистого угля) — морфология в общем виде представляется следующим образом: увеличение зольности угля (торфа) до определенного в каждом случае предела сопровождается повышением мощности пласта (торфяника). При дальнейшем увеличении зольности мощность угля начинает сокращаться, но в строении пласта появляются во все возрастающем количестве породные прослои, в результате чего его суммарная мощность может продолжать увеличиваться. Именно такая закономерность наблюдается в рассмотренном выше примере.

Закономерности распределения серы по площади торфяников определяются, с одной стороны, ее поступлением в торфяной массив извне по каналам внутриболотной гидрографической сети и, с другой — особыми геохимическими условиями концентрации. Растительное вещество содержит незначительное количество серы, и поэтому образование ее высоких концентраций в углях связано с поступлением серусодержащих соединений в торфяник. Для угольных пластов Донбасса источником серы были сульфаты морских вод (Широков, 1955; Юровский, 1960). Процессы концентрации серы основаны на микробиологической редукции сульфатов сульфатвосстанавливающими бактериями до сероводорода с последующим образованием сульфидов железа. Зона оптимальной жизнедеятельности этих бактерий соответствует значениям pH — 6,2—7,9 и Eh — 50—150 мв (Штурм, 1951). Возможность образования сульфидов ограничивается, кроме того, узкими границами зоны устойчивости сероводорода (Гаррелс, Крайст, 1968; Стащук, 1968). Необходимые для сульфидообразования значения pH характерны для низинных и прибрежно-морских торфяников (Никонов, 1955, 1956; Баас-Беккинг и др., 1963). Что же касается Eh , то в современных торфяниках этот показатель колеблется в очень широких пределах: от —400 до +700 мв (Баас-Беккинг и др., 1963). Значительная аэрация торфяной залежи определенно препятствует образованию сульфидов, что находит подтверждение в обычно малой сернистости высокзольных углей и углистых аргиллитов. В это же время удаленность от зон проточности, обеспечивающая более восстановительную среду, обедняет питающие торфяник воды сульфатами. Таким образом, зона максимального на-

копления серы в общем случае должна находиться на некотором удалении от зон проточности, но иметь общую с ними ориентировку. Определенная связь сернистости углей с палеорельефом отмечена Д. Рейднером, Е. Уильямсом и Р. Дутчером (Reidenour et al., 1967).

Часто наблюдается зависимость между петрографическим составом пластов и положением зон максимумов рассмотренных выше показателей, проявляющаяся иногда в увеличении степени разложенности гелифицированного органического вещества в зонах сложного строения (с преобладанием однородной основной массы), большем содержании атритового, минерального и фюзенизированного материала. В некоторых случаях пласт в зоне сложного строения, напротив, отличается повышенным содержанием структурных гелифицированных тканей. Разнообразие вариантов объясняется чрезвычайно тонкими связями петрографического состава с обстановкой торфонакопления. Повышенная аэрация торфогенного слоя, вероятная для зон сложного строения, может повлечь быстрое разложение органического вещества. В то же время в подобных условиях вероятно быстрое захоронение торфогенного слоя, что приводит, как это показали П. П. Тимофеев и Л. И. Боголюбова (1962), к противоположным результатам. В связи с этим, по-видимому, правильнее говорить лишь об изменчивости петрографического состава, не связывая конкретные проявления этой изменчивости с какими-либо определенными петрографическими признаками.

Связь морфологической и качественной зональности пластов с составом кровли (или подошвы) вероятнее всего объясняется наследованием рельефа. Появление песчаника в кровле вблизи зон сложного строения и максимальной мощности лишь подтверждает приуроченность последних к некоторому отрицательному элементу рельефа торфяного массива, который сохранился в период последующей терригенной седиментации и был заполнен наиболее грубозернистыми осадками.

Такова генетическая основа пространственной связи характерных элементов строения и состава угольных пластов.

Рассмотрим далее вопрос о вероятной ориентировке основных геоморфологических элементов торфяного массива и, следовательно, структурно-морфологических и качественных зон. В этой связи необходимо прежде всего отметить, что геоморфологическая структура, или палеорельеф, древних (как и современных) торфяников формировалась под влиянием дифференциальных тектонических движений, особенностей геологического (литологического) состава подстилающих торфяник пород и их неравномерной усадки. Геоморфологическая структура торфяника определяется расположением и ориентировкой внутриболотной гидрографической сети, основными элементами которой являются болотные озера, внутриболотные водотоки и топи (Иванов, 1953). С точки зрения возможности водообмена с окружающими территориями наибольший интерес представляют две последние группы.

Некоторыми специфическими чертами обладает гидрографическая система прибрежно-морских мангровых болот, геологическим аналогом которых отводится важная роль в формировании так называемого параллического угленакопления. Располагаясь на площадях прибрежно-морских изменностей, они пересекаются бесчисленным количеством рек и речек, образующих сложную гидрографическую сеть (Берега Тихого океана, 1967). Характерная особенность гидрологического режима мангровых болот — их формирование под постоянным или периодическим воздействием морских вод. Во время высоких приливов и ветровых нагонов русла рек, пересекающих болота, переполняются морской водой, которая растекается по окружающим заболоченным пространствам, чему способствует чрезвычайно пологий рельеф побережий.

Можно полагать, что положение и ориентировка гидрологической

сети современных и древних торфяников определяет соответствующую ориентировку их характерных структурно-морфологических и качественных зон.

Зона сложного строения и максимальной мощности пласта представляется в этой связи руслом внутриводотока с периодически усиливающейся и ослабевающей гидрологической активностью, положение которого фиксирует закономерное пространственное сочетание зон наибольшей мощности чистого угля, зольности, сернистости, петрографического состава и литологии покрывающих пород.

Важным обстоятельством, которое заслуживает в дальнейшем быть специально рассмотренным, является отчетливая унаследованность пространственной ориентировки основных структурно-морфологических и качественных зон в пределах смежных пластов и даже целых свит. В частности, для рабочих пластов свиты S_2^4 в восточной части Донбасса характерна близкая к меридиональной ориентировка зональности.

Исследование многих угольных пластов Донецкого бассейна, аналогичные описанным для пласта i_3^b показывают, что тщательный анализ всей совокупности данных, непосредственно касающихся строения и состава углей, позволяет с большой детальностью восстановить условия древнего торфонакопления, выяснить его основные закономерности и на этой основе решать важные практические задачи методики разведки, прогнозирования и наиболее целесообразной эксплуатации.

ЛИТЕРАТУРА

- Баас-Беккинг Л. Г. М., Каплан И. Р., Мур Д. Пределы рН и окислительно-восстановительных потенциалов природных сред.— В сб.: Геохимия литогенеза, М., Изд-во иностр. лит., 1963.
- Берега Тихого океана. М., «Наука», 1967.
- Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Минералы, растворы, равновесия. М., «Мир», 1968.
- Ефимов В. Н. Формы аккумуляции кальция и железа в торфяниках.— Докл. АН СССР, 1961, т. 138, № 2.
- Иванов К. Е. Основы гидрологии болот. М., Гидрометеоздат, 1953.
- Кизильштейн Л. Я. К вопросу о биогеохимии серы в углях.— Химия твердого топлива, 1968, № 5.
- Крюков М. Н. Характер распределения глубин залежи на различных типах торфяных месторождений.— Торфяная промышленность, 1956, № 7.
- Кузнецова Л. Г. Содержание серы в торфе.— За торфяную индустрию, 1935, т. 37, № 6.
- Ларгин И. Ф. Качественные показатели торфяных залежей в зависимости от их гидрогеологических условий залегания.— В сб.: Природа болот и методы их исследования. Л., «Наука», 1967.
- Никонов М. Н. Происхождение и состав золы торфов лесной зоны. Тр. Ин-та леса АН СССР, М., Изд-во АН СССР, 1955, т. 26.
- Никонов М. Н. О кислотности торфа.— Торфяная промышленность, 1956, № 6.
- Пичугин А. В. Водно-минеральное питание торфяных месторождений. В сб.: Химия и генезис твердых горючих ископаемых, М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Стадников Г. Л. Химия торфа, М., Госиздат, 1930.
- Стащук М. Ф. Проблема окислительно-восстановительного потенциала в геологии. М., «Недра», 1968.
- Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Степень разложения растительного вещества как показатель тектонического режима области торфонакопления.— Докл. АН СССР, 1962, т. 144, № 4.
- Тюремнов С. Н. Торфяные месторождения и их разведка, М., Гостоптехиздат, 1949.
- Широков А. З. Закономерности распределения серы в угольных пластах Донбасса.— Изв. Днепропетровск. горн. ин-та, 1955, т. 25.
- Штурм Л. Д. Влияние экологических факторов на микроорганизмы.— Тр. Ин-та микробиол. АН СССР, М., Изд-во АН СССР, 1951, вып. IX.
- Юровский А. З. Сера каменных углей, М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Fisk H. N. Recent Mississippi river sedimentation and peat accumulation. Comte Rendu, 4th Carboniferous Congress, Heerlen, v. 1, 1960.
- Redfield A. C. Ontogeny salt marsh estuary, Science, v. 147, No. 3653, 1965.
- Reidenour D., Williams E., Dutcher R. The relationship between paleotopography and sulphur distribution in some coals of Western Pennsylvania. Econ. Geol., v. 62, No. 5, 1967.

УДК 552.51 (477.6)

О ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВАХ ПЕСЧАНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОНЕЦКОГО БАСЕЙНА

В. С. ВЕРЕДА

Рассматривается влияние разнофациальных условий осадконакоплений на физические параметры песчаных отложений юго-западной части Донбасса. Показано, что генетический тип отложений определяет такие физические параметры, как пористость, временное сопротивление на сжатие и на разрыв. Указывается, что при составлении карт почв и кровель угольных пластов необходимо пользоваться не литолого-прочностными, а лито-фациально-прочностными картами. На основании материалов показано, что в современном структурном плане изменение физических свойств песчанников происходит в соответствии с изменением степени метаморфизма угольных пластов.

Целым рядом исследований установлено, что физико-механические свойства горных пород Донбасса закономерно изменяются в региональном плане, в соответствии с изменением степени метаморфизма углей (А. Т. Донабедов и др.). Однако в основу этих исследований положены средние значения отдельных физических параметров испытуемых образцов. Например, среднее значение пористости для песчанников зоны жирных и коксовых углей 5% из 779 определений при общем разбросе от 1,0 до 12,7%; среднее значение временного сопротивления сжатия 1010 кг/см^2 из 632 определений при общем разбросе отдельных значений от 220 до 2100 кг/см^2 и т. д. Как видим, средние значения физических параметров весьма приблизительно оценивают физические свойства горных пород, что приводит к массовым и дорогостоящим определениям физических свойств горных пород в процессе разведки шахтных полей. В связи с переходом горных работ в Донбассе на глубины 800—1200 м, значительно снизилась устойчивость горных выработок, появились выбросы песчанников. Это сказывается на производительности труда, себестоимости угля, удлиняет сроки сдачи новых глубоких шахт и горизонтов в эксплуатацию. В этой ситуации остро стоит вопрос о прогнозе горно-технических условий разработки месторождений угля на глубинах 800—1200 м по данным разведочного бурения. В практике геологи-разведчики для прогноза свойств горных пород строят литолого-прочностные карты. В основу построения таких карт положены литологический принцип и фактические данные по физико-механическим свойствам различных литотипов пород. Такие карты являются по сути дела картами фактического материала и не отражают закономерностей изменения свойств пород одной и той же литологической разности. Прогноз свойств, основанный на средних характеристиках литотипов горных пород, не может дать надежных результатов.

Изменение закономерностей формирования угленосных отложений под влиянием различных геологических факторов, как показали работы Ю. А. Жемчужникова и его учеников, идет направленно и разнообразно для различных литогенетических типов пород. Это может являться

геологической основой для правильного прогноза физических свойств горных пород. С этих позиций были обработаны данные, полученные геологоразведочными организациями Донбасса по песчаникам зоны жирных и коксовых углей юго-западной части Донецкого бассейна. Необходимо отметить, что с аналогичных позиций рассматривала этот вопрос А. П. Феофилова (1952) при изучении пористости углевмещающих отложений Донбасса. Однако и после работы А. П. Феофиловой абсолютное большинство исследователей физико-механических свойств угленосных отложений Донбасса продолжают использовать литологический подход при решении этих вопросов, игнорируя генетический. На основании геологического описания скважин, лабораторных определений различных физических параметров, выполненных лабораториями треста «Артемгеология», петрографического описания шлифов, песчаники зоны жирных и коксовых углей юго-западной части Донбасса были разделены на пять литофациальных типов.

Болотные отложения. К этим отложениям относятся песчаники с «кучерявой» структурой и песчаники подпочвы угольных пластов, выделяемые Л. Н. Ботвинкиной и др. (1956) в фацию БП. Мощность таких отложений 0,5—10 м. На основании 16 шлифов установлено, что песчаники этого типа имеют размер зерен 0,05—0,3 мм. Тип цемента у них преимущественно базальный, состав цемента глинистый. Минералогический состав песчаников: кварц (50—80%), полевые шпаты (5—10%), обломки пород (около 1%) и прочие минералы (иногда до 10%) карбонаты, как правило, отсутствуют, иногда же составляют 20% шлифа. Цемента 10—40%. Пористость болотных песчаников изучалась на 75 образцах и составила 3,1% при колебании единичных определений от 1,3 до 6,7%. Временное сопротивление сжатию изучалось на 57 образцах и составило 270 кг/см² при колебании единичных определений от 220 до 410 кг/см². Временное сопротивление на разрыв изучалось на 22 образцах и составило 32 кг/см² при колебании единичных определений от 26 до 40 кг/см².

Аллювиальные отложения. К этим отложениям относятся часто очень мощные разнозернистые песчаные пачки. Для них характерен четко выделяемый размыв в основании толщи, часто с горизонтом конгломератов или гравелитов. Амплитуда размыва значительна. Вверх по разрезу для аллювиальных отложений характерны: ритмичная сортировка материала по зернистости, ритмичное обогащение растительными остатками в том же направлении, закономерное изменение характера косой слоистости снизу вверх от крупной косой однонаправленной до мелкой косой слабовыраженной. Часто среди аллювиальных песчаников отмечается несколько горизонтов конгломератов и интервалов размыва. В этом случае наблюдается циклическое изменение указанных выше свойств по мощности песчаника. Л. Н. Ботвинкина и др. (1956) выделяют аналогичные песчаники в фацию АР. На основании 170 шлифов установлено, что аллювиальные песчаники имеют зерна размером 0,1—1,5 мм. Тип цемента у них контактный и поровый, часто регенерационный. Состав цемента кварцево-слюдистый и слюдистый. Минералогический состав песчаников — кварц (до 90%), полевые шпаты (5—15%), обломки пород (до 30%), карбоната (0—5%), прочие минералы (около 5%), цемента — 5—10%. Пористость аллювиальных песчаников изучалась на 500 образцах и составила 9,0% при колебании единичных определений от 6,1 до 12,7%. Временное сопротивление сжатию изучалось на 320 образцах и составило 1050 кг/см² при колебании единичных определений от 900 до 1300 кг/см². Временное сопротивление на разрыв изучалось на 450 образцах и составило 59 кг/см² при колебании единичных определений от 43 до 102 кг/см².

Интересно отметить, что при одноциклическом строении аллювиальных песчаников их физические свойства изменяются в разрезе снизу

вверх следующим образом: пористость уменьшается, временное сопротивление сжатию и временное сопротивление на разрыв увеличиваются. Аналогичное изменение пористости аллювиальных отложений Донбасса отметила еще А. П. Феофилова (1952).

Дельтовые отложения. К этим отложениям относятся мощные песчаные отложения, в которых иногда отмечается крупнозернистая фракция. В отличие от аллювиальных песчаников они редко имеют четкий размыв в основании толщи, однако если размыв и наблюдается, то он выражен очень плохо и имеет маленькую амплитуду. В этих песчаниках не отмечаются ритмичной сортировки зернистости и растительных остатков. Слоистость в них разнонаправленная, косая, часто плохо выраженная. В нижней части слоя по всей его мощности встречаются редкие глинистые и алевролитовые гальки. Этот тип отложений Л. Н. Ботвинкиной и др. (1956) выделяют в фацию ПР. На основании 24 шлифов установлено, что дельтовые песчаники имеют зерна размером 0,1—0,8 мм, тип цемента у них поровой и контактный, иногда регенерационный состав цемента — кварцево-глинисто-карбонатный. Минералогический состав песчаников: кварц (50—80%), полевые шпаты (5—15%), обломки пород (5—10%), карбонаты (1—15%), прочие минералы (около 4%); цемента 10—15%. Пористость дельтовых песчаников изучалась на 85 образцах и составила 6,0% при колебании единичных определений от 2,0 до 7,1%. Временное сопротивление сжатию изучалось на 60 образцах и составило 1150 кг/см² при колебании единичных определений от 950 до 1380 кг/см². Временное сопротивление растяжению изучалось на 51 образцах и составило 70 кг/см² при колебании единичных значений от 50 до 98 кг/см².

Прибрежно-морские отложения. Наиболее распространенный тип прибрежно-морских песчаных отложений в юго-западной части Донбасса фации ПП-ПВ (Ботвинкина и др., 1956). Эти отложения нередко образуют мощные песчаные пачки средне- и мелкозернистого состава, редко в них отмечается крупнозернистый материал. Весьма часто в таких песчаниках наблюдается общее погрубение материала к центральной части. Слоистость в них косая, мелкая, разнонаправленная, перекрестная, часто параллельная и очень плохо выраженная. Среди песчаных пачек весьма часто отмечается переслаивание песчаников и алевролитов. Растительный материал в них встречается редко. Иногда они вскипают с соляной кислотой. На основании 18 шлифов установлено, что данные песчаники имеют зерна размером 0,1—0,7 мм, тип цемента поровый и базальный, состав цемента кварцево-карбонатный. Иногда отмечается регенерация. Минералогический состав: кварц (40—70%), полевые шпаты (5—10%), обломки пород (5—10%), карбонаты (5—20%), прочие (около 2—3%), цемента 10—15%. Пористость таких песчаников изучалась на 43 образцах и составила 4,0% при колебании единичных определений от 1,0 до 5,1%. Временное сопротивление сжатию определялось на 70 образцах и составило 1300 кг/см² при единичных определениях от 1100 до 1600 кг/см², временное сопротивление растяжению — на 45 образцах и составило 80 кг/см² при единичных определениях от 60 до 101 кг/см².

Морские отложения. Для морских песчаных отложений юго-западной части Донбасса характерны тонкозернистые, хорошо отмытые, косоволнистые, зеленоватые с хорошо окатанными зернами песчаники, часто сильно окварцованные. В них отмечена морская фауна. Крупная зернистость в таких песчаниках не отмечается. По мощности они намного уступают всем выделенным выше типам. Растительные остатки в этих песчаниках не характерны, часто песчаники хорошо вскипают соляной кислотой. На основании 13 шлифов установлено, что морские песчаники имеют зерна размером 0,1—0,4 мм, тип цемента базальный и редко поровый, часто регенерационный, состав цемента кварцево-карбонатный. Под

микроскопом очень однородны и имеют плотную упаковку зерен. Минералогический состав: кварц (40—90%), полевые шпаты (10—20%), слюда (до 15%), обломки пород чрезвычайно редки, карбонаты (10—25%), прочие (около 1%), цемента 5—15%. Пористость таких песчаников изучалась на 29 пробах и составляет 2,7% при единичных определениях от 1,6 до 4,5%. Временное сопротивление сжатию изучалось на 35 пробах и составило 1600 кг/см² при частных определениях от 1400 до 2100 кг/см². Временное сопротивление на разрыв изучалось на 19 пробах и составило 90 кг/см² при единичных определениях от 80 до 120 кг/см².

Из приведенных материалов видно, что средние значения физических параметров песчаников не могут отражать действительной картины их физических свойств. Следовательно, один литологический подход к данной проблеме не может решить основные требования, предъявляемые угольной промышленностью к геологическим материалам. Необходимо переходить от составления литолого-прочностных карт кровль (почв) угольных пластов к лито-фациально прочностным картам: в последние вкладывается генетический смысл, и поэтому они будут отражать закономерные изменения физико-механических свойств пород, обусловленные сингенетическими и эпигенетическими изменениями. С аналогичных позиций нами рассматривались глинистые породы Донбасса (Верёда, Юрченко, 1968). И в этом случае наблюдается явная дифференциация свойств глинистых пород в зависимости от условий их образования. Следовательно, генезис угленосных отложений необходимо учитывать при прогнозе горно-технических условий эксплуатации угольных месторождений.

В последнее время в литературе появилось много работ о зависимости физических параметров пород от современной глубины залегания (Лысинов, 1965, Николин и др., 1968). Во всех этих работах не освещается влияния на физико-механические свойства литогенетических типов пород, а считается, что литотип один и тот же. На материалах Б. А. Лысинова рассмотрен этот вопрос с изложенных выше позиций. Оказалось, что в Донецко-Макеевском районе описанные Б. А. Лысиновым (1965) песчаники примерно однофациальные, однако все же намечается прямая связь между физическими параметрами и глубиной залегания. Например, пористость в интервале глубин от 450 до 1430 м уменьшается с 8,0 до 4,2%, временное сопротивление сжатию увеличивается на 40%, а временное сопротивление на разрыв увеличивается на 60%. Как будто, действительно, наблюдается прямая связь. Однако в этом же направлении уменьшается закономерно и показатель метаморфизма угольных пластов m_3 и m_5' , средний выход летучих веществ от 32% на глубине 450 м до 23% на глубине 1430 м. Изменение степени метаморфизма углей в современном структурном плане детально освещено в ряде работ, поэтому нельзя не учитывать эти закономерности.

На основании обработки приведенного материала установлено, что для однофациальных песчаников, залегающих на одной и той же глубине, уменьшение показателя степени метаморфизма в зоне жирных и коксовых углей всего на 5% влечет за собой уменьшение пористости на 40—50%, увеличение временного сопротивления сжатию на 15—25% и увеличение временного сопротивления на разрыв на 20—40%. Следовательно, физические свойства пород юго-западной части Донбасса изменяются в соответствии с их литологическими типами и степенью метаморфизма и не зависят от современной глубины залегания в пределах разведанных в Донбассе глубин (до 2000 м).

Проведенные исследования показали, что условия осадконакопления угленосных отложений в пределах зоны жирных и коксовых углей юго-западной части Донбасса являются основной причиной различия физических параметров песчаных отложений, при этом они же определяют зернистость, тип и минералогический состав. Предлагаемое решение

важного для угольной промышленности Донбасса вопроса о прогнозе физико-механических свойств осадочных пород может быть положено в основу решения обратной задачи: по комплексу генетических признаков осуществлять прогноз физических свойств пород, что принесет значительную экономию.

ЛИТЕРАТУРА

- Ботвинкина Л. Н. и др. Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Верёда В. С., Юрченко Б. К. Зависимости прочностных свойств аргиллитов от условий их образования. Литол. и полезные ископ., 1968, № 3.
- Лысинов Б. А. Влияние глубины залегания на свойства пород Донбасса. В сб.: Разработка угольных пластов на больших глубинах., М., Недра, 1965.
- Николин В. И. и др. Выбросоопасные породы больших глубин. Донецк, 1968.
- Феофилова А. П. К вопросу о причинах изменения пористости угленосных пород среднего карбона Донецкого бассейна.— В сб.: Памяти академика П. И. Степанова, Изд-во АН СССР, 1952.

Трест шахтной геологии
МУП УССР
Донецк

Дата поступления
16.1.1970

О СВОЙСТВАХ СВЯЗАННОЙ ВОДЫ ПРИ ПОВЫШЕННЫХ ТЕМПЕРАТУРАХ

А. М. БЛОХ

Показано, что поверхностные силы минеральных систем влияют на свойства воды в том же направлении что и повышающаяся температура. Поэтому поверхностная температура связанной воды всегда выше, чем реальная температура окружающей среды. Разница между поверхностной и реальной температурой тем больше, чем дисперснее минеральная система, меньше ее влажность и выше гидрофильность составляющих ее минералов. Повышенная поверхностная температура связанной воды определяет ее более высокую способность к растворению соединений с преобладанием ковалентной связи, к которым, в частности, относятся многие соединения металлов. Поэтому в природных условиях в обстановке диагенеза создаются возможности для перемещения таких соединений, которые в лабораторных условиях при одинаковых величинах температуры и давления мало растворимы или вообще нерастворимы.

Хорошо известно, что состояние и свойства воды в высокотемпературной области существенно отличаются от состояния и свойства воды при атмосферных условиях. Особенно ярко это сказывается на изменении ее растворяющих способностей. Многие соединения, нерастворимые или плохо растворимые в воде при атмосферных условиях, при высоких параметрах температуры и давления переходят в раствор (табл. 1).

Эти экспериментально установленные температурные различия в растворяющих свойствах воды, давно известные геологам, послужили основой для разделения процессов рудообразования на низкотемпературные и так называемые гидротермальные. Для каждой температурной области был установлен свой комплекс минералов-индикаторов, который характеризовал только ее и считался запрещенным для более высоких или более низких температур рудообразования. Широко развернувшиеся в последние десятилетия геохимические и минералогические исследования осадочных толщ показали, однако, неприемлемость такого жесткого разделения рудообразующих процессов по температурам их проявления. В условиях, отвечающих, например, диагенетическим обстановкам рудообразования, когда полностью исключаются возможности повышенных температур и давлений, неоднократно фиксировались минеральные ассоциации, считавшиеся характерными только для гидротермальных обстановок. Таким образом, растворяющие возможности воды в природных условиях оказываются далеко не такими, как это вытекает из результатов их экспериментального изучения.

Основной причиной расхождения экспериментальных и фактических данных является, скорее всего, то, что при их сравнении сопоставляются несопоставимые явления. Все сведения по растворимости получены для свободной воды или, как ее еще называют, воды в объеме, молекулы которой испытывают воздействия только со стороны себе подобных. Структура свободной воды и все ее свойства, включая способность к

Растворимость ряда соединений в воде при атмосферных и высокотемпературных параметрах

Соединения	Растворимость, г/100 г воды		Соединения	Растворимость, г/100 г воды	
	при атмосферных условиях	при 500°C и давлении 1000 бар		при атмосферных условиях	при 500°C и давлении 1000 бар
UO ₂	Не растворимо	0,02	GeO	0,43 (20°C)	870
Al ₂ O ₃	»	0,18	CaSO ₄	0,20 (20°C)	2
SnO ₂	»	0,3	BaSO ₄	0,000222 (18°C)	4
NiO	»	2,0	PbSO ₄	0,0045 (25°C)	11
Nb ₂ O ₅	»	2,8	Na ₂ SO ₄	52,9 (20°C)	430
Ta ₂ O ₅	»	3,0	CaCO ₃	CaCO ₃ Не раство-	
Fe ₂ O ₃	»	9,0		римо	12
BeO	0,00002 (30°C)	12	ZnS	34 · 10 ⁻¹¹ (18°C)	20,4
SiO ₂	Не растворимо	260	NaCl	35,7 (10°C)	56100

Примечания: 1) в скобках указана температура, при которой замерялась растворимость; 2) величины растворимости при атмосферном давлении взяты из «Справочника химика», т. 2, Госхимиздат, 1963, а при высокотемпературных параметрах — из работы Тедхайде (Todheide, 1966).

растворению компонентов, в полной мере определяются термодинамическими параметрами среды и закономерно меняются с изменением последних. В природных условиях, в которых идут процессы рудообразования, свободной воды практически нет. Поровая вода минеральных систем в основной своей массе является связанной. На ее структуре сказывается искажающее воздействие поверхностных сил минеральных частиц, и ее свойства при тех же величинах температуры и давления существенно отличны от свойств воды в объеме. Поэтому, распространяя на воду минеральных систем результаты изучения воды в объеме, мы совершаем ошибку, поскольку невольно приравниваем друг к другу по сути дела разные растворители.

Свойства связанной воды. Рассмотрим, в каком направлении поверхностные силы минеральных систем изменяют физические свойства и термодинамические характеристики связанной воды.

Плотность связанной воды, являясь в среднем более высокой, чем у воды в объеме, меняется по мере удаления от поверхности минеральной частицы не монотонно, а проходя через минимум. В монтмориллонитовой глине минимум плотности 0,97 г/см³ отмечается при влажности 60—70%; при влажностях не более 10—20% плотность воды 1,4—1,5 г/см³ (Anderson, Low, 1958). Иной характер имеет в минеральной системе и тепловое расширение воды: максимум плотности, отмечаемый в свободной воде при 4°, сдвигается в область более низких температур (Muller, Schuffe, 1968).

Вязкость воды в связанном состоянии повышена по сравнению с вязкостью воды в объеме. Степень ее превышения тем больше, чем меньше диаметр заключающей ее полости. З. М. Товбина (1967) указывает, что различия между вязкостью воды в капиллярах и объеме проявляются при радиусах капилляров вплоть до 0,01 мк. В. Л. Соболев, Н. В. Чураев (1959) обнаружили повышение вязкости воды в капиллярах радиусом до 0,5 мк, причем при радиусе 0,04 мк вязкость увеличивается на 20—30%.

Поверхностное натяжение связанной воды выше, чем воды в объеме. В глинистых суспензиях оно проявляется при достижении предела тиксотропности системы, т. е. минимальной концентрации глинистого материала, при которой возможны обратимые переходы гель — золь; при возрастании содержания глины в системе оно начинает быстро увеличиваться (Leonard, Low, 1964). Повышенное значение натяжения отмечается для воды, адсорбированной на боросиликатном стекле, кварце и сапфире, даже при влажностях 95% (Bennett, Zisman, 1969).

Упругость пара над слоем связанной воды несколько выше, чем над слоем свободной воды той же толщины (Дерягин, Зорин, 1955).

Интегральная теплоемкость связанной воды меньше теплоемкости воды в объеме (Злочевская, 1969). Величина дифференциальной теплоемкости показывает сложную зависимость от влажности системы. Например, в силикагелях при влажности 25% значение теплоемкости проходит через минимум (Березин и др., 1960).

Теплопроводность связанной воды, в общем превышая теплопроводность воды в объеме, оказывается тем больше, чем меньше толщина водной пленки. При ее толщине на стопах из пластинок слюды около 0,1 мк теплопроводность увеличивается по сравнению с теплопроводностью воды в объеме почти на два порядка (Мецик, Тимошенко, 1968).

Температура замерзания связанной воды значительно ниже 0°. Степень ее снижения тем больше, чем меньше воды в системе. Это наблюдалось, в частности, по данным дифференциального термического анализа, у современных глинистых осадков (Блох, и др., 1969). Для одной из изученных проб глины температура замерзания имевшейся в ней воды при влажности 40,6% составила -7° , а после приложения нагрузки 1500 кг/см^2 , когда влагосодержание уменьшилось до 11,5%, понизилось до -28° . Вода в капиллярах из пирекса диаметром 10 мк замерзает при $-32,13^\circ$, а при диаметре 4 мк — при -40° (Schufle, Venugopalan, 1967). Вода в незамерзшем состоянии в капиллярных системах малых радиусов фиксировалась физическими методами при температурах ниже -100° (Franks, 1968).

Удельная электропроводность связанной воды, определявшаяся для монтмориллонита, силикагеля и стеклянного порошка, составила при 25°C 10^{-5} ом/см (Fripiat a. oth., 1965), т. е. оказалась на три порядка выше, чем в воде в объеме при той же температуре. Повышенная электропроводность воды силикагеля качественно отмечалась также Ж. Андерсоном и Г. Перксом (Anderson, Parks, 1968). В. Б. Чернополенко (1960) обнаружила увеличение удельной проводимости в системе глина — вода по мере снижения ее влагосодержания, т. е. по мере возрастания степени интегральной измененности свойств остающейся в системе воды.

Степень диссоциации молекул связанной воды, определенная в монтмориллоните методом импульсного ЯМР, достигает при 25° 10^{-2} моль/л (Touillaux a. oth., 1968), превышая величину диссоциации свободной воды при той же температуре на шесть порядков.

Диэлектрическая постоянная связанной воды меньше, чем свободной. В системах глина — вода в зависимости от влагосодержания она меняется от 2—3 до 80. Ее величина в каолинитовой и бентонитовой глинах, изученных Е. Деегом и О. Хубером (Deeg, Huber, 1955), приближается к значениям, характерным для воды в объеме, лишь при влажностях более 90—100%. В слюде при зазоре между ее пластинами 2 мк диэлектрическая постоянная пленки воды составляет 10, при 5 мк — 20. Даже при значительно больших влажностях ее величина при комнатной температуре не превышает 60, т. е. соответствует диэлектрической постоянной свободной воды при 80—85° (Palmer a. oth., 1952).

*Интегральная энтропия*¹ связывания воды, по данным изучения изо-терм адсорбции водяного пара на каолините (Martin, 1960), показывает более высокие значения, чем энтропия свободной воды при одинаковых температурах. Большие положительные значения имеет при малых влажностях также дифференциальная энтропия. По мере увеличения влажности системы каолинит — вода дифференциальная энтропия снижается до отрицательных величин, проходит через минимум и затем вновь возрастает. Прохождение дифференциальной энтропии связанной воды

¹ Интегральная энтропия соответствует энтропии всей воды в системе глина — вода, а дифференциальная равна изменению энтропии воды в системе при добавлении ее новых порций.

через минимум отмечают также В. П. Дущенко и др. (1968) для силикагеля и С. Л. Коваленко, О. Л. Куриленко (1968) для органических пектиновых веществ. Положение минимума зависит от состава поверхности связывания. Для силикагелей он наблюдался при влагосодержаниях 10—20%, а для разных пектиновых веществ — 5—18%.

Степень ассоциации молекул связанной воды существенно отличается от той, которая определяет структуру воды в объеме. Молекулы воды, адсорбированные на поверхности глинистых минералов, при малых влажностях, равных по величине максимальной гигроскопической влагоемкости соответствующей глины (Сергеев и др., 1968), образуют рои, отделяющиеся друг от друга свободными от воды пространствами. В состоянии роев находятся также молекулы воды из межслоевых пространств глинистых минералов. Последнее вытекает из результатов изучения Ю. И. Тарасевичем и Ф. Д. Овчаренко (1966) с помощью метода ЯМР связанной воды монтмориллонита. Полученные данные говорят о том, что коэффициенты самодиффузии молекул воды, адсорбированных на поверхности глинистых частиц и координационно связанных с обменными катионами, имеют один порядок, а отсюда неизбежен вывод, что конфигурация структурных элементов воды на адсорбирующих поверхностях и в межслоевых пространствах глинистых минералов должна быть однозначной.

Данные об ассоциации молекул воды на минеральных поверхностях в форме отдельных роев имеются не только для глинистых минералов. Ассоциация гидроксильных групп в форме роев установлена методом ЯМР для воды на поверхности окиси магния (Webster a. oth., 1966). Разрыв непрерывности и образование «капель» воды на поверхности стекла отмечали Б. В. Дерягин (1947) и др. По данным термодинамических расчетов выявляется димерная ассоциация молекул воды, адсорбированной на ртути (Kemball, 1947).

Сравнение свойств связанной воды со свойствами воды в объеме при повышенных температурах. Кратко рассмотрим характер изменения свойств и термодинамических характеристик воды в объеме с увеличением температуры. При этом в отдельных случаях мы будем сравнивать эти свойства со свойствами тяжелой воды. Как известно, благодаря большей энергии дейтериевой связи структура тяжелой воды стабильнее, чем структура обычной воды (Блох, 1969). Сопоставляя свойства обоих изотопных соединений при одних и тех же параметрах температуры и давления, мы получаем возможность непосредственной оценки вклада структурного эффекта в их изменение и определения направленности его влияния.

Плотность воды в объеме по мере увеличения температуры достигает максимума при 4° и затем начинает уменьшаться. Для тяжелой воды максимум плотности приходится на 11,2°, составляя 1,0559 г/моль против 1,0000 г/моль для обычной воды при 4°. Таким образом, снижение структурированности воды, чему в общем способствует увеличение температуры, влечет за собой уменьшение ее плотности и смещение положения максимума плотности в область более низких температур.

Вязкость и натяжение воды с ростом температуры также снижается, а упругость пара, напротив, повышается. Теплоемкость воды при нагревании сначала уменьшается, достигая при 34,5° минимума, а затем начинает увеличиваться. При более высоких температурах повышается теплопроводность, электропроводность воды и степень ее диссоциации, снижается ее диэлектрическая постоянная, увеличивается энтропия. Размеры ассоциатов молекул воды уменьшаются вплоть до димеров, которые определяют структуру воды при близ- и надкритических температурах (Блох, 1969).

Структурные изменения, происходящие в воде по мере увеличения ее температуры, должны вести к смещению положения точки ее замерза-

ния в область более низких температур. Это вытекает из следующего. Как известно, при температуре воды до 20—30° воздействие температуры и приложенного давления на структуру и свойства воды однозначно — в обоих случаях структура воды разупорядочивается. Разупорядочивание структуры воды под влиянием давления приводит к смещению точки замерзания воды в область температур ниже 0°, вплоть до —20°, и это смещение прекращается и сменяется на обратное лишь после того, как приложенная нагрузка достигает величины, при которой обычная модификация льда I переходит в более плотную разновидность льда III (Frank, 1968; рис. 1). Следует ожидать, что в том же направлении будет смещаться точка замерзания воды и при термальном разрушении ее структуры. Справедливость этого предположения подтверждается еще и тем, что температура замерзания тяжелой воды, со свойственной ей более устойчивой структурой, составляет 3,8°, а в обычной снижается до 0°.

При сравнении общего характера изменения состояния и свойств связанной воды с изменениями, происходящими в воде в объеме с увеличением ее температуры, намечаются многие черты сходства. Действительно, как и у связанной воды, энтропия жидкой воды с ростом температуры увеличивается, размеры ассоциатов ее молекул уменьшаются, вплоть до преобладания при очень высоких температурах димерных ассоциатов. При повышении температуры понижается величина диэлектрической постоянной воды, растет упругость пара, электропроводность, теплопроводность, степень диссоциации. Температура замерзания воды в высокотемпературном состоянии также должна была бы быть ниже 0°. Теплоемкость, как и в случае связанной воды, проходит по мере увеличения температуры через минимум. Много общего у связанной и высокотемпературной воды в характере плотностных изменений, особенно в отношении смещения температуры максимума плотности. Только тесно связанные друг с другом величины вязкости и натяжения меняются у связанной воды не так, как у свободной, но здесь сказывается специфичность влияния поверхностных сил.

Аналогия между влиянием температуры и поверхностных сил на свойства воды имеет глубокий характер и проявляется на молекулярном уровне. Как известно, молекула воды обладает собственным дипольным моментом 1,844 *дебая*, зависящим от характера ее электронной поляризации, а последняя, в свою очередь, определяется углом НОН и межпротонным расстоянием $d_{\text{H}_2\text{O}}$ в молекуле воды. При возникновении водородной связи между молекулами угол НОН и величина $a_{\text{H}_2\text{O}}$ уменьшается, а дипольный момент возрастает до 2,60 *дебая*. При увеличении температуры воды вместе с ослаблением водородной связи происходит соответствующее изменение указанных параметров молекул воды и, как следствие, изменение свойств воды как ионизирующего растворителя. Влияние поверхностных сил на параметры связанных молекул воды аналогично: одновременно с ослаблением и искажением системы водородной связи, свойственной жидкому состоянию воды, увеличивается угол НОН и величина $d_{\text{H}_2\text{O}}$ молекулы (Гвахария и др. 1969) и соответственно понижается ее дипольный момент (Негас а. оth., 1965).

Понятие поверхностной температуры. Таким образом, характер и направленность воздействия на состояние и свойства воды поверхностных сил и температуры оказывается в общем одинаковым. Аналогичному как, оценивая степень воздействия растворенных компонентов на структуру воды, говорят о структурной температуре водных растворов (Бернал, Фаулер, 1934; Блох, 1969), можно сказать о поверхностной температуре связанной воды, подразумевая под этим степень влияния поверхностных сил на ее структуру и свойства.

В общем виде понятие поверхностной температуры можно сформулировать так: **поверхностная температура связанной воды — это темпе-**

ратура, при которой свободная вода имеет однозначную степень ассоциации и диссоциации молекул воды.

В приведенном определении не случайно не говорится о соответствии всех свойств связанной и свободной воды. Воздействие на структуру воды поверхностных сил и температуры имеет свои специфические особенности и потому не может полностью соответствовать друг другу. Достаточно напомнить о таком структурно-чувствительном свойстве воды, как вязкость, на которую поверхностные силы и температура влияют в противоположных направлениях. В то же время в воздействии на степень ассоциации и диссоциации молекул воды, а через нее на величину диэлектрической постоянной, удельной электропроводности, энтропии, и, в конечном счете, на полярные свойства воды их влияние однонаправленно.

Приведенные выше литературные данные показывают, что величина электропроводности связанной воды на три порядка превышает величину электропроводности воды в объеме при комнатных условиях. Соответственно, на шесть порядков больше степень ее диссоциации и до величин 10—20 снижается диэлектрическая постоянная. Направленность изменения этих параметров воды под влиянием поверхностных сил такая же, как у свободной воды при увеличении ее температуры. Отсюда может следовать вывод, что поверхностная температура связанной воды значительно выше реальной температуры окружающей среды и поверхностные силы влияют на полярные свойства воды аналогично возрастающей температуре. Равным образом под действием поверхностных сил должны меняться растворяющие способности связанной воды.

Растворяющая способность связанной воды. В литературе отсутствуют сведения об исследованиях, специально поставленных для изучения растворяющих свойств связанной воды. Для оценки этих свойств и степени их отличия от растворяющей способности воды в объеме можно, однако, воспользоваться многочисленными данными по химическому составу поровых растворов природных минеральных систем, поскольку, как будет показано ниже, даже при очень больших влажностях дисперсных минеральных систем имеющаяся в них вода испытывает искажающее воздействие поверхностных сил и потому должна рассматриваться как связанная.

Данные разных авторов о минерализации поровых растворов в сравнении с такими для циркулирующих в тех же вмещающих породах свободных вод или в случае изучения донных грунтов, лежащих выше морских и озерных вод, противоречивы. З. В. Пушкина (1963), М. З. Лопотко и др. (1968), С. И. Набоко (1968) показывают, что поровые воды содержат больше растворенных компонентов, чем свободная вода. Противоположные данные приводят А. Г. Алиев и др. (1966) и Н. П. Затенечкая (1968).

Более определенны результаты изучения дифференциальной минерализации поровых вод, т. е. минерализация порций воды, последовательно отдавливаемых из породы по мере увеличения приложенного к ней давления. Суммарная концентрация растворенных компонентов оказывается тем ниже, чем больше нагрузка, при которой вода удалялась из вмещающей породы. Это явление впервые отметил П. А. Крюков (Бунеев и др., 1947) и в дальнейшем неоднократно подтверждали другие исследователи (Козин, Мжачик, 1958; Ломтадзе, 1959; Котова, 1965; Manheim, 1966). К числу компонентов, содержание которых уменьшается в каждой последующей порции отдавливаемой воды, относятся ионы K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , S^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} , т. е. ионы, определяющие основной состав поровых растворов. В то же время изменение концентрации многих малых элементов и растворенного органического вещества имеет обратную тенденцию; их содержание в порциях воды, удаленных из минеральной системы при более высоких нагрузках,

часто оказывается большим, чем в воде, отжатой при меньшем давлении. Например, в поровых водах черноморских илов, отжатых при нагрузке 200 кг/см^2 , содержание J и Br равно 2,7 и 41,9 мг/л, а после 8000 кг/см^2 — соответственно 13 и 48 мг/л; В 6 мг/л при 25 кг/см^2 и 23 мг/л при 8000 кг/см^2 (Красинцева, Корунова, 1968).

Вследствие этого в поровых растворах часто фиксируются резко повышенные содержания растворенных элементов. Поровая вода осадков Каспийского моря, вскрытых скважиной в южной его части на глубине 300 м от поверхности дна, содержит по сравнению с осадками с глубины 9 м Си в 50 раз, Рb в 75 раз, Vi в 138 раз и Ag в 50 раз больше (Пушкина, 1963). А. Г. Алиев и др. (1966) отметили возрастание в поровых водах мезозойских отложений Северного Дагестана содержания I, Br, В.

Изменение растворяющей способности воды в объеме с увеличением температуры. Растворимость разных соединений в воде в объеме также неоднородна, одна группа лучше растворяется при более высоких температурах, а другая имеет обратный температурный коэффициент растворимости. Обобщив имеющиеся данные по растворимости электролитов при $20\text{—}350^\circ$, И. С. Галинкер, М. Л. Гавриш (1967) показали, что в первую группу попадают легко и умеренноплавкие соли с температурой плавления не более 600° , в которых преобладают ковалентные связи (иодиды, бромиды, хлориды и т. д.), а во вторую — электролиты с большой долей ионных связей и температурой плавления более $830\text{—}850^\circ$ (сульфаты, карбонаты, фосфаты и т. д.). Разные температурные коэффициенты растворимости солей из обеих групп следует связывать с изменением полярности воды по мере увеличения ее температуры. Полярные соединения, к которым относятся соли с ионным типом связи и растворимости которых благоприятствует высокая плотность растворителя, должны лучше растворяться при комнатных условиях, а малополярные соли с ковалентным типом связи — при более высоких температурах, по мере снижения полярности воды.

Закономерность, подмеченная И. С. Галинкером и М. Л. Гавришем для электролитов должна быть действительна и для комплексных соединений, среди которых также выделяются ионный и ковалентный типы связи. В качестве примера аддендов группы ионных комплексов можно привести ионы F^- , Co_3^{2-} , NO_3^- , SO_4^{2-} , а центральных ионов — ионы K^+ , Na^+ , Be^{2+} , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Al^{3+} , Sc^{3+} , лантаноидов. Соответственно ковалентные комплексы образуют анионы I^- , Br^- , Cl^- , катионы Hg^{2+} , Bi^{3+} , Pb^{2+} , Tl^+ , Ag^+ и т. д. (Яцимирский, 1953). Константы диссоциации многих неорганических комплексов определены только для стандартных условий и мало известны при повышенных температурах. Из имеющихся экспериментальных данных, систематизированных Г. К. Хелгесоном (1967), можно, однако, определить, что ионные комплексы SO_4^{2-} , HSO_4^- , H_2S , HS^- , HCO_3^- , H_2CO_3 с ростом температуры становятся менее устойчивыми, чем при 25° , а хлоридные комплексы с ковалентной связью при 25° почти полностью диссоциированы и наибольшую устойчивость приобретают в области повышенных и надкритических температур.

Сравнение растворяющей способности связанной воды и воды в объеме. Напомним, что при отжатии из пород поровой воды минерализация отдельных ее порций, полученных при разных нагрузках, неодинакова. Первые порции, полученные при меньших нагрузках, более обогащены растворенными компонентами, чем последующие. Снижение общей минерализации происходит за счет уменьшения содержания ионов K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} . В то же время концентрация многих малых элементов, в том числе Pb^{2+} , Bi^{3+} , I^- , Br^- , возрастает.

Такие разнонаправленные изменения растворимости компонентов в поровых водах весьма близки к изменениям, которые претерпевают

растворимости тех же компонентов в свободной воде при увеличении ее температуры. Действительно, ионы, уменьшающие свое содержание в каждой последующей порции отжатой воды, являются именно теми компонентами, соединения которых имеют отрицательный температурный коэффициент растворимости в свободной воде. Ионы малых элементов,

Таблица 2

Состав поровых вод, отжатых из торфа при разных нагрузках
(аналитики — Е. Е. Щербаков, В. Н. Беляев)

Приложенное Давление, кг/см ²	рН	Общая минерализация, г/л	Содержание, мг/л						Общая жесткость, немецкие градусы	
			Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Fe ²⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻		SO ₄ ²⁻
14	2,50	9,18	960	299	822	510	Нет	121	6464	82,50
17	2,90	8,81	1139	298	786	120	»	208	6156	84,49
141	2,65	9,76	1322	398	689	13	»	277	6062	76,54
4500	3,65	6,85	970	319	629	6	»	969	3959	67,60

концентрация которых в поровых водах увеличивается, образуют соединения, отличающиеся положительным температурным коэффициентом растворимости. Исключение составляет ион Cl⁻, содержание которого в каждой последующей порции отжатых поровых вод, по данным большинства исследователей, снижается, но для которого, тем не менее, характерны соединения с преимущественно ковалентной связью и положительным температурным коэффициентом растворителя. Следует, однако, отметить, что имеются и противоположные данные, свидетельствующие о возрастании содержания иона Cl⁻ в поровых водах по мере увеличения нагрузки, которая прилагалась для их отжатия. Таковы, например, результаты эксперимента по отжатию поровых вод из пробы торфа, проведенного нами совместно с В. Ф. Симонено и В. М. Пантелеевым (табл. 2).

Таким образом, как и при рассмотрении физических свойств связанной воды, намечается односторонность воздействия возрастающих температуры и поверхностных сил на растворяющую способность воды. Это еще раз свидетельствует в пользу того, что поверхностная температура связанной воды минеральных систем выше температуры окружающей среды.

Количество связанной воды в природных минеральных системах. Для оценки геологической значимости повышенной поверхностной температуры связанной воды следует представлять себе, какое количество этой воды может быть в природных минеральных системах.

Один из наиболее подходящих методов, позволяющих констатировать наличие в системе связанной или свободной воды, — метод ЯМР широких линий, с помощью которого можно определять степень подвижности молекул воды. Последняя, как известно, зависит от характера взаимодействия молекул. У свободной воды, молекулы которой испытывают воздействие только со стороны себе подобных, и связанной воды, на состояние молекул которой влияют поверхностные силы, степень подвижности молекул будет различна. Мерой подвижности молекул воды в минеральных системах служит ширина линии поглощения ΔН в спектрах протонного резонанса, которая непосредственно связана со временем корреляции (Эйгелес и др., 1969).

При изучении с помощью этого метода глинистых осадков было обнаружено, что величина ΔН при влажности глин до 72,5% на три порядка выше величины, свойственной воде в объеме (табл. 3). По мере увеличения влагосодержания образца она испытывает тенденцию к понижению. Для порового раствора, отпрессованного из пробы

З под нагрузкой 3 кг/см^2 , величина ΔH имеет нормальное для свободной воды значение $0,0006 \text{ гаусс}$ против $0,5 \text{ гаусс}$, пока этот же раствор находился в системе глина — вода. Все это свидетельствует о том, что влияние поверхностных сил проявляется на всем объеме имеющейся в глине воды.

Значительное содержание связанной воды в природных осадках устанавливают и другие исследователи. Р. Муней и др. (Mooney a. oth., 1952) отмечали аномальные значения плотности воды в бентонитовой глине, свидетельствующие об измененности свойств этой воды по сравнению со свойствами воды в объеме,

Таблица 3

Ширина линии поглощения ΔH в глинах, по данным ЯМР широких линий (определяла Н. Д. Миловидова)

№№ проб	Наименование проб и их местонахождение	Влажность, %	Ширина ΔH , гаусс
1	Современная ленточная глина, район Ленинграда	35,8	0,8
		33,7	0,8
		33,3	0,8
		18,8	0,9
		17,2	1,0
		15,6	0,8
3	Современная иольдиевая глина, р. Маткожня, Карельская АССР	10,0	1,0
		72,5	0,5
		64,3	0,5
		54,2	0,5

при влажностях до 100%, а по данным Д. Андерсона и др. (Anderson a. oth., 1963), аномальная плотность свойственна всей массе воды суспензии бентонитовой глины.

М. З. Лопотко и др. (1968) относят к связанной всю воду сапропелей при их влажности до 50%. Р. И. Злочевская (1969) считает, что количество связанной воды в системе глина — вода соответствует влажности полного набухания системы.

Таким образом, даже при очень больших влажностях осадков содержащийся в них поровый раствор имеет повышенную поверхностную температуру и соответственно иные физические свойства, чем раствор того же состава, но находящийся вне сферы влияния поверхностных сил.

Выводы. 1. Вода в природных минеральных системах испытывает влияние поверхностных сил, которые изменяют ее физические свойства в том же направлении, что и увеличивающаяся температура. Поэтому поверхностная температура связанной воды, т. е. температура, при которой вода в объеме имеет однозначную степень ассоциации и диссоциации молекул воды, всегда выше реальной температуры окружающей среды. Разница между поверхностной и реальной температурами тем больше, чем: а) дисперснее минеральная система; б) меньше ее влажность; в) выше гидрофильность составляющих ее минералов.

2. Повышенная поверхностная температура связанной воды определяет ее более высокую способность к растворению соединений с преобладанием ковалентной связи, к которым, в частности, относятся многие иодиды, бромиды, хлориды и комплексные образования с ионами металлов в качестве лигандов. Растворимость в связанной воде соединений с преобладанием ионной связи снижается.

3. Благодаря специфичным растворяющим свойствам связанной воды, приближающимся к свойствам воды при высоких температурах, в обстановке диагенеза создаются возможности для перехода в раствор и перемещения в пространстве таких соединений, которые в лабораторных условиях при одинаковых величинах температуры и давления оказываются малорастворимыми или нерастворимыми вообще.

4. При оценке свойств воды в минеральных системах и расшифровке природных процессов рудообразования следует всегда помнить о характере влияния на них поверхностных сил систем и существенном отличии этих свойств от тех параметров, которые мы получаем при экспериментах с водой в объеме. Отмечаемая аналогия между влиянием на свойства воды температуры и поверхностных сил служит еще одним

подтверждением ранее высказанной мысли (Блох, 1968) о возможности единого подхода к рассмотрению причин перераспределения материала при диагенезе, эпигенезе, метаморфизме и гидротермальных изменениях как к частным проявлениям одного и того же процесса растворения, определяемого состоянием структуры растворителя.

ЛИТЕРАТУРА

- Алиев А. Г., Алиева Г. А., Осика Д. Г. Характер распределения J_2 , $Bг_2$, NH_4 и бора в горных растворах и пластовых водах нефтяных месторождений Северного Дагестана.— *Геохимия*, 1966, № 12.
- Березин Г. И., Киселев А. В., Синицын В. А. Теплоемкость адсорбированной системы силикагель — вода.— *Докл. АН СССР*, 1960, т. 135, № 3.
- Бернал Дж., Фаулер Р. Структура воды и ионных растворов.— *Успехи физ. наук*, 1934, т. 14, № 5.
- Блох А. М. Модель структуры воды Марио Аджено в связи с вопросами геологии. В сб.: Значение структурных особенностей воды и водных растворов для геологических интерпретаций, М., «Недра», 1968.
- Блох А. М. Структура воды и геологические процессы. М., «Недра», 1969.
- Блох А. М., Моисеев Б. М., Назаров А. А., Ломтадзе В. Д. О температурах замерзания воды в природных глинах в зависимости от влагосодержания.— *Докл. АН СССР*, 1969, т. 187, № 1.
- Бунеев А. Н., Крюков П. А., Рентгартен Б. В. Опыт отжимания растворов из осадочных горных пород.— *Докл. АН СССР*, 1947, т. 57, № 7.
- Галингер И. С., Гавриш М. Л. Систематика растворимости электролитов для температурной области существования жидких водных растворов.— *Хим. технология*, 1967, вып. 8, № 3.
- Гвахария В. Г., Квливидзе В. И., Киселев В. Ф., Пылова М. Б., Цицишвили Г. В. О природе протонных центров в каталитически активных цеолитах.— *Докл. АН СССР*, 1969, т. 188, № 2.
- Дерягин Б. В., Гольдманский В. И., Карасев В. В. Исследование полимолекулярной адсорбции и конденсации паров в стекле оптическим методом.— *Докл. АН СССР*, 1947, т. 57, № 7.
- Дерягин Б. В., Зорин З. М. Исследование поверхностной конденсации и адсорбции паров вблизи насыщения оптическим микрополяризационным методом.— *Ж. физ. химии*, 1955, т. 29, вып. 10.
- Дущенко В. П., Панченко М. С., Романовский И. А., Слиякова И. Б. О взаимодействии влаги с модельными капиллярнопористыми гидрофильными материалами.— *Инж.-физ. ж.*, 1968, т. 15, № 4.
- Затеная Н. П. Поровые воды глинистых пород и их значение в гидрогеологии и инженерной геологии.— В сб.: Поровые растворы и методы их изучения. Минск, «Наука и техника», 1968.
- Злочевская Р. И. Связанная вода в глинистых грунтах. М., Изд-во МГУ, 1969.
- Коваленко С. Л., Куриленко О. Д. Термодинамика связывания воды пектиновыми веществами.— *Изв. высш. уч. завед., Пищев. технол.*, 1968, № 6.
- Козин А. Н., Мжаич К. И. Исследование водных растворов коренных пород, полученных методом их отпрессовывания при высоких давлениях.— *Тр. Гипростокнефть*, 1958, вып. 1.
- Котова М. С. Об изменении состава и минерализации поровых вод при выжимании их из глин.— *Зап. Ленингр. горн. ин-та*, 1965, т. 48, вып. 2.
- Красинцева В. В., Корунова В. В. Влияние давления и температуры на состав выделяющегося раствора при отжимании ила.— В сб.: Поровые растворы и методы их изучения. Минск, 1968, стр. 191.
- Ломтадзе В. Д. Результаты исследований воды, отжатой из глинистых отложений различной степени литификации.— *Изв. высш. уч. завед., Геол. и разв.*, № 9, 1959.
- Лопотко М. З., Миронов А. М., Пунтус Ф. А. Отделение и характеристика поровых вод сапропелей.— В сб.: Поровые растворы и методы их изучения. Минск, «Наука и техника», 1968, стр. 87.
- Мецик М. С., Тимошенко Г. Т. Исследование теплопроводности тонких пленок жидкостей, граничащих с поверхностью твердого тела.— В сб.: Поверхностные явления в расплавах и близлежащих из них твердых фазах. Кишинев, 1968.
- Набоко С. И. Роль поровых растворов в гидротермальном минералообразовании и метаморфизме пород.— В сб.: Поровые растворы и методы их изучения. Минск, «Наука и техника», 1968, стр. 95.
- Пушкина З. В. Поровые воды современных, четвертичных и плиоценовых отложений Южного Каспия.— *Литол. и полезн. ископ.*, 1963, № 3.
- Сергеев Е. М., Злочевская Р. И. и др. Связанная вода и прочность глин.— *Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.*, № 3, 1968.
- Соболев В. Д., Чураев Н. В. Измерение вязкости жидкостей в микрокапиллярах. Тезисы 4-й конференции по поверхностным силам. М., 1969.

- Тарасевич Ю. И., Овчаренко Ф. Д. Природа взаимодействия воды с поверхностью монтмориллонита. I. Исследование термической дегидратации катионзамещенного монтмориллонита методом инфракрасной спектроскопии.— Укр. хим. ж., 1966, т. 32, № 11.
- Товбина З. М. Вязкость водных растворов в капиллярах силикагеля.— В сб.: Исслед. в обл. поверхн. сил., М., «Наука», 1967.
- Хелгесон Г. К. Комплексобразование в гидротермальных растворах. М., «Мир», 1967.
- Черногоренко В. Б. Исследование системы часовьярская глина — вода методом электропроводности.— Коллоидн. ж., 1960, т. 22, № 6.
- Эйгелес М. А., Моисеев Б. М., Марченко В. Б., Федоров Л. И., Милонидова Н. Д. Изучение состояния воды на поверхности минералов методом ЯМР.— Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 5.
- Яцимирский К. Б. Устойчивость комплексных соединений в водных растворах.— Усп. химии, 1953, т. 22, вып. 4.
- Anderson D. M., Leaming G. F., Sposito G. Volume changes of a thixotropic sodium bentonite suspension during sol—gel—sol transition. *Science*, 1963, v. 141, No. 3585, p. 1040.
- Anderson D. M., Low P. F. The density of water adsorbed by lithium,— sodium — and potassium — bentonite. *Soil Sci. Soc. America, Proc.* 1958, v. 22, No 2, 99.
- Anderson J. H., Parks G. A. The electrical conductivity of silica gel in the presence of adsorbed water. *J. Phys. Chem.*, 1968, v. 72, No. 10, p. 3662.
- Bernett M. K., Zisman W. A. Effect of adsorbed water on wettung properties of borosilicate glass, quartz and sapphire. *J. Colloid and Interface Sci.*, 1969, v. 29, No. 3, p. 413.
- Deeg E., Huber O. Dielektrische Eigenschaften einiger Tonmassen in Dezimeterwellengebiet in Abhängigkeit vom Wassergehalt. *Ber. Deutsch. Keram. Ges.*, 1955, B. 32, No. 9, s. 261.
- Frank E. U. *Supercritical water*. Endeavour, 1968, 27, No. 101, 55.
- Franks F. The role of water structure in disperse systems. *Chem. and Industry*, 1968, No. 18, 560.
- Fripiat J. J., Jelli A., Poncelet G., Andre J. Thermodynamic properties of adsorbed water molecules and electrical conduction in montmorillonites and silicas. *J. Phys. Chem.*, 1965, v. 69, No. 7, p. 2185.
- Heras J. M., Viscido de Heras L., Welder G., Suhrmann R. Estudios de quimisorción de agua sobre películas metálicas muy puras. II. Quimisorción y descomposición de moléculas de agua a bajas temperaturas sobre superficies purísimas de níquel. *An. Asoc. quim. Argent.*, 1965, t. 53, No. 3-4, p. 163.
- Kemball C. The adsorption of vapours on mercury. III. Polar substances. *Proc. Roy. Soc., ser. A*, 1947, v. 190, No. 1020, p. 117.
- Leonard R. A., Low P. H. F. Effect of gelation on the properties of water in clay systems. *Clay Minerals Bull.*, 1964, v. 12, p. 311.
- Manheim F. T. A hydraulic squeezer for obtaining interstitial water from consolidated and unconsolidated sediments. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1966, No. 550C, p. 256.
- Martin R. T. Water vapor sorption on kaolinite: entropy of adsorption. *Clay minerals, Bull.* 1960, 8, p. 102.
- Mooney R. W., Keenan A. G., Wood L. A. Adsorption of water vapor by montmorillonite. II. Effect of exchangeable ions and lattice swelling as measured by X-ray diffraction. *J. Amer. Chem. Soc.* 1952, v. 74, No. 6, p. 1371.
- Muller R. H., Schuffe J. A. Shift in temperature of maximum density of water in capillaries. *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, No. 10, p. 3345.
- Palmer L. S., Cunliffe A., Hough J. M. Dielectric constant of water films. *Nature*, 1952, v. 170, No. 4332, p. 796.
- Schuffe J. A., Venugopalan M. Specific volume of liquid water to -40°C . *J. Geophys. Res.*, 1967, v. 72, No. 12, p. 3271.
- Todheide K. *Wässrige Lösungen bei hohen Drucken und Temperaturen*. *Ber. Bunsenges. physik. Chemie*, 1966, B. 70, No. 9-10, 1022.
- Teuillaux R., Salvador P., Vandermeersche C., Fripiat J. J. Study of water layers adsorbed on Na- and Ca-montmorillonite by the pulsed nuclear magnetic resonance technique. *Israel J. Chem.*, 1968, v. 6, No. 3, p. 337.
- Webster R. K., Jones T. L., Anderson P. J. Proton magnetic resonance studies of adsorbed water on magnesium oxide. *Proc. Brit. Ceram. Soc.*, 1966, No. 5, p. 153.

ВИМС
Москва

Дата поступления
13.XI.1969

УДК 543.6 : 545

ПОЛУКОЛИЧЕСТВЕННЫЙ СПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЦЕЛЯХ

Я. Э. ЮДОВИЧ, Ю. И. ГОЛЬДБЕРГ, Г. Е. ЮШКОВА, Т. И. ИВАНОВА,
М. Б. СОКОЛОВ

Проанализированы источники ошибок при производстве полуколичественного спектрального анализа геологических проб. Даны рекомендации по методике представления и обработки данных анализа.

Полуколичественный спектральный анализ (ПСА) — самый массовый вид анализа геологических проб. Ежегодно в нашей стране проводится несколько миллионов таких анализов, причем в подавляющем большинстве это анализы металлометрических проб по методу просыпки, который позволяет широко применять автоматизированные схемы.

ПСА имеет замечательные особенности: высокую чувствительность определения большинства элементов, обычно на уровне 0,001%, в сочетании с очень широким кругом (30—40) определяемых за один прием элементов. Несмотря на эти достоинства и массовое применение ПСА, мнения геологов относительно использования данных этого анализа резко расходятся. Некоторые, забывая о приближенности результатов и ошибках ПСА, публикуют средние содержания элементов, вычисленные с точностью до 4—5 значащих цифр после запятой, что, разумеется, лишено всякой достоверности. Другие авторы, напротив, считают ПСА настолько «неточным», что вообще избегают пользоваться полуколичественными данными, лишая себя громадной информации. При этом обычно понятие «точность» ошибочно отождествляют с понятием правильность.

Между тем до разработки массовых количественных методов, способных вытеснить ПСА, пока далеко, и последний долго еще будет незаменим при решении ряда важных геохимических задач. Применение ПСА требует отчетливого представления о возможностях и ограничениях этого метода, а также учета последних теоретических и экспериментальных исследований ПСА. Предлагая вниманию читателей эту работу, авторы преследовали такие цели: а) обобщить исследования ПСА, важные для практики; б) изложить свои предложения о представлении результатов, оценке ошибок и способах обработки данных ПСА.

Общепринятого определения полуколичественного спектрального анализа нет. В применении к спектральному анализу вообще используются следующие термины: качественный, полуколичественный, приближенный количественный. Рационально определить разновидности спектрального анализа по следующим признакам.

К а ч е с т в е н н ы й а н а л и з. Указывается только наличие или отсутствие элемента «есть», «нет», «следы» — или грубо определяется концентрация, не выражаемая конкретным числом «мало», «много», «очень мало», «слабые линии», «сильные линии». Сюда же следует отнести и такое выражение, когда концентрация оценивается с точностью только до: 0,00 n; 0,0 n% и т. д. В настоящее время в большинстве лабораторий от

- Тарасевич Ю. И., Овчаренко Ф. Д. Природа взаимодействия воды с поверхностью монтмориллонита. I. Исследование термической дегидратации катионзамещенного монтмориллонита методом инфракрасной спектроскопии.— Укр. хим. ж., 1966, т. 32, № 11.
- Товбина З. М. Вязкость водных растворов в капиллярах силикагеля.— В сб.: Исслед. в обл. поверхн. сил., М., «Наука», 1967.
- Хелгесон Г. К. Комплексобразование в гидротермальных растворах. М., «Мир», 1967.
- Черногоренко В. Б. Исследование системы часовьярская глина — вода методом электропроводности.— Коллоидн. ж., 1960, т. 22, № 6.
- Эйгелес М. А., Моисеев Б. М., Марченко В. Б., Федоров Л. И., Миловидова Н. Д. Изучение состояния воды на поверхности минералов методом ЯМР.— Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 5.
- Яцимирский К. Б. Устойчивость комплексных соединений в водных растворах.— Усп. химии, 1953, т. 22, вып. 4.
- Anderson D. M., Leaming G. F., Sposito G. Volume changes of a thixotropic sodium bentonite suspension during sol — gel — sol transition. *Science*, 1963, v. 141, No. 3585, p. 1040.
- Anderson D. M., Low P. F. The density of water adsorbed by lithium,— sodium — and potassium — bentonite. *Soil Sci. Soc. America, Proc.* 1958, v. 22, No 2, 99.
- Anderson J. H., Parks G. A. The electrical conductivity of silica gel in the presence of adsorbed water. *J. Phys. Chem.*, 1968, v. 72, No. 10, p. 3662.
- Bernett M. K., Zisman W. A. Effect of adsorbed water on wettung properties of borosilicate glass, quartz and sapphire. *J. Colloid and Interface Sci.*, 1969, v. 29, No. 3, p. 413.
- Deeg E., Huber O. Dielektrische Eigenschaften einiger Tonmassen in Dezimeterwellengebiet in Abhängigkeit vom Wassergehalt. *Ber. Deutsch. Keram. Ges.*, 1955, B. 32, No. 9, s. 261.
- Frank E. U. *Supercritical water*. Endeavour, 1968, 27, No. 101, 55.
- Franks F. The role of water structure in disperse systems. *Chem. and Industry*, 1968, No. 18, 560.
- Fripiat J. J., Jelli A., Poncelet G., Andre J. Thermodynamic properties of adsorbed water molecules and electrical conduction in montmorillonites and silicas. *J. Phys. Chem.*, 1965, v. 69, No. 7, p. 2185.
- Heras J. M., Viscido de Heras L., Welder G., Suhrmann R. Estudios de quimisorción de agua sobre películas metálicas muy puras. II. Quimisorción y descomposición de moléculas de agua a bajas temperaturas sobre superficies purísimas de níquel. *An. Asoc. quim. Argent.*, 1965, t. 53, No. 3-4, p. 163.
- Kemball C. The adsorption of vapours on mercury. III. Polar substances. *Proc. Roy. Soc., ser. A*, 1947, v. 190, No. 1020, p. 117.
- Leonard R. A., Low P. H. F. Effect of gelation on the properties of water in clay systems. *Clay Minerals Bull.*, 1964, v. 12, p. 311.
- Manheim F. T. A hydraulic squeezer for obtaining interstitial water from consolidated and unconsolidated sediments. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1966, No. 550C, p. 256.
- Martin R. T. Water vapor sorption on kaolinite: entropy of adsorption. *Clay minerals, Bull.* 1960, 8, p. 102.
- Mooney R. W., Keenan A. G., Wood L. A. Adsorption of water vapor by montmorillonite. II. Effect of exchangeable ions and lattice swelling as measured by X-ray diffraction. *J. Amer. Chem. Soc.* 1952, v. 74, No. 6, p. 1371.
- Muller R. H., Schuffe J. A. Shift in temperature of maximum density of water in capillaries. *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, No. 10, p. 3345.
- Palmer L. S., Cunliffe A., Hough J. M. Dielectric constant of water films. *Nature*, 1952, v. 170, No. 4332, p. 796.
- Schuffe J. A., Venugopalan M. Specific volume of liquid water to -40°C . *J. Geophys. Res.*, 1967, v. 72, No. 12, p. 3271.
- Todheide K. Wässrige Lösungen bei hohen Drucken und Temperaturen. *Ber. Bunsenges. physik. Chemie*, 1966, B. 70, No. 9-10, 1022.
- Teuillaux R., Salvador P., Vandermeersche C., Fripiat J. J. Study of water layers adsorbed on Na- and Ca-montmorillonite by the pulsed nuclear magnetic resonance technique. *Israel J. Chem.*, 1968, v. 6, No. 3, p. 337.
- Webster R. K., Jones T. L., Anderson P. J. Proton magnetic resonance studies of adsorbed water on magnesium oxide. *Proc. Brit. Ceram. Soc.*, 1966, No. 5, p. 153.

ВИМС
Москва

Дата поступления
13.XI.1969

УДК 543.6 : 545

ПОЛУКОЛИЧЕСТВЕННЫЙ СПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЦЕЛЯХ

Я. Э. ЮДОВИЧ, Ю. И. ГОЛЬДБЕРГ, Г. Е. ЮШКОВА, Т. И. ИВАНОВА,
М. Б. СОКОЛОВ

Проанализированы источники ошибок при производстве полуколичественного спектрального анализа геологических проб. Даны рекомендации по методике представления и обработки данных анализа.

Полуколичественный спектральный анализ (ПСА) — самый массовый вид анализа геологических проб. Ежегодно в нашей стране проводится несколько миллионов таких анализов, причем в подавляющем большинстве это анализы металлометрических проб по методу просыпки, который позволяет широко применять автоматизированные схемы.

ПСА имеет замечательные особенности: высокую чувствительность определения большинства элементов, обычно на уровне 0,001%, в сочетании с очень широким кругом (30—40) определяемых за один прием элементов. Несмотря на эти достоинства и массовое применение ПСА, мнения геологов относительно использования данных этого анализа резко расходятся. Некоторые, забывая о приближенности результатов и ошибках ПСА, публикуют средние содержания элементов, вычисленные с точностью до 4—5 значащих цифр после запятой, что, разумеется, лишено всякой достоверности. Другие авторы, напротив, считают ПСА настолько «неточным», что вообще избегают пользоваться полуколичественными данными, лишая себя громадной информации. При этом обычно понятие «точность» ошибочно отождествляют с понятием правильность.

Между тем до разработки массовых количественных методик, способных вытеснить ПСА, пока далеко, и последний долго еще будет незаменим при решении ряда важных геохимических задач. Применение ПСА требует отчетливого представления о возможностях и ограничениях этого метода, а также учета последних теоретических и экспериментальных исследований ПСА. Предлагая вниманию читателей эту работу, авторы преследовали такие цели: а) обобщить исследования ПСА, важные для практики; б) изложить свои предложения о представлении результатов, оценке ошибок и способах обработки данных ПСА.

Общепринятого определения полуколичественного спектрального анализа нет. В применении к спектральному анализу вообще используются следующие термины: качественный, полуколичественный, приближенный количественный. Рационально определить разновидности спектрального анализа по следующим признакам.

К а ч е с т в е н н ы й а н а л и з. Указывается только наличие или отсутствие элемента «есть», «нет», «следы» — или грубо определяется концентрация, не выражаемая конкретным числом «мало», «много», «очень мало», «слабые линии», «сильные линии». Сюда же следует отнести и такое выражение, когда концентрация оценивается с точностью только до: 0,00 n; 0,0 n% и т. д. В настоящее время в большинстве лабораторий от

столь грубого метода анализа отказались. «Качественное» выражение результатов иногда еще используется в случае очень малого количества вещества для анализа (менее 10 мг).

Количественный анализ. Оценка концентрации элемента в пробе производится по интенсивности или функции от интенсивности — почернению на фотопластинке спектральной линии, причем измерение почернения производится на фотометре с обязательным использованием «внутреннего стандарта» — определенного элемента или фона.

Полуколичественный анализ¹. Оценка концентрации элемента производится обычно без фотометрирования: по методу «появления линии», визуальным сравнением почернения линии элемента в пробе с почернением линии того же элемента в эталоне, по эталонировочным графикам с учетом количества «ступенек» в методе ступенчатого ослабления М. М. Клера и т. д. Точность оценки может быть различной, например порядок может делиться на 2, 3, 4 и даже большее число частей.

Выражение результатов в баллах. Основное уравнение спектрального анализа, связывающее интенсивность линии спектра элемента (I) и содержание элемента в пробе (x) выглядит как: $\lg I = a \cdot \lg x + \lg b$ где: a — параметр условий возбуждения спектра, b — параметр, зависящий от поглощения излучаемой волны в газовом облаке источника (Катченков, 1964). Эталонировочные графики, построенные в координатах « $\lg I - \lg x$ » — прямые линии. Из приведенного уравнения вытекает важное следствие: если мы оперируем не с логарифмами содержаний, а с самими содержаниями x , то оценка этих содержаний имеет тенденцию к скачкообразности, к «дискретности». Это означает, что при ПСА аналитик скорее ошибается в какое-то число раз, нежели на какое-то число (Дубов, 1963). Например, при истинном содержании элемента в пробе 0,015% аналитик может равновероятно получить 0,005 или 0,045, в обоих случаях ошибившись в три раза. Среднее арифметическое из этих крайних значений дает число, не отвечающее истинному среднему ($0,005 + 0,045 : 2 = 0,025$), а среднее геометрическое $\sqrt{0,005 \cdot 0,045} = 0,015$ соответствует истинному.

Таким образом, сама специфика метода заставляет делить шкалу концентраций на неравные интервалы так, чтобы каждый результат отличался от предыдущего и последующего в определенное число раз, или, как говорят, имел «одинаковый модуль». Так, есть предложение делить шкалу концентраций на части, кратные $\sqrt[n]{10}$, где $n=2,3,4$ (Лончих, Мешалки, 1964, 1967; Мешалкин, 1964).

Наиболее удобно делить шкалу на интервалы, кратные логарифмам содержаний. На две части порядок обычно делят правильно, например 0,1—0,3 и 0,3—1,0%. Но при более дробном делении порядка часто без всякого основания применяют равномерную шкалу, например 0,1—0,4; 0,4—0,7 и 0,7—1,0%. Поэтому следует подчеркнуть, что деление порядка на равные интервалы противоречит сущности ПСА и является грубой методической ошибкой.

Обычно лаборатории выдают результаты ПСА в весовых процентах отдельными числами или только указанием интервала содержаний. Такая форма данных очень неудобна для дальнейшей обработки, особенно в самом важном для практики случае — при массовых (например, металлометрических) анализах, когда число данных измеряется тысячами. Во-первых, приходится для низких содержаний выписывать много нулей, когда неизбежны ошибки и потеря времени. Во-вторых, очень трудно обрабатывать данные при необходимости какого-то предварительного пересчета. Например, крайне трудоемка работа по пересчету данных ПСА, выраженных в весовых процентах на золу угля, в проценты на весь

¹ Грамматический термин «полуколичественный» неудачен, но он слишком «прижился» и отказываться от него нецелесообразно.

уголь. В-третьих, возникает необходимость кодирования содержаний в весовых процентах какими-то простыми числами при вводе данных в ЭВМ наиболее распространенных конструкций.

Известно, что многие лаборатории выдают результаты анализа в некоторой условной шкале «баллов» концентраций. Эти шкалы бывают либо чисто качественными, например: 5 — «много», 6 — «очень много» и т. д., либо полуколичественными, обозначающими просто номер определенного интервала концентраций, например: следы—1; 0,001—0,003—2; 0,003—0,01—3 и т. д. Эти «номера» рассматривались обычно лишь как средство упрощения записи: «нумерация интервала вводится для сокращения записи результатов» (Лонцих, Недлер, Райхбаум, 1959, стр. 46). Однако можно подобрать уравнение, приближенно связывающее баллы с логарифмами концентраций: b (балл) $\approx a \cdot \lg x + b_0$, где: a — число частей, на которые поделен порядок, b_0 — балл, обозначающий содержание 1%, x — середина логарифмического интервала группировки концентраций.

Из приведенной формулы видно, что, если логарифмы содержаний определяемых компонентов имеют нормальное распределение, баллы, связанные с ними линейной зависимостью, распределены также нормально. Это сильно упрощает все операции по статистической обработке результатов ПСА в баллах.

Как видно из табл. 1, каждый балл однозначно соответствует определенному содержанию. Например, при $a=4$ балл 7 получится так: $4 \cdot \lg 0,004 + 16,5 = 4 \cdot 3,625 + 16,5 = 7$ и т. д.

В табл. 1 дано сопоставление нескольких шкал баллов, позволяющее сравнивать анализы разных лабораторий, переведя их предварительно в одну шкалу. Разумеется, при таком сравнении можно огрублять более точный результат, но нельзя сделать обратное.

Если одна лаборатория делит порядок на 3, а другая на 4 части, то сравнивать придется только в системе первой лаборатории.

Из таблицы видно также, что фактически порядок делится не на 4, 3, 2 части, а более дробно: на 8, 6, 4 части, для чего используются «половинки» баллов. Этим подчеркнута условность более дробного деления, его субъективность; выдавая результат 7,5 балла, аналитик уверен только в первой цифре, а половина балла означает, что концентрация несколько больше 7, но, по-видимому, меньше 8 баллов. Как мы увидим далее, ни единичный, ни средний результат нельзя выразить точнее, чем до 0,5 балла в любой шкале.

Наличие функциональной связи между баллами и логарифмами концентраций позволяет всю обработку анализов производить в баллах и лишь на последней стадии, если потребуется, выразить результаты в \lg процентов или непосредственно в процентах. Формулы, связывающие средний балл (\bar{b}) со средним логарифмом концентрации ($\overline{\lg x}$) и дисперсию в баллах (S_b^2) с дисперсией логарифмов концентрации (S_{\lg}^2) выглядят так:

$$\overline{\lg x} = \frac{\bar{b} - b_0}{a} \cdot \tilde{x} \text{ (среднее геометрическое)} = 10^{\overline{\lg x}}$$

$$S_{\lg}^2 = \frac{S_b^2}{a^2}$$

Среднее геометрическое (\tilde{x}) — это, вообще говоря, несколько заниженная оценка истинного среднего. Если появится необходимость кроме среднего логарифма и среднегеометрического значения вычислить «несмещенную оценку» истинного среднего самих концентраций (\hat{X}), то согласно Р. И. Дуброву и В. З. Фурсову (1966)

$$\lg \hat{x} = \overline{\lg x} + \frac{S_{\lg}^2}{0,8686}$$

Сопоставление шкалы содержаний в вес. % и баллах

Вес. %		Баллы			Вес. %		Баллы		
Порядок	Средины логарифмических интервалов	a=4	a=3	a=2	Порядок	Средины логарифмических интервалов	a=4	a=3	a=2
10 ⁻⁵	Менее 0,0001	Менее	Менее	Менее	10 ⁻²	2,5	10	7,5	5
		0,5	0,5	0,5		3	10,5	8	5,5
10 ⁻⁴	1	0,5	0,5	0,5	10 ⁻¹	4	11	8	5,5
	1,3	1	1	0,5		5,5	11,5	8,5	6
	1,5	1,5	1	1		7,5	12	9	6
	2,5	2	1,5	1		1	12,5	9,5	6,5
	3	2,5	2	1,5		1,3	13	10	6,5
	4	3	2	1,5		1,5	13,5	10	7
	5,5	3,5	2,5	2		2,5	14	10,5	7
7,5	4	3	2	3	14,5	11	7,5		
10 ⁻³	1	4,5	3,5	2,5	10 ⁰	4	15	11	7,5
	1,3	5	4	2,5		5,5	15,5	11,5	8
	1,5	5,5	4	3		7,5	16	12	8
	2,5	6	4,5	3		1	16,5	12,5	8,5
	3	6,5	5	3,5		1,3	17	13	8,5
	4	7	5	3,5		1,5	17,5	13	9
	5,5	7,5	5,5	4		2,5	18	13,5	9
7,5	8	6	4	3	18,5	14	9,5		
10 ⁻²	1	8,5	6,5	4,5					
	1,3	9	7	4,5					
	1,5	9,5	7	5					

при условии логарифмически-нормального распределения концентраций \bar{X} . Наконец, если понадобится получить значение дисперсии не логарифмов концентраций, а самих концентраций, то

$$S_x^2 = \frac{(\bar{X})^2 \cdot S_b^2}{0,43 a^2}, \text{ или } S_x^2 \approx 2,3 \cdot S_{lg}^2 \cdot (\bar{X})^2.$$

Для выяснения важной характеристики анализа — коэффициента вариации, или относительной ошибки определения содержаний (X), можно использовать следующую приближенную формулу

$$Vx\% \approx 1,5 S_b/a \cdot 100.$$

Формула выведена при условии логнормального распределения концентраций, где среднее геометрическое (\bar{X}) приближенно принимается как оценка истинного среднего.

Выражение результатов ПСА в баллах значительно облегчает ввод информации в электронно-вычислительные машины, потому что гораздо проще вводить (на перфоленду или на перфокарты) целые числа от 1 до 20, чем дробные, например 4 вместо 0,00075. Кроме того, в целом ряде практических задач обратный переход от баллов к процентам и даже логарифмам вообще не требуется.

В частности, коэффициент корреляции, вычисленный для баллов, будет эквивалентен коэффициенту корреляции для логарифмов содержаний.

Воспроизводимость и правильность анализа. Если бы одна и та же проба многократно анализировалась при полном соблюдении одинаковых условий, то почернение линий на фотопластинке или количество «ступенек» при анализе со ступенчатым ослабителем по методу Клера было бы одинаковым и аналитик оценил бы концентрацию одним и тем же баллом. В этом случае ошибка воспроизводимости была бы равна

нулю. В реальных условиях почернение фотопластины не остается постоянным вследствие влияния целого ряда случайных факторов, и аналитик, оценивая почернение, дает как верные, так и неверные баллы, завышающие или занижающие истинное содержание.

Как известно, наилучшей оценкой² ошибки воспроизводимости является среднее квадратичное отклонение S . Это отклонение можно определить либо многократным анализом одной и той же пробы, либо целой серией двукратных (или трех-, четырехкратных) анализов различных проб. Использование расчетов по второму способу, по В. В. Налимову (1960), предпочтительнее. Этот автор использует формулу:

$$S_{\text{воспр}}^2 = \frac{\sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n (x_{ij} - \bar{x}_i)^2}{m(n-1)}$$

где: n — число повторных определений каждой пробы,

m — число проб, \bar{x}_i — среднее значение по каждой пробе.

Для двукратных определений Г. А. Шейнина и Р. Д. Герасимов (1965) предлагают другую формулу, позволяющую оперировать не с анализами, а с разницей между повторными анализами. В несколько измененной записи (пренебрегаем поправкой Шеппарда) формула выглядит так:

$$S_{\text{воспр}}^2 = \frac{\sum (\Delta b)^2 - n(\overline{\Delta b})^2}{2(n-1)} \quad (1),$$

где $S_{\text{воспр}}^2$ — дисперсия воспроизводимости в баллах, Δb — расхождения между параллельными определениями в баллах, $\overline{\Delta b}$ — среднее расхождение, n — число проб, проанализированных два раза каждая.

Очевидно, при повторении анализа одних и тех же проб в одинаковых условиях, какие бы отклонения мы ни получали, среднее отклонение должно быть равно нулю. Поэтому, вообще говоря, величина $\overline{\Delta b}$ должна быть нулем. Однако фактически Δb не равно нулю, и надо знать, можно ли им пренебречь или нет. Значимость Δb оценивается с помощью критерия Стьюдента $t = \frac{\overline{\Delta b} \cdot \sqrt{n}}{S_{\Delta b}}$. Если (при $n > 10$ и уровне значимости 5%) $t \leq 2 +$

$+\frac{1,4}{n-5}$, то $\overline{\Delta b}$ незначимо отличается от нуля (Хальд, 1956), и можно пользоваться упрощенной формулой. Как видим, в формуле критерия t есть величина $S_{\Delta b}$, которую мы не вычисляли. Однако поскольку $S_{\Delta b}^2 = \frac{\sum \Delta b^2 - n \cdot (\overline{\Delta b})^2}{n-1}$, то ясно, что величина $S_{\Delta b}^2 = 2S_{\text{воспр}}^2$.

Окончательно получаем $t = \frac{\overline{\Delta b} \cdot \sqrt{n}}{\sqrt{2} \cdot S_{\text{воспр}}}$

Коснемся вопроса об определении природной — «геохимической» дисперсии. Как известно, общая дисперсия значений признака — сумма частных дисперсий, каждая из которых вызвана влиянием какого-то фактора $S_{\text{общ}}^2 = S_1^2 + S_2^2 + \dots + S_n^2$. Если пренебречь влиянием факторов опробования, сокращения и обработки проб, которые при продуманной методике практически не влияют на общую дисперсию (Беус и др., 1965), то

² Это справедливо для нормального распределения ошибок. Как показано В. С. Мищенко (1965), С. В. Лончихом, С. Д. Мешалкиным (1964), ошибки ПСА распределены по логнормальному закону, что означает нормальное распределение ошибок, если они выражены в баллах.

последнюю можно рассматривать как сумму только двух дисперсий: природной (первичные вариации содержаний элемента) и аналитической (вариации, вызванные неполной воспроизводимостью анализа):

$$S_{\text{общ}}^2 \approx S_{\text{прир}}^2 + S_{\text{анал}}^2$$

Считается необходимым для определения природной дисперсии вначале рассчитать аналитическую дисперсию, а затем определить природную дисперсию: $S_{\text{прир}}^2 \approx S_{\text{общ}}^2 - S_{\text{анал}}^2$. Однако существует способ расчета природной дисперсии, без предварительного вычисления общей и аналитической дисперсий. В самом деле, внутрилабораторный контроль (параллельный анализ дубликата пробы) можно представить себе как двукратную процедуру, при которой отсутствуют систематические расхождения между результатами анализов, а случайные ошибки независимы и имеют одинаковое распределение. В этом случае, согласно Я. Б. Шору (1962), выполняется приближенное равенство

$$S_{\text{прир}}^2 \approx \frac{1}{n-1} \cdot \sum_1^n (x_1 - \bar{x}_1)(x_2 - \bar{x}_2),$$

где: $x_{1,2}$ — содержания элемента в первой и второй серии определений; $\bar{x}_{1,2}$ — среднее содержание элемента в этих сериях. Следовательно, имея некоторое число анализов с параллельными (спектральных или химических), мы можем сразу определить важную геохимическую характеристику: природную дисперсию содержаний.

В практике нередко возникает необходимость сравнения воспроизводимости результатов двух лабораторий (или одной, но за разные годы), если результаты выдаются в разных кодах, т. е. при различных a и b_0 . Например, лаборатория раньше выдавала только два балла на порядок ($a=2$), а с некоторого времени, при той же методике анализа, стала делить порядок более дробно, выдавая уже 4 балла на порядок ($a=4$). В этом случае не требуется заново определять ошибку воспроизводимости ($S_{\text{воспр}}^2$). Как показано в работах С. В. Лончиха, Л. Д. Мешалкина (1964), В. В. Налимова (1960), существует соотношение: $S_1/a_1 = S_2/a_2 = \dots = S_i/a_i$.

Следовательно, $\frac{S_1}{S_2} = \frac{a_1}{a_2}$, т. е. ошибка воспроизводимости, автома-

тически увеличивается во столько раз, во сколько новое «а» больше старого «а». Поэтому при переходе (с соблюдением прочих равных условий анализа) от деления порядка на 2 части к делению порядка на 4 части ошибка воспроизводимости возрастет вдвое.

«Правильность» анализа характеризуется величиной систематических ошибок (Шаевич, 1959). Мы можем выделить пять типов систематических ошибок ПСА.

1. Ошибка «природы анализа». Логарифмический вид зависимости интенсивностей линий от концентраций элемента в пробе заставляет, как уже говорилось, делить порядок на неравные интервалы. Ошибка, возникающая при этом, хорошо видна при делении порядка на две части $1 \cdot 10^n - 3 \cdot 10^n$ и $3 \cdot 10^n - 10 \cdot 10^n$. Поскольку распределение баллов нормально, то при анализе пробы, содержащей, например, 0,30% элемента, баллы, относящиеся к обеим частям порядка, будут встречаться одинаково часто. Но, поскольку вторая часть порядка вдвое шире первой, должна появиться систематическая ошибка, завышающая истинное содержание. Действительно, систематические ошибки ПСА имеют обычно положительный знак при прочих равных условиях.

2. Ошибки «условий анализа». Например, несоответствие состава проб составу основы эталонов. Хорошо известно, что именно это — основ-

ной источник грубейших систематических ошибок (Беренштейн, Фалькова, 1967; Беус, Григорян, 1965; Беус и др., 1965).

3. Ошибки «группирования», вызванные тем, что баллы отвечают только серединам интервалов. Это равносильно измерению длины линейкой, где на каждые 10 см приходится только 4 цифры, а все промежуточные «подтягиваются» к ним.

4. Ошибки «чувствительности измерительного прибора». Роль прибора выполняет глаз аналитика, при помощи которого подсчитывается число «ступенек» аналитической линии данного элемента (в методе М. М. Клера) или определяется близость почернения к почернению линии эталона. В частности, при снятии конечного результата с эталонировочного графика в координатах «баллы — число ступенек» ошибка в $\pm 0,3$ ступеньки дает ошибку в 0,5 балла.

5. Ошибки «измерительной шкалы прибора», т. е. ошибки визуального считывания баллов с графика. Поскольку величина b_0 равна 16,5, нет смысла выдавать единственный результат точнее, чем до 0,5 балла — это и есть уже наперед заданная «ошибка шкалы». Как указывает И. В. Чупеев (1964), точность визуальных методов спектрального анализа зависит от контрастности фотоматериала, параметров спектра, прибора для ослабления интенсивности спектра и прибора для просмотра спектра. Судя по тексту, автор все погрешности, вызванные этими причинами, считает случайными.

Очевидно, только две из выделенных нами ошибок должны рассматриваться особо. Три последние, несмотря на их «систематический» характер, автоматически учитываются при расчете Δb . Вероятно, именно тремя последними ошибками может вызываться значимое отличие «смещения» ($\bar{\Delta b}$) от нуля при небольшой повторности равноточных контрольных опытов. При большом числе анализов эти систематические отклонения, имеющие разные знаки, должны взаимно компенсироваться и $\bar{\Delta b}$ не должно значимо отличаться от нуля.

Наоборот, когда контрольный анализ выполняется неравноточным методом, при достаточном числе анализов значимое отличие смещения от нуля — ясное указание на систематическую ошибку типа 1 и 2, которую надо устранить. Удобство формулы (1) заключается в том, что и S необходимое для оценки воспроизводимости, и $\bar{\Delta b}$, необходимое для оценки систематической ошибки, в ней рассчитываются одновременно.

Изложенные соображения мы проверяли на материалах спектральной лаборатории Института геологии Коми АН СССР. Уровень лаборатории можно считать средним, типичным для большинства лабораторий, обслуживающих геологов. Анализ выполняется с применением 10-ступенчатого ослабителя по методике М. М. Клера, результаты выдаются в баллах с делением порядка на 4 части. Проба в количестве около 30 мг испаряется из кратера вертикального графитового электрода в активированной дуге переменного тока при силе тока 10—15—20 а, напряжением 220 в, ширине щели 7 мк, в течение около 7 мин. Спектры получаются на приборе ИСП-22 и фотографируются на пластинках «тип II», чувствительностью 22 ед. ГОСТ.

Случайные ошибки (воспроизводимости) изучались двумя независимыми способами: а) по результатам многократного анализа внутрилабораторного стандарта (гранита) и б) по результатам двух десятков парных определений в широком диапазоне содержаний.

Результаты многократных анализов внутрилабораторного стандарта. Этот стандарт используется в лаборатории для повседневного внутреннего контроля стабильности условий съемки и с этой целью снимается на каждую пластинку. Мы использовали 323 анализа стандарта за многие месяцы работы лаборатории: из них 183 анализа стандарта сделаны одним аналитиком и 140 — другим (табл. 2, графы 5 и 6). Изученные данные в табл. 2 позволяют заключить следующее:

Результат изучения ошибки воспроизводимости ПСА

Элементы	Двукратные анализы						Многократные анализы					
	1		2		3		4		5		6	
	S	V _x %	S	V _x %	S	V _x %	S	V _x %	S	V _x %	S	V _x %
Be	0,35	12,95	0,54	19,98	0,42	15,54	0,24	8,88	1,24	46,2	1,18	44,2
Mn	0,56	20,72	0,47	17,39	0,64	23,68	0,27	9,99	1,03	38,4	0,99	37,2
Ga			0,44	16,28	0,78	28,86	0,16	5,92	0,87	34,7	1,18	44,2
Cu	0,79	29,23	0,49	18,13	0,84	31,08	0,28	10,36	0,67	25,2	0,80	30,0
V	0,66	24,42	0,40	14,80	1,10	40,70	0,21	7,77	0,74	27,0	0,62	28,2
Ti	1,12	41,44	0,51	18,87	0,63	23,31	0,42	15,54	1,29	44,7	1,19	44,7
Zr	0,81	29,97	0,59	21,83	0,42	15,54	0,58	21,46	1,18	44,4	1,21	45,5
Ba	0,67	24,79	0,47	17,39	0,58	21,46	0,24	8,88	0,95	35,9	0,79	27,4
Y	0,49	18,13	0,36	13,32	0,79	29,23	0,30	11,10	1,06	39,9	1,60	60,0
Sr			0,36	13,32								
Ni	0,66	24,42	0,64	23,68	0,98	36,46	0,25	9,25				
Co	0,40	14,80					0,24	8,88				
Cr	0,51	18,87					0,19	7,03				

Все результаты выданы в системе $a=4,1-20$ парных анализов, аналитик—В. А. Галибин (Институт земной коры при Ленинградском университете); 2—37 парных анализов, аналитики—Т. И. Иванова, Г. Е. Юшкова (Институт геологии Коми ФАН СССР); 3—13 парных анализов, аналитик—Т. В. Корельская (Воркутинская КГРЭ); 4—двукратная расшифровка одной и той же пластинки (21 проба), аналитик—Т. И. Иванова; 5—140 анализов гранита, аналитик—Г. Е. Юшкова; 6—183 анализа гранита, аналитик—Т. И. Иванова.

1. Величина $S_{\text{воспр}} = 1 \pm 0,3$ балла. Не видно ясной зависимости S от порога чувствительности. Тот факт, что одни элементы (V, Cu) определяются точнее других, связано, видимо, с особенностями возбуждения их спектров.

2. Коэффициенты вариации (относительные ошибки) = 25,2 (Cu) — 60,0% (Y).

3. Оба аналитика практически одинаково определяют почти все элементы и систематически расходятся в определении Ga, Ba.

Результаты парных определений. Были проанализированы 37 проб различных пород по два раза каждая, причем номера контрольных проб были зашифрованы. Анализу подвергались различные породы с широкими вариациями в содержании элементов. Из табл. 2 (графа 2) видно, что ошибки воспроизводимости получились порядка $0,50 \pm 0,15$ балла, т. е. более низкие, чем в первом эксперименте. Видимо, это объясняется тем, что анализы были выполнены почти в одно время, и на них не отразились такие факторы случайных ошибок, как разные фотоматериалы, вариации силы тока и др. Относительные ошибки от 13—14 (Sr, Y, V) до 20—23% (Be, Zr, Ni) (в среднем около 18%).

Оценим теперь значимость «смещения» — величины Δb . Максимальное смещение 0,64 (Ni), минимальное — 0,36 (Y). С помощью критерия t устанавливаем, что для всех элементов смещение мало отличается от нуля, что и должно иметь место при равноточных повторениях опыта.

В целом по результатам обоих экспериментов можно оценить среднюю ошибку воспроизводимости лаборатории: для всех элементов около одного балла. Примерное постоянство S согласуется с данными Р. И. Дубова (1967) о том, что величина среднего абсолютного отклонения логарифмов содержаний практически постоянна во всем диапазоне концентраций. То, что у нас используется квадратичное, а не абсолютное отклонение и баллы вместо логарифмов, конечно, не меняет дела.

Ряд зашифрованных дубликатов проб был нами направлен также в лаборатории Ленинградского университета и Воркутинской КГРЭ. Результаты показаны в табл. 2 (графы 1, 3). Очевидно, различия воспроизводимости определения тех или иных элементов в разных лаборато-

рых объясняются вариациями методик анализа; однако в целом результаты разных лабораторий достаточно близки, что указывает на то, что ПСА в этих лабораториях выполняется в достаточно стабильных условиях.

Особый интерес представляет графа 4 табл. 2. Это редкий случай, когда аналитик случайно повторил расшифровку одной и той же пластинки. Следовательно; здесь выявлена в «чистом виде» ошибка чувствительности измерительного прибора. Если принять общую ошибку анализа в 1 балл, то указанная ошибка составит около 25% от общей. Очень большая ошибка, полученная для Zg — результат «промаха», например, грубой ошибки в записи и, конечно, не типична.

Систематические ошибки изучались на следующем материале: а) по результатам анализов на Си и Мп, проконтролированных в химической лаборатории Института геологии Коми ФАН СССР; б) по результатам анализов межлабораторного стандарта (гранита); в) по результатам анализа пробы золы углей, проконтролированных в ИГЕМ АН СССР и Воркутинской КГРЭ.

Ошибки определения меди и марганца. Результаты определения меди и марганца методом ПСА и химическим анализом были взяты нами из материалов В. И. Чалышева, А. И. Елисева, Э. С. Щербакова. Оказалось, что для меди ПСА систематически завышает содержания на 27%. Для марганца систематическая ошибка отсутствует.

Ошибка анализов межлабораторного стандарта. Результаты 20-кратного анализа стандарта ИГЕМ АН СССР (гранит) показали, что для большинства элементов получается некоторое расхождение результатов с истинными, но все эти отклонения малы, что устанавливаем по критерию t .

Ошибки анализа зол углей. Может показаться, что приведенные выше результаты свидетельствуют о высокой точности ПСА. К сожалению, рассмотренные ошибки отнюдь не могут считаться «настоящими» систематическими ошибками. Известно, что основной источник систематических ошибок спектрального анализа — несоответствие состава анализируемых проб составу основы эталонов. В рассмотренных случаях обе лаборатории (Коми ФАН СССР и ИГЕМ) использовали близкие эталоны на гранитной или кварцевой основе, к тому же наши графики были предварительно скорректированы по стандарту ИГЕМ, что и дало в итоге хорошую сходимость результатов.

Совершенно иные получаются результаты, если анализы выполняются на эталонах, сильно отличающихся по составу от анализируемых проб. Для выявления систематических ошибок три пробы золы углей анализировались в ИГЕМ (контрольные анализы, принимаемые далее за «истинные») и в лабораториях Института геологии, и Воркутинской КГРЭ. Для уменьшения случайных ошибок в лаборатории направлялись зашифрованные дубликаты проб, вычислялось среднее по каждой лаборатории, и лишь после этого результаты сравнивались между собой. Анализы Института геологии выполнены с эталонами на гранитной основе, анализы Воркутинской КГРЭ — на основе золы углей Воргашорского месторождения, которая по составу сильно отличается от анализируемой. Для сопоставления с контролем результаты всех лабораторий выражены в системе «три балла на порядок», т. е. $a=3$, $b_0=12,5$. Поскольку состав всех трех проб близок, можно рассчитать систематические ошибки как среднее из трех результатов (табл. 3).

Как видно из таблицы, контроль обнаружил систематические ошибки в обеих лабораториях (напомним, что ошибка в 3 балла означает здесь сдвиг на порядок, в 2 балла — на $2/4$ порядка и т. д.). Без ошибки ($\pm 0,5$ балла) определяется только Ве, Мп, Ga, V (Институт геологии), Ва, Y, Cu, Pb (Воркутинская КГРЭ). Остальные элементы в обеих лабораториях определяются с большими ошибками, достигающими в случае

Сравнение результатов анализа золы углей, выполненных в Институте геологии Коми ФАН СССР (2) и Воркутинской КГРЭ (3) с контрольными анализами ИГЕМ АН СССР (1). Результаты в баллах ($a=3$, $b_0=12,5$)

Элементы	Пробы 74/3 ^н , 74/3 ^е , 74/х									Систематическая ошибка	
	Содержанке	Отклонение		Содержание	Отклонение		Содержание	Отклонение			
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2
Be	5,5	0	-1,5	6,5	-1,5	-2,5	5	0	-2	-0,5	-3
As	5,5	+1,5	Н. о.	6,5	+1,5	Н. о.	—	—	Н. о.	+1,5	?
Sc	6,5	+2,5	+0,5	7,5	+2,5	-1,5	6	+2	-1	+2,3	-0,7
Sb	7	+1	+3	10	0	-0,5	14	-6	-4	-1,0(?)	-0,5(?)
Mn	11	0	-1	11	+2	-2,5	11	0	-1	+0,6	-1,5
Pb	4	+4	+2	7	0	-2,5	10	-2	0	-3	0
Ga	6	+2	0	8	0	-2,5	10	-3	-4	0	-2,1
Mo	7	5	+2	5	+8	-1	8	+3	-3	+5,3	-1
V	10	+1	+1	13	0	-3	10	0	-3	0	-1,7
Cu	6	+2	0	6	+2	-0,5	7	-1	0	+1	0
Ti	11	+2	-2	13	0	-3,5	10	+2	-3	+1,3	-2,8
Co	7	+2	-2	7	+1	-3,5	7	-2	-3	+0,3	-2,8
Ni	7	+2	0	7	+3	-2	7	+1	-2	+3	-1,3
Zr	7	+3	+2	8	+2	+1	7	0	0	+1,7	+1
Cr	7,5	-0,5	-1,5	10	-2	-4	7	-1	-3	-1,2	-2,8
Sr	9,5	+1,5	Н. о.	8	—	Н. о.	10	+1	Н. о.	+1,8	?
Ba	11,5	+1,5	+1,5	12	+1	-1	11	+1	-1	+1,2	0(?)
Y	3	+3	0	8	+2	-0,5	10	+1	-1	+2	-0,5

Мо (Институт геологии) почти двух порядков, а в случае Be, Co, Ti, Cr (Воркутинская КГРЭ) — почти порядка. Эта картина типична для спектрального анализа, выполняемого в различных лабораториях на разных эталонах (Беренштейн, Фалькова, 1967). Однако любая выявленная систематическая ошибка вполне может быть исправлена введением надлежащих поправок в конечный средний результат, при условии малого влияния случайной ошибки, т. е. при хорошей воспроизводимости анализа.

Ошибки средних результатов. Что происходит с ошибками при увеличении числа анализов и взятии среднего из нескольких определений? Различные ошибки ведут себя по-разному.

а) Случайная ошибка (воспроизводимости) среднего ($S_{\bar{b}}$) быстро убывает по мере увеличения числа анализов по известной формуле $S_{\bar{b}} = S_b / \sqrt{N}$, где $S_{\bar{b}}$ — ошибка воспроизводимости единичного анализа, N — число анализов.

Однако не следует применять эту формулу механически. Так, может показаться, что при $S_b = 1$, если выполнить 100 анализов, ошибка составит 0,1 балла. На самом же деле точность среднего не может превзойти постоянную «ошибку шкалы» и поэтому выражение результата с точностью, превышающей 0,5 балла, лишено смысла. Отсюда следует важный вывод: для практического устранения ошибки воспроизводимости в данном варианте анализа достаточно 12—16 анализов. В этом случае, если два средних b_1 и b_2 отличаются друг от друга менее чем на $2S_{\bar{b}}$, т. е. менее чем на 0,5 балла, их следует считать равными;

б) ненаправленная систематическая ошибка «группирования» быстро убывает при увеличении числа анализов. Уже при $N = 10$ она почти не чувствуется;

в, г) ненаправленные ошибки «чувствительности измерительного прибора» и «шкалы прибора» для среднего остаются без изменения;

д) направленные ошибки «условий анализа» и «природы анализа» не изменяются при увеличении числа анализов. Систематическое завыше-

ние или занижение истинных результатов по сравнению со средними сохраняется.

Исключая из рассмотрения направленные ошибки (которые всегда можно учесть), мы должны при получении конечного результата анализа (X , %) ориентироваться на исходную точность анализа, которая не может превысить 0,5 балла.

О соотношении правильности и воспроизводимости ПСА. В классической метрологии важное значение придается соотношению случайной и систематической ошибок. Если величина систематической ошибки превосходит $1/5$ часть случайной ошибки, уменьшение последней (путем повторения опытов) считается бесполезным для повышения точности измерений (Зайдель, 1967, стр. 47). Мы убедились, что при правильно подобранных эталонах можно почти изжить систематические ошибки, и, наоборот, при несоблюдении этого условия ошибки могут достигать больших значений. Разумеется, всегда желательно вовсе не иметь систематических ошибок. Однако большее разнообразие анализируемого материала делает эту задачу сложной. Достаточно трудно для каждой категории проб подобрать «свои» эталоны. Таким образом, вполне возможен случай, когда величина систематической ошибки может быть больше не только $1/5 S_b$, но и в 2—3 раза превосходить S_b .

Значит ли это, что нет смысла стандартизацией эксперимента и повторением анализов добиваться уменьшения случайной ошибки? Отнюдь нет. В геохимической практике часто встречаются задачи сравнения и сопоставления объектов по содержанию элементов — примесей, задачи корреляции компонентов с каким-то свойством объекта или между собой, выяснение вида функций распределения и др. В этих задачах играет роль только воспроизводимость анализа, а правильность его менее существенна, поскольку все содержания отягощены одинаковыми систематическими ошибками.

Таким образом, высокая воспроизводимость даже «неправильных» определений обеспечивает решение многих прикладных задач. Говоря о систематических ошибках, мы имели здесь в виду, конечно, только «направленные» ошибки одного знака.

Выводы. Изложенное позволяет нам рекомендовать для широкого применения следующую методику представления и обработки данных ПСА.

1. Анализы выдаются в баллах. Баллы — это точки линейной логарифмической функции от содержаний компонента. Каждый порядок содержаний разбивается на равные логарифмические интервалы; середины этих интервалов и есть баллы. Современные методы анализа позволяют делить порядок на четыре части, допустимо и трехчленное деление. Более грубое деление на две части уже, как правило, не удовлетворяет геологов, а более дробное (до 8 баллов на порядок) — вряд ли оправдано возможностями ПСА.

2. Изучается воспроизводимость анализа (S_b) как многократным анализом одних и тех же проб, так и повторными, например, двукратными анализами разных проб.

3. Изучается систематическая ошибка анализа ($\Delta\bar{b}$) путем контроля его результатов другими методами или в других лабораториях. Значимость систематических ошибок оценивается с помощью t -критерия Стьюдента.

4. Выполняются анализы конкретного геологического материала. Количество проб, необходимое для получения надежного среднего результата, определяется найденной воспроизводимостью. Например, при воспроизводимости 25% достаточно анализировать выборки в 10—15 проб. Дальнейшее увеличение числа проб уже нецелесообразно. В анализируемый материал включается определенное число случайно выбранных зашифрованных дубликатов проб.

5. Производится первичная обработка результатов: рассчитываются средние арифметические и дисперсии по каждой однородной выборке. Средние результаты выражаются с точностью до 0,5 балла. Исходя из выявленных ранее систематических ошибок, в средние результаты вносятся надлежащие поправки. Дублированные анализы позволяют наряду с текущим контролем воспроизводимости рассчитать приближенное значение «геохимической» дисперсии (по методу Я. Б. Шора). Лишь после этого все значения средних и дисперсий, если это необходимо, переводятся в весовые проценты.

6. Если требуется решение сложных статистических задач, данные вводятся в ЭВМ непосредственно в баллах.

Большинство расчетов к статье выполнено А. А. Корицовой и М. П. Кетрис, которым авторы выражают благодарность. В. Г. Хитров (ИГЕМ), В. А. Галибин (ИЗК ЛГУ), Т. В. Корельская (ВКГРЭ) взяли на себя труд выполнения ряда контрольных анализов.

ЛИТЕРАТУРА

- Беренштейн Л. Е., Фалькова О. Б. Применение математической статистики к исследованию аналитических методик.— Тр. Центр. н.-и. горноразвед. ин-та, 1967, вып. 77.
- Беус А. А., Григорян С. В. Использование методов математической статистики при геохимических поисках. М., «Недра», 1968.
- Беус А. А. и др. Руководство по предварительной математической обработке геохимической информации при поисковых работах. М., «Недра», 1965.
- Дубов Р. И. Статистическая обработка результатов вещественного анализа геохимических проб.— В сб.: Избранные лекции по геохимическим методам поисков рудных месторождений. Казахск. геофиз. трест, Алма-Ата, 1963.
- Дубов Р. И. К вопросу об основных характеристиках точности спектрального анализа геохимических проб.— В сб.: Спектральный анализ в геологии и геохимии. М., «Наука» 1967.
- Дубов Р. И., Фурсов В. З. Соотношение между параметрами статистического распределения химических элементов в коренных горных породах и мелкой фракции элювия — делювия.— В сб.: Математические методы геохимических исследований. М., «Наука», 1966.
- Зайдель А. Н. Элементарные оценки ошибок измерений. Изд. 2, испр. и доп. Л., «Наука», 1967.
- Катченко С. М. Спектральный анализ горных пород. Л., «Наука», 1964.
- Лонцих С. В., Мешалкин С. Д. Об оценке результатов полуколичественного спектрального анализа.— Заводск. лаборатория, 1964, т. 30, № 7.
- Лонцих С. В., Мешалкин С. Д. Оценка точности полуколичественных методов анализа металлотрических проб. В сб.: Спектральный анализ в геологии и геохимии. М., «Наука», 1967.
- Лонцих С. В., Недлер В. В., Райхбаум Я. Д. Спектральный анализ металлотрических проб. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Мешалкин Л. Д. Выбор шкалы для представления результатов полуколичественного спектрального анализа.— Заводск. лаборатория, 1964, т. 30, № 7.
- Мищенко В. С. К распределению ошибок приближенных методов спектрального анализа.— Заводск. лаборатория, 1965, т. 31, № 3.
- Налимов В. В. Применение математической статистики при анализе вещества. М., Физматгиз, 1960.
- Хальд А. Математическая статистика с техническими приложениями. М., Изд-во иностр. лит., 1956.
- Чупеев И. В. О точности визуальных методов спектрального анализа с фотографической регистрацией спектра.— В сб.: Спектроскопия. Методы и применение. М., «Наука», 1964.
- Шаевич А. Б. Методы оценки точности спектрального анализа. Свердловск, Металлургиздат, 1959.
- Шейнина Г. А., Герасимов Р. Д. О кодировании результатов полуколичественного спектрального анализа и об оценке их точности.— Ж. прикладной спектроскопии, 1965, т. 3, № 3.
- Шор Я. Б. Статистические методы анализа и контроля качества и надежности. Соз. радио, 1962.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.736.1(47)

ПРИМЕНЕНИЯ СТРОНЦИЯ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ РЕГИОНАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ НИЖНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В. Ф. МОКИЕНКО

Вопросам корреляции нижнепермских отложений по Sr посвящен ряд работ различных авторов (Катченков, 1953, 1959; Фролова, 1958; Мокиенко, Митрофанов, 1963). Интерес к Sr был вызван его особенностью выпадать в осадок на определенной стадии осолонения морского бассейна и образовывать ясно выраженный горизонт, обогащенный целестином. В опубликованной литературе по нижнепермским отложениям юго-востока Русской платформы указывается в основном на наличие одного целестинового горизонта в подошве кунгурского яруса. Однако имеются данные С. М. Катченкова (1959) и Е. К. Фроловой (1958) о трех целестиновых горизонтах в кунгурском ярусе Куйбышевского Заволжья.

При изучении микроэлементов в нижней перми Волгоградского Поволжья нами (Мокиенко, 1965) также были обнаружены три горизонта, сильно обогащенные Sr. Первый целестиновый горизонт выделен в подошве кунгурского яруса. Он отличается большой мощностью (10—30 м) и высокими концентрациями Sr (1—18%). Максимальные содержания Sr в нем наблюдаются по западной окраине современного распространения кунгурских отложений и уменьшаются по мере приближения к Прикаспийской синеклизе. В целом на изученной территории среднее содержание Sr в горизонте равно 3,38%. Второй целестиновый горизонт обнаружен на границе филипповских отложений с иреньскими. Он имеет небольшую мощность (5—10 м) и среднее содержание Sr, равное 1,54%. Мощность горизонта и концентрация Sr в нем, наоборот, по мере приближения к Прикаспийской синеклизе увеличиваются. Третий целестиновый горизонт наблюдается в иреньских отложениях, в подошве перекрывающих соль ангидритов. Характеризуется он малой (до 5 м) мощностью и довольно выравненным по площади содержанием Sr (около 1,2%). Горизонт на исследованной территории не обнаружен в крайних западных и северо-западных районах современного распространения кунгурского яруса, где верхняя его часть уничтожена предверхнепермским размывом.

Данные горизонты были прослежены нами по многим скважинам, что позволило установить их широкое распространение на территории Волгоградской области и провести сопоставление значительно удаленных друг от друга (около 210 км) разрезов.

Среднее содержание микроэлементов в кунгурском ярусе, %

Горизонт, пачка	Количество образцов	Fe	Ti	Mn	Cu	Sr	Ba
Карбонатно-сульфатный разрез							
Верхняя пачка	20	0,148	0,0028	0,0108	0,0005	0,154	0,0012
Третий целестиновый горизонт	7	0,063	0,0006	0,0037	0,0006	1,242	0,0076
Средняя пачка	40	0,053	0,0028	0,0053	0,0004	0,112	0,0002
Второй целестиновый горизонт	19	0,041	Нет	0,0056	0,0005	1,380	0,0069
Нижняя пачка	137	0,064	0,0040	0,0057	0,0012	0,366	0,0030
Первый целестиновый горизонт	43	0,197	0,0030	0,0214	0,0013	3,490	0,0623
Соленосный разрез							
Верхняя пачка (покровные ангидриты)	11	0,023	Нет	0,0022	0,0003	0,164	0,0012
Третий целестиновый горизонт	2	0,007	»	0,0020	Сл.	1,200	0,0052
Средняя пачка (соли)	139	Сл.	»	Нет (131) 0,0012 (8)	0,0003	0,007	Нет
Второй целестиновый горизонт	3	0,040	Нет	0,0063	0,0008	2,550	0,0068
Нижняя пачка (филипповские отложения)	16	0,060	»	0,0100	0,0008	0,221	0,0031
Первый целестиновый горизонт	2	0,038	»	0,0055	0,0004	1,000	0,0280

Примечание. В скобках—число образцов.

Кунгурский ярус на этой территории сложен мощной толщей карбонатно-сульфатных и галогеновых пород. По литологии в составе яруса условно выделяются филипповский и иренский горизонты (Урусов и др., 1965). Филипповский горизонт представлен карбонатно-сульфатными породами с высоким содержанием магнезита и барита-целестина в нижней части. Иренский горизонт сложен в основном солями, а в западной части распространения нижнепермских отложений — ангидритами. Граница между филипповскими и иренскими отложениями по литологии проводится четко лишь в соленосных разрезах кунгурского яруса, т. е. там, где иренский горизонт представлен солями. В карбонатно-сульфатных разрезах она проводится по смене доломито-ангидритовых пород на почти мономинеральные ангидриты и часто проблематична.

При изучении микроэлементов было установлено, что карбонатно-сульфатный разрез кунгурского яруса по целестиновым горизонтам делится на три пачки (фигура, б, в, г). Нижняя пачка карбонатно-сульфатного разреза соответствует филипповскому горизонту соленосного. Для них характерно высокое содержание Sr и размещение максимальных его концентраций в подошве и кровле. Средняя и верхняя пачки карбонатно-сульфатного разреза аналогичны иренским отложениям соленосного, причем как в том, так и другом разрезах, минимальные концентрации Sr наблюдаются между вторым и третьим целестиновыми горизонтами (фигура, в, г, д; таблица). В карбонатно-сульфатном разрезе — это небольшая по мощности (30—40 м) пачка ангидритов, а в соленосном — огромная (800 м в разрезе Николаевской опорной скв. 2) толща солей. Таким образом, изучение распределения Sr позволяет более или менее убедительно проводить границу между филипповскими и иренскими отложениями в карбонатно-сульфатных разрезах кунгурского яруса и, кроме того, выделять в последних пачку ангидритов, соответствующих по времени образования толще солей. Для этой цели кроме Sr может

Схема корреляции нижнепермских отложений по Sr

а — скв. 2, участок Черновка Куйбышевского Заволжья (по С. М. Катченкову); б — Римсю-Корсаковская скв. 97 Саратовского Заволжья; в, г, д — Романовская скв. 35, Родионовская скв. 705 и Николаевская опорная скв. 2 Волгоградской области. 1 — известняк; 2 — доломит; 3 — ангидрит; 4 — соль; 5 — мергель; 6 — доломито-ангидрит или ангидрито-доломит

быть использован Ва. Содержание Ва по разрезу в десятки и сотни раз меньше Sr.

В связи с широким распространением Sr в нижнепермских отложениях юго-востока Русской платформы была выяснена возможность его использования с целью региональной корреляции. Для этого сопоставляли несколько разрезов из Куйбышевской¹, Саратовской и Волгоградской областей (см. фигуру).

Сопоставляемые разрезы расположены на значительном расстоянии друг от друга. Всего по профилю от скв. 2 участка Черновка Куйбышевского Заволжья до скв. 705 Родионовской площади Волгоградской области около 800 км. Несмотря на большие расстояния, во всех разрезах обращает на себя внимание наличие двух целестиновых горизонтов. Третий целестиновый горизонт, выделяемый в скважинах Волгоградской области, в разрезе скв. 2 участка Черновка не обнаружен вследствие сокращения мощности кунгурских отложений в результате предверхнепермского размыва, а в Римско-Корсаковской скв. 97 не прослежен, по-видимому, из-за очень редкого отбора керна в этой части. Характерно, что в Римско-Корсаковской скв. 96 выше второго целестинового горизонта наблюдается резкое уменьшение концентрации Sr, которое, как и в разрезах скважин Волгоградской области, вероятно, может быть показателем границы между филипповскими и иренскими отложениями в однородных карбонатно-сульфатных разрезах Саратовской области.

Распространение целестиновых горизонтов на такой большой территории, как Куйбышевская, Саратовская и Волгоградская области, свидетельствует о существовании в кунгурском веке на юго-востоке Русской платформы единого морского бассейна с одинаковым развитием геохимических процессов во всех его частях. В связи с этим применение Sr для целей региональной корреляции приобретает большое значение. Дело в том, что границы между отдельными ярусами из-за отсутствия органических остатков в ряде областей проводятся довольно неоднозначно и сопоставление разрезов на большие расстояния не всегда возможно. Между тем установлено, что наибольшие содержания Sr в нижней перми сосредоточены в кунгурских отложениях (особенно в филипповском горизонте) и максимальное стронциевое обогащение приурочено к основанию кунгурского яруса. Поэтому использование Sr для целей корреляции позволяет сопоставлять далеко отстоящие друг от друга разрезы нижней перми, а также расчленять кунгурский ярус на филипповский и иренский горизонты в однородных карбонатно-сульфатных толщах. Естественно, что применение Sr не решает вопросы стратиграфии, но в данном случае может исключить такие грубые ошибки, когда кунгурские отложения именуется сакмарско-артинскими и наоборот.

Кроме того, значение местоположения целестиновых горизонтов в стратиграфическом разрезе может значительно облегчить поиски стронциевых руд в районах неглубокого залегания кунгурских отложений.

ЛИТЕРАТУРА

- Катченков С. М. Опыт корреляции геологических разрезов по данным спектрального анализа.— Геологич. сб., № 2, НИТО ВНИГРИ. Л., Гостоптехиздат, 1953.
Катченков С. М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях, Л., Гостоптехиздат, 1959.
Мокиенко В. Ф. Распределение микроэлементов по разрезу нижнепермских отложений некоторых площадей правобережья Волгоградской области.— В сб.: Воп-

¹ Разрез скв. 2 участка Черновка Куйбышевского Заволжья взят из работы С. М. Катченкова (1953), а разрез Римско-Корсаковской скв. 97 Саратовского Заволжья вместе с данными о содержании Sr представлен старшим научным сотрудником ИВ НИИГГ В. Е. Лацковой.

- росы геохимии и гидрогеологии Волгоградской области.— Тр. ВНИИНГП, вып. 8. Волгоград, Нижне-волжское книжное издательство, 1965.
- Мокиенко В. Ф., Митрофанов В. З. Значение стронция для корреляции нижнепермских отложений.— В сб.: Нефтегазовая геология и геофизика, 1963, вып. 1.
- Урусов А. В., Кетат О. Б., Кольцова В. В., Григорьев Н. В. Новые данные по стратиграфии и перспективам нефтегазочности термских и триасовых отложений Волгоградской области.— В сб.: Вопросы геологии и нефтегазочности Волгоградской области. Тр. ВНИИНГП. Л., «Недра», вып. 3, 1965.
- Фролова Е. К. Целестин из нижнепермских отложений Куйбышевского Заволжья и его корреляционное значение.— В сб.: Геология и разработка нефтяных месторождений. Тр. Гипровостокнефть. Л., Гостоптехиздат, 1958, вып. 1.

Волгоградский научно-исследовательский
институт нефтяной и газовой промышленности
Волгоград

Дата поступления
22.XI.1968

УДК 550.422(571.1)

О ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ МЕДЕНОСНЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД КАРБОНА ЧЕЛЯБИНСКОГО ЗАУРАЛЯ

В. А. ГРАЧЕВ

При геологическом картировании в 70 км северо-восточнее г. Челябинска были обнаружены терригенные породы каменноугольного возраста с пылевидной вкрапленностью пирита, халькопирита, галенита, реже халькозина, борнита и других сульфидов. Породы обычно содержат тонко распыленный растительный детрит, слабо преобразованы в филлитовой стадии и почти не несут признаков воздействия гипогенных растворов. Отсюда следует вывод о наиболее вероятной осадочно-хемогенной природе сульфидной вкрапленности.

Картирование проведено на западной периферии Зауральского поднятия между широтами городов Катайск и Шумиха, где палеозойские породы характеризуются сложным складчато-блоковым строением. Следствие значительного погружения палеозойские структуры перекрыты местами кайнотинными эффузивами трапповой формации нижнего — среднего триаса и на всем протяжении — рыхлыми осадками верхнего мезозоя и кайнозоя средней мощностью 150 м.

В палеозойском фундаменте выделяются крупные субмеридиональные горст-антиклинали, сложенные осадочными породами предположительно нижнего и среднего палеозоя.

Меденосные породы каменноугольного возраста выполняют синклинальные структуры, которые осложняют наиболее крупный — Камышловский мегантиклинорий. В осевых частях синклиналей распространены серые и зеленые филлитовые песчаники и алевролиты в чередовании с углисто-глинистыми и углисто-кремнисто-глинистыми сланцами, условно сопоставляемыми с верхними горизонтами визейского яруса. К крыльям синклиналей приурочены пестроцветные алевролиты и кремнисто-глинистые сланцы различных оттенков красного и коричневого цветов. Переходы между серыми и пестроцветными породами непрерывные.

Минераграфическое изучение каменноугольных отложений показало, что по формам выделения сульфидов породы сероцветной и пестроцветной пачек различаются между собою. В сероцветных породах чаще всего встречаются ассоциации: пирит-марказит, пирит-халькопирит (пирит — марказит), пирит-сфалерит. Значительно реже отмечено сочетание галенита с пиритом и халькопиритом. В большинстве случаев сульфидная вкрапленность размером в сотые и реже десятые доли миллиметра

Химический состав (%) и отношение окислов терригенных пород карбона Челябинского Зауралья

Пачка	Количество анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	TiO ₂ /Al ₂ O ₃	R ₂ O/Al ₂ O ₃
Сероцветное	15	55,1—81,2 68,8	0,21—0,76 0,47	2,6—20,2 14,1	1,19—4,05 2,52	0,6—2,2 1,31	2,82—9,45 5,62	0,02—0,04 0,03	0,22—0,35 0,29
Пестроцветная	17	50,1—73,88 65,3	0,02—0,8 0,45	4,57—26,1 17,4	1,35—3,44 3,12	0,1—3,44 1,11	2,05—16,5 4,6	0,002—0,09 0,03	0,15—0,55 0,27

Примечание. В числителе—пределы колебаний; в знаменателе—средние данные.

приурочена к скоплениям растительного детрита и тонким прожилкам кальцита.

В сероцветных породах халькопирит, сфалерит и галенит образуют аллотриоморфные агрегаты единой генерации, которые особенно характерны для парагенезиса халькопирита и галенита.

Пирит встречается в трех генерациях, из которых ранняя предшествовала образованию других сульфидов, выполняющих трещины в агрегатах этой генерации. Последующая генерация пирита встречается реже и выражается в появлении сросшихся агрегатов пирита и халькопирита, а наиболее поздняя — в заполнении пиритом тончайших трещин в халькопирите. Марказит встречается внутри зерен пирита первой генерации, являясь, вероятно, самым ранним сульфидом.

Породы пестроцветной пачки характеризуются меньшим разнообразием сульфидных ассоциаций и, главное, появлением, а иногда и преобладанием, халькозина и борнита. Вкрапленность и тонкие прожилки борнита с игловидными вростками халькозина, часто вместе с халькопиритом, приурочены к обособлениям опала и кварца пограничных участков серых и красновато-коричневых алевролитов. Вкрапленность пирита, возможно вместе с марказитом, встречается только в сероцветных породах, иногда в ассоциации с халькопиритом, галенитом и сфалеритом. В коричневатокрасных алевролитах редкая вкрапленность представлена исключительно халькопиритом и борнитом, тяготеющими к осветленным участкам пород. Зерна сульфидов в породах пестроцветной пачки имеют несколько меньшие размеры, иногда в тысячные доли миллиметра.

Из других рудных минералов в серых алевролитах пестроцветной пачки заметная роль принадлежит акцессорному магнетиту, который в красновато-коричневых породах сменяется гематитом.

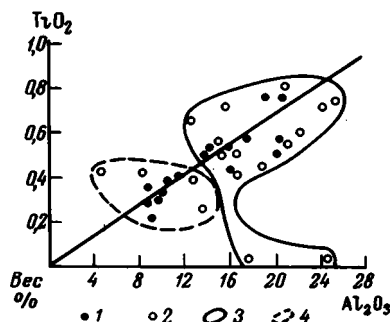
Содержание меди, по спектральным количественным анализам, в породах обеих пачек в среднем 0,02—0,04%. В осветленных породах пестроцветной пачки с прожилками халькозин-борнита содержание меди по единичным пробам повышается до 0,1 и даже 1%. Содержания цинка и свинца близки к кларкам.

Рассмотрение вещественного состава пород визейского яруса позволяет представить их образование в условиях пелагической зоны, но в относительной близости к береговой линии, о чем говорят частое переслаивание пород алевро-пелитового состава и наличие растительного детрита.

По характеру взаимоотношений сульфидных минералов в сероцветных породах последовательность кристаллизации можно выразить рядом: марказит — пирит — (халькопирит, сфалерит, галенит), что в свою очередь указывает на смену кислой среды щелочной и постепенное усиление восстановительной обстановки (Дегенс, 1967).

Зависимость содержаний Al_2O_3 и TiO_2 в меденосных осадочных породах Челябинского Зауралья

1 — пробы сероцветной пачки; 2 — пробы пестроцветной пачки; 3 — поле сланцев; 4 — поле алевролитов и песчаников



Появление красновато-коричневых разностей в пестроцветной пачке и преобладание сульфидов меди в виде вторичных халькозина и борнита следует увязывать с геохимическими особенностями процессов, протекавших в породах в условиях катагенеза или уже на стадии литификации.

Сравнение химического состава сланцев и алевролитов обеих пачек позволяет отметить повышенное содержание в пестроцветных породах Al_2O_3 , значительное колебание TiO_2 и заметное обеднение SiO_2 , отчасти Na_2O (таблица). В связи с этим величины $TiO_2 : Al_2O_3$ изменяются в более широких пределах, тогда как в породах сероцветной пачки величины отношений почти постоянны.

Близкая к прямой зависимость между содержаниями Al_2O_3 и TiO_2 в сероцветных породах (фигура) отражает парагенетическую связь компонентов и общую тенденцию осадкообразования в гумидных условиях (Страхов, 1960, 1962; Мигдисов, 1963).

В пестроцветных породах нарушенная зависимость Al_2O_3 и TiO_2 вместе с ранее отмеченными особенностями, вероятно, является следствием специфичности постседиментационных процессов, протекавших с участием активных вод-растворителей.

Реликтовое положение сероцветных пород среди красноцветов и сме-на в них магнетита гематитом указывает на ведущую роль кислотных реагентов при вторичных процессах. Перераспределение железа, как и халькофильных элементов, и, вероятно, алюминия, титана и др. могло явиться результатом взаимодействия осадков с сернокислотными водами, возникшими в зоне окисления сульфидов (Мигдисов, 1963; Яковлева, 1958).

Известная гипотеза об образовании месторождений типа медистых песчаников в результате проявления содового катагенеза справедливо нацеливает исследователей на изучение постседиментационных процессов (Перельман, Борисенко, 1962). Не исключено, однако, что и полярный кислотный катагенез мог также быть ведущим фактором при образовании вторичных скоплений меди.

ЛИТЕРАТУРА

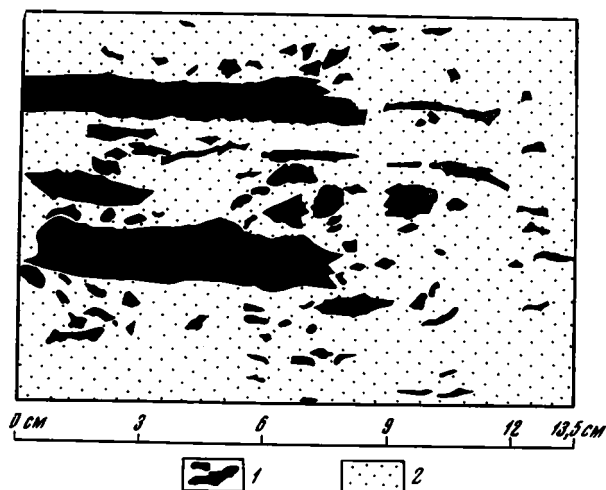
- Дегенс Э. Т. Геохимия осадочных образований. М., «Мир», 1967.
 Мигдисов А. А. Геохимия титана в гумидном бассейне осадконакопления. — В сб.: Химия земной коры, т. 1, М., Изд-во АН СССР, 1963.
 Перельман А. И., Борисенко Е. Н. Очерки геохимии меди в зоне гипергенеза. — Тр. Ин-та геол. рудн. месторождений, петрографии, минералог. М., Изд-во АН СССР, 1962, вып. 70.

УДК 552.313(571.5)

АРГИЛЛИТОВО-ТЕФРОИДНЫЕ ДИМИКТИТЫ В ВЕРХНЕТРИАССОВО-НИЖНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

О. Г. ЭПШТЕЙН

Среди норийско-рэтских (?) и нижнелейасовых толщ наиболее прогнуптой юго-восточной части Яно-Колымской области мезозойской складчатости наблюдаются весьма специфические аргиллитово-тефроидные¹ отложения. Их особенность — сосуществование в одном слое компонентов пирокластического и терригенного происхождения. По облику и структуре эти отложения можно отнести к категории «микститов» (Schermerhorn, 1966), кластических пород различного происхождения, имеющих в своем составе обломки разных гранулометрических классов (псефитов, псаммитов и пелитов).



Фиг. 1. Форма аргиллитовых обломков в микститах первого типа (бассейн р. Бохапчи)

1 — обломки аргиллита; 2 — тефроидный материал

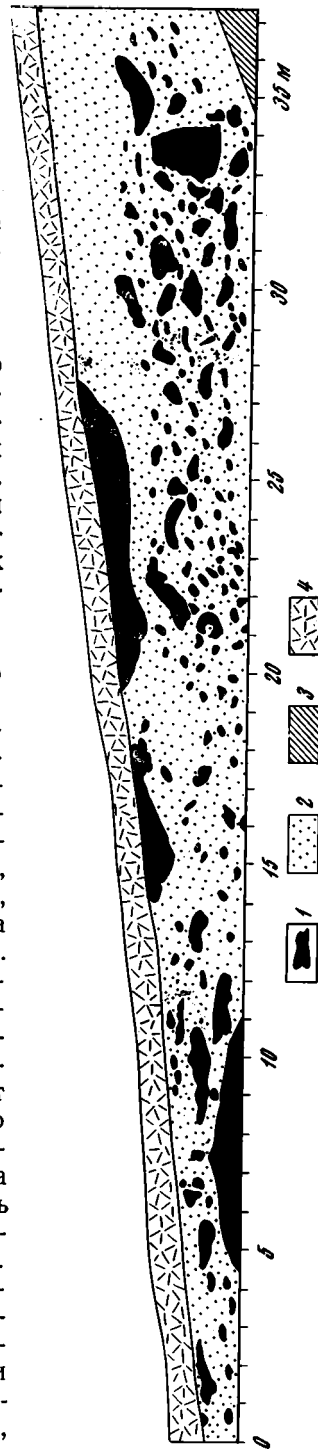
Аргиллитово-тефроидные микститы изучены автором в бассейнах рек Средникан и Бохапчи, правых притоков р. Колымы, и в среднем течении р. Вилиги, впадающей в Охотское море. В бассейнах рек Средникан и Бохапчи микститы входят в состав мощной (до 800—900 м) норийско-рэтской (?) вулканогенной толщи, которая подстилается и перекрывается глинисто-алевритовыми отложениями. Вулканогенная толща сложена тефроидами преимущественно песчаной размерности, содержащими

¹ Термин «тефроид» употребляется в соответствии с решением семинара по классификации и номенклатуре вулканогенно-осадочных (обломочных) пород (Хворова, Сибиркина, 1968).

небольшое количество аргиллитовых прослоев и редкие линзы (р. Средникан) кремнистых и глинисто-кремнистых пород. Аргиллитово-тефроидные микститы залегают среди вулканокластических пород, имеют нечеткие границы, которые намечаются главным образом лишь по смене гранулометрического состава отложений. Обычная мощность микститов 0,4—2 м, но в бассейне р. Средникан встречен слой мощностью около 27—30 м.

В районе р. Вилиги два слоя аргиллитово-тефроидного микстита (мощность 5—7 м) наблюдаются среди образований нижнего лейаса. Нижнелейасовые породы подстилаются норийско-рэтскими (?) вулканогенно-обломочными породами и перекрываются туфо-аргиллитовой пачкой среднего лейаса. Отложения нижнего лейаса представлены аргиллитами, содержащими главным образом редкие тонкие прослои пелитоморфных глинистых известняков и туфов среднего состава. Микститы залегают здесь на аргиллитах (граница четкая, ровная) и несогласно перекрываются наземными туфами кислого состава.

Аргиллитово-тефроидные микститы состоят из тефроидного (тефрогенного) материала среднего состава, в который включены различные по величине и форме аргиллитовые обломки, занимающие от 3—5 до 20—30% объема слоя. Аргиллитовые обломки, «плавающие» в тефрогенном материале, распределены обычно не по всему слою, а образуют своеобразный пятнистый прослой. Этот прослой и большая часть содержащихся в нем аргиллитовых обломков расположены параллельно подошве микстита. Форма аргиллитовых обломков преимущественно вытянутая, размеры по длинной оси от долей сантиметра до 3—5 м (р. Вилига). По морфологии и величине аргиллитовых обломков микститы подразделяются на два типа. В микститах первого типа (мощность не более 1—1,5 м) меньший поперечник аргиллитовых обломков не превышает 3—5 см. Большинство обломков имеет в разрезе палочкообразную форму с соотношением короткой и длинной осей 1:10—1:20 и параллельными или субпараллельными верхней и нижней поверхностями; концы обломков неровные, рваные, с острыми зазубринами, иногда пикообразные (фиг. 1). В микститах второго типа минимальный поперечник многих аргиллитовых обломков превышает 10—20 см. Наиболее характерны мягкие, обтекаемые, удлиненные, иногда изометричные формы обломков; некоторые из них имеют подковообразную форму (фиг. 2).



Фиг. 2. Морфология и расположение аргиллитовых обломков в микститах второго типа (район р. Вилиги)
1 — аргиллитовые обломки, 2 — тефроидный материал; 3 — аргиллит, подстилающий микстит; 4 — наземный туф кислого состава

Плохо сортированный тефроидный материал микститов представлен псаммитовой размерности полуокатанными, окатанными, иногда угловатыми обломками андезитов и средних плагиоклазов, редко пироксенов и роговой обманки, и сцементирован хлоритом или карбонатом.

Аргиллиты, в виде обломков включенные в тефроидный (тефрогенный) материал, состоят в основном из гидрослюд. По данным электронномикроскопического и рентгено-структурного анализов, в небольшом количестве присутствует каолинит. Мелкоалевритовая примесь в аргиллитах незначительна и представлена кислым плагиоклазом, мусковитом, реже кварцем и биотитом. Для каждого слоя микстита характерен одинаковый состав слагающих его аргиллитовых обломков.

Идентичность состава и морфологии аргиллитовых обломков в каждом конкретном слое микстита, своеобразная форма и субпараллельное расположение «плавающих» обломков свидетельствуют о том, что аргиллитовые обломки — части некогда выдержанных внутритефроидных глинистых прослоев. Нарушение первичного залегания этих прослоев, образование микститов проходило, по-видимому, следующим образом. Вследствие неодинаковой скорости уплотнения и литификации отложений в процессе постседиментационных преобразований глинистые осадки уже на глубине 1—2 м от дна приобретали пластично-полутвердые (аргиллитоподобные) свойства, в то время как песчано-алевритовые отложения оставались рыхлыми и на большей глубине (Копелиович, 1965). Находящийся на дне рыхлый обломочный материал мог при землетрясении мгновенно превращаться в полужидкую массу, способную перемещаться вниз по склону (Чайников, 1967). При оползании тефроидов содержащиеся в них глинисто-аргиллитовые прослои разрывались на отдельные части, куски. Форма и размер образовавшихся при этом обломков определялись мощностью глинисто-аргиллитовых прослоев, подвергшихся дроблению, и, видимо, степенью литифицированности глинистого материала, характером и силой подводного оползня. В результате движения по уклону дна водонасыщенной обломочной массы отдельные куски глинисто-аргиллитовых прослоев ориентировались под разными углами к поверхностям отложений, по которым проходило сползание тефроидных осадков.

Присутствие в верхнетриасово-нижнеюрских отложениях аргиллитово-тефроидных микститов свидетельствует о специфике вулканогенно-осадочной седиментации и сейсмической активности юго-восточной части Яно-Колымской складчатой области в поздне триасовую и раннеюрскую эпохи.

ЛИТЕРАТУРА

- Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М., «Наука», 1965.
- Хворова И. В., Сибиркина Л. М. Информация о семинаре по классификации, номенклатуре и диагностике вулканогенно-осадочных (обломочных) пород.— Литол. и полезн. ископ. 1968, № 5.
- Чайников В. И. Действие суспензионных потоков на современные осадки в Японском море. Докл. АН СССР, 1967, т. 172, № 3.
- Schermehorn L. J. G. Terminology of mixed coarse-fine sediments. J. Sedimentary Petrol., p. 832—835, 1966.

Центральная комплексная
тематическая экспедиция
Северо-Восточного территориального
геологического управления.
Магадан

Дата поступления
20.III.1969

ОБ ИЗОТОПНОМ СОСТАВЕ СЕРЫ СУЛЬФИДОВ ДЖЕЗКАЗГАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ю. В. БОГДАНОВ, М. Н. ГОЛУБЧИНА

Выявление генетических особенностей различных рудных и нерудных месторождений полезных ископаемых требует все более широкого применения точных методов исследований. Это положение касается особенно месторождений спорного генезиса, к числу которых относится и Джекказган. Вопросы генезиса этого месторождения широко обсуждаются уже в течение примерно 50 лет, однако до сих пор существуют и защищаются представления как об осадочном, так и о гидротермальном его происхождении.

В настоящей статье приводятся первые сведения об изотопном составе сульфидной серы рудных залежей Джекказгана, позволяющие сравнить их с другими аналогичными рудными образованиями и наметить некоторые характерные черты условий их формирования.

Геологическое строение участка месторождения. Джекказганское месторождение находится в средней части **Тенгиз-Сарысуьской** структурно-формационной зоны в Центральном Казахстане. Эта зона развивалась в среднем и верхнем палеозое на консолидированном календонском складчатом основании западнее Джунгаро-Балхашской складчатой области и как бы является ее внешним поясом.

Медное оруденение в пределах Джекказганской синклинали располагается в джекказганской рудоносной толще (S_{2-3}), которая с некоторой долей условности подразделяется на две свиты: нижнюю — таскудукскую (от 180—120 до 550 м) и верхнюю — джекказганскую (390—450 м). Отложения указанных свит — типичные образования аридных пестроцветных формаций. Они представлены следующими тремя естественными фациальными парагенезами осадков: мелководным прибрежно-морским, лагунно-дельтовым и аллювиально-дельтовым. Характерна локализация медного и цинково-свинцового оруденения в алеврито-песчаных лагунно-дельтовых образованиях, которым свойственно закономерное чередование сероцветных и красноцветных пород. Более широко оруденение развито в тех частях разреза, которым присуще примерно равное соотношение сероцветов и красноцветов. Сульфидное оруденение приурочено к породам серой и зеленоватой окраски. Наиболее значительные рудные концентрации локализуются в косослоистых серых песчаниках с кальцитовым цементом (осадки дельтовых протоков).

Месторождение приурочено к полого погружающейся периклинальной части Кенгирской брахиантиклинали, осложненной более мелкими структурами (куполами, мульдами, флексурами и т. п.). Сторонники гидротермальной гипотезы считают, что куполообразные складки являются рудоконтролирующими структурами. Однако, по данным рудничных геологов, указанные складчатые структуры формировались при пострудных дислокациях (Иванков и др., 1957).

Характерная особенность Джекказганского района — отсутствие верхнепалеозойских интрузивных образований, прорывающих отложения джекказганской рудоносной толщи. Иными словами, в районе месторождения не известны проявления магматической деятельности, с которыми можно было бы связать рассматриваемые рудные концентрации.

В разрезе таскудукской и джекказганской свит девять рудоносных горизонтов. В каждом из них имеется несколько рудных залежей, число которых примерно соответствует количеству прослоев сероцветных песчаников. В северной части Джекказганского месторождения рудные залежи локализуются во втором горизонте, в южной — в девятом, т. е.

здесь имеется отчетливо выраженное многоярусное строение меденосной толщи и перемещение рудных тел вверх по разрезу в южном направлении.

Форма рудных тел плащеобразная, пластообразная, ленточная, линзовидная и мелкая изометричная (Наркелюн, 1962 и др.). Плащеобразные и пластообразные залежи свойственны нижним горизонтам (2—5). В верхних горизонтах (6—9) широко распространены ленточные, линзовидные и мелкие изометричные тела.

Резко подчиненное значение имеют развитые в рудоносной толще разнообразие по форме и размерам жильные тела, содержащие медную и свинцовую минерализацию. Они наиболее широко распространены в зонах флексур и тяготеют к трещинам скалывания и отрыва. Характерно большее сходство состава сульфидной минерализации жильных тел и вмещающих их рудных залежей.

Минеральный состав руд Джекказгана относительно прост. Главные рудообразующие минералы медных руд — халькозин, борнит и халькопирит; свинцовых — галенит; цинковых — сфалерит. В комплексных медно-свинцовых рудах широко распространен бетехтинит. В ассоциации с халькопиритом часто встречается пирит. В виде незначительных примесей, представляющих главным образом минералогический интерес, отмечены арсенипирит, блеклые руды, домейкит, альгодонит, молибденит, дискразит, марказит, самородные медь и серебро (Сатпаева, 1958 и др.). Для самородного серебра весьма характерна приуроченность к борнит-халькозиновым рудам, где содержание его в 5—10 раз выше, чем в свинцовых рудах. Специфическая особенность руд Джекказгана — повышенное содержание Re. Попутно из руд извлекаются такие редкие элементы, как Co, Ni, Pt, Cd и др.

В разрезе меденосной толщи наблюдается зональность оруденения по мощности, простиранию и падению пластов (Наркелюн, 1962 и др.).

В зоне окисления Джекказганского месторождения широко распространены малахит, азурит, куприт, хризоколла; реже встречаются брошантит, халькантит, элит, атакамит и многие другие вторичные минералы. Для зоны цементации характерны халькозин, борнит и реже ковеллин.

Результаты анализа изотопного состава серы сульфидов. Изотопный состав сульфидной серы определялся в мономинеральных пробах сульфидов или их сростков. Химическая подготовка образцов производилась окислением сульфидов окисью меди при 760—780° (Устинов, Гриненко, 1965). Ошибка измерения изотопного состава составляла $\pm 0,05\%$.

Для анализа изотопного состава серы было отобрано 29 образцов медистых пород, характеризующих в той или иной степени весь разрез меденосной толщи и представляющих различные минеральные типы руд (таблица).

Как видно из данных таблицы, диапазон колебаний изотопного состава серы сульфидов месторождения Джекказган весьма широкий — около $50\%_0 \delta S^{34}$ от +9,7 до $-40,2\%_0$.

Изотопный состав серы различных сульфидов почти один и тот же. В пирите $\delta S^{34} -9,0\%_0$ (5 случаев), в халькопирите $-12,0\%_0$ (4 случая), в борните $-12,9\%_0$ (7 случаев), в халькозине $-13,4\%_0$ (7 случаев), в галените $-13,0\%_0$ (5 случаев). Здесь уместно отметить, что в песчаниках и алевролитах дальнического горизонта, расположенного ниже джекказганской рудоносной толщи, встречены конкреции пирита с аномально тяжелым изотопным составом серы (δS^{34} достигает $+70\%_0$).

Изотопные составы серы вкрапленных и жильных сульфидов существенно не различаются. Во вкрапленных рудах δS^{34} составляет $-12,4\%_0$ (23 случая от 6,4 до $-40,2\%_0$), в жильных $-11,3\%_0$ (6 случаев от $-9,7$ до $22,3\%_0$). В обоих случаях положительные значения δS^{34} единичны.

Некоторые колебания изотопного состава серы наблюдаются в сульфидах различных горизонтов месторождения (см. таблицу). Более су-

Изотопный состав серы сульфидов Джекказганского месторождения

№ образцов	Характеристика образцов	Стратиграфическое положение	Место взятия	Отклонение от стандарта ‰ δS ³⁴	S ³² /S ³⁴ *
5350-70	Пирит — вкрапленность в алевролите	Белеутинские слои	Участок Кресто	+3,6	22,14
5350-71	То же	То же	То же	-4,2	22,31
5350-64	Пирит — вкрапленность в алевропесчанике с карбонатными конкрециями	Таскудукская свита, горизонт 1	Участок Кресто	+6,4	22,08
4343-27	Пирит — псевдоморфоза по растительным остаткам в песчанике	То же	Спасская мульда	-40,2	23,15
2689-1	Халькозин — послынная линзочка в песчанике с растительными остатками	» »	Участок Сары-Оба	-21,7	22,71
		Среднее		-18,5	22,65
Зл-6	Халькопирит — вкрапленность в песчанике	Горизонт 2	Карьер Златоуст	-7,8	22,39
Зл-10	Борнит — вкрапленность в песчанике с карбонатными конкрециями	То же	То же	3,2	22,29
Зл-9	Борнит — вкрапленность в конгломерато-брекчии	» »	» »	4,9	22,33
Зл-5	Борнит-вкрапленность в песчанике	» »	» »	-11,9	22,49
Зл-3	Халькозин и борнит-вкрапленность в конгломерато-брекчии	» »	» »	-4,3	22,32
Зл-4	То же	» »	» »	-10,9	22,46
Зл-1	Халькозин — богатая вкрапленность в песчанике	» »	» »	-9,1	22,42
Зл-2	Халькозин из кварц-кальцитовой жилы	» »	» »	-7,3	22,38
		Среднее		-7,4	22,38
Зл-38	Халькопирит — вкрапленность в песчанике	Джекказганская свита, горизонт 4	Карьер Златоуст	-12,2	22,49
Зл-37	Галенит — вкрапленность в песчанике	То же	То же	-15,9	22,58
55-8	Галенит — богатая вкрапленность в конгломерате	» »	Шахта 55	-12,2	22,49
		Среднее		-15,4	22,58
2-Б	Халькопирит с галенитом и борнитом — вкрапленность в песчанике	Горизонт 5	Шахта 57	-15,1	22,56
1-Б	Халькопирит из сульфидной жилы с кальцитом	То же	То же	-13,2	22,52
3-Б	Борнит — гнезда и вкрапленность в песчанике	» »	» »	14,5	22,55
4-Б	Борнит — гнезда и богатая вкрапленность в песчанике	» »	» »	-16,2	22,59
42-4	Борнит — вкрапленность в песчанике	» »	Шахта 42	-18,0	22,63
		Среднее		-15,4	22,58
45-11	Халькозин — колломорфные агрегаты в кальцитовой жиле	Горизонт 8	Шахта 45	-22,3	22,73
Дж-4	Галенит с борнитом — вкрапленность в песчанике	То же	»	-21,7	22,71
Дж-2	Бетехтенит — кристаллы в кварц-кальцитовой жиле	» »	»	+9,7	22,01
Дж-1	Галенит — кристаллы в кварц-кальцитовой жиле	» »	»	0,6	22,23
Дж-3	Галенит — кристаллы в друзе среди конгломерато-брекчии	» »	»	15,0	22,56
		Среднее		-10,0	22,45

№ образцов	Характеристика образцов	Стратиграфическое положение	Место взятия	Отклонение от стандарта ‰ δS^{34}	S^{32}/S^{34}
45-22	Борнит и халькозин-вкрапленность в «рулетообразном колбке» серого алевролита, заключенном в красновато-бурым алевролите	Горизонт 9	Шахта 45	-22,2	22,73
Ан-3	Халькозин — вкрапленность и гнезда в песчанике	То же	Карьер Анненский	-17,2	22,61
		Среднее		-19,7	22,67
5492-24	Пирит — вкрапленность в зеленовато-сером аргиллите	Верхи Джезказганской свиты	Спасская мульда	-10,6	22,46

ущественные различия по изотопному составу сульфидной серы намечаются в отличающихся по литологическому составу медистых отложениях. В алевролитах δS^{34} —5,4% (5 случаев) в песчаниках —16,0% (14 случаев) и в конгломератах и конгломерато-брекчиях —8,1% (4 случая).

Выводы. Полученные данные позволяют составить первое представление о специфических особенностях изотопного состава сульфидов Джезказганского месторождения. Прежде всего необходимо подчеркнуть, что для руд рассматриваемого месторождения характерен широкий диапазон вариаций изотопного состава сульфидной серы — 50‰ δS^{34} при резком преобладании легких изотопов серы, значения которых достигают —4,02‰. Аналогичный изотопный состав сульфидной серы присущ многим стратифицированным месторождениям типа медистых песчаников (Катанга-Замбийский медный пояс в Центральной Африке, Кодаро-Удоканская меденосная структурно-формационная зона в Восточной Сибири и др.). Установленное сходство изотопных составов серы сульфидов разновозрастных стратифицированных месторождений меди указывает на генетическую их близость, а именно осадочную природу образования.

Различные по минеральному составу, структурам и текстурам сульфидные руды Джезказганского месторождения практически весьма близки по изотопному составу серы. Не удалось выявить существенных различий по изотопному составу сульфидной серы между вкрапленными и жильными рудами, а также между халькопиритовыми, борнитовыми и халькозинными минеральными их разновидностями. На основании этого можно считать, что источник серы для образования сульфидов меди, железа, свинца и цинка был один и тот же. Широкий диапазон колебаний изотопного состава серы и преобладание ее легких изотопов свидетельствуют о том, что источником серы для сульфидообразования служил генерируемый анаэробными бактериями в иловых водах S^{2-} .

Отсутствие существенных различий по изотопному составу серы между вкрапленными и жильными сульфидами указывает на то, что катагенетические и метagenетические преобразования не приводят к резким изменениям изотопного состава сульфидной серы. Последнее, естественно, не исключает локального обогащения или обеднения сульфидов жильных тел тяжелыми изотопами.

Различия по изотопному составу серы сульфидов намечаются для руд, занимающих различное стратиграфическое положение или резко отличающихся по литологическому составу. Причина таких различий едина. Она, по-видимому, заключается в специфических особенностях протекания диагенетических процессов в осадках, накапливавшихся в разных частях лагунно-дельтовой акватории. Большое влияние на фор-

мчрование изотопного состава серы генерируемого анаэробными бактериями S^{2-} оказывали насыщенность седиментационных (поровых) вод сульфатами, содержание органического вещества, водопроницаемость осадков и многие другие факторы (Виноградов, Гриненко, 1964 и др.).

Наблюдающееся докальное резкое обогащение конкреционного пирита S^{34} в породах дальненского горизонта, вероятно, обусловлено исключительно низким содержанием сульфатов в иловых водах, содержащих растительные остатки алеврито-песчаных осадков в стадию диагенеза.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А. П., Гриненко В. А. Причина значительной дисперсии изотопного состава осадочных сульфидов.— Тр. геохим. конфер. Химия земной коры, посвященной столетию со дня рождения В. И. Вернадского, т. II, М. Изд-во АН СССР, 1964.
- Иванков Л. И., Куликовский А. С., Младенцев Г. Д., Наркелюн Л. Ф., Фатиков Р. Ф. О некоторых особенностях геологии Джезказганского месторождения и новых фактах, полученных рудничной геологической службой.— Тр. ИГ АН КиргССР, Фрунзе, «Илим», 1957, вып. IX.
- Наркелюн Л. Ф. Геология и оруденение Джезказганского месторождения.— Тр. ИГЕМ АН СССР, М., Изд-во АН СССР, 1962, вып. 87.
- Сатпаева Т. А. Минералогические особенности месторождений типа медистых песчаников. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958.
- Устинов В. И., Гриненко В. А. Прецизионный масс-спектрометрический метод определения изотопного состава серы. М., «Наука», 1965.
- Dechow E., Jensen M. L. Sulfur isotopes of some Central African sulfide deposits. Econ. Geol., v. 60, No. 5, 1965.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт
Ленинград

Дата поступления
6.II.1969

УДК 553.241.9(470.1)

О КАОЛИНИЗАЦИИ РАКОВИН В ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПЕЧОРСКОГО БАСЕЙНА

Л. Л. ХАЙЦЕР

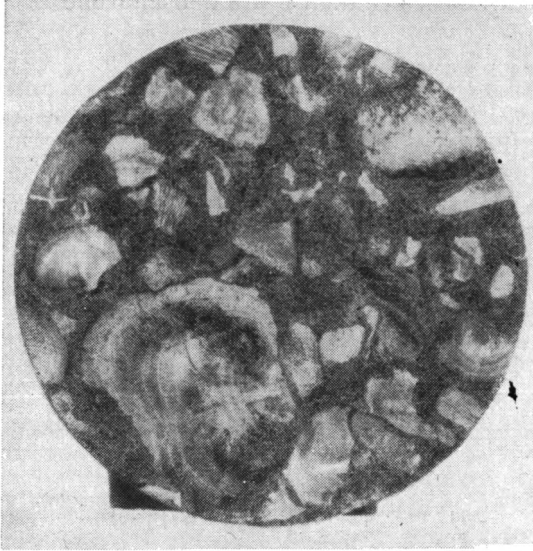
В породах угленосной толщи нижней перми Печорского бассейна в ядрах буровых скважин обнаружена каолинизация створок и обломков створок брахиопод, пелеципод, остатков мшанок, мелких гастропод и других представителей фауны. Макроскопически каолинит обычного облика: белый, мунистый.

Почти все находки приурочены к отложениям морских горизонтов (Ma, Mh и др.) рудничной подбиты лек-воркутской свиты Воргашорского и Усинского угольных месторождений. Морские горизонты представлены терригенными отложениями (песчаники, алевролиты, аргиллиты) и перемежаются в стратиграфическом разрезе с терригенными отложениями (песчаники, алевролиты, аргиллиты), относимыми к фациям пресноводных озер и опресненных лагун, и угольными пластами. Глубины залегания описываемых находок разнообразны: от нескольких десятков до 600 м.

Каолинизированные створки раковин встречаются главным образом в песчаниках (фигура) и реже в темно-серых аргиллитах и алевролитах. Каолинизация раковины может быть полной или частичной. В последнем случае часть раковины остается кальцитовою. Обычно значительная

часть раковин данного слоя оказывается каолинизированной. В некоторых случаях отмечается, что в одной части разреза слоя раковины каолинизированы, в другой — нет, в третьей — сохранились лишь ядра створок.

Нередко одновременно с частичной каолинизацией (или без нее) наблюдаются небольшие (0,5—3 мм) пустотки у стенок створки или в другой ее части (например, у макушки или в иглах брахиопод).



Песчаник с каолинизированными створками и обломками створок брахиопод.
Воргашорское месторождение, скв. 1692, глубина 294 м.
нат. вел.

Иногда пустотки имеют форму щели (до 0,5 мм), частично окружающей створку. По стенкам пустот отмечаются вторичные выделения кальцита.

Суммарное количество (объем) выделений каолинита, замещающего раковины, бывает разнообразным в зависимости от интенсивности каолинизации и количества фаунистических остатков в породе. Нередко содержание каолинита, замещающего раковины, достигает нескольких процентов объема куска породы весом 200—300 г. Размеры индивидуальных выделений каолинита зависят от толщины раковины и в ряде случаев (по створкам ваагеноконх) достигают толщины нескольких миллиметров.

Кластический материал песчаников — полимиктовый, относящийся к типу граувакк. Цемент в песчаниках (20—25%) обычно порового типа; по составу смешанный: гидрослюдисто-карбонатный, с участками каолинита (обычно не более 1%) среди гидрослюдистой и карбонатной массы. В ряде случаев каолинизированные остатки фауны заключены в песчаниках с базальным глинистым (с примесью анкерита) цементом.

Содержание в породе глинистого цемента составляет обычно 5—10% общего количества цемента.

Кроме указанных мелких выделений каолинита в цементе, нередко отмечается концентрация выделений каолинита вокруг обломка раковины или между двумя сближенными створками (без видимого замещения раковин каолинитом). Кальцит раковин обычно перекристаллизован, и их внутреннее строение не сохранилось.

Замещение створки и обломка каолинитом происходит чаще с внутренней стороны створки или ее обломка. Полости мелких раковин (например, мелких гастропод) часто полностью замещены каолинитом. При этом кальцитовая створка либо сохраняется, либо частично замещена каолином, либо полностью исчезает.

Иногда наряду с каолинитом в полости раковинки отмечаются редкие терригенные зерна песчаной размерности.

По морфологическим признакам и оптическим свойствам каолинит цемента и каолинит, замещающий раковины, почти не отличимы друг от друга. В обоих случаях каолинит бесцветный или слегка желтоватый, микрозернистый, с низким двупреломлением (около 0,005) и показате-

лем преломления около 1,56. Каолинит в цементе изредка образует зерна веерообразной и червеобразной формы.

Определение каолинита, замещающего раковины, подтверждено рентгеноструктурным анализом, выполненным в лаборатории осадочной минералогии ГИН АН СССР. Согласно заключению А. Г. Коссовской, анализированный минерал — типичный аутигенный каолинит с высокой степенью совершенства структуры.

Описанные выделения каолинита, замещающего раковины, представляют, естественно, постседиментационные образования. Каолинизация створок никак не связана с трещиноватостью в породах и не может быть объяснена проникновением растворов по трещинам. Имеющиеся на сегодня данные говорят о том, что каолинизация в данном случае не связана с древним выветриванием в момент накопления торфяника (залегающего выше по стратиграфическому разрезу) или подстилающего его слоя континентальных осадков. Против такой возможности говорит видимое отсутствие картины профиля выветривания в слоях, составляющих морской горизонт, и в лежащих выше слоях, залегающих между морским горизонтом и почвой угольного пласта.

Есть факты, прямо противоречащие предположению о связи с выветриванием. Так, в ряде случаев в верхней части разреза морского горизонта раковины сохраняют кальцитовый состав, а в нижней части разреза они замещены каолинитом (в случае образования профиля выветривания картина была бы обратной). В ряде случаев каолинизированными оказываются лишь единичные створки, окруженные со всех сторон песчаником, содержащим кальцитовые створки.

Поскольку каолинизированные створки систематически встречаются в песчаниках с базальным карбонатным цементом, — ясно, что каолинизация происходила до образования базального (а также, по-видимому, и порового) карбонатного цемента, т. е. до окаменения осадка, в условиях его высокой проницаемости, когда еще сохранялась возможность перемещения растворов по всему объему осадка.

Уточнение вопросов генезиса каолинита в описанных породах, требует, однако, дальнейших исследований.

Воркутинская комплексная
геологоразведочная экспедиция
Воркута

Дата поступления
22.VII.1969

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

ОБ АКТУАЛИЗМЕ И ЕГО ФИЛОСОФСКОМ АНАЛИЗЕ

Б. П. ВЫСОЦКИЙ, Н. П. ФРАНЦУЗОВА¹

Книга М. Гунтау «Актуализм в геологическом исследовании» (философский анализ представляет интерес для советского читателя уже тем, что это единственная большая работа, посвященная теоретическому анализу актуализма. Значение самой проблемы таково, что ее обсуждение не прекращается в СССР и за рубежом.

М. Гунтау поставил цель рассмотреть проблему актуализма в историческом развитии, до современных дискуссий. Этот исторический материал обобщен с позиции теоретической концепции автора. Теоретическое содержание работы М. Гунтау в общем виде сводится к двум положениям: 1) отождествлению актуализма с принципом причинности; 2) доказательству, что лишь такое понимание актуализма не противоречит признанию необратимости развития, следовательно, историческому исследованию.

Говоря о первых попытках применения знания о современных геологических процессах к исследованию прошлого (Леонардо да Винчи и др.), М. Гунтау останавливается на значении идей И. Канта, указавшего на взаимосвязь отдельных этапов развития природы как необходимую предпосылку признания закономерности и возможности сравнения современного этапа с прошлыми. Он отмечает также вклад, внесенный в понимание геологического развития непунистами (идеи А. Вернера о специфике формаций и непрерывности переходов между различными фазами геологических процессов) и плутонистами (идея Д. Геттона об аналогичности современных и прошлых факторов, признание общей закономерности, устраняющей необходимость сверхъестественного вмешательства). М. Гунтау подчеркивает: «Представления о тождественных следствиях во все времена были предпосылкой успеха научных геологических исследований, осознанно или неосознанно ими пользовались. Понимание этих зависимостей составляет основу исследования детерминизма в геологии, которое ищет любые причины геологических явлений в материальных условиях и отвергает возможность вмешательства внешних, сверхъестественных и непостижимых факторов» (стр. 23).

М. Гунтау считает, что лишь в работах К. Гоффа и Ч. Лайеля разрозненные догадки были объединены и дана рационалистическая разработка принципа и метода актуализма. (Заметим, однако, что актуализм как метод познания был достаточно четко сформулирован еще анонимом в 1719 г. в «Истории Парижской Академии наук», а затем, в 1749 г., Бюффоном). В период господства эмпиризма, недоверия к теоретическим построениям как бесплодным спекуляциям, продолжает М. Гунтау, К. Гофф и Ч. Лайель стремились к формулировке закономерности как основы геологического познания. Они «по сути дела идентифицировали геологические процессы прошлого с соответствующими процессами настоящего и на этой основе хотели объяснить все геологические явления» (стр. 31). Взгляды К. Гоффа М. Гунтау излагает неточно. У К. Гоффа нет полного отождествления прошлого с настоящим, его методологический подход — исследование с помощью сравнения процессов, для которых это возможно, и оставление вопроса открытым в других случаях.

М. Гунтау пишет, что в актуализме можно различать онтологический и гносеологический аспекты, лежащие в основе принципа и метода актуализма, которые он считает неразделимыми. По М. Гунтау, принцип: «законы природы действуют вечно, поэтому прошлое есть не что иное, как видоизмененное настоящее; во все периоды истории развития Земли геологические явления, процессы и силы как по виду, так и по сочетанию в сущности были одинаковы, и, следовательно, в прошлом действовали

¹ Guntau M. Der Aktualismus in der geologischen Wissenschaften.—Freib, Forschungshefte, D-55, 1967, S. 3—94.

те же самые причины, что и сейчас». Метод допускает «принципиальную возможность объяснить все геологические явления... посредством прямого сравнения прошлого с настоящим, причем объяснения, не находящие подтверждения в настоящем или носящие фантастический характер, полностью отвергаются» (стр. 31). Хотя М. Гунтау замечает, что такое содержание «онтологической и методологической сторон актуализма в историческом плане имело чрезвычайно большое значение, однако для настоящего времени оно должно рассматриваться как неполное и устаревшее» (там же). Рациональный смысл в подобном толковании актуализма М. Гунтау усматривает только в признании материалистического понимания причинности. Однако, хотя причинное объяснение в геологию ввел еще Ч. Лайель, осознание связи между причинностью и актуализмом относится уже к XX в. В этом аспекте М. Гунтау называет работы И. Вальтера, Э. Мая (1955 г.), К. Бюлова (1960 и 1964 гг.).

Здесь с М. Гунтау нельзя согласиться. Во-первых, униформизм Ч. Лайеля исторически не следует отождествлять с детерминизмом, «вечностью» законов. Детерминизм и в геологии существовал раньше, и из него не обязательно вытекал лайелевский униформизм; детерминизм не меньше связан и с концепцией направленной эволюции, с историзмом. Во-вторых, эти определения (сформулированные М. Гунтау) признавались неполными и устаревшими уже с конца XIX в. Неясно, почему осознание связи между актуализмом и причинностью относится к XX в.

Установив связь между принципом актуализма и причинностью, М. Гунтау переходит к выяснению отношения его к идее развития. Он указывает, что, несмотря на признание отдельных элементов необратимого развития, Ч. Лайель, отвергнув катастрофизм и нептунизм, выбрал и их рациональные стороны — признание необратимости эволюции. Недостаток Ч. Лайеля автор видит в «допущении абсолютной тождественности важнейших геологических процессов, явлений и сил на всех этапах истории Земли и в обусловленной этим неспособности понять сущность процессов развития в природе» (стр. 44). Но уже во времена Ч. Лайеля появились идеи о необратимости в развитии геологических процессов — идеи Б. Котта, Г. Г. Брауна (1841 г.), признававших изменение интенсивности геологических процессов в зависимости от астрономических факторов, К. Шафхойтеля (1843 г.), выступавшего против признания полной тождественности в действии геологических сил и др. Однако, считает М. Гунтау, тогда критика взглядов Ч. Лайеля была малоэффективной, ибо недостаточно аргументировалась фактами. М. Гунтау подчеркивает важность исследований И. Вальтера, выделение им «руководящих пород», специфики геологических эпох. И. Вальтер перенес идею необратимого развития из биологии на геологические процессы. Подчеркивая своеобразие этапов развития, И. Вальтер говорил и об их относительной тождественности, что и дает основу для актуализма.

В разделе, посвященном характеристике современного понимания актуализма, М. Гунтау останавливается на фактах, противоречащих полному отождествлению современных и прошлых геологических процессов. В этой связи он рассматривает итоги дискуссии о пустынных процессах до и после появления растительности и вклад в понимание необратимости геологических процессов, сделанный Г. Штилле: «...чисто исторический подход... оказал воздействие на теоретические построения... это затронуло и актуалистический принцип... наметилось направление, которое сводится к дальнейшему развитию и конкретизации актуализма...» (стр. 51). М. Гунтау в дискуссиях выделяет четыре направления: 1) верность «лайелевскому актуализму»; 2) отрицание актуализма вообще; 3) отделение принципа (отвергаемого) от метода (приняваемого); 4) дифференцированную оценку проблемы: признание противоречивого характера актуализма и различной ценности его элементов. «Это основное направление в дискуссии стремится выявить границу актуализма при одновременном сохранении всех правильных элементов этого принципа» (стр. 57). Первые два направления М. Гунтау отвергает, что не вызывает возражений. Следует остановиться на критике третьего направления. «Речь здесь идет о попытках отвергнуть, как ложный, актуалистический принцип, т. е. положение о тождественности современных и прошлых геологических процессов. В то же время актуалистический метод, который заключается в экстраполяции современных наблюдений на прошлые этапы геологической истории Земли, эти геологи считают необходимым сохранить как безусловно необходимую основу геологических исследований» (стр. 63). К числу таких геологов М. Гунтау относит представителей самых разнородных течений. Это К. Берингер, рассматривающий актуализм как фикцию — ложную предпосылку, дающую, тем не менее, удовлетворительные результаты при ее применении в научном исследовании (здесь непосредственная связь трактовки актуализма с философским течением «фикционализма», развивавшимся в начале XX в. в Германии). Можно согласиться с критикой Г. Хойкаса, утверждавшего, что актуализм имеет только методологическое значение и не может рассматриваться как принцип, имеющий в основе объективные закономерности. «Всякий, кто признает актуализм как метод, не может пройти мимо закономерностей, на которых он базируется» (стр. 64). Но совсем непонятно зачисление в этот лагерь, лагерь «субъективных идеалистов», многих геологов, в том числе советских², которые отвергали именно экстраполяцию современных наблюдений, а рассматривали актуализм как метод наведения на прошлые процессы, развивающиеся необратимо.

² М. Гунтау ссылается на работы Б. П. Высоцкого, где излагаются эти взгляды, причем прибегает к «усеченному» и вольному цитированию.

Относя себя к четвертому направлению, М. Гунтау пытается предложить программу решения геосеологических проблем, связанных с актуализмом. Это прежде всего определение границ применения актуализма путем более детального исследования сущности изучаемых объектов. Вклад в выяснение границ актуализма внесли Э. Кайзер (1931 г.), Л. Рюгер (1936 г.) и др. Однако, говорит М. Гунтау, это лишь отдельные попытки. Вследствие разнородности объектов геологического исследования в общей форме невозможно установить абсолютную границу. Тем не менее «с подлинным содержанием актуализма, т. е. с обусловленностью всякого геологического явления материальными причинами, вполне может быть увязан факт существования у каждой геологической эпохи закономерностей» (стр. 70). М. Гунтау далее подчеркивает, что «если под актуализмом понимать только идентичность состояний, сил и связей геологических процессов, то идея развития действительно не может быть совмещена с актуалистическим принципом, если же подчеркивать значение актуализма как закона причинности в геологических исследованиях, то такое его истолкование никак не противоречит принципу развития» (стр. 70—71).

Это утверждение М. Гунтау, последовательно в книге им обосновываемое, вызывает возражение. Безусловно, детерминизм — всеобъемлющий принцип. Нет сомнения и в ограниченности взглядов, признающих идентичность современных и прошлых геологических явлений. Но, призывая к выяснению границ и возможностей применения актуализма, М. Гунтау, отождествляя актуализм с детерминизмом, делает эти границы столь широкими, что в них расплываются рациональный смысл и специфическое содержание метода актуализма. Теоретической базой (онтологическим обоснованием) метода актуализма должно быть не только признание объективного и всеобщего существования причинности, но и относительного сходства современных и прошлых явлений. Вопрос может стоять только в разграничении метафизического и диалектического понимания тождества. При диалектическом понимании тождества, берущего начало еще от Г. Ф. В. Гегеля и развитого К. Марксом и Ф. Энгельсом, признание тождества неизбежно включает и аспекты различия. Только в этом случае сравнение явлений имеет эвристический смысл. Не детерминизм, как всеобщий принцип, а историзм, выражающийся в наследственной связи, как частный случай детерминизма, является принципиальной основой современного метода актуализма, что многими осознано уже давно.

В заключение М. Гунтау пытается сформулировать программу современной разработки актуализма: «...по выявлении границ актуализма в лайелевской форме разработать конкретные методы исследования истории развития Земли, соответствующие уровню современной геологии. Этот заново разработанный современный актуализм уже не может быть выражен в виде отдельного положения или принципа... методическая сторона актуализма будет включать целую систему методов исследования, причем каждый из них в отдельности имеет лишь очень ограниченное значение, в совокупности они дают возможность составить представление о самых существенных проблемах истории развития Земли» (стр. 77). Он указывает на важное значение изучения специфического действия геологических законов во времени (эти вопросы рассмотрены им в предыдущих работах) и широкого использования индукции и дедукции при исследовании явлений.

Можно согласиться с М. Гунтау, что метод исследования исторических процессов в геологии не будет исчерпываться одной формулой, что, впрочем, не новость, но должен включать последовательность логических операций. Однако при философском анализе проблемы недостаточна общих призывов.

В качестве предполагаемой схемы можно выделить такую последовательность логических операций процесса познания прошлого: 1) исследование результатов прошедших геологических процессов, сохранившихся в виде следов; 2) изучение в современных образованиях относительно сходных результатов геологических процессов, самих процессов и условий и законов, которым они подчиняются (в этом случае применяются самые разнообразные методы, вплоть до эксперимента и моделирования); 3) детальное сопоставление результатов геологических процессов в прошлом и настоящем, выявление элементов различия между ними; на этой основе создаются гипотетические предположения о возможных иных вариантах взаимодействия факторов и ином течении геологических процессов. При таком исследовании широко применяются аналогия, индукция, метод модельных гипотез и т. д.; 4) реконструкция основных этапов развития геологических процессов как качественных ступеней изменения целостной системы, сравнительный их анализ (кроме обычных методов здесь имеет место научная интуиция, воображение и т. д.); 5) использование реконструированной истории для более глубокого познания сущности современных геологических процессов, структуры и возможных тенденций развития; контроль гипотетической реконструкции.

Как можно видеть из этой схемы последовательности операций, связанных с применением сравнительно-исторического метода, актуализм находит достаточно ответственное место (пункты 1—3). Он не противоречит принципу историзма, а следовательно, и признанию относительного сходства, преемственности в развитии геологических явлений. Однако этот метод не существует сам по себе вне теоретической тенденции. Он может использоваться как униформистами, так и признающими необратимость исторического развития, но логическая структура метода будет различной. При его применении в рамках униформизма достаточно ограничиться двумя первыми этапами приведенной выше логической последовательности операций, ибо при нахождении сходных результатов современные процессы непосредственно отождествляются с процессами в прошлом.

Чтобы внести ясность и обеспечить однозначность понятий, для такой формы актуализма можно принять термин «униформистский метод». Как указывает и М. Гунтау, для некоторых целей достаточно применения униформистского метода. Но обычно современными геологами этот метод используется лишь как предварительная стадия при изучении явлений сравнительно-историческим методом, полная логическая структура которого приведена.

Располагая интересным историческим материалом и правомерно привлекая внимание к исследованию принципа причинности применительно к геологическим явлениям, М. Гунтау, по нашему мнению, не выполнил задачу, соответствующую названию работы, и не доказал правильности двух исходных положений. Одна из причин — односторонний подход к актуализму, его упрощенное сведение к принципу причинности, а также отсутствие достаточного разграничения «принципа актуализма» М. Гунтау с принципами униформизма и историзма и логически вытекающими из них методами исследования. М. Гунтау внес мало нового в проблему, искусственно ее усложнив. Более всестороннему изучению, очевидно, помогло бы и внимательное и объективное знакомство с исследованиями, которые проводились по этим вопросам в СССР. К сожалению, М. Гунтау, ссылаясь на элементы униформизма в работах Л. С. Берга, В. И. Вернадского и А. Ф. Добрянского, высказывает лишь удивление по поводу того, что в стране, где «уже десятилетия широко распространен диалектический материализм», появляются такие «устаревшие воззрения». Он не замечает большего положительного вклада советских геологов в разработку соответствующих проблем.

Между тем интересная постановка вопросов, помогающая теоретическому осмыслению проблемы актуализма и его связи с другими методами научного познания, имеется в ряде работ. Из философских работ отметим книгу Б. А. Грушина³, статью Е. П. Никитина⁴ и т. д. Много внимания уделялось проблеме актуализма во время I Всесоюзного литологического совещания 1952 г. в работах Н. М. Страхова, Н. С. Шатского, Е. В. Шанцера, В. Е. Хаина и др. В общем плане положения об актуализме, разделяемые многими советскими геологами, можно выразить следующими тезисами: 1) метод актуализма, общий для исторических наук, занимает почетное место среди других методов геологии; 2) этот метод неизбежно конкретизируется при его применении в зависимости от теоретической концепции, с которой его связывают (униформизм, диалектическое развитие); более широкое понимание включает аспект отождествления, как частный случай (исследование действия относительно неизменных факторов, установление для некоторых целей приблизительного сходства и т. д.); 3) при более детальном познании геологического прошлого необходимо применение сравнительно-исторического метода (принципа историзма); 4) использование актуализма совместно со сравнительно-историческим методом (пункты 1—5 приведенной выше схемы) можно рассматривать как естественнонаучную конкретизацию общей идеи развития материалистической диалектики, которая неизбежно основана на детерминизме.

Современному актуализму можно дать следующее определение: актуализм — научный метод геологии, применяющийся для реконструкции геологического прошлого (и построений, касающихся будущего) путем всестороннего использования результатов изучения современных явлений. Это специфическая и самостоятельная часть более широкого сравнительно-исторического (исторического) метода. Границы и формы применения актуализма и степень однозначности результатов исследования определяются в первую очередь областью и характером явлений, а не отдаленностью изучаемой эпохи от современной.

Таковы некоторые общие итоги исследования проблемы актуализма на современном этапе ее развития.

³ Грушин Б. А. Очерки логики исторического исследования. М., 1961.

⁴ Никитин Е. П. Методы познания прошлого. — Вопросы философии, 1966, № 8.

ХРОНИКА

СОВЕЩАНИЕ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ФОРМАЦИЯМ

(21—24 мая 1968 г., Ленинград)

В. И. ДРАГУНОВ

Совещание было организовано Ленинградским отделением научно-технического горного общества с участием других учреждений.

В совещании участвовало около 1200 специалистов из 70 научно-исследовательских институтов, производственных организаций, вузов. Программа совещания предусматривала обсуждение двух проблем: I. Теория и методы учения о геологических формациях; II. Формационный анализ в геологических исследованиях.

Во вступительном слове Л. И. Боровиков обратил внимание на резко возросшую роль учения о формациях в геологических исследованиях.

Широкое распространение формационных исследований требует определения их общей основы; поэтому главная задача совещания должна состоять в том, чтобы выяснить то общее, о чем уже сейчас можно договориться, а также определить вопросы первоочередного разрешения.

Проблема I. Теория и методы учения о геологических формациях. В докладе В. И. Драгунова были рассмотрены общие вопросы учения о формациях. Парагенезис, как утверждал докладчик, может быть определен, исходя из первичных понятий об элементе, структуре и уровне организации вещества, как статистически устойчивое и однородное сообщество элементарных объектов, находящихся в определенных структурных соотношениях. Принцип физической непрерывности (А. Пуанкаре), согласно которому смежные объекты в некотором ряду могут быть неразличимы, тогда как удаленные — иметь существенные различия, позволяет ввести понятие о типичном представителе того или иного формационного вида (парагенотипе). Таким образом, можно построить систему основных понятий учения о формациях аналогично системе понятий минералогии, петрографии, литологии и палеонтологии.

Среди многочисленных признаков формаций (парагенераций) только их состав (список пород) и строение (структура) — систематические. Частные классификации формаций дополнительны к их систематике. Формации инвариантны — независимы от ситуаций и целей, в которых они рассматриваются, и в этом отношении естественны и универсальны. Однако при изменении детальности шкалы признаков возможно изменение границ вида формаций (парагенолитов) и соответственно их реализаций (конкретных формаций или парагенераций).

А. И. Айнемер показал, что выделение элементарных ассоциаций пород (парагенераций) как однородных геологических совокупностей — основа математического моделирования процессов их образования. Он и И. Г. Ханович предложил решение задачи А. Н. Колмогорова о соотношении накоплений и размывов при образовании осадочных толщ. В предположении, что мощности захоронившихся слоев распределены по закону Гаусса, была получена формула, позволяющая вычислять вероятности сохранения слоя в разрезе и численно характеризовать таким образом тектоническую активность. Однако многообразие процессов осадконакопления в сочетании с ограниченностью возможностей их моделирования не позволяют принять генетический подход к выделению формаций и их систематизации.

В. И. Васильев показал, что формация характеризуется структурно-вещественным единством горных пород, отражающим статистическую устойчивость ее признаков. Понятие о формации не может быть выведено, если исходить из понятий о структурно-формационной зоне или стадии геотектонического этапа, поскольку в данном случае предполагается априорное постижение последних; понятие о геологическом теле применимо к объектам различного уровня организации вещества — минералам, горным породам, формациям, а также к тем или иным их сочетаниям, поэтому нецелесообраз-

но вводить понятия о геологическом теле как о промежуточном звене между породой и формацией. Тела геологических формаций следует рассматривать с точки зрения их симметрии. Могут быть выделены линейные, плоскостные в объемные (центрально-плоскостные) тела формаций.

Топологические аспекты формационного анализа были темой доклада Ю. В. Казницына. По его мнению, парагенетический подход и представления об уровнях организации позволяют обнаружить аналоги в проблемах формационного анализа и задаче систематизации разнородных множеств.

Доклад И. В. Крутя «Положение геологических формаций в геологическом пространстве» касался онтологических вопросов учения о формациях на основе представлений о состояниях пространства или об уровнях организации. Объекты каждого уровня образуют классы целостных систем, внутри которых могут различаться интрасистемы. Возможно описание структуры формаций на основе представлений об элементарных породах, ассоциациях и понятиях об интрасистемах. Парагенезисы элементов формаций нередко многоступенчаты, что позволяет выделять интрапарагенезы. Парагенезы геологических формаций в формационных рядах более просты, чем парагенезы элементов самих формаций.

Некоторые новые математические методы решения задач классификации и разграничения геологических объектов изложили А. И. Бугаец, А. П. Дорофеев и А. П. Мацак. Они показали возможности методов автоматической классификации и предложили алгоритм разбиения геологических объектов на заранее заданное и заранее незаданное число классов, однородных по тем или иным признакам или их группам.

Формальные основы учения о формациях, по мнению Ю. А. Воронина и Э. А. Еганова, в настоящее время неудовлетворительны. Основная ошибка заключается в том, что это учение явно или неявно опирается на представление о существовании естественного и универсального способа выделения формаций, не зависящего от средств и целей исследователя. Формально задача формационного анализа разделяется на две задачи: 1) группирование элементарных геологических тел, 2) распознавание сложных геологических тел, полученных путем группирования элементарных тел.

Различные вопросы применения математических методов были освещены в выступлениях И. К. Волчанской, В. Я. Герасименко и Д. И. Фрих-Хара, которые показали возможность использования графов при исследовании сложных связей геологических тел. В. Д. Ермиков и В. А. Соловьев предложили весьма интересный способ выделения эталонов формаций при региональных исследованиях. А. В. Вихерт использовал пуассоновскую модель для описания флишевой формации. В. К. Елишин применил различные статистические критерии в седиментологических целях. О. П. Волынец на примере изучения формаций магматических пород показал возможность использования электронно-вычислительной техники.

Вопросы систематики и классификации формаций рассматривались в докладе М. Г. Бергера, имевшем общий характер, а также на примере докембрийских и нижнепалеозойских формаций юга средней Сибири, изученных Д. И. Мусатовым и Н. В. Межеловским.

М. В. Муратов и В. М. Цейслер предложили различать среди формаций геосинклинальных складчатых поясов два класса: 1) формации, накапливающиеся на собственно геосинклинальном этапе; 2) формации орогенного этапа. По типам разрезов выделяют три парагенеза формаций, отвечающих структурам: 1) геосинклинальных прогибов, 2) геантиклинальных поднятий, 3) срединных массивов.

Э. Н. Янов и Н. С. Малич представили на совещании довольно значительный список выделенных по парагенетическому принципу осадочных формаций, которые были ими классифицированы по неотектоническим признакам.

И. С. Грамберг рассмотрел генетические ряды гумидных формаций в качестве основы их классификации. Он охарактеризовал: 1) динамические (регрессивный, стабильный, трансгрессивный), 2) геоструктурные (платформенный, геосинклинальный, передовых прогибов и межгорных впадин) и 3) фациальные (континентальный, паралический и морской) ряды формаций.

Несколько докладов и выступлений было посвящено характеристике различных формационных видов.

Б. М. Келлер дал весьма четкое описание спаргамитовой формации, развитой в байкалидах, и показал ее место в формационном ряду, где она предшествует молассам.

Формации морен посвятила свой доклад Е. В. Рухина. Флишевую формацию рассматривали С. Л. Афанасьев и А. Е. Мирошников, молассовую и другие орогенные формации — И. С. Мустафаев, Н. П. Костенко, В. И. Макаров и др., Я. Р. Меламед.

Карбонатные формации были охарактеризованы И. К. Королюк, красноцветные — А. И. Анатольевой.

Угленосным формациям были посвящены доклады и выступления Г. А. Иванова, М. И. Ритенберг, А. Н. Вана, Ф. Ш. Хасанова.

Формационные ряды различных регионов страны были освещены в докладах П. А. Софроницкого, А. Л. Мельника, Н. Е. Митина, Э. А. Светлаковой, М. Д. Булгаковой, А. В. Коробицына.

Проблема II. Формационный анализ в геологических исследованиях.

Значение системного подхода к описанию геологических явлений было показано в докладе Ю. А. Косыгина. По типу отношений изучаемых геологией систем могут быть выделены статическая, динамическая и ретроспективная системы. Исследуя формацию как статическую систему, различают слагающие ее элементы: слои и их пространственные отношения. Рассматривая формацию в ходе ее образования в современных геологических условиях, следует применять динамическую систему для ее описания и соответственно использовать пространственно-временные отношения ее элементов. Наконец, в геологии очень часто применяется ретроспективная система, основывающаяся на тех или иных представлениях о характере событий. Ретроспективная система может быть построена только на основании статической и динамической систем. Формации, в частности, должны быть сначала изучены как статические и динамические системы и уже позднее могут изучаться как системы ретроспективные.

По мнению Ю. Р. Беккера, стадийный характер развития геосинклиналей наиболее четко выявляется по распределению в разрезе осадочных и осадочно-вулканогенных формаций. Особое значение имеет флишевая и молассовая формации, по которым могут быть выделены дофлишевая, флишевая и молассовая стадии. На Урале выявляется тесная связь флишевой и аспидной формаций, которой здесь начинается флишевая стадия. Дофлишевая стадия представлена песчано-гранитовой, обломочно-карбонатной, обломочно-олигомиктовыми формациями и формацией ранних барьерных рифов. Элементы стадийности, сходные с описаниями на Урале, имеются также в байкалидах и карелидах.

Анализ размещения парагенераций (формации в понимании Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова и Б. М. Келлера) в качестве основы тектонического и минералогического районирования дали В. И. Драгунов, В. Л. Либрович, Р. Г. Матухин и В. В. Меннер на примере девонских отложений северо-запада Среднесибирского плоскогорья. Здесь по признакам состава и строения было выделено в нескольких разрезах около 40 парагенераций. Систематизация парагенераций позволила различить среди них 21 парагенолит (абстрактную формацию), получивший собственные наименования.

Парагенерации, будучи выделены как однородные ассоциации горных пород, легко картируются в среднем и крупном масштабе. Те парагенерации, видовые отличия которых связаны с присутствием в них полезных ископаемых, прямым способом могут быть отображены на картах и разрезах.

Г. Д. Ажгирей и Е. Н. Богачева охарактеризовали вулканогенно-осадочные геосинклинальные формации Большого Кавказа. Основное внимание они уделили вулканогенным формациям, а из осадочных рассмотрели лишь аспидную, которая на Кавказе отличается от сходной с нею формации «блестящих сланцев» Альп пониженным содержанием СаО.

В. Ю. Запорожов, О. Д. Шевченко, С. Д. Макарова, В. И. Троицкий и В. И. Попов на примере геосинклинальных формаций междуядерной зоны Южного Тянь-Шаня и платформенных формаций Ферганской депрессии продемонстрировали методы использования формаций в целях тектонического районирования.

Доклад О. А. Мазаровича о формациях варисийского комплекса каледонид Центрального Казахстана был интересен выделением моласс трех типов. Геосинклинальные завершающие молассы (как морские, так и континентальные) образуются сразу за общим обращением тектонического режима геосинклинальной области; они тесно связаны с геосинклинальными образованиями, например силура в каледонидах Казахстана, ордовика и силура Тувы. Эпигеосинклинальные молассы активизации возникают после перерыва в осадконакоплении вслед за инверсией. Примером служат девонские образования Минусинских впадин, Тувы и т. д. Молассы, формирующиеся в ходе неотектонических движений горной Средней Азии, выделяются как эпиплатформенные молассы активизации.

Формации внутриплатформенных прогибов, согласно В. И. Высоцкому и Е. А. Долгинову, позволяют различать три категории этих структур. К первой категории относятся прогибы, в которых распространены молассоидные — красноцветные и аркозовые пески и валунные «тиллитоподобные» конгломераты — и вулканогенные — базальтовая и андезито-базальтовая — формации (Пачелмский, Оршанский и другие прогибы). Прогибы второй категории характеризуются карбонатными формациями, в меньшей мере — песчанниковой и песчано-глинистой (Туруханский, Юдомо-Майский, Пальмирский и другие прогибы). Третью категорию составляют прогибы типа Донецкого и Угарты, в нижней части разрезов которых распространены терригенные и вулканогенные формации, а в верхних — карбонатные. Различия в составе формаций, выполняющих прогибы, находятся в некотором соответствии с положением последних на платформах, а также связаны со стадиями геотектонического этапа. Все это позволяет поставить вопрос либо о выделении нескольких типов авлакогенов, либо об отнесении к авлакогенам лишь одного из рассмотренных типов внутриплатформенных прогибов.

З. И. Цзю, И. В. Черменинова, И. Н. Сулимов, Г. Н. Бровков, У. Асаналиев и У. Хусаинов, А. Ф. Шехоркина, В. П. Мишин кратко изложили результаты применения формационного анализа в различных регионах СССР: в Приуралье, Сибири, Средней Азии и на Дальнем Востоке.

Во многих выступлениях (В. И. Васильев, А. И. Анатольева, М. М. Кухтиков, Т. Г. Павлова, Э. Н. Янов и др.) критиковался подход к выделению формации с позиций, развиваемых представителями тектонического течения. Были указаны многочисленные противоречия, возникающие при попытке использовать тектонический принцип выделения формаций.

В. Е. Хаин вновь поддержал представления о необходимости выделения формаций по геотектоническим признакам. По его мнению, организаторы совещания чрезмерно и в значительной мере искусственно противопоставили парагенетическое и генетическое направления. Разногласия, возникающие среди исследователей при использовании геотектонических принципов, В. Е. Хаин связал с их собственными ошибками в геотектонической интерпретации геологической истории и строения исследованных ими регионов.

Проблемы минерагенетических приложений учения о формациях, развивавшиеся на примере формаций магматических пород, но имеющие несомненное значение и для формаций осадочных и вулканогенных, обсуждались в докладах И. Н. Томсона, Р. М. Константинова, О. Л. Поляковой и Д. В. Рундквиста.

Формационный анализ в применении к поискам вулканогенно-осадочных марганцевых руд и фосфоритов был темой докладов Е. А. Соколовой, В. И. Покрышкина, В. В. Козлова и Е. Д. Сулиды-Кондратьева. По мнению Е. А. Соколовой, анализ выявленных эмпирическим путем парагенезисов позволяет установить закономерности локализации руд внутри формаций, их генезис и соответственно факторы, обуславливающие возникновение рудных концентраций. В. И. Покрышкин и его содокладчики предложили выделять литоформации (или парагенерации), которые по генетическим признакам объединяются в тектоноформации (или геогенерации). Ими были описаны кремнисто-карбонатная, терригенно-карбонатная и глауконито-карбонатная литоформации, распространенные на севере Аравийской и Африканской платформ.

Различные вопросы связи формаций и полезных ископаемых обсуждались в выступлениях В. И. Ковбань и В. А. Соколова, П. Ф. Сопко, В. Е. Попова, В. П. Феоктистова, Н. И. Марковского и др.

Совещание показало, что учение о формациях в последнее время вышло за пределы чисто академических интересов и широко применяется почти во всех аспектах деятельности геологов, и прежде всего в области тектоники минерагении. Тектоническое и прогнозно-минерагенетическое районирование способствует выяснению закономерностей размещения полезных ископаемых, необходимых для развития производительных сил страны. Это требует организации и координации усилий геологов, изучающих формации. Между тем, как выяснилось на совещании, в значительной части даже научно-исследовательских геологических организаций отсутствуют подразделения (отделы, секторы, лаборатории и т. д.), специализированно занимающиеся исследованиями формаций. Крайне важной организационной проблемой было признано создание Совета по геологическим формациям.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Дата поступления
5.III.1969

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), Е. А. ГОЛОВИН, Т. Н. ДАВЫДОВА,
Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ, Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН,
О. И. ЛУНЕВА, Б. М. МИХАЙЛОВ, А. Б. РОНОВ, А. С. СОКОЛОВ, В. А. ТЕНЯКОВ,
П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА, В. Н. ХОЛОДОВ (зам. главного редактора),
В. С. ЯБЛОКОВ

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), E. A. GOLOVIN, T. N. DAVYDOVA
G. A. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA, G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN,
O. I. LUNEVA, B. M. MICHAILOV, A. B. RONOV, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV,
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief),
V. S. YABLOKOV

Адрес редакции:

Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7. ГИИ АН СССР

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 31/VII-1970 г. Т-15913. Подписано к печати 6/X-1970 г. Тираж 1335 экз.
Зак. 4268. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Бум. л. 5¹/₄. Усл. печ. л. 14,7. Уч.-изд. листов 16,1.

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10

Цена 1 р. 25 к.
Индекс 70493

**ПРИНИМАЕТСЯ ПОДПИСКА
НА ЖУРНАЛЫ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»
на 1971 год**

**ЖУРНАЛЫ ПО ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИМ
НАУКАМ**

Название журнала	К-во номеров в год	Подписная цена (годовая)
Геология и геофизика	12	8 р. 40 к.
Геология рудных месторождений	6	7 р. 20 к.
Геоморфология	4	4 р. 20 к.
Геотектоника	6	7 р. 20 к.
Записки Всесоюзного минералогического общества	6	7 р. 20 к.
Известия Академии наук СССР Серия географическая	6	9 р.
Известия Академии наук СССР Серия геологическая	12	18 р.
Известия Всесоюзного географического общества	6	5 р. 40 к.
Литология и полезные ископаемые	6	7 р. 50 к.
Океанология	6	9 р.

Подробные сведения о журналах издательства «Наука» публикуются в каталогах «Академкниги».

Подписка принимается общественными распространителями печати по месту работы и учебы, в пунктах подписки «Союзпечати», а также в любом почтамте и в отделениях связи.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»