

УДК (552.527.2:551.462.34) (262.5)

ГЛУБОКОВОДНЫЕ ГРАВИЙНО-ГАЛЕЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ С ТАЛЬВЕГА ПОДВОДНОЙ ДОЛИНЫ КИЗЫЛ-ИРМАК (ЧЕРНОЕ МОРЕ)

А. С. Жигунов, К. М. Шимкус

Грубообломочный материал за пределами периферийной полосы Черного моря распространен ограниченно. Местами он встречен в толще верхнечетвертичных отложений нижней зоны шельфа, трассируя положение позднеплейстоценовой береговой линии [1, 6, 7]. Кроме того, он входит в состав турбидитов, покрывающих тальвеги вершин подводных каньонов, подходящих близко к устью рек, таких как Ингури [5]. Гравий и галька прослежены здесь до глубины 312 м.

Грубообломочные отложения на азиатском кон-

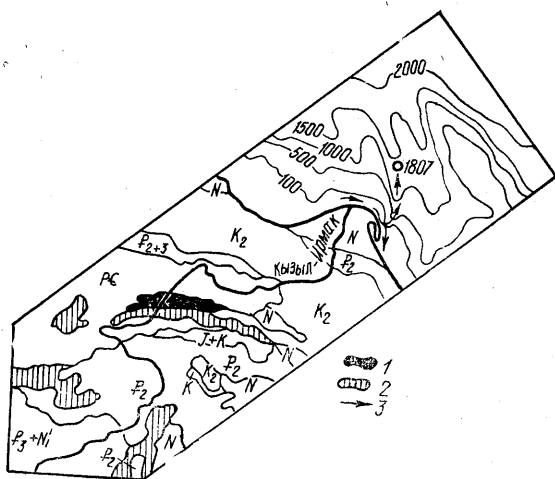


Рис. 1. Геологическая схема водосбора р. Кизыл-Ирмак и батиметрия прилегающей акватории Черного моря

1 — мезозойские ультраосновные породы; 2 — офиолиты мезозоя; 3 — направление транспортировки грубообломочного материала от устья р. Кизыл-Ирмак

тинентальном склоне Черного моря обнаружены в подводной долине Кизыл-Ирмак во время литологического рейса НИС «Академик С. Вавилов» (1970 г.), проходившего под руководством К. М. Шимкуса. Гравийно-галечные отложения залегают на широком тальвеге этой долины на глубине 1520 м. Эта находка представляет интерес не только большой глубиной залегания, но и значительной (25 км) удаленностью, от побережья (рис. 1). В собранном материале определен петрографический состав, что позволило установить источник материала и высказать соображения о его природе.

Литолого-петрографическая характеристика. В районе с координатами 41°57' с. ш. и 36°23'8" в. д. на глубине 1520 м работы проведены на четырех станциях (1807₁₋₄). Дважды пробы отбирали дночерпателями и дважды трубкой. В первой дночерпательной пробе слой мощностью 25 см сложен серым, темно-серым слегка полосчатым слабоизвестковым илом, жидким и мягким. Во второй верхние 2 см представлены жидким глинистым илом темно-серого, почти черного цвета. Подстилающий слой (2—10 см) состоит из гравия, гальки и мелких валунов. Одной прямоточной трубкой подняты гравийно-галечные отложения

(слой мощностью около 5 см), а другой вскрыт следующий разрез:

- 0—3 см — глинистый бескарбонатный ил, темно-серый, жидкий
- 3—9 см — гравий с галькой, среди которых встречены несколько обломков створок раковин
- 9—24 см — глинистый слабоизвестковый ил, серый скрытослоистый от полужидкой до мягкой консистенции, постепенно переходящий в залегающий ниже слой
- 24—37 см — глинистый слабоизвестковый микрослоистый мягкий ил
- 37—38 см — гравийно-галечные отложения с примесью темно-серого ила; прослой полностью не пройден

Таким образом, грубообломочный материал локализуется лишь в определенной зоне тальвега. Вмещающие гравий и гальку илы — это типичные современные и верхнеголоценовые глубоководные осадки.

Гранулометрический анализ фракции < 10 мм

Размер фракции, мм	Содержание, %
10—7	42
7—5	21
5—3	20
3—2	7
2—1	6
1—0,5	2
0,5—0,25	0,5
0,25—0,1	1
< 0,1	0,5

В дночерпательной пробе общей массой 30—40 кг преобладает галечный материал с единичными мелкими валунами, достигающими размера 200 мм (рис. 2). Более мелкий материал, судя по результатам просеивания фракции < 10 мм, представлен в основном гравием (96%), песок и алеврит составляют всего 4%. Следовательно, с уменьшением размерности фракции ее содержание в пробе уменьшается (см. таблицу).

Галька и валуны хорошо окатаны, плоские или эллипсоидальные. Визуально и в шлифах в составе гравийно-галечного материала выделены следующие петрографические разновидности: базальты, спилиты, разнообразные гранитоиды, андезитовые туфы, гравелиты и радиолариты (рис. 2, 3).

Базальты (рис. 2, а; 3, а) — хорошо окатанные гальки и мелкие валуны размером от 20 до 200 мм темно-серого до почти черного цвета с пористой или миндалекаменной текстурой. Миндалины выполнены карбонатом. Структура порфирировая. Вкрапленники представлены гиперстеном, реже авгитом и плагиоклазом. Основная масса имеет пилотакситовую или интерсертальную структуру, флюидальную текстуру и состоит из микролитов основного плагиоклаза, пироксена, стекла и магнетита.

Спилиты (рис. 2, б; 3, б) — плотная порода с миндалекаменной текстурой. Сложена лейстами альбита, табличками и неправильными кристаллами олигоклаза, погруженными в основную массу, состоящую из лимонита, магнетита, хлорита и стекла. Порода интенсивно карбонатизирована. Кальцит выполняет миндалины, иногда вместе с хлоритом и кварцем выполняет трещины. Структура породы спилитовая с интерсертальной, местами сноповидной, дендритовой и зародышево-вариолитовой структурой основной массы.

Кварцевый порфир (рис. 2, г; 3, г) — хорошо окатанные гальки размером до 30—40 мм, уплощенные, пестрой окраски с преобладанием розоватого, желто-бурого и белого цвета. Порода состоит из вторичного и первичного кварца, серицита и мусковита. Весьма характерны изометричные и округлые образования бурого лимонита. Из аксессуарных встречен турмалин. Под микроскопом структура реликтовая фельзитовая или фельзито-порфирировая.

Гранит-порфир (рис. 3, д) — полуокатанные и окатанные гальки светло-серого цвета с буроватым оттенком, средне-крупнозернистые, массивные, крепкие с неровным изломом. Под микроскопом видна микрогранулитовая структура основной массы с фенокристаллами ортоклаза (20—30%), олигоклаза (30—40%), кварца (20—30%) и биотита (10%). Аксессуары — сфен, магнетит, апатит, эпидот.

Гранодиорит (рис. 2, *д*; 3, *е*) — хорошо окатанные гальки лепешковидной формы размером до 6 см, серого цвета с розоватым оттенком, довольно крепкие с неровным изломом. Порода сложена незначительно пелитизированным ортоклазом (40—50 %), олигоклаз-андезином (30—40 %), кварцем (10—20 %) и хлоритизированным биотитом. Акцессорные минералы: сфен, эпидот-цоизит, магнетит, апатит.

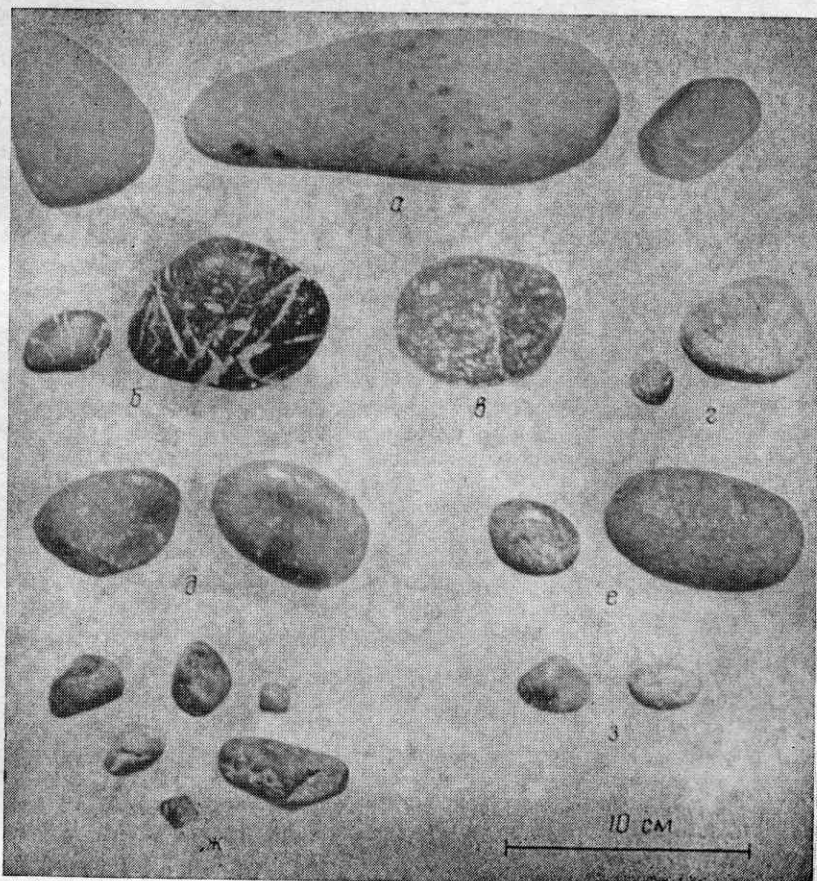


Рис. 2. Грубообломочные отложения с подводной долины Кизыл-Ирмак
а — базальт; *б* — спилит; *в* — гравелит; *г* — кварцевый порфир; *д* — гранодиорит; *е* — андезитовый туф; *ж* — радиоларит; *з* — пепловый туф

Андезитовые туфы (рис. 2, *е*; 3, *ж*) — уплощенные хорошо окатанные гальки зеленовато-серого цвета, средней крепости с неровным изломом. Под микроскопом выявляется литокристаллокластическая разнозернистая структура. Неокатанные обломки андезитов, липаритов, плагиоклаза, роговой обманки, биотита, кварца размером от 0,1 до 2 мм сцементированы кварц-полевошпатовым мелкозернистым агрегатом раскристаллизованного стекла.

Гравелиты (рис. 2, *в*; 3 *в*) — хорошо окатанные гальки пестрой окраски, крепкие с неровным изломом. Часто разбиты трещинами с кальцитовым выполнением. Гравелиты состоят из окатанных и угловатых обломков пород (пироксенитов, габбро, гранитоидов, кварцитов, разнообразных сланцев) и минералов (плагиоклазов, калиевых полевых шпатов, пироксенов, кварца,) сцементированных базальным хлоритово-железистым цементом. Размер обломков от 1 до 30 мм.

Радиолариты (рис. 2, *ж*; 3, *з*) — гальки и гравий средней и хорошей окатанности красного, коричневого, темно-коричневого и темно-серого цвета, крепкие. При раскалывании дают раковистый излом с острыми режущими краями. Под микроскопом порода буроватой окраски, сложена мелкозернистым кварцем и, вероятно, халцедоном. Струк-

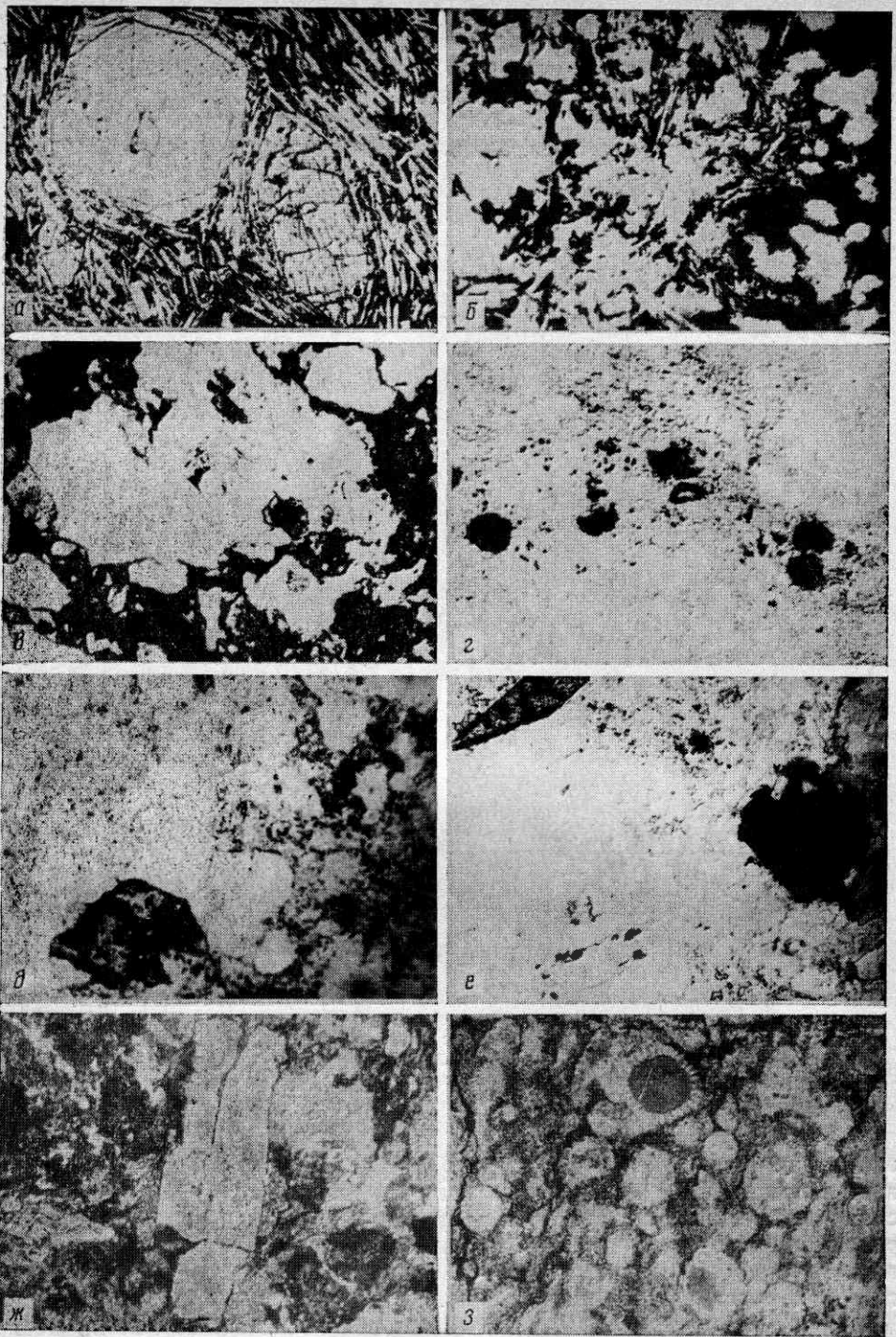


Рис. 3. Микрофотографии шлифов гравия и гальки (ст. 1807₄)

а — базальт; вкрапленники пироксена в пилотакситовой основной массе. Обр. 1; ник. +; $\times 50$; *б* — спилит, состоящий из лейст альбита и кристаллов олигоклаза, промежутки между которыми, миндалина и прожилки выполнены кварцем, хлоритом, стеклом, кальцитом (на фотографии белое); темная основная масса состоит из гидроксидов железа и магнетита. Обр. 2; ник. ||; $\times 50$; *в* — гравелит, сложенный обломками минералов, магматических и метаморфических пород; цемент — базальный хлоритово-железистый. Обр. 3; ник. ||; $\times 50$; *г* — серицитизированная основная масса кварцевого порфира, в которой рассеяны образования гидроксидов железа (черное). Обр. 4; ник. ||; $\times 50$; *д* — гранит-порфир; кварц (белый), полево шпат (серый) в микрогранулитовой кварц-полевошпатовой массе; минерал с высоким рельефом — сфен, непрозрачный — магнетит. Обр. 6; ник. ||; $\times 120$; *е* — гранодиорит; на фоне светло-серой кристаллически-зернистой кварц-ортоклаз-плагноклазовой массы выделяются клиновидный сфен, непрозрачный магнетит, хлоритизированный биотит. Обр. 7; ник. ||; $\times 85$; *ж* — андезитовый туф литокристаллокластический, в центре крупный кристалл плагноклаза и более мелкие зерна кварца, плагноклаза и слюды, погруженные в раскристаллизованное стекло. Обр. 8; ник. ||; $\times 25$; *з* — радиолярит. Обр. 9; ник. ||; $\times 50$

тура реликтово-радиоляриевая. Реликты радиолярий округлой формы размером 0,2—0,5 мм.

Туф пепловый (рис. 2, з) — мелкие хорошо окатанные галечки размером от 10 до 2,5 мм светло-желтого цвета с микропористой текстурой.

Встречены также изометричные хорошо окатанные галечки белого и молочно-белого кварца размером от 2 до 4 см.

Источники грубообломочного материала и механизм поступления. Породы, встреченные в изученной пробе, широко представлены в бассейне р. Кизыл-Ирмак, которая в среднем течении прорезает мезозойские вулканические комплексы разнообразного состава, в том числе и офиолиты (см. рис. 1) [2, 8]. В бассейне реки большое развитие имеют осадочные и метаморфические отложения, тем не менее в составе галек они не представлены, что объясняется, вероятно, длительностью транспортировки материала и естественного обогащения конечной пробы крепкими магматическими породами.

Таким образом, наиболее вероятным источником гравийно-галечных отложений является русловый аллювий р. Кизыл-Ирмак. Верховья одноименного подводного каньона подходят близко к берегу примерно в 10 км к востоку от устья реки. Поэтому занос руслового аллювия в него возможен лишь прибрежными вдольбереговыми течениями. Как известно [3], последние заметно усиливаются в штормовые периоды и способны транспортировать грубообломочный материал вдоль берега на огромные расстояния. О том, что такой перенос происходит в восточном направлении от устья р. Кизыл-Ирмак свидетельствует развитие в этом направлении аккумулятивной косы, которая хорошо видна даже на мелкомасштабных картах.

Подобная поставка прибрежного грубообломочного материала в штормовые периоды осуществляется в вершины подводных каньонов, прорезающих современный кавказский шельф [5]. Поступление огромного количества материала в вершины каньона, как правило, вызывает суспензионные потоки, которые транспортируют его вглубь моря. При сравнительно простой морфологии каньонов и значительных уклонах дна на большие глубины переносятся не только песок и алеврит, но и более грубый материал. Такая картина выявлена, например, на прованском склоне Средиземного моря, где в подводной долине Ниццы и в других подобных долинах гравийно-галечный материал обнаружен до глубины 2410 м [9].

На основании изученных разрезов установлена периодичность поступления гравийно-галечного материала в глубоководную область подводной долины Кизыл-Ирмак на современном этапе. Залегание прослоев почти чистого гравия и гальки свидетельствует о периодичном прохождении очень мощных и высокоскоростных суспензионных потоков, которые не дают аккумуляроваться даже крупнозернистому песку (см. таблицу). Их скорость может достигать, если исходить из экспериментальных данных [4], 4,9 м/с. Тонкие прослойки илов фиксируют полное затухание потока, когда осаждается облако взмученного материала, которое оторвалось от него и рассеялось на определенном уровне водной толщи. Такое отщепление наиболее тонкой части материала в суспензионном потоке нам приходилось наблюдать во время погружений на подводном аппарате «Аргус».

Обращает на себя внимание то, что за пределами склона в Черноморской и других глубоководных впадинах грубообломочный материал в разрезе верхнечетвертичных отложений не встречен. Видимо, на перигебе рельефа суспензионные потоки резко теряют свою энергию.

SUMMARY

Gravel-pebble deposits of various petrographical composition with prevalence of magmatic rocks were lifted from the lower part of the anatolian continental slope. A mineralogic-and-petrographic characteristic of gravel and pebble is given. A conclusion is sub-

stantiated that magmatic Pontian complexes eroded by the Kizyl-Irmak river are the source of the material. The coarse material was transported to the lower part of the continental slope by the suspension flows along the talweg canyon.

1. Жигунов А. С. Петрография гравийно-галечного материала из верхнечетвертичных осадков западного шельфа Черного моря.— В кн.: Геология и гидрология западной части Черного моря. София: Изд-во Болг. Акад. наук, 1979, с. 176—179.
2. Земная кора и история развития Черноморской впадины / Отв. ред. Ю. Д. Беланже.— М.: Наука, 1975.— 358 с.
3. Зенкович В. П. Потоки наносов вдоль советских берегов Черного моря. М.: Морской транспорт, 1956, с. 3—44. (Тр. Союзморниипроекта ММФ; Вып. 3).
4. Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море.— М.: Наука, 1966.— 249 с.
3. Тримонис Э. С., Шимкус Е. М. Об осадконакоплении в вершине подводного каньона.— Океанология, 1970, т. 10, вып. 1, с. 98—112.
6. Шимкус К. М., Евсюков Ю. Д., Соловьева Р. Н. Подводные террасы нижней зоны шельфа Черного моря и их природа.— В кн.: Геолого-геофизические исследования зоны предокеана. М.: Наука, 1980, с. 81—92.
7. Щербаков Ф. А., Курприн П. Н., Забелина Э. Н., Скиба С. И. Палеогеография Азово-Черноморья в позднем плейстоцене и голоцене.— В кн.: Палеогеография и отложения плейстоцена Южных морей СССР. М.: Наука, 1977, с. 51—60.
8. Эрентоз К. Краткий обзор геологии Анатолии (Малая Азия).— Геотектоника, 1967, № 2, с. 31—47.
9. Bourcart G., Genesseeux M., Klimek E., Calves J. Les sediments des vallees sous-marines au large dens le golfe de Genes.— C. R. Acad. Sci., 1960, vol. 25, N 15, p. 1443—1445.

Юж. отд-ние Ин-та океанологии АН СССР,
Геленджик

Статья поступила
30.08.82

УДК 551.464.32(262.5)

МИКРОЭЛЕМЕНТЫ В ВОДАХ ЧЕРНОГО МОРЯ

*И. Ф. Барчук, В. С. Булкин, А. Ф. Огородник,
К. С. Красовский, Э. Ю. Котишевская*

Черное море является уникальным бассейном, что в основном обусловлено наличием колоссальной по мощности (до 2000 м) сероводородной зоны, которая определяет многие закономерности гидрохимии, биологии, осадкообразования и других характеристик Черного моря. Одним из путей исследования свойств и влияния сероводородной зоны является изучение распределения в водах Черного моря микроэлементов. Донные осадки образуются практически в результате осаждения взвесей, находящихся в морской воде. Поэтому важным является определение химических элементов как растворенных в морской воде, так и во взвесьях. Ценны и необходимы сведения о распределении их по глубине и площади бассейна. Методы чистой аналитической химии не могут дать надежной информации о микроэлементах в море. Ее можно получить с помощью комбинированных методов химии, а также современных физических, особенно ядернофизических.

В настоящей работе изложены краткие сведения о применявшейся методике определения некоторых микроэлементов в морской воде. Приведены данные о распределении их в водах Черного моря, полученные с помощью нейтронно-активационного анализа (НАА).

Нейтронно-активационный анализ образцов морской воды. При определении микроэлементов в морской воде важную роль играет тщательность в заборе и подготовке проб к анализу (концентрирование микроэлементов и освобождение проб от мешающих анализу элементов). Существуют различные методы подготовки проб. В наших исследованиях применялся экстракционно-нейтронно-активационный метод. Методика определения Hg, Sb, Cd, Cr, Ag, Co, Zn, растворенных в морской воде, подробно описана в работах [2, 11, 13, 14]. Активация образ-

1-463

1-й экз.

44 АКАДЕМИЯ НАУК УССР
5 ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ УССР

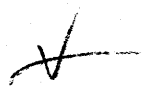
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

Научный журнал
основан в 1934 г.
Выходит один раз
в два месяца

Том 44 **5·1984**

КИЕВ НАУКОВА ДУМКА

РУДЫ И РУДООБРАЗОВАНИЕ



УДК 551.21+553(477)

ВУЛКАНОГЕННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ РЕГИОНОВ УКРАИНЫ

В. В. Науменко

В течение длительной истории формирования земной коры (4,6 млрд. лет) и развития ее структур роль вулканических процессов была весьма значительной, хотя и не однозначной. По мере «обрастания» гетерогенного вещества земной корой и продуктами ее консолидации наблюдалось эволюционное изменение вулканической деятельности в качественном и количественном отношении.

С континентальными и субмаринными вулканическими процессами (вулканогенно-осадочным, собственно вулканическим, вулканогенно-интрузивным) связаны многие месторождения. Среди вулканогенных месторождений выделяют гидротермальные или газогидротермальные (континентальные) и вулканогенно-осадочные (субмаринные).

В зависимости от связи с особенностями вулканического процесса все месторождения подразделяются на собственно вулканические, субвулканические и глубинно-вулканические [18]. Особенности вулканогенных месторождений предопределяются характером развития структур земной коры и связанным с ним вулканизмом. Как правило, вулканизм ранних этапов формирования земной коры геосинклинальный, более поздних — континентальный, происходивший главным образом в режиме тектономагматической активизации (ТМА).

Территория Украины, представляющая собой сочетание разнообразных тектонических элементов, сформировалась в течение длительной истории развития (3,8 млрд. лет) и состоит из таких регионов: Украинский щит (УЩ), Волыно-Подольская плита, Днепровско-Донецкая впадина (фрагмент крупной рифтовой зоны), Донбасс, Причерноморская плита (впадина), Скифская платформа (Степной Крым), складчатые сооружения Горного Крыма и Карпат.

Формирование континентальной земной коры, существующей в настоящее время, протекало в условиях геосинклинального, орогенного

ИЗДАНИЕ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ЖУРНАЛА
Библиотечка по естественным
наукам АН УССР