Э. А. ДУНИН-БАРКОВСКАЯ

ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ВИСМУТА

(ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКИЕ ГОРЫ)

АКАДЕМИЯ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ им. Х. М. АБДУЛЛАЕВА

Э. А. ДУНИН-БАРКОВСКАЯ

ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ВИСМУТА

(ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКИЕ ГОРЫ)

3323

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ФАН» УЗБЕКСКОЙ ССР
ТАШКЕНТ — 1978

Библиотека Ин-та геологических наук АН Арм.ССР

552
Д 83

УДК (550.4+549):546.87(575)

Э. А. Дунин-Барковская. **Геохимия и минералогия висмута (Чаткало-Кураминские горы)**. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1978. Табл.—77, рис.—35, библ.—305 назв.

В работе представлена геохимия висмута от состояния рассеяния в осадочных и магматических породах до концентрации в рудах месторождений и минералах. Выявлены роль органических и других веществ в накоплении его в осадочном процессе и значение двухвалентной серы при концентрации в связи с магматическим и гидротермальными процессами. Приводятся кристаллохимические особенности и геохимические связи висмута с Pb, Te, Cu и другими элементами в эндогенном рудообразовании. Тщательно изучены минералы висмута. На основе ведущих парагенезисов систематизированы висмутоносные рудные формации. Рассмотрены общие вопросы геохимии висмута и его источники для эндогенного оруденения. Описаны геологические факторы и минералого-геохимические критерии висмутового оруденения.

Работа представляет интерес для геохимиков, минералогов и геологов, занимающихся изучением редких элементов.

Ответственные редакторы

доктора геол.-мин. наук
В. В. Щербина, С. Т. Бадалов

Элеонора Ашотовна
Дунин-Барковская

ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ВИСМУТА
(ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКИЕ ГОРЫ)

Утверждено к печати
Ученым советом Института геологии и геофизики
им. Х. М. Абдуллаева, Отделением наук о Земле АН УзССР

Редакторы *Л. Б. Ходанович, Р. Б. Якубович*
Художник *И. А. Цыганов*
Технический редактор *В. М. Тарахович*
Корректор *Т. Кормушина*
ИБ № 297

Р05267. Сдано в набор 9/II-78 г. Подписано к печати 7/IV—78 г. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага тип. № 1. Бум. л. 8,5. Печ. л. 17,0. Уч. изд. л. 17,3. Изд. № 569. Тираж 1000. Цена 3 р.
Типография издательства «Фан» УзССР. Ташкент, проспект М. Горького, 79. Заказ 30.
Адрес издательства: Ташкент, ул. Гоголя, 70.

Д $\frac{20805-738}{355\,(06)-78}$ 33—78 © Изд-во «Фан» УзССР, 1978

ПРЕДИСЛОВИЕ

Потребность в висмуте и его соединениях резко возросла в связи с использованием их в некоторых новейших отраслях промышленности. Висмут применяется как компонент термоэлектронных материалов, легкоплавких сплавов и припаев, в медикаментах (антисептики), как теплоноситель и охлаждающая среда в атомных реакторах и для получения полония-210, в органическом синтезе — в качестве катализатора, преимущественно в производстве акрилонитрила и даже в косметике. Мировое производство висмута по приблизительным подсчетам (Clayden, 1969; Соболева, 1972) составляет около 4 тыс. *т* в год, потребность в 1972 г. была равна 3,5 тыс. *т*, а мировые запасы — 113000 *т* (Persse, 1970; Минцер, 1973). Ведущие производители висмута — Перу, Боливия, Мексика, США, Канада, Австралия и Южная Корея, извлекающие его преимущественно попутно из комплексных руд Pb, Zn, Cu, W, Co и других металлов.

Проблема висмута в Средней Азии поставлена Ь. Н. Наследовым, Д. И. Щербаковым и др. после открытия в 1931 г. Устарасая (И. М. Евфименко) и Адрасмана (Г. Д. Ажгирей), за которыми последовали десятки других.

Чаткало-Кураминские горы — висмутоносная провинция мира с медно-висмутовыми месторождениями Таджикистана (Каптархана и Тарыэкан) и мышьяково-висмутовым Узбекистана (Устарасай), а также повышенной висмутоносностью месторождений Pb, Zn, Au, Cu, Mo, W и др.

Минералогия и геохимия некоторых эндогенных месторождений висмута Чаткало-Кураминских гор изучалась М. С. Сахаровой, Э. Ф. Минцером, Р. Назировой, З. А. и Н. Н. Королевыми, Н. Н. Мозговой, Т. Н. Шадлун и многими другими исследователями. Диагностика минералов висмута очень сложна, даже микрозондом. Геохимия висмута в магматическом и осадочном процессе изучена очень слабо из-за трудности определения его кларковых содержаний. По этому региону только недавно появились данные о висмуте в магматических породах Восточного Карамазара (Минцер, Никольская, 1970; Бабаходжаев, 1972).

В 1963—1975 гг. мы изучали минералогию и геохимию висмута всей территории Чаткало-Кураминских гор с целью выяснения региональных геохимических закономерностей его распределения от состояния рассеяния в различных породах до концентрации в рудах месторождений и минералах, систематизации висмутоносных месторождений на формационной основе с выделением промышленных и потенциально-промышленных типов и минералого-геохимических критериев и факторов их прогнозирования в этом регионе. Автором изучены все важнейшие месторождения и рудопроявления висмута, совместно с Р. Г. Юсуповым и В. И. Айзенштатом — его распределение в магматических породах, с Л. М. Глейзером и Д. М. Сургутановой — в осадочных. Для определения висмута также получены образцы горных пород срединно-океанических хребтов Атлантического и Индийского океанов, кимберлитов и траппов Сибири, областей современного вулканизма (Этна, Камчатка), различных пород Средней Азии от Л. В. Дмитриева, А. В. Уханова, Г. В. Нестеренко, Г. Г. Лихойдова, С. М. Бабаходжаева, К. А. Рахманова и др. Для большинства перечисленных районов определения висмута выполнены впервые. Даны ориентировочные генеральные оценки по типам пород, геосферам Земли и уточнены для земной коры. В работе показано распределение висмута в осадочных, магматических, гидротермально-измененных породах, сопровождающих висмутовое оруденение; установлены общие черты висмутоносных месторождений, использованные для их систематизации на руднoформационной основе, и минералого-геохимические особенности, послужившие для выделения минеральных типов; дана минералого-геохимическая характеристика висмутоносных месторождений (распределение и форма нахождения висмута и сопутствующих металлов в рудах, типоморфные особенности его минералов, парагенетических ассоциаций и парагенезисов); рассмотрены возможные источники висмута при формировании эндогенных месторождений; показаны геохимические особенности висмута и условия, способствующие образованию его эндогенных концентраций. Рекомендуются геологические факторы и минералого-геохимические критерии для прогнозирования и оценки висмутоносности площадей, ориентирующие на концентрацию висмута определенных рудных формаций в конкретной обстановке.

Работа выполнена в лаборатории геохимических циклов и процессов Института геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева АН УзССР. Ценные советы получены от академика АН УзССР И. Х. Хамрабаева, докторов геолого-минералогических наук Т. Н. Шадлун, В. Г. Гарьковца, Р. М. Константинова, Л. И. Шабынина, И. М. Голованова, кандидатов геолого-минералогических наук М. С. Безсмертной, М. И. Моисеевой и др. С рукописью ознакомились профессора В. В. Иванов, А. А. Малахов, К. Л. Бабаев, В. И. Троицкий, чьи полезные советы и замечания приняты с благодарностью.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКИХ ГОР

Изученная территория включает хребты Каржантау, Угамский, Пскемский, Чаткальский, Кураминский, Моголтау (Узбекская, Таджикская и Киргизская ССР) и занимает площадь около 25000 *км*^{2}. Многие геологи определили ее гетерогенное строение. В. И. Попов часть этой территории отнес к Чаткало-Нарынской междуядерной зоне, а другую назвал Кураминским ядром геосинклинального пояса Срединного Тянь-Шаня. По В. Г. Гарьковцу (1971), О. М. Борисову (1970), А. А. Бухарину, А. А. Богданову, Т. М. Воронич, Кураминская подзона — краевая часть срединного массива, активизированного вулкано-плутоническим поясом, а по И. Х. Хамрабаеву и Т. Н. Далимову («Магматические формации и фации Узбекистана», 1977),— часть краевого вулкано-плутонического пояса. Чаткальская подзона понимается всеми исследователями как геосинклиналь.

Земная кора Чаткало-Кураминского региона разделяется на 4 слоя: базальт, гранито-гнейс, палеозойский комплекс и мезозойско-кайнозойские отложения (Хамрабаев, Кензин, Бутовская, 1971, и др.) или на 5: гранулито-эклогитовый цоколь мощностью 25—35 *км*, соответствующий базальтовому слою, гранито-гнейсовое кристаллическое основание (архей — нижний протерозой) мощностью 4—10 *км*, метаморфический рифей-вендский покров мощностью 7—9 *км*, палеозойский фундамент мощностью до 4 *км* с юрской корой выветривания и осадочный мезозойско-кайнозойский чехол (Борисов, 1970).

В Чаткальской подзоне подошва земной коры (поверхность Мохоровичича) погружена на 50—65 *км*, а мощность гранитного слоя преобладает над базальтовым (Хамрабаев и др., 1971). В. А. Николаев, А. С. Аделунг, А. П. Агафонов, М. А. Ахмеджанов, Л. М. Глейзер, Т. М. Воронич, А. С. Макаров, Д. М. Сургутанова и другие установили на этой территории проявления байкальского, каледонского, герцинского и альпийского тектоно-магматических циклов (Воронич и др., 1970; «Глубинное строение...», 1971, и т. д.).

Отложения байкальского этажа (гнейсы, кристаллические сланцы Pt_1, терригенно-карбонатная толща Rf_{1-2}, молассоидные вулканогенные и существенно-терригенные осадки Pt_3V) сформировались в озерно-континентальной и прибрежно-морской обстановке, каледонского — в морской (осадочные формации кембрия и ордовика: углеродисто-кремнисто-сланцевая, сланцево-карбонатная, кремнистая, карбонатно-терригенная, вулканогенно-кремнисто-терригенная, терригенно-шлировая), герцинского — в континентальной, частично прибрежно-морской (терригенная формация D_3fr—тюлькубашская свита), и лагунно-морской (карбонатная, существенно доломитовая формация $Д_3—C_1$, кремнисто-карбонатная, существенно известковая C_1 и осадочно-вулканогенная C_2).

Магматические образования абиссальной и мезоабиссальной фаций данного региона подразделены на комплексы: в байкальском тектоно-магматическом цикле — рифейский и вендский, в каледонском — ордовик-силурийский, в герцинском — ранне-среднекаменноугольный, карбон-нижнепермский и пермский (Хамрабаев и др., 1971; Гесь, 1971; Козырев и др., 1972), объединяющие ряды интрузивных формаций («Магматические формации и фации Узбекистана», 1977; Воронич и др., 1970).

В Чаткальской подзоне преобладают кислые интрузивы герцинского цикла, образующие плоские тела в зонах долгоживущих разломов, локализованные преимущественно между осадочными породами каледонского и герцинского структурных этажей. Раннегерцинский этап проявлен слабо. Средне- и позднегерцинские магматические комплексы представлены крупными многофазовыми гранитоидными массивами диорит-гранодиорит-гранитового состава с широким развитием кислых пород. В верхнем палеозое на этой территории образовался антиклинорий с дизъюнктивными структурами. А. С. Аделунг и М. А. Ахмеджанов выделили здесь Таласо-Угамский, Верхне- и Нижне-Чаткальские прогибы и Пскем-Сандалашское поднятие, отделенное северо-восточным глубинным Пскемским разломом. Параллельно ему проходят Аксу-Майдантальский, Пскем-Сандалашский, Сандалашский и другие разломы, фиксирующиеся по размещению штокообразных и дайкообразных тел гранитоидов.

В Кураминской подзоне мощность земной коры 40—45 *км*, а базальтовый слой больше, чем гранитный, в 1,2—1,5 раза; в низах гранитного выделяется диоритовый прослой («кураминский» тип коры по И. Х. Хамрабаеву и др., 1974). Ее строение изучали Х. М. Абдуллаев, В. А. Арапов, С. М. Бабаходжаев, О. М. Борисов, Н. П. Васильковский, Т. Н. Далимов, В. И. Калинкин, И. П. Кушнарев, Н. П. Лаверов, Л. Г. Лунина, Ф. Ш. Раджабов, А. Е. Толкунов, Ю. С. Шихин и др.

Выделены три структурных этажа: каледонский (песчаники, сланцы O—S, кислые и средние вулканиты $Д_{1-2}$), герцинский (терригенные, карбонатные, сульфатные $Д_2—C_1$ и вулканогенные

образования) и мезо-кайнозойский (терригенные и карбонатные отложения). Вулкано-плутонические породы занимают 90% поверхности. Характерно развитие гранитоидов малых (0,5—1 *км*) и средних (3—3,5 *км*) глубин субвулканической, гипабиссальной и мезоабиссальной фаций преимущественно герцинского и в меньшей степени каледонского циклов (гранодиорит-плагиогранитовый Pz_1, габбро-диорит-гранодиорит-гранитовый C_2, гранит-аляскитовый P, дайковый и другие ряды магматических формаций). С ними тесно связаны разнообразные породы формаций базальт-андезит-дацит-липаритовых рядов C_1—P (Арапов и др., 1972; «Магматические формации и фации Узбекистана», 1977).

На территории Кураминской подзоны широко развиты вулкано-тектонические структуры. Их исследовали Б. О. Андерсон, В. А. Арапов, В. И. Калинкин, А. Е. Толкунов, О. М. Борисов, В. П. Коржаев и другие. Они выделили ранние структуры, выполненные вулканогенно-осадочными отложениями C_{2-3}, и более поздние P. Поздние включают кальдерные депрессии и вулканокупольные структуры. Центральную площадь депрессий слагают породы молодых свит, а более древние, подстилая первые, окаймляют их по периферии. Гипабиссальные интрузии, субвулканические и жерловые образования также окаймляют депрессии в виде полукольцевых даек, дайкообразных тел и штоков, а в центральной части некоторых из них располагаются крупные субвулканические и экструзивные тела кислых порфировых пород.

Таласский глубинный разлом отделяет каледониды Северного Тянь-Шаня от герцинид Срединного и уходит в мантию (по геофизическим данным). Краевой Чаткальский, Пскемский, Баштавакский, Угам-Кумбельские, Чилтенский и другие разломы играли большую роль в формировании герцинских структур, выполнены дайками и интрузиями, вулканическими центрами извержения и постмагматической рудной минерализацией (в том числе висмутовой). Они, по-видимому, возникли в период главной складчатости герцинского тектогенеза C_2 и активизации в P (Щеглов, 1968; Хамрабаев и др., 1973; Рахманов, 1973; Бабаев и др., 1973).

Чаткало-Кураминские горы имеют разнообразное оруденение: свинцово-цинковое, медно-молибденовое, золотое, флюоритовое, висмутовое и др. («Минерально-сырьевые ресурсы Узбекистана», т. 1, 2, 1976, 1977).

Глава I. ГЕОХИМИЯ ВИСМУТА В ОСАДОЧНЫХ И МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Сведения о распространенности Bi чрезвычайно малочисленны и отрывочны из-за очень низких содержаний его и аналитических трудностей определения. По данным ряда исследователей, среднее содержание Bi в земной коре менялось на протяжении последних 50 лет около 10 раз (от 0,1 до 0,01 *г/т*), что подтверждают следующие данные:

Bi, г/т	*Исследователь*
0,1—0,01	Clark, Waschington, 1924
0,03	Берг, 1933
0,1	Ферсман, 1939
0,7	I. uW Noddak, 1934
0,2	Goldschmidt, 1937
0,002	Green, 1924
0,17	Brooks, Ahrens, 1961
0,009	Виноградов, 1962
0,17	Taylor, 1964
0,2	Mason, 1966
0,06	Marowsky, Wedepohl, 1971
0,05	Greenland, Gottfried, Cambell, 1973

Содержание Bi в породах Чаткало-Кураминских гор интересно исследовать как геохимический фон, на котором возникли висмутовые месторождения, и как вмещающую среду, в которой проходили процессы рудообразования.

Методики определения малых содержаний Bi в породах и обработки результатов. 1800 проб проанализированы с чувствительностью $1 \cdot 10^{-6}$% спектральным методом в камерных угольных электродах из навески 1 *г* — 0,5 *г* по методике Всесоюзного института техники разведки — ВИТР (Сергеев и др., 1959) в лабораториях Чаткальской геологоразведочной экспедиции (Газалкент) и МГ УзССР (Ташкент). Внешний контроль 200 проб тем же методом произведен в лаборатории ВИТРа в Ленинграде и нейтронно-активационным методом с химическим разложением пробы в лаборатории МГ УзССР. Последним методом выполнена также и часть анализов. Сходимость результатов удовлетворительная, отклонения не систематичны (табл. 1).

Обработка результатов анализов в большинстве случаев проводилась методами математической статистики на ЭВМ БЭСМ-4 и ЕС-1020 в ВЦ Министерства геологии УзССР И. В. Куракиной и др. по программам статистического и парного корреляционного анализов. Определялось распределение Bi с набором статистик: $\bar{x}$, S^2, V, A, ε, мода и вычислялись коэффициенты парной

Таблица 1

Результаты определения Bi спектральным и активационным методами

Интервал содерж. Bi, *г/т*	Лаборатория	Метод	Bi, $\bar{x}$, *г/т*	S^2
0,01—0,09	Чаткальская	Спектральный	0,03	0,0004
(*n*=71)	ВИТР		0,04	0,003
0,1—1	Чаткальская		0,269	0,059
(*n*=13)	ВИТР		0,267	0,056
0,01—0,09	Чаткальская		0,07	0,001
(*n*=22)	ВИТР		0,08	0,024
	Партия 2	Активационный	0,15	0,013
0,1—1	Чаткальская	Спектральный	0,24	0,051
(*n*=17)	ВИТР		0,24	0,082
	Партия 2	Активационный	0,22	0,078

корреляции с малыми и породообразующими элементами. При 5% уровне значимости (или 95% доверительном интервале) коэффициент асимметрии и эксцесс, определяющие законы распределения, приняты $\leqslant 1{,}96$.

ВИСМУТ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

Сведения о содержании Bi в этих породах очень малочисленны: среднее —0,11 *г/т* (Brooks, Ahrens, 1961), в глинистых сланцах — 0,01 *г/т* и песчаниках —0,003 *г/т* (Preuss, 1941; Виноградов, 1962). Имеются данные по породам Южной Ферганы (Великий, 1969), Таджикской депрессии и Русской платформы (Пачаджанов и др., 1975) и некоторых районов Казахстана (Артыкбаев, Кузнецова, 1972), а в Чаткало-Кураминских горах — по палеозойско-осадочной толще Бричмуллинского района (Лосев и др., 1971, 1972). Разные методы определения Bi затрудняют сопоставление указанных материалов.

В осадочных породах Чаткальской подзоны (табл. 2) Bi изучен по 523 пробам (Дунин-Барковская, Глейзер, Сургутанова, 1974). Его содержание в наиболее древних метаморфических образованиях докембрия неясно из-за малого числа определений. Один анализ кварц-полевошпат-биотитового сланца из ксенолита в плагиогранитах Бешторского интрузива (Ri_{2-3}) показал 0,1 *г/т* Bi. Из вендского комплекса в основном исследо-

Таблица 2

Содержание Bi в осадочных породах докембрия и палеозоя Чаткальской зоны (Дунин-Барковская, Глейзер, Сургутанова, 1974)

Возраст	Порода	Кол-во проб	Bi, г/т	
			среднее	пределы колебаний
$C_1 n$	Известняки	1	0,01	
$C_1\ v_{2-3}$	Известняки, кремнистые известняки	5	0,1	0,01—0,2
$C_1\ v_1$	Известняки кремнистые, органогенные	5	0,02	0,01—0,05
$C_1\ t_2$	Известняки с кремнистыми прослоями	15	0,027	0,01—0,08
$C_1\ t_1$	Доломиты	9	0,012	0,01—0,02
$Д_3 fm$	Известняки	1	0,02	
$Д_3 fr$	Известняки алевритистые	91	0,043	0,01—0,1
	Алевролиты известковистые	72	0,071	0,01—0,4
	Алевролиты	57	0,05	0,01—0,2
	Аргиллиты	17	0,04	0,01—0,2
	Песчаники и гравелиты	38	0,035	0,01—0,4
	Кварцевидные песчаники	33	0,04	0,1—0,6
O_3^2	Глинистые сланцы	10	0,2	0,03—0,8
	Песчаники	21	0,16	0,03—0,8
O_3^1	Известняки	3	0,01	
	Доломиты	2	0,015	0,01—0,02
	Глинистые сланцы	13	0,19	0,03—0,5
	Углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы	17	0,23	0,05—0,5
	Железо-марганцовистые кремнистые сланцы	7	0,21	0,1—1,6
	Гематитовые конкреции	1	0,1	
	Родохрозитовые сланцы	1	0,2	
	Глинисто-железистые сланцы	1	0,3	
O_2	Известняки	6	0,03	0,01—0,08
	Глинисто-алевролитовые сланцы	5	0,19	0,06—0,5
O_{1-2}	Известняки кремнистые	2	0,02	
	Железо-марганцовистые кремнистые сланцы	6	0,4	0,2—0,8
	Углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы	5	0,44	0,3—0,6
Cm_{2-3}	Известняки	11	0,023	0,01—0,04
	Доломиты	6	0,02	0,01—0,03
	Глинистые сланцы	4	0,2	0,02—0,3
	Углеродисто-глинистые, углеродисто-кремнистые сланцы	10	0,21	0,08—0,5
	Фосфориты	1	0,3	
Cm_1	Углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы	8	0,36	0,1—0,6
	Фосфориты	2	0,6—4	
V	Доломиты	3	0,016	0,01—0,03
	Песчаники	3	0,14	0,06—0,3

Продолжение табл. 2

Возраст	Порода	Кол-во проб	Bi, г/т	
			среднее	пределы колебаний
V	Глинисто-железистые сланцы	2	0,2	
	Углеродисто-кремнистые сланцы	4	0,16	0,1—0,3
	Туфы, туффиты	13	0,07	0,01—0,5
	Туфо-карбонатно-железистые породы	5	0,03	0,01—0,2
	Тиллитоподобный конгломерат	1	0,08	
Pt_1 (?)	Метаморфический сланец	1	0,1	

Примечание. В подсчет средних единичные "ураганные" содержания не включались.

ваны образцы осадочных, пирокластических и осадочно-пирокластических пород нижней его части (мурсашская свита), обнажающейся в Пскемском поднятии.

Максимальные концентрации (0,1—0,3 *г/т*) приурочены к туфогенным углеродисто-кремнистым сланцам, образующим маломощные прослои и линзы. В туфах и туффитах (туфосланцах, туфопесчаниках), слагающих большую часть разреза этой свиты, содержание Bi колеблется от 0,01 до 0,1 *г/т*, иногда повышаясь до 0,5 в породах, импрегнированных пиритом, или 0,6 в прослое туфогравелита с обильными обломками титаномагнетита и магнетита (бассейн р. Чиралмы). Минимальные содержания Bi выявлены в доломитах и несколько выше—в туфо-доломито-анкеритовых пачках. В покровах и силлах оливиновых базальтов, трахибазальтов Bi от 0,03 до 0,1 *г/т*, максимум в субщелочных гиалобазальтах. Относительно низко его содержание (0,06—0,08 *г/т*) в аркозовых песчаниках и тиллитоподобных конгломератах шорашуйской свиты (Сандалашский хр.), а высокое — в железисто-глинистых сланцах, до 0,2 *г/т*.

В отложениях Pz_1 Bi распределяется неравномерно, концентрируется в сланцах, обогащенных органическим веществом в виде керогена,— углеродисто-глинистых ($C_{орг}$ 2%), углеродисто-глинисто-кремнистых ($C_{орг}$ до 11,85%), а также яшмовидных кремнистых железо-марганцовистых породах. В углеродистых сланцах углеродисто-глинисто-кремнистой Cm_1 и кремнистой формации O_{1-2} содержание Bi повышено (0,2 до 0,5 *г/т*), в породах карбонатно-сланцевой Cm_{2-3} и кремнисто-терригенной O_3^1 в среднем снижается, но все же нередко достигает 0,3—0,5 *г/т*. Увеличение Bi в углеродисто-глинистых разностях сланцев отчетливо прослеживается в породах Cm_{2-3} (углеродисто-глинистые—

0,28, а углеродисто-кремнистые — 0,14 *г/т*), в которых $C_{орг.}$ достигает 4,72%. В яшмовидных железо-марганценосных кремнистых сланцах арениг-ланвирна Bi распределен равномернее, чем в аналогичных породах низов верхнего ордовика. В бассейне р. Бадака (Пскемский хр.) его содержания повышены до 0,6 *г/т* в верхнекарадокских кремнистых сланцах с окислами марганца, а в ассоциирующих с ними глинисто-сидеритовых и глинисто-родохрозитовых конкреционных сланцах—до 0,2—0,3 *г/т*. Почти в таком же количестве он присутствует в гематитовых конкрециях. Среди терригенных пород максимум среднего содержания Bi отмечен в глинистых сланцах с незначительными колебаниями (0,1—0,3 *г/т*). Минимальное содержание Bi (0,01—0,03 *г/т*) выявлено в известняках и доломитах, где оно относительно повышено при наличии углисто-глинистой примеси (средний ордовик, верхний кембрий).

Математическим методом по программе парной корреляции выявлены значимые положительные связи Bi в песчаниках O_3 с Ge, Pb, Ag и Zn, а в сланцах Pz_1 — с Sb, Ge и Pb.

Bi в породах франского яруса Чаткальской подзоны изучен по разрезам Чаваты, Тепара, Майдантала, Бадака, Кумбеля, Каратобе, Каракасмака, Чукурчака (288 проб). Максимальные содержания Bi выявлены в известковистых алевролитах и алевролитах, минимальные — в песчаниках и кварцевых песчаниках. Наиболее висмутоносны породы Тепарского купола (0,183 *г/т*), Каратобе (0,05) и Чаваты (0,051). Распределение Bi в породах франского яруса, включая переходный горизонт D_3fr—fm, не противоречит логнормальной зависимости. Гистограммы в пределах содержаний от 0,01 до 0,1 *г/т* показывают левую асимметрию; 40% проб показали минимальные содержания 0,01—0,02 *г/т*. Приведенные данные подтверждают первичную природу Bi в осадочных отложениях франского яруса девона.

Особый интерес представляют терригенно-осадочные отложения верхней части франского яруса — ритмично чередующиеся прослои кварцитов, роговиков, алевролитов, известняков и доломитов (D_3fr—fm). Эти породы в зоне устарасайских разломов юго-западнее Чаватинского интрузива вмещают кварцевые жилы, пирротиновые и арсенопиритовые залежи с висмутиновым оруденением (Бричмуллинское рудное поле). Выявленная в 1964 г. Ю. Ф. Баскаковым приуроченность висмутового оруденения Устарасая к породам переходного горизонта подтверждена съемочными работами В. С. Брудневского, минералого-петрографическими — Э. А. Дунин-Барковской, разведочными — Г. Е. Камагурова и др. Отмечена роль этого горизонта как ведущего литологического фактора в размещении висмутовых рудных тел на Устарасае (Г. Е. Камагуров, В. В. Воронич, Э. А. Дунин-Барковская, В. А. Хорват и др.) и Чаткальской подзоне (Дунин-Барковская, 1971).

Распределение Bi в неизмененных и слабометаморфизованных породах горизонта D_3fr--fm изучено за пределами Устарасайского месторождения в Чаватасае (скв. 390 на правом борту—99 проб

Таблица 3

Статистический анализ распределения Bi в осадочно-терригенных породах $Д_3fr$ Чаткальской подзоны (по данным Э. А. Дунин-Барковской и Д. М. Сургутановой)

Район	Порода	Bi, $\overline{x}$, *г/т*	S^2	S	V	Мода	n
		По типам пород					
Чаткальская подзона (разрезы по поверхности)	Сланцы и аргиллиты $Д_3fr$	0,151	0,134	0,365	—48,6	0,008	17
	Песчаники и гравелиты	0,035	0,001	0,035	—22,3	0,013	38
	Кварциты и кварцитовидные песчаники	0,040	0,003	0,051	—26,6	0,009	33
	Алевролиты и песчанистые алевролиты	0,053	0,005	0,068	—28,7	0,013	57
	Карбонатно-терригенные отложения $Д_3fr—fm$	0,166	0,015	0,123	—35,3	0,003	46
	Известняк алевритистый	0,251	4,088	2,022	—58,9	0,00	13
	Алевролит известковистый	0,042	0,002	0,049	—27,5	0,006	33
	Среднее	0,056	0,009	0,096	—32,9	0,007	191
Чавата, разрез по скв. 390	Известняк алевролитистый $Д_3$ *fr—fm*	0,073	0,020	0,143	—36,9	0,007	58
	Алевролит известковистый	0,071	0,011	0,106	—33,5	0,012	39
	Среднее по разрезу	0,070	0,015	0,122	—35,1	0,009	97
		По районам (поверхность)					
Чавата	Осадочно-терригенные породы $Д_3fr$	0,051	0,006	0,075	—30,3	0,009	22
Тепар		0,183	0,397	0,630	—53,7	0,004	28
Майдантал		0,035	0,001	0,034	—22,4	0,012	24
Каратобе		0,051	0,006	0,075	—30,2	0,009	25
Кумбель		0,041	0,003	0,058	—28,1	0,008	20
Каракасмак		0,040	0,003	0,056	—27,7	0,008	27
Чукурчак		0,030	0,001	0,025	—19,4	0,013	20

Примечание. Распределение не противоречит логнормальному закону.

и обнажения на левом — 22 пробы) и в северной части Чаткальской подзоны по разрезам (табл. 3). Концентрация Bi (без учета «ураганных» проб) по горизонту составляет 0,05 *г/т*. Эти

Таблица 4

Коэффициенты парной корреляции Bi с породообразующими элементами в осадочных породах $Д_3fr$ Чаткальской подзоны (Дунин-Барковская, Глейзер, Сургутанова, 1974)

Порода	CaO	CO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
Сланцы и аргиллиты $Д_3fr$	—0,61(7)	—0,67(4)	—0,55(4)	—0,42(7)	—0,00(7)
Песчаники и гравелиты $Д_3fr$	—0,44(18)	0,42(18)	—0,03(15)	0,12(28)	0,18(27)
Кварциты и кварцитовидные песчаники $Д_3fr$	—0,64(24)	—0,71(24)	—0,16(15)	—0,19(20)	—0,06(19)
Алевролиты и песчанистые алевролиты $Д_3fr$	—0,39(25)	0,30(25)	—0,14(16)	—0,31(19)	—0,56(19)
Известняки алевритистые $Д_3fr—fm$	—0,64(7)	0,65(7)	0,28(4)	0,86(5)	0,87(5)
Алевролиты известковистые $Д_3fr—fm$	—0,47(20)	0,30(20)	—0,18(18)	0,15(21)	—0,00(21)

Порода	S	SO_3	$CaCO_3$	$MgCO_3$	$CaMg(CO_3)_2$
Сланцы и аргиллиты $Д_3fr$	—0,07(6)	—0,50(6)	—0,61(7)	—0,73(7)	—0,73(7)
Песчаники и гравелиты $Д_3fr$	—0,37(27)	—0,06(27)	—0,51(18)	—0,37(18)	—0,37(18)
Кварциты и кварцитовидные песчаники $Д_3fr$	0,05(19)	0,27(19)	—0,62(22)	—0,31(22)	—0,60(22)
Алевролиты и песчанистые алевролиты $Д_3fr$	0,63(17)	0,02(18)	—0,36(24)	0,01(24)	0,20(24)
Известняки алевритистые $Д_3fr-fm$	0,81(5)	—0,02(5)	—0,64(7)	—0,71(7)	—0,35(7)
Алевролиты известковистые $Д_3fr—fm$	—0,27(21)	—0,06(21)	—0,33(20)	—0,34(20)	—0,46(20)

Примечание. В скобках—число проб.

породы характеризуются преобладанием калия над натрием—10:1 (50 анализов).

Поскольку осадочные породы D_3fr вмещают висмутовые месторождения, рассмотрим влияние породообразующих химических элементов на распределение в них Bi в процессе осадконакопления (табл. 4). Во всех литологических разновидностях (песчаники, кварциты, алевролиты и др.) он имеет значимую отрицательную корреляционную связь с карбонатными составляющими

Таблица 5

Коэффициенты парной корреляции Bi с халькофильными элементами в породах D_3fr Чаткальской подзоны (Дунин-Барковская, Глейзер, Сургутанова, 1974)

Порода	As	Sb	Ge	Tl	Ga	Pb	Sn	Ag	Zn	n
Сланцы и аргиллиты D_3fr	**0,63**	**0,54**	0,37	0,18	0,23	0,38	0,43	0,14	0,09	17
Песчаники и гравелиты D_3fr	0,01	**0,36**	**0,39**	**0,31**	**0,32**	0,29	0,22	0,23	0,04	38
Кварциты и кварцитовидные песчаники D_3fr	**0,69**	**0,55**	**0,52**	**0,32**	**0,36**	**0,67**	**0,62**	0,03	0,25	33
Алевролит D_3fr	0,25	**0,35**	0,08	0,03	0,01	0,09	0,10	0,03	0,17	57
Известняк алевролитистый $D_2fr—fm$	**0,65**	0,66	**0,72**	**0,67**	**0,64**	**0,70**	0,32	0,46	0,51	13
Алевролит известковистый $D_3fr—fm$	0,54	0,55	0,54	0,44	0,38	—0,17	0,56	0,06	—0,11	32

Примечание. Выделены значимые коэффициенты корреляции, *n*—число проб.

(CaO, CO_2) и соответственно с карбонатными минералами (кальцит, доломит, магнезит) цемента песчаников и других пород. Низкие коэффициенты корреляции показывают, что Bi не связан с карбонатами Ca и Mg, они не способствуют его накоплению. В известняках этого горизонта он также имеет значимую отрицательную связь с примесью $MgCO_3$, а значимую положительную — с FeO, Fe_2O_3 и сульфидной серой. В карбонатно-алевролитовых породах у Bi слабозначимая положительная корреляция с K и отрицательная с Na. Положительные значимые связи Bi в породах D_3fr с рядом химических элементов-примесей—As, Sb, Ge, Tl, Ga, Sn (табл. 5) меняются в зависимости от типа пород: в сланцах и аргиллитах—с As и Sb, в алевролитах и песчанистых алевролитах—с Sb, в песчаниках и гравелитах — Ge, Sb, Ga, Tl, в кварцитах и кварцитовидных песчаниках — As, Pb, Sn, Sb, Ge, Ga, Tl (расположены по мере убывания связи).

Содержание Bi в карбонатных отложениях $D_3—C_1$ невысокое: максимальное среднее значение (0,04 *г/т*) имеют глинисто-алев-

ролитистые известняки D_3, а также детритусовые, часто кремнистые и обогащенные терригенной примесью известняки C_1v_{2-3} (0,1 *г/т*), минимальное (0,01—0,027 *г/т*)—карбонатные породы C_1t, включая доломиты чаватинского горизонта.

В отложениях верхнего докембрия — палеозоя Чаткальской подзоны Bi распределен неравномерно, о чем можно судить по средним данным Э. А. Дунин-Барковской, Л. М. Глейзера, Д. Сургутановой (1974):

Порода	*Кол-во проб*	*Bi, г/т*	$K_к$
Известняки $Д_3$—C_1	22	0,02	2
Доломиты $Д_3$—C_1	9	0,012	1
Известняки алевритистые $Д_3$	91	0,04	4
Аргиллиты и сланцы $Д_3$	17	0,04	4
Песчаники и гравелиты $Д_3fr$	38	0,035	3,5
Алевролиты известковистые $Д_3$ fr	72	0,071	7
Кварцитовидные песчаники $Д_3$ fr	33	0,04	4
Известняки Pz_1	22	0,021	2
Доломиты Pz_1	8	0,017	1.7
Глинистые сланцы Pz_1	27	0,2	18
Песчаники Pz_1	21	0,16	16
Углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы Pz_1	40	0,29	29
Железо-марганцовисто-кремнистые сланцы Pz_1	13	0,31	31
Доломиты Pt_3v	3	0,016	1,6
Песчаники Pt_3v	3	0,065	14
Углеродисто-кремнистые сланцы Pt_3v	4	0,16	16

K_k — отношение среднего содержания элемента в породах района к среднему в соответствующих типах пород земной коры.

Относительно повышенные и близкие содержания Bi выявлены в углеродистых и кремнисто-железо-марганцовистых сланцах Pz_1. В углеродисто-глинисто-кремнистых породах его больше накопилось в Cm_1 и O_1, в железо-марганцовистых — в арениг-ланвирне. Увеличение концентрации Bi отмечается в конкреционных фосфоритах, причем степень обогащенности зависит от его содержания во вмещающих породах.

В терригенных отложениях нижнего палеозоя Bi больше, чем в докембрийских и среднепалеозойских (франских). Фоновые содержания Bi минимальны в карбонатных породах, среди которых в известняках его все же больше, чем в доломитах.

В морских отложениях Pz_1 Bi распределен в фациальном ряду песчаники — глинистые сланцы — известняки сравнительно упорядочено (максимум в глинистых сланцах), а в девонских континентальных, где тип распределения более пестрый, концентрируется преимущественно в переходных прибрежно-морских известковистых алевролитах.

В процессе формирования терригенных осадков палеозоя ведущую роль в накоплении Bi играло органическое вещество

(до 11%), а также гидроокислы железа и глинистый материал. В породах, обогащенных органикой, элемент может присутствовать в виде органических солей, а гидроокислы железа и глинистое вещество играли роль сорбента.

Источником Bi осадочных пород, как и некоторых других металлов Чаткальской подзоны, вероятно, служили докембрийские образования в области сноса. Однако частично поступление Bi в бассейн осадконакопления могло быть связано с вулканической деятельностью, обусловившей его накопление совместно с кремнеземом, окислами железа и марганца в осадках кембрия — ордовика (андезит-базальтовая формация). Влияние вулканизма проявляется, хотя и незначительно, в позднем докембрии — венде (трахибазальтовая формация).

В осадочных породах Кураминской подзоны Bi изучался в Кураминском и Моголтауском хребтах по отложениям ордовика, силура, юры (данные Э. А. Дунин-Барковской, Л. М. Глейзера):

Порода		*Район*	*Кол-во проб*	*Bi, г/т*
Угли	J_1	Ангренский	9	0,033
Глинистые	O_3—S_1?	Р. Умбеты	2	0,03
сланцы	O_2?	Р. Сардоб	1	0,01
	O_3—S_1?	Там же	1	0,01
	O_2	Хр. Моголтау	3	0,04
Песчаники	O_3—S_1?	Р. Беляуты	1	0,05
	O_3—S_1?	Р. Умбеты	2	0,05
	O_2	Хр. Моголтау	2	0,12

3323

При небольшом количестве проб можно сделать ориентировочные выводы: содержание *Bi* в песчаниках (0,08 *г/т*) выше, чем в глинистых сланцах (0,03 *г/т*), в каждом литологическом типе пород оно уменьшается к более поздним осадкам: в глинистых сланцах O_2—0,03, а O_3—S_1—0,02, в песчаниках O_2—0,12, O_3—S_1—0,05 *г/т*. Кроме того, в глинистых сланцах O_3—S_1 р. Каракии встречены аномальные содержания Bi—10 и 30 *г/т* (2 пробы).

Висмутоносность осадочных пород Чаткало-Кураминских гор сравним с другими районами Средней Азии. В осадочных отложениях Чаткальской подзоны Bi немного больше, чем в Кураминской: в глинистых сланцах соответственно 0,12 и 0,03 *г/т*, а в песчаниках 0,09 и 0,08 *г/т*. По среднему содержанию Bi отложения докембрия, нижнего и в меньшей степени среднего палеозоя Чаткальской подзоны значительно (15—30 раз) превышают глинистые сланцы по А. И. Виноградову (1962). По глинистым породам Чаткальской подзоны среднее содержание Bi (0,12 *г/т*) соответствует средним содержаниям для этого типа пород 0,11 *г/т* по R. R. Brooks, L. H. Ahrens (1961), а в Кураминской также выше данных А. П. Виноградова, но ниже указанных R. R. Brooks, L. H. Ahrens.

Для выяснения осадочной геохимической специализации на Bi породы Чаткало-Кураминского региона, известного гидротермаль-

ными месторождениями металла, сравнивались с аналогичными невисмутоносных районов Средней Азии.

В породах палеозоя Южной Ферганы завышен Bi из-за включенных А. С. Великим (1969) в подсчет «ураганных» значений. Но все же основные тенденции поведения Bi интересны. В осадоч-

Статистические характеристики распределения Bi и коэффициенты силура и рифея Западного Узбекистана (выделены значимые коэф

Свита	Порода	Bi, $\overline{x}$, *г/т*	S^2	S	V, %	Мода	Bi—As	Bi—Sb
Кынгырская S_2ld_3', бесапанская $S_{1-2}ln-W$, буратбулакская S_1ln_3	Песчаники	0,09	0,01	0,09	—30,2	0,034	0,09	—0,00
	Алевролиты	0,10	0,02	0,13	—36,0	0,021	—0,10	0,24
	Сланцы	0,27	0,26	0,51	—59,0	0,029	—0,21	—0,02
	Известняки и доломиты	0,01	0,00	0,00	— 8,2	0,011	**0,74**	**0,93**
Среднее по пестроцветным отложениям		0,10	0,03	0,17	—38,8	0,015	—0,01	0,15
Тасказганская Rf	Углеродисто-кремнистые сланцы	0,05	0,003	0,051	—25,7	0,014	—0,42	0,25
	Филлитовидные сланцы	0,06	0,005	0,072	—29,0	0,015	0,39	0,21
	Кремнистые сланцы	0,04	0,002	0,047	—25,1	0,014	**0,74**	0,65
Среднее по свите		**0,05**	0,003	0,052	**—25,8**	0,015	0,23	0,21
Ауминзинская Rf	Амфиболиты	0,02	0,000	0,011	—14,0	0,010	0,36	—0,49
Среднее по свитам Rf		0,04	0,002	0,043	—24,4	0,012	0,07	0,28

Примечание. Места разрезов по свитам: кынгырская—Тамдытау (Боз тау (Чашма, Сартбулак,

ных породах его меньше, чем в терригенных алюмосиликатных. В возрастном отношении среди последних богаче Bi более древние породы. Среди карбонатных пород его больше в доломитах и известняках с кремнистыми стяжениями.

Нами проанализированы спектральным методом ВИТРа пробы из Кызылкумов по силурийским песчаникам, алевролитам, сланцам, известнякам, доломитам, конгломератам, представленные Д. Сургутановой, и по осадочно-метаморфическим рифейским углеродистым, кремнистым и филлитовидным сланцам, представленные Э. Абдуллаевым. Рифейские отложения Кызылкумов содержат 0,04 *г/т* Bi, что близко к его среднему показателю в земной коре

(Виноградов, 1962). В сланцах тасказганской свиты его больше (0,05 *г/т*), чем в амфиболитах ауминзинской —0,018 *г/т* (табл. 6). В различных типах сланцев оно изменяется очень мало, от 0,04 до 0,06 *г/т*. Распределение его во всех породах не противоречит логнормальному закону. Bi имеет высокую положительную корреля-

Таблица 6

парной корреляции его с другими элементами в осадочных породах фициенты корреляции)

Bi—Ge	Bi—Tl	Bi—Ga	Bi—Pb	Bi—Sn	Bi—Ag	Bi—Zn	Bi—Hg	n	r_{min}
0,64	0,12	0,38	0,32	0,56	—0,54	0,07	—0,35	7	0,67
0,33	—0,02	0,44	0,23	0,27	0,37	0,36	—0,00	13	0,51
0,38	0,19	0,18	—0,32	0,13	0,17	—0,25	—0,25	8	0,63
0,11	—0,00	**0,79**	0,62	**0,93**	**0,79**	0,59	—0,56	6	0,71
0,53	0,25	**0,49**	0,19	**0,53**	—0,19	0,23	— 0,24	44	0,29
0	0,11	0,21	0,17	0,21	0,35	—0,09	0,11	10	0,58
0,10	0,04	0,31	—0,40	0,42	—0,02	**0,66**	0,02	10	0,58
0	**0,96**	**0,91**	0,25	**0,76**	0,17	**0,60**	0,43	10	0,58
0,11	**0,35**	**0,40**	0,08	**0,45**	0,08	**0,40**	0,14	30	0,35
0,34	0,31	0,26	0,08	0,46	0,18	0,03	—0,23	10	0,58
—0,11	**0,35**	0,19	0,11	0,12	**0,33**	0,09	0,27	40	0,35

дон), бесапанская—Аристантау (Аристанкудук), буратбулакская—Южное Нура-Ташбулак, Дарнсай.)

ционную связь в кремнистых сланцах тасказганской свиты с As, Sb, Tl,Ga, Sn, Zn, в филлитовых — с Zn, по-видимому, вследствие их большого метаморфизма и образования совместных органических соединений.

В силурийских отложениях Кызылкумов содержание Bi равно 0,1 *г/т*, распределение также не противоречит логнормальной модели. Относительно повышено оно в районе Чашмы Южного Нуратау (0,24 *г/т*), а наиболее низкое — в районе Дарныта (0,04 *г/т*) и Сартбулака (0,05 *г/т*). В алюмосиликатных породах его в 10 раз больше, чем в карбонатных. С уменьшением зернистости алюмосиликатных пород увеличивается содержание Bi (в песчаниках —

0,09 *г/т*, алевролитах — 0,1 *г/т*, сланцах —0,27 *г/т*) и коэффициент вариации (30, 36, 59).

В разрезах осадочных отложений силура Bi имеет положительные значащие связи с Ge, Sn и другими элементами (см. табл. 6). Положительные корреляционные связи Bi имеет в хемогенных карбонатных отложениях с As, Sb, Ga, Pb, Zn, Sn, Ag, что, по-видимому, обусловлено присутствием этих элементов в форме труднорастворимых солей угольной кислоты или их адсорбированием битуминозным веществом. В алюмисиликатных терригенных осадках, где химические взаимодействия между элементами зачастую отсутствуют, Bi проявляет положительную корреляционную связь только с Ge.

В осадочно-метаморфических породах Кызылкумов содержание Bi увеличивается от древних к более молодым: в отложениях Rf—0,04, S_1—0,08 и S_2—0,11 *г/т*, от наиболее метаморфизованных осадков Rf к менее метаморфизованным S_1. Это подтверждают Marowsky и Wedepohl (1971), показавшие, что содержание Bi в осадочных породах уменьшается при достижении степени зеленосланцевого изменения (амфиболитовая фация метаморфизма) при температуре 550° и давлении 6 килобар.

Средние содержания Bi в карбонатных породах Чаткальской и Кураминской подзон и Кызылкумов близки (табл. 7), в глинистых и углеродистых сланцах его больше в Чаткальской подзоне. По районам и по всей Средней Азии содержание Bi увеличивается от карбонатных (0,02 *г/т*) к песчано-глинистым породам (0,08 *г/т*) и углеродистым сланцам (0,25 *г/т*). Исключение составляют только сильно метаморфизованные углеродистые сланцы Rf_1 Кызылкумов, бедные висмутом (0,05 *г/т*).

Учитывая широкое развитие нижнепалеозойских отложений и большую роль в разрезе висмутоносных углеродистых, кремнисто-железо-марганцовистых сланцев, Чаткальскую подзону можно рассматривать как осадочную геохимическую висмутовую провинцию, а нижнепалеозойские формации — как возможный источник Bi в эндогенном процессе рудообразования. Исследованные образцы из песчано-сланцевых отложений соседней Кураминской подзоны свидетельствуют о том, что в этом районе повышены содержания Bi.

G. Marowsky, K. H. Wedepohl (1971) предполагают, что накопление Bi в осадочных отложениях обусловлено дегазацией Земли. Испарение его из твердой породы происходит тогда, когда парциальное давление пара Bi в газовой фазе меньше, чем давление пара соединений, т. е. по крайней мере Bi испаряется при температуре выше 300—400°С. Вместе с тем накопление Bi в сильноуглеродистых сланцах протерозоя — нижнего палеозоя объясняется (Дунин-Барковская, 1971; Дунин-Барковская, Глейзер, Сургутанова, 1974) важной ролью органики ($C_{орг.}$ до 11%), как накопителя Bi, возможно, с образованием органических соединений. Это подтверждается другими нашими данными: в пелитоморфном, кремнистом, детритусовом известняке машатского горизонта C_1v_{2-3} по

Таблица 7

Оценка среднего содержания Bi (*г/т*) в осадочных и метаморфических породах Pt—Pz Средней Азии

Порода	Чаткало-Кураминская зона								Среднее	Кызылкумы			Среднее фоновое	
	Чаткальская подзона					Кураминская подзона								
	Pt_3v	Pz_1	D_3	C_1	среднее	O_2	O_3—S_1	среднее		Rf_1	S	среднее	по породам	по группам пород
Карбонатные доломиты	0,016	0,01	0,01	0,01	0,02 0,01				0,02 0,01				0,02 0,01	
известняки		0,02	0,02	0,02	0,02				0,02		0,01	0,01	0,02	
известняки алевролитовые			0,04		0,04				0,04				0,04	0,02
известняки пелитоморфные, кремнистые, детритусовые													0,1	
Песчаники				0,1	0,1				0,10					
Сланцы глинистые	0,07	0,16	0,05		0,09	0,12	0,05	0,08	0,08		0,10	0,01	0,09	0,08
Сланцы углеродисто-глинисто-кремнистые		0,2	0,04		0,12	0,03	0,02	0,03	0,07	0,06		0,06	0,07	
Сланцы железо-марганцовисто-кремнистые	0,16	0,29			0,22				0,22	0,05	0,27	0,16	0,19	0,25 0,02
Амфиболиты		0,31			0,31				0,31	0,02		0,02	0,31 0,02	0,09
Среднее для осадочных пород					0,13			0,06	0,12			0,07		

Примечание. Средние содержания Bi в породах отдельных регионов вычислены на ЭВМ, а оценки среднего произведены среднеарифметическим методом.

р. Испаю Чаткальской подзоны содержание Bi повышается до 0,1 *г/т*. К такому же выводу пришли G. Marowsky, K. H. Wedepohl (1971), которые считают, что битуминозные осадки наиболее эффективно накапливают Bi, и указывают, что пелагические глины океанов содержат Bi больше, чем отложения близ берега с низким содержанием органического углерода.

Оценка кларка осадочных и метаморфических пород протерозоя — палеозоя составляет в Чаткало-Кураминском регионе 0,12 *г/т*, Кызылкумах — 0,07, что близко к 0,11 для глин и сланцев (Brooks, Ahrens, 1961).

Усредненное содержание Bi в осадочных породах верхней части земной коры — 0,375 *г/т*, вычисленное преимущественно по анализам пород Западной Европы (Marowsky, Wedepohl, 1971),по нашему мнению, завышено и, по-видимому, должно быть ближе к данным Brooks, Ahrens (1961).

ВИСМУТ В ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОДАХ

Сведения о содержании Bi в этих породах Средней Азии крайне малочисленны: он установлен в Южной Фергане (Великий, 1969), Восточном Карамазаре (Минцер, Никольская, 1970), в юго-западных отрогах Чаткальского хребта в районе Текелийского интрузива (Голованов, Гадаев, Овчинников, 1972) и междуречье Наугарзана — Кандыра (Канаш, 1974), по хребту Майгашкан нами совместно с К. А. Рахмановым, а по центральной части Кураминского хребта с Ю. В. Бородиным (Бадалов, Голованов, Дунин-Барковская, 1971; Дунин-Барковская, 1975).

В эффузивах Южной Ферганы содержание Bi равно 0,16 *г/т*, т. е. почти в три раза выше, чем в интрузивных породах. В кислых эффузивах оно (0,3 *г/т*) выше, чем в основных (0,025), а среди кислых разновидностей в кварцевых альбитофирах (0,40) в 2 раза выше, чем в туфах (0,2 *г/т*). В Восточном Карамазаре их соотношения обратные. Э. Ф. Минцер и Л. В. Никольская объясняют это явление металлогенической специализацией магм района по Bi, проявляющейся в интрузивных породах и отсутствующей в эффузивах, где он теряется вместе с летучими. По их данным, распределение Bi в вулканических породах изменяется по фациям: существенно обогащены им субвулканические тела (до 1,3 *г/т*) по сравнению с лавами (0,4), туфолавами и туфами (0,2). Максимальное содержание Bi в субвулканических кварцевых порфирах P_2—T равно 0,7 *г/т*, в флюидальных фельзит-порфирах и кварцевых порфирах P_2 и P_1—0,5, а в андезит-дацитовых порфиритах C_1—P_1<0,2 *г/т* (чувствительность метода). В породах трахиандезит-дацитовой формации междуречья Наугарзана — Кандыра (Канаш, 1974) Bi также больше в субвулканической фации (0,14—0,4 *г/т*) по сравнению с эффузивной (0,02—0,15 *г/т*). В юго-западных отрогах Чаткальского хребта (р. Аксаката) в эффузивах вблизи Текелийского интрузива содержание Bi (Голованов, Гадаев, Овчинников, 1972) в

Таблица 8

Висмут в вулканогенных породах Чаткало-Кураминских гор

Формация, возраст	Фациальная разновидность	Порода	Bi. г/т	Число проб	Место опробования
Диабаз-гранит-порфировая P	Дайковая	Диабазы	0,18	21	Акташский массив
		Гранит-порфиры, гранофиры, грано-сиенит-аплиты	0,32	13	
Липаритовая P	Субвулканическая	Кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, гранит-порфиры	0,24	78	Самгарский, Бабайтагский массивы, Айгирбайтальский и Актепинский интрузивы
	Дайковая	Гранит-порфиры и кварцевые порфиры	0,32	11	Кураминский хребет. р. Маликата; Чаткальский, р. Аксагата
Щелочные базальтоиды P	Жерловая	Лавобрекчии, туфобрекчии и эруптивные брекчии эпилейцитового порфирита	0,015	7	Хребет Каржантау
	Субвулканическая	Эпилейцитовые, псевдолейцитовые, роговообманковые порфириты и их бомбы; шошониты, абсарокиты	0,02	9	То же
Трахиандезит-дацит-липаритовая P_1	Вулканогенная покровная наземная	Дацитовые, трахидацитовые порфиры и андезит-дацитовые порфириты	0,03	19	Хребты Каржантау и Майгашкан
		Туфы и туфобрекчии, лавы и лавобрекчии дацитового порфира	0,08	6	Хребет Майгашкан
		Флюидальные туфы фельзитового порфира	0,05	9	Хребты Каржантау и Майгашкан
	Осадочно-вулканогенная наземная	Туфопесчаники	0,058	4	Хребет Майгашкан
Андезит-дацитовая C_2	Осадочно-вулканогенная наземная	Туфопесчаники, туфоаргиллиты, туфогравелиты	0,17	7	Центральная часть Кураминского хребта

Формация, возраст	Фациальная разновидность	Порода	Bi, г/т	Число проб	Место опробования
Андезит-дацитовая C_2	Субвулканическая	Трахидацитовые порфиры, дацит-андезитовые и андезитовые порфириты	0,18	26	То же и Чаткадьский хребет (р. Аксагата)
	Дайковая	Граносиенито-диориты, кварцсиенито-диориты	0,39	19	Центральная часть Кураминского хребта
		Гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры	0,28	12	

Примечание. Среднее по 187 пробам—0,25 *г/т*. Для анализов использованы пробы по Чаткальскому хребту—Э. А. Дунин-Барковской, по Каржантау и Майгашкану—К. А. Рахманова, по Кураминскому хребту—Ю. В. Бородина, Р. Г. Юсупова, С. М. Бабаходжаева.

среднем меньше, до 0,09 *г/т*: в покровах диабазовых порфиритов C_1—0,14, андезитовых и андезит-дацитовых порфиритов C_2—0,033. В дайках оно выше в кислых разностях: в кварцевых порфирах и гранит-порфирах P—0,89 *г/т*, а в сиенито-диоритовых порфирах (после C_2)—0,012.

В хр. Майгашкан в Чаткальской подзоне осадочно-вулканогенные породы трахиандезит-дацитовой формации P вмещают медно-теллур-висмутовую минерализацию (месторождение Узумлек). Оруденение размещается в пропилитах в зоне разлома вблизи жерловой части палеовулкана (P—T_1). Неизмененные осадочно-вулканогенные породы изучены нами по разрезу от русла Нурекаты вверх по склону хр. Майгашкан. Низы свиты сложены породами среднего состава (туфы, лавы, лавобрекчии и андезитовые порфириты), в средней части они перемежаются с песчаниками и туфопесчаниками, а в верхней развиты породы кислого состава (фельзитовые порфиры, туфы, туфобрекчии, переслаивающиеся с песчаниками и туфопесчаниками). Содержание Bi в породах свиты возрастает снизу вверх, составляя в среднем 0,085 *г/т*, что соответствует данным по эффузивам Аксакаты.

В вулканитах хр. Майгашкан кроме Bi присутствуют Sb, Te, As в количестве выше кларка, Pb и Tl на уровне кларка. Корреляция Bi с этими элементами слабая.

Изучение висмута по 187 пробам вулканогенных формаций Чаткало-Кураминских гор показало (табл. 8), что, во-первых, содержание Bi в вулканогенных, субвулканических и жерловых фациях основных пород очень низкое (0,02 *г/т*) и остается на одном уровне, а в дайковых увеличивается до 0,18 *г/т*; во-вторых, в сред-

них породах оно увеличивается от вулканогенных (0,04) к субвулканическим (0,18) и дайковым (0,39), в-третьих, в кислых — от осадочно-вулканогенных (0,05 *г/т*) увеличивается к субвулканическим (0,24) и дайковым (0,31).

Таким образом, в вулканогенном процессе выявляется общая тенденция — независимо от основности породы содержание Bi отчетливо увеличивается от покровных и пирокластических к субвулканическим, жерловым и особенно дайковым фациям, что, по-видимому, объясняется летучестью Bi при наземном вулканизме и его накоплении и сохранении при близповерхностном.

Содержание Bi увеличивается от основных разновидностей к средним и затем к кислым как по вулканогенным породам (0,06; 0,18; 0,27 *г/т*), так и по их фациальным разновидностям: в дайковых (0,18; 0,39; 0,31 *г/т*), субвулканических (0,02; 0,18; 0,24) и вулканогенных покровных (0,02; 0,04; 0,05).

ВИСМУТ В ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОДАХ, ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ И АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛАХ

Распределение Bi в интрузивных породах Чаткало-Кураминских гор ранее изучалось по отдельным районам: в Чепташском и Чимганском интрузивах (Н. А. Лосев и др.), Текелийском (Голованов, Гадаев, Овчинников, 1972), Восточном Карамазаре (Минцер, Никольская, 1970), в центральной части Кураминского хребта (данные Э. А. Дунин-Барковской и Ю. В. Бородина), ,в Чаткальской подзоне, в некоторых интрузивах юго-западных отрогов Чаткальского хребта и в Кураминском хребте (Дунин-Барковская, Айзенштат, 1974). Кроме того, он определялся в Южной Фергане (Великий, 1969). Однако определения выполнены различными методами и поэтому результаты трудно сопоставимы. Основные тенденции все же улавливаются.

В Чаткальском хребте граниты Чимганского интрузива C_2 имеют более низкие содержания Bi—0,05 *г/т*, чем гранит-порфиры более молодого Чепташского интрузива P—0,3 *г/т*. Жильные аплитовидные граниты обоих интрузивов обогащены Bi по сравнению с породами основной фазы. В структуре Чаткало-Кураминского региона оба интрузива расположены в зоне поперечных региональных Угам-Кумбельских разломов, к которым тяготеет большинство висмутовых рудопроявлений. В юго-западных отрогах Чаткальского хребта щелочные и основные породы Текелийского интрузива C_2, вмещающие кварцевые жилы с медным оруденением, содержат Bi в 10 раз меньше (0,052 *г/т*), чем кислые дайки пермо-триасового возраста (0,89 *г/т*), в сиенитах и лейкократовых сиенитах его 0,063 *г/т*, сиенито-диоритах и монцонитах —0,075, диоритах —0,019, габбро — 0,05 (Голованов, Гадаев, Овчинников, 1972).

В западной части Кураминского хребта, в Восточном Карамазаре с медно-висмутовым оруденением содержания Bi в гранитах P (0,9 *г/т*), гранодиоритах C_2(0,4), кварцевых сиенит-порфирах

(0,7) и фельзит-порфирах Р (0,37) выше, чем в диабазовых порфиритах (<0,2 *г/т*) (Минцер, Никольская, 1970).

На основании совместного с Ю. В. Бородиным изучения закономерностей распределения Bi в интрузивных породах и дайках центральной части Кураминского хребта спектральным анализом по методике ВИТРа установлено следующее: содержание Bi в гранитоидах увеличивается с повышением калиевой щелочности пород и уменьшается с повышением основности; в дайковых кислых образованиях больше Bi, чем в той же группе по составу основной фазы интрузива; в более поздних магматических комплексах кислых и средних пород Bi больше, чем в ранних (Бадалов, Голованов, Дунин-Барковская, 1971).

Распределение Bi в гранитоидах центральной части Кураминского хребта согласуется с точкой зрения некоторых исследователей (Ферсман, 1939; Preuss, 1941; Виноградов, 1956; Brooks, Ahrens, 1961; Минцер, Никольская, 1970) о возрастании концентрации Bi в продуктах гранитных магм и их остаточных расплавов. Среднее содержание Bi в породах центральной части Кураминского хребта равно 0,1 *г/т*. Замечена тенденция корреляции содержания Bi и Tl аналогично интрузивным породам Африки (Brooks, Ahrens, 1961).

Специальное изучение висмутоносности интрузивов Чаткало-Кураминских гор проведено нами совместно с Р. Г. Юсуповым по Кураминской подзоне и с В. И. Айзенштатом по Чаткальской. Более детально изучена Кураминская подзона с учетом глубин эрозионного среза интрузивов. На территории Чаткальской подзоны наиболее распространены породы гранодиорит-плагиогранитового ряда Pt, диорит-гранодиорит-гранитового C_2 и гранит-аляскитового Р, а Кураминской — габбро-диорит-гранодиорит-гранитового C_2 и гранит-аляскитового Р («Магматические формации и фации Узбекистана», 1977). Гранодиориты и адамеллиты почти целиком слагают Западно-Карамазарский, Башкызылсайский, Чаткальский, Ихначский, Акташский и другие массивы.

Методика работы заключалась в отборе валовых проб породы весом 10—15 *кг*, из которых выделялись средняя проба для анализа и мономинеральные фракции породообразующих и акцессорных минералов. Рассмотрено поведение указанных элементов в различных магматических породах, формациях и породообразующих минералах.

В Чаткальской подзоне, характеризующейся широким проявлением гипабиссальных и абиссальных интрузивов от рифея до перми, содержание Bi (табл. 9) увеличивалось с уменьшением глубины становления и возраста интрузива. Так, протерозойские граниты и плагиограниты содержат 0,03 *г/т* Bi, среднекаменноугольные (в среднем) —0,06, пермские —0,09, гнейсовидные гранодиориты Pz_1—0,02, а гранодиориты C_2—0,04 *г/т*. Содержание изучаемого элемента увеличивалось с повышением кислотности пород: в диоритах —0,02 *г/т*, гранодиоритах и адамеллитах —0,04, гранитах—0,06, аляскитах —0,09 *г/т*.

Геохимическую специализацию на Bi проявляют кислые породы гранит-аляскитового пермского и габбро-диорит-гранодиорит-гранитового среднекаменноугольного рядов формаций гип- и мезоабиссальной фациальности. Именно вблизи интрузивов этих формаций или даже непосредственно в них располагаются висмут-

Таблица 9

Bi в породах интрузивных формаций Чаткальской подзоны (Дунин-Барковская, Айзенштат, 1974)

Ряд формаций и фациальность	Порода	Bi, г/т	Число проб (n)	Интрузивы
Гранит-аляскитовый P, мезоабиссальная, реже гипабиссальная	Граниты и аляскиты	0,09 (0,80—0,02)	22	Чепташский, Тушашуйский, Майдантальский, Анаульганский, Саргардонской
Диорит-гранодиорит-гранитовый C_2, мезоабиссальная	Граниты	0,06 (0,2—0,01)	15	Чимганский, Чаватинский, Акбулакский, Восточно-Саргардонский, Ихначский, Сандалашский, Шабрезский
	Гранодиориты	0,04 (0,08—0,01)	7	
	Диориты	0,03 (0,05—0,02)	2	
Габбро-монцонитовый C_1, мезоабиссальная	Монцониты	0,02	2	Текешский
Диорит (тоналит)-гранит-гранодиоритовый гнейсовый Pz_1, абиссальная	Гнейс-гранодиориты	0,02	2	Зексайский, Нижне-Терекский
	Сиенито-диориты	0,04	2	
	Диориты и кварцевые диориты	0,03 (0,06—0,01)	3	
Гранодиорит-плагио-гранитовый Pt—Rf_3, абиссальная	Граниты и плагиограниты	0,03 (0,05—0,02)	3	Бештор-Тундукский

содержащие кварц-сульфидные жилы, скарны, грейзены и пегматиты.

В Кураминской подзоне, характеризующейся преимущественным развитием интрузивов гип- и мезоабиссальных фаций, о распределении Bi в породах по основности, фациальности и глубинам эрозионного среза можно судить по данным табл. 10, 11.

Висмут в породах интрузивных формаций Кураминской подзоны и его среза (Дунин-Барковская, Юсупов, 1976)

Ряд формаций и фациальность	Порода	Число проб (n)	Bi. $\overline{X}$ г/т	Глубина эрозион- 500—1500 м		
				интрузив	$\overline{X}$, Bi	n
Гранит-аляскитовый Р, гипабиссальная	Аляскиты, граниты, гранит-порфиры, гранит-аплиты	70	0,13	Беданалисайский	0,18	10
Габбро-монцонит-сиенито-диоритовый Р, гипабиссальная	Сиениты, кварцевые сиениты	79	0,11	Айгирбайтальский, Актепинский, Бабайтагский	0,18	26
	Диориты, сиенито-диориты	52	0,06	Айгирбайтальский, Актепинский, Гава-Чадакский	0,04	24
	Габбро, габбро-сиениты	40	0,02	Актепинский	0,01	10
Гранодиорит-гранит-порфировый Р, гипабиссальная	Гранодиорит-порфиры	74	0,12	Культушканский и другие Ангренского плато, Кенгутанский, Сарваксайский	0,22	20
Габбро-диорит-гранодиорит-гранитовый C_2, мезоабиссальная	Граниты биотитовые и лейкократовые, аляскиты	57	0,23	Культушканский и другие Ангренского плато	0,15	19
	Гранодиориты и адамеллиты порфировидные	32	0,21	Шаршарский	0,4	10

Таблица 10

распределение в интрузивах на различных глубинах эрозионного

ного среза (по И. П. Кушниреву, 1969)

1500—2000 *м*			2000—2500 *м*			2500—3000 *м*		
интрузив	$\overline{x}$, Bi	*n*	интрузив	$\overline{x}$, Bi	*n*	интрузив	$\overline{x}$, Bi	*n*
Чаркасарский, Опарсайский, Верхнегудасский	0,13	33				Шайданский	0,12	27
Алатангасайский, Кыздоринский, Карабауский, Куюндинский, Чидтенский, Актепинский	0,14	32	Бабайобский, Нижнегавасайский	0,04	11			
Алатангасайский, Куюндинский, Чилтенский	0,07	9	Бабайобский, Лоякский	0,06	15	Лоякский	0,03	4
			Ашабинский, Башаштский, Иерташский, Опарсайский, Кандырсайский	0,02	25	Лоякский	0,04	8
Гава-Чадакский, Верхнегавасайский, Наугарзанский, Кумышканский	0,12	19	Гачьский, Ашабинский, Наугарзанский	0,12	9	Верхнекараханский, Шаугаз-Кандырский, Лоякский	0,04	26
Сарвакский Гачьский, Сарыкульский, Гудасский	0,26	25	Иерташский, Ашабинский, Верхнекараханинский, Акчинский, Калбандыкский	0,29	13			
Кандаганский	0,3	2	Иерташский, Долонинский, Верхнекараханинский	0,05	13	Кызылторский, Мирзаходжайский, Шаугаз-Кандырский, Западно-Карамазарский	0,07	17

Ряд формаций и фациальность	Порода	Число проб (n)	Bi, $\overline{X}$ г/т	Глубина эрозионного среза 500—1500 м		
				интрузив	$\overline{X}$, Bi	n
Габбро-диорит-гранодиорит-гранитовый C_2, мезоабиссальная	Гранодиориты и адамеллиты	162	0,11	Чайлисайский, Культушканский, Кызылташсайский, (Ангренское плато)	0,12	40
	Габбро, диориты, сиенито-диориты, кварцевые диориты	69	0,05	Сансалакский, Самсаглыкский, Сасыварский	0,04	16
Диорит (тоналит)-гранит-гранодиоритовый Pz_1. (гнейсовый), абиссальная	Аляскиты, граниты, гранито-гнейсы	8	0,11			

Примечание. Для анализов использованы также 20 проб С. М. Баба 25 анализов (Дунин-Барков

Поскольку число отбираемых по интрузиву проб пропорционально его обнаженности, все подсчеты средних величин проведены средневзвешенным методом.

Среди наиболее кислых пород (гранитов и аляскитов) сильно дифференцированного габбро-диорит-гранодиорит-гранитового ряда формаций C_2 Bi в 2 раза больше (0,23 *г/т*), чем среди гранит-аляскитовой формации P (0,11 *г/т*). В гранодиоритах и адамеллитах C_2 порфировидные разности содержат больше Bi. В пределах Чокадамбулакского интрузива периферийная часть, сложенная порфировидными гранодиоритами, богаче Bi (0,17 *г/т*) в 2,5 раза по сравнению с центральной, представленной роговообманковыми гранодиоритами (0,07 *г/т*). В основных породах разница между гипабиссальными пермскими и мезоабиссальными среднекаменноугольными породами по содержанию Bi не существенна.

В ходе развития магматического процесса накопление Bi происходило в конечные фазы формирования каждой интрузивной формации. Для наиболее дифференцированных формаций с набором контрастных по составу пород от основных (ранних) к кислым (поздним) отчетливо увеличивалось содержание Bi к конечным

ного среза (по И. П. Кушнареву, 1969)

1500—2000 *м*			2000—2500 *м*			2500—3000 *м*		
интрузив	$\bar{x}$, Bi	*n*	интрузив	$\bar{x}$, Bi	*n*	интрузив	$\bar{x}$, Bi	*n*
Сарыкульский, Гудасский, Гачьский, Карамазарский, Сарваксайский, Хаваглысайский	0,12	44	Ашабинский, Акчинский, Иерташский, Чокадамбулакский, Верхнегавасайский	0,12	33	Шаугаз-Кандырский, Кызылторский, Опарсайский, Западно-Карамазарский, Джеркамарский	0,04	35
Сарваксайский, Хаваглысайский	0,09	15	Иерташский, Нижнебеляутинский, Акчинский, Шавазсайский, Верхнебеляутинский	0,03	27	Опарсайский, Саукбулакский	0,07	6
			Среднешавазский, Карабауский (древний)	0,11	8			

ходжаева по Шайданскому и Джеркамарскому массивам. Включены в таблицу ская, Айзенштат, 1974).

продуктам. Так, в мезоабиссальном габбро-диорит-гранодиорит-гранитовом ряду формаций C_2 количество Bi меняется от ранних образований к поздним следующим образом: габбро и диориты (0,05 *г/т*) → гранодиориты (0,11) → гранодиориты порфировидные (0,21) → граниты (0,23 *г/т*), а в габбро-монцонит-сиенито-диоритовом Р гипабиссальном ряду формаций: габбро (0,02) → диориты, сиенито-диориты (0,06) → сиениты, кварцевые сиениты (0,11 *г/т*).

На ход магматической дифференциации существенно влияет парциальное давление, т. е. фугитивность кислорода (Osborn, 1959), которая могла способствовать рассеянию и концентрации висмута.

Распределение Bi в интрузивах на глубину изучалось по различным эрозионным срезам (рис. 1). Установлено, что в каждом интрузивном теле независимо от его размеров оно неравномерное. В более ранних и крупных интрузивах батолитового типа, например в гранодиоритах C_2, распределение Bi по вертикали в интервале 500—2500 *м* не меняется, оставаясь в среднем равным 0,12 *г/т* на каждом из изученных уровней эрозионного среза, и только на глубине 2,5—3 *км* снижается до 0,04 *г/т*. В более мелких, так назы-

ваемых «малых» интрузивах изменения более заметны. Для гранитов и аляскитов P_2 максимальное накопление Bi отмечено в мезоабиссальных интрузивах на глубинах 1,5—2,5 *км* от кровли. Этот обогащенный интервал содержит Bi больше среднего уровня, самая верхняя часть характеризуется средним уровнем, а интервал ниже 2,5 *км* обеднен Bi. В гипабиссальных гранитах распределение Bi более равномерное, оно плавно снижается, образуя незначитель-

Таблица 11

Распределение Bi в интрузивных породах Кураминской подзоны по основности с учетом фациальности и глубин эрозионного среза (Дунин-Барковская, Юсупов, 1976)

Порода	Bi (среднее)	По глубинам эрозионного среза, *км*			
		0,5–1,5	1,5–2	2–2,5	2,5–3
Граниты и аляскиты P_2, гипабиссальные	0,13	0,18	0,13		0,12
Граниты и аляскиты C_2, мезоабиссальные	0,23	0,15	0,26	0,29	
Среднее	0,18	0,16	0,20	0,29	0,12
Гранодиорит-порфиры P, гипабиссальные	0,12	0,22	0,12	0,12	0,04
Гранодиориты и адамеллиты порфировидные C_2, мезоабиссальные	0,21	0,4	0,3	0,05	0,07
Гранодиориты и адамеллиты C_2, мезоабиссальные	0,11	0,12	0,12	0,12	0,04
Среднее	0,15	0,25	0,25	0,10	0,05
Габбро, габбро-сиениты, диориты, сиенито-диориты P, гипабиссальные	0,04	0,03	0,07	0,035	0,04
Габбро, диориты, сиенито-диориты, кварцевые диориты C_2, мезоабиссальные	0,05	0,04	0,09	0,03	0,07
Среднее	0,05	0,04	0,08	0,03	0,05

но обогащенные по сравнению со средним показателем участки в интервале 0,5—1,5 *км* от кровли. Можно считать, что положительную геохимическую специализацию на Bi имеют мезоабиссальные интрузивы гранитов, вскрытые эрозионным срезом в интервале 1,5—2,5 *км* от кровли.

Среди мезоабиссальных гранодиоритов обогащение висмутом происходило на глубине до 2 *км* от кровли, содержание на уровне среднего остается в интервале 2—2,5 *км*, а глубже падает ниже среднего. В гипабиссальных интрузивах гранодиоритов обогащена висмутом верхняя часть не глубже 1,5 *км*, в интервале 1,5,—2,5 *км* содержание на уровне среднего, а глубже падает ниже среднего.

В интрузивных телах сиенитов и кварцевых сиенитов гипабиссальной фации содержание Bi повышено в верхней части до глубины 1,5 *км*.

Таким образом, геохимическая специализация на Bi присуща верхним частям мезо- и гипабиссальных гранитоидных интрузивов Кураминской подзоны. Поскольку эта специализация свидетель-

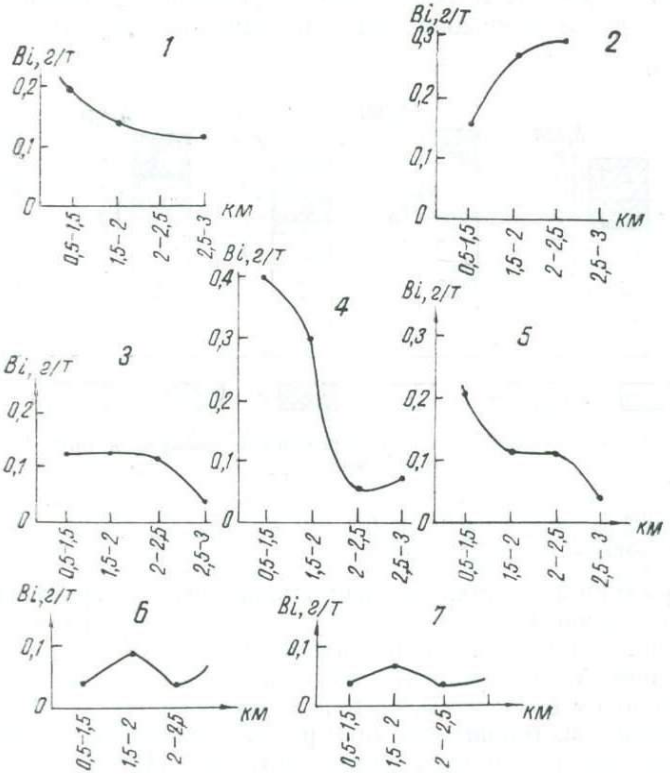


Рис. 1. Зависимость содержания Bi в интрузивных породах от глубины среза интрузива.

1 — аляскиты, граниты и гранит-порфиры P; *2* — граниты и аляскиты C_2; *3* — гранодиориты и адамеллиты C_2; *4* — гранодиориты и адамеллиты порфировидные C_2; *5* — гранодиорит-порфиры P; *6* — габбро и диориты C_2; *7* — габбро, габбро-сиениты, диориты, сиенито-диориты P.

ствует о потенциальной способности интрузивного тела к накоплению рудного элемента и его возможного отделения в постмагматический период, можно рекомендовать для поисков эндогенных концентраций Bi районы с интрузивами, вскрытые эрозионным срезом не более чем на 2 *км* от кровли, в исключительных случаях до 2,5 *км*, например, Шайданский массив гранитов P. Следует отметить повышенные содержания Bi в адамеллит-порфирах Ангренского

плато с глубиной эрозионного среза 500—1000 *м* и гранодиорит-порфирах Гава-Чадакской площади с 1500—2000 *м*.

По интрузивным породам Чаткало-Кураминских гор произведено вычисление средних и генеральных оценок распределения Bi. Для всего региона генеральная оценка содержания Bi по 693 пробам составляет 0,07 *г/т*, для Кураминской подзоны —0,11, а Чаткальской —0,04 *г/т*. В формациях с преимущественным развитием кислых пород среднее содержание Bi выше, поэтому именно породы

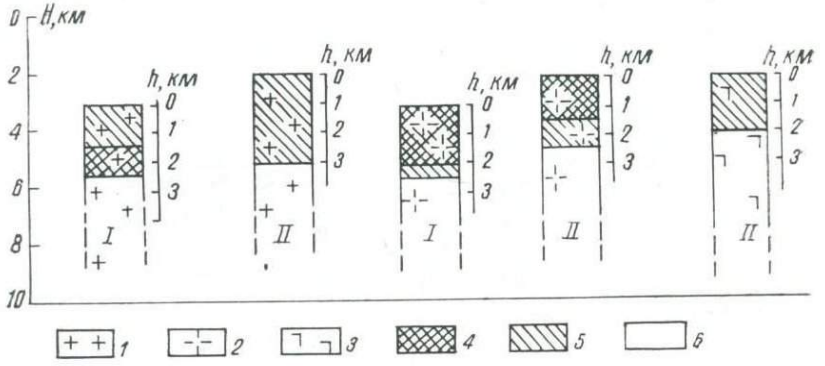


Рис. 2. Геохимическая модель распределения висмута в интрузивах Кураминской подзоны.

1 — граниты, *2* — гранодиориты, *3* — сиениты; содержание висмута: *4* — выше среднего по интрузиву, *5* — соответствует среднему, *6* — ниже среднего; H — глубина становления интрузива от поверхности, *h* — глубина среза от кровли; I — мезоабиссальные интрузии, II — гипабиссальные.

этих формаций представляют наибольший интерес как способствующие накоплению Bi.

Средние содержания Bi по каждой формации и по всем интрузивным породам Кураминской подзоны в 2—3 раза выше, чем Чаткальской, что хорошо увязывается с ее повышенной насыщенностью висмутовыми месторождениями и рудопроявлениями, а также висмутоносностью руд многих других металлов (Pb, Zn, Cu, W, Au), т. е. металлогенической специализацией.

На примере Кураминской подзоны создана геохимическая модель распределения Bi на глубину в гип- и мезоабиссальных кислых и субщелочных интрузивах (рис. 2), показывающая, что максимальные концентрации этого элемента относятся к глубинам не более 2 *км* от кровли интрузива. Эта модель позволяет определять для конкретного интрузива участки положительной геохимической специализации на Bi благодаря выраженной в них тенденции к накоплению выше среднего содержания для данной породы с учетом ее фациальности и формационной принадлежности. Площади с глубиной среза интрузивов 2,5—3 *км* и более в Кураминской подзоне не перспективны на висмутовое оруденение.

Математический анализ распределения Bi в интрузивных породах. В интрузивах Чаткало-Кураминских гор распределение вис-

Таблица 12

Статистические характеристики распределения висмута в интрузивных породах северо-восточной части Кураминского хребта (Дунин-Барковская, Юсупов, 1976)

Ряд формаций и фациальность	Порода	Интрузив	$\frac{Bi}{x}$, г/т	S^2	S	V	Мода	n
Липаритовый (субвулканический) P—T	Кварцевые порфиры и гранит-порфиры	Акташский, Айгирбайтальский, Актепинский	0,178	0,135	0,368	—50,4	0,15	25
Гранит-аляскитовый (гипабиссальный) P_2	Аляскиты, граниты, гранит-порфиры, гранит-аплиты	Беданалисайский, Чаркасарский, Нижнегавасайский	0,131	0,064	0,253	—44,4	0,013	34
Габбро-монцонит-сиенито-диоритовый (гипабиссальный) P	Сиениты, кварцевые сиениты, порфировидные сиениты	Айгирбайтальский	0,133	0,06	0,246	—44,2	0,014	24
	Диориты, сиенито-диориты, кварцевые диориты	Актепинский, Гава-Чадакский, Кызылчинский	0,06	0,012	0,109	—33,3	0,02	43
	Габбро, габбро-сиениты	Актепинский, Нижнегавасайский	0,03	0,000	0,007	— 9,8	0,013	42
Гранодиорит-гранитовый (гипабиссальный — 2,5—3 *км*) P_1	Гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры	Гава-Чадакский, Верхнегавасайский	0,114	0,040	0,220	—42,8	0,017	55
Габбро-диорит-гранодиорит-гранитовый (мезоабиссальный — 3,5—4 *км*) C_2	Граниты, биотитовые и лейкократовые аляскиты	Иерташский, Сарвакский, Чильпекский	0,147	0,06	0,245	— 44,6	0, 02	20
	Гранодиориты и адамеллиты порфировидные	Гавасайский, Кызылторский, Сарвакский, Шаршарский	0,144	0,132	0,363	—48,1	0, 07	41
	Гранодиориты и адамеллиты	Акташский, Верхнегавасайский, Иерташский, Сарвакский, Нижнегавасайский	0,062	0,017	0,130	—35,8	0,014	53
	Габбро, диориты, сиенито-диориты, кварцевые диориты	Иерташский, Сарвакский, Сасыварский, Самсаглыкский, Опарсайский	0,031	0,004	0,06	—27,4	0,014	31

мута неравномерное, но не противоречит логнормальной модели. Статистические характеристики Bi показаны на примере северо-восточной части Кураминского хребта (табл. 12) по 368 пробам. Коэффициент вариации увеличивается вместе с содержаниями от

Коэффициенты парной корреляции висмута с породообразующими и рассеянными хребта (Дунин-Барковская, Юсупов, 1976)

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na_2O
−0,086	+0,107	−0,023	−0,031	−0,104	+0,314	−0.081	+0,195	−0,004
−0,180	+0,038	+0,017	+0,232	**−0,371**	−0,130	0,118	**−0,342**	−0,135
−0,104	+0,047	−0,072	−0,128	+0,162	+0,117	−0,162	+0,178	−0,262
+0,295	−0,403	+0,160	+0.144	**−0,608**	−0.395	+0,373	−0,229	**+0,426**
−0,209	−0,205	+0,357	+0,027	−0,124	+0,015	−0,438	+0,159	**−0,451**
+0,552	**−0,442**	−0,339	−0,340	**−0,402**	**−0,485**	−0,059	**−0,527**	−0,05
−0,082	+0,118	+0,043	+0,048	+0,066	**+0,443**	+0,172	+0,178	−0,170
+0,272	−0,178	−0,263	+0,056	−0,159	−0,028	**−0,383**	−0,216	−0,054
−0,046	+0,187	−0,027	−0,174	+0,168	+0,009	−0,123	−0,156	−0,197
−0,011	−0,114	−0,119	−0,063	0,0230	−0,046	+0,115	+0,112	+0,130

Ge	Tl	Ga	In	Pb	Zn	Cu	U
+0,491	**+0,521**	+0,246	+0,364	**+0,561**	+0,228	0,192	
+0,**334**	+0,094	+0,295	**+0,456**	+0,037	+0,307	+0,312	−0,177
+0,051	**−0,058**	+0,236	+0,006	−0,128	**+0,535**	−0,203	−0,232
+0,194	−0,042	**−0,273**	−0,343	−0,229	0,041	**−0,546**	**−0,422**
−0,118	+0,258	+0,389	−0,333	**+0,549**	+0,432	+0,213	+0,033
+0,052	−0,218	**+0,451**	+0,067	**+0,429**	+0,366	−0,280	**−0,104**
−0,200	−0,064	+0,226	+0,169	+0,253	+0,209	+0,102	−0,044
+0,070	+0,035	+0,021	+0,302	+0,084	−0,110	**−0,037**	−0,111
+0,290	+0,167	−0,038	−0,055	−0,029	−0,060	+0,096	+0,004
+0,298	**+0,515**	+0,053	+0,046	+0,265	**+0,375**	+0,143	+0,098

Примечание. Группы пород те же, что и в табл. 12, подчеркнуты зна

ранних фаз к поздним и от основных пород к кислым, достигая не более 50%. Общие закономерности распределения Bi в северо-восточной части Кураминского хребта хорошо совпадают с описанными для Кураминской подзоны.

Математический анализ данных по северо-восточной части Кураминского хребта по программе парной корреляции показывает силу связи Bi с породообразующими и рассеянными элементами (табл. 13). В различных группах пород Bi имеет значимые связи с летучими компонентами F, B, P, H_2O. С бором положительная значимая связь в гипабиссальных основных (габбро, диориты) и кислых (аляскиты) породах P, с фтором — положительная значимая в

гранодиорит-порфирах Р и гранодиоритах C_2, а отрицательная значимая — в аляскитах Р и субвулканических кварцевых порфирах Р—Т. Связь Bi—H_2O проявлена в пермских диоритах и сиенитодиоритах, Bi—P_2O_5 — в аляскитах и гранитах Р. Положительно

Таблица 13

элементами в магматических породах северо-восточной части Кураминского

K_2O	P_2O_5	SO_3	H_2O	F	B	As	Sb
+0,047	−0,084	−0,253	−0,230	**−0,496**	−0,048	+0,264	+0,317
+0,535	**+0,341**	+0,195	+0,197	**−0,357**	**+0,393**	+0,130	+0,132
−0,059	+0,317	−0,234	−0,126	+0,216	+0,111	−0,26	+0,190
0,076	−0,397	−0,162	**+0,608**	+0,018	**+0,446**	−0,333	
−0,185	+0,137	+0,146	+0,015	+0,218	**+0,487**	**+0,514**	−0,121
+0,324	**−0,422**	+0,112	+0,083	**+0,517**	**−0,473**	**+0,462**	+0,170
−0,283	−0,010	−0,142	+0,007	+0,433	+0,246	+0,025	−0,076
+0,024	−0,073	−0,003	−0,012	+0,048	+0,292	+0,160	+0,174
+0,315	+0,136	−0,009	−0,181	**+0,354**	+0,188	−0,041	+0,221
−0,222	−0,171	−0,034	+0,169	+0,01	−0,162	+0,200	−0,062

Th	Sc	Sn	Ag	W	Mo	n	r_{min}
	+0,289	**+0,605**	+0,002	**+0,535**	**+0,435**	25	0,381
−0,379	−0,018	**+0,451**	−0,032	+0,216	+0,161	34	0,325
−0,135	+0.040	**+0,396**	−0,302	−0,323	−0,278	24	0,381
−0,395	**−0,634**	+0,182	−0,418	**+0 425**	+0,335	20	0,423
+0,302	**−0,628**	+0,040	+0,411	+0,026	+0,296	18	0,444
−0,009	**−0 526**	**+0,858**	**+0,414**	**+0,440**	+0,001	26	0,381
−0,261	+0,358	+0,085	−0,100	−0,355	+0,040	20	0,423
−0,028	−0.063	+0,147	+0,042	+0,083	−0,147	41	0,314
+0,013	−0,088	+0,205	−0,030			53	0,273
+0,076	−0,185	+0,249	**+0,443**			31	0,349

чимые связи, n — число проб.

значимые связи Bi с летучими компонентами свидетельствуют о возможности его переноса в виде комплексных соединений с ними в магматическом процессе.

Связь Bi—Tl, отмечаемая в основных интрузивных породах Африки (Brooks, Ahrens, 1961), в изученных интрузивах северо-восточной части Кураминской подзоны положительно значима также в породах основных и повышенной основности и щелочности (габбро, диоритах, сиенито-диоритах и кварцевых диоритах C_2).

В некоторых породах Bi имеет значимую связь с щелочными элементами K и Na: Bi—Na — в основных (диоритах и габбро Р), а Bi—K—в кислых (аляскитах Р, гранодиоритах C_2).

Из рудных элементов Bi значимо положительно связан с Sn в породах P: в субвулканических кварцевых порфирах, аляскитах и гранитах, сиенитах, кварцевых сиенитах и гранодиорит-порфирах, а с W — в субвулканических кварцевых порфирах, диоритах и гранодиорит-порфирах P. Связь Bi—Cu значима, но отрицательна в диоритах, сиенито-диоритах и кварцевых диоритах P, т. е. в тех породах, которые обогащены медью.

По-видимому, значимые корреляционные связи могут указывать на потенциальную рудоносность и геохимическую специализацию определенных магматических пород на конкретный тип прогнозируемого оруденения. Территория северо-восточной части Кураминской подзоны с распространенными гипабиссальными пермскими кислыми и субщелочными интрузивами с глубиной эрозионного среза не более 2—2,5 *км* от кровли перспективна на висмуто-оловянное и висмуто-вольфрамовое оруденение в грейзенах и висмутовое в кварц-флюоритовых жилах.

Bi в породообразующих минералах. Данные о содержании Bi в породообразующих минералах слишком бедны и отрывочны, чтобы сделать выводы о его кристаллохимическом поведении в магматических процессах (Marowsky, Wedepohl, 1971). Представляют интерес данные Greenlad, Gottfried, Campbell, 1973 о балансе Bi в минералах габбро, тоналита и гранодиорита Южно-Калифорнийского батолита и батолита Идаго, показывающие, что плагиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат, гиперстен и амфибол — поставщики значительного количества Bi в породу. Балансы показали, что все же большая часть Bi не концентрировалась в породообразующих минералах. Высокие содержания висмута имеются в магнетите, апатите, сфене, гадолините (Goldschmidt, 1954; Clark, 1965; Gurney и др., 1969; Greenland, Gottfried, Campbell, 1973). Такие же выводы были сделаны и нами по Кураминскому хребту (Бадалов, Голованов, Дунин-Барковская, 1971; Дунин-Барковская, Юсупов, 1976) и по Чаткальскому (Дунин-Барковская, Айзенштат, 1974).

Распределение Bi в породообразующих минералах Чаткало-Кураминских гор изучалось тем же спектральным методом в камерных электродах, как и в породах. Отбор мономинеральных проб проводился из протолочек по 10—12 *кг*. Распределение Bi (табл. 14) не противоречит логнормальной модели. Он содержится во всех породообразующих минералах, но в минералах из Чаткальской подзоны его меньше, чем из Кураминской, как это замечено и в самих породах. Висмута больше в плагиоклазах и калишпате, чем в кварце, а в амфиболах — больше, чем в биотите. 60—70% валового его количества приходится на полевые шпаты.

В породообразующих минералах рассчитаны корреляционные связи Bi с другими элементами по программе парной корреляции на ЭВМ (табл. 15). Bi характеризуется низкими значениями связи. Он имеет значащую положительную связь только в плагиоклазе с Ga и Zn, в калишпате с Ge, а не с Pb, как это можно было бы ожидать, судя по изоморфизму K ⟶ Pb и Pb ⟶ Bi. Эти связи скорее

свидетельствуют о проявлении литофильных свойств Bi в начальные стадии дифференциальной кристаллизации горной породы, когда он частично мог захватываться породообразующими минералами.

Нет также уверенности, что весь Bi в породообразующих минералах изоморфный. Он может присутствовать в виде мельчайших включений акцессорных минералов — апатита, сфена, касситерита, ортита и др., находящихся в темноцветных (биотит, роговая обманка) и светлых (кварц, полевые шпаты) зернах. Это подтверждается содержанием Bi в акцессорных минералах (табл. 16).

В акцессорных сульфидах (галените, пирите, арсенопирите и др.) содержание Bi резко повышено, что можно связать с проявлением

Таблица 14

Статистические характеристики Bi в породообразующих минералах Чаткало-Кураминских гор (по данным Э. А. Дунин-Барковской, Р. Г. Юсупова и В. И. Айзенштата)

Минерал	Содержание висмута, $\bar{x}$, *г/т*			S^2	S	V	n
	Чаткальская подзона	Кураминская подзона	среднее				
Плагиоклаз	0,03	0,11	0,065	0,05	0,23	−45,5	27
Калишпат	0,04	0,11	0,07	0,83	0,91	−66	40
Кварц	0,035	0,04	0,037	0,001	0,04	−20,8	42
Биотит	0,04	0,027	0,029	0,001	0,03	−21,7	37
Амфибол		0,10	0,10	0,137	0,371	−50,1	17
Магнетит	0,41						3

его халькофильных свойств. В галените Bi может замещать Pb по схеме $2Pb^{2+} \longrightarrow Tl^{+}—Bi^{3+}$ благодаря близости радиусов ионов; Pb^{2+}—1,32Å, Tl^{+}—1,49; Bi^{3+}—1,20.

Высокие содержания Bi встречаются в акцессорных минералах редких земель (ортит, торит и др.) и в минералах летучих химических элементов, например фтора (топаз и флюорит). Присутствие Bi в редкоземельных минералах пегматитов J. J. Gurney, L. H. Ahrens (1969) объясняют близкой величиной ионных радиусов Bi и редкоземельных элементов (0,9—1,18 Å). Предположение о замещении висмутом кальция в апатите (Goldschmidt, 1954; Clark, 1965) не подтверждается (Greenland, Gottfried, Campbell, 1973) и нашими данными, так как Bi присутствует не только в кальциевых минералах (плагиоклаз, амфибол), но в равной степени и в калиевых (калишпат, биотит).

Акцессорные минералы Bi в интрузивных породах. Форма присутствия Bi в гранитоидах Чаткало-Кураминских гор изучена слабо. В Чаткальской подзоне висмутин и бисмутит в псевдоморфозах по нему присутствуют, по данным М. Д. Геся, Н. А. Лосева, В. В. Козырева и др. в гранитоидах Майдантальского, Чаткальского (4,0—3,3 *г/т*), Кызылторского (ед. зн.), Туюкского (ед. зн.) и Арашанского (до 1,44 *г/т*) интрузивов, имеющих возраст от C_2 до P.

В Кураминской подзоне самородный Bi и висмутин имеются в мезоабиссальных (2,5—3 *км*) гранодиоритах C_2 и гипабиссальных (1—2 *км*) сиенитах, кварцевых сиенитах, гранитах и аляскитах P, а в субвулканических кварцевых порфирах P — только самородный Bi. Оба минерала и очень редко тетрадимит встречены в северо-восточной части подзоны, где интрузивы имеют эрозионный срез не более 2 *км* от кровли. Самородный Bi находится в парагенезисе с Sn, Pb и Au, а в кислых субвулканических породах вместо свинца

Таблица 15

Корреляционные связи Bi с другими элементами в породообразующих минералах

Элемент	Плагиоклаз	Калишпат	Кварц	Биотит	Амфибол
As	+0,15	−0,27	+0,22	+0,18	**−0,08**
Ge	+0,38	**+0,38**	−0,17	+0,02	−0,59
Tl	+0,26	+0,30	−0,16	+0,16	−0,21
Ga	**+0,46**	−0,26	−0,05	−0,06	−0,31
Pb	+0,38	−0,17	−0,09	**−0,24**	−0,50
Sn	+0,42	−0,16	−0,09	**−0,11**	−0,05
Ag	+0,32	−0,25	−0,15	−0,18	−0,09
Zn	**+0,79**	**−0,41**	−0,22	**−0,11**	+0,43
Hg	+0,01	−0,23	−0,11	+0,30	+0,34
Sb	+0,24	**−0,47**	−0,08		
r_{min}	0,43	0,38	0,36	0,36	0,55
n	19	24	28	27	11

Примечание. *n*—число проб; r_{min}—доверительная граница выборочного коэффициента корреляции r ($f=n-2$).

присутствует серебро, образуя Bi-Sn-Au-Ag-самородную ассоциацию. Южнее полосы Кумбельских разломов в интрузивах с большей глубиной эрозионного среза установлен только висмутин (Дунин-Барковская, Юсупов, 1974, 1976). Акцессорные висмутовые минералы встречены и в других районах Советского Союза (Ляхович, 1967).

Сведения о распространенности акцессорных минералов показывают, во-первых, что самородный висмут, тетрадимит и висмутин отсутствуют в докембрийских гранитоидах платформенных областей (Алдан, Анабар, Балтийский щит, Русская платформа, Украинский и Приазовский кристаллический массивы) и характерны для послекембрийских гранитоидов геосинклинальных областей (в том числе Чаткальской) и активизированных срединных массивов (Кураминo-Ферганский и др.); во-вторых, что содержание висмутина в гранитах увеличивается от ранних фаз к поздним; в-третьих, что

повышение концентрации Bi в поздних продуктах магматической деятельности может служить признаком вовлечения его в потенциально рудообразующее состояние, а появление самостоятельных висмутовых минералов свидетельствует о проявлении геохимической специализации, т. е. выраженной тенденции к концентрации в

Таблица 16

Содержание Bi в акцессорных минералах гранитоидов Чаткало-Кураминских гор*

Минерал	Bi, г/т	Число проб	Место взятия
Ортит	10	11	Алмасайский интрузив C_3
	10—20	2	Арашанский интрузив P
Магнетит	0,41	5	Ихначский интрузив и др. C_2
	До 200		Кызылторский интрузив C_3
	8		Чепташский интрузив P
	1,1		Чимганский интрузив C_3
Арсенопирит	100—300		Гранитоиды Арашанского комплекса P
	70	2	Северо-восточная часть Кураминского хребта, мелкие интрузивы
Халькопирит	80	3	
Галенит	900	2	
Пирит	15		Чаткальские горы, Арашанский комплекс P
Пирит	До 80	30	Северо-восточная часть Кураминского хребта, мелкие интрузивы
Сфен	25	10	То же
Апатит	20	10	
Касситерит	600	2	
Торит	70	1	
Топаз	2000	1	
Флюорит	20—1000	30	

* Использованы данные В. В. Козырева и др. (1972), Э. А. Дунин-Барковской, В. И. Айзенштата (1974), Э. А. Дунин-Барковской, Р. Г. Юсупова (1976), М. Д. Геся, Н. А. Лосева и др.

определенных физико-химических условиях на поздних стадиях развития магматического очага.

Сравним содержания Bi в интрузивных породах Чаткало-Кураминских гор и других районов Тянь-Шаня. Кроме приведенных выше данных по содержанию Bi в Чаткало-Кураминских горах, имеются сведения по породам Южной Ферганы (Великий, 1969) и Северному Тянь-Шаню (Артыкбаев, Кузнецова, 1972). Нами также изучено его распределение в Западном Узбекистане на примере

многофазных интрузивов C_3—P_1 Зирабулакских гор, которые (Хамрабаев и др., 1974) параллелизуются с Чаткальской подзоной по глубинному строению земной коры. Спектральные анализы в камерных электродах выполнены для 20 проб, предоставленных П. Азимовым. В диоритах I фазы Акмазарского массива Bi 0,01 *г/т*, в порфировидных биотитовых гранитах II фазы (массивы Чайдорозский, Кошкудукский, Майзакский, Гуджакский, Акмазарский)—0,08 *г т* (I—0,03), в аляскитах III фазы (массивы Чайдорозский, Кошкудукский, Майзакский, Гуджакский, Акмазарский)—0,35 *г/т* (I—0,03). Его содержание увеличивается от основных пород к кислым и от ранних фаз становления интрузива к поздним, как и в Чаткало-Кураминских горах. Среднее содержание Bi по типам пород близко к Чаткальской подзоне.

В Северном Тянь-Шане в кислых гранитоидах содержится 0,6—0,7 *г/т* Bi, монцонитах и диоритах —1,1, сиенитах —0,2 (Артыкбаев, Кузнецова, 1972). После исключения «ураганных» проб по измененным породам (выше 1 *г/т*), по нашим расчетам, средние содержания Bi в плагиогранодиоритах Северного Тянь-Шаня (0,6 *г/т*) выше, чем в гранитах и гранитогнейсах Pz_1 юго-западных отрогов Чаткала (0,11 *г/т*) и плагиогранитах Бештортундукского интрузива Rf_3 в Чаткальской подзоне (0,03 *г/т*). В остальных породах они близки к данным Кураминской подзоны, с которыми их объединяет общность происхождения. В Северном Тянь-Шане базальтоидную природу имеют диориты, сиениты, монцониты и др. (Артыкбаев, Кузнецова, 1972), а в Кураминском регионе — гранитоиды («Магматические формации»..., 1977).

Наши данные по содержанию Bi в Чаткало-Кураминских горах хорошо соответствуют данным по другим регионам мира (Marowsky, Wedepohl, 1971; Greenland, Gottfried, Campbell, 1973 и др.).

Таким образом, на основании изучения распределения Bi в интрузивных породах Чаткало-Кураминских гор и сравнения с показателями других районов выявлены основные черты геохимии Bi в магматическом процессе.

Bi — сквозной рассеянный химический элемент всех магматических пород. Его накопление в герцинском тектоно-магматическом периоде происходило дважды — в конце C_2 и P.

Содержание Bi в магматических породах увеличивается от основных к кислым, особенно с повышением их калиевой щелочности. Обогащение Bi поздних и наиболее кислых продуктов магматической деятельности, по-видимому, связано с его частичным фракционированием (отгонкой) по мере дифференциации магматического очага и становления многофазных интрузивов с контрастной серией пород (например, габбро-диорит-гранодиорит-гранитовый ряд формаций и др.).

Генеральная оценка содержания Bi в интрузивных породах Чаткало-Кураминских гор составляет 0,07 *г/т:* для Кураминской подзоны она выше (0,11), а Чаткальской — ниже (0,04).

Bi — характерный элемент для гип- и мезоабиссальных формаций герцинского тектоно-магматического цикла Чаткало-Кураминских гор.

На примере Bi показано, что некоторые редкие металлы распределяются в интрузивах неравномерно и что геохимическую специализацию может иметь не весь интрузив, а только его части (верхние, средние, корневые, краевые). Создана геохимическая модель (см. рис. 2) распределения Bi в гип-и мезоабиссальных гранитоидных телах активизированного срединного массива. Максимальные концентрации рассеянного Bi образуются в верхней части интрузива на глубине не более 2 *км* от его кровли и именно этот уровень является нижней границей проявления положительной геохимической специализации на Bi гранитоидных интрузивов герцинского тектоно-магматического цикла.

Геохимическая модель позволяет для конкретного эрозионного среза интрузива оценить по содержанию Bi его геохимическую специализацию в сравнении со средними оценками пород определенной фациальной и формационной принадлежности. Эта оценка значимости содержаний рассеянного Bi может использоваться при последующих прогнозо-металлогенических построениях на висмутоносные руды. Перспективными на обнаружение концентраций Bi в постмагматическую стадию можно считать районы, в которых гип- и мезоабиссальные гранитоидные интрузивы вскрыты эрозионным срезом не глубже 2—2,5 *км* от кровли. Геохимическая специализация верхней части интрузивов Кураминской подзоны на Bi подтверждается распространением акцессорного самородного висмута в них на ту же глубину — до 2 *км* от кровли.

Математическими методами выявлена значимая корреляционная связь Bi с летучими компонентами F, B, P, H_2O в некоторых гранитоидах. На этом основании предполагается перенос Bi в магме в виде комплексных соединений с одним из летучих элементов. Связи усиливаются и становятся положительными в более поздних продуктах магматической деятельности. Значимые геохимические связи Bi с рудным элементами в интрузивах могут быть использованы для установления геохимической специализации их на указанное оруденение.

Повышение содержания Bi в поздних продуктах магматической деятельности служит прямым признаком вовлечения этого элемента в потенциально рудообразующее состояние. Появление акцессорных минералов Bi свидетельствует о его концентрации из рассеянного состояния в процессе дифференциации.

Bi рассеян во всех породообразующих и акцессорных минералах магматических горных пород. Около 60% его валового содержания приходится на полевые шпаты. Концентраторами Bi в породах служат акцессорные сульфиды Pb, As и др., редкоземельные минералы (гадолинит, ортит), фторсодержащие минералы (флюорит, топаз) и собственно висмутовые (самородный висмут и висмутин).

СОДЕРЖАНИЕ ВИСМУТА В ГЛАВНЫХ ТИПАХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Кроме приведенных данных по Чаткало-Кураминским горам, мы собрали немногочисленные сведения о содержании Bi в магматических породах отдельных районов США, ГДР, ФРГ, Польши, Африки, СССР (Brooks, Ahrens, 1961; Fleisher, 1965; Великий, 1969; Thompson, Bankston, Pasley, 1970; Marowsky, Wedepohl, 1971; Greenland, Gottfried, Campbell, 1973, и др.). Они частично дополнены изучением кимберлитов Якутии (Дунин-Барковская, Уханов, 1974), траппов Сибирской платформы (Нестеренко, Дунин-Барковская, 1977), ультраосновных пород офиолитовых поясов Средней Азии (Дунин-Барковская, Лихойдов, 1974), основных и ультраосновных пород срединных хребтов Атлантического и Индийского океанов (образцы Л. В. Дмитриева), продуктов современного вулканизма Камчатки, Этны и др.

Средние и генеральные оценки типов пород из-за малочисленности данных вычислены среднеарифметически и носят ориентировочный характер. Однако общие закономерности вырисовываются.

Bi в основных и ультраосновных породах континентальной земной коры и верхней мантии рассмотрен для геосинклинальных (Средняя Азия) и платформенных (Сибирь) областей.

Базиты и гипербазиты Средней Азии образуют 2 пояса: Нурата-Южно-Ферганский и Кульджуктау-Зирабулакский (Хамрабаев и др., 1964). Среднее содержание Bi в основных породах равно 0,033 *г/т*, а в ультраосновных —0,017 (Дунин-Барковская, Лихойдов, 1974). Наиболее высоко оно в мезоабиссальных габброидах —0,037 *г/т*, достигая максимума в кварцевых эссекситовых габбро —0,148, наиболее низкие содержания — в гипербазитах мезоабиссальной габбро-пироксенит-горнблендитовой формации C_1 (0,017 *г/т*) и офиолитовой (0,016). Для гипабиссальных формаций в габбро-диоритовой C_{1-2} Bi больше (0,034), чем в долеритовой T (0,020). Его распределение в основных и ультраосновных породах связано с явлениями дифференциации в момент их становления, а содержание увеличивается с понижением основности породы от ультраосновных к основным, особенно к породам с существенным участием кремнекислоты и калия в их составе.

На Сибирской платформе изучено распределение Bi в кимберлитах и недифференцированных траппах.

Кимберлитовые породы — наболее глубинное вещество, известное на поверхности Земли. Кимберлитовые расплавы возникают и развиваются в мантии; влияние на них сиаля, по-видимому, незначительно из-за быстроты извержения. Ультраосновные включения являются ксенолитами пород верхней мантии, захваченными кимберлитовой магмой при ее подъеме. Среди них встречаются как обычные безгранатовые перидотиты и пироксениты, так и их грана-

товые разновидности и эклогиты, происходящие из более глубоких горизонтов (Соболев, 1974).

Сведения о Bi в кимберлитах и содержащихся в них ультраосновных включениях приводятся впервые (Дунин-Барковская, Уханов, 1974) по 25 трубкам взрыва и дайкам. Среднее содержание в них Bi (0,03 *г/т*) повышено по сравнению с ультраосновными породами и соответствует среднему значению уже для основных пород (Marowsky, Wedepohl, 1971). В слюдяных кимберлитовых породах, обладающих повышенной калиевой щелочностью, висмута немного больше (0,036 *г/т*), чем в базальтоидных (0,031). Среднее содержание Bi в кимберлитовых брекчиях (0,041) вдвое выше, чем в массивном кимберлите (0,022). В ультраосновных включениях из трубки Обнаженная — в реликтах подкорового субстрата среднее содержание Bi (0,018 *г/т*) в 2 раза ниже, чем в кимберлитовой брекчии (0,04 *г/т*).

Близки содержания Bi в перидотитах (0,018 *г/т*), гранатовых перидотитах (0,015), пироксенитах , гранатовых пироксенитах и эклогитах (0,018 *г/т*). Так как минеральный и химический состав этих пород не коррелируется содержанием Bi, предполагается, что в верхней мантии под Сибирской платформой независимо от преобладания в ее составе тех или иных глубинных ультраосновных пород содержание Bi примерно равно 0,02 *г/т*. Близкие данные приведены в литературе и по анализам метеоритов.

Bi в недифференцированных траппах Сибирской платформы изучен впервые по 15 групповым пробам, составленным из 245 штуфных. В основных породах интрузивного ряда — долеритах его содержание (0,042 *г/т*) в 1,5 раза выше, чем эффузивного — в базальтах (0,029 *г/т*), что объясняется дифференциацией базальтовой магмы. Дегазация Bi возможна из-за его летучести на ранних стадиях ее эволюции при резком перепаде давлений в период подъема к дневной поверхности (Нестеренко, Дунин-Барковская, 1978). В долеритах Сибирской платформы содержание Bi в 2 раза выше, чем в геосинклинальных областях Средней Азии,— 0,02 *г/т* (Дунин-Барковская, Лихойдов, 1974), в 1,5—чем в Тасмании (Greenland, Gottfreid, Campbell, 1973), но в 4 раза ниже, чем в Юго-Западной Африке (Brooks, Ahrens, 1961). Среднее содержание Bi (0,38 *г/т*) близко к показателям средней базальт-габброидной породы — 0,031 (Marowsky, Wedepohl, 1971). Базальты Сибири в 30 раз богаче висмутом, чем базальты Луны, —0,0009 *г/т* (Chamberlain и др., 1973).

Bi в основных породах океанической и переходной коры Земли изучен впервые. Образцы пород срединных океанических хребтов для анализов на Bi получены от Л. В. Дмитриева. По его мнению, возникновение срединных океанических хребтов связано с глобальным подъемом нагретого вещества из астеносферного слоя в процессе раздвижения океанической литосферы, а породы образуются в едином процессе дифференциации первичного вещества мантии, не осложненного влиянием

Таблица 17

Висмут в магматических породах различных районов континентальной земной коры

Тип пород	Порода	Bi, г/т	Район	Автор
		В кислых магматических породах		
Интрузивные	Гранит—1	<0,01	США	M. Fleischer, 1965
	Гранит—2	<0,02	США	M. G. Thompson, D. C. Bankston S. M. Pasley, 1970
	Гранит	0,08	США, Запад	G. Marowsky, K. H. Wedepohl, 1971
	Гранит—1	0,08	США, остров Роод Бретфорд, Вестерли	
	Гранит—2	0,05	Там же	
	Гранит	0,09	Западная Европа, Гарц, Вумберг	
	Граниты и аляскиты	0,08	СССР, Тянь-Шань, Чаткальская подзона	Э. А. Дунин-Барковская, В. И. Айзенштат, 1974
		0,16	Кураминская подзона	Э. А. Дунин-Барковская, Р. Г. Юсупов, 1976
	Граниты	0,09	СССР, Тянь-Шань, Зирабулакские горы	Э. А. Дунин-Барковская, П. Азимов
		0,2	Северный Тянь-Шань	Т. Д. Артыкбаев, Э. Ф. Кузнецова, 1972
	Гранодиорит	<0,02	США	M. G. Thompson, D. C. Bankston, S. M. Pasley, 1970
		0,018	США, Колорадо	G. Marowsky, K. H. Wedepohl, 1971
	Гранодиорит	0,16	Северный Тянь-Шань	Т. Д. Артыкбаев, Э. Ф. Кузнецова, 1972
	Плагигранодиориты	0,06		
	Гранодиориты	0,056	США, Южная Калифорния	L. P. Greenland, D. Gottfried, E. I. Campbell, 1973.
		0,038	США, батолит Айдахо	

Тип пород	Порода	Bi, г/т	Район	Автор
Интрузивные	Гранодиориты	0,04	СССР, Тянь-Шань, Чаткальская подзона	Э. А. Дунин-Барковская, В. И. Айзенштат, 1974
		0,15	СССР, Тянь-Шань, Кураминская подзона	Э. А. Дунин-Барковская, Р. Г. Юсупов, 1976
	Среднее по гранитам и гранодиоритам—0,054 (0,02—0,15)			
Вулканогенные	Риолит	0,03	Юго-западная Африка, Парезис	R. R. Brooks, L. H. Ahrens, 1961
	Риодит натровый	0,02		
	Риолит рибекитовый	0,22		
	Риолитовая дайка	0,21		
	Кварцевые порфиры субвулканические	0,24	СССР, Тянь-Шань, Кураминская подзона	Э. А. Дунин-Барковская, Р. Г. Юсупов, Ю. В. Бородин и др.
	Дайки кварцевых порфиров	0,32		
	Среднее по вулканогенным—0,17 (0,02—0,32)			
	В средних магматических породах			
Интрузивные	Тоналит	0,05	США, Южная Калифорния	L. P. Greenland, D. Gottfried, E. I. Campbell, 1973
		0,058	США, батолит Айдахо	
	Кварцевый монцонит	0,023	США, Южная Калифорния	
		0,152	США, батолит Айдахо	
	Диориты	0,02	СССР, Тянь-Шань, Чаткальская подзона	Э. А. Дунин-Барковская, В. И. Айзенштат, 1974
		0,06	СССР, Тянь-Шань, Кураминская подзона	Э. А. Дунин-Барковская, Р. Г. Юсупов, 1976

Тип пород	Порода	Bi, г/т	Район	Автор
Интрузивные	Диориты	0,01	УзССР, Зирабулакские горы	Э. А. Дунин-Барковская, П. Азимов
		0,12	Северный Тянь-Шань	Т. Д. Артыкбаев, Э. Ф. Кузнецова, 1972
	Сиенито-диориты	0,003	Там же	
Вулканогенные	Андезиты	0,11	Чаткало-Кураминские горы	Э. А. Дунин-Барковская, 1975
	Андезит	0,053	США, Орегон, долина Гуано	G. Marovsky, K. H. Wedepohl, 1971
		0,02	США	G. Thompson, D. C. Bankston, J. M. Pasley, 1970
	Среднее 0,056 (0,003—0,15)			
	В основных породах			
Вулканогенные	Долерит (силл)	0,280	Юго-Западная Африка I силл	R. R. Brooks L. H. Ahrens, 1961
		0,030	II силл	
	Долериты кремнистые и мафические	0,033	США, Тасмания	L. P. Greenland, D. Gottfreid, E. I. Campbell, 1973
	Долериты	0,042	Якутия	Э. А. Дунин-Барковская, Г. В. Нестеренко, 1978
		0,02	Средняя Азия, Восточная Фергана, Ташкумыр	Э. А. Дунин-Барковская Г. Г. Лихойдов, 1974
	Базальт	<0,01	США, стандартная проба	M. Fleischer, 1965
		<0,02	США, стандартная проба	G. Thompson, D. C. Bankston, S. M. Pasley, 1970.
		0,05	США, р. Колумбия, штаты Вашингтон, Орегон	G. Marowsky, K. H. Wedepohl, 1971
	Базальт толеитовый	0,05	США, Центрвилл, графство Фейерфекс	

Тип пород	Порода	Bi, г/т	Район	Автор
Вулканогенные	Базальт оливиновый толеитовый	0,009	Гаваи, Гонукуа	G. Marowsky, K. H. Wedepohl, 1971
	Базальт толеитовый	0,010	Западная Европа, Северная Гессия	
		0,010	Западная Европа, Котенберг, Зейгенгайн	
	Базальт	0,029	Якутия	Г. В. Нестеренко, Э. А. Дунин-Барковская, 1978
	Среднее 0,043 (0,01—0,22)			
Интрузивные	Габбро	0,031	США, Южная Калифорния	L. P. Greenland, D. Gottfried, E. I. Campbell, 1973
	Габбро (сборное)	0,036	Центральная Европа (Оденвальд, Гарц, Саксония, Силезия)	G. Marowsky, K. H. Wedepohl, 1971
	Габброиды	0,054	Средняя Азия, Южная Фергана	А. С. Великий, 1969
	Габбро	0,012	Средняя Азия, Кызылкумы, Кульджуктау	Э. А. Дунин-Барковская, Г. Г. Лихойдов, 1974
	Габбро-норит	0,052		
	Габбро	0,060	Средняя Азия, Султануиздаг	
	Габбро кварц-эссекситовое	0,148		
	Габбро, габбро-диориты, габбро-сиениты	0,045	СССР, Тянь-Шань, Курайминский хребет	Э. А. Дунин-Барковская, Р. Г. Юсупов, 1976
	Среднее—0,054 (0,02—0,148)			

сиалических пород и кристаллизационной дифференциацией. В образцах Индоокеанического хребта содержание Bi в толеите 0,013, в базальте 0,011, в габбро 0,022, в гипербазитах 0,038, в толеите Атлантического хребта 0,023 *г/т*; среднее по толеиту и базальту океанической коры 0,017 *г/т*. Для сравнения приводим содержание Bi в породах поверхности Луны: в базальтах — 0,0009 *г/т*, брекчии —0,0011, грунте —0,0005 и среднее 0,0008 *г/т* (Chamberlain, 1973), которые оказались более низкими, чем в породах океанической коры Земли.

Таблица 18

Висмут в ультраосновных породах земного шара

Область земного шара		Порода	Bi, г/т	Район	Автор
Континентальная кора	Геосинклинальная	Перидотитовый нодуль из оливинового щелочного базальта	0,001	Западная Европа, Баумсберг, около Касселя	Marowsky, Wedepohl, 1971
		То же	0,001	Западная Европа, Гирцштейн	Те же
		Перидотит	не обн.	США, Казадеро, графство Сонома	Те же
		Перидотит, частично серпентинизированный	<0,02	США, стандартная проба	Thompson, Bankston and Pasley, 1970
		Дунит	0,02	США	
		Перидотиты и пироксениты	0,08	Средняя Азия, Южная Фергана	А. С. Великий, 1969
		Пироксениты	0,032	Средняя Азия, Кызылкумы, Султануиздаг	Э. А. Дунин-Барковская, Г. Г. Лихойдов, 1974
		Плагиодерцолит	0,04	Средняя Азия, Кызылкумы, Кульджуктау	Те же
		Гипербазиты	0,032	Урал, Кемпирсай	Э. А. Дунин-Барковская, Л. В. Дмитриев
			0,029	Тува, Билин	Те же
		Серпентиниты	0,04	Средняя Азия, Зирабулакские горы	Э. А. Дунин-Барковская, Г. Г. Лихойдов, 1974
			0,027	Средняя Азия, Ферганский хребет	Те же
			0,04	Средняя Азия, Султануиздаг	Те же
			0,016	Средняя Азия, Южная Фергана	А. С. Великий, 1969
		Среднее—	0,027	<(0,001—0,04)	
	Платформенная	Кимберлиты	0,032	Якутия	Э. А. Дунин-Барковская, А. В. Уханов, 1974

Область земного шара		Порода		Район	Автор
Континентальная кора	Платформенная	базальтоидные	0,031	Якутия	Э. А. Дунин-Барковская, А. В. Уханов, 1974
		сюдяные	0,036		
		кимберлитовая брекчия	0,041		
		кимберлит			
		массивный	0,02		
Океаническая кора	Геосинклинальная	Гипербазиты	0,038	Индоокеанический хребет	Э. А. Дунин-Барковская, Л. В. Дмитриев
	Островная кора	Оливинитовые включения из океанитов	0,047	Остров Реюньон	Те же
Мантия верхняя		Включения пород верхней мантии из кимберлитов	0,018	Якутия, трубка Обнаженная	Э. А. Дунин-Барковская, А. В. Уханов, 1974
		перидотиты	0,018		
		пироксениты	0,016		
		гранатовые			
		перидотиты	0,018		
		гранатовые			
		пироксениты	0,018		
		эклогиты	0,018		

Bi в основных породах переходной коры островного типа рассматривается на примере Камчатки — молодой орогенной области с широкопроявленным современным базальтовым вулканизмом в зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. В породах г. Чащаконжа (Камчатка, Алней) Bi распределяется неравномерно, повышаясь до 1 *г/т* в пемзе — породе, обогащенной летучими компонентами, и уменьшается до 0,02 *г/т* в туфах. По 0,3 *г/т* Bi содержится в образцах лавы и перлита. В диабазовом порфирите его 0,038 *г/т*. Нет существенной разницы содержания в плагиоклазе порфировых выделений (0,04 *г/т*) и связующей массе (0,036 *г/т*). В туфах с самородной серой (месторождение серы на р. Половинной) и в туфах вблизи этого месторождения Bi по

0,02 *г/т*, а во вторичном кварците, образовавшемся по эффузивам (перевал Иларман, ртутное месторождение Чемпура), значительно выше — 3 *г/т* (образцы для анализов Р. Л. Дунин-Барковского). Близкие данные — 0,038 *г/т* получены для пробы оливинитовых включений из базальтов (океанитов) острова Реюньон (образец Л. В. Дмитриева). В щелочном базальте Этны извержения 1970 г.

Таблица 19

Висмут в основных и ультраосновных породах повышенной щелочности земной коры

Тип породы	Порода	Bi, *г/т*	Район	Автор
Щелочные основные	Щелочной оливиновый базальт	0,014	Западная Европа, Северная Гессия, Нижняя Саксония	Marowsky, Wedepohl, 1971
		0,043	Западная Европа, Гёттинген, Гребенбург	Те же
		0,025	Западная Европа, Гёттинген, Верхний Гаген	Те же
	Щелочные базальтоиды	0,018	СССР, Тянь-Шань, Кураминская подзона, Угамский хребет	Э. А. Дунин-Барковская, К. А. Рахманов
	Среднее	0,025		
Ультраосновные щелочные	Ковит	0,04	Юго-Западная Африка	Brooks, Ahrens, 1961
	Фойяит	0,04		Те же
	Оливиновый нефелинит	0,003		Те же
	Среднее	0,027		

количество Bi равно 0,4 *г/т* (образец Г. Тазиева). Ориентировочно содержание висмута в породах коры островного типа выше, чем океанического.

Генеральные оценки средних содержаний Bi в главных типах магматических пород. Литературные и наши данные по содержанию Bi в магматических породах Земли (табл. 17—20) позволили вычислить или уточнить ранние генеральные оценки этого элемента по типам пород (см. табл. 20).

В континентальной коре с отчетливой дифференциацией и серией пород контрастного состава генеральные оценки Bi увеличиваются в ряду от ультраосновных пород к кислым (ультраосновные — 0,027, основные — 0,048, средние — 0,06, кислые —0,11).

В кислых и средних породах Bi больше в вулканогенных (0,17 и 0,11 *г/т*) по сравнению с интрузивными (0,06 и 0,05), в основных породах континентальной коры (0,05) выше, чем в базальтах и толеитах океанической (0,017), в ультраосновных геосинклинальных и платформенных областей континентальной коры примерно одинаково (0,027 и 0,032), а океанической — немного выше (0,04). Последнее различие, по-видимому, связано с большим проявлением дифференциации и отделением фазы повышенной кислотности на континентах. Наиболее бедны включения ультраосновных пород

Таблица 20

Генеральные оценки средних содержаний Bi в главных типах магматических пород, *г/т*

Космическое тело	Сфера Земли или Луны, ее объем, %[1]	Кислые	Средние	Основные	Ультраосновные	Автор
Земля	Кора континентальная (64%)	0,01				Preuss, 1940
				0,007		Turekian, Wedepohl, 1961
		0,01	0,01	0,007	0,001	Виноградов, 1962
		0,065		0,031	0,005	Marowsky, Wedepohl, 1971
		0,11	0,06	0,048	0,027	Э. А. Дунин-Барковская, 1975
	Кора островная (промежуточная) (15%)			0,04	0,047	Э. А. Дунин-Барковская, 1975
	Кора океаническая (21%)			0,017	0,038	Э. А. Дунин-Барковская, Л. В. Дмитриев
	Верхняя мантия				0,018	Э. А. Дунин-Барковская, А. В. Уханов, 1974
Луна	Поверхность			0,0008		Chamberlain, 1973

[1] Объем различных типов земной коры по А. Б. Ронову и А. А. Ярошевскому (1976).

верхней мантии из кимберлитов, базальты и толеиты океанической коры и щелочные базальтоиды некоторых районов тектонической активизации континентальной коры (ГДР, ФРГ, Нижняя Саксония 0,014 *г/т*; Тянь-Шань, Угамский хребет — 0,018 *г/т*).

Кислые породы Кураминской подзоны в 2 раза обогащены Bi по сравнению с его генеральной оценкой для этого типа пород, вычисленной без анализов по Чаткало-Кураминским горам, в средних и основных породах нет существенной разницы, а в щелочных основных, наоборот, — Bi немного меньше в изученном регионе.

Если принять, что земная кора включает 2 части кислых пород и часть основных, как это делал А. П. Виноградов, то генеральная оценка содержания Bi для нее будет 0,08 *г/т*. Более поздние расчеты (Ронов, Ярошевский, 1976) показали, что соотношение в земной коре гранитов и базальтов равно 35:65, т. е.примерно 1:2. Тогда оценка Bi=0,058, а если принять, что кора отвечает составу средней породы, то Bi=0,06 *г/т*, что соответствует данным 0,06 *г/т* (Marowsky, Wedepohl, 1971) и 0,05 (Greenland, Cottfried, Campbell, 1973). Для океанической и переходной кор оценка содержания Bi нами впервые дана и более ориентировочно ≈0,03 и 0,04 *г/т* (при условии равного соотношения основных и ультраосновных пород).

Предполагается примерно одинаковое и близкое к 0,02 *г/т* содержание Bi в веществе верхней мантии под континентами и океанами на основании полученных данных по гипербазитам офиолитовых поясов Средней Азии (0,017 *г/т*), высокоглиноземистым базальтам, толеитам и габбро Индоокеанического и Атлантического хребтов (0,02), ультраосновным включениям кимберлитов Якутии (0,018). Эти показатели близки к хондритам с сульфидами и железоникелевой фазой (I. a W. Noddack, 1934). Увеличение содержания Bi от верхней мантии Земли —0,018 *г/т* к океанической коре —0,027 (переходной —0,04) и континентальной —0,08, по-видимому, можно объяснить гипотезой общей дегазации мантии и переходом Bi как летучего компонента в верхние слои. Обогащение Bi гранитного слоя по сравнению с базальтовым связано с дифференциацией мантийного вещества.

Глава II. ГЕОХИМИЯ ВИСМУТА В ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Bi концентрируется в связи с пегматитовым, грейзеновым, скарновым и гидротермальным процессами («Форма нахождения и особенности распределения висмута..», 1969), образуя собственно висмутовые, комплексные и висмутсодержащие месторождения.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ВИСМУТОНОСНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Висмутовое оруденение типично для геосинклинали и активизированных участков континентальной коры (эпиплатформенные прогибы, щиты и срединные массивы), является производным гранитного слоя и развито в районах с резко дифференцированным магматизмом и преобладанием продуктов кислого состава. Висмутсодержащие руды других металлов возникают в связи с проявлением магматизма на всех стадиях развития складчатых областей (начиная от ликвационно-магматических медно-никелевых и колчеданных месторождений), но промышленные концентрации образуются преимущественно из гидротермальных растворов в позднюю орогенную стадию или в связи с тектоно-магматической активизацией.

Чаткало-Кураминский регион — висмутоносная провинция с Cu—Bi— и As—Bi — месторождениями и повышенной висмутоносностью руд Pb, Zn, Au, Cu, Mo, W и др. Закономерности их размещения изучали Д. И. Щербаков, В. А. Хорват, М. Г. Казаков, И. М. Голованов, В. А. Королев, Э. Ф. Минцер, А. А. Малахов, Л. Г. Лунина, Ю. В. Бородин, Э. А. Дунин-Барковская, Ю. С. Шихин, Ф. И. Вольфсон и др.

Оруденение локализуется в магматических породах C_2—P (преимущественно в кислых и средних эффузивах краевых частей вулкано-тектонических депрессий или гранитоидах, редко — в габброидах), в скарнах на контакте гранодиоритов C_2 с известняками C_1, в метаморфизованных карбонатно-терригенных породах D_3 зоны экзоконтакта гранодиоритов C_2. Карбонатные толщи без проявлений магматизма не перспективны на нахождение висмутоносных

руд. Интенсивность висмутовой минерализации повышается от нижних структурных ярусов к верхним. В Кураминской подзоне преобладание мощности базальтового слоя над гранитным в 1,2—1,5 раза и более, средний по химизму характер магматизма, возможно, явились причиной формирования преимущественно медно-висмутового оруденения, а преобладание мощности гранитного слоя в Чаткальской подзоне — мышьяково-висмутового. Возраст оруденения позднегерцинский: после C_2 сформировалось мышьяково-висмутовое и железо-висмутовое оруденение, а в конце P_2 или после — медно-висмутовое, висмутовое и флюорит-висмутовое.

Месторождения располагаются в краевых участках Кураминo-Ферганского срединного массива, активизированного вулкано-плутоническим поясом, приурочены к зонам региональных разломов (Пскем-Сандалашский, Кумбельский, Чилтенский, Баштавакский и др.), образуя висмутоносные пояса (Северо-Чаткальский, Кумбельский, Кураминский осевой, Юго-Западный Чаткальский) и Баштавакскую и Моголтаускую субширотные зоны с линейно-узловым размещением объектов (Дунин-Барковская, 1975).

В контурах этих поясов оруденение размещается зонально, что обусловлено последовательным развитием и активизацией разломов и приуроченностью гипогенного оруденения к различным структурным ярусам: мышьяково-висмутового — к среднему ярусу герцинского этажа в Чаткальской подзоне, медно-висмутового, флюорито-висмутового и свинцово-медно-висмутового — к среднему и верхнему ярусам в Кураминской подзоне. Висмутоносные рудные поля и их положение в структуре Чаткало-Кураминского региона показаны в табл. 21, 22.

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ И МИНЕРАЛЬНЫЕ ТИПЫ ВИСМУТОНОСНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Большинство исследователей систематизируют висмутоносные месторождения Средней Азии на формационной основе по ведущим ассоциациям минералов с учетом геолого-генетических особенностей месторождений (Малахов, Назирова, 1966; Хорват, Дунин-Барковская, Голованов, 1967, 1971; Дунин-Барковская, 1972а, 1975; Хорват, 1972; «Минерально-сырьевые ресурсы Узбекистана», 1976). Некоторые выделяют типы висмутового оруденения (Минцер, Попова, 1974) на основе висмутоносной парагенетической ассоциации независимо от интенсивности ее проявления. Это, по нашему мнению, удобно для руд с рассеянной висмутовой минерализацией, а собственно висмутовые месторождения и комплексные могут занять определенное место в систематике рудных формаций и минеральных типов.

Нами проведена систематика висмутоносных месторождений мира на формационной основе с учетом продуктивных ассоциаций минералов и ряда генетических признаков. Условно выделены три группы: собственно висмутовые с ведущей ролью Bi; комплексные,

Таблица 21

Висмутоносные рудные поля и их положение в структуре Чаткало-Кураминского региона

Тип рудного поля	Рудное поле	Месторождения и рудопроявления рудного поля	Продуктивные парагенетические ассоциации минералов (от ранних к поздним)	Геолого-структурная позиция рудного поля	Ведущий геологический фактор размещения оруденения	Тектоническое положение рудного поля в структуре региона (геолого-тектонический фактор)
Fe—Bi контактово-метасоматический	Чокадамбулакское (Кураминский хребет)	Висмутовое (Западный Чокадамбулак); железорудные (Восточный Чокадамбулак)	Карбонатно-арсенопирит-висмутиновая	В крыльях антиклиналей, сложенных карбонатными отложениями $Д_2$—$С_1$, прорванных интрузиями гранодиоритов $С_2$ и осложненных тектоническими нарушениями	**Структурно - тектонический:** сложные контактовые разломы **Магматический:** контакт гранодиоритов $С_2$ с карбонатными породами $Д_2$—$С_1$ **Литологический:** благоприятные для рудоотложения пироксеновые амфиболизированные скарны	Срединный массив с наложенным вулкано-плутоническим поясом; в антиклинориевой структуре Кураминского и Моголтауского хребтов, в приподнятых по тектоническим нарушениям блоках среднепалеозойского структурного этажа
	Ингирчакское (Моголтауский хребет)	Вольфрамово-висмутовое (Ингирчак); мышьяково-вольфрамовое (Тамчи); вольфрамовое (Учпок)	Карбонатно-пирит-висмутиновая			
Cu—Mo—Bi контактово-метасоматический	Ташкерганское (Пскемский хребет)	Медно-висмутовое, медно-молибденово-висмутовое	Кварц-висмутин-халькопиритовая; кварц-молибденит-висмутин-халькопиритовая	В крыле антиклинали, сложенной карбонатными породами $С_1$, пересеченной зоной Пскемского регионального разлома, к оперяющим трещинам которого приурочены дайки и штоки кварцевых диоритов и гранит-порфиров $Р_1$	**Структурно - тектонический** — зона глубинного разлома **Магматический** — пространственная связь рудоносных скарнов с серией штоков и даек резко дифференцированного состава (повышенной основности или кислотности)	В Чаткальском антиклинории на стыке Пскем-Сандалашского поднятия с Таласо-Угамским прогибом по региональному разлому

Продол. табл. 21

Тип рудного поля	Рудное поле	Месторождения и рудопроявления рудного поля	Продуктивные парагенетические ассоциации минералов (от ранних к поздним)	Геолого-структурная позиция рудного поля	Ведущий геологический фактор размещения оруденения	Тектоническое положение рудного поля в структуре региона (геолого-тектонический фактор)
W—Mo—Pb—As—Bi жильно-метасоматический	Чавата-Бричмуллинское (Пскемский хребет)	Мышьяково-висмутовое (Устарасай, Бричмулла); вольфрамовое (Дайковое); молибденовое (Чавата); свинцово-цинковое (Нижнее Коксу)	Кварц-молибденитовая, кварц-пирит-шеелитовая, Кварц-пирротин-шеелит-висмутиновая, кварц-анкерит-висмутин-арсенопиритовая, кварц-карбонат-галенит-сфалеритовая	В крыле и шарнире антиклинали, сложенной карбонатно-терригенными породами Pz (O, D_3, C_1), прорванной интрузивом гранодиоритов C_{1-2} и осложненной серией дизъюнктивных нарушений и пликативными структурами (Устарасайские, Бричмуллинский разломы)	**Структурно - тектонический:** антиклинальные складки, осложненные на крыльях серией дорудных разломов **Магматический:** становление интрузива в нижних структурных ярусах среднего этажа Pz **Литологический:** для висмутового и мышьякового оруденения благоприятны карбонатно-алевролитовые породы D_3fr — C_1t, свинцового — карбонатные C_1t, молибденового—гранодиориты	В Чаткальском антиклинории в тектоническом блоке с приподнятым структурным этажом Pz_2 в куполах Пскемской антиклинали; вблизи границы с Кураминo-Ферганским срединным массивом по зоне Кумбельских разломов
Pb—Zn—Cu—Bi жильно-метасоматический	Канимансурское (Кураминский хребет)	Флюорит-свинцово-медно-висмутовое (Канимансур), свинцово-цинковое (Караташкотан)	Флюорит-галенит-сфалеритовая; кварц-халькопирит-висмутин-сульфосольная (Bi, Pb, Ag)	В крыле Алмалысайской антиклинали, сложенной эффузивно-осадочной толщей Pz с интрузивами гранодиоритов C_2; структура осложнена куполообразными складками, поперечными синклиналями и разломами, к которым приурочены дайки и штоки фельзит-порфиров, диабазов и др.	**Структурно - тектонический:** зоны региональных глубинных разломов среднекарбонового заложения и их оперение (Баштавакский, Железный, Кумбельский) **Стратиграфический:** приуроченность к эффузивным породам средних и верхних частей герцинского этажа, преимущественно верхних (P) (см. продолж.)	Срединный массив, активизированный вулкано-плутоническим поясом по зонам глубинных разломов

Тип рудного поля	Рудное поле	Месторождения и рудопроявления рудного поля	Продуктивные парагенетические ассоциации минералов (от ранних к поздним)	Геолого-структурная позиция рудного поля	Ведущий геологический фактор размещения оруденения	Тектоническое положение рудного поля в структуре региона (геолого-тектонический фактор)
Pb-Zn-Cu-Bi жильно-метасоматический	Тарыэкан-Замбарак-ское (Кураминский хребет)	Свинцово-медно-висмутовое (Тарыэкан); медно-висмутовое (Аксай, Камазакбулак); свинцово-цинковое (Замбарак)	Барит-флюорит-сфалерит-галенитовая; халькопирит-Cu-Pb-Bi—сульфосольная	В крыле Тавакской синклинали, сложенной эффузивами Pz_3 с субвулканическими телами (некками), жерловинами вулканических аппаратов и дайками. Рудное поле тяготеет к Тарыэканскому разлому, сопряженному с региональным Баштавакским	**Литологический:** наиболее благоприятны туфы и сферолитовые порфиры **Тектоно-вулканический:** вулкано-тектонические депрессии, сложенные вулканогенными толщами C_2—P, окруженные разломами и поясами даек и малых интрузий **Магматический фактор:** 1) пространственная связь Pb—Zn—Cu—Bi-оруденения с эффузивами P, медно-висмутового, флюорито-висмутового — с гранитоидами P 2) возможная парагенетическая связь оруденения с вулканизмом	Срединный массив, активизированный вулкано-плутоническим поясом по зонам глубинных разломов
	Адрасман-Чукурджилгинское (Кураминский хребет)	Медно-висмутовое (Адрасман); свинцово-цинковое (Чукурджилга)	Халькопирит-Cu—Pb—Bi-сульфосольная; флюорит-барит-галенитовая	В антиклинальном поднятии на крыле брахисинклинальной складки, сложенной эффузивами Pz_3; в тектоническом блоке, ограниченном крупными разломами: Баштавакским, Свинцовым и др., содержащими жер-	**Тектоно - вулканический:** свинцово-цинковое оруденение в трещинах покровной фации, а медно-висмутовое в жерловой палеовулкана (P_2), расположенного на стыке разломов, сопряженных с региональным	

Продолж. табл. 21

Тип рудного поля	Рудное поле	Месторождения и рудопроявления рудного поля	Продуктивные парагенетические ассоциации минералов (от ранних к поздним)	Геолого-структурная позиция рудного поля	Ведущий геологический фактор размещения оруденения	Тектоническое положение рудного поля в структуре региона (геолого-тектонический фактор)
Pb—Zn—Cu—Bi жильно-метасоматический	Каракия-Акташканское (Кураминский хребет)	Медно-висмутовое (Акташкан, Правобережное)	Кварц-висмутин-халькопиритовая	ла палеовулканов, дайки кварцевых сиенит-порфиров и диабазовых порфиритов (P_2) Тектонический блок между Железным, Баштавакским и Сардобским разломами, сложенный осадочно - метаморфическими, вулканогенными и интрузивными породами Pz	Баштавакским, пересекающим Адрасманскую вулкано - тектоническую депрессию **Тектоно - вулканический:** медно-висмутовое оруденение контролируется субвулканическими телами на сопряжении Железного, Джангалыкского и Акташканского разломов, свинцово-цинковое — в приподнятом блоке	Срединный массив, активизированный вулкано-плутоническим поясом по зонам глубинных разломов
	Майгашканское (хребет Майгашкан)	Медно-теллур-висмутовое (Узумлек), медно-висмутовое (Каттa-Карабаш), свинцовые, золоторудные точки	Кварц-халькопирит-висмутиновая; калишпат-халькопирит-тетрадимитовая	Крыло антиклинали, сложенной вулканогенно-осадочной толщей Pz_3, осложненной брахискладками, разломами, вулканическими жерлами, субвулканами и экструзиями среднего и кислого состава P—T	**Тектоно-вулканический:** разлом вблизи жерла Кызылнуринского палеовулкана (P_2) в вулкано-тектонической депрессии	В зоне регионального поперечного Кумбельского разлома, отделяющего срединный массив от Чаткальского антиклинория
	Ташкескен-Кошмансайское (Чаткальский хребет)	Скарново-свинцово-цинковое (Кошмансай); скарново-тетрадимитовое (Кошмансай II,	Галенит-сфалеритовая, кварц-висмутин-халькопиритовая	Скарны на контакте известняков C_1 с гранодиоритами C_3—P_1; в зоне дробления среди гранитоидов	**Тектонический:** складчатые и разрывные нарушения в зоне Кенкольского разлома **Магматический:** пространственная приуроченность медно-висмутового	

Тип рудного поля	Рудное поле	Месторождения и рудопроявления рудного поля	Продуктивные парагенетические ассоциации минералов (от ранних к поздним)	Геолого-структурная позиция рудного поля	Ведущий геологический фактор размещения оруденения	Тектоническое положение рудного поля в структуре региона (геолого-тектонический фактор)
		Ташкескен II); висмутовое прожилково-вкрапленное в гранитоидах (Ташкескен)			оруденения к зоне трещиноватости и дайкам в интрузиве	
Cu—Bi жильный	Кызылгутское (Кураминский хребет)	Медно-висмутовые (Кызылгут, Терекли, Киргизджон)	Кварц-халькопирит-висмутиновая	Северная часть Акташского гранитоидного массива C_{2-3}, рассеченная Кызылгутским разломом и оперяющими его трещинами, многочисленными дайками кислого, основного состава P	**Тектонический**: трещины оперения разлома **Магматический:** приуроченность оруденения к гранит-порфирам P в краевых частях вулкано-тектонической депрессии (Камчикской)	В зоне региональных Кумбель-Арашанских разломов срединного массива
	Нижнесаттарсайское (Кураминский хребет)	Медно-висмутовое (Нижний Саттарсай)	То же	Тектоническая зона среди покровных и субвулканических образований липаритовой формации C_3, прорванных адамеллит-порфирами P_{1-2}		В зоне сопряжения региональных разломов срединного массива: Кумбельского и Железного; Гавасайский грабен-синклинальный прогиб
Bi жильный	Верхнеканджаганское (Кураминский хребет)	Висмутовое (Верхнеканджаганское, Кандаган-Куянджинское, Кандаган-Кузгунташское)	Кварц-флюорит-висмутиновая, кварц-висмутиновая	В оперяющих трещинах Кенкольского разлома среди порфировидных гранитов и аляскитов C_2—P, основных и кислых даек P	**Тектонический:** трещины и мелкие разломы, оперяющие Кенкольский разлом	В зоне поперечных региональных разломов срединного массива

Примечание. При составлении таблицы, кроме данных автора, учтены материалы геологов, работающих в этом районе.

Таблица 22

Схема металлогенического районирования Чаткало-Кураминских гор на висмут

Металлогеническая подзона	Рудный пояс	Рудный район и его металлогенический облик	Висмутоносное рудное поле	Висмутоносные месторождения и рудопроявления	Ведущая висмутоносная рудная формация или минеральный тип
Северо-Чаткальская (Bi, As, Mo, Pb, Zn, W, F)	Северо-Чаткальский продольный редкометальный	Пскем-Сандалашский свинцово-редкометальный	Ташкерганское (Cu, Mo, Bi)	Ташкерган	Скарновая висмутин-халькопирит-молибденитовая
			Чавата-Бричмуллинское (Bi, As, Mo, W, Pb, Zn)	Устарасай, Бричмулла	Кварц-пирротин-арсенопирит-висмутиновая
	Кумбель-Арашанский поперечный флюорито-свинцово-медно-висмутовый	Нижнечаткальский свинцово-редкометальный (W, Bi, Pb, Zn, Cu, F)	Саргардонское (W, Bi, Cu, F)	Саргардон	Висмутин-халькопирит-вольфрамитовый тип Sn—W—сульфидной рудной формации
			Ташкескен-Кошмансай-(Pb, Zn, Cu, Te, Bi)	Ташкескен	Кварц-халькопирит-висмутиновая
Кураминская (Cu, Mo, Bi, Au, Pb, Zn, FW)		Каржантау-Кызылнуринский (Pb, Zn, F, Au, Cu, Bi)	Майгашканское (Cu, Bi, Te)	Узумлек, Катта-Карабаш, Новое	То же
			Кызылсуйское (Au, Cu, Bi)	Кызылсу, Минбулак	То же и скарново-висмутин-магнетитовая
		Восточно-Кураминский (Cu, F, Bi, Ag)	Суюксуйское (Mo, Cu, Bi, Au)	Суюксу, Юрино	Кварц-халькопирит-висмутиновая
			Нижнесаттарсайское (Cu, Bi)	Нижний Саттарсай и др.	То же
			Кызылгутское (Cu, Bi)	Кызылгут, Теректи и др.	»
			Сансалак-Кузгунташское (F, Bi, Cu, Mo)	Рудопроявления Ангренского плато	»
			Верхнекандаганское (F, Bi)	Верхнекандаганская группа	Кварц-висмутиновая

Продолж. табл. 22

Металлогеническая подзона	Рудный пояс	Рудный район и его металлогенический облик	Висмутоносное рудное поле	Висмутоносные месторождения и рудопроявления	Ведущая висмутоносная рудная формация или минеральный тип
Кураминская (Cu, Mo, Bi, Au, Pb, Zn, F, W)	Чаткальский Юго-Западный	Восточно-Кураминский (Cu, F, Bi, Ag)	Ташсай-Ангренское (W, Sn, Bi)	Ташсайское и др.	Висмуто-касситерит-вольфрамитовый тип Sn—W-сульфидной формации
			Каракия-Чилтенское (Cu, Bi, Pb, Zn)	Каракия	Кварц-халькопирит-висмутиновая
	Кураминский осевой свинцово-цинково-медно-висмутовый с Баштавакской и Моголтауской поперечными зонами	Центрально-Кураминский (Cu, Pb, Zn, Ag, Bi, Fe)	Канимансурское, Тарыэканское, Алмадонское (Bi, Cu, Pb, Zn)	Тарыэкан, Каптархана, Канимансур, Адрасман и др.	То же
			Чокадамбулакское (Fe, As, Bi)	Чокадамбулак	Скарново-висмутин-магнетитовая
		Западно-Кураминский (Cu, Mo, W, Pb, Zn, Bi)	Акташкан-Каракиинское (Pb, Zn, Cu, Bi)	Акташкан, Правобережное (Каракия)	Кварц-халькопирит-висмутиновая
			Ингирчакское (Bi, W, Cu)	Ингирчак	Скарново-висмутин-магнетитовая

Примечание. Рудные районы даны в контурах, выделенных в кн. «Рудные формации и основные черты металлогении золота Узбекистана», 1969, стр. 306.

Генетический тип	Формация	Минеральный тип	Минералы руд			Тип рудных тел и их морфология, сульфидность руды
			висмутовые	прочие рудные	нерудные жильные	
Скарновый	Висмутин-магнетитовая (Fe—Bi)	Висмутин-арсенопиритовый с Pb—Bi-сульфосолями	Висмутин, козалит, висмут	Магнетит, арсенопирит, халькопирит, пирит	Кальцит, кварц	Богатосульфидные арсенопирит-пирит-висмутиновые линзы, пластообразные и сложные тела вкрапленной текстуры в гранат-пироксеновых скарнах с магнетитом
	Висмутин-молибденит-халькопиритовая (Bi—Mo—Cu)		Висмутин, висмут, виттихенит	Халькопирит, магнетит, пирит, арсенопирит, сфалерит, молибденит, пирротин	Кальцит, кварц	Вкрапленное и гнездовое оруденение в гранат-пироксеновых скарнах
Гидротермальный	Висмутин-арсенопиритовая (As—Bi)	Висмутин-арсенопирит-пирротин-кварцевый с шеелитом и Pb—Bi-сульфосолями	Висмутин, кобеллит, козалит, галенобисмутит, жозеит, висмут	Пирротин, пирит, арсенопирит, шеелит, халькопирит, галенит, сфалерит, буланжерит	Кварц, анкерит, кальцит, сидерит, флогопит, калишпат	Мало-и среднесульфидные кварцевые жилы гнездово-вкрапленной текстуры, малосульфидное вкрапленное оруденение в гумбеитах, межформационные и межпластовые пирротиновые богатосульфидные (до 80 %) залежи полосчатой текстуры
		Висмутин-арсенопиритовый	Висмутин, кобеллит, висмут	Арсенопирит, халькопирит, пирит, галенит, сфалерит, вольфрамит, шеелит, джемсонит, буланжерит	Анкерит, кварц, калишпат, кальцит	Межпластовые, столбообразные богатосульфидные пирит-арсенопиритовые тела и жилы массивной и полосчатой текстуры
	Висмутин-халькопирит-кварцевая (Cu—Bi)	Сульфидно-сульфосольный медно-свинцово-висмутовый	Висмутин, айкинит, бериит, эмплектит, висмут, виттихенит, Bi—Cu—Ag—Pb-сульфосоли	Гематит, халькопирит, блеклая руда, пирит, галенит, сфалерит	Кварц, сидерит, калишпат, хлорит	Богатосульфидные кварц-карбонатно-флюоритбаритовые жилы, сложнопостроенные, зональные тела, вкрапленные руды; текстура прожилковая, массивная, вкрапленная

висмутовых месторождений мира

Околорудные измененные породы	Рудовмещающие породы	Ассоциирующие магматические породы	Рудовмещающие структуры	Положение в региональных геологических структурах	Примеры (месторождения и рудопроявления)
Амфиболизированные гранат-пироксеновые скарны	Скарны на контакте карбонатных пород D_2—C_1 с гранодиоритами C_2	Гранитоидные интрузивы мезоабиссальные	На крыльях антиклинальной складки, в сложных контактовых разломах между карбонатными породами кровли и интрузивом в ядре	В зонах тектоно-магматической активизации срединного массива. (Кураминo-Ферганский); в грабенах среди карбонатных пород с интенсивным проявлением магматизма	Чокадамбулак в Кураминском хребте (Таджикская ССР)
Окварцованные и кальцитизированные скарны	Скарны на контакте известняков Pz с интрузивами Mz (Уронай) или дайками C_3—P (Ташкерган)	Дайки и штоки кислого и среднего состава, гипабиссальные	На крыле антиклинальной складки в зоне мелких разломов, сопряженных с региональным глубинным разломом	В антиклинории по зоне регионального разлома с проявлением магматизма (Пскемский хребет, УзССР; Агинский массив в Забайкалье); в грабенах карбонатных пород	Ташкерган в Пскемском хребте (УзССР). Уронай (Забайкалье)
Тремолит-флогопит-кварц-анкеритовые и калишпат-кварц-карбонат-флогопитовые фации гумбеитов	Карбонатно-терригенные отложения D_3—C_1 (Устарасай, Бричмулла); песчаники, сланцы (Учимчак); гранитоиды (Кавказ)	Гранитоидные интрузивы мезоабиссальные	Разрывы на крыльях и шарнире антиклинальных складок с кислым интрузивом в куполовидном поднятии (Устарасай) или в ядре (Учимчак), зоны дробления и трещины в гранитоидах (Кавказ), сланцах (Перу)	В антиклинории (Устарасай, Учимчак, месторождения Кавказа). В тектоническом поднятии между региональными разломами (Устарасай)	Устарасай в Пскемском хребте (УзССР), Учимчак (Таласское Алатау) Кавказ, Перу и др.
Тремолит-хлорит-флогопит-кварц-анкеритовые и кварц-серицит-хлоритовые породы					Бричмулла, Кульма в Пскемском хребте (УзССР), Учимчак в Таласском хребте (Киргизия), Танадон, Куспарты и др. (Кавказ), Сан-Грегорио (Перу)
Хлорит-серицит-пирит-калишпатовые породы, турмалинсодержащие серицитовые вторичные кварциты	Вулканогенные породы и дайки Pz_3 (Кураминский хребет, Заилийское Алатау), песчаники (Шварцвальд)	Субвулканические и вулканогенные образования различного состава	Разломы в вулкано-тектонических депрессиях с жерлами палеовулканов, малыми интрузиями и дайками (Таджикистан, Киргизия), трещины в экзоконтакте массива гранитов (Шварцвальд)	В зонах крупных разрывных нарушений, в областях тектоно-магматической активизации срединных массивов (Кураминo-Ферганский, Верхнерейнский и др.) с интенсивным проявлением вулканизма и об-	Адрасман, Тарыэкан, Каптархона, Канимансур в Кураминском хребте (Таджикистан) Каракия в Чаткальском (УзССР), Мироновское в Заилийском

Генетический тип	Формация	Минеральный тип	Минералы руд			Тип рудных тел и их морфология, сульфидность руды
			висмутовые	прочие рудные	нерудные жильные	
Гидротермальный	Висмутин-халькопирит-кварцевая (Cu—Bi)	Висмутин-халькопиритовый	Висмутин, висмут	Гематит, халькопирит, пирит	Кварц, кальцит, барит	Малосульфидные кварцевые жилы с баритом, кальцитом, гематитом, сложнопостроенные
		Висмутин-тетрадимит-халькопиритовый	Тетрадимит, висмутин, эмплектит	Магнетит, гематит, мушкетовит, халькопирит, борнит, пирит, тетраэдрит, шеелит	Калишпат, хлорит, кварц	Малосульфидное прожилково-вкрапленное оруденение в метасоматитах
	Висмутин-кварцевая	Висмутин-кварцевый, висмутин-флюорит-кварцевый и сульфидно-висмутин-кварцевый	Висмутин, висмут	Пирит, гематит	Кварц, флюорит, барит	Малосульфидные кварц-барит-флюоритовые жилы и богатосульфидные кварц-пиритовые жилы

Примечание. При составлении таблицы, кроме материалов автора по Чаткалогина, В. С. Брудневского, Г. М. Вировлянского, Ф. И. Вольфсона, И. М. Голованова, А. А. Малахова, В. П. Пономарева, В. П. Пузикова, В. В. Павлова, М. С. Сахаровой, 1971; Lambias, Malvicini, 1969; Розов, 1961; Шнейдерхён, 1958 и др. Сульфидность руды: 1—10% —

где в отдельных минеральных типах Bi наряду с другими металлами играет важную роль, и висмутсодержащие (с низкими содержаниями Bi), из которых извлекается его большая часть в мире попутно с разработкой руд главных металлов и в полной зависимости от них. В этом отношении Bi проявляет двойственность, так же как Ag, Au и другие металлы.

Рудная формация — сообщество ведущих, устойчивых минеральных ассоциаций, образующихся в одну или несколько стадий минералообразования и проявляющихся в сходной геологической обстановке группами однотипных месторождений (Хорват, Дунин-Барковская, Голованов, 1967). Это определение близко к формулировке Р. М. Константинова (1965) и А. А. Малахова, Р. Назировой (1966).

Околорудные измененные породы	Рудовмещающие породы	Ассоциирующие магматические породы	Рудовмещающие структуры	Положение в региональных геологических структурах	Чокадамбулак в Кураминском хребте (Таджикская ССР)
				разованием вулкано-тектонических депрессий	Алатау (Киргизия), Нейбулах в Шварцвальде (ФРГ)
Кварц-серицитовые эпидот-турмалин-хлоритовые породы	Малые интрузии, дайки и эффузивы кислого и среднего состава C_3—P (Кураминский хребет)		Сколовые трещины крупных разломов; в зонах дробления		Кызылгут и др. в Кураминском хребте (УзССР), Бачигано (Италия) и др.
Пропилиты; серицит-калишпат-турмалиновые породы	Кислые интрузии, осадочно-вулканогенные породы, жерловые фации эффузивов (C_3—P)		Зона дробления в интрузиве (Ташкескен); в оперяющих трещинах разлома вблизи жерла в вулкано-тектонической депрессии (Майгашкан)		Ташкескен в Чаткальском хребте, Узумлек в хребте Майгашкан (УзССР); месторождения вблизи Сан-Франциско-Лос-Андес (Аргентина) и др.
Кварц-хлорит-пирит-серицитовые породы	Малые интрузии, штоки и дайки среднего и кислого состава, глинистые сланцы	Малые интрузии и дайки преимущественно кислого состава, гипабиссальные	В зонах тектонических нарушений в интрузивных грабенах		Верхний Кандаган (Кураминские горы, УзССР) Торрекомпос (Испания) Энепреза Санта Мария, рудники Пооопо и Сорро Кириви (Боливия) и др.

Кураминским горам, использованы данные В. Н. Аполлонова, Ю. В. Бородина, И. К. Бра-Б. О. Есимова, Г. Е. Камагурова, Т. М. Коцюбы, Е. Г. Краснова, А. С. Кудрявцева, В. А. Хорвата и др., а по другим районам—Geer, 1983; Halm, 1945; Гребенникова, Гайворонский, малосульфидные; 10—30% —среднесульфидные; более 30% —богатосульфидные.

Собственно висмутовые месторождения (табл. 23) относятся преимущественно к скарновому и гидротермальному типу. Среди первого выделены две формации: висмутин-магнетитовая, или Fe—Bi (Чокадамбулак в Кураминских горах) и висмутин-молибден-халькопиритовая, или Bi—Mo—Cu (Ташкерген в Чаткальских горах). Среди второго типа три: висмутин-арсенопиритовая, или As—Bi (Устарасай, Бричмулла в Чаткальских горах, Учимчак в Таласском хребте и др.), висмутин-халькопирит-кварцевая, или Cu—Bi (Адрасман, Каптархана, Кызылгут и другие в Кураминском хребте, Мироновское в Зайлийском Алатау, а также в Шварцвальде, Испании, Аргентине, Италии и др.) и висмутин-кварцевая, или висмутовая (Верхний Кандаган и другие в Кураминском хребте, Торрекомпос в Испании, а также в Боливии и др.).

Месторождения первой и третьей формации ассоциируют с гранитоидными интрузиями, второй — с дайками и штоками кислого и среднего состава, четвертой — преимущественно с субвулканическими и вулканогенными образованиями различного состава, пятой — с малыми интрузиями и дайками кислого состава. Первые три формации встречаются преимущественно в грабенах среди карбонатных пород, четвертая — в вулкано- тектонических депрессиях, пятая — в горстах среди интрузивных пород. Медно-висмутовая формация характерна для активизированных срединных массивов (Курамино-Ферганский, Верхнерейнский и др.).

Для рудных формаций комплексных месторождений мира W—Mo—Sn, Bi—As—Ag—Co—Ni и Cu—Au выделены минеральные типы, обогащенные сульфидами Bi, Cu, Pb, Zn, As или арсенидами Co. В скарновой группе висмутоносна Bi—As—Ag—Co—Ni-формация и шеелит-сульфидный минеральный тип молибденит-вольфрамитовой (Mo—W) формации.

В группе редкометальных месторождений и в кварцевых жилах среди грейзенов или турмалиновых метасоматитов висмутоносны три минеральных типа касситерит-вольфрамит-сульфидной (Sn—W-сульфидной) формации: висмутин-халькопирит-галенит-вольфрамитовый, висмутин-вольфрамит-касситеритовый и висмутин-арсенопирит-станниновый, а также висмутин-молибденит-вольфрамитовый тип молибденит-вольфрамитовой формации и висмутин-арсенопирит-халькопирит-касситеритовый тип касситерит-силикатно-турмалин-сульфидной формации; среди гидротермальных в кварцевых жилах — медно-висмуто-теллуридный тип золото-сульфидной формации и Bi—Co—As тип Bi—As—Ag—Co—Ni формации.

Характерные особенности Чаткало-Кураминских гор следующие: 1) наличие собственно висмутовых месторождений; 2) слабое развитие висмутоносных комплексных редкометальных, Bi—As—Ag—Co—Ni и золоторудных месторождений в скарнах, грейзенах и кварцевых жилах, где Bi играл бы важную роль наряду с другими металлами; 3) широкое развитие месторождений Pb, Zn, Cu, Au с низкими содержаниями Bi, среди которых он попутно извлекается или может извлекаться из руд скарново-галенит-сфалеритовой, кварц-сфалерит-галенитовой, медно-порфировой, скарново-золото-медной и кварц-золото-сульфидной формаций («Минерально-сырьевые ресурсы Узбекистана», 1976).

ГЕОХИМИЯ Bi В ВИСМУТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Bi и некоторые сопутствующие ему металлы в эндогенных рудных формациях характеризуем на примере отдельных месторождений.

Висмутин-магнетитовая (железо-висмутовая) скарновая рудная формация

Образована в скарнах (Чокадамбулак) на контакте известняков и доломитов D_3—C_1 с интрузивом гранодиоритов C_2. Скарны пироксен-амфибол-гранатового состава с линзами массивного магнетита, вкрапленностью и гнездами арсенопирита. Магнетитовые руды имеют массивную, полосчатую и вкрапленную текстуру, а сульфиды — вкрапленно-прожилковую и гнездовую. Околорудные изменения скарнов выражены актинолитизацией, серпентинизацией, хлоритизацией, отальковванием, частично карбонатизацией и окварцеванием. Минерализация Bi развита преимущественно в скарново-рудной зоне западного участка в виде висмутина, козалита, в меньшей мере кобеллита и самородного Bi (Есимов, 1969).

Отложение сульфидов происходило в гидротермальных условиях после образования скарнов и магнетита. В их размещении важную роль сыграли зоны дробления, различные трещины и благоприятная среда железосодержащих магнезиальных алюмосиликатов. Наблюдались псевдоморфозы висмутина по актинолиту.

Арсенопирит отчетливо корродирует раздробленный магнетит и пирит, ассоциирует с актинолитом, кальцитом и висмутовыми минералами. Индикатор на минерализацию Bi—актинолитизация и скопления арсенопирита. В пироксен-гранатовых скарнах последовательно выделены следующие парагенетические ассоциации минералов: магнетитовая, актинолит-кальцит-висмутин-арсенопиритовая, халькопирит-галенит-сфалеритовая и золото-теллуридная (Голованов и др., 1965; Наумова, Сидоренко, 1965). Н. Н. Королева и С. Я. Клемперт (1970) выделили 15 парагенетических ассоциаций, среди которых висмутоносны арсенопиритовая с самородным висмутом и золотом и висмутиново-золоторудная с козалитом, самородным висмутом и золотом. Образование минералов Bi произошло после выделения железа в виде магнетита и магнезиального метасоматоза, но до отложения минералов Pb, Cu, Zn.

Наиболее обогащен висмутом магнетит-арсенопиритовый тип руд (0,05%), менее — магнетит-полиметаллический (0,015%), еще меньше — гранат-халькопиритовый (0,006%). Bi присутствует в галените — до 0,44% и халькопирите — до 0,004% в виде включений собственных сульфидных минералов (Есимов, 1969). В скарново-магнетитовой зоне не выявлено прямой зависимости между содержанием железа и висмута, но с увеличением последнего увеличивается золото и мышьяк, что объясняется ассоциацией висмутовой минерализации с арсенопиритом. Магнетитовые залежи, приуроченные к верхам скарновой зоны, богаче Bi, особенно в интервале 80—160 *м* от поверхности. В маломощных телах содержание Bi уменьшается на глубине первых десятков метров при отсутствии изменений в содержании магнетита. Скарново-железорудные месторождения на контакте с кислыми интрузиями Чаткало-Кураминских гор заслуживают изучения на Bi (Хорват, Дунин-Барковская,

Голованов, 1967; Есимов, 1969), а наличие геохимической зональности рекомендуется (Нечелюстов и др., 1969) учитывать при их оценке.

Висмут-арсенопиритовая (висмуто-мышьяковая) гидротермальная жильно-метасоматическая формация

Она включает два минеральных типа: висмутин-арсенопирит-пирротин-кварцевый с шеелитом и свинцово-висмутовыми сульфосолями в кварцевых жилах и пирротиновых залежах (Устарасай) и висмутин-арсенопиритовый в залежах (Бричмулла, Кульма). Эта формация имеет важное значение, поэтому охарактеризуем ее подробнее предыдущей. К ней относится разрабатываемое в Перу месторождение Сан-Грегорио (Bi в руде до 3%), в УзССР — Устарасайское (Бричмуллинское рудное поле). Последнее расположено в Коксуйской антиклинали с Чаватинским куполом, имеющим в ядре диорит-монцонит-гранодиоритовый интрузив C_{1-2} и редкие дайки диабазового порфирита. Сланцы и песчаники Pz_1 сменяются в разрезе отложениями D_3 (с горизонтами конгломератов, песчаников, алевролито-песчаников и карбонатно-песчаников, включая переходной $D_3fr—fm$), известняками D_3fm, известняками с глинистыми прослоями C_1t_1ost, песчано-карбонатными отложениями C_1t_1br, доломитами C_1t_1rv.

В экзоконтакте интрузива метаморфизованные породы — кварц-слюдистые и кварц-калишпатовые роговики, кварциты, аргиллиты, мраморизованные известняки, доломиты и др. (рис. 3). Оруденение развито в зонах тектонических нарушений на двух стратиграфических горизонтах тонкослоистых песчано-карбонатных пород, разделенных массивными известняками D_3fm: кварцевые жилы и пирротиновые залежи с висмутовыми сульфидами — преимущественно в горизонте $D_3fr—fm$ (Устарасай), а кварц-анкерит-арсенопиритовые залежи, жилы и рудные тела неправильной формы — в горизонте C_1t_1br (Бричмулла).

На месторождении Устарасай в размещении оруденения важная роль принадлежит рудоконтролирующим факторам: литологическому, структурному, метаморфизма и стадийности гидротермального процесса (Воронич, Дунин-Барковская, Хорват, 1970; «Минерально-сырьевые ресурсы Узбекистана», 1976). Основная масса рудных тел приурочена к горизонту осадочно-терригенных пород: переслаивающихся пластов доломитистых известняков, доломитов, песчаников, алевролитов, пелитолитов и смешанных типов мощностью 0,*n*—20 *см*, обладающих пестротой состава и большой пористостью по сравнению с подстилающими кварцитами и перекрывающими известняками. В верхней части горизонта повышается роль карбонатных пород, составляющих 20—30%, тогда как в отложениях D_3fr их 0,5, а D_3fm — 98%. Его разведывали Г. Е. Камагуров и др.

На площади месторождения карбонатные породы участками мраморизованы, алевролиты превращены в роговики, кварцевые

песчаники — в кварциты и т. д., вероятно, в связи с проявлением контактового метаморфизма залегающим ниже интрузивом и дайками кислых и основных пород.

Неоднородность среды в сочетании с другими факторами (химическая активность карбонатов, повышенная проницаемость тонко-

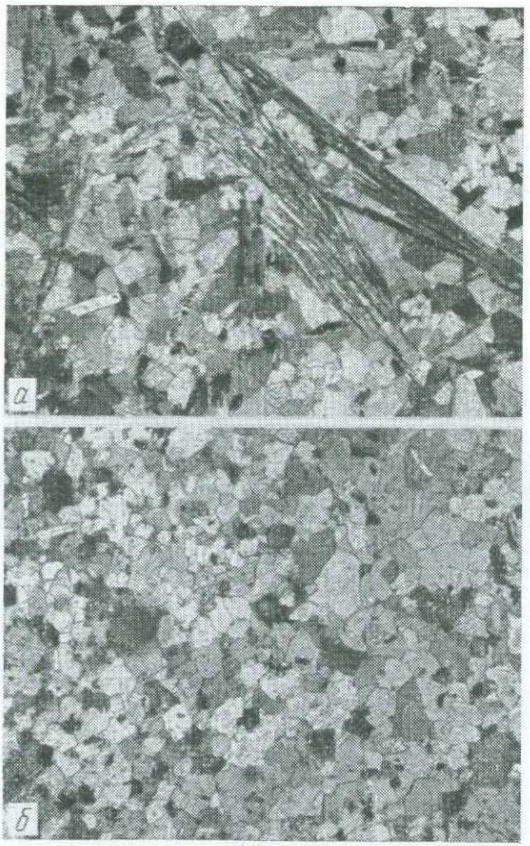


Рис. 3. Породы месторождения Устарасай:

а — мраморизованный известняк с тремолитом и флогопитом, *б* — калишпатсодержащий мраморизованный известняк. Прозрачные шлифы, николи +, ув. 64.

слоистых пород и их сорбционные свойства) обусловили интенсивность минералообразования в системе карбонат (известняк, доломит) + алюмосиликат (кварцевый алевролит) + гидротермальный раствор. Созданные в результате обменных реакций с небольшим привносом метасоматиты известково-магнезиально-калий-кремниевого состава типа гумбеитов оказались весьма благоприятной средой для рудоотложения. В них находятся кварцевые жилы с вис-

мутином, Pb—Bi-сульфосолями, шеелитом и др. (рис. 4—6), пирротиновые залежи с висмутином, Pb—Bi-сульфосолями, шеелитом и др. (рис. 7), арсенопиритовые залежи с бедной вкрапленностью сульфидов Bi (рис. 8), карбонатно-галенит-сфалерит-буланжеритовые и галенит-сфалеритовые прожилки.

Распределение рудных тел внутри переходного горизонта определялось локальными факторами. Кварц-висмутин-пирротиновые залежи возникли на границе физически разнородных пород — в межформационных и межпластовых контактах карбонатных и алюмосиликатных отложений при пересечении их разломами и метасоматическом замещении слоев карбонатного или терригенно-карбонатного состава. Наиболее перспективна на межпластовое оруденение верхняя часть переходного горизонта, в которой расположено большинство рудных тел этого типа. Богаче Bi рудные тела Центрального участка, где была повышена тектоническая напряженность. Для образования секущих кварцевых жил благоприятны участки микроантиклинальной складчатости, в которых пласты роговиков становятся хрупкими и легко поддаются трещиноватости.

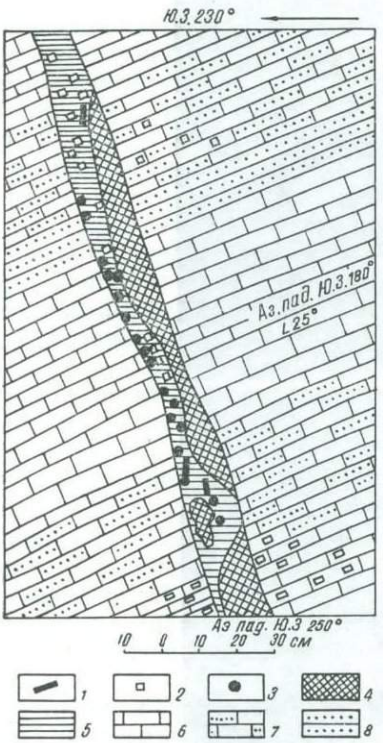
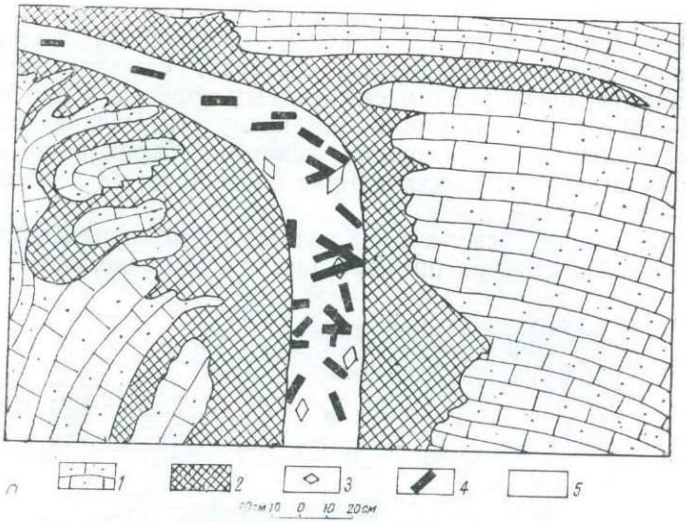


Рис. 4. Кварц-шеелит-висмутовая жила (Устарасай, минералогическая съемка):

1 — висмутин, *2* — пирит, *3* — шеелит, *4* — кальцит, *5* — кварц, *6* — известняк, *7* — алевролитовый известняк, *8* — алевролит, пунктир — контур метасоматитов, образовавшихся по этим породам.

Благоприятны на оруденение Bi крылья антиклиналей с дополнительной складчатостью разных порядков, изгибы пластов, имеющих максимум пересечений разломами, сопряжение рудоносных разломов с благоприятными пластами, волнистый контакт пород переходного горизонта, осложненный дорудными разломами, сочетания указанных структурных элементов, а неблагоприятны участки моноклинального залегания пород, пересеченные единичными разломами или удаленные от разломов на значительные расстояния (Воронич, Дунин-Барковская, Хорват, 1970). Морфология рудных тел зависит от их положения во вмещающих породах (табл. 24).

Кварц-висмутиновые жилы сложены монолитным крупнозернистым кварцем с гнездами анкерита, кальцита, хлорита, флогопита



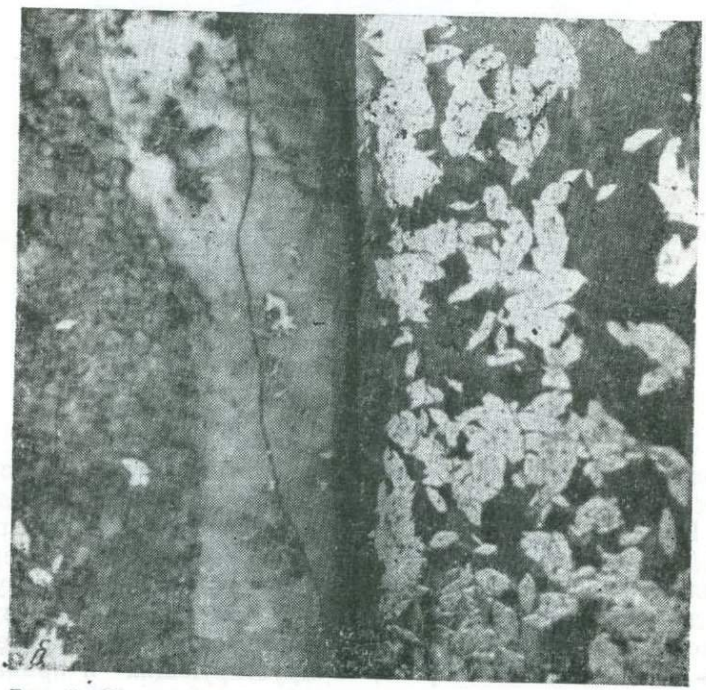


Рис. 5. Кварц-висмутиновая жила с метасоматической оторочкой арсенопирита, замещающего измененные алевролито-известково-доломитистые породы на Устарасае:

а — минералогическая съемка жилы (штольня 14): *1* — измененные породы, *2* — сплошной крупнокристаллический арсенопирит, *3* — кристаллы арсенопирита в кварце, *4* — кристаллы висмутина, *5* — сливной кварц; *б* — метакристаллы арсенопирита (белое) в зальбанде кварцевого прожилка с сульфидами Bi, полированный штуф (штольня 16).

и редко флюорита, кристаллами и гнездами висмутина, кобеллита, шеелита, пирита, пирротина (рис. 9), небольшими количествами сахароваита, висмутотинтинаита, жозеита, самородного висмута, халькопирита, очень редким самородным золотом и др. Мощность жил 15—20 см, протяженность десятки метров. Распределение рудных минералов неравномерное, текстура вкрапленно-гнездовая. Сульфиды в среднем составляют не более 15%, на некоторых участках — 85—90%.

Распределение висмута в кварцевых жилах изучалось при минералогической съемке на примере двух из многочисленных жил. По

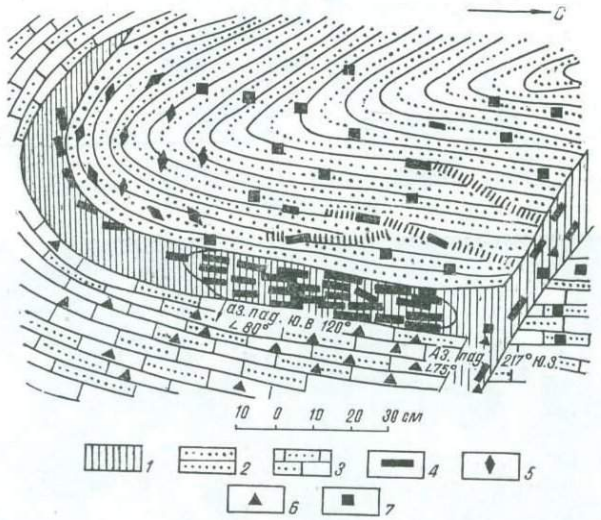


Рис. 6. Апофиза кварц-висмутиновой жилы (Устарасай, шт. 14, минералогическая съемка):

1 — кварц, *2* — метасоматиты по алевролитам, *3* — метасоматиты по алевролитовому известняку, *4* — висмутин, *5* — арсенопирит, *6* — пирротин, *7* — пирит.

простиранию и падению отобрано 29 штуфных проб размером 10×10×5 *см*. Во всех пробах спектрально и химически определены Bi, Cu, Pb, W. Содержание Bi от 12,45 до 0,013%, в половине проб— 1%, в 1/4 — выше 5, в 1/8 — выше 10%. Такая неравномерность обусловлена распределением в жиле крупных кристаллов сульфидов Bi, достигающих 10×3×2 *см*, расположенных в кварце гнездами, реже образующих тонкоигольчатые спутанноволокнистые скопления в кальците или анкерите, инкрустирующих и придающих карбонатам темно-серый, почти черный цвет (рис. 10).

Минералы Bi располагаются в зальбандах жилы, когда осевая часть сложена гнездами пирита, пирротина, халькопирита, либо неравномерно по всей жильной массе, тесно ассоциируют с шеелитом, пирротином, пиритом (рис. 11). Основные гипогенные минералы Bi

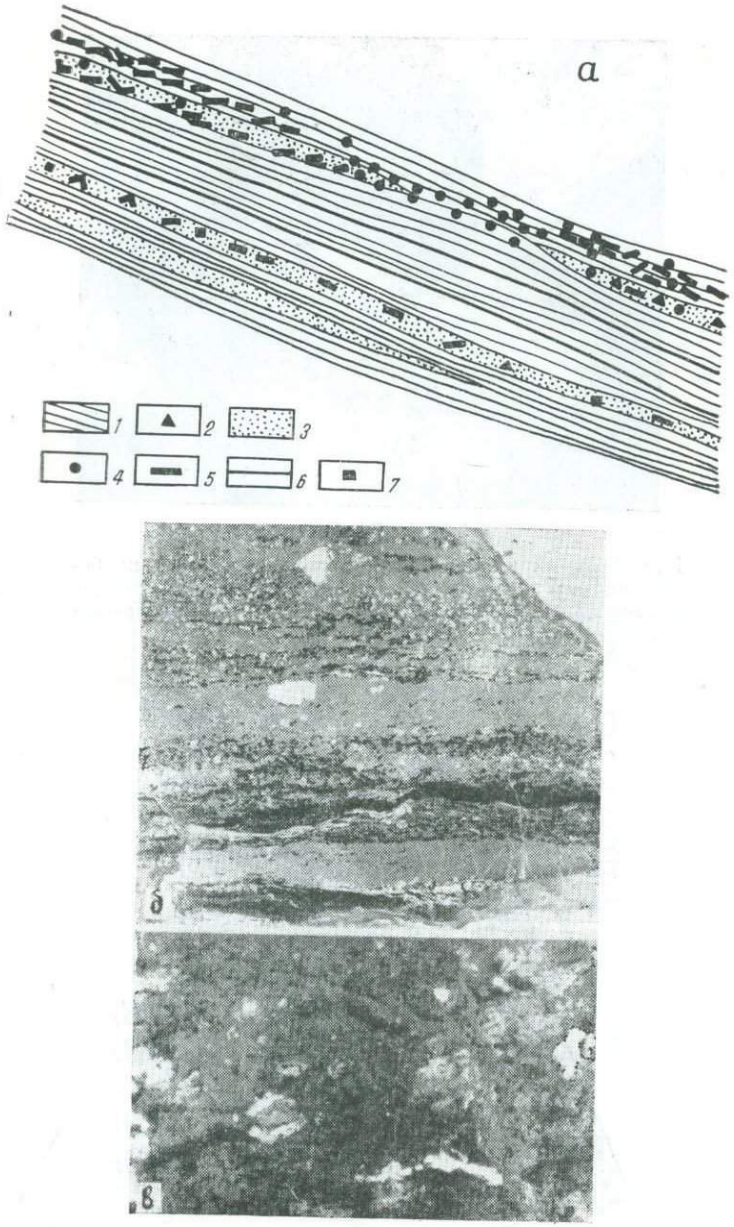


Рис. 7. Межпластовая метасоматическая залежь кварц-висмутин-пирротинового состава с шеелитом на Устарасае:

а — минералогическая съемка по штольне 14, масштаб 1:10, ум. в 3 раза: *1* — массивный пирротин, *2* — вкрапленный и гнездовый пирротин, *3* — жильный кварц, *4* — шеелит, *5* — висмутин, *6* — отдельность пластов, *7* — пирит; *б* — полосчатая текстура пирротиновой залежи в вертикальном разрезе и *в* — пятнистая — в горизонтальном. Полир. штуф (белое — пирит, серое — пирротин, черное — хлорит). Уменьшено.

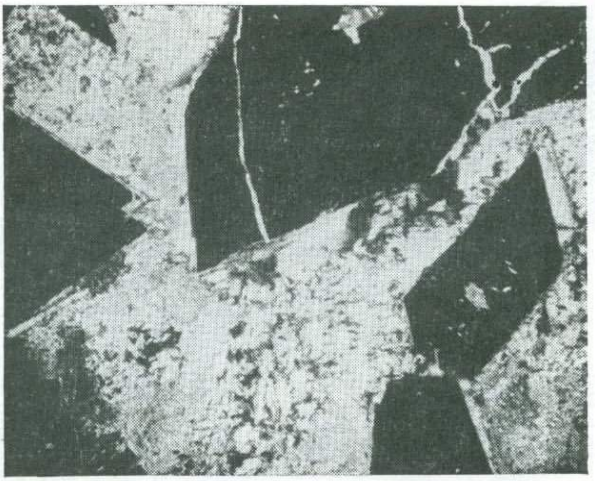


Рис. 8. Метакристаллы арсенопирита (черное) в карбонатно-слюдисто-кварцевой метасоматической породе. Арсенопиритовая залежь, Устарасай, шт. 14, прозрачный шлиф, ув. 32х.

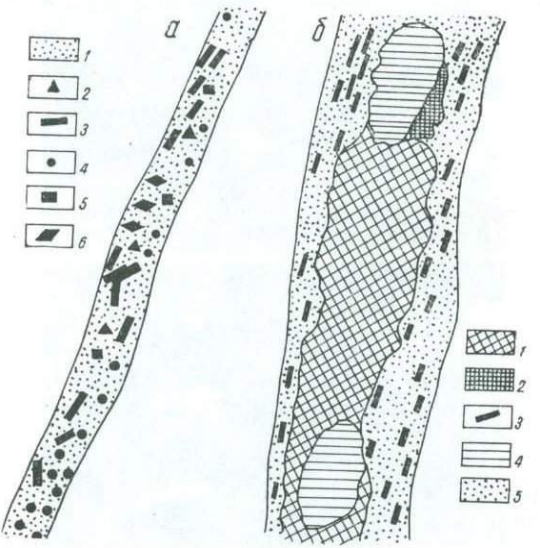


Рис. 9. Строение секущей кварц-шеелит-висмутовой жилы Устарасая:

а — общий вид, ум. в 20 раз: *1* — кварц, *2* — пирротин, *3* — висмутин, *4* — шеелит, *5* — пирит, *6* — кальцит; *б* — сложнопостроенная жила, ум. в 4 раза: *1* — сплошной пирит, *2* — халькопирит, *3* — кристаллы висмутина, *4* — гнезда сплошного пирротина, *5* — крупнозернистый и призматический кварц.

Таблица 24

Зависимость морфологии рудных тел от их положения во вмещающих породах на месторождении Устарасай

Морфология рудного тела	Положение рудного тела в пространстве по отношению				
	к элементам залегания пород	к тектоническим трещинам	к микроструктурам	к контактам пород	к литохимическому составу пород
Жила с четкими контактами	Секущее	Выполнение крутопадающих трещин	Пересечение трещиной микроантиклинальной складки, флексуры, гофрировки, плойчатости пластов	Невыраженное	Развиты преимущественно в горизонте карбонатно-алевролитовых пород (D_3fr—fm). Сопровождаются избирательным околожильным метасоматозом по карбонатным и алевритисто-карбонатным породам. Иногда жилы заходят в известняки D_3fm.
	Согласное	Выполнение трещин, согласных с напластованием	Выполнение полостей отслоения пород в участках микроскладчатости	Невыраженное	Приурочены к известнякам D_3fm и карбонатно-терригенному горизонту D_3fr—fm. В известняках мощность околожильных метасоматитов 5—20 *см*, в карбонатно-алевролитовых породах 0,2—1,5 *м*
	Секущее переходит в согласное	Сопряжение секущих и согласных трещин	Благоприятное, то же, что для секущих и согласных жил	Сопряжение секущей трещины с контактом или отслоением пластов	Аналогично согласным и секущим жилам
Залежь (пластообразные тела избирательного замещения)	Согласное	В зоне дробления или трещиноватости	Невыраженное	Благоприятны контакты пород: а) межформационные отслоения известняков D_3fm с карбонатно-терригенными породами (D_3fr—fm); б) межпластовые отслоения разнотипных пород D_3fr—fm	Биметасоматоз в контакте известняков D_3fm и карбонатно-алевролитовых породах D_3fr—fm. В смешанных породах D_3fr—fm избирательный рудный метасоматоз и частично биметасоматоз по пластам карбонатных или алевролитисто-карбонатных пород, расположенных между пластами роговиков и аргиллитов

Продол. табл. 24

Морфология рудного тела	Положение рудного тела в пространстве по отношению				
	к элементам залегания пород	к тектоническим трещинам	к микроструктурам	к контактам пород	к литохимическому составу пород
Сложные тела (комбинация жилы с залежью) а) секущая жила переходит в согласно залегающую или залежь, б) сочленение жилы и залежи	Секущее и согласное	Сопряжение мелких разломов с плоскостью контакта	Благоприятное пересечение микроантиклинальных складок, гофрировки и плойчатости пластов тектоническими трещинами	То же, что для залежей и жил	В смешанных породах D_3fr—fm или в контакте их с известняками D_3fm. Процесс метасоматоза, указанный для одиночных жил и залежей, значительно усиливается у сложных тел; мощность метасоматитов по карбонатно-терригенным породам измеряется первыми десятками метров
Вкрапленные метасоматические тела неправильной формы с кварц-сульфидными прожилками	Согласное	В зоне тектонических нарушений и сильной трещиноватости	Благоприятна микрогофрировка и крылья микроскладок	Плоскости межпластовых отслоений	В смешанных породах D_3fr—fm. Интенсивный метасоматоз, преимущественно избирательный по карбонатным и алевролито-карбонатным слоям. Мощность метасоматитов в зоне сильной трещиноватости — десятки метров

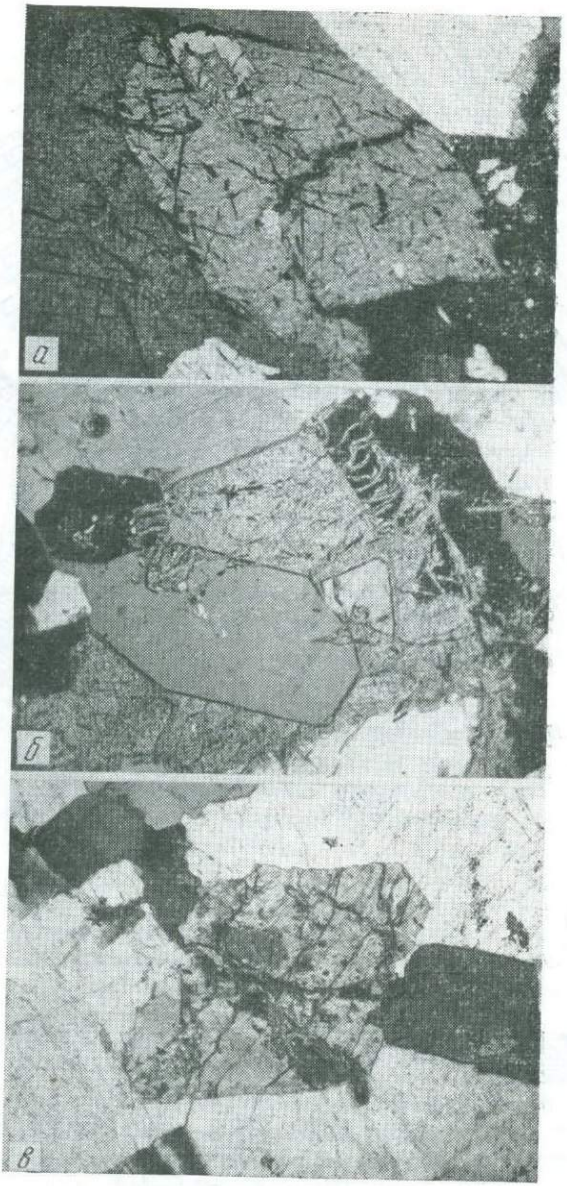


Рис. 10. Строение кварц-висмутиновых жил Устарасая:

а — тонкоигольчатый висмутин (черное) инкрустирует анкерит (серое), кварц (белое); *б* — участок той же жилы; анкерит с иголками висмутина в интерстициях между кристаллами кварца. Видно корродирование пирита (черное) и кристалла кварца по волосовидным трещинкам анкеритом (серое, рельефное); *в* — кристаллы шеелита (серое) и пирита (черное) в кварц-висмутиновой жиле. Прозр. шлифы, николи+, ув. 64х.

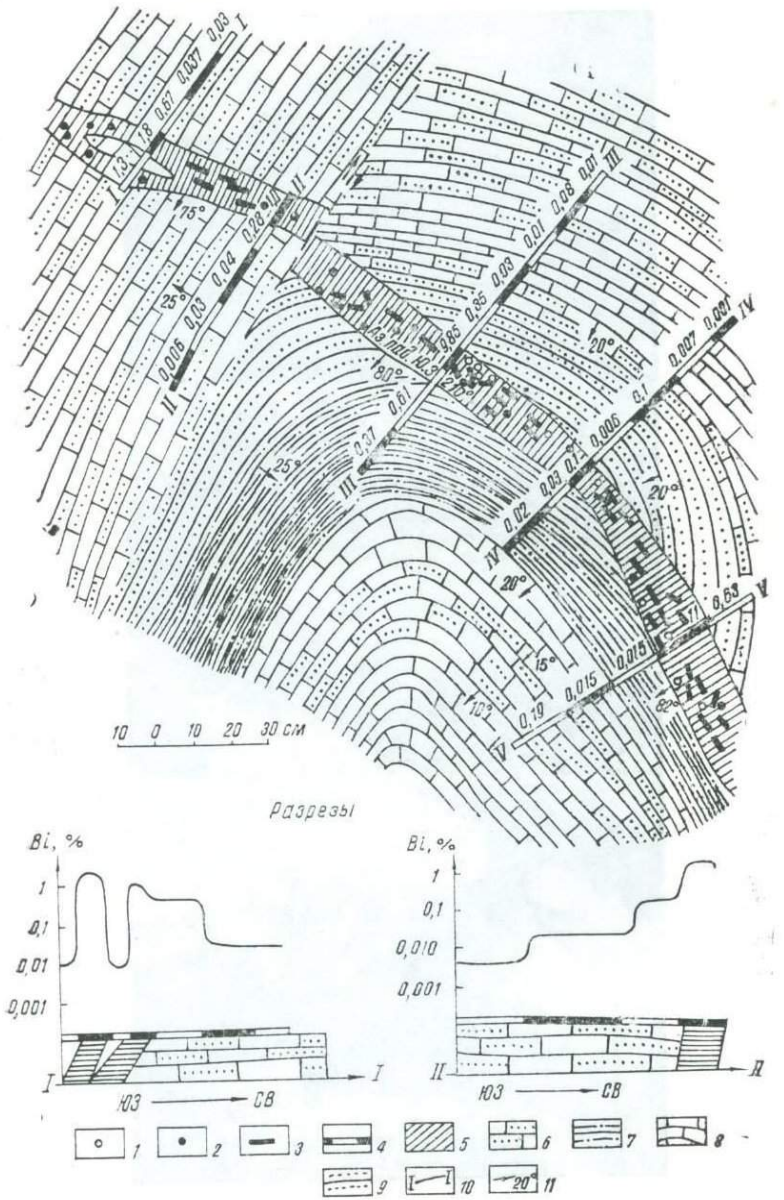


Рис. 11. Минералогическая карта участка кварцево-висмутиновой жилы месторождения Устарасай и распределение висмута в жиле и околожильных метасоматитах:

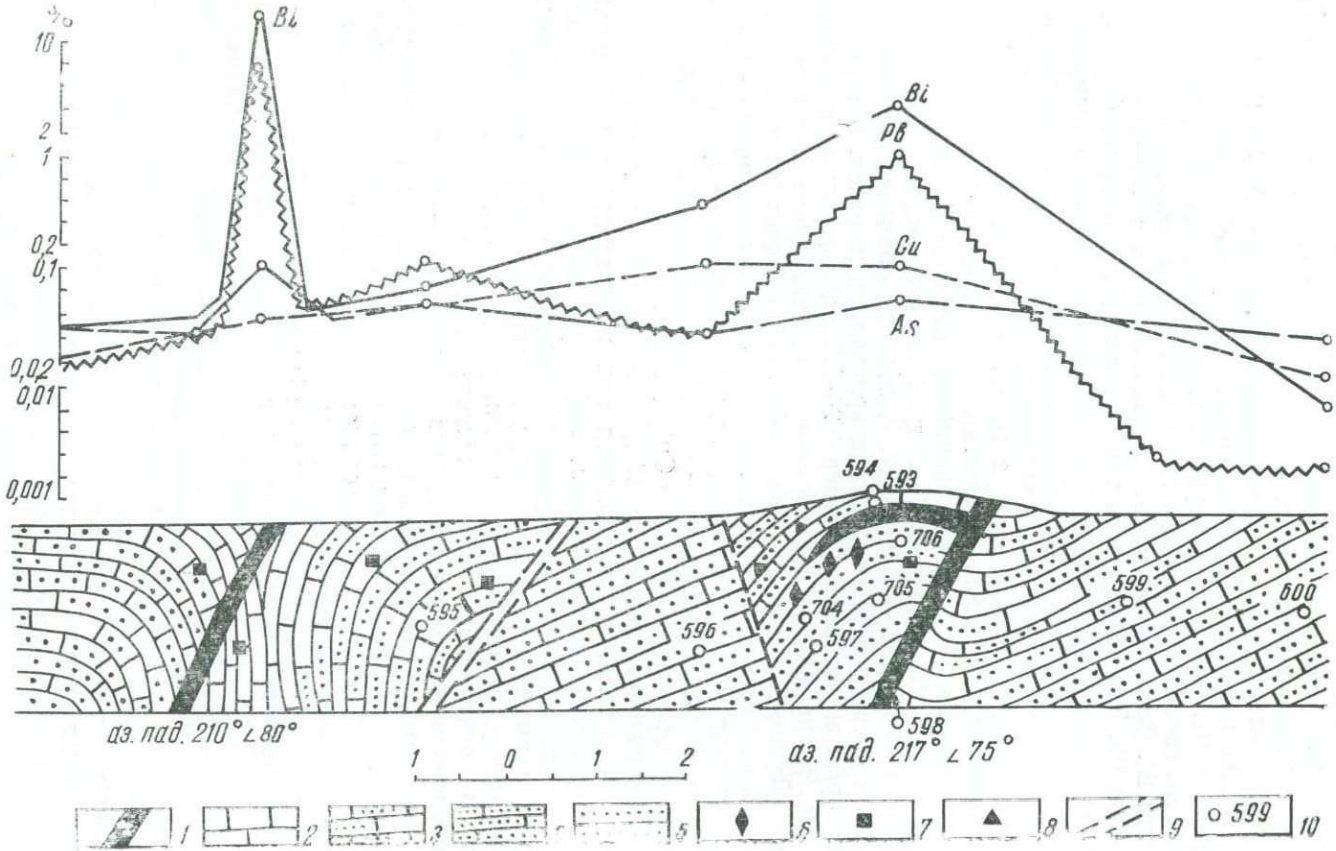
1 — пирит, *2* — шеелит, *3* — висмутин, *4* — пробы, борозда и содержание Bi (цифра), *5* — кварцевая жила;
метасоматиты: *6* — по алевролитистому и доломитистому известняку, *7* — по пелитолиту, *8* — по доломитистому известняку, *9* — по алевролиту, *10* — линия разреза и содержание Bi , *11* — угол падения.

в жилах — висмутин и кобеллит, в меньшей степени козалит, висмутотинтинаит, сахароваит, второстепенные — самородный висмут, жозеит, галенобисмутит и др.

С Bi в кварцевых жилах парагенны W, Pb, Cu, Sb, Ag, Se, Te, S, As, Fe, Au и платиноиды. Отношение Bi:Pb:Cu:W в среднем равно 1:0,4:0,4:0,01. Свинец варьирует от тысячных долей до 6,3%. В 1/3 проб его содержание больше 1%, что связано с высокими содержаниями Bi. Встречаются также пробы с высоким содержанием Bi и низким Pb. Это объясняется тем, что весь Pb в кварц-висмутовых жилах находится в минералах Bi (входит как примесь в висмутин — до 3%, жозеит — до 4,8%, образует совместно с Bi козалит, кобеллит, висмутотинтинаит, сахароваит и др.), в то время как Bi дает и самостоятельные минералы: висмутин и самородный Bi. Cu присутствует в виде халькопирита в количестве от тысячных долей до 1% и в 1/3 проб имеет содержание выше 0,1%. W колеблется от 0,0*n* до 0,5%, причем в 45% проб его содержание равно 0,5—0,01%, а 55% проб — 0,05—0,02. Колебания объясняются неравномерным распределением крупных кристаллов шеелита, которые в некоторых жилах имеют размер 0,2—1,5 *см*, составляют в среднем 3—5%, распределены неравномерно или локализованы в лежачем боку (Дунин-Барковская, 1966; 1967). В W-носных жилах №19, 20 висмутовые минералы составляют 5—10%, халькопирит — 0,5%, арсенопирит — до 2,5%, пирротин с пиритом — до 30—40%, кварц — 35—50%, карбонаты — до 10%. Вокруг жил наблюдаются ореолы рассеяния Bi, Pb, As и Cu (рис. 12).

Пирротиновые залежи с висмутином представляют собой пластообразные тела, образовавшиеся при избирательном замещении карбонатных и алевролитисто-карбонатных пластов. Они сложены прослоями массивного пирротина мощностью от 1 до 10 *см*, чередующимися в разрезе с кварц-пирротиновыми и кварц-флогопит-хлорит-карбонат-пирротиновыми, реже пирит-арсенопиритовыми. В центральной части залежи согласно напластованию расположено несколько прожилков мощностью 5—30 *см* с богатой вкрапленностью висмутина и шеелита (см. рис. 7, *а*). Богатосульфидные участки залежей сменяются по простиранию более бедными. Мощность залежей непостоянная, обычно до 2 *м*, имеются пережимы, протяженность — десятки метров.

Для изучения распределения Bi в кварц-висмутин-пирротиновой залежи проводилась минералогическая съемка участков в масштабе 1:10 и 1:20, при которой отобраны 44 штуфные пробы размером 10×10×5 *см* по нескольким пересечениям вкрест простирания (рис. 13). Bi присутствует преимущественно в виде висмутина и кобеллита в тесном парагенезисе с шеелитом (Дунин-Барковская, 1966) в одном или нескольких кварцевых прослоях, залегающих согласно простиранию залежи (рис. 14). Содержание Bi в залежи ниже, чем в кварцевых жилах, колеблется от 0,003 до 4,14%; три пробы показали выше 1%, а 1/3 всех проб — выше 0,1%. В залежи тот же комплекс парагенных висмуту элементов, что и в жилах,


%
10
2
1
0,2
0,1
0,02
0,01
0,001
Bi
Bi
Pb
Cu
As
594
593
706
705
704
599
600
595
596
597
598
аз. пад. 210° ∠ 80°
аз. пад. 217° ∠ 75°
1 0 1 2
1
2
3
4
5
6
7
8
9
599
10

только в иных соотношениях. Pb присутствует в количестве от 1,08 до 0,00n%, образуя минералы совместно с Bi. Максимум Pb (1,08%) в пробе с максимальным содержанием Bi (4,14%). В среднем Bi:Pb:Cu:Fe=1:0,1:0,2:200 (Дунин-Барковская, 1967). Содержание W — 0,01% (9 проб). Вокруг залежей имеются ореолы рассеяния Bi, Pb, As, Cu. Во вкрапленных рудах и вокруг них также увеличивается содержание этих компонентов.

В кварц-анкерит-арсенопиритовых залежах Bi имеет наиболее низкие содержания — от 0,001 до 0,1% в виде мелких иголочек висмутина II и кобеллита II. В ассоциации с ним находятся As, Cu, Pb, Co. В залежах содержание Pb варьирует от 0,2 до 0,00n%, Cu— от десятых до сотых долей, W<0,01%. Отношение Bi:Pb:Cu= =1:1,5:1,5.

Основная масса Bi на Устарасае находится в виде самостоятельных минералов. В сульфидных рудах среди них главные — висмутин, свинцово-висмутовые сульфосоли (кобеллит, козалит и др.), второстепенные — самородный Bi, теллуриды висмута, очень редко — медно-висмутовые сульфосоли. В окисленных рудах Bi находится в бисмутите и бисмите. Незначительная часть его рассеяна в других сульфидах — галените (0,013%), буланжерите (до 5), арсенопирите (0,004—0,025), пирротине (0,008—0,2), сфалерите (0,003) и пирите (0,003—0,1%), в которых форма нахождения всего Bi неясна, но часть его связана с микровключениями висмутовых минералов.

На месторождении Устарасай в результате многостадийного гидротермального процесса с дифференциацией растворов в ходе их перемещения и кристаллизации образованы следующие (рис. 15) парагенетические ассоциации минералов (от ранней к поздней): калишпат-тремолит-флогопит-кварцевая в метасоматитах, пирит-арсенопирит-пирротиновая в виде метасоматических оторочек вокруг жил, шеелит-висмутин (кобеллит)-пирротин-кварцевая в жилах и залежах, висмутин (кобеллит и другие сульфосоли)-анкерит-кварц-арсенопиритовая в залежах и буланжерит-галенит-пирит-сфалеритовая в прожилках.

В раннюю стадию в результате калий-магний-кремниевого метасоматоза в зонах трещиноватости разломов II и III порядка образовались калишпат-тремолит-флогопит-кварцевые породы, в висмутовую стадию, продуктивную в структурах III и частично IV порядка,— кварц-шеелит-висмутиновые жилы, кварц-висмутин-пирротиновые залежи и вкрапленное сульфидное оруденение в метасоматитах. Небольшая часть висмута выделилась в более

Рис. 12. Ореолы рассеяния Bi, Pb, Cu и As вокруг кварц-висмутиновых жил (Устарасай, разрез по шт. 14). М-б 1:50.

1 — кварц-висмутиновая жила, *2* — известняк доломитистый, *3* — известняк алевролитистый, *4* — метаморфизованный известковистый алевролит, *5* — алевролит, *6* — арсенопирит, *7* — пирит, *8* — халькопирит, *9* — трещины, *10* — номер пробы.

поздние стадии, в кварц-арсенопиритовых залежах по трещинам преимущественно IV порядка и в буланжерит-галенит-сфалеритовых прожилках.

Образование висмутовой, мышьяковой и сурьмяной минерализации разобщено по стадиям. Ранний арсенопирит образовался по

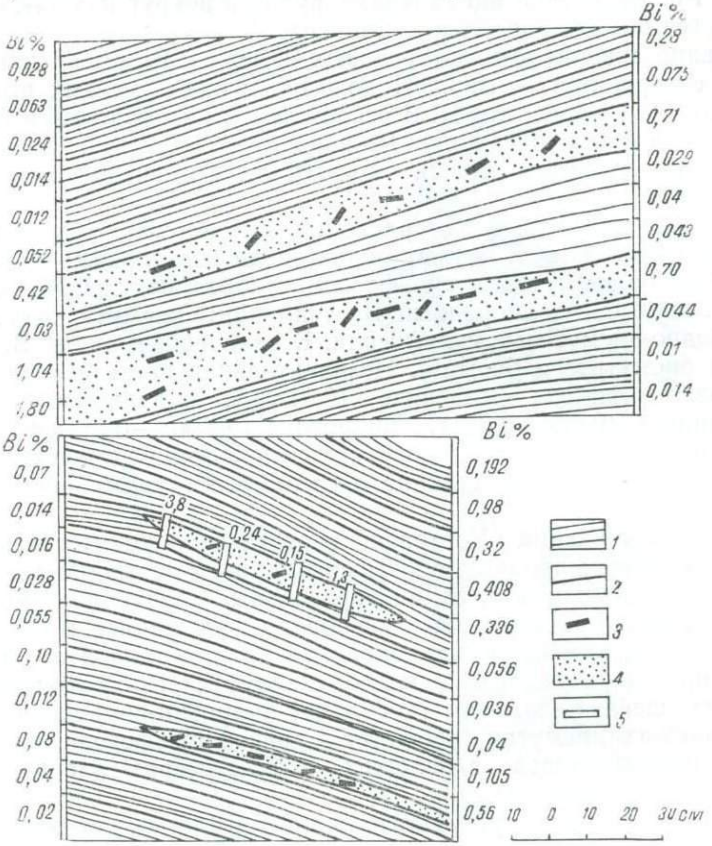


Рис. 13. Кварц-висмутин-пирротиновая залежь № 5. Устарасай. Минералогическая съемка. Вертикальный разрез по стволу штольни № 14:

а — в интервале 214,5—216 *м* по юго-западной стенке, *б* — в интервале 214—215 *м* по северо-восточной стенке; *1* — пирротин, *2* — отдельность пластов пирротина, *3* — висмутин, *4* — кварц, *5* — линия опробования.

доломитистым пластам вокруг кварц-шеелит-висмутиновых жил в виде метасоматических оторочек, преимущественно в местах изгиба (см. рис. 5) или в виде вкрапленности и прослоев в кварц-висмутин-пирротиновых залежах. Иногда наблюдается дробление метасоматического арсенопирита I и цементация его кварцем с висмутином и шеелитом (жила 19).

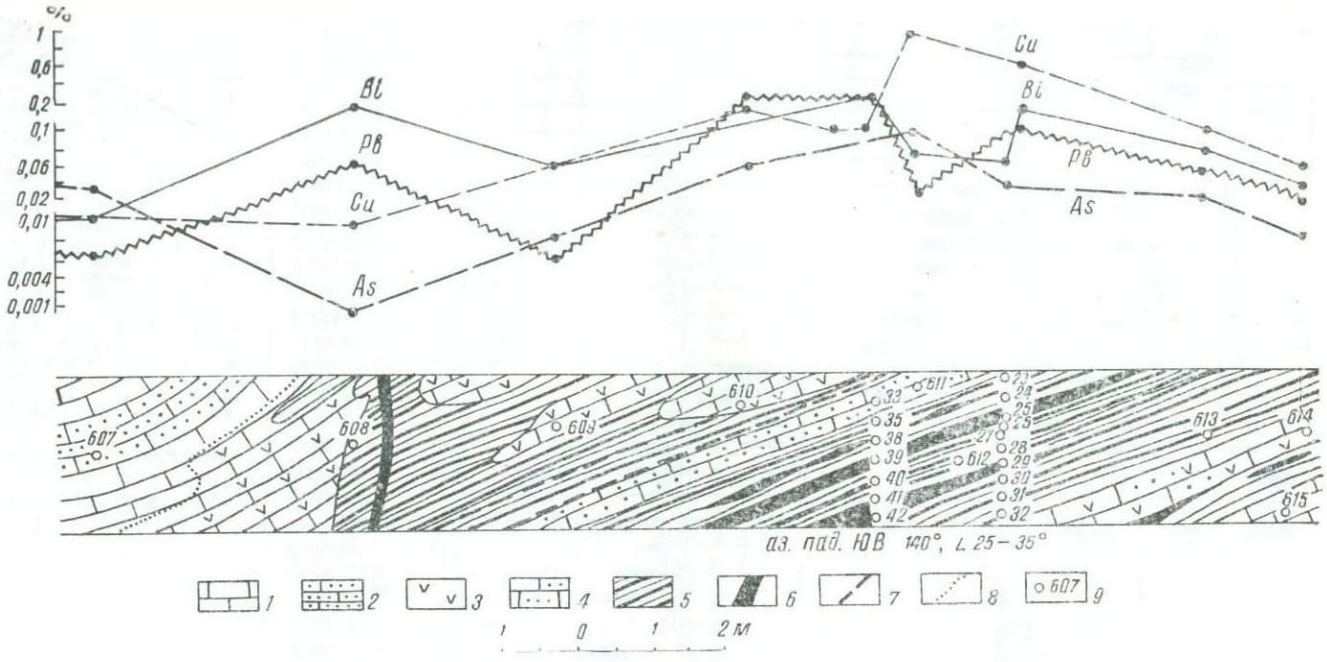


Рис. 14. Минералого-петрографический разрез через кварц-висмутин-пирротиновую залежь № 5 с ореолами рассеяния Bi, Pb, Cu и As. Устарасай, штольня № 14.

1 — доломитистый известняк, *2* — метаморфизованный известковистый алевролит, *3* — измененные породы, *4* — метаморфизованные алевролит-карбонатные породы, *5* — метасоматический пирротин, *6* — кварц с висмутином и шеелитом, *7* — дробление, *8* — контур метасоматитов, *9* — номер пробы.

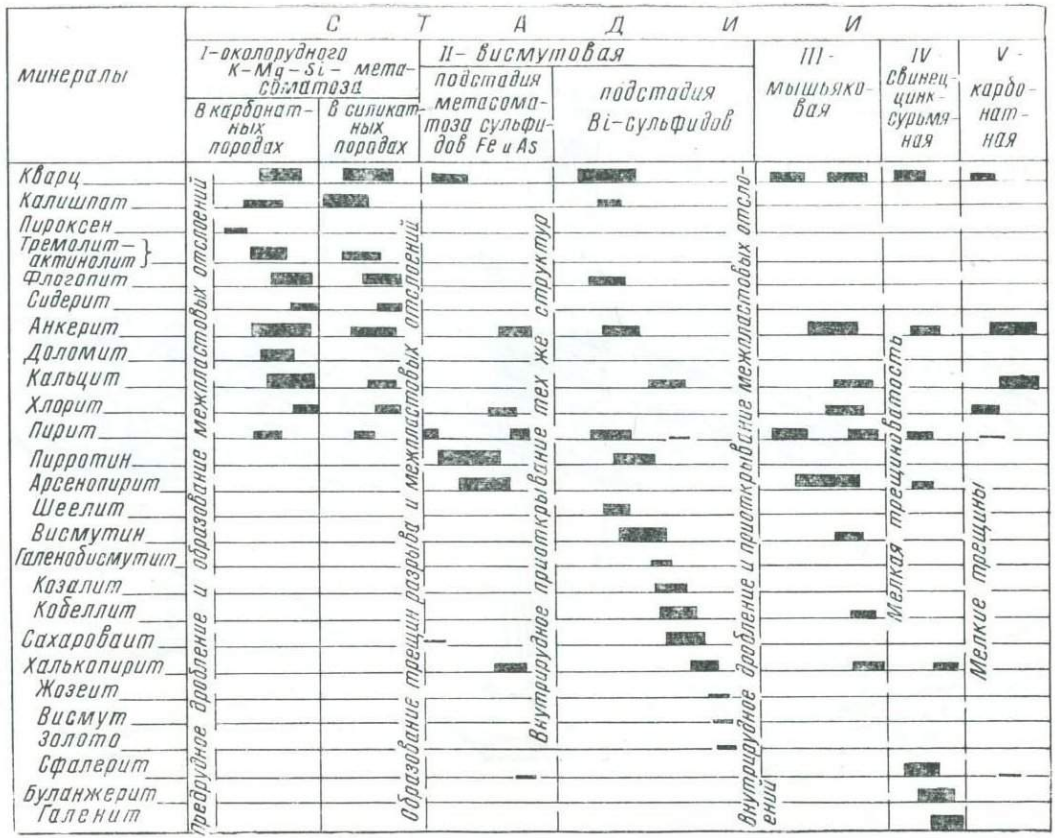


Рис. 15. Схема процесса формирования мышьяк-висмутового месторождения Устарасай.

Характер проявления минерализации по стадиям процесса: I стадия — метасоматиты площадные и околожильные; II стадия 1-ая подстадия — пирротиновые залежи, метасоматические оторочки арсенопирита и пирротина вокруг жил, 2 ая подстадия — кварцевые жилы выполнения с висмутовым оруденением и аналогичные прослои и линзы в пирротиновых залежах; III — арсенопиритовые залежи и жилы; IV — буланжеритовые прожилки; V — мелкие карбонатные прожилки. Значение минерализации: I стадии — поисковый критерий, II — продуктивная ассоциация, III—V индикаторы завершенного рудообразования.

В висмутовую стадию образовались два частных парагенезиса: пирит-арсенопирит-пирротиновый и кварц-шеелит-висмутиновый. Минералы первого развивались метасоматически по измененным породам вдоль трещин с образованием крупных метакристаллов арсенопирита (до 2×1 *см*) или вкрапленности пирротина, а второго — путем выполнения трещин или метасоматического замещения при формировании вкрапленных руд или залежей. Висмутовые сульфиды замещали тремолит, флогопит и другие минералы околорудноизмененных пород. С висмутовой стадией связано формирование основного висмутового оруденения.

Предшествовавшие рудоотложению метасоматические процессы подготовили вмещающие породы для замещения рудными минералами. В подновленных тектоническими подвижками трещинах одновременно образовались кварцевые жилы с висмутовыми сульфидами и шеелитом, а в межпластовых отслоениях — кварц-висмутин-пирротиновые залежи. Об одновременности их образования свидетельствуют: а) переход от кварцевой жилы в межпластовую пирротиновую залежь с кварцевой осью (обнажение «Главный рудный выход»); б) отсутствие взаимопересечения описанных жил и залежей; в) одинаковый минеральный состав (преобладающее развитие того или иного минерала, например пирротина в залежах, зависело от условий образования рудного тела и характера метасоматоза); г) однотипная последовательность выделения минералов; д) присутствие в обоих типах вольфрамовой минерализации в виде шеелита и тесная связь его с висмутовой минерализацией и кварцем; е) сходный характер околорудных изменений и элементов-примесей руд и др. Этот вывод подтвердил также Э. Ф. Минцер («Рудные месторождения СССР», т. 3, 1973).

Формирование кварц-висмутин-пирротиновых залежей проходило с широким метасоматозом, постепенным спадом температуры и несколько длительнее, чем развитие кварц-висмутиновых жил путем выполнения трещин. Об этом свидетельствует несколько пиков на декрепитационной кривой кварцев из залежи и одного пика — кварцев из жилы. При метасоматозе шла перекристаллизация вмещающих пород с широким процессом замещения ранних минералов поздними. По тремолиту, флогопиту, карбонатам и хлориту в кварц-висмутовую стадию развивались пирротин, арсенопирит, пирит, кварц, анкерит, а затем выделялись шеелит и, как завершающие, висмутовые минералы (висмутин, кобеллит, козалит, жозеит и др.). В следующую мышьяковую стадию после арсенопирита выделялись остатки Bi в виде висмутина и кобеллита и, наконец, в самую позднюю рудную свинец-цинк-сурьмяную стадию небольшая часть Bi вошла как примесь в джемсонит, буланжерит и галенит.

Наиболее богатые висмутом сульфиды (висмутин, устарасит, галенобисмутит) были более ранними среди висмутовых и висмутсодержащих минералов. Согласно последовательности их выделения (от ранних к поздним) уменьшается содержание Bi — от 75% в висмутине до 5% в буланжерите. Одновременно увеличивается со-

держание Sb от примеси в висмутине до 25% в буланжерите. Увеличивается также резко содержание Pb в висмутовых минералах: от примеси в висмутине до 55% в буланжерите и одновременно — серебра.

К концу гидротермального процесса резко уменьшились концентрации Bi, W и Te и увеличились Sb, Pb и Ag, причем Sb и Pb проявили одинаковую тенденцию к образованию самостоятельных минералов с примесью Bi. В ранней же стадии Bi играл ведущую роль, а Pb и Sb находились в полной зависимости от его поведения, образовывали с ним соединения или входили как изморфная примесь в решетку висмутовых минералов. На протяжении всего гидротермального процесса Bi геохимически связан с S, содержание которой во всех висмутовых сульфидах и сульфосолях 17—18%. Резкое уменьшение S в висмутовых минералах происходило в конце продуктивной стадии: в жозеите — до 4%, в самородном Bi ее нет.

На месторождении Устарасай выявлена вертикальная зональность в распределении рудных элементов в пределах рудовмещающего горизонта: в нижней части больше концентрация W, в верхней и в средней — Bi. Мышьяк, теллур, сурьма, свинец тяготеют к верхним горизонтам. Зональность обусловлена стадийностью процесса рудообразования с пространственной сменой более ранних минеральных комплексов более поздними и ролью вмещающих пород. Увеличение карбонатности в верхах карбонатно-роговиковой переходной пачки отразилось на увеличении Pb в висмутовых минералах в верхних частях месторождения, а в известняках D_3fm вблизи контакта с переходной пачкой нередко висмутовая минерализация сменяется свинцовой.

Выделены две геохимические особенности обоих минеральных типов мышьяково-висмутовой рудной формации: 1) присутствие Bi преимущественно в форме сульфида и свинцово-висмутовых сульфосолей, вольфрама — в форме шеелита, железа — в виде пирита и пирротина, мышьяка — арсенопирита, сурьмы — в виде свинцово-висмутовых и свинцовых сульфосолей; 2) образование висмутового оруденения в одну из ранних стадий гидротермального процесса.

В процессе формирования Бричмуллинского рудного поля основная часть Bi отложилась в одну стадию, а единственная продуктивная ассоциация — кварц-шеелит-пирротин-висмутиновая — выделялась в узком диапазоне физико-химических параметров рудообразования (Устарасай).

Висмутин-халькопирит-кварцевая (медно-висмутовая) гидротермальная жильно-метасоматическая формация

В ней выделены три субформации: Pb-Cu-Bi, представленная сульфидно-сульфосольным свинцово-висмутовым минеральным типом; Cu-Bi (халькопирит-висмутиновый тип); Te-Cu-Bi (висмутин-

тетрадимит-халькопиритовый тип). Промышленную ценность имеет первая, остальные потенциальны.

Для месторождений Pb—Cu—Bi субформации характерно широкое развитие прожилкового оруденения в эффузивных породах, высокая сульфидность жил и прожилков за счет халькопирита и галенита, присутствие кварца, широкое развитие сложных сульфосолей: Cu, Bi, Ag, Pb, наличие примеси самородного золота и значительный вертикальный размах оруденения. Отчетливо устанавливается близповерхностное формирование оруденения в интервале 100—1000 *м* и вертикальная зональность: флюоритовое оруденение с галенитом и халькопиритом сменяется с глубиной галенитовым, затем медно-висмутовым и еще ниже кварц-гематитовым. Приводим характеристику месторождений субформации с использованием материалов А. М. Бакланова, И. К. Брагина, Е. К. Краснова, З. А. и Н. Н. Королевых, Т. М. Коцюбо, А. С. Кудрявцева, Л. М. Лурье, Э. Ф. Минцера, В. М. Мясникова, М. С. Сахаровой, Т. Ш. Шарифбаева, Т. Н. Шадлун, Б. Ф. Зленко и многих других.

Месторождение Канимансур сложено вулканогенными породами C_2—P (сферолитовые фельзит-порфиры, андезитовые порфириты, их туфы и туфобрекчии), залегающими моноклинально, прорванными дайками фельзит-порфиров и диабазовых порфиритов. Толща эффузивов разбита на тектонические блоки, перемещенные относительно друг друга. Рудные тела приурочены к разломам северо-восточного простирания, сопровождаются мощными зонами раздробленных и гидротермально-измененных пород, выполненных кварцем, баритом и сульфидами. Мощность околорудноизмененных пород до нескольких десятков метров. В них преобладают серицит, хлорит, кварц, слабее развиты карбонаты, ортоклаз, пирит и эпидот. Рудные тела в форме линз, лент, столбов имеют прожилковый, гнездовой, вкрапленный характер распределения минералов. По материалам Алмадонской ГРП (1969 г.) сверху вниз сменяются следующие основные типы руд: Ag—Zn—Pb, Pb—Cu-флюоритовый, Cu—Bi. Первый представлен жилами массивного галенита и вкрапленными телами с самородным серебром и аргентитом и распространен на глубину 300—400 *м* в кислых эффузивах. На глубине от 300 до 600 *м* в горизонте андезит-дацитовых порфиритов развиты тела массивного флюорита мощностью до 15 *м* с вкрапленностью галенита, халькопирита, примесью сульфидов висмута, сложных сульфосолей (Ag, Bi, Cu, Pb) и гематита (5—10%). Это второй тип. На глубине от 400 до 800 *м* в кислых эффузивах имеется зона окварцевания с гематитом, существенной вкрапленностью сульфидов и сульфосолей меди и висмута, блеклой рудой и примесью вольфрамита. Это третий тип. Главные компоненты руд — Cu, Pb, Bi, Zn, флюорит, второстепенные примеси: Au, Ag, W, Co и др. С глубиной, по-видимому, увеличится содержание минералов Cu и Bi.

Месторождение Адрасман уже отработано. Его площадь сложена субвулканическими кварцевыми порфирами P_2, выполняющими

жерло палеовулкана. Рудоконтролирующей структурой служил свинцовый разлом, с которым сопряжена Главная рудная зона протяженностью около 1 *км*. Наиболее крупное рудное тело было приурочено к сочленению Главного разлома со Свинцовым, имело раструбообразную форму, а на глубине около 200 *м* от поверхности переходило в столб. Сульфидная минерализация представлена сложной системой прожилков, гнезд и линз. На северо-востоке жильные рудные тела сменялись минерализованной зоной с расплывчатым контуром. В контуре интенсивно хлоритизированных, калишпатизированных и окварцованных пород с редкой вкрапленностью гематита и пирита находились жилы протяженностью в десятки метров при мощности 1 *м* и прожилки, сложенные кварцем, гематитом, хлоритом, пиритом, ортоклазом. Они пересечены полисульфидными прожилками медно-висмутовой стадии, сложенными кварцем, хлоритом, халькопиритом, Ag—Cu—Pb—Bi сульфосолями и эмплектитом.

Месторождение Тарыэкан расположено на северо-восточном крыле брахиантиклинали в тектоническом блоке, ограниченном Тарыэканским, Аксайским и Широтным разломами. Оруденение локализовано в разрывных нарушениях зоны Тарыэканского разлома среди флюидальных фельзит-порфиров, туфолав, кварцевых сферолит-порфиров, кварцевых фельзит-порфиров и кварцевых порфиров Р. Известно более 10 рудных зон. Зональность в распределении оруденения в пределах рудоносных разломов следующая: свинцово-цинковая минерализация сменяется с северо-востока на юго-запад медной, а затем кварц-гематитовой. В юго-западной части жилы баритовые, а в северо-восточной — кальцитовые. Сверху вниз в интервале до 400 *м* развит барит с флюоритом и галенитом, на глубине от 400 до 500 *м*—медно-висмутовые минералы, завершающиеся кварц-гематитовой минерализацией с висмутом.

Висмутовые минералы представлены айкинитом, висмутином, шапбахитом, берриитом и другими сложными сульфосолями. А. С. Кудрявцев и И. К. Брагин выделили следующие парагенетические ассоциации минералов (от ранних к поздним): кварц-гематитовую, кварц-висмутин-халькопиритовую, кварц-карбонат-баритсфалерит-галенитовую и карбонатную.

По Э. Ф. Минцеру, в главную кварц-гематит-сульфидную стадию сформировались медно-висмутовая и свинцово-цинковая минерализации. Их минеральные парагенезисы следующие: кварц-гематитовый, развитый в юго-западной части и на глубоких горизонтах центральной части месторождения; пирит-кварцевый, слабо проявленный в центральной части рудной зоны; кварц-халькопиритовый в центральной части зоны, слагающий крустификационные жилы, серии прожилков и гнезд или зоны вкрапленных руд; гематит-манганосидеритовый, выполняющий центральные участки жил; айкинит-галенитовый — главный продуктивный на висмут (Попова, Минцер, 1966). Этот парагенезис на юго-западном участке представлен в глубоких горизонтах айкинитом, в верних — айкинитом

и галенитом с преобладанием последнего. В центральной части зоны оба минерала присутствуют в приблизительно равных количествах, а на северо-восточном фланге резко преобладает галенит и практически исчезает айкинит. Во вторую стадию процесса сформировались баритовые жилы, пересекающие ранние сульфидные образования, а в третью—карбонатные.

В Pb—Cu—Bi — месторождениях Восточного Карамазара (Тарыэкан, Каптархана, Адрасман и др.) руды представлены сульфидами (висмутин, халькопирит, галенит) и сложными сульфосолями (Cu—Bi—S, Ag—Bi—S, Ag—Pb—Bi—Cu—S и др.) Висмутовые минералы образуют парагенезисы в трех ведущих ассоциациях: 1) гематит-халькопирит-висмутин-сульфосоли (айкинит, виттихенит, эмплектит, берриит и др.) — сфалерит-тетраэдрит-матильдит-галенит; 2) арсенопирит-пирит-висмутин-сульфосоли (группа бенжаминита, берриит, линдстрёмит, эмплектит) — халькопирит-борнит-сфалерит и 3) арсенопирит-пирит-сфалерит-халькопирит-борнит-блеклая руда-айкинит-галенит. Процесс рудоотложения начинался, как правило, с образования минералов, содержащих Fe или As (гематит, арсенопирит, пирит), и завершался сульфидами Ag, Pb и Zn.

Статистический анализ распределения Cu, Bi, Au и Ag в 351 пробе Тарыэкана (табл. 25) в вертикальном разрезе 162 *м* на трех условных горизонтах показал следующее: содержание Cu с глубиной увеличивается, максимальное среднее содержание Bi приходится на горизонт II, на I и III—приблизительно одинаково, но с некоторым уменьшением с глубиной; максимальное среднее содержание примеси Au, как и Bi, отмечено на горизонте II, но на III все же немного больше, чем на I, т. е. с глубиной оно уменьшается не так резко, как Bi, хотя тенденции у них сходные; Ag распределяется сходно с Au и Bi, но его накопление на горизонте II выражено значительно резче: среднее во много раз выше по сравнению с I и III; Ag, Bi и Au проявляют сходную тенденцию в распределении на глубину.

Статистический анализ распределения Bi, Cu, Ag и Au в рудах Каптарханы в интервале 120 *м* по двум условным горизонтам показал следующее: содержание Cu с глубиной существенно не меняется, Bi увеличивается в 1,5 раза, Au и Ag уменьшается.

По сравнению с Тарыэканом на Каптархане меньше средние содержания Cu, Bi, Ag и значительно меньше Au. В вертикальной колонке гидротермального оруденения Восточного Карамазара это месторождение занимает верхнее положение по отношению к Тарыэкану. Увеличение с глубиной содержания Bi и отсутствие изменения содержания Cu на первых двух горизонтах свидетельствуют о том, что вскрыты верхи месторождения.

Геохимическая особенность Bi в этих месторождениях—образование сложных сульфосолей Pb, Ag, Cu, Bi со структурами отложения, замещения и распада твердых растворов. Исследования показывают наличие в рудных телах месторождения Тарыэкан корре-

ляции Ag и Bi (рис. 16), а также зависимость между Au—Bi, Cu—Bi, Ag—Cu. Оценки связи приведены в табл. 26. Такая корреляция связана с образованием совместных сложных сульфосолей в условиях низкого давления при близповерхностном среднетемпературном рудоотложении. Связь же Au с Bi обусловлена совместным

Таблица 25

Статистические характеристики распределения главных компонентов и примесей в рудах медно-висмутовой формации

Компонент	Выборка	n	$\bar{x}$	S	V, %	Мода
Cu, %	I	31	2,35	2,44	103,81	0,47
	II	194	2,36	1,73	73,14	1,35
	III	126	2,47	2,20	88,98	0,78
	IV	351	2,39	1,96	87,62	0,74
	V	222	1,77	2,35	132,91	0,17
	VI	121	1,76	3,49	197,77	0,05
	VII	343	1,77	2,79	155,27	0,11
Bi, %	I	31	0,19	0,21	114,68	0,03
	II	194	0,23	0,26	111,06	0,04
	III	126	0,17	0,26	150,61	0,01
	IV	351	0,21	0,27	128,66	0,02
	V	222	0,09	0,09	101,60	0,02
	VI	121	0,16	0,27	163,93	0,01
	VII	343	0,11	0,13	120,27	0,01
Au, *г/т*	I	31	7,49	24,30	324,64	0,05
	II	194	10,27	25,33	246,77	0,15
	III	126	8,15	76,94	944,49	0,00
	IV	351	8,97	21,28	369,58	0,03
	V	222	0,37	0,65	173,21	0,02
	VI	121	0,27	0,33	122,73	0,03
	VII	343	0,33	0,51	153,02	0,02
Ag, *г/т*	I	31	475,12	522,91	110,06	79,52
	II	194	3994,75	45744,0	1145,10	0,59
	III	126	555,62	1009,37	181,66	20,68
	IV	351	570,65	731,24	128,14	60,52
	V	222	141,58	145,23	102,58	29,26
	VI	121	119,46	112,53	94,19	31,90
	VII	343	133,26	132,58	99,48	30,20

Примечание. Выборки I, II, III — условные горизонты Тарыэкана, IV — среднее, V, VI — условные горизонты Каптарханы, VII — среднее.

нахождением их минералов, часто самородное золото приурочено к висмутовым сульфидам и сульфосолям.

Математический анализ по программе парной корреляции для Тарыэкана показал положительные значимые связи между Bi, Cu, Ag, Au. Особенно сильная связь Bi—Cu (0,93) на условном горизонте II, для которого характерно широкое развитие медно-висмутовых сульфосолей (айкинита и др.), сильная связь Bi—Ag на III

горизонте (0,78) показывает присутствие Bi—Ag-сульфидов, что подтверждается минералогическими исследованиями. Значимая положительная связь Bi-Au и Cu-Au горизонта II свидетельствует о наличии включений Au в медно-висмутовых сульфосолях.

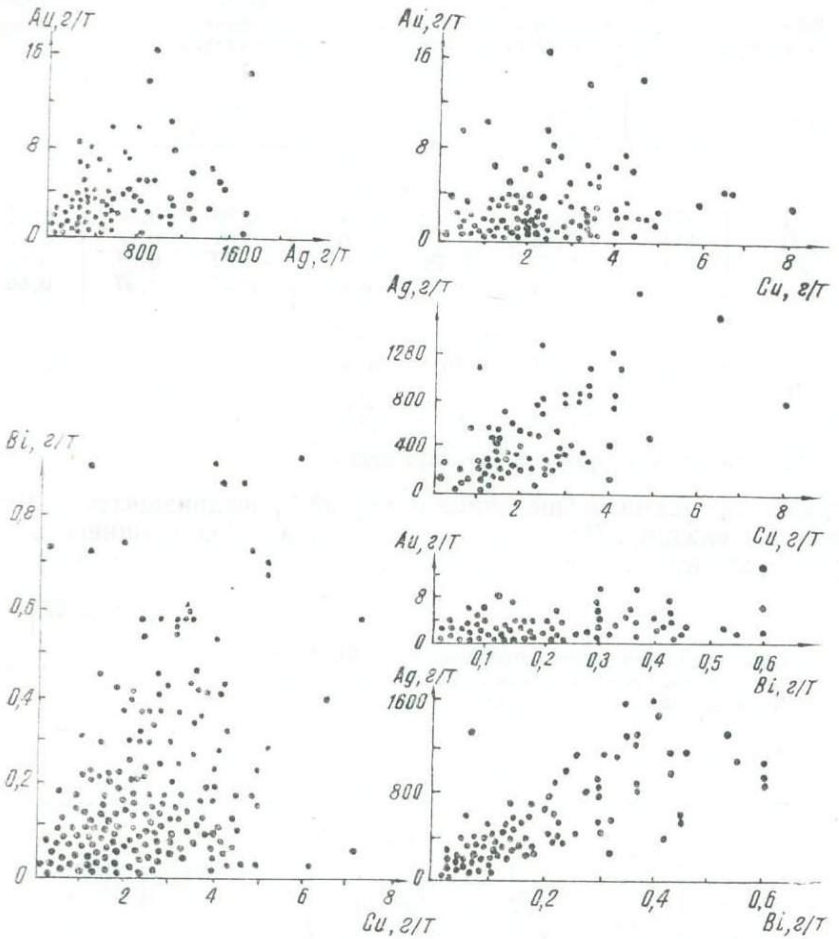


Рис. 16. Графики корреляции висмута с другими химическими элементами в медно-висмутовых рудах Тарынкана.

В Каптархане между теми же компонентами связь не проявлена. Только на верхнем горизонте она положительно значима в парах Bi-Ag и Bi-Au, что с учетом минералогических исследований свидетельствует о развитии Bi-Ag-сульфидов, содержащих вкрапленность самородного золота. Отношения элементов приведены в табл. 27.

Каракиинское рудопроявление (Каракия-Чилтенского рудного поля) висмута расположено в Чилтенской вулкано-тектонической депрессии, выполненной кислыми лавами оясайской свиты и силло-

Таблица 26

Коэффициенты парной корреляции Bi, Cu, Ag и Au в свинцово-медно-висмутовой рудной субформации Восточного Карамазара

Условный горизонт	n	Bi-Cu	Bi—Ag	Bi—Au	Cu-Ag	Cu-Au	Ag-Au
			Тарыэкан				
I	31	**—0,13**	0,33	0,22	**0,36**	0,30	**0,65**
II	194	**0,93**	—0,18	**0,60**	—0,01	**0,69**	**0,29**
III	126	0,07	**0,78**	0,10	**—0,22**	**0,21**	0,03
Общая	351	**0,56**	**0,83**	**0,66**	**0,57**	**0,47**	**0,68**
			Каптархана				
I	222	—0,04	**0,50**	**0,46**	0,20	—0,07	**0,46**
II	121	—0,45	0,17	0,39	—0,04	—0,21	0,17
Общая	343	—0,24	0,35	0,42	0,03	—0,12	0,38

Примечание. Выделены значащие связи.

образными телами субщелочных интрузий Р, внедрившихся по Чилтенскому разлому. Оруденение находится в зонах трещиноватости среди фельзитов и сиенит-порфиров. Чилтенская пологая интрузия

Таблица 27

Характеристика парных отношений Cu, Bi, Au и Ag свинцово-медно-висмутовой субформации Восточного Карамазара (на основе средних данных табл. 25)

Условный горизонт	Cu/Bi	Ag/Au	Bi/Ag	Cu/Ag	$\frac{Cu+Bi}{Au+Ag}$	Cu/Au
			Тарыэкан			
I	12	63	4	50	53	3133
II	10	389	0,6	6	6	2291
III	15	68	3	44	47	3012
Среднее	11	189	1,2	14	15	2655
			Каптархана			
I	20	383	6,4	126	131	4783
II	11	442	13	147	160	65185
Среднее	16	404	8,5	136	140	53636

играет роль экрана. Рудные тела представлены серицитизированной, хлоритизированной и окварцованной породой с прожилками и гнездами кварца с пиритом, гематитом, висмутином, галенитом,

сфалеритом, халькопиритом, редко баритом, флюоритом и другими минералами.

Статистический анализ Bi, Cu и Pb в рудных телах по пробам ГРП (табл. 28) показал, что распределение элементов не противоречит логнормальной зависимости. Средние значения Bi и Cu на поверхности рудопроявления выше, чем по штольне, а свинца — близки. Bi во всех рудных телах больше, чем Cu и Pb.

Таблица 28

Статистические характеристики распределения химических элементов Каракия-Чилтенского рудопроявления

Элемент	Выборка по рудным телам	Число проб	$\bar{x}$, %	S	V,%	Мода
Bi	1	22	0,32	0,30	93,82	0,09
	2	10	0,27	0,21	78,04	0,13
	3	45	0,37	0,50	135,79	0,03
	4	28	0,85	1,29	150,85	0,06
	Среднее					
	общее	105	0,45	0,57	126,19	0,05
	по поверхности	72	0,48	0,68	141,69	0,04
	по штольне	33	0,39	0,39	98,99	0,09
Cu	1	22	0,13	0,20	158,66	0,01
	2	10	0,28	0,31	108,67	0,05
	3	45	0,31	0,53	173,27	0,01
	4	28	0,11	0,11	103,05	0,02
	Среднее					
	общее	105	0,20	0,30	148,81	0,01
	по поверхности	72	0,21	0,36	171,61	0,01
	по штольне	33	0,18	0,20	107,68	0,03
Pb	1	22	0,14	0,15	104,49	0,03
	2	10	0,09	0,07	82,01	0,04
	3	45	0,08	0,07	90,95	0,02
	4	28	0,13	0,17	130,38	0,01
	Среднее					
	общее	105	0,10	0,11	102,23	0,02
	по поверхности	72	0,10	0,10	101,92	0,02
	по штольне	33	0,12	0,12	102,84	0,02

Корреляционный анализ рудообразующих элементов Каракии (табл. 29) показал сильную положительную связь Cu с Pb во всех рудных телах в их генеральной совокупности и на различных горизонтах. В парах Bi-Cu и Bi-Pb корреляция слабее, положительно значима она только в генеральной совокупности по всему рудопроявлению и в более однородных выборках по двум горизонтам (поверхность и штольня).

Сходство корреляционных матриц Cu-Bi Каракии и Тарыэкана, высокая значимость связи Cu-Pb в Каракие и наличие ее между Bi и Pb в сочетании с геологическими признаками свидетельствует о правомерности отнесения рудопроявления к Pb-Cu-Bi субформации медно-висмутовой формации.

Медно-висмутовая субформация представлена кварцевыми жилами с гематитом, халькопиритом, висмутином и пиритом в гранитах, гранодиоритах, дайках и реже эффузивах. Распределение жил подчинено структурному контролю: они расположены в оперяющих трещинах крутопадающих тектонических нарушений. Вертикальный размах оруденения не превышает 100—200 *м*. Висмутовая минерализация локализована преимущественно в верхних и средних частях жил и их апофиз, а медная—в средних и нижних. Характерны ассоциация сульфидов Cu и Bi с гематитом (Кызылгут,

Таблица 29

Коэффициенты парной корреляции Bi, Cu и Pb в Каракия-Чилтенском медно-висмутовом рудопроявлении

Выборка по рудным телам	n	Cu-Pb	Bi-Cu	Bi-Pb
1	22	**0,74**	0,13	0,01
2	10	**0,70**	—0,08	0,20
3	45	**0,56**	—0,01	—0,14
4	28	**0,70**	0,32	—0,02
Среднее				
общее	105	**0,55**	**0,37**	**0,42**
по поверхности	72	**0,52**	**0,31**	**0,40**
по штольне	33	**0,66**	**0,62**	**0,49**

Терекли, Киргизджон) или с пиритом (Новое, Нижний Саттарсай), отсутствие совместных сульфидов Cu и Bi, присутствие Cu только в форме халькопирита, а Bi — висмутина. Жилы этой субформации отличаются от жил Pb-Cu-Bi субформации значительно большим количеством кварца, отсутствием флюорита, галенита, сфалерита, совместных сульфидов Cu и Bi (или Pb—Cu—Bi), практически бессульфидностью руды и, вероятно, несколько большей глубиной формирования. Типичный представитель медно-висмутовой субформации — месторождение Кызылгут в северо-восточной части Кураминского хребта.

Месторождение Кызылгут сложено гранодиоритами C_2, гранодиорит-порфирами C_3—P, ксенолитами аляскитов $Д_1$ и дайками P—T, через которые проходит разлом, выполненный рудоносной кварцевой жилой «Главной» в сопровождении около 10 более мелких жил по оперяющим трещинам. При выклинивании жилы в корневой части расщепляются на несколько более мелких. Они сложены молочно-белым кварцем нескольких генераций с бедной вкрапленностью висмутина, бисмутита, бисмита, халькопирита, малахита, гематита и гидроокислов железа. Крупные жилы в осевой части содержат линзы крупнокристаллического кальцита или пластинчатого барита, в зальбандах расположена мелкозернистая кварц-кальцит-гематитовая порода.

Обогащенные гематитом участки имеют линзовидную форму, ширину до 2 *м*, протяженность до нескольких метров. Гематит часто нарастает на стенки трещин, образует прожилки совместно с друзовидным кварцем. Наиболее богаты Bi и Cu жилы мощностью 0,5—1 *м*, сложенные крустификационным и гребенчатым кварцем с гематитом и халькопиритом (рис. 17, 18), текстура руд вкрапленная и гнездовая. Халькопирит образует зерна размером до 2—3 *см*, а висмутин и бисмутит — кристаллы среднего размера 1,5 *мм*× ×0,1 *мм*. Висмуто-медная минерализация (висмутин, халькопирит) часто избирательно накладывается на мелкозернистую кварц-карбонатную метасоматическую породу и тогда в гнездах гематита наблюдаются иголочки висмутовых минералов и очень редкие зерна халькопирита.

Кварц-серицитовые изменения пород локально развиты вокруг жил. Мощность их не более 1 *м* и, как правило, в 10 раз меньше мощности жил. На поверхности рудные минералы значительно окислены: висмутин на 80% превращен в бисмутит, халькопирит на 30—40% замещен малахитом и гидроокислами железа, пирит окислен полностью, а гематит на 10—15%. В жилах имеются следующие минеральные ассоциации (от ранних к поздним): кварц-пиритовая, кварц-гематитовая, кварц-карбонатная, кварц-гематит - халькопирит-висмутиновая (продуктивная) и кварц-барит-гематитовая. Крупные жилы сложены кварцем I ассоциации с вкрапленностью пирита (5%). Bi распределен в жилах неравномерно, от тысячных долей до 9%. В 40% проб его более 0,1%, в 15—20—свыше 0,5 и в 3% проб — выше 1%. Концентрации Bi связаны с размещением в жилах халькопирит-висмутового минерального парагенезиса.

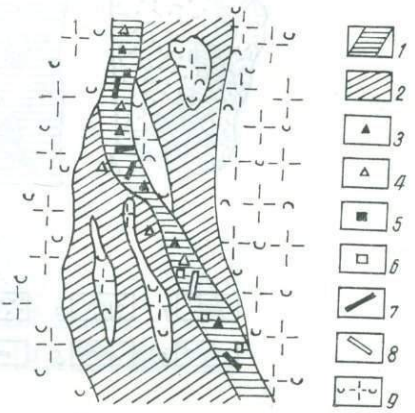


Рис. 17. Жила сливного крупнокристаллического кварца с прожилком кварц-халькопирит-висмутинового состава крустификационной и гребенчатой текстуры. Рудопроявление Киргизджон Кызылгутского рудного поля.

1 — кварц крустификационный и гребенчатый, *2* — кварц крупнокристаллический сливной, *3* — халькопирит, *4* — малахит, *5* — пирит, *6* — гидроокислы железа по пириту, *7* — висмутин, *8* — бисмутит, *9* — серицитизированные гранодиориты.

В кварцевых жилах имеется вертикальная зональность в распределении Bi: наиболее высокие содержания — в средних и переходных к верхним частям жил, а самые верхи и корневые части, обычно фиксирующиеся резким уменьшением мощности и разветвлением жилы на ряд маломощных составляющих, резко обеднены им. По данным Ю. В. Бородина, Э. А. Дунин-Барковской и В. П. Богатова (Бадалов, Голованов, Дунин-Барковская, 1971), висмутовая минерализация на Кызылгутском рудопроявлении локали-

зуется в интервале от 2100 до 2460 *м*. Однако максимальная концентрация оруденения отмечается в более узком интервале — 2240—2420 *м*, т. е. вертикальный размах ее не превышал 180—190 *м*. В некоторых жилах рудный диапазон еще меньше, не превышает 130—140 *м*. С глубиной соотношение Cu и Bi в жилах ме-

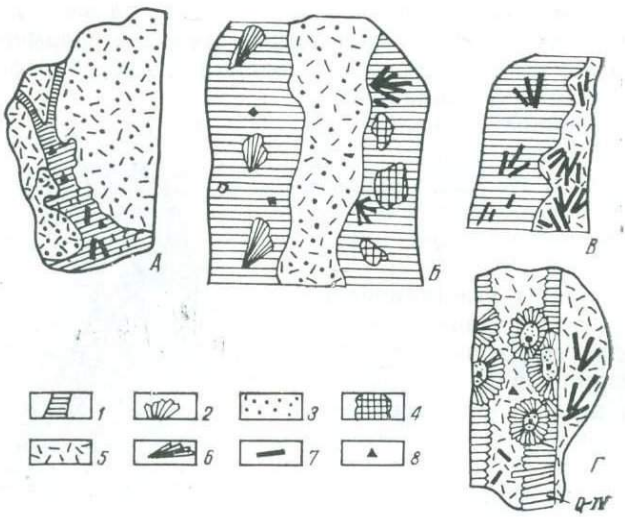


Рис. 18. Строение кварцевых жил с висмутином, гематитом и халькопиритом. Рудопроявление Кызылгут Кызылгутского рудного поля.

А — кварц-гематит-халькопиритовый прожилок с висмутином в кварц-карбонатной метасоматической породе (1/4 натур. велич.); Б — кварц-карбонатная мелкокристаллическая порода между двумя параллельными прожилками кварца с висмутином и гематитом (натур. величина); В — распределение висмутовых минералов (висмутин и бисмутит в кварце и гематите (ум. в 2 раза); Г — поперечный разрез кварц-гематит-халькопирит-висмутинового прожилка, видна избирательная приуроченность висмутина к скоплениям гематита в зальбанде прожилка (ум. в 2 раза).

1 — кварц плотный, *2* — кварц гребенчатый, *3* — мелкозернистая кварц-карбонатная метасоматическая порода, *4* — ячичная структура выщелачивания железистого карбоната, *5* — мелкочешуйчатый гематит, *6* — крупнокристаллический гематит, *7* — кристаллы висмутина и псевдоморфозы бисмутита по висмутину, *8* — зерна халькопирита.

няется в пользу Cu. По соотношению этих двух элементов определялась глубина эрозионного среза жил Кызылгута. Основная масса их отнесена к средним и корневым частям.

Ореолы рассеяния Bi и Cu вокруг жил совпадают (рис. 19). Ореол с содержанием Bi>0,0001% не превышает 10 *м* и соответствует мощности околожильного изменения. Зависимость содержаний Cu и Bi в жилах изучена по 117 бороздовым пробам: при повышенных содержаниях Bi повышена и Cu. Содержание Bi до 0,1% сопровождается более высокой концентрацией Cu—до 1%, 2/3 проб имеют до 0,2% Bi и до 1,2% Cu. В большинстве проб при содержа-

нии висмута от 0,2 до 1% имеется почти прямая пропорциональная зависимость между Bi и Cu. Парагенный характер связи этих элементов подчеркивается выделением их минералов только в одну общую стадию минерализации, а отсутствие резко выраженной прямой пропорциональной зависимости между их содержаниями обусловлено образованием не совместных сложных сульфидов меди и висмута, а самостоятельных минералов — халькопирита и висмутина, неравномерно распределенных по жилам.

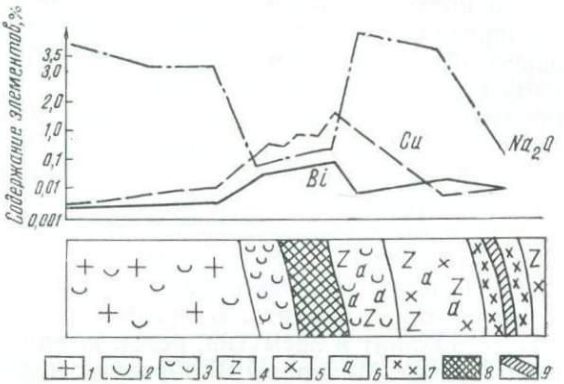


Рис. 19. Распределение Bi, Cu и Na в измененных вмещающих породах и кварц-гематит-халькопирит-висмутиновой жиле. Обобщающая схема, Кызылгут.

1 — гранодиорит — Р, *2* — серицитизация, *3* — серицитовая порода, *4* — дайка диабазового порфирита — Р—Т, *5* — хлоритизация, *6* — альбитизация, *7* — хлоритовая порода, *8* — рудная жила, *9* — гематитовый прожилок.

Примесь золота установлена в 10% проб из жил в количестве от 0,02 до 2,5 *г/т*, как правило, в связи с повышенным содержанием висмута, а в 5% проб отмечается и в измененных породах с кварцевыми прожилками в количестве до 0,58 *г/т*.

Геохимическая особенность руд Кызылгута — бедность элементами-примесями, среди которых Co—0,004, Ni—до 0,02%. В халькопирите Au<0,0n *г/т*, Ni<0,01%, Co—0,002%; в висмутине Au—0,01 *г/т*, Ag—200 *г/т*; в гематите Au и Ag<0,0n *г/т*; Se и Te<<0,0005%, в бисмутите Au—0,01 *г/т*, Ag—28 *г/т*, Se—0,0045%, Te—0,004%, Ni<0,01%, Co—0,002%, Bi—73,56%; в гидроокислах железа Au—0,0n *г/т*, Ag—0,0n *г/т*, Se—0,005%, Te—0,0005%, Ni—0,01%, Co — 0,053%, в малахите Ag и Au 0,0n *г/т*, Ni<0,01%, Co—0,002%.

Bi проявляет геохимическую связь с железом и медью парагенного типа, которая определяется парагенезисом висмутина с гематитом и халькопиритом. Подобный парагенезис — весьма характерная черта ряда гидротермальных проявлений Bi (Захтансайское, Терекли, Киргизджон и др.).

Минеральная парагенетическая ассоциация халькопирит—висмутин — гематит в кварцевых жилах заслуживает внимания как поисковый критерий на висмутовое оруденение.

Cu-Te-Bi субформация представлена рудопроявлениями Ташкескен в Чаткальском хребте, Узумлек и Новое в хребте Майгашкан. Обычно прожилково-вкрапленное оруденение в метасоматитах встречается среди зон дробления гранодиоритов или вулканогенно-осадочных пород. Распределение оруденения подчинено структурному контролю. Выделяются два типа руд: тетрадимит-гематит-халькопиритовый в кварц-калишпат-турмалиновых метасоматитах (Ташкескен) и тетрадимит-халькопиритовый в пропилитах с мушкетовитом и гематитом (Узумлек, Новое).

Для Ташкескенского рудопроявления характерны кварц-гематит (магнетит)-халькопиритовые ветвящиеся прожилки с вкрапленностью тетрадимита, айкинита и висмутина, иногда шеелита, расположенные в зонах турмалинизации, окварцевания, калишпатизации и гематитизации гранодиоритового интрузива. Минеральный состав этих зон исследовали В. Н. Аполлонов (1966), И. М. Голованов, Р. Назирова и др. Зоны отличаются обилием турмалина, мушкетовита, магнетита, гематита. В подчиненном количестве в них—халькопирит, айкинит и висмутин, редки шеелит, молибденит, тетрадимит и виттихенит. Минералы Bi образуют мелкие зерна размером 1—2 *мм* в поперечнике, редко до 5 *мм*. Отношение Bi к Cu составляет 1:4,5, сопутствующие полезные компоненты — W и Te. И. М. Голованов выделил следующие парагенетические ассоциации: адуляр-альбитовую, турмалин-хлорит-серицитовую, кварц-магнетит-гематитовую, кварц-шеелитовую, халькопирит-висмутин-айкинитовую, кварц-флюорит-цеолитовую.

Рудопроявление Узумлек находится в Майгашканской вулканотектонической депрессии в зоне Узумлекского разлома, проходящего по контакту вулканогенно-осадочных пород C_3—P_1 шурабсайской свиты с прорывающей их крупной жерловиной (4—6 *км*) кызылнуринского палеовулкана P_2, выполненной лавами, туфами и лавобрекчиями кварцевых порфиров (по В. П. Пономареву).

Рудовмещающая структура — зона Узумлекского разлома мощностью 250—300 *м*, состоящая из системы сближенных, субпараллельных трещин с интенсивной пропилитизацией и рудной минерализацией. Рудная зона представляет линейно вытянутый штокверк с неравномерным медно-висмутовым оруденением: богатые гнезда халькопирита и тетрадимита встречаются среди бедных прожилково-вкрапленных руд в пропилитах с калишпатом и гематитом.

По минеральному составу в гипогенных рудах нами выделены вкрапленно-прожилковый халькопирит-тетрадимитовый тип в калишпатизированных и гематитизированных пропилитах, вкрапленно-гнездовый халькопирит-тетрадимитовый в окремненной породе, штокверково-гнездово-прожилковый борнит-халькопиритовый в скарноидах (участок Кунакбай).

Характерно почти полное отсутствие гидротермального кварца. Крупные гнезда тетрадимита размером до 5 *см* сопровождаются небольшим количеством розового халцедоновидного кварца. Выделены следующие минеральные ассоциации: гранат-амфибол-полевошпат-эпидотовая, эпидот-серицит-хлоритовая, магнетит-борнит-халькопиритовая, калишпат-гематит-тетрадимит (висмутин)-халькопиритовая, кварц-халькопирит-тетрадимитовая и хлорит-пиритовая. На южном участке Кунакбай и северном Бельдерсай преобладают скарноиды с медной минерализацией и невысокими содержаниями Bi (мушкетовит-борнит-халькопиритовая ассоциация), а на центральном участке в пропилитах (эпидот-серицит-хлоритовая ассоциация) размещается прожилково-вкрапленная Cu—Te—Bi — минерализация: калишпат-гематит-тетрадимит-халькопиритовая и ниже — кварц-халькопирит-тетрадимитовая ассоциации. Еще глубже штольня подсекла хлорит-пиритовую жилу. Зональность отмечается также В. П. и К. К. Пономаревыми.

Главные элементы руд — Cu, Bi, Te, примеси — Se, Au, W (табл. 30). Bi распределен крайне неравномерно — от 0,00n% до целых процентов в тетрадимитовых гнездах. В гипогенном процессе он на 90% сосредоточен в тетрадимите, а 10%—в висмутине, в гипергенном 70—80%—в теллуратах Bi и 30—20%—в бисмутите. При отсутствии кварца и карбонатов в окисленных рудных телах Bi переходит из теллурида в теллурат. Среднее содержание Te в различных типах руд колеблется от 0,004 до 0,23%. В сульфидных полуокисленных соотношение Bi к Te в среднем около 9, колеблется от 1 до 65 раз, а в окисленных в среднем 4, от 1 до 40 раз. На соотношение Bi и Te в рудах существенно влияют гипергенные процессы с образованием теллуратов, бисмита, реже бисмутита. В зоне гипергенеза содержания Bi ниже, чем в гипогенных рудах. В целом преобладает K над Na, Cu над Bi, Bi над Te, Se и Au, а Te над Se и т. д. Корреляция элементов слабая, более заметна она у Bi с Te. В тетрадимите и теллуратах Bi содержится около 1% примеси Pt. Ореолы рассеяния Te в десятки раз шире, чем у Bi, и могут использоваться в качестве поискового критерия на висмуто-теллуридное оруденение.

Теллур обычно в мировой практике извлекается попутно из руд других металлов при содержании 0,001%. Проведенное нами штуфное опробование различных типов пород и руд показало присутствие его от тысячных до десятых долей процента, а в рудных телах преимущественно до сотых долей. Поэтому Узумлек рекомендуется к дальнейшему изучению на комплексное Te—Cu—Bi оруденение с примесью Pt, Se, Au и W. Необходимо провести исследование по извлечению Te из окисленных и полуокисленных руд и измененных пород Узумлека.

В Узумлекском рудном поле гипсометрически ниже Узумлекского месторождения вертикально залегают кварц-гематит-халькопиритовые жилы с висмутином рудопроявления Катта-Карабаш. Характеристика его комплекса химических элементов приведена в

табл. 30. Корреляционная зависимость между химическими элементами слабая, но все же имеет тенденцию к прямой, а не обратной. Судя по халькопирит-тетрадимитовому парагенезису, вскрытая часть Узумлека представляет верхи месторождения и не исчерпы-

Таблица 30

Содержание химических элементов (%) и их соотношение в рудах и измененных породах рудопроявлений Узумлекского рудного поля (*n*-55)

Номер	Bi	Cu	Te	Se	FeO	Fe_2O_3	K	Na	Zn	S
1	0,23	1,35	0,046	0,003	3,8	9,3	2,1	0,39		2,65
2	0,12	6,44	0,038	0,004	6,4	31	2,2	0,26	0,007	0,39
3	0,004	0,03	0,001	0,001	2,1	7,7	1,3	0,97	0,003	0,28
4	0,052	10,1	0,008	0,001			0,9	0,72		6,89
5	0,002	0,08	0,007	0,003	2,4	5	3,2	0,8	0,002	0,06
6	0,002	0,16	0,004	0,005	1,5	5	4,3	0,6	0,002	0,10
7	0,003	0,03	0,001	0,001	4,1	9	2,7	1,6	0,005	0,17

Номер	Au, *г/т*	$\frac{Cu}{Bi}$	$\frac{Bi}{Te}$	$\frac{Bi}{Se}$	$\frac{Te}{Se}$	$\frac{Au}{Te}$	$\frac{Au}{Se}$	$\frac{K}{Na}$	$\frac{K}{Bi}$	$\frac{Fe_2O_3}{FeO}$
1	0,09	6	5	77	15	2	30	5	9	1
2	0,19	53	3	30	10	5	48	9	18	5
3	—	7	3	8	2,6			1,4	340	3,7
4	0,1	94	6,5	37	5,7	13	72	1,3	18	
5	0,01	41	0,3	0,7	2	1	2,7	3,9	1620	3
6	0,02	80	0,5	0,4	1	6	4,9	7,1	2130	3
7	0,01	11	2,3	4,3	2	5	8,6	1,6	883	2

Примечание. 1 — Тетрадимит-халькопиритовые руды; 2 — окисленные медно-висмутовые руды (рудопроявление Узумлек); 3 — скарноиды с халькопиритом (Узумлек, участок Кунакбай); 4 — кварцевые прожилки с халькопиритом, висмутином и бисмутитом (рудопроявление Катта-Карабаш); 5 — серицитизированные и хлоритизированные породы; 6 — околорудно-калишпатизированные (Узумлек); 7 — серицитизированные и хлоритизированные околожильные (Катта-Карабаш).

вает его перспектив. Ниже можно ожидать кварцевые жилы с висмутином и халькопиритом типа Катта-Карабашского соседнего рудопроявления.

Кварц-висмутиновая жильная формация

Развита преимущественно в Верхнекандаганском рудном поле. Она представлена кварцевыми жилами и прожилками с крупнокристаллическим висмутином (Верхний Кандаган и Кандаган-Куяндинское), сложнопостроенными брекчированными флюорит-барит-кварцевыми жилами с гематитом и тонкоигольчатым висмутином

(Верхнекуюндинское, Кандаган-Кузгунташское, жила Головина—Бородина и др.), приуроченными к оперяющим трещинам Кенкольского разлома в гранитоидных породах. Bi находится в виде висмутина и бисмутита.

Верхнекандаганское рудопроявление изучалось Л. Г. Луниной, Д. П. Ляшкевичем, автором и др. Среди аляскитовых гранитов и гранодиоритов, адамеллитов и кварцевых диоритов C_2, прорванных дайкообразными телами гранит-порфиров, диоритовых порфиритов P и др., в зоне серицитизированных, хлоритизированных, слабоокварцованных пород протяженностью 1—1,4 *км* расположены кварцевые, кварц-флюоритовые, кварц-гематитовые и флюоритовые жилы мощностью от 0,1 до 1 *м*, длиной до сотни метров. Кварц молочно-белый, крупнокристаллический. Жилы сложнопостроенные, часто с выраженной полиасцендентной зональностью. Кроме кварца, в них имеется белый и сиреневый флюорит, белый и розовый барит, гематит, пирит, игольчатый и крупнокристаллический висмутин, замещающийся бисмутитом и бисмитом.

На участке «Хрустальный штокверк» в аляскитовых гранитах жилы сложены крупнокристаллическим полупрозрачным и молочно-белым кварцем с единичными кристаллами пирита и гигантокристаллами висмутина размером до 15 *см* в длину и 2—3 *см* в поперечнике. Другие жилы имеют более сложное строение: флюорит и барит раздроблены и сцементированы кварцем с тонкоигольчатым висмутином, который, в свою очередь, рассекается параллельно жиле прожилками гематита . Встречаются жилы, сложенные в зальбандах кварцем с висмутином, затем зоной с флюоритом, а в осевой части—гематитом с отчетливым дроблением между зонами. В кристаллах висмутина из различных жил встречаются микровключения самородных золота, висмута и тетрадимита. Распределение Bi в жилах неравномерное. С этими жилами сходны Кандаган-Куяндинская, Юбилейная и др.

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ ВИСМУТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В НИХ Bi

Висмутовому оруденению сопутствуют гидротермальные изменения вмещающих пород двух типов: предрудное площадное изменение и околожильное (табл. 31).

Первый тип — площадные метасоматиты (гумбеиты Устарасая, пропилиты Узумлека, кварц-ортоклаз-турмалиновые метасоматиты Ташкескена) развиты в осадочно-терригенных и осадочно-вулканогенных породах вдоль многочисленных трещин в зонах дробления или разломов в связи с мышьяково-висмутовым и медно-теллур-висмутовым рудоотложением (рис. 20). Мощность зон изменения измеряется десятками метров, протяженность — сотнями.

Второй тип — маломощные оторочки кварц-серицитового состава вокруг кварцевых жил с висмуто-медным оруденением (Кызылгут и др.), калишпат-серицит-хлоритового — вокруг кварц-

Таблица 31

Метасоматические процессы в связи с висмутовым рудоотложением в Чаткало-Кураминских горах

Тип процесса		Тип оруденения	Вмещающие породы	Пример
ранняя стадия (щелочная)	стадия выщелачивания (кислотная)			
Магнетитовое оруденение в скарнах	Тремолитизация	As-Bi в скарнах с магнетитом	Скарны на контакте гранодиоритов и карбонатных пород	Чокадамбулак
—	Гумбеитизация площадная, околотрещинная и локальная околожильная	Bi и W—Bi-в кварцевых жилах и пирротиновых залежах, As—Bi (залежи)	Термально-метаморфизованные осадочно-терригенные породы (переслаивание роговиков, известняков, доломитов и др.) со слабым скарнированием	Устарасай, Бричмулла
—	Пропилитизация, калишпатизация, турмалинизация, площадные, околотрещинные	Cu-Te-Bi-прожилково-вкрапленное в метасоматитах с гематитом и магнетитом	Туфопесчаники и эффузивы среднего и кислого состава, гранодиориты	Узумлек, Ташкескен
—	Серицитизация, хлоритизация, калишпатизация, околожильные	Cu-Bi-, Pb-Cu-Bi- и флюорит-висмутовое в кварцевых и сульфидных жилах, прожилках и гнездах	Кислые и средние эффузивы и гранитоиды	Группа месторождений Восточного Карамазара, Кызылгут, Кандаган и др.
—	Грейзенизация околожильная	Te-Bi- и Bi-W-в кварцевых прожилках и грейзенах	Граниты	Юрино, Акбулак, Ташсай

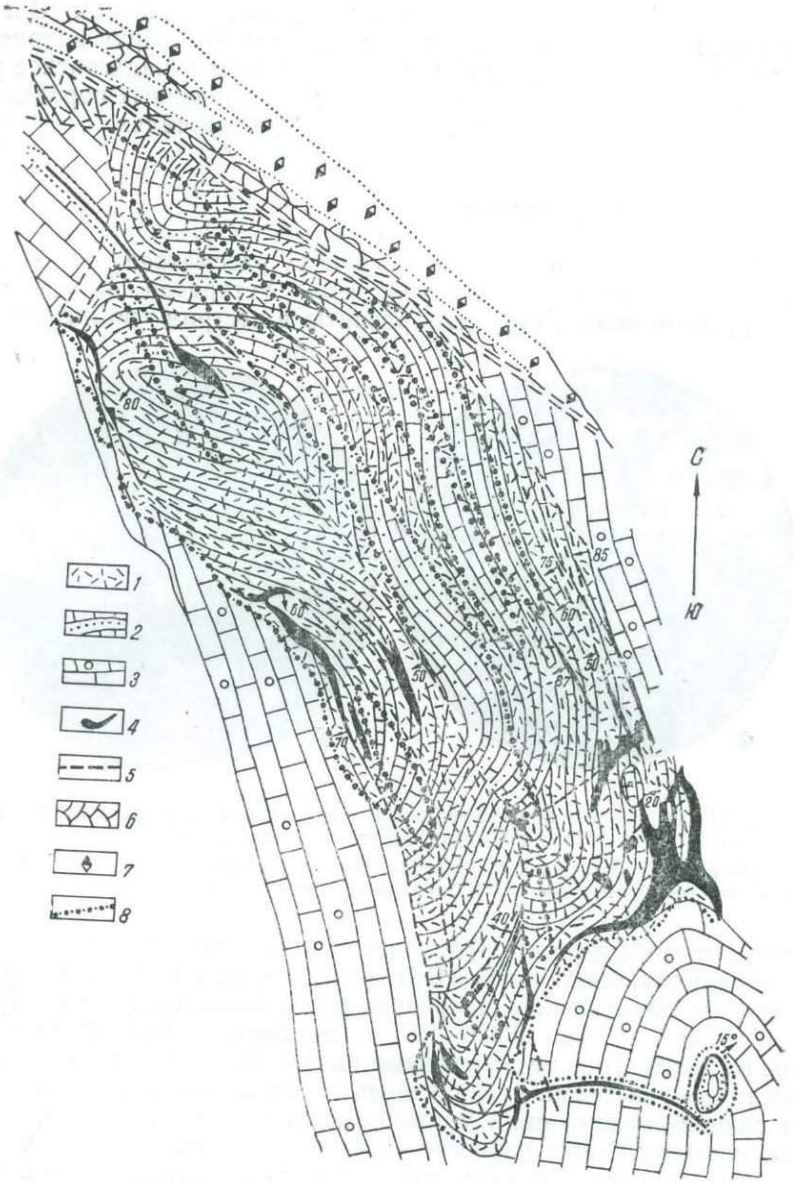


Рис. 20. Геологическая схема распределения метасоматитов в породах $Д_3$ fr—fm центрального участка месторождения Устарасай. М-б 1:500, рис. значительно уменьшен.

1 — метасоматиты, *2* — метаморфизованная карбонатно-роговиковая толща $Д_3$ fr—fm, *3*—слабо тремолитизированный мраморизованный известняк $Д_3$ fr—fm, *4* — рудные тела, *5* — тектонические нарушения, *6* — зона дробления, *7* — гидротермальные анкериты в зоне Среднеустарасайского разлома, *8* — границы метасоматитов.

колчеданных прожилков с медно-висмутовым оруденением (Восточный Карамазар), кварц-хлорит-серицитового — вокруг кварцевых и кварц-флюоритовых жил с висмутином (Верхнекандаганское рудное поле). В обоих типах содержание Bi в измененных породах выше, чем в неизмененных, но ниже, чем в рудных телах.

Гумбеиты и их висмутоносность

Характер поведения Bi в гумбеитах рассмотрен на примере мышьяково-висмутового месторождения Устарасай Бричмуллинского рудного поля. Гумбеиты развиты в пестром по литологиче-

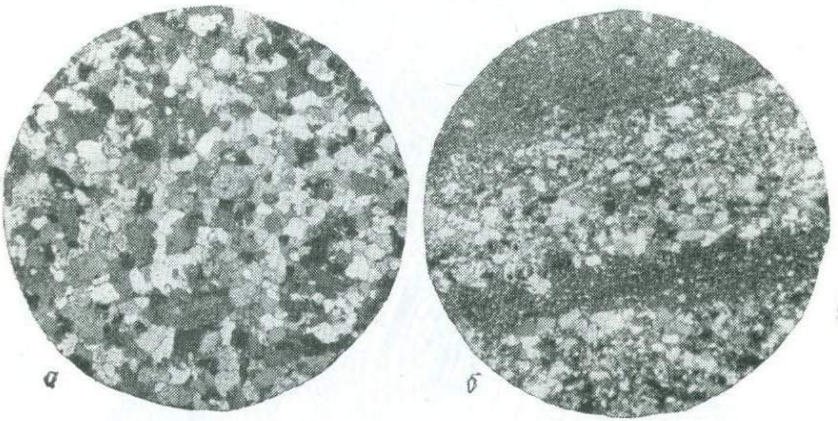


Рис. 21. Осадочно-терригенные метаморфизованные породы, Устарасай. Прозрачн. шлифы, ув. 64х, николи +.

а — роговик алевролитовый калишпат-кварц-кальцитового состава, *б* — тонкополосчатый пелито-алевролитовый роговик кварц-калишпатового состава.

скому составу горизонте тонкопереслаивающихся известняково-доломито-роговиковых пород (D_3fr—fm), которые изменены под воздействием Чаватинского интрузива и его жильных фаций (Дунин-Барковская, 1966 а, 1969 б, 1975 а; Воронич, Дунин-Барковская, Хорват, 1970). При метаморфизме алевролитистые и доломитистые известняки участками превратились в калишпат-, тремолит- и иногда скаполитсодержащий мрамор, алевролиты, пелитолиты и их карбонатсодержащие разности — в роговики, иногда с гнездами и полосами диопсидовых скарноидов, кварцевые песчаники — в кварциты, доломиты имеют включения кальцита и тремолита и т. д. (рис. 21). В метаморфических породах D_3fr—fm среднее содержание висмута равно 0,016 (128 штуфных проб, отобранных при минералогической съемке поверхности месторождения и штольни горизонта 1097 *м*). В карбонатных породах Bi меньше (0,014%), чем в алюмосиликатных (0,018%).

С учетом того, что 47% проб (табл. 3) приходится на долю карбонатных и 53% алюмосиликатных пород (из них примерно 70% алевролитовых и 30% пелитовых), и с учетом их распространенности в разрезе, считаем, что Bi несколько больше рассеяно в алюмосиликатных породах, чем в карбонатных. Не всегда четко отграничиваются участки воздействия гидротерм и термального мета-

Таблица 32

Содержание висмута в метаморфических породах Устарасая, %

Возраст пород	Порода	Висмут. %	Число проб
D_3fm	Мраморизованный известняк	0,008	14
$D_3fr—fm$	Мраморизованный известняк доломитистый	0,018	35
	Доломит кальцитизированный	0,008	1
	Мраморизованный алевролитовый известняк	0,012	24
	Роговик алевролитовый с примесью карбонатного материала	0,015	24
	Роговик алевролитовый	0,014	8
	Роговик пелито-алевролитовый и пелитовый	0,011	21
	Роговик аргиллитовый с примесью карбонатного материала	0,014	6

морфизма. Поэтому повышенные содержания Bi, Pb, Cu, As и Zn, вероятно, обусловлены наложенными слабыми ореолами рассеяния (табл. 33). Содержание свинца в карбонатных породах немного выше, чем в алюмосиликатных. В метаморфических породах основная часть Bi присутствует в виде висмутина, мельчайшие кристаллы которого встречены в тяжелых фракциях всех проб-протолочек. Небольшая часть Bi рассеяна в породообразующих силикатах и алюмосиликатах, где он улавливается спектральным анализом, но форма нахождения в них неясна.

Гумбеиты. Термин «гумбеитизация» введен Д. С. Коржинским для обозначения уникального низкотемпературного анкерит-ортоклазового замещения вокруг кварц-шеелитовых жил гранодиорит-сиенитового массива в бассейне р. Гумбейки, где для гумбеитов характерны калишпат, анкерит, флогопит, неустойчивы тремолит и актинолит. На основе теоретического расчета по диаграммам «состав—парагенезис» при условии избыточных SiO_2 и FeS_2 при гумбеитизации гипербазитов предположен парагенезис: тальк+анкерит+ортоклаз (Коржинский, 1955). Маломощные гумбеитовые жилы встречены также Г. Х. Кливлеем в сиенитовых породах свинцово-цинкового месторождения Кургашинкан.

Рудные элементы в метаморфизованных породах девона со слабыми гидротермальными изменениями (месторождение Устарасай), %

Первичная порода	Метаморфическая порода со слабыми гидротермальными изменениями	Bi	Pb	Cu	As	Zn	К—во проб
Известняк D_3fm Доломит D_3fr-fm	Мрамор, крупнозернистый с тремолитом	0,008	0,006	0,005	0,008	0,003	14
	Доломит микрозернистый, кальцитизированный, слабо тремолитизированный	0,008	0,02	0,11	0,2	0,008	1
Известняк доломитистый $D_3fr—fm$	Известняк мелкозернистый, мраморизованный, тремолитизированный и флогопитизированный	0,014	0,003	0,008	0,006	0,002	18
	Известняк мелкозернистый мраморизованный, флогопитизированный с доломитизированными кристаллами тремолита	0,013	0,05	0,025	0,02	0,001	6
	Известняк мелкозернистый, мраморизованный, интенсивно доломитизированный и слабо тремолитизированный	0,01	0,002	0,008	0,008	0,001	3
	Мрамор среднезернистый с доломитизированными кристаллами тремолита	0,023	0,03	0,01	0,006	0,001	7
	Известняк мелкозернистый, мраморизованный, слабо окварцованный, иногда флогопитизированный	0,11	0,02	0,02	0,008	0,001	1
Известняк алевритистый $D_3fr—fm$	Мрамор калишпатизированный со следами регенераций калишпата	0,002	0,42	0,008	0,02	0,002	4
	Мрамор калишпатизированный, тремолитизированный с регенерированным калишпатом	0,011	0,006	0,005	0,005	0,001	16
	Мрамор калишпатизированный, флогопитизированный, с регенерированными зернами калишпата	0,019	0,03	0,006	0,006	0,001	4
Алевролит известковистый D_3fr-fm	Роговик алевролитовый кварц-калишпат - кальцитового состава	0,015	0,34	0,05	0,008	0,001	18
Алевролит $D_3fr—fm$	Роговик алевролитовый кальцит-калишпат - кварцевого состава	0,015	0,008	0,008	0,02	0,004	6
	Роговик алевролитовый калишпат-кварцевого состава	0,014	0,008	0,008	0,01	0,002	8

Продолж. табл. 33

Первичная порода	Метаморфическая порода со слабыми гидротермальными изменениями	Bi	Pb	Cu	As	Zn	К—во проб
Алевролит пелитовый D_3fr-fm	Роговик пелито-алевролитовый кальцит-кварц-калишпатового состава	0,018	0,003	0,008	0,02	0,001	6
	Роговик алевролито-пелитовый слюдисто-кальцит-калишпат-кварцевого состава	0,009	0,006	0,006	0,03	0,001	15
Пелитолит D_3fr-fm	Роговик аргиллитовый кварц-калишпатового состава, карбонатизированный	0,072	0,008	0,006	0,02	0,001	5
	Роговик аргиллитовый кварц-слюдистого состава, карбонатизированный	0,02	0,005	0,003	0,04	0,001	1

Весьма своеобразные и близкие к гумбеитам кварц-калишпат-флогопит-анкерит-тремолитовые метасоматиты широко развиты по карбонатно-терригенным породам Бричмуллинского рудного поля (Дунин-Барковская, 1966, 1969, 1975; Воронич, Дунин-Барковская, Хорват, 1970; Бадалов, Голованов, Дунин-Барковская, 1971). Они сопровождают кварц-шеелит-висмутиновые жилы, висмутин-пирротиновые залежи с шеелитом, кварц-анкерит-галенит-сфалерит-буланжеритовые прожилки, кварц-анкерит-арсенопиритовые залежи (Устарасай, Бричмулла) и прожилково-вкрапленное шеелитовое оруденение (Дайковое). В связи с новыми данными дано расширенное определение *гумбеитов* как породы средне-низкотемпературной метасоматической формации *кварц-слюдисто* (флогопит, тальк, хлорит)-*карбонат* (анкерит, сидерит, кальцит)-*амфибол* (тремолит-актинолит)-*калишпатового* (адуляр, микроклин) состава, образовавшейся в связи с воздействием гидротермальных растворов на осадочные и магматические породы калий-магний-кальций-кремниевого состава.

Формирование метасоматитов на Устарасае, как и рудных тел, определялось сочетанием структурного и литологического факторов. Роль первого выразилась в их развитии вблизи тектонических нарушений. Зоны крупных разломов интенсивно анкеритизированы, более мелкие разломы и трещины, часто выполненные рудоносными кварцевыми жилами, имеют оторочки кварц-анкерит-калишпат-флогопит-тремолитового состава. Вокруг одиночных крутопадающих трещин породы изменены на 10—50 *см,* при сближении нескольких трещин или оперении их сетью трещиноватости — до 2—3 и даже 20 *м,* а в зонах дробления — до нескольких десятков метров. Метасоматоз активно развился в участках пересечения рудоносными разломами контактов пород контрастного состава, особен-

Химический состав осадочно-терригенных и метасоматических пород Устарасая

Номер	SiO_2	Fe_2O_3	FeO	FeS_2	Al_2O_3	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	CO_2	SO_3	TiO_2	MnO	P_2O_5	$-H_2O$	$+H_2O$	$S_{общ}$
Осадочно-терригенные метаморфизованные породы																	
1	6,2	0,89	0,20		1,86	50,07	0,89	0,11	0,40	38,35	0,05	0,06	0,36	0,01	0,42	0,41	0,9
2	7,62	1,20	2,40		1,25	29,35	17,40	0,20	0,76	37,57	0,09	0,07	0,41	0,04	0,25		1,34
3	26,34	1,07	2,23		4,88	29,02	8,06	0,16	1,80	23,65	0,02	0,29	0,29	0,12	0,52		0,02
4	51,98	1,69	1,63		7,49	16,56	3,86	0,15	2,45	11,31		0,39	0,16	0,10	0,15	1,35	0,34
5	82,85	0,24	2,15		3,73	3,22	1,51	0,20	1,65	2,09		0,27	0,05		0,05	1,21	0,57
Метасоматические породы																	
6	26,88	0,59	1,94	0,42	5,5	33,1	5,59	0,10	1,4	19,52	0,23	0,2			1,89	1,66	
7	67,29	8,40	5,26		7,31	3,80	3,33	0,07	1,35	0,00		0,19	0,27		2,30	1,19	
8	25,60	0,38	1,98	0,97	9,36	27,10	9,00	0,09	2,92	18,20	0,00	0,33			0,25	3,13	
9	54,95	2,83	0,49	2,19	4,67	14,9	2,46	0,08	3,03	11,29	0,00	0,33			0,38	2,85	
10	55,63	0,24	2,23		12,43	5,33	5,64	0,21	8,42	6,49		0,59			0,20	2,00	
11	49,57	3,56	5,26		4,94	18,80	11,70	0,80	1,54	3,26		0,01			0,60		
12	51,69	1,52	2,33		7,85	13,32	6,14	0,23	4,57	11,22		0,49					
13	68,57	0,01	1,47	2,2	8,41	3,80	3,18	0,14	4,08	3,62	0,33	0,62			0,07	3,30	
14	49,37	3,30	3,30	7,39	12,41	3,10	8,95	0,06	4,98	2,29	0,00	0,50			0,13	3,55	
15	53,1	0,16	1,09	1,90	10,46	12,25	4,74	0,09	4,51	3,62		0,58	0,15	0,12	0,23	3,51	1,02

Примечание. 1 — Метаморфизованный известняк D_3fm (четыре анализа); 2 — доломит D_3fr—fm с редкими кристаллами тремолита и флогопита; 3 — алевролито-карбонатная порода D_3fr—fm кварц-калишпат-доломит-кальцитового состава; 4 — роговик алевролитовый D_3fr—fm калишпат-карбонатно-кварцевого состава (среднее из четырех проб); 5 — кварцит D_3fr.

Метасоматиты по известняку и алевритисто-доломитистым разностям: 6 — калишпат-тремолит-карбонатная порода; 7 — тремолит-пироксеновая; 8 — карбонат-тремолит-флогопитовая; 9 — карбонатно-флогопитовая; 10 — тремолит-флогопитовая; 11 — калишпат-флогопит-кварц-тремолитовая; *по известняково-доломитистому алевролитовому роговику:* 12 — флогопит-карбонатно-калишпат-кварцевая; *по роговику алевролитовому:* 13 — калишпат-хлорит-кварцевая (два анализа); 14 — калишпат-флогопит-кварцевая (два анализа); *по роговику известково-аргиллитовому:* 15 — карбонат-калишпат-кварцевая (два анализа). Пустые клетки — нет определения.

но пластов роговиков с пластами доломитистых известняков или даже всего «переходного» горизонта с вышезалегающими известняками. Благоприятно также пересечение межпластовых отслоений в породах однотипного состава, возникших в связи с микроскладчатостью и гофрировкой пластов (микроантиклинальные структуры и др.). Развитие метасоматитов увеличилось при пересечении рудоносной трещинной структуры отслоения под крутым углом, а при пологом или даже согласном — экранировалось напластованием пород, особенно роговиками по алевролитам и кремнистым аргиллитам, имеющими неблагоприятный для замещения литологический состав. По С. В. Ежову, наиболее благоприятны доломиты.

Литохимический фактор выразился во влиянии химического и минерального состава, объемного веса, пористости и трещиноватости вмещающих пород на минеральный состав и интенсивность образования метасоматитов. Метасоматоз проявился во всех тонкопереслаивающихся породах «переходного» горизонта, богатых Ca, Mg, K, Si, Al, Co_3^{2-} и др. (табл. 34), но наиболее интенсивно по тонкослоистым карбонатным алевролитистым породам. Кварциты, монолитные роговики, массивные грубослоистые известняки D_3fm, состоящие на 94% из $CaCO_3$, замещены слабее. На поверхности метасоматиты занимают площадь 150×70 *м*.

Минеральный состав метасоматитов определяется соотношением ведущих нерудных минералов: тремолита, флогопита, кальцита, кварца, калишпата, анкерита (рис. 22—25), дополняемых второстепенными: хлоритом, пироксеном, актинолитом, скаполитом, сидеритом, тальком. Акцессории—сфен, рутил, реже циркон, апатит и турмалин. Перечисленные минералы развиваются избирательно по определенным типам пород: калишпат по роговикам в количестве до 40%, тремолит — по доломитистым и алевролитистым известнякам и доломитам до 50%, по карбонатсодержащим роговикам до 10% (почти отсутствует в чистых алюмосиликатных роговиках), флогопит — преимущественно по доломитам (до 70%) и также по карбонатным разностям роговиков.

Пироксен — более редкий реликтовый минерал, , но иногда (штольня 12) он встречается в количестве до 30% гнездами в 5—6 *см* по алевролитисто-карбонатным породам. Пластинчатые кристаллы диопсида размером до 3×0,3 *см* слагают радиально-лучистые гнезда в спутанно-волокнистом агрегате амфибола тремолит-актинолитового ряда. Полосы амфибол-пироксенового состава шириной в 2—3 *см* перемежаются с амфиболовыми и амфибол-флогопитовыми с вкрапленностью пирротина (обр. 3390).

Анкерит (до 70%), сидерит (до 15%) и кальцит (до 50%) развиты по карбонатсодержащим породам. Чувствительны к составу исходных пород новообразованные акцессории: сфен имеется в апокарбонатных метасоматитах, рутил—в апоалюмосиликатных, в смешанных типах присутствуют оба, причем при преобладании карбонатности породы сфена больше, чем рутила.

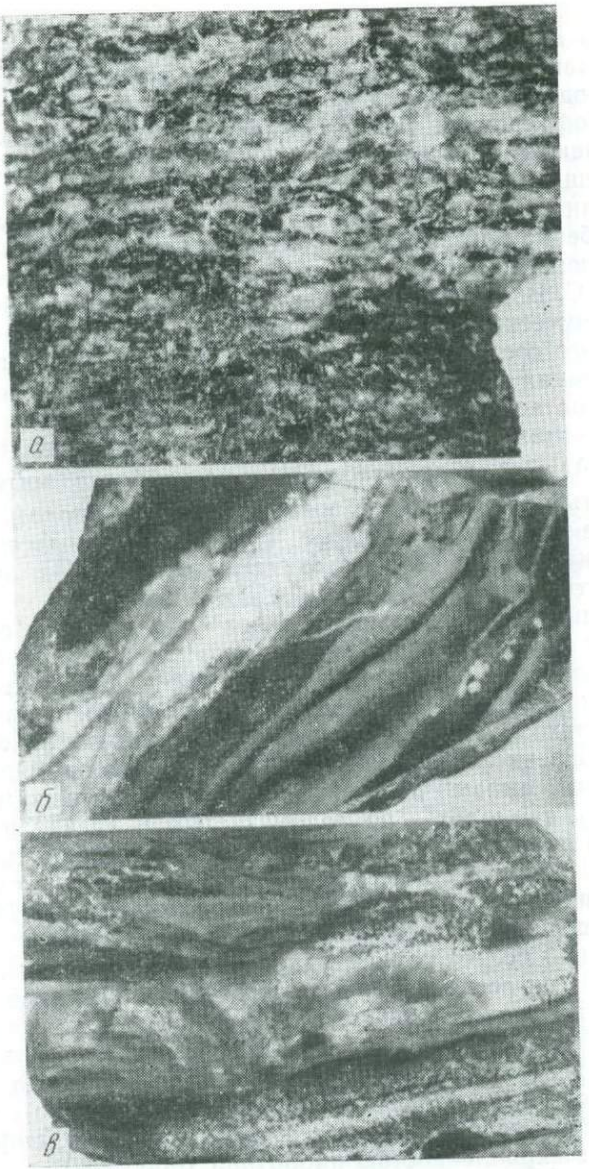


Рис. 22. Метасоматиты гумбеитовой формации. Полосчатая текстура, обусловленная чередованием полос анкерита (белое), флогопита (черное), калишпата и кварца (серое), унаследована от первичной породы. Штуфы. Натур. величина, Устарасай.

а — анкерит-тремолит-флогопитовый метасоматит по доломитистому алевролиту, *б* — флогопит-анкерит-калишпатовый и *в* — флогопит-анкерит-кварцевые метасоматиты по пелитовому роговику.

Окраска метасоматитов определяется главным минералом и играет важную роль для распознавания типа породы по внешнему виду: апокарбонатные метасоматиты серовато-буро-зеленые, а апо-

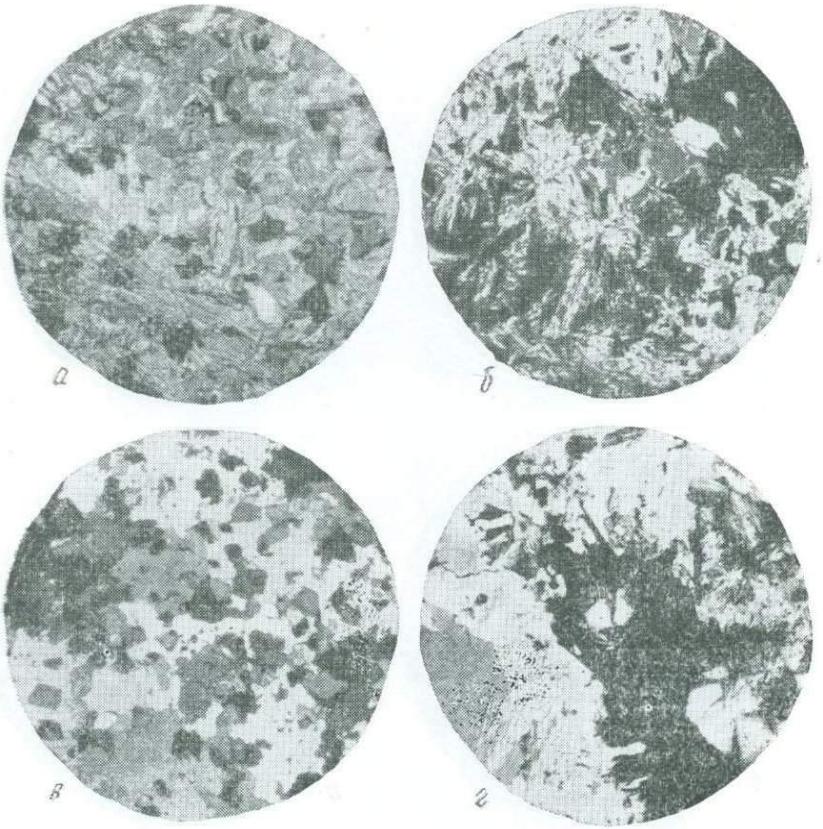


Рис. 23. Метасоматиты по карбонатным породам (существенно доломитистым) с примесью терригенного материала.

а — тремолит-флогопит-калишпат-анкеритовый метасоматит; *б* — пирротин (черное) среди псевдоморфоз флогопита по лучистым агрегатам тремолита. *в* — ромбовидные вростки калишпата среди лапчатых выделений кварца (белое) и кальцита (серое); *г* — висмутин (черное) в кварц (белое)-карбонат (серое)-флогопитовом метасоматите (флогопит образует псевдоморфозы по тремолиту). Прозрачные шлифы. Устарасай.

силикатные — сероватые различных оттенков. Серовато-зеленый цвет придает породе тремолит, а коричневато-бурый — флогопит.

В метасоматитах разнообразны структуры замещения, пятнистые и полосчатые текстуры, унаследованные от тонкопереслаивающихся первичных пород пестрого состава с мощностью слоев от 10 *см* до долей миллиметра. Размерность зерен новообразований определяется зернистостью, пористостью и трещиноватостью заме-

щаемых пород и близостью к рудным телам. По аргиллитовым и пелитолитовым роговикам образованы более мелкозернистые породы (0,п—0,0п *мм*), чем по мраморам (1 *мм*—1 *см*), алевролитовым

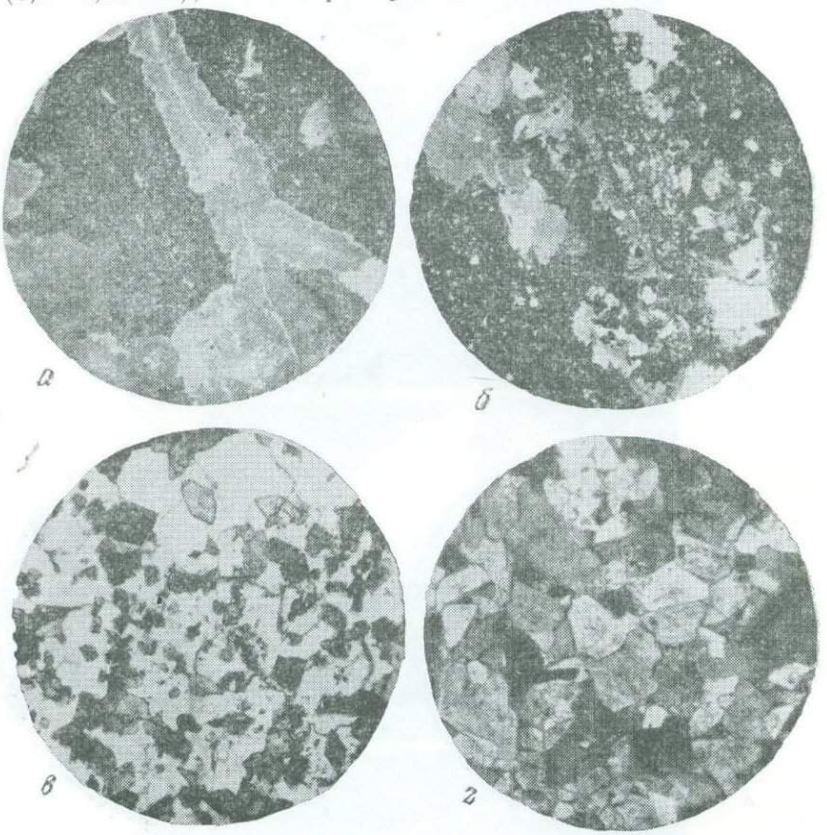


Рис. 24. Метасоматы по терригенным породам с примесью карбонатного материала (по алевролиту — верхний ряд, по пелитолиту — нижний).

а — кварц-анкерит-калишпатовый с пиритом и пирротином (черное), *б* — калишпат-кварцевый, *в* — кварц-калишпат-анкерит-хлоритовый с пирротином (черное), *г* — анкерит-калишпатовый (анкерит—светлое). Прозрачные шлифы, Устарасай.

роговикам (1—0,п *мм*) и смешанным типам (0,п *см*). По мере приближения к рудным телам также увеличивается размер зерен минералов и изменяется их форма.

Связь метасоматитов со стадийностью рудообразования. В Бричмуллинском рудном поле каждой стадии рудоотложения предшествовало или сопутствовало кислотное выщелачивание компонентов из вмещающих пород и образование метасоматитов, но интенсивность метасоматоза резко падала от ранних стадий к поздним с понижением температуры.

Раннее прожилково-вкрапленное шеелитовое оруденение с пирротином образовалось по флогопитизированным тремолитовым поро-

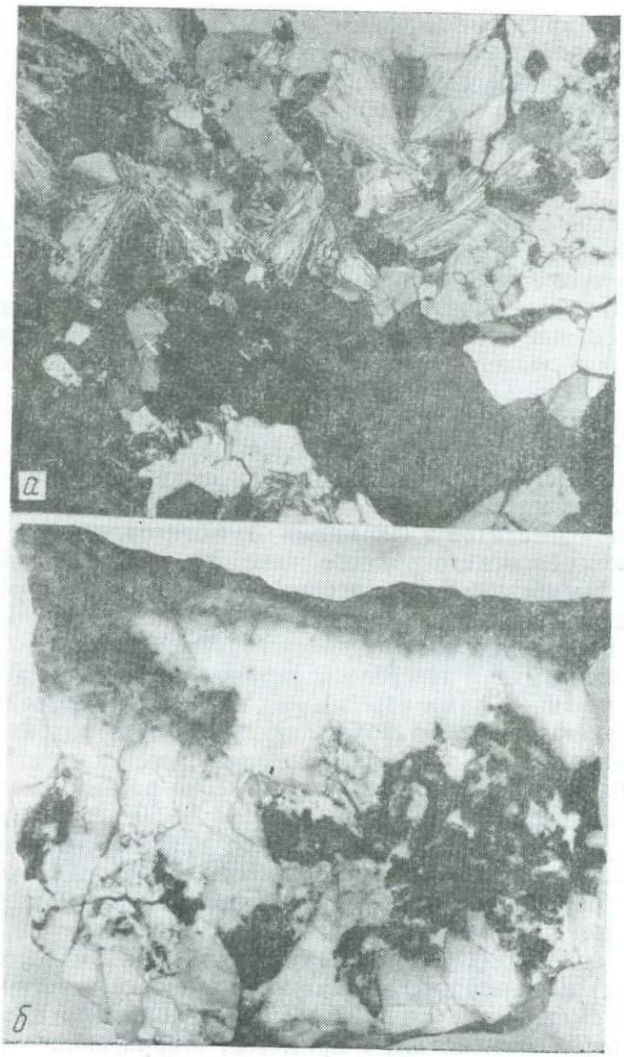


Рис. 25. Околожильные метасоматиты Устарасая.

а — кварц-анкерит-флогопитовый метасоматит вблизи кварцевой жилы. Прозрач. шлиф, ув. 32 раза; *б* — флогопит (темно-серое) в зальбанде кварцевой жилы с анкеритом (серое), пиритом и висмутовыми сульфосолями (черное). Штуф, уменьшено в 2 раза.

дам с кварцем и пиритом в карбонатсодержащих алевролитах нижней пачки $Д_3$ (Дайковое), в следующую стадию сформирова-

лись кварц-шеелит-висмутиновые жилы и одновременно висмутин-пирротиновые залежи в сопровождении калишпат-кварц-анкерит-флогопит-тремолитовых метасоматических оторочек и зон в смешанных карбонатно-терригенных породах D_3fr—fm (Устарасай), затем арсенопиритовые залежи с более слабым околорудным изменением (анкеритизация, калишпатизация, тремолитизация, отальк-кование) в терригенно-карбонатных породах C_1 (Бричмулла) и в меньшем количестве — в породах D_3fr—fm (Устарасай). Поздние карбонатно-сфалерит-галенит-буланжеритовые прожилки сопровождаются лишь слабой тремолитизацией, анкеритизацией и пиритизацией.

Карбонатно-силикатные метасоматиты оказались благоприятной средой для кристаллизации рудных минералов. Наблюдались замещения тремолита, флогопита и хлорита пиритом, пирротином, арсенопиритом, висмутином с частичными и полными псевдоморфозами. Замещение флогопита пирротином сопровождалось его хлоритизацией, выделением кварца и сидерита. Резкая смена литохимического состава в тонкопереслаивающихся карбонатно-терригенных породах способствовала частому изменению pH поступающих гидротермальных растворов и кристаллизации минералов. В результате диффузии и биметасоматических реакций на границе контрастных пластов образовались метасоматиты сложного состава.

Типы метасоматитов в формации гумбеитов. Среди метасоматитов Бричмуллинского рудного поля некоторые разновидности (табл. 35) близки по минеральному составу к прототипу гумбеитов (Коржинский, 1955), но отличаются переменным количеством того или иного минерала и частым присутствием тремолита. Сходства с другими известными в литературе метасоматитами не наблюдается. Поэтому описанные нами породы, как и гумбеиты бассейна р. Гумбейки, выделены в единую формацию, за которой сохранено название гумбеитовой. В отдельных разновидностях метасоматитов Бричмуллинского рудного поля существенно развит тремолит, иногда увеличивающийся вблизи рудных тел до 50%, или хлорит; присутствуют реликты кристаллов диопсида и скаполита — до 1%. Эти породы названы устарасаитами[1] по месту их первой находки и наибольшего распространения (Дунин-Барковская, 1975).

В формации гумбеитов нами выделены следующие субформации: собственно гумбеиты по интрузивным породам (субщелочным и основным) и калишпатсодержащим роговикам и устарасаиты по осадочным смешанным карбонатно-терригенным и карбонатным, существенно доломитистым, с примесью терригенного материала. Кроме вмещающих пород, на состав гумбеитов влияли температура образования и тип сопутствующего оруденения, в зависимости от которых выделены фации. Так, метасоматиты около висмутин-пирротиновых залежей и кварц-висмутиновых жил Устарасая отлича-

[1] Этот термин, видимо, надо считать более точным, чем применяемое геологами название «устараситы», созвучное с минералом устараситом $PbBi_6S_{10}$.

Таблица 35

Типы метасоматитов гумбеитовой формации

Типы породы	Исходная порода	Тип и разновидность метасоматической породы (пример месторождения)	Типы оруденения, связанного с метасоматитами гумбеитовой формации			
			W	W-Bi	Bi-As	Pb-Zn
Гумбеитовая (по алюмосиликатным породам) субформация						
Интрузивные	Сиениты, сиенито-диориты	Ортоклаз-флогопит-анкеритовый, Гумбейка (Коржинский, 1955) Кургашинкан (Г. Х. Клиблей)	+			+
	Гипербазиты, базиты	Тальк-флогопит-анкеритовый[1]				
Осадочно-метаморфические	Терригенные кварц-калишпатовые и кварц-слюдисто-калишпатовые (песчаники, алевролиты, роговики и др.)	Кварц-калишпатовый		+		
		Кварц-флогопит-калишпатовый (Устарасай)		+		
Устарасаитовая (по карбонатно-алюмосиликатным породам) субформация						
Осадочные и осадочно-метаморфические	Карбонатно-терригенные (песчаники, алевролиты, пелитолиты, сланцы, аргиллиты и различные роговики с карбонатной примесью)	Кварц-кальцит-анкерит-флогопит-калишпатовый Ка—Анк—Орт[2]				
		Ка—Анк — Кпш—Кв (Устарасай)		+		
		Кв—Анк—Ка— Фг—Кпш (Устарасай)		+		
		Кв — Кпш — Фг—Тр (Дайковое)	+			
	Терригенно-карбонатные (доломиты, известняки и смешанные доломито-известковые породы с терригенной примесью)	Анкерит-калишпат-тремолит-флогопитовый Анк — Кпш—Тр—Фг (Устарасай)		+		
		Тр—Кпш—Анк — Хл (Бричмулла)			+	
		Анк —Кпш—Хл (Бричмулла)			+	
	Карбонатные (доломиты, известняки и переходные разности)	Кальцит-тремолитовый Ка—Фг—Тр (Устарасай)		+		
		Ка—Тл—Анк—Тр (Бричмулла)			+	
		Анкерит-хлоритовый (Бричмулла, Устарасай)			+	

[1] Выделены теоретически (Коржинский, 1955).

[2] Анк — анкерит, Ка — кальцит, Кв — кварц, Кпш — калишпат (адуляр, микроклин), Орт — ортоклаз, Тл — тальк, Тр — тремолит, Хл — хлорит, Фг — флогопит.

ются от метасоматитов более низкотемпературных арсенопиритовых залежей Бричмуллы развитием флогопита вместо хлорита или талька и т. д.

Каждый из приведенных типов (см. табл. 35) пород характеризуется своей метасоматической колонкой. От внешних зон к внутренним в кальцит-амфиболовом типе сменяются: тремолит, кальцит→кварц, тремолит, флогопит→кварцевая рудная жила; в карбонатно-калишпат-амфибол-флогопитовом: калишпат, карбонат, пироксен→калишпат, карбонат, амфибол→кварц, пирит, флогопит→кварцевая рудная жила или пирротиновая залежь; в кварц-карбонат-слюдисто-калишпатовом: кварц, анкерит, калишпат→кварц, флогопит, анкерит→кварц, флогопит→кварц; в калишпат-кварцевом: кварц (карбонат в подчиненном количестве), калишпат→калишпат (карбонат в подчиненном количестве), кварц→кварцевая рудоносная жила. Тремолит как более ранний минерал обычен во внешних зонах, а во внутренних он замещается флогопитом, кварцем, карбонатами.

В перечисленных минеральных ассоциациях пироксен представлен диопсидом, амфибол—тремолитом и минералами промежуточного состава между тремолитом и актинолитом, калишпат—адуляром, реже микроклином, карбонаты—сидеритом, анкеритом, кальцитом, слюды—флогопитом и хлоритом.

Парагенезисы минералов в метасоматических колонках (табл. 35) и результаты силикатных анализов (табл. 34) свидетельствуют об образовании метасоматитов в процессе кислотного выщелачивания компонентов (K, Mg, Si, Ca, Al, Fe и др.) из вмещающих пород и их перераспределения, а также за счет некоторого привноса калия и др. Последним, по-видимому, можно объяснить факты развития флогопита по тремолиту непосредственно около рудных тел (во внутренней зоне метасоматической колонки) с образованием флогопит-сидерит-калишпат-кварцевых пород и регенерации в ней обломков (0,n—0,0n *мм*) микроклина или ортоклаза осадочных пород с обрастанием их каемками адуляра до идиоморфных кристаллов в 1—2 *мм*, среди разросшихся лапчатых выделений кварца и карбонатов. Тесная пространственная и генетическая связь гумбеитов с рудами Bi, W, As позволяет рекомендовать их в качестве прямого поискового признака на гидротермальное среднетемпературное, преимущественно редкометальное оруденение в осадочных и интрузивных породах, богатых кремнием, калием, магнием и кальцием.

Висмут в гумбеитах. 146 проб проанализировано химически на Bi и спектрально на другие элементы (табл. 36). Среднее содержание Bi в метасоматитах следующее: в апокарбонатных — 0,097% (83 пробы), в апоалюмосиликатных — 0,080 (38) проб, по роговику с примесью карбонатного материала — 0,014 (7 проб), по аргиллиту с примесью карбонатного материала — 0,04 (3 пробы), по роговику алевролитовому — 0,154 (18 проб), по роговику пелитовому — 0,032 (3 пробы), по аргиллиту — 0,009 (7 проб).

Таблица 36

Рудные элементы в метасоматических породах месторождения Устарасай, %

Исходная порода	Метасоматическая порода	Bi	Pb	Cu	As	Zn	Кол-во проб
Карбонатная	Кальцит-тремолитовая	0,017	0,006	0,08	0,03	0,01	2
	Флогопит-кальцит-тремолитовая	0,012	0,06	0,03	0,02	0,001	4
	Кварц-карбонатно-слюдистая кварц-кальцит-флогопитовая	0,005		0,03	0,01	0,001	3
	кварц-анкерит-флогопитовая	0,054	0,003	0,16	0,005	0,003	5
	сидерит-флогопит-кварцевая	0,119	0,14	0,19	0,003	0,006	3
	Флогопит-кварцевая	0,692	0,06	0,132	0,02	0,01	4
	Флогопитовая	0,066	0,06	0,01	0,05	0,01	3
	Анкеритовая	0,009	0,031	0,006	0,005	0,002	6
Карбонатная алевролит-содержащая	Флогопит-кварц- калишпат-тремолит- кальцитовая	0,028	0,045	0,08	0,035	0,003	15
	Кварц-калишпат-кальцитовая	0,1	0,052	0,07	0,02	0,002	21
	Флогопит-калишпат-карбонат-кварцевая	0,036	0,05	0,9	0,005	0,001	11
	Карбонатно-кварцевая с сульфидами железа	0,016	0,027	0,07	0,04	0,01	4
Роговик известковистый алевролитовый кварц-калишпат-кальцитового состава	Хлорит-кварц-анкеритовая	0,004	0,003	0,02	0,004	0,006	3
	Кварц-калишпат- кальцитовая	0,021	0,07	0,03	0,1	0,003	2
	Калишпат-кварц- кальцитовая	0,04	0,05	0,08	0,04	0,001	4
	Флогопит-калишпат-анкеритовая	0,002			0,02	0,001	1
Роговик артиллито-кремнисто-известковистый	Кварц-кальцит-слюдисто-калишпатовая	0,04	0,006	0,08	0,01	0,08	3
Роговик алевролитовый	Флогопит-карбонатно-калишпат-кварцевая	0,136	0,06	0,06	0,04	0,006	7
	Карбонатно-кварц-калишпатовая	0,105	0,069	0,14	0,04	0,006	4
	Калишпат-кварцевая с сульфидами железа	0,201	0,14	0,105	3	0,003	7
Роговик алевролито-пелитовый	Кальцит-хлорит-кварц-калишпатовая	0,009	0,08	0,08	0,02	0,003	8

В метасоматитах содержание Bi увеличивается вблизи рудных тел. В апокарбонатных типах им наиболее богаты (до 0,69%) существенно кварцевые и кварц-слюдистые разновидности. Ярким показателем на Bi является ассоциация сидерита с флогопитом, тремолитом и кварцем. Породы с железосодержащими карбонатами и повышенным количеством гидротермального кварца содержат больше висмутовых минералов. Карбонатные породы с примесью терригенного алевролитового материала более благоприятны для метасоматоза, поэтому и содержание Bi в них (0,097%) выше, чем в алюмосиликатных (0,080%). По встречаемости пород в разрезе висмута больше сконцентрировано в апокарбонатных метасоматитах переходного горизонта. В алюмосиликатных метасоматитах его среднее содержание падает с уменьшением зернистости первичной породы: в метасоматитах по роговику алевролитовому — до 0,154%, по роговику пелитистому — до 0,03%, а по аргиллиту — до 0,009%. Монолитные кремнистые аргиллитовые пласты оказались менее благоприятными для развития метасоматитов и концентрации в них Bi.

Для определения формы нахождения Bi в метасоматических породах, кроме обычных визуальных наблюдений в шлифах, промыто 300 протолочек весом до 10 *кг*. В них установлены мелкие иголочки висмутина, кобеллита и самородный Bi от единичных знаков до 5% веса тяжелой фракции. Это дало основание считать, что большая часть Bi в метасоматитах обусловлена собственно висмутовыми минералами. Этот вывод подтвердил Э. Ф. Минцер фазовым анализом двух образцов измененных пород, при котором практически весь Bi выщелочился в виде сульфидной фазы.

Ореолы рассеяния Bi (0,n—0,0n%) ограничиваются площадью развития метасоматических пород вокруг жил и залежей. Размер ореола зависит от концентрации Bi в рудном теле, состава вмещающих пород и положения рудного тела в пространстве по отношению к элементам залегания вмещающих пород. В известняках он меньше, чем в терригенных карбонатно-алюмосиликатных породах. У рудных тел, залегающих согласно с напластованием пород, ореол меньше, чем у крутосекущих, так как слоистость пород служит путями для рассеивания Bi, а согласно залегающие плотные пласты — экраном.

Рассмотрим следующие примеры. Кварц-висмутовая жила залегает в известняках $Д_3fm$ согласно их напластованию и сопровождается слабой тремолитизацией; в интервале 10—15 *см* от жилы содержание Bi резко падает до 0,003% и остается таким до 2 *м*, а затем понижается. Кварц-висмутовая жила круто сечет карбонатно-алюмосиликатные метаморфические породы ($Д_3fr$—fm). При содержании в жиле от 1 до 15% Bi в околожильных породах на расстоянии 10 *см* выявлены десятые—сотые доли процента и только при наличии трещиноватости и тонких прожилков кварца с вкрапленностью висмутина Bi в отдельных участках метасоматитов достигает 1—2%. На расстоянии 20—30 *см* от жилы он содержится, как

правило, в количестве сотых долей процента, а на 0,5 *м*—в тысячных. В большинстве случаев наблюдается прямая зависимость у Bi и Pb и обратная — у Bi и As (Дунин-Барковская, 1970). В метасоматитах содержание Bi выше, чем в неизмененных и метаморфизованных породах, но ниже, чем в кварц-сульфидных жилах и залежах.

Непременное условие образования метасоматитов этой формации — K—Mg—Ca—Si — состав первичных пород в сочетании со среднетемпературным гидротермальным процессом формирования редкометального оруденения. Фациальность гумбеитовой формации, выраженная в изменении минерального и химического состава, проявляется в зависимости от сопутствующего метасоматитам оруденения.

Тесная пространственная и генетическая связь гумбеитов с висмутовым, вольфрамовым и мышьяковым оруденением позволяет использовать их в качестве прямого поискового признака на гидротермальное среднетемпературное, преимущественно редкометальное оруденение в осадочных и интрузивных породах, богатых калием, магнием и кальцием. Особое значение для обнаружения рудных тел в самих гумбеитах имеют регенерация обломков (0,n—0,0n *мм*) калишпата осадочных пород (микроклин и ортоклаз) с обрастанием их каемками адуляра до идиоморфных кристаллов в 1—2 *мм*, флогопитизация тремолита около кварцевых жил и хлоритизация флогопита около пирротиновых залежей, образование лапчатых выделений кварца, кальцита и анкерита с пойкилитовыми врастками регенерированных кристаллов калишпата и образование флогопит-сидерит-кварцевых разностей пород.

Висмут в пропилитах и кварц-серицитовых метасоматитах

Висмут в пропилитах рассмотрим на примере Суюксуйского рудопроявления с висмут-молибден-медным оруденением и Узумлекского с медно-теллур-висмутовым.

В Суюксу гранодиорит-порфиры P пропилитизированы полосой шириной до 2,7 *км* и длиной 4 *км* вдоль зоны тектонических нарушений. Они сопровождаются обильной пиритизацией и совмещенным медно-молибденовым висмутсодержащим оруденением алмалыкского типа. Околожильные пропилиты развиты гипсометрически выше площадных. Они встречаются в виде метасоматических оторочек вокруг кварцевых жил с вкрапленностью висмутина и халькопирита. Пропилитизированные породы по 66 пробам содержат (%): 0,004—0,01 Bi, 0,001—0,47 Cu, 0,001—0,18 Mo, 0,001—0,008Sn, 0,016—0,05 Zn, 0,008—0,025 Pb, 0,0006—0,004 Ag, до 0,1% W, спорадически 0,04—0,38 *г/т* Au и др. В распределении металлов существует вертикальная зональность, выраженная в смене (снизу вверх) Cu и Mo на Bi; еще выше на Bi, Te, Au (Дунин-Барковская, Бородин, 1970; 1974).

На Узумлеке пропилитизация широко развита вдоль одноименного разлома в эффузивно-осадочных породах Р: в кварцевых порфирах и их туфах, песчаниках, туфопесчаниках, андезитовых, дацитовых порфирах и др. Оруденение в виде гнезд, вкрапленности и тонких калишпат-гематитовых прожилков с халькопиритом, тетрадимитом и реже висмутином расположено в эпидот-серицит-гема-

Таблица 37

Содержание Bi и Cu в породах Кызылгута

Порода	Bi	Cu	Cu:Bi	Кол-во проб
	%			
Аляскитовый гранит				
слабосерицитизированный	0,0066	0,0261	3,95	4
интенсивно серицитизированный	0,011	0,11	10	2
Кварцевый порфир (дайки)				
слабосерицитизированный	0,005	0,010	2	3
серицитизированный	0,009	0,011	1,22	4
Гранодиорит-порфир (дайки)				
слабокарбонатизированный и серицитизированный	0,007	0,003	0,43	3
окварцованный и серицитизированный	0,01	0,037	3,7	5
Гранодиорит				
слабосерицитизированный	0,027	0,0026	0,09	1
серицитизированный	0,17	0,067	0,39	1
Диабазовый порфирит (дайки)				
слабокальцитизированный, хлоритизированный и альбитизированный	0,0055	0,002	0,36	1
интенсивно хлоритизированный с гематитом	0,023	0,011	0,48	1

тит-хлоритовой породе. В них К преобладает над Na и их соотношение резко колеблется от 1,14 до 26,5. Только в единичном случае (участок Новый) оно обратное — 0,23. Поведение К в Узумлеке обусловлено повышенной калиевой щелочностью вмещающих вулканогенно-осадочных пород и процессом калишпатизации в связи с рудоотложением. В существенно измененных породах с многочисленными прожилками розового калишпата соотношение К: Na увеличивается до 30 (К=6,33%, Na=0,20%). Au содержится в сотых—тысячных долях процента, повышаясь в более измененных калишпатизированных породах.

В слабоизмененных породах соотношение Te и Se варьирует в пользу последнего, а в интенсивно измененных — наоборот, как и в рудах. Корреляция рудообразующих компонентов слабая. У К и Na зависимость обратная, у Se и Te в слабоизмененных породах— обратная, а в интенсивно- измененных — прямая. Содержание Bi

увеличивается в пропилитизированных породах по сравнению с неизмененными.

На рудопроявлении Катта-Карабаш этого же рудного поля пропилитовые околожильные изменения развиты вокруг кварц-гематит-халькопирит-висмутиновых жил. Характерно также преобладание в них К над Na, в неизмененных и слабоизмененных породах Se над Te, а в интенсивно измененных и рудах, наоборот, Te над Se. Корреляция Se и Te, K и Na обратная, а у остальных элементов выражена слабо.

Bi в кварц-серицитовых метасоматитах околожильного типа рассмотрен на примере рудопроявления Кызылгут. Кварцевые жилы

Таблица 38

Коэффициент концентрации (К) Bi и Cu в зависимости от степени изменения интрузивных и дайковых пород Кызылгута

Порода	K_{Bi}	K_{Cu}	$K_{Cu} : K_{Bi}$	$K_{Bi} : K_{Cu}$
Аляскитовый гранит	1,67	4,23	2,53	0,39
Кварцевый порфир (дайки)	1,8	1,1	0,61	1,64
Гранодиорит-порфир (дайки)	1,43	12,3	8,6	0,12
Гранодиорит	6,29	25,7	4,1	0,25
Диабазовый порфирит (дайки)	4,18	5,5	1,31	0,76

с висмутином, халькопиритом и гематитом в сколовых трещинах разлома среди аляскитовых гранитов, гранодиорит-порфиров и даек кварцевого порфира сопровождаются маломощными кварц-серицитовыми оторочками.. В измененных породах Bi присутствует от 0,0032 до 0,17%, а Cu — 0,005—0,11 (табл. 37). В каждом типе пород содержание Cu и Bi и их отношение увеличиваются пропорционально интенсивности метасоматоза от неизмененных пород к жиле (табл. 38). Для выявления способности к концентрации у Cu и Bi в связи с разной интенсивностью гидротермального процесса в различных породах вычислен коэффициент их концентрации, показывающий отношение по содержанию в измененных породах к слабоизмененным. Для Bi и Cu максимальным коэффициентом концентрации обладают измененные гранодиориты, минимальным для Bi— гранодиорит-порфиры, а Cu — кварцевые порфиры. У Cu по сравнению с Bi он достигает максимума в гранодиоритах, у Bi по сравнению с Cu — в кварцевых порфирах.

В результате изучения метасоматических пород, возникающих в связи с висмутовым рудоотложением, установлено следующее. Концентрация Bi во всех типах описанных метасоматитов на различных висмутовых месторождениях и рудопроявлениях выше, чем в неизмененных породах, и ниже, чем в кварцевых жилах. Это

указывает на то, что Bi не заимствовался непосредственно из вмещающих жилу боковых пород в процессе ее формирования, а привнесен гидротермальными растворами.

Висмутовому рудоотложению сопутствуют различные типы метасоматитов в зависимости от состава вмещающих пород и природы гидротермальных растворов. Важное поисковое значение имеют гумбеитовые изменения, сопутствующие мышьяково-висмутовому рудоотложению в осадочно-терригенных породах Si—K—Ca—Mg-состава, и кварц-серицит-хлоритовые с гематитом —медно-висмутовому в вулканогенных породах.

В гумбеитах Устарасая, пропилитах Узумлека, турмалиновых метасоматитах Ташкескена, грейзенах Сансалак-Кузгунташа, серицит-хлоритовой породе Адрасмана и даже скарнах Ингирчака широко развит калишпат. Это позволяет обратить внимание на связь его образования с висмутовым рудоотложением и рекомендовать гумбеиты и калишпатизацию как важные поисковые признаки на Bi.

Висмут в комплексных и висмутсодержащих месторождениях

Комплексные месторождения мира (редкометальные, Co—Ni—Ag—As—Bi, золоторудные). Выделены важнейшие висмутоносные минеральные типы каждой рудной формации (табл. 39). Месторождения шеелит-сульфидного минерального типа скарново-молибдено-вольфрамитовой формации служат важным источником Bi в Южной Корее, встречаются в Болгарии и Средней Азии. В Кураминских горах к ним относятся Ингирчак и Южный Янгикан.

В Ингирчаке (хребет Моголтау) висмутовая минерализация, представленная бисмутитом и висмутином, локализуется в магнетит-мушкетовит-пироксеновых скарнах с халькопиритом и шеелитом и кальцитовых жилах с пиритом. Характерен парагенезис Bi с W и Cu. По нашим данным, содержание W в скарнах достигает сотых долей процента. Однако прямой корреляционной зависимости между W и Bi нет. Повышенные содержания W отмечаются в участках развития гнезд кальцита, пирита и висмутина или в гнездах халькопирита и калишпата. Bi присутствует во всех разновидностях скарновых пород и руд в количестве от 0,008 до 1,75%, обычно в сотых долях процента. Характерна повышенная меденосность скарнов (0,n—2,2%) за счет вкраплений и гнезд халькопирита и реже малахита. В скарнах присутствует в большом количестве крупнокристаллический пирит — в пробах пиритизированного скарна определено до 38% серы, а из элементов-примесей установлены Co—0,n—0,0n%, Se—0,00n—0,000n%, Te—0,0n—0,00n%. Содержание Te увеличивается только в пробах с повышенным содержанием Bi.

Ассоциация Bi и W на Ингирчаке подтверждает парагенезис висмутина и шеелита, выделенный нами ранее для висмутовых месторождений (Дунин-Барковская, 1966, 1969 б, 1970). Скарны Ин-

гирчака могут представлять интерес на комплексное оруденение (Bi, Cu, W, S и Te).

Висмутин-халькопирит-вольфрамитовый минеральный тип оловянно-вольфрамово-сульфидной формации в грейзенах и кварцевых жилах—один из основных промышленных источников Bi мира (Боливия, Аргентина, СССР). К нему относятся сульфидно-кварцевые жилы с вольфрамитом и халькопиритом (Саргардон в Чаткальском хребте). Жилы залегают в гранитах P и прослежены на глубину сотен метров. На нижних горизонтах увеличилось содержание Bi, Pb, Zn, Cu и др. На глубине (горизонт 1625 *м*) Bi находится в виде козалита в ассоциации с галенитом и сфалеритом и составляет, по анализам отдельных штуфных проб, 0,12% в руде с 0,55% W, 10% Pb, 11% Zn, 1,98% Cu. В верхней части жил козалит образует вростки в галените, составляя 0,3—3% Bi. Стабильная геологическая обстановка на значительную глубину, зональность размещения висмутовой минерализации и сходство с другими висмутоносными грейзеново-вольфрамитовыми месторождениями (например, Бом-Горхонское в Забайкалье, по Д. О. Онтоеву, 1964, 1971, некоторые объекты Аргентины и Боливии) позволяют предполагать висмутовую минерализацию в жилах еще на значительную глубину.

К висмутин-вольфрамит-касситеритовому типу этой формации относятся некоторые рудники Боливии, Франции, месторождения Казахстана и рудопроявление Ташсай в Кураминском хребте (Ангренское плато). В ташсайском проявлении редкометальные (Bi—W—Sn) грейзены залегают среди гранодиорит-порфиров C_3. Содержание висмута 0,12—2,5% (n=9, $\bar{X}$=0,72). Основная минеральная форма висмута самородная. Висмутовая минерализация размещается прерывисто в вертикальном размахе 500—600 *м* (снизу вверх); кварц-флюорит-топаз-мусковитовый грейзен с самородным висмутом, гюбнеритом, жозеитом и касситеритом сменяется кварц-турмалиновой жильно-метасоматической породой с касситеритом и молибденитом, выше — кварц-пирротиновой метасоматической породой с касситеритом, висмутином, пиритом, халькопиритом, молибденитом. Вверху зоны залегают кварцевые жилы с гематитом, баритом, висмутином и др. Характерен парагенезис самородного висмута и жозеита (Дунин-Барковская, Юсупов, 1974). Подобная минеральная ассоциация (касситерит-вольфрамит-висмутин-висмутовая) и парагенезис самородного висмута с теллуридами висмута выделяются на многих крупных грейзеновых месторождениях мира (Минцер, Нечелюстов, 1971; Нечелюстов, 1972).

Из комплексных месторождений с вольфрамом Bi извлекается в других районах. Наиболее интересные штокверковые пневматолито-гидротермального типа, на долю которых приходится 95,2% перспективных запасов Bi вольфрамовых месторождений СССР (Быбочкин, 1965). Висмутоносные месторождения золото-сульфидной формации служат основным источником Bi в Австралии, встречаются в Канаде, США, СССР (Кавказ, Забайкалье, Закарпатье). В самородно-сульфидно-арсенидном типе Co—Ni—Ag—

Важнейшие висмутоносные минеральные типы комплексных месторождений мира (редкометальных, Co—Ni—Ag—As—Bi, золоторудных)

Генетический тип	Рудная формация	Субформация	Висмутоносный минеральный тип	Минералы руд: висмутовые	Минералы руд: прочие рудные	Тип рудных тел и их морфология	Околорудно-измененные породы
I группа редкометальных и Co—Ni—Ag—As—Bi							
Скарновый	Молибденит-вольфрамитовая (Mo—W)	W	Шеелит-сульфидный (с висмутином)	Висмутин-тетрадимит	Магнетит, мушкетовит, пирит, пирротин, шеелит, вольфрамит халькопирит, молибденит	Богатосульфидные линзообразные залежи или кварц-висмутин-вольфрамитовые, кварц-молибденитовые и кальцит-пирит-висмутиновые жилы в гранат-пироксеновых скарнах с вкрапленным шеелитом	Амфиболитизированные эпидотизированные, флогопитизированные, грейзенизированные, окварцованные скарны
	Co—Ni—Ag—As—Bi	Ni—Co—Bi—As	Самородно-арсенидный	Висмут, висмутин	Магнетит, пирит, арсениды Ni, Co, Fe и др.	Богатые гнездово-вкрапленные Ni—Co—Bi—As-руды в гранатовых скарнах с магнетитом; вкрапленное оруденение в кварц-карбонат-баритовых жилах и вмещающих скарнах	Скарнирование, ороговикование
II группа редкометальных месторождений в кварцевых жилах среди грейзенов или							
Гидротермальный	Кассеритит-вольфрамит-сульфидная (Sn—W—сульфидная)	Bi—Cu—W—Sn	Висмутин-халькопирит-галенит-вольфрамитовый	Висмутин, козалит, висмут	Вольфрамит, халькопирит, пирит, арсенопирит, пирротин, станнин, галенит, сфалерит	Кварцевые жилы богатосульфидные (до 90% в Боливии) с вольфрамитом, халькопиритом, висмутовыми минералами и др. Иногда в этих жилах с глубиной увеличивается козалит, галенит, сфалерит или, наоборот, кверху	Кварц-турмалиновые породы, грейзенизация
		Bi-W-Sn	Висмутин-вольфрамит-кассеритовый	Висмутин, висмут, жозент	Кассеритит, халькопирит, пирит, пирротин, арсенопирит, сфалерит, станнин, вольфрамит	Кварц-турмалин-сульфидно-кассеритовые жилы (с вольфрамитом и висмутином). Кварц-флюорит-топаз-мусковитовый грейзен с висмутом, гюбнеритом и кассеритом	Кварц-хлорит-серицит-турмалиновые породы, грейзены
		Bi-As-Sn	Висмутин-арсенопирит-станниновый	Висмут, висмутин, козалит, эмплектит, виттихенит, айкинит	Арсенопирит, станнин, марказит, пирит, халькопирит, пирротин, галенит, сфалерит	Кварц-сульфидные жилы и штокверковое оруденение в грейзенах	Грейзены (топаз-турмалин-мусковитовой фации)

Рудовмещающие породы	Рудовмещающие структуры	Положение в региональных геологических структурах	Некоторые экономические сведения	Пример месторождений и рудопроявлений
месторождений в скарнах				
Скарнированные карбонатные породы в надинтрузивной зоне, экзо-скарны на контакте известняков с гранитоидами	Контактовые разломы и зоны трещиноватости	Зоны тектонических нарушений в складчатых областях (Болгария, горы Рилы), в срединных массивах (Курамино-Ферганский), в эпиплатформенных прогибах (Окчхонский в Сино-Корейском щите) и др.	Важный источник висмута в крупных вольфрамовых месторождениях Южной Кореи и др. (В Санг-Донге Bi—0,46—0,05%, WO_3—1,3—1,7%, Mo—0,12%, в Болгарии Bi до 6%, WO_3—до 10%)	Санг-Донг в Южной Корее; район Семи озер в горах Рила (Болгария), Ингичак в горах Моголтау, Южный Янгикан в Кураминских горах (Таджикистан и др.)
Скарны преимущественно по карбонатным породам в экзоконтакте с интрузивами	Контакты известняков с интрузивами и дайками диабазов, гранитов и др., породы кровли куполов многофазных гранитных интрузий; своды антиклиналей	В зоне активизации глубинных долгоживущих разломов между структурно-формационными зонами Алтая и Тувы и др.	Отдельные месторождения с высокими содержаниями Bi (в Канаде Bi—5%, Ni—15%, Co—10%, As—60%)	Месторождения острова Бланше Большого Невольничьего озера (Канада), Горного Алтая; Асхатинтольское и др. (Тува)
турмалиновых метасоматитов				
Сланцы в экзоконтакте батолита; граниты	Трещины сброса и скола в эндо- и экзоконтактах	В зонах глубинных разломов активизированных складчатых областей, срединных массивов, щитов, с проявлением кислого магматизма	Один из основных промышленных источников висмута Боливии, Аргентины. На месторождениях Боливии богатые руды: Bi—1—8%, Cu—6—10%, W—2—4%	Рудники Тасна, Чорольке, Хукумарани, Мерседес (Боливия); Лос—Кондорес, Ла—Висмутина, Валчета (Аргентина), Саргардон (УзССР), Седло и др. (Горный Алтай), Бомгорхонское и др. (Забайкалье)
Осадочно-метаморфические, кислые вулканогенные и интрузивные (иногда порфировые)	Антиклинальные складки с интрузивами в ядре, трещины скола в магматических породах	В зонах активизации срединных массивов (Центрально-Французский, Курамино Ферганский) с проявлением трещинных интрузий кислых гранитов	Некоторые рудники частично отработаны (Боливия)	Караоба (Казахстан), Ташсай в Кураминском хребте (Узбекистан); Пепита и Пакуни в Кордильера-Реаль (Боливия), Маймак (Франция)
Контактовые роговики по флишоидным и осадочно-терригенным породам	Взбросы в приосевой части антиклинали	В зоне глубинных разломов в связи с активизацией и кислым магматизмом, на сопряжении синклинория с антиклинорием		Приморье, Сихотэ-Алинь

Генетический тип	Рудная формация	Субформация	Висмутоносный минеральный тип	Минералы руд: висмутовые	Минералы руд: прочие рудные	Тип рудных тел и их морфология	Околорудно-измененные породы
Гидротермальный	Молибденит-вольфрамитовая (Мосульфидная)	Bi-Mo-W	Висмутин-молибденит-вольфрамитовый	Висмут, висмутин, козалит, тетрадимит, лиллианит, айкинит	Молибденит, вольфрамит, сфалерит, арсенопирит, халькопирит, теннантит, касситерит, пирротин	Рудная вкрапленность и гнезда в грейзенизированных гранитоидах, в кварцевых жилах, в цементе брекчированных туффитов и топаз-флюоритовых прожилках	Грейзенизация, окварцевание
	Касситерит-силикатно-турмалин-сульфидная (Sn—силикатно-сульфидная)	Bi-Cu-Sn	Висмуто-арсенопирит-халькопирит-касситеритовый	Висмут, висмутин, галенобисмутит, эмплектит, виттихенит	Касситерит, халькопирит, вольфрамит, арсенопирит, пирротин, галенит, сфалерит	Кварц-турмалин-сульфидные руды в зоне дробления, жильно-метасоматические зоны, жилы	Кварц-хлорит-турмалиновая порода
	III группа золоторудных и Co—Ni—Ag—As—Bi-						
	Золото-кварц-сульфидная	Ag-Bi-Co	Самородно-висмуто-теллуридный	Висмутин, теллуриды висмута, галенобисмутит, козалит	Пирротин, халькопирит, пирит, золото, теллуриды Au, арсенопирит, блеклая руда, гематит, галенит, сфалерит, джемсонит, магнетит	Богатосульфидные пирит-пирротин-халькопиритовые, кварц-гематитовые и кварц-магнетитовые залежи, среднесульфидные кварцевые жилы с кальцитом, анкеритом, пиритом, халькопиритом и др. сульфидами Cu, Fe, As, Bi, теллуридами Au и Bi, самородным золотом и др.	Кварц-серицит-хлоритовые породы, биотитизация, пиритизация и др.
	Ag—Bi—Ni—Co—As и жилах		Самородно-висмуто-сульфосольный	Висмут, висмутин, виттихенит, эмплектит, айкинит	Арсениды и сульфоарсениды (Ni, Co, Fe), серебро, гематит, пирит, марказит, тетраэдрит, галенит и др.	Кварцевые, флюоритовые и карбонатные жилы, штокверки с пиритом, арсенидами, селенидами, самородным серебром и висмутом и др. С глубиной увеличиваются минералы Bi и Co	Серицит-хлоритовые породы с пиритом, иногда турмалином, калишпатом

При составлении таблицы использована литература: Беляевский, 1969; 1969; Иванова, Студенникова, 1971; Карпова, Шехтман, 1971; Клаповская, 1968; и др., 1971; Орлова, 1971; Попова, Нечелюстов, Разина, 1967; Рундквист, 1971; Калинин, 1969; Хорват, 1972; Хорват, Дунин—Барковская, Голованов, 1971, 1933; Baumann, 1967; Dagger, 1972; Crespo, 1972; Klepper, 1947; Mrna, Pavlů, Panajotova и др., 1971; Schneider-Scherbina, 1964 и др.

Рудовмещающие породы	Рудовмещающие структуры	Положение в региональных геологических структурах	Некоторые экономические сведения	Пример месторождений и рудопроявлений
Кислые гранитоиды, субвулканические штоки в трубках и некках, метаморфические сланцы	Сколовые трещины и зоны дробления, разломы контактовых зон интрузивов	В зоне активизации консолидированных складчатых областей по разломам с вулканогенными и интрузивными образованиями в грабен-синклиналях с приповерхностными кислыми интрузиями (Забайкалье, Джида)	Моунт-Плезант имеет запасы Bi—24 тыс. *т*. Содержание Bi—0,08, Mo—0,1, W—0,2%	Моунт-Плезант. Нью-Брансуик, (Канада), Джида (Забайкалье), Торговское (Урал)
Ороговикованные песчаники, глинистые сланцы и вулканогенные породы	В трещинах в эндо-и экзоконтактах гранитов, в зонах разломов на некотором удалении от интрузий	Поднятые складчато-глыбовые структуры блокового строения в геосинклиналях в связи с тектоно-магматической активизацией		Приамурье, Дальний Восток, Северо-Восток
месторождений в жилах и зонах дробления				
Метаморфические сланцы, биотитовые и рогово-обманковые гнейсы, кварциты, кислые гранитоиды и субвулканические диабазы	Зоны дробления, отдельные трещины	В протяженных тектонических зонах, иногда в глубинных разломах с интенсивно проявленным магматизмом; в зонах активизации щитов (Алданский)	Распространенные месторождения. Основной источник Bi в Австралии (Джуно: Bi—0,65%; Cu, Au—0,2%; Уарего: Bi, Au—0,3, Cu—2,6%; Пеко: Bi—0,15%)	Колгоорди, Виктория и месторождения района Теннат-Крик, Джуно. Уарего, Пеко (Австралия), Карибу, (Канада), Крипль-Крик (США, Колорадо) Зодское, (Забайкалье), Закарпатье и др.
Кристаллические и слюдистые сланцы, филлиты, гнейсы, гранитоиды, вулканогенно-осадочные породы, дайки	Трещины скола, зоны дробления, участки сочетания крупных разломов с оперяющими трещинами. Антиклинальные складки с куполами над интрузивами, с дайками и штоками	В зоне активизации глубинных долгоживущих региональных разломов щитов, заполненных кислыми и основными многофазными гранитными интрузиями (Канадский щит, Верхнерейнский, Чешский массивы), краевая часть срединого массива (Армориканский, Испанская мазета); мегантиклиналь	Распространенные месторождения с промышленным значением всех компонентов. Содержание Bi до 1—7% (Азуэя, Испания)	Рудники Большого Медвежьего озера, Иохимов (Чехословакия), Аннаберг (ГДР), Фрейберг, Шнееберг, Виттихен, Иоган, (ФРГ, Швацвальд), Вальеде, Алькудия и др. в центральной части Сьерра-Моренны (Испания), Корнуолл (Англия), Прибалхашье, Консберг (Норвегия)

Быбочкин и др. 1964, 1965; Василенко и др. 1973; Иванов, Юшко—Захарова, Козловская, 1966, Колотухина и др., 1969; Митропольский и др., 1973; Онтоев Нечелюстов, 1971; Овчинников, 1968; Розов, 1961; Юшкин, 1971, 1972; Юшкин, Шнейдерхен, 1958; Щерба, 1968. Рудные месторождения СССР, 1974; Ahlfeld, 1967; Petruk, 1973; Rojkovic J, 1971; Stoll, 1965; Walenta, 1960; Zhelyaskova-

As—Bi-формации в жилах и скарнах имеют значение все компоненты (Канада, ЧССР, ГДР, ФРГ, Испания, Англия). Содержание Bi в них достигает 5%. В СССР эти месторождения редки. В Чаткало-Кураминских горах комплексные месторождения указанных рудных формаций не играют роли. Изучения заслуживают жилы Саргардона (Дунин-Барковская, 1975), Ташсая и некоторые другие Ангренского плато, имеющие аналоги среди промышленных объектов других районов мира с большим вертикальным размахом оруденения (Дунин-Барковская, Юсупов, 1974).

Висмутсодержащие рудные формации. К ним отнесены все прочие месторождения различных металлов, содержащие Bi в рассеянном состоянии, обычно сотые—тысячные доли процента, извлекаемый только попутно с основными металлами. Висмутоносные медные, медно-свинцово-цинковые, свинцово-цинковые, медно-молибденовые месторождения разрабатываются в США (штаты Юта, Монтана, Невада, Нью-Мексико и др.), Канаде, Японии (Камиока, Икуно, Тадзима, Асио), Средней Азии и др., золото-мышьяковые — во Франции, медно-колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения — в Перу (Серро-де-Паско), Рудном Алтае, Урале, Тянь-Шане.

Среди колчеданно-полиметаллических наиболее висмутоносно (Bi=0,23%) крупное месторождение Серро-де-Паско субвулканогенно-гидротермального генезиса. В других районах такие месторождения менее висмутоносны, но также служат источником попутного извлечения Bi даже при содержаниях 0,001—0,01%. Среди колчеданно-полиметаллических месторождений Алтая Bi обогащены те, что расположены вблизи зон глубинных разломов. Л. Н. Овчинников и В. Д. Баранов заметили, что в этих участках земной коры меньше глубина залегания базальтового слоя.

В Чаткало-Кураминских горах, кроме собственно висмутовых и комплексно-висмутовых месторождений, Bi содержат руды Fe, W, Mo, Cu, Pb, Zn, Au и других металлов, что является металлогенической особенностью данной территории (Хорват, Дунин-Барковская, Голованов, 1971). Месторождения, в которых Bi имеет практическую ценность в связи с разработкой основных металлов, относятся к следующим рудным формациям: среди свинцово-цинковых — к скарново-галенит-сфалеритовой и кварц-сфалерит-галенитовой, среди меднорудных — к скарново-золото-халькопиритовой, медно-порфировой и колчеданно-полисульфидной, а среди золоторудных — к кварц-золото-сульфидной (табл. 40). Для них характерна высокая сульфидность руд. Bi присутствует в галените, пирите, халькопирите, блеклых рудах в состоянии рассеяния и микровключений собственных минералов: самородного Bi, висмутина, теллуридов (тетрадимита и жозеита), свинцово- серебро- и медно-висмутовых сульфосолей (козалит, лиллианит, галенобисмутит, беегерит, айкинит, виттихенит, эмплектит, матильдит и др.). Распределение Bi в рудах определяется преимущественно пространственным положением сульфидных минеральных ассоциаций.

Железорудные месторождения, содержащие Bi скарново-магнетитовой и скарново-галенито-сфалерито-магнетитовой формации, имеются в Северо-Чаткальском и Западно-Кураминском рудных районах. Главный минерал руд — магнетит, образующийся вслед за формированием скарнов; в последующие стадии процесса в скарново-магнетитовых телах в небольшом количестве образовалась сульфидная минерализация (халькопирит, пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит). В скарново-халькопирит-магнетитовых рудопроявлениях (Шабрез) висмутоносен халькопирит (Кахаров, 1964). В скарново-галенит-сфалерит-магнетитовых месторождениях галенит содержит 0,00n% Bi, а при наличии висмутовых минералов до 0,8%. Е. А. Котенева в галените Туранглы установила айкинит и козалит, вростки козалита и висмутина в халькопирите Южной Орлиной горки. Небольшие количества Bi известны с 1961 г., по данным И. Ф. Понарина и В. Ф. Проценко, в железорудных скарнах Тинтака в Пскемском хребте, в 1965 г. на основании новых данных (Bi до 0,15%) их рекомендовали А. А. Земляков и И. М. Голованов для изучения на Bi.

Висмуто-магнетитовые месторождения в Чаткало-Кураминских горах (Чокадамбулак, Ингирчак) указывают на необходимость ревизии на Bi всех железорудных проявлений.

В редкометальных месторождениях Bi встречается часто, но значительных концентраций не образует. Присутствует в виде висмутина, самородного висмута, козалита и других в парагенезисе или ассоциации с минералами Sn, W, Mo и др. В грейзеновых месторождениях минералы Bi ассоциируют с касситеритом, вольфрамитом, молибденитом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом. В грейзено-флюоритово-вольфрамовых рудных полях, по данным В. В. Шувалова, уровень Bi низок (менее 5 *г/т*) в Каракызском и более высок (127 *г/т*, от 18 до 290) в Ойгаинском, Аюторском и Чаркасарском. Наиболее висмутоносны грейзены верхнего горизонта Аюторского рудного поля. В кварцевых жилах среди грейзенов Bi в виде висмутина и бисмутита колеблется от 2,8 до 600 *г/т* (в среднем 207). В кварцево-рудной брекчии с серицитом, флюоритом и вольфрамитом, образовавшейся позднее грейзенов и кварцевых жил, больше висмута—0,72—0,88%.

В Ойгаингском рудном поле в крупнозернистых пегматитах Баркрака известен самородный Bi (Л. А. Быков, В. А. Народная и др.). Л. А. Быков рассматривает пермские гранитные интрузии, вмещающие пегматиты, в качестве одного из «уровней выноса» Bi в зоны постмагматического рудообразования. В грейзенах кристаллы висмутина размером до 2 *см*×1 *см* образовались после жильбертита. Примесь Bi установлена в слюдах, топазе, флюорите и пирите (В. А. Народная, Ю. К. Смолин).

Для месторождений, залегающих в скарнах (Чимган), в зонах серицитизации, окварцевания и жилах (Чавата) типична ассоциация висмутовых минералов с молибденитом, шеелитом, пиритом, пирротином, халькопиритом, галенитом (Дунин-Барковская, 1969 а).

Главные висмутсодержащие эндогенные рудные

Рудная формация	Главные рудные минералы	Минералы висмута	Минералы, содержащие рассеянный висмут, %	Морфология рудных тел
1	2	3	4	5
				Свинцово-
Скарново-галенит-сфалеритовая (субформация магнезиальных скарнов)	Сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, гематит, магнетит, блеклая руда	Тетрадимит, шапбахит (?)	Галенит (0,05—0,13)	Линзы, столбы, зоны вкрапленных руд неправильной формы, гнезда
Скарново-галенит-сфалеритовая (субформация магнезиально-известковых скарнов)	Сфалерит, галенит, пирит, халькопирит	Висмут, висмутин, галенобисмутит, Zn-Bi-тэтраэдрит, айкинит, эмплектит, шапбахит, тетрадимит, виттихенит	Галенит (0,13) сфалерит (0,02)	Жилы, пласты, трубы, вкрапленное оруденение
Кварц-сфалерит-галенитовая	Галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, блеклая руда, борнит; серебро	Висмут, висмутин, эмплектит, лиллианит, галенобисмутит, жозеит	Галенит (0,02)	Простые и ветвящиеся жилы, линзы, штокверки
				Медно
Скарново-халькопиритовая	Халькопирит, пирит, пирротин, магнетит, гематит, борнит	Висмутин (?), тетрадимит	Халькопирит (0,003—0,01)	Вкрапленное и гнездовое оруденение в скарнах
Медно-молибденовая жильно-метасоматическая (медно-порфировая)	Пирит, магнетит, халькопирит, молибденит	Тетрадимит, виттихенит	Халькопирит (0,013), пирит (0,007), галенит (0,15)	Зона прожилково-вкрапленных руд

формации Чаткало-Кураминских гор[1]

Околорудные изменения	Рудовмещающая порода	Геолого-структурная позиция месторождений	Пример (месторождения и рудопроявления)
6	7	8	9
цинковые			
В скарнах флогопитизация, серпентинизация, хлоритизация, тремолитизация; в доломитах бруситизация, серпентинизация; в интрузивных породах серпентинизация, карбонатизация	Скарны кальцит-пироксенового состава с форстеритом, хондродитом и шпинелью в контакте карбонатных пород $Д_3—С_1$ с гранитоидами $С_2—Р$	В осадочных породах кровли интрузива в участках пересечения поверхности контакта разрывными нарушениями	Кургашинкан, Кумышкан
В скарнах эпидотизация, амфиболизация, хлоритизация, карбонатизация, окварцевание	Скарны гранат-пироксенового состава в контакте карбонатных пород $Д_3—С_1$ с с гранитоидами $С_3—Р$ и эффузивами Pz_3	В зонах дробления, секущих контакты известняков и доломитов с гранитоидами, карбонатные породы и эффузивы кровли	Алтынтопканское, Кансайское, Курусайское рудные поля, Кошмансай, Мискан Пскемский
Окварцевание, серицитизация, хлоритизация, карбонатизация, пиритизация	Гранитоиды и эффузивы кислого и среднего состава Pz_3	В нарушениях, оперяющих сложные разломы	Чукур-Джилга, Карагаш-Котан, Лашкерек, Гудас
рудные			
В магнезиальных скарнах флогопитизация, серпентинизация, в известковых скарнах, окварцевание и карбонатизация	Магнезиальные и известковые скарны в контакте гранитоидов $С_3$ с карбонатными породами $С_1$	В зоне пересечения контакта гранодиоритов с известняками и доломитами тектоническими трещинами	Бозымчак, Курутегерек
Хлоритизация, эпидотизация, окварцевание, биотитизация, серицитизация	Кварцевые порфиры $Д_1$, сиенито-диориты $С_2$, гранодиорит-порфиры $С_3—Р_1$	Оруденение пространственно связано со штоками гранодиорит-порфиров, секущих кварцевые порфиры и сиенито-диориты	Кальмаккыр, Дальнее, Сарычеку, Джаныбек, Джиланды

Рудная формация	Главные рудные минералы	Минералы висмута	Минералы, содержащие рассеянный висмут, %	Морфология рудных тел
1	2	3	4	5
Колчеданно-полисульфидный	Пирит, халькопирит, блеклая руда, сфалерит, галенит	Тетрадимит	Пирит (0,038), халькопирит (0,005), блеклая руда (0,003), галенит (0,05)	Жилы, линзообразные тела
				Золото
Кварц-золото-сульфидная	Пирит, халькопирит, блеклая руда, галенит, магнетит, золото	Висмут, висмутин, теллуриды висмута	Блеклая руда (0,18) галенит (0,017), халькопирит (0,018), пирит (0,017)	Жилы простые и ветвящиеся

[1] Использованы материалы В. Н. Аполлонова, С. Т. Бадалова, М. М. Болской, М. Р. Еникеева, Н. Н. Королевой, Е. А. Котеневой, А. С. Кудрявцева, З. М. Протодьяконовой, В. А. Хорвата и др.

В золоторудных месторождениях Bi — характерная примесь, особенно в приповерхностных. Высоких содержаний не образует. М. И. Моисеева, Э. А. Маркова, Н. Н. Королева, М. Д. Увадьев, Т. С. Тимофеева и др. установили в них тетрадимит, жозеит, теллуровисмутит, волынскит, самородный Bi, галенобисмутит, айкинит, козалит и др. Кроме того, Bi присутствует как примесь в других минералах, о чем можно судить по данным Н. Н. Королевой, Э. А. Марковой, М. И. Моисеевой. Пирит Бургунды содержит 0,017% Bi (10 проб), блеклая руда — 0,1633 (3 пробы), галенит 0,017 (6 проб), халькопирит Кочбулака — 0,018 (3 пробы), блеклая руда — 0,1925 (4 пробы), самородное золото— 0,1% (1 проба), а в Чадаке — 0,0n—0,00n (5 проб).

В кварц-золото-сульфидной формации теллуриды Bi, как и минералы Au, часто приурочены к блеклой руде — тетраэдриту, самородный Bi и висмутин — к кварцевым участкам рудных тел. Некоторая часть Bi связана с галенитом более поздней барит-полиметаллической ассоциации. М. Д. Увадьев показал, что в полисульфидных кварцевых жилах коэффициент корреляции Au—Bi=+0,40. Во вмещающих жилы измененных породах ореол рассеяния Bi становится ниже 0,001% на расстоянии 0,2 *м* от рудного тела. Пирит в них, по данным Э. А. Марковой, содержит 10—30 *г/т* Bi.

М. И. Моисеева составила для золоторудных субвулканических месторождений следующий обобщенный ряд образования висмуто-

Продол. табл. 40

Околорудные изменения	Рудовмещающая порода	Геолого-структурная позиция месторождений	Пример (месторождения и рудопроявления)
6	7	8	9
Хлоритизация, серицитизация, окварцевание	Сиенито-диориты C_2, известняки, доломиты $Д_2$—C_1	В зоне тектонических нарушений	В центральном разломе Кургашинкана
рудные			
В эффузивах окварцевание, серицитизация; в известняках окварцевание, доломитизация, серпентинизация	Кварцевые порфиры $Д_1$, терригенно-осадочная толща $Д_2$—$_3$, дацит-андезитовые порфириты C_2—$_3$	В пересекающихся разломах и зонах оперенных разломов	Кочбулак, Бургунда

дыревой, И. М. Голованова, Р. Л. Дунин-Барковского, Э. А. Дунин-Барковой, А. А. Малахова, Э. А. Марковой, М. И. Моисеевой, Н. В. Нечелюстова

вых минералов: висмутин, галенобисмутит, тетрадимит, жозеит, волынскит, теллуровисмутит и самородный висмут. Она установила общую закономерность отложения рудных минералов (от ранних к поздним): сульфиды, сульфосоли, теллуриды, самородные элементы. Э. А. Маркова указывает другую последовательность: висмутин, жозеит, тетрадимит, теллуровисмутит, волынскит, самородный Bi. Во всех случаях минералы Bi образуются раньше теллуридов Ag и Au (Бадалова, Маркова, Моисеева, 1969).

Висмутовые минералы имеются в скарнах Курутегерека с магнетитом, арсенопиритом, халькопиритом, молибденитом и примесью золота (Т. С. Тимофеева, В. А. Андреев). В халькопирите содержится 0,014% Bi и включения тетрадимита, теллуровисмутита и самородного Bi. Последовательность выделения минералов следующая: магнетит→пирит, арсенопирит→пирротин→молибденит→халькопирит, сфалерит→поликсен→тетрадимит→теллуровисмутит→порпецит→золотая амальгама→самородное золото→самородный Bi.

В медноруд ных месторождениях Bi — обычная примесь руд. В медно-скарновом (Бозымчак) он присутствует в виде микроскопической вкрапленности висмутина и тетрадимита (?), содержание его в халькопирите составляет 0,003—0,01%, в медно-молибденовых Алмалыкского рудного поля (Кальмаккыр, Дальнее, Сарычеку, Джаныбек) количество Bi в разных минералах колеблет-

ся от 0,003 до 0,15%. И. М. Голованов установил в рудах Дальнего тетрадимит и виттихенит (?).

Содержание висмута в минералах медных месторождений (Бадалов, 1965; Голованов, Алехина, 1969):

Минерал	*Месторождение*	*Bi, %*	*Рудная формация (по И. М. Голованову)*
Магнетит	Дальнее	0,0030	
Пирит	Кальмаккыр	0,0050	Медно-молибденовая
Пирит	Дальнее	0,0107	
	Актурпак	0,0226	
Халькопирит	Кальмаккыр	0,0070	
Халькопирит	Дальнее	0,0194	
Галенит		0,1500	
Сфалерит		0,0030	
Пирит	Кургашинкан (центр. разлом)	0,038	Колчеданно-полисульфидная
Халькопирит		0,005	
Блеклая руда		0,003	
Галенит		0,05	
Халькопирит	Узумсай	0,02	Медная жильная

В свинцово-цинковых месторождениях Bi также является примесью (табл. 41). Зависимость содержаний Pb и Bi в руде установлена В. Н. Аполлоновым (1964) на Кошмансае, В. Ф. Проценко в Мискане, Э. А. Дунин-Барковской на Лачинхане, Верхнем Келинчаке и т. д., что указывает на геохимическую связь этих двух элементов. Bi содержится в основном в галените, в небольших количествах — в пирите, сфалерите и блеклой руде. Среди свинцово-цинковых месторождений наиболее высоки концентрации Bi в галените из скарнов, что замечено многими исследователями Кураминских гор (Малахов, 1966, 1968; Нечелюстов, Попова, Минцер, 1961; Моисеева, 1969) и Чаткальских (Дунин-Барковская, 1969 а, Воронич и др., 1970). Меньше Bi в галените из кварцевых, кварц-карбонатных, кварц-флюорит-баритовых жил, из метасоматического вкрапленного оруденения в измененных породах и еще меньше — из карбонатных жил.

Максимальное содержание Bi установлено в галените скарнового месторождения Перевальное в Кураминском хребте — 5,5% (Болдырева, Чернышева, 1965), а минимальное — в галените из карбонатных жил со сфалеритом и блеклой рудой Уясайского рудопроявления в хребте Каржантау — менее 0,0001% (Дунин-Барковская, 1969 а).

Отмечены некоторые закономерности распределения Bi в галенитах скарновых месторождений. По данным Н. Н. Королевой, в Алтынтопканском рудном поле содержание Bi выше в галенитах из месторождений, контролируемых секущими разломами по сравнению с продольными, и в галенитах из биметасоматических скарнов, чем из инфильтрационных. Концентрация Bi в галените час-

Висмут в галенитах свинцово-цинковых месторождений Чаткало-Кураминских гор

Рудная формация	Минеральный тип	Месторождение	Bi, $\bar{x}$, г/т	Число проб
Скарново-галенит-сфалеритовая	Скарново-галенит-сфалеритовая	Перевальное	19010	19
		Ташбулак	5000	3
		Мискан Пскемский	4015	22
		Мышиккол	2350	2
		Кошмансай	2069	16
		Орлиная горка	1750	3
		Карамазар I	1570	10
		Кансай	1500	4
		Курусай	1364	16
		Кумышкан	1304	48
		Западный Джангалык	1140	9
		Алтынтопкан	951	36
		Кархона	800	1
		Восточный Канташ	620	1
		Пайбулак	607	18
		Кургашинкан	480	2
		Окурдаван	460	1
		Карамазар II	408	24
		Шевчуковское	260	2
		Акташ	60	1
		Ташгезе	40	1
	Среднее по формации		1332	
Кварц-сфалерит-галенитовая	Кварц-арсенопирит-галенит-сфалеритовый в диоритах	Верхний Келинчак	8133	3
	Кварц-касситерит-сфалерит-галенитовый в известняках	Нижнее Коксу	248	9
		Молодежное	977	6
	Среднее		540	
	Кварц-сфалерит-галенитовый (кварцевая жила в гранитоидах)	Гудас	250	8
	Кварц-барит-флюорит-сфалерито-галенитовый (прожилково-вкрапленный в вулканогенных породах)	Кароташ-Котан	190	1
		Чукур-Джилга	113	63
		Замбарак	120	48
		Лачинхана	115	11
		Канимансур	70	17
		Учочак	20	10
	Среднее		105	
	То же в кварцевых жилах в гранитоидах	Наугарзан	180	15
		Кенкол	90	12
	Среднее		135	

Продолжение табл. 41

Рудная формация	Минеральный тип	Месторождение	Bi, $\overline{x}$, г/т	Число проб
Кварц-сфалерит-галенитовая	Кварц-серебро-блекло-рудно-галенит-сфалеритовый (жилы и вкрапленность в эффузивах)	Лашкерек	86	7
		Вкрапленник	56	7
	Среднее		71	
	Среднее по формации		193	
Карбонатно-галенитовая (в карбонатных породах)		Талбулак V	90	2
		Возрожденное	62	4
		Королево	17	3
		Сарыкан	3	14
		Талбулак I	2	1
		Уясай	1	3
	Среднее по формации		29	

Примечание. Использованы данные В. Н. Аполлонова (1964); С. Т. Бадалова, А. А. Землянова (1963); С. Т. Бадалова (1965); С. Т. Бадалова, М. И. Моисеевой (1969); М. М. Болдыревой, Б. Ф. Чернышевской. (1965); Р. Л. Дунин-Барковского (1959); Э. А. Дунин-Барковской (1969 а); М. Р. Еникеева (1959); А. С. Кудрявцева (1967); А. А. Малахова (1968); Н. В. Нечелюстова и др. (1961), а также материалы Е. Ф. Багровой, В. Н. Доморяда, Э. А. Дунин-Барковской, Г. И. Ионис, А. Каххарова, С. Я. Клемперта, Н. Н. Королевой, М. Максудова, М .Мансурова, Р. Назировой, З. М. Протодьяконовой и др.

тично определяется эрозионным срезом месторождения (Малахов, 1968).

По данным А. А. Малахова по Чалате, Э. П. Николаевой по Ташбулаку, В. К. Мельниченко по Алтынтопкану, М. И. Моисеевой — по Курусаю с глубиной в галените повышается содержание Bi и уменьшается Sb. Из анализов М. Р. Еникеева по главной рудной зоне Алтынтопкана видно, что наиболее высокие содержания Bi (до 8000 *г/т*) приходятся на галениты нижних горизонтов, а самые низкие—верхних. В интервале 250 *м* между 1450 и 1700 *м* содержание Bi достигает 821 *г/т*, а выше до 1800 *м* резко падает до десятков—единиц. Возможно, что по содержанию Bi в галенитах однотипных скарново-свинцовых месторождений или рудных тел можно определять глубину их эрозионного среза. В таком случае месторождение Перевальное вскрыто выработками уже в нижней части, Кансай—средней, Кургашинкан—верхней, а Акташ и Ташгезе—только самой верхней.

В Карамазаре Bi — сквозной элемент, присутствующий во всех ассоциациях галенита (Нечелюстов и др., 1961). Повышенные кон-

центрации Bi, по Н. Н. Поповой, характерны для относительно более высокотемпературных галенитов. В скарново-свинцово-цинковом месторождении Мискан в Пскемском хребте галенит I генерации содержит Bi в 100 раз больше, чем II (Дунин-Барковская, 1969 а). Ранние галениты скарновых свинцово-цинковых месторождений Кураминского хребта также имеют высокие содержания Ag и Bi (Моисеева, 1969). В первой генерации галенита из Курусая содержание Bi в 10 раз больше, чем последующей (Нечелюстов, Попова, Минцер, 1961). Обогащение висмутом ранних генераций галенитов характерно для большинства скарново-свинцово-цинковых месторождений Чаткало-Кураминских гор. Исключение составляет Алтынтопкан.

Галениты жильных свинцово-цинковых месторождений содержат обычно десятки—сотни граммов Bi на 1 *т*, среди них выделяются Верхнекелинчакское (до 2,3%)и Молодежное (десятые доли процента) многометального Бричмуллинского рудного поля (Mo, W, Bi, As, Pb).

Среднее содержание Bi в галените свинцово-цинковых месторождений Чаткало-Кураминских гор составляет 750 *г/т* («ураганные»пробы месторождения Перевальное и Верхнего Келинчака из подсчета исключены):

Формация	*Среднеарифметическое*	*Средневзвешенное*	*Число проб*
Скарново-галенит-сфалеритовая	1332	1048	230
Кварц-сфалерит-галенитовая	193,5	143	214
Карбонат-галенитовая	29	19	27
Среднее	755	748	471

Из общей массы галенита свинцово-цинковых месторождений Чаткало-Кураминских гор примерно 75% приходится на долю скарновой, 20 — кварцево-жильной и 5 — карбонатно-жильной формаций, что свидетельствует о важности галенита скарново-цинковых месторождений как источника Bi.

На концентрацию Bi в галените вмещающие породы не имеют заметного влияния, а между изменением температуры, давления и концентрации висмута в галените существует функциональная зависимость. Отношение Sb к Bi в галените указывает на температуру и давление его кристаллизации, малые значения — $<0{,}06$ характерны для высокотемпературных галенитов, образовавшихся при давлении ниже 150 *кг/см*^{2} (Малахов, 1968).

В галените некоторых скарновых и гидротермальных свинцово-цинковых месторождений отмечена прямая корреляционная зависимость между Bi и Ag и обратная между Bi и Sb (Аполлонов, 1964; Королева, 1965; Болдырева, Чернышева, 1965; Нечелюстов и др., 1961; Малахов, 1968; Моисеева, 1969; Дунин-Барковская, 1969 а и др.).

Висмут в галените присутствует, вероятно, в двух формах: микровключения собственных минералов и изоморфной. Изоморфизм части Bi показан для месторождения Перевальное (Болдырева и Чернышева, 1965). Присутствие висмута от 0,06% до 5,57 и одновременно серебра от 0,026 до 2,3% снизило параметры решетки галенита от 5,9550 до 5,9128 Å. В галените предполагалось до 6,44 мол. процента матильдита, который существовал до температуры не ниже 225°, и установлены микровключения айкинита, виттихенита, Zn-Bi-тетраэдрита (Болдырева, Бородаев, 1974).

Многие исследователи наблюдали в галените различных месторождений микровключения висмутовых, серебро-висмутовых, свинцово-висмутовых, медно-висмутовых и свинцово-висмут-сурьмяных сульфидов и теллуридов. На Ташбулаке и Мышикколе установлены шапбахит (Малахов, 1958), в Юго-Западном Карамазаре—галенобисмутит, беегерит, бенжаминит (?), виттихенит и висмутин (Еникеев, 1959), на Перевальном—айкинит, бенжаминит (?), эмплектит, виттихенит (Нечелюстов, Попова, Минцер, 1961), в Мискане—сульфид висмута (В. Ф. Проценко), в Кошмансае — шапбахит и тетрадимит (Аполлонов, 1964), в Верхнем Келинчаке — галенобисмутит, лиллианит, жозеит-В, беегерит (Дунин-Барковская, 1969 а, «Минералы Узбекистана», 1975—1976).

Пластинчатые вростки галенобисмутита и вкрапленность теллуридов Bi в галените по октаэдрической спайности галенита наблюдались нами в скарново-свинцово-цинковом рудопроявлении Дуган. Для высокотемпературных галенитов из скарновых месторождений характерно присутствие Bi-Pb-Ag-сульфосолей и теллуридов Bi, для среднетемпературных — сложных сульфосолей Cu, Pb, Sb и Bi и теллуридов, однако требуется их подтверждение микрозондом.

Общую систематику форм вхождения элементов-примесей в галенит, в том числе Bi, приводят А. А. Годовиков (1965) и др., для районов Чаткало-Кураминских гор — А. А. Малахов, а также С. Т. Бадалов, А. С. Поваренных. Изоморфными заместителями атомов Pb в галените считаются элементы с одинаковым строением электронной оболочки и типом конфигурации существенно ковалентных связей, причем наиболее совершенный изоморфизм должны иметь Tl и Bi, обладающие сходными с Pb межатомными расстояниями M—S. Например, M—S у Pb—2,96, а у Bi—2,95 (Бадалов, Поваренных, 1969).

Нами не наблюдались и не встречены в литературе случаи наложения висмутовых минералов на галенит в виде секущих прожилков или вкрапленность в секущих кварцевых или кальцитовых прожилках, свидетельствующих о том, что висмутовые сульфиды выделились позднее галенита. Обычно они или беспорядочно тонко вкраплены в галенит или расположены по спайности в кристаллах. Приуроченность повышенного содержания Bi к более высокотемпературным галенитам скарновых формаций и формы включения висмутовых минералов в галените свидетельствуют о том, что при высоких температурах твердый раствор PbS имеет повышенную

изоморфную емкость (Bi, Ag, Sb, Te). Возможно, что атомы Bi располагаются в октаэдрических пустотах галенита. За прошедшее геологическое время с изменением температуры и давления происходит распад твердого раствора и выкристаллизация части Bi в виде самостоятельных минералов, что создает октаэдрическую спайность в галените.

По В. В. Щербине (1969б, 1976), Bi, Ag изоморфно входят в галенит при низкой концентрации; при повышении ее и температуре выше 225°С галенит изоморфно замещается компонентом $AgBiS_2$ по схеме $AgBiS_2 \longrightarrow PbPbS_2$. С повышением концентрации $AgBiS_2$ происходит реакция с образованием ширмерита: $4AgBiS_2 + PbS \longrightarrow Ag_4PbB_4S_9$. При отсутствии серебра в галените образуется лиллианит: $3PbS + Bi_2S_3 \longrightarrow Pb_3Bi_2S_6$.

В одном из мелких проявлений Co-Ni-Ag-As-Bi-формации Bi — характерный элемент. В кварц-анкеритовых жилах содержится вкрапленность самородных серебра и висмута и смальтина, хлоантита, маухерита, никелина. В более ранней ассоциации присутствует висмутин, отложившийся с галенитом, сфалеритом и пиритом (В. А. Стрельцов, А. И. Тишкин и М. И. Моисеева).

В Чаткало-Кураминских горах развиты собственно висмутовые месторождения, что позволяет выделить этот регион как висмутовую провинцию. Наибольшее практическое значение имеют висмутин-халькопирит-кварцевая (Cu-Bi) формация в Кураминской подзоне и висмутин-арсенопиритовая (As-Bi) в Чаткальской. В первой наибольшее практическое значение имеет Pb-Cu-Bi-субформация и ее проявления заслуживают первоочередного изучения (например, Каракия-Чилтенское). Две другие субформации не имеют представителей промышленных месторождений.

Общие геохимические особенности Bi в собственно висмутовых и комплексно-висмутовых месторождениях следующие:

— максимальный диапазон развития висмутового оруденения — 600 *м*, обычно 100—200 *м*,

— локализация висмута в средних и переходных к верхним участкам вертикальной метасоматической колонки оруденения или жилы,

— ассоциации Bi с различными металлами (Pb, Cu, W, Fe, As, Au и др.),

— корреляция Bi с Ag, Cu, Au, намечается только в рудах, сформировавшихся при резком падении давления с образованием сложных сульфосолей из среднетемпературных гидротермальных растворов в близповерхностных условиях в связи с поствулканическими процессами; в гипабиссальных месторождениях корреляция между элементами практически не значима.

— выделение основной части Bi в одну стадию гидротермального процесса: для мышьяково-висмутовых месторождений — в раннюю, а для медно-висмутовых — в среднюю,

— процесс формирования висмутоносных месторождений и рудопроявлений обычно завершается жильной кварц-галенит-сфалери-

товой ассоциацией, которая может служить поисковым критерием на висмутовое оруденение,

— ореолы рассеяния As, Cu, Te, Bi, Pb, Ag вокруг висмутовых рудных тел можно использовать при поисках в связи с малой чувствительностью многих анализов на Bi.

Примесь Bi характерна для проявлений Fe, редких металлов, Cu, Pb, Zn, Au, Co, Ni, относящихся к различным рудным формациям. Среди них повышенно висмутоносны следующие минеральные типы: из редкометальных — скарново-шеелит-сульфидный, скарново-молибденит-халькопиритовый, кварц-грейзено-кассеритит-вольфрамитовый, из меднорудных — молибденит-халькопиритовый, из свинцово-цинковых — скарново-галенит-сфалеритовый, из золоторудных — кварц-золото-сульфидный. В них Bi находится преимущественно в сульфидах — галените, пирите, халькопирите, блеклых рудах в виде включений собственных минералов. Размещение висмутового оруденения определяется преимущественно пространственным положением сульфидных минеральных ассоциаций.

Микровключения висмутовых минералов представлены самородным Bi, висмутином, шапбахитом, свинцово-висмутовыми и медно-висмутовыми сульфосолями (козалитом, лиллианитом, таленобисмутитом, беегеритом, айкинитом, виттихенитом, эмплектитом) и теллуридами (тетрадимитом и жозеитом). Однако ввиду близости оптических свойств некоторых висмутовых минералов и трудности диагностики микровключений требуется их проверка с применением новейших методов микроминералогического анализа.

Наибольшее значение по висмутоносности имеют свинцово-цинковые месторождения. В них носителем Bi служит галенит. Среднее содержание Bi в нем — 750 *г/т*. Висмутоносность свинцово-цинковых месторождений и галенита уменьшается со снижением температуры образования: скарново-свинцово-цинковые→кварц-галенит-сфалеритовые→карбонатно-галенитовые. В первых содержание Bi в галените увеличивается сверху вниз, поэтому в них по содержанию Bi в галените, по-видимому, можно определять глубину эрозионного среза месторождения, его отдельных участков или рудных тел. Ориентировочно мы считаем, что содержание Bi более 3000 *г/т* свидетельствует о низах месторождения, 3000—1000 *г/т* — о его средней части и меньше 1000 *г/т* — о верхах. Если это предположение верно, то вскрытые части месторождения Перевальное (где в галените 19 *кг/т* Bi), Ташбулак (5 *кг/т*) в Кураминском хребте, Мискан (4 *кг/т*) в Пскемском представляют собой низы или корневые части, а месторождения с более низкими содержаниями Кансайского, Курусайского и Алтынтопканского рудных полей имеют перспективы на глубину. Это положение рекомендуется к проверке на объекте со значительным вертикальным интервалом свинцового оруденения.

Глава III. МИНЕРАЛОГИЯ ВИСМУТА

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МИНЕРАЛАХ Bi

В справочниках названо около 75 наиболее распространенных минералов Bi (Штрунц, 1962; «Минералы», т. I—III, 1960—1973; Поваренных, 1966; Костов, 1971; и др.). Многочисленные открытия новых висмутовых минералов, преимущественно с помощью рентгеновского микроанализатора, стали характерной чертой последнего десятилетия (Бонштедт-Куплетская, Арбузова, 1974, и др.). Около 20 минералов опубликованы без названия . Имеется систематика теллуридов Bi (Годовиков, Кочеткова, Лаврентьев, 1971). На основании ревизии 268 химических анализов висмутовых сульфосолей выделен 81 минеральный вид, из которых 30 весьма достоверны, 21 — вполне вероятен и 30 намечены (Годовиков, 1972).

Bi образует 170 природных минералов. Можно выявить наиболее характерные черты его минералогии в земной коре и на этом фоне оценить минералогические особенности Чаткало-Кураминской висмутовой провинции.

Минералы Bi земной коры и их распространенность в Чаткало-Кураминском регионе:

Группа	*Минерал*	*Формула*	*Распространенность в регионе*
Самородные, интерметаллические, висмутиды			
	Висмут	Bi	
	Мальдонит	Au_2Bi	
	Чиленит	AgBi	
	Висмуто-сурьма	BiSb	
	Соболевскит	PdBi	
	Полярит	Pd (Pb, Bi)	
	Без названия	Pd (Bi, Pb)	
	—"—	Fe (Pb, Bi)	
	—"—	Pd (Sb, Bi)	
	—"—	(Pt, Pd) (Bi, Sb)	
	Штумпфлит	Pt (Sb, Bi)	
	Без названия	Pd_2Bi	

	Без названия	$Pd\ (Bi,\ Pb,\ Te)$	
	Котульскит	$Pd\ (Te,\ Bi)$	
	Майченерит	$(Pd,\ Pt)\ BiTe$	
	Минерал А	$(Pd,\ Hg)\ (Te,\ Bi)$	
	Меренскит	$(Pd,\ Pt)\ (Te,\ Bi)_2$	
	Мончеит	$(Pd,\ Pt)\ (Bi,\ Te)_2$	
	Без названия	$(Pd,\ Ni)\ (Bi,\ Te)_2$	
	Без названия	$Pt\ (Bi,\ Te)_2$	
	—"—	$PdBiTe_2$	
	Раклиджит	$(Bi,\ Pb)_3Te_4$	
	Фрудит	$PdBi_2$	
	Урванцевит	$Pd\ (Bi,\ Pb)_2$	
	Без названия	$Pd_2Fe_3Bi_2$	
	Инсизваит	$Pt\ (Bi,\ Sb)_2$	
	Висмутид Pd	$PdBi_3$	
	Без названия	$Pd_2Bi_2Te_3$	

Сульфиды (включая сульфосоли)

Bi и (Bi, Sb)	Икунолит	Bi_2S_3	+++
	Висмутин	$(Bi,\ Sb)_2S_3$	
	Хоробетсуит	$Bi_4\ (S,\ Se)_3$	
Pb–Bi	Галенобисмутит	$PbBi_2S_4$	+
	Козалит	$Pb_2Bi_2S_5$	++
	Лиллианит	$Pb_3Bi_2S_6$	+
	Бончевит	$PbBi_4S_7$	
	Гунгаррит	$Pb_4Bi_2S_7$	
	Канницарит	$Pb_3Bi_4S_9$	
	Беегерит	$Pb_6Bi_2S_9$	+
	Хейровскит	$Pb_6Bi_2S_9$	
	Устарасит	$PbBi_6S_{10}$	+
	Бурсаит	$Pb_5Bi_4S_{11}$	
	Виттит	$Pb_5Bi_6S_{14}$	
	Bi-джемсонит (сахароваит)	$Pb_5\ (Sb,\ Bi)_6S_{14}$	++
	Без названия	$Pb_3Bi_8S_{15}$	+?
	—"—	$Pb_7\ (Bi,\ Sb)_6S_{16}$	
	Кобеллит	$Pb_{13}\ (Bi,\ Sb)_{13}S_{32}$	+++
	Бессурьмянистый кобеллит	$Pb_{13}Bi_{12}S_{31}$	+
	Bi-тинтинаит	$Pb_5\ (Sb,\ Bi)_8S_{17}$	+
	Bi-плагионит	$Pb_5\ (Sb,\ Bi)_8S_{17}$	
	Гиссенит	$Pb_8Bi_6S_{17}$	
	«Тип рецбаниита»	$Pb_4\ (Bi,\ Sb)_{10}S_{19}$	+
	Без названия	$Pb_6FeSb_6Bi_4S_{22}$	
	—"—	$Pb_9SbBi_6S_{19,5}$	
	Bi-робинсонит	$Pb_9\ (Bi,\ Sb)_{12}S_{27}$	
	Bi-цинкенит	$Pb_6\ (Sb,\ Bi)_{14}S_{27}$	
	Тинит	$Pb_{20}Bi_2S_{23}$	
Cu—Bi	Эмплектит	$CuBiS_2$	+++
	Купробисмутит	$CuBiS_2$	
	Виттихенит	Cu_3BiS_3	+
	Эйхбергит	$(Cu,\ Fe)\ (Bi,\ Sb)_3S_5$	
	Без названия	$Cu_3Bi_2S_6$	
	—"—	Cu_9BiS_7	
	Догначкаит	$Cu_2Bi_4S_7$	
	Без названия	Cu_8BiS_8	
	Клапротит	$Cu_6Bi_4S_9$	+?

Cu—Bi	Ходрушит	$Cu_4Bi_6S_{11}$	
Cu—Pb—Bi	Айкинит	$CuPbBiS_3$	+++
	Без названия	Cu_3PbBiS_4	
	Петровицит	$Cu_3HgPbBiS_5$	
	Линдстремит	$CuPbBi_3S_9$	+
	Гладит	$CuPbBi_5S_9$	
	Хаммарит	$Cu_2Pb_2Bi_4S_9$	
	Наффилдит	$Cu_2Pb_4Bi_4S_{11}$ или $(Cu_4Pb_{10}Bi_{10}S_{27})$	
	Без названия	$Cu_x Pb_x Bi_{8-x} S_{12}$	
	Минерал I	$Cu_5Pb_2Bi_2S_{14}$	
	Группа рецбаниита	$Cu_2Pb_3Bi_{10}S_{19}$	+
		$Cu_4Pb_6Fe_5Bi_2S_{18}$	
		$Cu_4Pb_6Fe_5Bi_2S_{16}$	
		$(Cu, Fe)_3Pb_7Bi_{12}S_{20}$	
		$(Cu, Fe)_3Pb_7Bi_{11}SbS_{20}$	
	Пекоит	$CuPbBi_{11}S_{18}$	
Ag—Bi	Шапбахит	α—$AgBiS_2$	+
	Матильдит	β—$AgBiS_2$	+
	Арамайоит	$Ag(Bi, Sb)S_2$	
	Павонит	$AgBi_3S_5$	
Ag—Pb—Bi	Группа ширмерита	$AgPbBi_3S_6$	+
	—"—	$(Ag_{0,9}Cu_{0,1})PbBi_3S_6$	+
	—"—	$AgPb_2Bi_3S_7$	
	—"—	$Ag_4PbBi_4S_9$ и $Ag_{2,4}Pb_{3,7}Bi_{5,9}S_{13,9}$	
	Фаза X	$Ag_2Pb_7Bi_{10}S_{24}$	
	Z	$Ag_1Pb_{10}Bi_9S_{24}$	
	Густавит	$Ag_3Pb_5Bi_{11}S_{24}$	
Ag—Cu—Bi	Сульфовисмутид Cu и Ag	$(Ag, Cu)_2Bi_4S_7$	
	Фаза IV	$(AgCu_4)_5Bi_7S_{13}$	+
Ag—Cu—Pb—Bi	Тинтанкит	$(Ag, Cu, Pb)_2Bi_2S_4$	
	Ларозит	$(Ag, Cu)_{21}PbBiS_{13}$	
	Без названия	$[(Ag, Cu)_2Pb_2]_4Bi_{4,6}S_{7,6}$	
	Бенжаминит (группа)	$[(Ag, Cu)_2Pb_2]_4Bi_4S_9$	+++
		$(Ag_2Pb_2)_4Bi_4S_9$	
	Ходрушит	$[(Ag, Pb, Bi)Cu_4]_5Bi_5S_{11}$	
	Берриит	$(Ag, Cu)_3Pb_2Bi_5S_{11}$	+
	Фаза I	$(Ag_2Cu_{0,9}Pb_{0,1})_3Bi_7S_{12}$	+
	Фаза II	$(Ag_{1,5}Cu_{1,3}Pb_{0,2})_3Bi_7S_{12}$	+
	Фаза III	$(Ag_{1,2}Cu_{1,7}Pb_{0,1})_3Bi_7S_{12}$	+
	Общая для фаз I—III	$(Ag, Cu, Pb)_3Bi_7S_{12}$	+
	Фаза VI	$(Ag_{1,5}Cu_{2,5})PbBi_6S_{12}$	+
	Без названия	$(Ag, Cu, Pb)_3Bi_7S_{13}$	
	—"—	$AgCu_4PbBi_7S_{13}$	
	Нейит	$(Ag, Cu)_2Pb_7Bi_6S_{17}$	+?
	Без названия	$[(Ag, Cu)_2Pb_7]_9Bi_6S_{11}$	
	Минерал A	$Ag_2Cu_3Pb_9Bi_6S_{20,5}$	
	Фаза V	$Ag_5Cu_2PbBi_{13}S_{24}$	+

Ni—Pb—(Bi, Sb)	Каллилит	Ni (Sb, Bi) S	
	Паркерит	$Ni_3Bi_2S_2$	
	—"—	$Ni_3(Bi, Pb)_2S_2$	
	Гаухекорнит	$Ni_9Bi_2S_8$	

Теллуриды и сульфотеллуриды

Верлит	BiTe	
Без названия	(Bi, Pb)Te	
Теллуровисмутит	Bi_2Te_3	+
Кавацулит	Bi_2Te_2Se	
Без названия	Bi_2Te_5	
Хедлиит	Bi_7Te_3	
Без названия	$(Pb, Bi)_3Te_4$	
Волынскит	$AgBiTe_2$	+
Минерал М	$(Bi, Pb)_2TeS$	+
Грюнлингит	Bi_4TeS_3	
Тетрадимит	Bi_2Te_2S	++
Чикловаит	Bi_2TeS_2	
Минерал L	Bi_3TeS	
Минерал К	$Bi_9(Te_2S)_2$	
Минерал Р	$Bi_{15}(TeS_4)_2$	
Жозеит А	Bi_4TeS_2	+
Жозеит В	Bi_4Te_2S	+
Жозеит А—В(Д)	$Bi_4(TeS)_3$	+
Минерал С	$Bi_{16}(TeS_3)_3$	
Оруэтит	Bi_8TeS_4	

Селениды и сульфоселениды

Богдановичит	$AgBiSe_2$	
Гуанахуатит	$Bi_2(Se, S)_3$	+
—"—	Bi_2Se_3	
Парагуанахуатит	Bi_4Se_5	
—"—	$Bi_2(Se, S)_3$	
Платинит	$PbBi_2(Se, S)_3$	
—"—	$Pb_4Bi_7Se_7S_4$	
Вейбуллит	$PbBi_2Se_4$	
Лайтакариит	$(Pb, Bi)_4Se_2S$	
—"—	Bi_4Se_2S	
—"—	$Bi_4(Se, S)_3$	
—"—	$Bi_8(Se, S)_7$	

Окислы и оксихлориды

Бисмит	α—Bi_2O_3	+
Силленит	γ—Bi_2O_3	
Бисмоклит	BiClO	+
Добреит	Bi (Cl, OH) O	
Перит	$PbBiO_2Cl$	

Фториды, фторкарбонаты и карбонаты

Заварицкит	BiOF	
Кетнерит	$CaBi[CO_3]OF$	
Бейерит	$CaBi_2[CO_3]_3O_2$	
Бисмутит	$Bi_2[CO_3]O_2$	+++

Вольфраматы, молибдаты

Русселит	$(Bi_2W)O_3$	
Кёхлинит	Bi_2MoO_6	

Ванадаты, арсенаты, уранаты, фосфаты, теллураты, силикаты

Пухерит (орторомбический)	$BiVO_4$	
Без названия (моноклинный)	$BiVO_4$	
Рузвельтит	$BiAsO_4$	+
Ателестит	$Bi_2(AsO_4)O(OH)$	
Арсенобисмит	$Bi_4[(OH)AsO_4]_3H_2O$	
Миксит	$Cu_{12}Bi[(OH)_9(AsO_4)_6]\cdot 9H_2O$	+
Ураносферит	$Bi(OH)UO_4H_2O$	
Вальпургин	$Bi_{10}(UO_2)_3(AsO_4)_4O_{10}\ 10H_2O$	
—"—	$(BiO)_4UO_2(AsO_4)_2\cdot 3H_2O$	
Вейлэндит	$BiAl_3[PO_4]_2(OH)_6$	
—"—	$(Bi, Ca)Al_3[PO_4, SiO_4]_2\cdot(OH)_6$	
Монтанит	$Bi_2TeO_62H_2O$	+
Минерал	$Bi_2Te_2O_9$	+
Эвлитин	$Bi_4Si_3O_{12}$	
Бисмутоферрит	$BiFe_2(SiO_4)_2(OH)$	

Танталаты и ниобаты

Бисмутотанталит	$BiTaO_4$
Стибиовисмутотанталит	$(Bi, Sb)(Nb, Ta)O_4$
Бисмутоколумбит	$Bi(Ta, Nb)O_4$
Бисмутониобит	$BiNbO_4$
Вестгренит	$BiTa_2O_6OH$
—"—	$(Bi, Ca)(Ta, Nb)_2O_6(OH)$
Висмутомикролит	$(Na, Ca, Bi)Ta_2O_6(F, OH, O)$
Шетелегит	$(Ca, Mn, Sb, Fe, Bi)_2\cdot(Ti, Ta, Nb, W)_2(O, OH)_7$

Примечание. +++ — ведущий минерал; ++ — средний; + — второстепенный и редкий. Кроме того, известны Zn—Bi — тетраэдрит (Bi — 19,7%), Bi — буланжерит (с 5% Bi), Bi — геверсит Pt (Bi, Sb)$_2$ с 15% Bi, Bi — скутерудит Co (As, Bi)$_3$ с Bi до 37,64%, Bi — смальтин (Co, Ni) (As, Bi)$_3$ с Bi до 20% и другие висмутовые разновидности.

А. А. Годовиков (1972) у большинства формул сульфосолей удваивает коэффициенты: эмплектит — $Cu_2Bi_2S_4$.

Bi образует многочисленные соединения с химическими элементами, относящиеся почти ко всем классам. Неизвестны только нитраты, бораты, иодиды, сульфаты, хроматы, органические и некоторые другие соединения. Наиболее обширна группа сульфидов (включая сульфосоли), насчитывающая половину всего количества минералов Bi, затем следует группа теллуридов (включая сульфотеллуриды) — 20, висмутидов — 14 и т. д. Распространен самородный Bi, не образующий значительных скоплений, но известный типоморфизмом в зависимости от условий образования и возможностью использования в качестве геотермометра. Висмутиды образуются с Pt, Pd и Fe преимущественно в Pt—Cu—Ni

месторождениях. Сульфосоли разнообразны по минеральному составу. В них Bi соединен с Pb, Cu, Ag, Sb в различных парных и множественных комбинациях: Pb—Bi, Cu—Bi, Ag—Bi, Pb—Cu—Bi, Ag—Pb—Bi, Ag—Cu—Pb—Bi—Sb и т. д.

По сравнению с другими минералами Bi они имеют наибольшую распространенность в природе и практическую ценность. По мнению А. А. Годовикова и др., сульфосоли Bi характеризуются целыми отношениями между катионами, полуметаллами (при появлении сурьмы), а иногда S и Se, отражающими ступенчато-изоморфный характер химического состава. Н. Н. Мозгова и Ю. С. Бородаев выделяют гомологические ряды.

Распределение минералов Bi по классам химических соединений следующее:

Класс и группа	*Общее количество минералов*	*В Чаткало-Кураминских горах*
Самородные, интерметаллические и висмутиды	28	1
Сульфиды и сульфосоли	79	31
Bi и (Bi, Sb)	3	1
Pb—Bi и Pb—(Bi, Sb)	25	11
Cu—Bi	10	3
Pb—Cu—Bi	11	3
Ag—Bi	4	2
Ag—Pb—Bi	4	2
Ag—Cu—Bi	2	1
Ag—Cu—Pb—(Bi, Sb)	17	8
Ni—Pb—(Bi, Sb)	3	—
Теллуриды и сульфотеллуриды	20	7
Селениды и сульфоселениды	6	1
Окислы и оксихлориды	5	2
Фториды, фторкарбонаты и карбонаты	4	1
Вольфраматы, молибдаты	2	—
Ванадаты, арсенаты, уранаты, фосфаты, теллураты, силикаты	13	5
Танталаты и ниобаты	7	—
Всего	170	48

В классе теллуридов и сульфотеллуридов имеются группы с соотношением Bi к (Te+Se+S) 2:2, 2:3, 3:2, 4:3 и 8:5, а среди селенидов — 2:2, 2:3, 3:3, 3:4, 4:3, что позволяет упростить их систематику. Среди них намечается ступенчатое замещение Se и S, Bi и Pb. В остальных классах висмутовые минералы малочисленны и редко встречаются, преимущественно в зоне гипергенеза. Среди танталатов и ниобатов в пегматитах существуют изоморфные ряды: между $BiTaO_4$ и $BiNbO_4$ и при замещении в тех же соединениях Bi на Sb, а также между Bi Ta_2O_6OH и (Na, Ca) Ta_2O_6OH.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ВИСМУТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКИХ ГОР

В главных месторождениях и рудопроявлениях Bi Чаткало-Кураминских гор (табл. 42) обнаружено около 160 минералов и их разновидностей, среди которых 103 гипогенных и 59 гипергенных (Дунин-Барковская, 1973). Большинство из них присутствует повсеместно, но количественное содержание меняется в различных генетических типах и рудных формациях. По распространенности в гипогенных рудах главные — сульфиды, окислы, карбонаты, а в окисленных — карбонаты. Наиболее разнообразны группы сульфидов (51 минерал), силикатов (33), окислов (18), карбонатов (13) и сульфатов (13). Во всех месторождениях встречены те или иные самородные элементы, сульфаты, силикаты, в 70% месторождений — теллуриды и т. д. (табл. 43). Большинство гипогенных минералов относится к классу сульфидов (46 минералов) и силикатов (30), а среди гипергенных наиболее разнообразны группы сульфатов (12), окислов (11) и карбонатов (12).

В висмутовых месторождениях разнообразны и обильны сульфиды, сульфосоли Bi, Pb, Cu, Ag, Sb, As и теллуриды висмута. Среди рудообразующих минералов, определяющих практическую ценность месторождения, наиболее распространены висмутин, халькопирит, иногда арсенопирит, галенит и сульфосоли Bi, Cu и Pb. Характерно постоянное присутствие нескольких гипогенных минералов железа — гематита, магнетита или пирротина, пирита, а из гипергенных — марказита и гидроокислов железа. Появление соединений Fe с O или S определяется физико-химическими условиями рудообразования.

Широко распространены железосодержащие или железо-марганцевые карбонаты (анкерит, сидерит, Mn-сидерит, Fe- и Mn-кальцит), железосодержащие и железо-магнезиальные алюмосиликаты: хлориты (пеннин, деллесит, рипидолит), минералы ряда тремолит — актинолит и др. Часто встречается в висмутовых месторождениях шеелит, присутствующий в заметных количествах на Устарасае (Дунин-Барковская, 1966 б) и Ингирчаке и как примесь в Ташкескене, Узумлеке, Дугане и других. В рудных телах большинства висмутовых месторождений имеется в небольших количествах как примесь самородное золото. Иногда присутствуют и его теллуриды. Арсениды Ni и Co встречаются только в рудопроявлениях Ag-Co-Ni-формации, а для остальных месторождений Bi они не типичны.

Висмутовая минерализация сопровождается жильным выполнением (кварц, карбонаты, иногда флюорит, барит) или локализуется в скарнах и околорудных метасоматитах (тремолит-актинолит, хлориты, флогопит, серицит, ортоклаз, кварц, карбонаты и др.). Главный нерудный и жильный минерал в большинстве случаев — кварц. Исключение составляет месторождение Узумлек в Майгашканском хребте, где тетрадимит и висмутин находятся

Таблица 42

Список минералов и их разновидностей главных висмутовых месторождений и рудопроявлений Чаткало-Кураминских гор (по кристалло-химической классификации Х. Штрунца)

Класс минералов	Минерал	Месторождения и рудопроявления													Примечание
		Fe—Bi	As—Bi		Pb—Cu—Bi						Te—Cu—Bi		Cu—Bi	F—Bi	
		Чокадамбулак	Устарасай	Бричмулла	Каракия (Акташканская)	Алмалы	Тарыэкан-	Каптархана	Адрасман	Канимансур	Ташкескен	Узумлек	Кызылгут	Кандаган	
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
I. Элементы (самородные)	Медь							+	+						В
	Серебро		+	+	+		+		+	+	+				П, В
	Золото	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		П
	Сурьма		+												В
	Висмут	++	++	++	+	+	+	+	+	+	+			+	П,В
	Сера	+	+												В
II. Сульфиды, теллуриды	Рикардит										+	+			В
	Гессит	+													П
	Креннерит } Калаверит }	+	+(?)	+(?)		+	+								П
	Минерал $(Pb, Bi)_2 TeS$		+												П
	Тетрадимит	+	+(?)	+(?)	+						+++	+++		+	П
	Жозеит (А, Б, А—В)		++												П
	Халькозин	+	+	+	+	++	++	++	+	+	++	++	+		В
	Аргентит	+								+					П
	Сфалерит	++	++	++	+	+	++	+		++	+		+		П
	Халькопирит	+++	++	++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	++	П
	Борнит	+	+	+		++	+	+	+	+	+	++	+		П,В
	Станнин		+	+											П
	Тетраэдрит	+	+				+					+			П
	Фрейбергит	+				+		+	+	+					П
	Теннантит	+													П
	Энаргит		+(?)	+(?)											П

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
II. Сульфиды, теллуриды	Пирротин	++	+++	++	++		+		+						П
	Сульфид Pb и Fe		+												П
	Галенит	++	++	+	++	++	+++	+++	++	+++	+	+	+		П
	Шапбахит									+					П
	Матильдит		+				++								П
	Киноварь		+												В
	Ковеллин	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+	+		В
	Висмутин	+++	+++	+++	++	++	++	++	++	++	+++	+	++	+++	П
	Эмплектит		+(?)	+		++	+		+++						П
	Клапротит								+				+		В
	Виттихенит		+			+++	+	++			++				П
	Пирсеит		+(?)												П
	Полибазит		+(?)				+								П
	Бурнонит		+	+											П
	Айкинит					+	+++	++	+++		++				П
	Линдстрёмит								+						П
	Берриит						+	+	+						П
	Ag-Cu-Bi-сульфосоли							+	+						П
	Ag-Pb-Bi-сульфосоли							+							П
	Cu-Ag-Pb-Bi-сульфосоли								+						П
	Рецбаниит (группа)		++								++				П
	Фрейслебенит		+												П
	Ширмерит							+							П
	Бенжаминит						+	+							П
	Бенжаминит-павонит							+							П
	Иорданит			+											П
	Геокронит			+											П
	Джемсонит		+	+											П
	Bi-джемсонит		++												П
	Буланжерит		++	++				+							П
	Галенобисмутит		+				+								П
	Устарасит		+												П
	Козалит	+++	++				+				++				П
	Лиллианит			+											П

Продолжение табл. 42

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
II. Сульфиды, теллуриды	Кобеллит	+	++	++											П
	Пираргирит						+								П
	Пирит	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	++	++	+++	++	++	+	П
	Марказит	++	++	++					+	+					В
	Лёллингит		+(?)												П
	Арсенопирит	+++	+++	+++	++	+	+		+	+					П
	Молибденит	+	+	+			+				+				П
	Реальгар		+												В
III. Фториды	Флюорит	+	+	+	++	++	++	++	+	+++	+	+		+++	П
IV. Окислы и гидроокислы	Куприт							+			+	+			В
	Тенорит	+											+		В
	Арсенолит			+											В
	Бисмит	+	++	++		+		++	+		+	++	++	+	В
	Магнетит	+++	+	+		+					+++	+++			П
	Маггемит	+													П
	Гематит	+		+			+++	+++	+++	++	++	+++	+++		П
	Ильменит			+								+			П
	Кварц	++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+	+++	+++	П, В
	Аметист		+		+										П
	Халцедон											+			В
	Кварцин											+			В
	Опал		+	+											В
	Гиалит		+												В
	Пиролюзит	++	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	В
	Рутил		+							+		+		+	П
	Псиломелан	++	+	+		+	+	+	+	+	+	+	+	+	В
	Анатаз										+	+	+		П

Продолжение табл. 42

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
IV. Окислы и гидроокислы	Брусит	+													П
	Лепидокрокит	+										++			В
	Гетит	+++	++	+	+	+	+	+	+++	+	+++	++	+++	+++	В
	Гидрогетит	+	++	+	+	+++	++	+++	+	+	+	+++	+++	++	В
V. Карбонаты	Смитсонит					+	+			+					В
	Сидерит		++			++									П
	Мангансидерит						+++								П
	Кальцит	++	++	++	++	++	++	++	+	++	+++	+	++	++	П,В
	Арагонит		+	+											В
	Доломит	++	++	++											П
	Анкерит		+++	+++		++	++								П
	Церуссит	+	+	+		+	++			++	+	+			В
	Азурит	+	+	+				++		+	++	++	+++	+	В
	Малахит	+	++	++	+	+++	++	++	++	+	+++	+++	+++	+	В
	Аурихальцит			+							+				В
	Бисмутит	++	+++	+++	+	+++	++	++	+++		+++	++	+++	+++	В
	Плюмбобисмутит		+												В
VI. Сульфаты, молибдаты, вольфраматы, теллураты	Барит	++		+	++	++	+++	++		+++		+	++	+++	П
	Англезит	+		+			++			+		+			В
	Брошантит	++						++							В
	Линарит										+				В
	Ярозит	++	+++	+++				++				++	+		В
	Na-ярозит	+													В
	Pb-ярозит	+		++											В
	Халькантит	+							+						В
	Мелантерит		++												В
	Галотрихит		+												В
	Эпсомит		+												В

Продолжение табл. 42

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
VI. Сульфаты, молибдаты, вольфраматы, теллураты	Гипс		+	+							+				В
	Цианотрихит		+												В
	Монтанит		+								+	+++			В
	Вольфрамит			+											П
	Шеелит	+	++		+						++	+			П
	Вульфенит	+									+				В
VII. Фосфаты, арсенаты, ванадаты	Апатит	+	+		+	+	+		+	+	+	+			П
	Пироморфит					+									В
	Скородит		+++	+++											В
	Питтицит		+++	+++								+		+	В
	Эритрин														В
	Фармаколит		+												В
	Миксит		+												В
VIII. Силикаты	Гранаты (андрадит, гроссуляр)	+++									+	++			П
	Циркон	+	+	+				+				+	+	+	П
	Сфен	+	+	+								+	+	+	П
	Каламин		+	+								+			В
	Эпидот	+++		+	++						++	+++			П
	Цоизит	+													П
	Клиноцоизит	+													П
	Ортит	+		+											П
	Турмалин		+	+	+						+++	+			П
	Хризоколла		+	+		+	+	+		+		+	+	+	В
	Геденбергит	}+++									} +				П
	Диопсид		+	+											П

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
VIII. Силикаты	Тремолит	+++	+++	+++								+++			П
	Актинолит	+++	++	++								+++			П
	Роговая обманка	++										+			П
	Тальк	++	+	+											П
	Мусковит	+										+			П
	Серицит		++	++	+++	+++	+++	++	+++	+++	+++	++	+++	+++	П
	Сколит											++			П
	Флогопит	++	+++	+++											П
	Биотит		+	+					+	+		+	++	+	П
	Гидрослюда		+	+						+		+++		+	П
	Хлориты (пеннин и др.)	+++	++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	++	++	П
	Каолин	++		+						+		+	+	++	В
	Волластонит	+													П
	Альбит		+							++		+	++	++	П
	Ортоклаз	++	+++	+++		+	+	+	+++	++	+++	+++	+++	++	П
	Адуляр		+	+	++				+			++			П
	Скаполит		+												П
	Гоннардит											+			П
	Десмин											+			П
	Гейландит	+										+			П

Примечание. Распространенность минералов: +++ — сильная; + — слабая; ++ — средняя; В — гипергенный; П — гипогенный. Составлена с учетом данных В. Н. Аполлонова, Ю. С. Бородаева, М. М. Болдыревой, А. А. Годовикова, И. М. Голованова, Ю. С. Глинского, Э. А. Дунин-Барковской, Б. О. Есимова, И. М. Евфименко, З. А. Королевой, Н. Н. Королевой, Е. А. Котеневой, А. С. Кудрявцева, Р. Н. Кузьминой, Л. М. Лурье, Э. Ф. Минцера, Н. Н. Мозговой, М. И. Моисеевой, В. С. Мясникова, Г. П. Морозовой, Р. Назировой. А. С. Пова ренных, К. К. Пономаревой, Т. Н. Шалдун, Е. М. Янишевского и др.

в калишпатовых прожилках с гематитом и в калишпатсодержащих пропилитах. В хребте Моголтау в скарновом висмуто-вольфрамовом рудопроявлении Ингирчак висмутин размещается в кальцитовых жилах и гнездах.

Присутствие калишпата характерно для Устарасая, Узумлека, Ташкескена, Адрасмана, Каптарханы, Сансалак-Кузгунташа, Ин-

Таблица 43

Распространенность минеральных групп в главных висмутовых месторождениях Чаткало-Кураминских гор

Группа минералов	Встречаемость в 13 месторождениях, %	Кол-во встреченных минералов	Гипогенные		Гипергенные	
			К-во минералов	распространенность	Кол-во минералов	распространенность
Самородные элементы	100	6	3	+	5	+
Теллуриды	70	6	5	+	1	+
Сульфиды	100	51	46	+++	7	+
Фториды	90	1	1	++	—	—
Окислы	100	18	8	+++	11	++
Гидроокислы	100	4	1	+	3	++
Карбонаты	100	13	5	+++	9	+++
Сульфаты	100	13	1	++	12	+
Молибдаты	15	1	—	—	1	+
Вольфраматы	45	2	2	++	—	—
Теллураты	20	1	—	—	1	+
Фосфаты	60	1	1	+	—	—
Арсенаты	80	5	—	—	5	++
Ванадаты	5	1	—	—	1	+
Силикаты	100	33	30	+++	3	+

Примечание. +++ — главный минерал; ++ — второстепенный; + — малораспространенный.

гирчака и др. Он образует в измененных околорудных породах и скарнах поли- и мономинеральные прожилки и гнезда, а также включения кристаллов в кварцевых жилах. Альбит встречается редко (рудопроявление Новое в Майгашканском хребте). Флюорит и барит иногда выполняют жилы совместно с кварцем (Верхний Кандаган, Канимансур, Тарыэкан и др.).

В висмутовых месторождениях Чаткало-Кураминских гор установлен 41 минерал висмута (34 гипогенные и 7 гипергенные). Присутствие 25% известных в земной коре минералов этого элемента подчеркивает своеобразие региона как висмутоносной рудной провинции. Среди них преобладают сульфиды и сульфосоли Pb, Cu, Ag, Sb (60%), теллуриды (13%), присутствуют самородный висмут, карбонаты, окислы и др. (см. табл. 43). Не обнаружены минералы из класса висмутидов, вольфраматов, молибдатов, германатов, силикатов, танталатов и ниобатов.

Наиболее распространен висмутин, встречающийся во всех висмутовых месторождениях и рудопроявлениях. В 50% случаев он главный рудообразующий гипогенный минерал. Почти везде присутствует самородный Bi, но количество его обычно незначительно, за исключением руд Устарасая, в которых он образует скопления до 0,5 *см* в поперечнике. В небольших количествах, но часто встречаются сульфотеллуриды висмута (жозеит, тетрадимит). Жозеит заметен в мышьяково-висмутовых рудах Устарасая, а тетрадимит — ведущий рудный минерал висмута в пропилитах Узумлека в Чаткальском хребте и кварцевых жилах рудопроявления Юрино в Кураминском хребте. Селениды висмута — большая редкость. Встречен только гуанахуатит в кварцевых прожилках некоторых рудопроявлений Ангренского плато.

Значительно распространены сложные сульфиды Bi с Cu, Pb, Ag, Sb. Bi с Cu образует совместные сульфиды в условиях близповерхностного формирования руд при малых давлениях, преимущественно в субвулканических месторождениях, а раздельные — в более глубинных. В сложных группах минералов (медно-висмутовых, свинцово-медно-висмутовых, свинцово-висмутовых и свинцово-сурьмяно-висмутовых сульфидов) встречаются структуры распада твердого раствора на минеральные фазы, эпитаксические и, возможно, эндотаксические структуры срастания, а также микровключения и замещения одних минералов другими. На Устарасае наблюдались тончайшие эпитаксические срастания кобеллита и козалита (Дунин-Барковская и др., 1974), где наряду с висмутином широко распространены оба минерала. Козалит с висмутином — главные минералы Bi магнетитовых скарнов Чокадамбулака (Наумова, Сидоренко, 1965; Голованов и др., 1965, и др.).

На Адрасмане, Каптархане и Тарыэкане, кроме матильдита, эмплектита, висмутина, линдстремита и айкинита, установлены висмутовые минералы ряда бенжаминит — павонит (Лурье и др., 1970), берриит и семь новых фаз 4- и 5-компонентного состава (Бородаев, Мозгова, Свешникова, 1971; Лурье и др., 1972).

Типоморфная особенность эндогенных висмутовых рудных формаций — преимущественное развитие определенных гипогенных висмутовых минералов. В железо-висмутовых и мышьяк-висмутовых группах (Чокадамбулак, Устарасай и др.) преобладают висмутин и свинцово-висмутовые сульфосоли (козалит, кобеллит и др.), в медно-висмутовой (Кызылгут и др.) и фтор-висмутовой (Верхний Кандаган и др.) висмутин — единственный гипогенный минерал Bi, в свинцово-медно-висмутовой (Адрасман, Тарыэкан, Каптархана и др.), развиты сложные сульфосоли (Pb-Cu-Bi, Cu-Bi, Cu-Ag-Pb-Bi) и висмутин, в теллур-висмутовой (Юрино, Куянда и др.) и медно-теллур-висмутовой (Узумлек, Ташкескен) преобладает тетрадимит. В окисленных рудах Bi находится преимущественно в виде бисмутита (во всех месторождениях) или монтанита и других теллуратов (Узумлек, Новое).

МИНЕРАЛЫ ВИСМУТА И ИХ ТИПОМОРФИЗМ В ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКИХ ГОРАХ

Изучение минералов Bi проведено по одной схеме, но для каждого минерала выявлена наиболее ярко проявленная генетическая, типоморфная или иная минералого-геохимическая особенность. У самородного Bi показаны типоморфные особенности, их использование в качестве геологического термометра и типоморфные особенности его минеральных парагенезисов. У висмутина оказалось интересным частое присутствие (по данным химических анализов) Pb и Cu, поэтому особое внимание было обращено на форму нахождения этого элемента. Для этого, кроме микроскопического и рентгеновского анализа, изучения состава химически и микрозондом, проведены специальные исследования ядерным квадрупольным резонансом кристаллохимических позиций свинца и меди в решетке минерала. Для сульфосолей сложного состава, широко распространенных в рудах висмутовых месторождений, изучен состав отдельных фаз с применением комплекса современных микроминералогических исследований: микрозондом, электронной микроскопией, рентгеновского анализа и др.

Обращено внимание на существование эпитаксических срастаний кобеллита с козалитом. Восемь минеральных фаз сульфосолей пятикомпонентного состава (Бородаев, Мозгова, Свешникова и др., 1971), сульфовисмутид свинца, серебра и меди на группы бенжаминита — павонита (Лурье и др., 1970), установленные с помощью микрозонда в месторождениях Восточного Карамазара, нами не изучались и поэтому описаны кратко по литературным источникам.

Самородный Bi. В Чаткало-Кураминских горах самородный Bi впервые установил в 1931 г. И. М. Евфименко в месторождении Устарасай, затем Г. Д. Ажгирей в Бричмулле, Д. И. Щербаков и Е. М. Янишевский в Адрасмане, позднее он изучен в Баркраке (Л. А. Быков), Устарасае (Сахарова, 1955; Годовиков, Колонин, 1964; Колонин, 1965; Годовиков и др., 1971; Дунин-Барковская, 1970) в Узбекистане и Средней Азии (Дунин-Барковская, 1973; Дунин-Барковская, Юсупов, 1974, 1975; «Минералы Узбекистана», т. I, 1975). Акцессорный Bi установлен в некоторых кислых интрузивных породах Pz_3 Кураминского хребта Р. Г. Юсуповым.

В небольших количествах Bi присутствует в пегматитах, грейзенах, в скарновых месторождениях и рудопроявлениях: медно-молибденовом (Южный Янгикан), железо-висмутовом (Чокадамбулак), медно-рудном (Курутегерек), свинцово-цинковых (Карамазарский район), в гидротермальных жильно-метасоматических: мышьяково-висмутовых (Устарасай, Бричмулла), медно-висмутовых (Адрасман, Тарыэкан, Узумлек, Ташкескен, Кызылгут и др.), в кварцевых жилах с висмутином и теллуридами Bi (Верхний Кандаган, Верхняя Куянда, Юрино, Тоялмыш) и др. Единичные

Таблица 44

Морфогенетические особенности самородного висмута Чаткало-Кураминских гор (Дунин-Барковская, Юсупов, 1975)

Генетический тип	Морфологическая характеристика	Способ образования	Пример
Акцессорно-магматический в гранитоидах средних (мезо- и гипабиссальные фации) и малых глубин (субвулканическая фация)	Глобулы — шарики, грушеи каплеобразные выделения* размером от 0,06 до 0,25 *мм*	Выделение капельно-жидкого самородного висмута из магматического расплава	Кураминские горы
Акцессорно-интрамагматический или автометаморфогенный в гранитоидах	Листочки, пластинки, скрученные нитевидные, проволоковидные, дендритовидные образования* размером 0,08—1,10 *мм*	Собирательная перекристаллизация в позднемагматическую стадию	
Пегматитовый	Червеобразные и инъекционные выделения	Выполнение пустот, внедрение и затекание жидкого висмута между ранее образовавшимися минералами из пегматоидного расплава	Чаткальские горы, Баркрак
Пневматолитовый	Угловатые ксеноморфные выделения с отпечатками вициальных граней ранних минералов. Размер до 1,5 *см*	Отложение из растворов позднего минерала в промежутках между ранними (интерстициальная структура в грейзенах)	Кураминские горы, Ташсай
Гидротермальный	Окристаллизованные выделения размером до 2 *мм* в формах дитригонально-скаленоэдрического класса. Простые и полисинтетические двойники	Отложение из гидротермальных растворов в условиях свободного роста кристаллов в кварцевых жилах	Устарасай
	Ксеноморфные выделения размером до 0,5 *см*	Отложение из гидротермальных растворов в условиях стесненного роста кристаллов (интерстициальная структура)	
	Округлые, линзовидные выделения с извилистыми ограничениями в тесном прорастании с тетрадимитом, висмутином	Гипогенный распад твердых растворов	Акбулак, Устарасай
Гипергенный	Мелкозернистые агрегаты, гнезда, жилки в полуразложенных висмутовых сульфидах размером 0,*n мм*	Эпигенетическое разложение сульфидов и сульфосолей висмута	Устарасай, Тоялмыш

* В протолочках зерна часто деформированы при дроблении.

зерна рассеяны в аллювиальных отложениях по руслам горных рек и ручьев.

Самородный Bi в рудах образует отдельные зерна, их группы, линзочки или прожилки, ксеноморфные выделения, гнезда из мелкозернистых минеральных агрегатов, а в магматических породах— шарики, грушевидные, проволоковидные и другие формы (табл. 44). На Устарасае встречены единичные слабо ограненные толстотаблитчатые кристаллы (комбинация двух ромбоэдров и пинаконда) дитригонально-скаленоэдрического класса и срастание двух кристаллов по (1012).

Иногда в качестве геологического термометра используют двойники в самородном Bi, считая их критерием его выделения выше 271°С. Полисинтетические двойники имеются в гидротермальном Bi из Устарасая, Акташкана и отсутствуют в пегматитах Баркрака, грейзенах Ангренского плато, не наблюдались в мелкозернистом Bi гипогенного распада и эпигенетического разложения висмутовых сульфосолей. Эксперименты А. А. Годовикова, Г. Р. Колонина и наши с нагреванием и давлением зерен Bi показали, что двойники в нем могут возникать вследствие напряжений при кристаллизации или более поздних механических воздействиях и не могут использоваться однозначно в качестве геотермометра.

Bi обладает весьма совершенной спайностью по (0001) и совершенной — параллельно граням ромбоэдра (1011).

Твердость Bi из Акташкана — 22 *кг/мм*^{2} (Глинский, 1970), цвет в свежем изломе серебристо-белый с кремовым оттенком, блеск металлический. В полированных шлифах Bi розовато-кремовый с высокой отражательной способностью, слабо заметным в иммерсии двуотражением, резкой анизотропией.

Самородный Bi Устарасая — свинецсодержащая разновидность Pb — 1,7% (Дунин-Барковская, 1970). В высокотемпературном Bi свинца меньше: из грейзенов Ташсая и акцессорном магматическом — 0,01—0,001% (данные Р. Г. Юсупова). Bi с 1% Pb известен в Японии, а с 0,01% — в Чехословакии. Рентгенограммы 6 образцов Bi различного генезиса, соответствующие эталону (Harcourt, 1942), приведены Э. А. Дунин-Барковской, Р. Г. Юсуповым (1974).

Интересно использование этого минерала в качестве геологического термометра (Ramdohr, 1931; Барсанов, Погоня, 1949; Годовиков, Колонин, 1964, 1971; Дунин-Барковская, Юсупов, 1975). В Средней Азии самородный Bi проявляет конвергентность, образуясь в связи с магматическим, пегматитовым, грейзеновым и гидротермальным процессами и при гипогенном разложении висмутовых сульфидов в восстановительной среде. Он выделялся из магматического и пегматоидного расплава в капельно-жидкой фазе при температурах 500—600° и давлении до 1000 атм, а переходил в твердую кристаллическую фазу — ниже точки его плавления (271°). Из пневматолитовых и гидротермальных слабоще-

лочных растворов он кристаллизуется при температуре ниже 271°. Морфологические особенности самородного Bi зависят от условий его образования. Выделено 6 генетических типов самородного Bi: акцессорно-магматический, акцессорно-интрамагматический, пегматитовый, пневматолитовый, гидротермальный и гипергенный (Дунин-Барковская, Юсупов, 1975).

Обращено также внимание на типоморфизм парагенезисов самородного Bi (Дунин-Барковская, Юсупов, 1974). Он завершает формирование рудных минеральных ассоциаций в высокотемпературном магматическом и пегматитовом процессе и в более низкотемпературном постмагматическом (грейзены, скарны, гидротермальные метасоматиты и жилы с оруденением W, Mo, Bi, As и Au).

В интрузивных кислых и щелочных породах самородный Bi встречается совместно с Sn, Pb и Au, а в кислых субвулканических — с Sn, Au и Ag. В грейзенах он выделялся после кварца, топаза, флюорита, касситерита, вольфрамита и др., в гидротермальных процессах завершает образование минералов главной висмутоносной продуктивной стадии, кристаллизуясь из обедненных серой растворов при температуре ниже 271°С.

Установлены парагенезисы самородного Bi с теллуридами Bi, Au, Ag и самородными металлами (преимущественно с Au и спорадически с Pt, Ag, As, Sb, Pb, Sn, Cu): самородных металлов (в магматических породах, пегматитах и грейзенах), теллуридно-самородный (в скарново-золото-молибден-медных, гидротермальных мышьяково-висмутовых и кварц-золоторудных месторождениях) и диарсенидно-самородных металлов в жилах Co-Ni-Ag-Bi-As формации.

Для висмутоносных пород и месторождений различных генетических типов выделены следующие парагенезисы. *Сквозные:* 1) с Au в кислых магматических породах герцинского цикла и месторождениях с медным, золотым, молибденовым, мышьяковым, висмутовым и вольфрамовым оруденением в скарнах и гумбеитах, в золоторудных кварцевых жилах, 2) с теллуридами висмута — для всех висмутсодержащих постмагматических образований, за исключением жил CoNi-Ag-As — формации; *типоморфные:* 1) с теллуридами Bi, Au, Ag и самородным Au — для кварц-сульфидно-золоторудных жил; 2) с теллуридами Bi и самородным Au — для медно-молибден-золоторудных месторождений в скарнах; 3) с самородными As, Sb и Ag — для кварц-анкеритовых жил Co-Ni-Ag-Bi-As-формации.

Самородный Bi практически не растворяется в хлористых, фтористых, карбонатных и щелочных растворах при температуре до 250° и давлении до 100 *атм* (Колонин, 1971). В зоне окисления он может без растворения превращаться в бисмит (Bi_2O_3) или бисмоклит — BiOCl (Устарасай, Ойгаинг). Обычно выделения самородного Bi имеют корочку темно-серого бисмоклита, проникающего внутрь зерен по трещинам спайности и, в свою очередь,

покрытого корочкой белого и зеленоватого висмутита. При окислении самородного Bi промежуточным продуктом является хлорид Bi, а конечным — труднорастворимый карбонат.

Висмутин Bi_2S_3. В Чаткало-Кураминских горах висмутин — главный минерал многих висмутовых и комплексно-висмутовых месторождений и рудопроявлений, в незначительных количествах встречается в золоторудных, железорудных, свинцово-цинковых

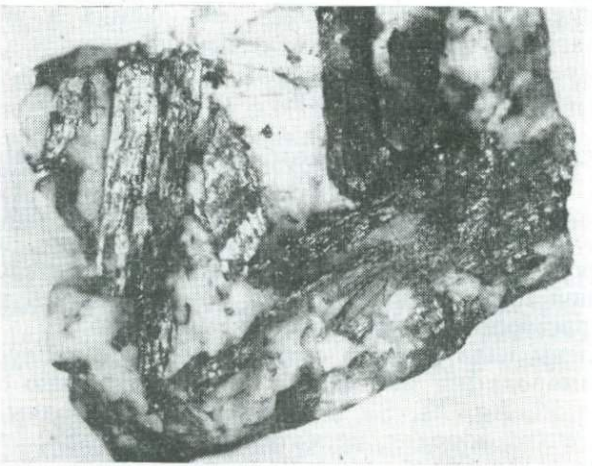


Рис. 26. Кристаллы висмутина в кварцевой жиле. Устарасай.

медных и редкометальных, а в виде акцессорного — в гранитоидах.

Впервые висмутин обнаружен в 1931 г. на месторождении Устарасай И. М. Евфименко, в Карамазаре Г. Д. Ажгиреем, затем последовали многочисленные находки в Карамазаре (Щербаков, 1934; Наследов, 1935, Радугина, Розина, 1935), на Минбулаке в Каржантау (Гумарова, Поярков, Протодьяконова, 1941) и др. В более позднее время изучением висмутина занимались М. С. Сахарова, Б. О. Есимов, И. М. Голованов, Е. А. Котенева, А. С. Кудрявцев, Р. Н. Кузьмина, Э. Ф. Минцер, М. И. Моисеева, Р. Ю. Назирова, Н. Н. Королева, А. А. Годовиков, Л. Н. Соболева и др. Детально изучен и охарактеризован нами в «Минералах Узбекистана» (1975).

Для висмутина характерна высокая способность к самограненню. Он образует отдельные кристаллы в Устарасае, Верхнем Кандагане и др., гнезда и агрегаты тесносросшихся кристаллов в Устарасае и др., висмутовые «солнца» подобно турмалиновым в Адрасмане (рис. 26—28).

Типоморфизм кристаллов висмутина проявляется в зависимости от вмещающей среды и физико-химических условий рудообра-

зования. Имеется три морфологических типа кристаллов: игольчатые в кварцевых и кварц-флюоритовых жилах (Верхний Кандаган) и пирит-кальцитовых жилах в скарнах (Ингирчак), длиннопризматические в кварцевых жилах (Кызылгут, Нижний Саттарсай и др.) и короткопризматические (Устарасай и др.). Наиболее крупные кристаллы размером до $10\times2\times1{,}5$ *см* наблюдались на Устарасае и в некоторых жилах Верхнего Кандагана, обычный же размер — от долей миллиметра до одного или нескольких сантиметров. На Устарасае встречены неполные псевдоморфозы

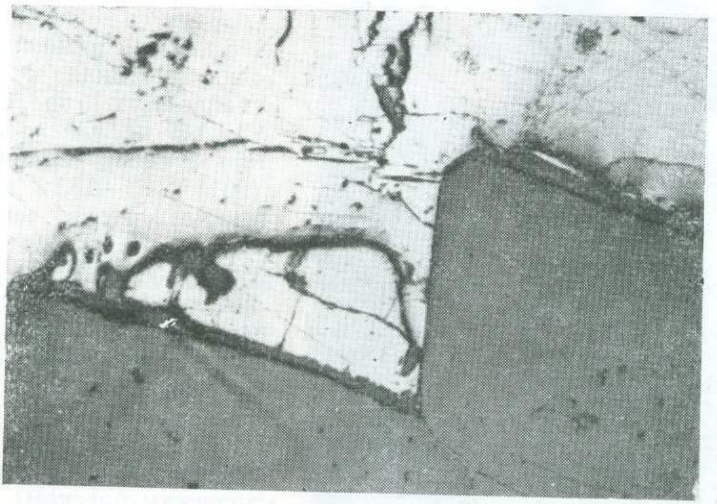


Рис. 27. Кристаллы шеелита (темно-серое), пирита (белое) и висмутин (светло-серое). Кварцевая жила месторождения Устарасай. Полирован. шлиф, ув. 64 х.

висмутина по флогопиту и тремолиту. Встречается инкрустация висмутином кальцитовых гнезд в кварцевых жилах (Устарасай) и скарнах (Чокадамбулак).

Висмутин часто содержит микровключения нерудных (кварц, флогопит, карбонат) и рудных минералов (халькопирит, тетрадимит, жозеит, кобеллит, козалит, пирротин, галенобисмутит, золото, виттихенит и др.).

Структура висмутина (Wickman, 1953) образована зигзагообразными цепочками из тригональных пирамид Bi_2S_3, соединенных в ленты Bi_4S_6 и ориентированных вдоль оси «с». Расстояние между соседними лентами обусловливает совершенную спайность (010) и составляет 3,33—3,39Å. Кристаллы могут сгибаться вокруг (100) со скольжением по (010) вдоль (001). Изогнутые кристаллы висмутина встречаются на Устарасае и Кызылгуте, т. е. преимущественно там, где процесс рудообразования продолжается после выделения висмутина. Чаще изогнуты кристаллы висмутина

с повышенным содержанием свинца. По-видимому, его вхождение в решетку создает дефекты.

Висмутин благодаря своей структуре легко поддается механическим воздействиям. При надавливании его кристаллы расщепляются по спайности на множество табличек, удлиненных по оси С.



Рис. 28. Микроморфология кристалла висмутина. Видны спайность и включения инородных минералов. Электронная микроскопия, угольная реплика, ув. 19000 раз, Устарасай, обр. 1077.

Микротвердость висмутина из Устарасая (Лебедева, Минцер, 1968) колеблется от 73 до 188 *кГ/мм*^{2}: в призматических сечениях с ясной спайностью (по 100) — 73—149 *кГ/мм*^{2} и в сечении с ясной спайностью (001) — 73—153 *кГ/мм*^{2}. Микротвердость висмутина из Чукур-Джилги — 122—165 *кГ/мм*^{2}, Тарыэкана — 121—175 *кГ/мм*^{2} (по А. С. Кудрявцеву). Эти данные, вероятно, относятся к сечениям кристаллов (010).

Висмутин имеет свинцово-серый цвет с металлическим блеском. В аншлифах в отраженном свете он белый, двуотражение слабое, от кремово-белого до светло-серого. Оптически анизотропен со слабым цветным эффектом. Исследована его отражательная способность (табл. 45).

Состав висмутина из Устарасая, по данным 5 анализов микрозондом, соответствует формуле $(Bi_{2,02}Pb_{0,02})_{2,04}S_3$. Имеются также анализ микрозондом образца Адрасмана и 15 полных химических анализов для различных месторождений с более высокими содержаниями Pb, Cu, Sb и других металлов. (табл. 46). Кроме того, в обр. 881 из Устарасая микрозондом определено 1,6 и 3,3% Sb (Дунин-Барковская, 1970), а в обр. 501—1% Pb. На основании данных наших и других исследователей (Ильин, Лосева, Соболева, 1971; Бородаев, Мозгова, Свешникова, 1971) установлено, что состав висмутина близок к теоретическому, содержание Pb не превышает 3%, а его избыток фиксируется в виде включений галенобисмутита, кобеллита и козалита (рис. 29). Медь также входит в решетку висмутина, частично присутствует в виде халь-

Таблица 45

Дисперсия отражательной способности висмутина и устарасита, %

Номер образца	Длина волн, нанометры																R
	440	460	480	500	520	540	560	580	600	620	640	660	680	700	720	740	
1	51,6	51,7	52,7	52,6	53,1	52,8	52,2	51,5	50,9	50,2	49,8	49,2	48,7	48,0	47,3	46,6	Rg
551	50,8	49,8	49,2	49,0	48,2	47,6	47,5	47,3	46,7	46,4	46,2	46,1	46,2	45,2	45,7	45,0	Rg'
3	50,0	49,7	51,1	50,6	50,5	50,6	50,2	49,8	49,6	48,4	47,5	46,8	46,3	47,7	45,2	44,7	Rg'
2	53,4	52,6	52,4	52,7	53,0	52,8	52,6	51,8	50,0	50,2	49,4	48,7	48,0	47,3	46,8	46,0	Rg
1	48,9	48,5	48,0	47,2	46,8	46,8	46,5	46,1	45,8	45,7	45,5	45,3	45,0	45,1	44,6	44,0	Rm
551	45,0	44,7	44,3	44,0	43,7	43,4	43,2	43,0	42,0	42,6	42,4	42,4	42,3	42,4	42,0	41,6	Rm
2	49,2	48,1	47,5	47,3	46,9	46,8	46,5	45,7	45,3	45,0	44,5	44,4	44,2	44,0	43,5	42,7	Rm
1	39,6	38,6	38,6	37,7	36,8	37,6	37,3	37,0	37,0	36,5	36,6	36,5	36,4	36,4	36,6	35,7	Rp
551	41,5	40,8	40,6	40,4	40,3	40,2	40,1	39,7	39,2	39,1	39,0	38,8	38,7	38,5	38,2	37,5	Rp
3	40,4	40,0	39,7	39,3	39,1	39,0	38,7	38,5	38,2	38,0	38,1	37,8	37,6	37,5	37,0	36,7	Rp'
2	42,2	41,2	41,0	40,6	39,9	39,6	39,4	39,1	38,7	38,3	38,1	37,8	37,5	37,3	37,0	36,5	Rp

Примечание. Образцы Э. А. Дунин-Барковской, замеры Л. Н. Вяльсова на приборе «ПИОР» (ИГЕМ) Висмутин, обр. № 1 и 551—из Устарасая, № 3—из Чокадамбулака; устарасит № 2—из Устарасая.

Химический состав висмутина Чаткало-Кураминских гор (по данным химического анализа и рентгено-химического микрозондом)

Компонент, %	Номер анализа								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	обр. 1087	591	1—п	830	830—1	830—6	830—10	830—13	910
Bi	76,26	78,03	73,57	70,53	81,6	81,3	81,6	81,0	81,6
Pb	0,51	0,87	3,72	4,10	1,45	1,1	1,1	0,7	1,1
Cu	0,73	0,10	0,10	0,77					
Zn	0,06	0,10	0,10	0,30					
Ag	0,0	0,18	0,19	0,0					
Fe	0,42			0,91					
As	0,0	0,07	0,07	0,10					
Sb	2,28	0,72	1,28	3,96					
S	18,97	18,65	18,65	18,34	16,9	18,3	18,3	18,3	18,3
Нераст. остаток	0,6	1,31	1,34	1,6					
Se		0,15	0,10						
Te		0,07	0,03						
Au, *г/т*		3			0,1				
Сумма	99,69	100,25	99,83	100,07	100,05	100,7	101,0	100,0	101,0

Компонент, %	Номер анализа								
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	713	1088/1							
Bi	68,80	63,74	80,3	78,49	78,88	75,26	78,38	78,96	75,5
Pb	4,62	6,60	1,1	0,85	0,20	3,37	1,74	1,20	3,15
Cu	1,32	0,82	0,6	0,25	0,22	Нет	0,76	0,39	1,07
Zn	0,18	0,03							
Ag	0,0	0,0						0,0128	
Fe	1,74	0,84		0,45	0,45	0,28	0,01	0,06	1,09
As		0,0				Нет	0,03	0,87	0,04
Sb	4,20	5,74		0,15	0,73	2,39	0,34	0,104	0,29
S	18,86	18,34	18,5	18,60	17,69	18,04	18,20	18,12	17,85
Нераст. остаток	0,8	4,0		0,20	0,20	0,70	0,42	0,24	1,02
Se	0,005							0,000	0,014
Te	0,018			0,15	0,30			0,08	0,010
Au, *г/т*								254	
Сумма	100,41	99,82	100,5	100,14	98,67	100,4	99,88	100,02	100,08

См. примечание.

копирита. Единичные образцы висмутина, изученные микроанализами, не позволяют достоверно определить высший предел вхождения Pb и Cu в его решетку.

В ряду висмутин-айкинит известен прерывистый изоморфизм (Wellin, 1968; Morre, 1967; Бородаев, Мозгова, Вяльсов, 1970). Позиции Pb и Cu в структуре Bi_2S_3 исследованы ядерным квадрупольным резонансом (Пеньков, Дунин-Барковская, 1971). Показано, что в рядах висмутин-айкинит и висмутин-галенит атомы Bi замещены атомами Pb и, кроме того, атомы Cu заполняют тетраэдрические пустоты, а Pb — октаэдрические. Sb в висмутине изоморфно замещает Bi и частично присутствует в виде микровключений Bi—Pb—Sb сульфосолей. В серии твердых растворов Bi_2S_3—Sb_2S_3 висмут замещается сурьмой — до 42 молекулярных % Sb_2S_3 (Springer, 1960).

Висмутин (94 пробы) содержит следующие примеси (*г/т*): в Чокадамбулаке Au — 181, Ag — 80, Se — 0, Te — 795, Co — 10 (Есимов, 1971), в Устарасае Au — 2 (редко 600), Ag — 177, Se — 1090, Te — 830, Co — 3, Tl — 4, Pt — 0,465, Pd — 0,358, Rh — 0,15; (по Э. А. Дунин-Барковской, Г. П. Морозовой, Э. Ф. Минцеру, Р. Назировой), в Восточном Карамазаре Se — 250, Te — 380, Co — 30 (по А. С. Кудрявцеву).

Для Устарасая характерны наиболее высокие содержания в висмутине Se (0,003—0,16%) и Te (0,018—3,4%). От горизонта с абсолютной отметкой 1097 *м* к горизонту 1131 *м* в висмутине повышается содержание Ag, Au, Se, Te (табл. 47). Примесь Te в основном обусловлена микровключениями жозеита, повсеместно наблюдаемыми в висмутине, Se, возможно, изоморфен с S, но не исключено присутствие селенидов Bi. Примесь элементов плати-

---

Примечание. Анализы — N1—11 — Устарасай, обр. Э. А. Дунин-Барковской (N 1, 3, 4, 10, 11 — химанализы выполнены И. И. Лихойдовой в ИГиГ АН УзССР; № 2 — в ЦХЛ МГ УзССР; № 5—9 — анализы микрозондом, аналитик Н. В. Зеленская, ИГиГ АН УзССР, условия анализа: Bi—L_α, V=30 kv; Pb—M_α, V=30kv; S—Kα, V=15kv; эталоны на Bi — металлический висмут, Pb и S — галенит, Камека MS—46); № 12 — Адрасман, анализ микрозондом (Бородаев, Мозгова, Свешникова, 1971); № 13—14 — Устарасай (Годовиков, Кочеткова, Лаврентьев, 1971); № 15 — Устарасай (Сахарова, 1955); № 16 — Чокадамбулак (Голованов и др., 1965); № 17 — Чокадамбулак (Н. Н. Королева); № 18 — Чукур-Джилга (А. А. Кудрявцев). Кроме того, в обр. № 881 из Устарасая микрозондом JXA определены 1,6% Pb и 3,3% Sb (аналитик В. В. Лидер, Институт кристаллографии АН СССР).

Результаты анализов 5—9 микрозондом рассчитаны на формулы:

Обр. 830—1 $(Bi_{2,09}\ Pb_{0,04})_{2,13}\ (S_{2,85}\ Te_{0,004})_{2,85}$;

Обр. 830—б $(Bi_{2,02}\ Pb_{0,02})_{2,04}\ S_3$;

Обр. 830—10 $(Bi_{2,02}\ Pb_{0,02})_{2,04}\ S_3$;

Обр. 830—13 $(Bi_{2,02}\ Pb_{0,015})_{2,03}\ S_3$;

Обр. 910 $(Bi_{2,02}\ Pb_{0,02})_{2,04}\ S_3$.

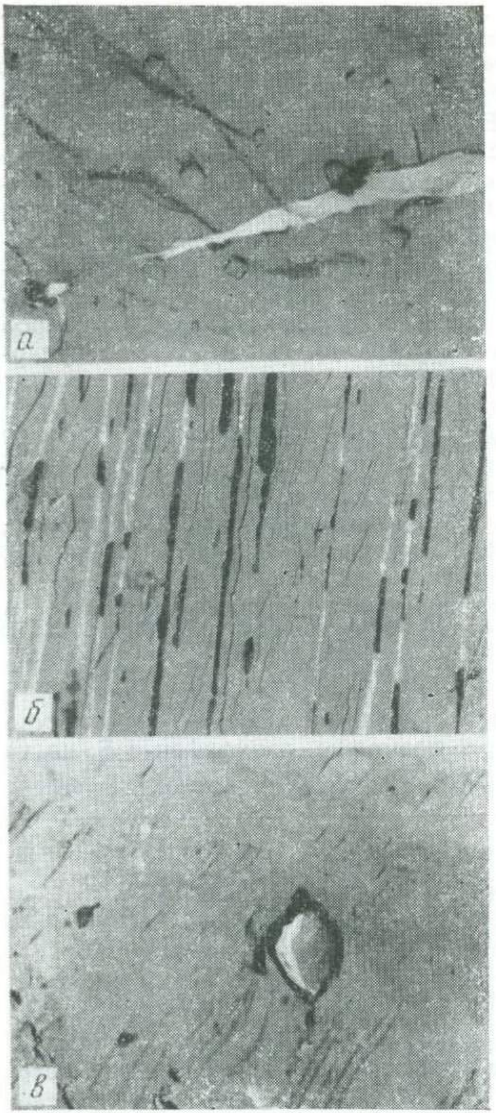


Рис. 29. Электронные фотографии кобеллита и козалита.

а — кобеллит (серое) с включениями квадратного сечения (пирит?), игольчатого минерала, извлеченного на реплику, в виде белой полосы (висмутин?) и изогнутых пластинок жозеита? Обр. 713 а, ув. 1500х; *б* — обр. 937, видны две перемежающиеся фазы: кобеллит (частично извлеченный на реплику, черный) и козалит с изогнутыми дислокационными проявлениями; *в* — ромбовидные включения в кобеллите, видны пластинки козалита. Ув. 7500х, Устарасай.

новой группы в висмутине открыта в 1965 г. на устарасайских образцах (Дунин-Барковская, 1970). При площадном сканировании висмутина в двух аншлифах электронным зондом не установлены концентрации платиноидов в виде включений минералов. Примесь золота присутствует в самородном виде.

Типоморфные примеси висмутина мышьяк-висмутовых руд — Se, Te, Pb, Sb, Pt, Pd, Rh, железо-висмутовых — Te, медно-висмутовых — Ag, Cu, Pb, Co, редкометальных — Sn, W, Mo. Золото характерно для всех типов висмутина. Практическую ценность могут иметь примеси Se, Te, Ag, Au, Pt, Pd, Rh.

Рентгенометрически висмутин изучен по ряду месторождений (табл. 48). Пять образцов висмутина из Устарасая, имеющие различное содержание Pb и Sb, исследовались прецезионными методами аналитиком Н. В. Троненок. В качестве эталона взят синтезированный висмутин Г. Р. Колонина из ИГ и Г СО АН СССР. Съемки образцов выполнены для сопоставления двумя способами: 1) дифрактограммы на аппарате УРС-50, Cu-антикатод и 2) порошкограммы на аппарате УРС-60 в камере большого диаметра РКУ-114 с асимметричной закладкой пленки. Промеры сделаны на компараторе ИЗА-2 с точностью 0,01 *мм*. Внеш-

ний контроль выполнен двумя методами (камеры РКУ-114 и Д = =57,3 *мм*) в ИГЕМе. Сходимость удовлетворительная.

Висмутин образовался в различных эндогенных условиях, но преимущественно в гидротермальных среднетемпературных. В. В. Козырев и Р. Г. Юсупов обнаружили его в виде акцессорного в гранитоидах Pz_3.

Таблица 47

Распределение элементов-примесей в висмутине Устарасая

Химический элемент	Шт. 14, 1097 *м* (абс. отм.)	Шт. 16, 1131 *м* (абс. отм.)	Шт. 11, 1172 *м* (абс. отм.)	Поверхность
Ag, *г/т*	230(7) / 18—540	356(3) / 268—422		
Au	1,11(7) / 0,0—4	347(3) / 100—636		1,34(1)
Se, %	0,118(7) / 0,005—0,15	0,144(6) / 0,11—0,16	0,005(1)	0,150(1)
Te	0,095(7) / 0,03—0,2	1,57(6) / 0,19—3,4	0,018(1)	0,21(1)
Tl	0,0003(3) / 0,0000—0,0009		0,0006(1)	
Pt, *г/т*	0,51(2) / 0,3—0,72	0,375(1)		
Pd	0,35(2) / 0,2—0,5	0,375(1)		
Rh	0,037(2) / 0,03—0,045	0,038(1)		

Примечание. Использованы 38 проб Э. А. Дунин-Барковской, 26 проб Г. П. Морозовой и Г. Е. Камагурова. В числителе — среднее значение, в скобках — число проб, в знаменателе — пределы колебаний.

В более заметных количествах он выделился в связи с грейзенизацией. В грейзенах Ойганга единичные крупные кристаллы висмутина (до 2 *см*×1 *см*) образовались в числе поздних минералов. В Саргардоне висмутин встречен нами в тонких кварц-флюорит-калишпатовых прожилках, секущих грейзены с кварц-вольфрамит-сульфидными жилами.

В скарновых месторождениях висмутин — обычный минерал. В кварцевой жиле среди скарнов Чепташа он выделился после молибденита, арсенопирита, но до халькопирита. В скарнах Чокадамбулака актинолит-кальцит-висмутин-арсенопиритовая минеральная ассоциация сформировалась после гранат-магнетитовой,

Результаты расчета дебаеграмм висмутина Чаткало-Кураминских гор

Устарасай		Баркрак		Кызылгут		Ташкерган		Юрино		Синтетический висмутин	
I	*d*α/*n*	*I*	*d*α/*n*	*I*	*d*α/*n*	*I*	*d*α/*n*	*I*	*d*α/*n*	*I*	*d*α/*n*
4	5.64	2	5.57	2	5.53	4	5.52	2	5.68	4	5.64
3	5.02	2	5.03	2	4.98	4	4.94	5	5.07	4	5.03
6	3.96	4	3.93	5—6	3.92	7	3.90	6	3.94	6	3.94
10	3.54	10	3.54	10	3.55	10	3.52	10	3.57	10	3.56
1	3.26	1	3.23	1	3.17	1	3.22			2	3.25
10	3.10	7	3.10	9	3.10	9	3.09	6	3.12	8	3.10
5	2.80	3	2.81	5	2.81	6	2.79	3	2.80	5	2.82
2	2.70	1	2.71	2	2.72	2	2.69	2	2.71	3	2.72
2	2.65	1	2.64	2	2.65	2	2.64	1	2.65	3	2.65
7	2.51	8—9	2.52	9	2.52	6	2.50	8	2.52	9	2.524
1	2.35	4	2.30	4	2.31			5	2.31	5	2.311
5	2.29	6	2.26	6	2.26	2	2.28	6	2.26	7	2.265
6	2.25	1	2.19	1	2.20	6	2.24				
3	2.12	1p	2.13	2p	2.17			1	2.14	1	2.159
				1p	2.09	2p	2.11	1	2.10	4	2.103
4	2.08	1	2.08	1p	2.07			1	2.08	3	2.085
3	1.989	2	1.994	3	1.997	3	1.985	2	1.991		
		2—3	1.961	4p	1.959	3	1.952	3	1.959	7	1.961
5	1.936	3	1.948	3	1.943					5	1.942
		3	1.931	3	1.931	3	1.928	3	1.934	5	1.928
6	1.886	4	1.897	4	1.897	3	1.877	6	1.891	9	1.894
3	1.858	2	1.867	3	1.872	3	1.853	5	1.864	5	1.864
4p	1.730			7—8	1.747	6	1.734	6	1.740	6	1.743
4	1.708					2	1.701	3	1.705	3	1.683
2	1.571	2p	1.564	2p	1.570	2	1.559	2	1.566		
1	1.553	1	1.540	1p	1.549	2	1.534	2	1.542	2	1.556
5	1.484	8—9	1.489	9	1.493	5	1.480	10	1.488	9	1.470
		3	1.454	3p	1.457	4	1.444	3	1.452	6	1.449
5	1.441	2p	1.439	3p	1.438	4	1.433	3	1.437	3	1.434
2	1.396	2	1.404	2	1.404	1	1.396	3	1.402		
2	1.380	2	1.389	2	1.392	1	1.381	2	1.391	3	1.387
2	1.370	2	1.373	2	1.377			2	1.376	4	1.372
4p	1.350	4	1.359	4	1.361	3	1.353	3	1.360	5	1.357
1	1.317	3	1.328	2	1.330					4	1.326
		3	1.314	4	1.316			5	1.316	5	1.312
3	1.307	4	1.300	3	1.303			4	1.302	5	1.298
3	1.292	1	1.290	1	1.290	3	1.291	1	1.290	4	1.285
		3	1.253	4	1.258			4	1.254	6	1.252
5	1.244	1	1.229	2p	1.234					3	1.228
		1p	1.219	2p	1.222	1	1.214	3	1.218	3	1.217
		1	1.205	3	1.209	1	1.201	3	1.206	5	1.203
2	1.91	4	1.194	6p	1.197	5	1.186	7	1.194	5	1.190
		3	1.170	4	1.173	4	1.167	7	1.169	6p	1.167
		7	1.147	9	1.150	9	1.142	8	1.147		
		1	1.128	1	1.131	1	1.127	3	1.129	8p	1.133

Продолжение табл. 48

Устарасай		Баркрак		Кызылгут		Ташкерган		Юрино		Синтетический висмутин	
I	*d*α/*n*	*I*	*d*α/*n*	*I*	*d*α/*n*	*I*	*d*α/*n*	*I*	*d*α/*n*	*I*	*d*α/*n*
1	1,116	1	1,112	1	1,116			1	1,112	3	1,110
		3	1,106	3	1,109			4	1,104	5	1,102
		1	1,099			2	1,101	1	1,097	1	1,096
3	1,089	1р	1,093	2р	1,094	1	1,090	2	1,091	3	1,090
		1р	1,086	2р	1,086	1	1,081	2	1,081	2	1,085
		10	1,061	10	1,063	8	1,057	10	1,061	9	1,056

Условия анализа: Fe — излучение, № 1 и 6 — камера РКУ-114, № 2—5 — камера РКД—57, 3, d — 0,3—0,4 *мм*, материал Э. А. Дунин-Барковской, аналитик Н. В. Троненок, ИГиГ АН УзССР.

но до халькопирит-галенит-сфалеритовой и золото-теллуридной. В. С. Мясников отмечал в них перекристаллизацию магнетита при наложении арсенопирит-висмутиновой ассоциации. Висмутин образовался после магнезиального метасоматоза и выделения магнетита и арсенопирита, но до отложения минералов Pb, Cu, Zn (Голованов и др., 1965; Королева, Клемперт, 1970).

В гранат-пироксеновых и гранатовых скарнах Ташкергана висмутин выделился после молибденита, но до халькопирита, а в Ингирчаке — совместно с пиритом в кальцитовых жилах, секущих скарны.

В мышьяково-висмутовом месторождении Устарасай висмутин распространен в значительных количествах в кварц-пирротин-пирит-шеелит-висмутин-кобеллитовой ассоциации и меньше в кварц-анкерит-арсенопирит-висмутин-кобеллитовой в залежах и жилах. Висмутин отлагался преимущественно в раннюю висмутовую стадию рудообразования (продуктивная) после пирротина, арсенопирита, пирита, кварца, шеелита, но до других минералов висмута, кристаллизация которых шла в направлении уменьшения содержания висмута и серы в минерале (висмутин-галенобисмутит-кобеллит-козалит-жозеит). Обращено внимание на парагенезис висмутина и шеелита. Эти минералы здесь, в отличие от скарнов с шеелитом, образуются близко по времени, в одну стадию процесса, но шеелит кристаллизуется немного раньше висмутина (Дунин-Барковская, 1966 б; 1970).

В кварцевых жилах Кызыл-Гута, Терекли, Нижнего Саттарсая, Киргизджона нами выделен продуктивный халькопирит-висмутиновый парагенезис. В сравнительно низкотемпературных кварц-барит-флюоритовых жилах Верхнего Кандагана висмутин — главный, часто единственный сульфид. В парагенезисе с ним иногда находятся пирит или халькопирит (в малых количествах). В золоторудных месторождениях висмутин известен как один из поздних минералов, предшествующий выделению теллуридов Bi и самородного Bi.

Для висмутина характерна ассоциация с минералами W, Cu, Fe, Te, Au, железистыми карбонатами, хлоритом, флогопитом, кварцем. Среди них можно выделить наиболее продуктивные ассоциации минералов и парагенезисы (даны курсивом), обусловливающие висмутоносность месторождений: 1) кварц-пирротин-*пирит-шеелит-висмутин*-висмутовых сульфосолей; 2) карбонат (кальцит-анкерит)-арсенопирит-*пирит-висмутин*-кобеллит; 3) кварц-гематит-*халькопирит-висмутин;* 4) кварц-флюорит-*пирит-висмутин;* и 5) кварц-*пирит-висмутин*. Первые две ассоциации образуют мышьяково-висмутовые и железо-висмутовые месторождения, третья — медно-висмутовые, четвертая — висмутовые, пятая обусловливает висмутоносность месторождений золота и некоторых кварцевых жил.

Висмутин — типичный гидротермальный минерал. В зоне окисления он замещается бисмутитом, образующим по нему полные и частичные псевдоморфозы.

Галенобисмутит $PbBi_2S_4$. Встречен в скарновых свинцово-цинковых месторождениях: Алтынтопкане, Перевальном (Еникеев, 1959; Клемперт и др., 1976), Курусае (Моисеева, 1969), Дугане (Д. П. Ляшкович, Л. Г. Лунина, Э. А. Дунин-Барковская), Кургашинкане (С. Т. Бадалов), скарново-железо-висмутовом Чокадамбулак (Ильин, Лосева, Соболева, 1971), скарново-медно-молибденовом Южный Янгикан (Б. Ф. Зленко), гидротермальных: мышьяково-висмутовом Устарасай (Назирова, 1968; Э. Ф. Минцер, Э. А. Дунин-Барковская; Ильин, Лосева, Соболева, 1971),

Таблица 49

Химический состав галенобисмутита

Номер образца	Элемент, %							Сумма	Формула
	Bi	Sb	Pb	Ag	Cu	Fe	S		
1	55.48		27.50				17.02	100	$Pb\ Bi_2\ S_4$
2	54.01	4.51	22.81	0.11	1.05	0.75	16.73	99.97	$Pb_{1,1}(Bi_{2,6}Sb_{0,4})_3S_5$
3	55.5		27,6				17.2	100.3	$Pb\ Bi_2\ S_4$
4	58.3		28.4				16.3	103.0	$Pb_{1,08}Bi_{2,19}S_4$

Примечание. Обр. 1 — теоретически «Минералы», т. 1; 2 — Устарасай, хим. анализ (Назирова, 1968); 3 — Чокадамбулак, микрозонд (Ильин, Лосева, Соболева, 1971); 4 — Северный Алтынтопкан, микрозонд (Клемперт и др., 1976).

свинцово-цинковом Верхний Келинчак (Дунин-Барковская, 1970, 1975), золоторудном (М. И. Моисеева). Описан нами в «Минералах Узбекистана», т. I (1975).

Игольчатые и пластинчатые кристаллы галенобисмутита располагаются по плоскостям спайности галенита, каемками замещают кристаллы висмутина, слагают гнезда мелкозернистого

строения размером до 1—2 *см*. Кристаллы имеют в длину от 5 до 0,01 *мм*. Спайность совершенная, твердость образцов из Устарасая — 142—150 *кг/мм*^{2} (Назирова, 1968), Северного Алтынтопкана — 132—155 (Клемперт и др., 1976). Цвет серый с сильным металлическим блеском, в отраженном свете минерал белый со слабовыраженным двуотражением, отчетливо анизотропный. Галенобисмутит травится HNO_3 (1:1) и HCl, слабо буреет от $FeCl_3$, чем отличается от сходных с ним в аншлифах висмутина и козалита. Химический состав приведен в табл. 49.

Р. Назирова (1968) приводит формулу $(Pb_{0,11}\ Fe_{0,014}\ Cu_{0,016})_{0,147}\ (Bi_{0,256}\ Sb_{0,037})_{0,293}\ S_{0,523}$. Этот же анализ пересчитан на формулу $Pb_6\ (Sb_{2,33}\ Bi_{11,67})_{14}\ S_{27}$, отнесен к сурьмянистому устараситу (Годовиков, 1972), что противоречит рентгенограмме. Если из анализа исключить Fe, Cu и соответствующую им часть серы на халькопирит, микровключения которого обычны в висмутовых сульфидах Устарасая, то оставшиеся элементы рассчитываются на формулу $Pb_{1,1}\ (Bi_{2,6}\ Sb_{0,4})_3\ S_5$, также не соответствующую галенобисмутиту. По-видимому, материал, отобранный для анализа, состоял из смеси галенобисмутита и других свинцово-висмутовых сульфидов, о чем свидетельствует и рентгенограмма. На рентгенограмме Э. Ф. Минцера галенобисмутит из Устарасая имеет сильные линии: 10—3,47, 9—3,03, 5—2,46, 6—2,055, 6—1,969.

Галенобисмутит образуется преимущественно в контактово-метасоматических и среднетемпературных гидротермальных висмутоносных месторождениях. В более высокотемпературных скарновых свинцово-цинковых он кристаллизуется при распаде твердого раствора PbS, имеющего повышенную изоморфную емкость на Bi и другие элементы. По-видимому, атомы висмута расположены в октаэдрических пустотах матрицы PbS и при снижении температуры выкристаллизовываются в виде пластинок галенобисмутита по плоскостям октаэдрической спайности галенита (Дуган и другие месторождения).

В висмутовых месторождениях галенобисмутит образуется позже висмутина, развивается по нему с внешней стороны кристаллов и по трещинам спайности, выделяется самостоятельно в виде гнезд (Устарасай, Чокадамбулак). Эта последовательность выделения согласуется с общим ходом гидротермального процесса, в котором к концу увеличивается количество Pb и уменьшается Bi в растворах, в конечные стадии уже выкристаллизовывается галенит.

Галенобисмутит встречается в трех генетических ассоциациях минералов: 1) пирит → сфалерит → галенит → галенобисмутит, типоморфной для скарновых свинцово-цинковых месторождений, 2) пирит → шеелит → висмутин → галенобисмутит → кобеллит → козалит → жозеит → самородный Bi, типоморфной для мышьяково-висмутовых руд в кварцевых жилах среди гумбеитов и в магне-

титовых скарнах; 3) пирит → висмутин → галенобисмутит → тетрадимит → жозеит → теллуровисмутит → самородный Bi, типоморфной для золото-полисульфидных кварцевых жил.

Парагенезис висмутин-галенобисмутит — проходящий для большинства висмутоносных месторождений, а галенит-галенобисмутит типоморфен для скарново-свинцово-цинковых.

Устарасит $PbBi_6S_{10}$. Минерал назван по месту находки (Сахарова, 1955). В существовании устарасита как самостоятельного минерального вида, а не Pb-висмутина сомневались некоторые исследователи. Его подтвердили L. Bodechtel, D. Klemm (1966), обнаружившие микрорентгеноспектральным анализом подобное соединение на месторождении Мондоркс Клайм в Канаде. Составу устарасита также соответствуют два химических анализа образцов из Устарасая (Дунин-Барковская, 1975). Микроскопически он не отличим от висмутина. Кристаллы призматические, часто искривленные, достигают размеров 1,5×0,5 *см*. Спайность совершенная в одном направлении. Твердость 2,5. Цвет темно-серый, блеск металлический. Непрозрачен. В отраженном свете белый без цветного оттенка и внутренних рефлексов. Отражательная способность (см. табл. 45) близка к висмутину. Анизотропия отчетливая, сильнее, чем у висмутина. Устарасит содержит микровключения самородного Bi и Au, халькопирита, кобеллита, галенобисмутита, жозеита.

Минерал вступает в химические реакции с KOH, HCl и HNO_3 (Сахарова, 1955). Химический состав устарасита из Устарасая приведен в табл. 50.

Содержание Pb колеблется от 10,51 до 13,14%, близко к теоретическому — 11,62%. По данным М. С. Сахаровой, отношение Pb:Bi, определенное рентгенохимически, составляет в среднем по 10 анализам 0,21 (от 0,11 до 0,33). Присутствие сурьмы М. С. Сахарова объясняет изоморфизмом с висмутом, железа и меди — включениями пирита и халькопирита, а недостаток серы — постоянной эмульсиевидной вкрапленностью самородного Bi. Рассчитанная ею формула (обр. № 1 и 2) имеет вид $PbS \cdot 3(Bi, Sb)_2S_3$ или $Pb(Bi, Sb)_6S_{10}$.

В аншлифах обр. № 4 нами наблюдались микровключения кобеллита, подтвержденные рентгенометрически (2—3%), халькопирита, арсенопирита и др. Теоретически в кобеллите соотношение Pb:Sb=5:1, а в обр. № 4=8:1. Pb и Sb в устарасите, по-видимому, не могут быть полностью отнесены за счет включений кобеллита, так как в этом случае его содержание должно составлять около 20%, что не подтверждается микроскопическими наблюдениями. Нельзя также относить Pb полностью за счет галенита (он не наблюдался) или какой-либо свинцово-висмутовой сульфосоли типа козалита, так как они должны составлять в образце соответственно 15 и 30%, что противоречит данным микроскопических исследований аншлифов и рентгенограммам. Поэтому из

результатов анализа обр. № 4 исключены Pb, Bi и S примерно на 5% кобеллита. Рассчитанный минеральный состав пробы данного образца следующий: устарасит — 91,83%, кобеллит — 5, арсенопирит — 0,5, сфалерит — 0,5, халькопирит — 0,7, нерастворимый остаток — 1,47%. После вычитания минералов-примесей химанализ вполне удовлетворительно пересчитан на формулу: $Pb(Bi_{5,64}Sb_{0,18}Cu_{0,03})_{5,85}S_{10,14}$, близкую к теоретической $PbBi_6S_{10}$. Имеется небольшой избыток S (0,05%) и дефицит Bi (0,05%).

Дебаеграммы устарасита (камера диаметром 57,3 *мм*) близки к показателям висмутина, имеют дуплет $d=2{,}16$—$2{,}06$ (Сахарова, 1955).

Таблица 50

Химический состав устарасита

Элементы, %	Номер анализа				
	1	2	3	4	5
Bi	65,33	64,90	60,10	64,22	70,39
Pb	10,51	11,35	11,88	13,14	11,62
Cu	0,30	0,74	1,43	0,30	
Ag	Нет	Нет	0,35		
Fe	0,60	1,40	0,72	0,30	
As	Нет	0,15	0,0	0,15	
Sb	2,96	1,87	6,88	1,60	
S	17,25	17,25	18,67	18,50	17,99
Нераств. остаток	0,34	0,54	0,0	1,47	
Сумма	97,29	98,20	100,17	99,83	100

Примечание. 1 — аналитик Сендерова (Сахарова, 1955); 2 — аналитик Нестерова (Сахарова, 1955); 3 — материал Э. А. Дунин-Барковской (аналитик И. И. Лихойдова); 4 — материал Э. А. Дунин-Барковской (обр. N509), — анализ выполнен в ЦХЛ МГ УзССР под руководством Е. П. Стрельниковой; 5 — теоретический состав («Минералы», т. 1, 1960);

Нами изучены Pb-висмутины и устарасит на дифрактометре УРС-50 и для контроля в камере РКУ-114 с асимметричной закладкой пленки (аналитик Н. В. Троненок). Внешний контроль (обр. № 1087) выполнен в ИГЕМе (аналитик Ю. К. Воробьев) также двумя методами в камере РКУ-114,6 с асимметричной закладкой пленки и с эталоном (чистый кремний). Результаты, полученные различными методами, имеют хорошую сходимость.

У устарасита повышено значение межплоскостных расстояний по сравнению с показателями чистого синтетического висмутина (табл. 51). Интенсивные линии синтетического висмутина имеют $d_{a/n}$ — 3,50—3,55 и 3,07—3,10, а устарасита — 3,64 и 3,16. Это подтверждает вывод (Wellin, 1968) о том, что вхождение Pb в структуру Bi_2S_3 приводит к увеличению межплоскостных расстояний.

Результаты расчета дебаеграмм устарасита из Устарасая

Обр. № 1		Обр. № 509у		Обр. № 1087у		Обр. № 830у	
I	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*
4	5,64	4	5,62	5	5,70	4	5,71
6	5,03	4	5,03	2	5,09	4	5,17
6	3,94	6	3,95	5	3,97	5	4,06
1	3,75	2	3,76	2	3,67		
10	3,56	10	3,59	10	3,60	10	3,64
2	3,25			1	3,21		
8	3,10	8	3,12	6	3,14	10	3,16
		3	3,00	2	3,03	1	3,03
5	2,82	6	2,87	4	2,83	6	2,85
3	2,72	3	2,73	2	2,73	5	2,75
3	2,65	3	2,64	2	2,65	3	2,68
9	2,524	9	2,53	8	2,54	6	2,53
		2	2,44	1	2,47	2	2,48
5	2,311	5	2,31	4	2,32	4	2,33
7	2,265	6	2,26	5	2,29	6	2,286
				1р	2,213	2	2,217
1	2,159	6	2,16	1/2	2,178	1	2,190
		2	2,141	4	2,121	2	2,143
						2	2,119
4	2,103	2	2,105			2	2,106
3	2,085	2	2,090	4	2,104		
		2	2,04				
		5	2,022	4р	2,004	5	2,002
		5	1,992	6	1,980	7	1,976
7	1,961	6	1,961	6	1,957	3	1,961
5	1,942	4	1,943			4	1,944
5	1,928	4	1,935	5	1,934	6	1,910
9	1,894	6	1,890	9	1,862	—	—
5	1,864	5	1,864	4р	1,864	5	1,877
6	1,743	4	1,745	6	1,747	7	1,759
		3	1,711			4	1,725
3	1,683	2	1,686	3	1,684	2	1,701
				2	1,647	1	1,656
				3	1,584	3	1,582
2	1,556	3	1,571	1	1,562	1	1,597
		1	1,559	2	1,546	3	1,551
9	1,470	7	1,488	9	1,488	7	1,500
6	1,449	5	1,450	4	1,456	4	1,469
3	1,434	4	1,438	4	1,435	4	1,444
		4	1,403	2	1,409	2	1,407
3	1,387	4	1,389	1р	1,388	4	1,397
4	1,372	4	1,372	2р	1,372	3	1,373
5	1,357	6	1,360	5	1,355	5	1,366
4	1,326	3р	1,327	4р	1,328	6	1,322
		—	—				
5	1,312	5р	1,307	5	1,304	4	1,308
4	1,285	4	1,296	2р	1,292	3	1,294
6	1,252	3	1,252	6р	1,257	3	1,261

Продолжение табл. 51

Обр. № 1		Обр. № 509 у		Обр. № 1087у		Обр. № 830у	
I	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*
3	1,228	1	1,247	1р	1,235	3	1,242
3	1,217	2	1,219	1р	1,222	2	1,210
5	1,203	2	1,205	3р	1,208		
5	1,190	3	1,191	3р	1,196	3	1,199
6	1,167	6	1,170	4р	1,173	5	1,178
		6р	1,149	8р	1,148	6	1,152
8	1,133	3	1,130	3	1,134	7р	1,136
		1	1,121	3	1,112	1	1,119
3	1,110	1	1,107	2р	1,107	1	1,106
1	1,096	6	1,100	4р	1,099	5	1,098
3	1,090	3р	1,094	2р	1,093	1	1,094
2	1,085	5	1,084	3р	1,086	2	1,085
		—	—	6	1,057	6	1,056
9	1,056			6	1,055	5	1,054
4	1,032	4	1,033	5	1,032	5	1,031
7	1,019	—	—	4	1,020	6р	1,019
4	1,010	2	1,010	3	1,011	2	1,012
3	1,008	2	1,008	2	1,008	7	1,009
2	1,006	2р	1,005	2	1,007	2	1,007

Примечание. Обр. № 509, 1087, 830 — устарасит (материал Э. А. Дунин-Барковской), № 1 — синтетический висмутин; аналитик Н. В. Троненок, РКУ—114, Fe-излучение.

Кристаллохимические позиции Pb и Cu в устарасите определены методом ядерного квадрупольного резонанса (Пеньков, Дунин-Барковская, 1971). Устарасит образуется как производное висмутина в ряду прерывистых твердых растворов висмутин — галенит и имеет стехиометрический состав. Он может возникать при расположении атомов Pb вместо части атомов Bi в решетке Bi_2S_3 и заполнения октаэдрических пустот атомами Pb. Компенсация образующихся при этом избыточных зарядов удовлетворяется частично за счет удаления некоторого количества атомов серы (образование дефектной структуры) и частично за счет внедрения других примесей (Пеньков, Дунин-Барковская, 1971).

Устарасит встречен в среднетемпературных кварц-шеелит-висмутиновых жилах и кварц-шеелит-висмутин-пирротиновых метасоматических залежах месторождения Устарасай. Он выделяется после жильных нерудных минералов (кварца, анкерита, сидерита), пирротина, пирита, шеелита и висмутина, но до других свинцово-висмутовых сульфосолей, теллуридов и самородного Bi. Продуктивен устарасит-висмутиновый парагенезис. В зоне окисления устарасит замещается бисмутитом и плюмбобисмутитом.

Козалит $Pb_2Bi_2S_5$. В Чаткало-Кураминских горах козалит распространен на мышьяково-висмутовом месторождении Устарасай (Дунин-Барковская, 1966б, 1970; Соболева, 1967; Назирова, 1968; Дунин-Барковская и др., 1974), встречен Р. Ю. Назировой в квар-

цевых жилах Чаваты и Чепташа, в Кошмансайском рудном поле (Аполлонов, 1966), Э. А. Марковой — в золоторудных жилах Кочбулака, Э. Ф. Минцером, В. Н. Шуваловым и нами в кварц-вольфрамит-сульфидных жилах среди грейзенов на нижних горизонтах Саргардона. Это один из главных висмутовых минералов железо-висмутового месторождения Чокадамбулак (Наумова, Сидоренко, 1965; Голованов и др., 1965; Королева, Котенева, 1967; Королева, Клемперт, 1970). Описан нами в «Минералах Узбекистана», т. 1 (1975).

На Устарасае козалит образует гнезда, отдельные поликристаллические сростки параллельно оси С, игольчатые кристаллы, инкрустирующие кальцитовые выделения в кварцевых жилах. Иногда встречаются агрегаты двух тесноперемежающихся фаз — козалита и кобеллита в виде полос шириной 1—20 *мк* (рис. 29, *б*). Размер сросшихся агрегатов — до 3 *см* в длину и 0,5 *см* в ширину. На Чокадамбулаке встречаются шестоватые кристаллы длиной 0,5—1,3 *см* среди лучистых агрегатов актинолита и мелкозернистые (0,1—0,5 *мм*) выделения с аллотриоморфнозернистой структурой в трещинах среди магнетита, пирита и халькопирита. Тончайшие эпитаксические срастания козалита с кобеллитом в Устарасае изучены одноступенчатыми угольными репликами на электронном микроскопе, рентгенометрически и оптически (Дунин-Барковская и др., 1974).

Микротвердость козалита из различных месторождений региона в сечениях, параллельных удлинению кристалла по оси С, равна 109—189 *кг/мм*^{2}, перпендикулярных — 51 (Соболева, 1967; Назирова, 1968; Тимофеева, 1970; Дунин-Барковская и др., 1974; Клемперт и др., 1976).

Козалит имеет свинцово-серый цвет, металлический блеск. Оптически почти не отличим от кобеллита. Отражательная способность козалита из Чокадамбулака (Наумова, Сидоренко, 1965) колеблется от 41,6 до 49,1%. Дисперсия отражательной способности козалита из Устарасая показана в табл. 52. Двуотражение в воздухе слабо заметно, усиливается в иммерсии с цветным эффектом в зеленоватых тонах. Анизотропия отчетливая в серо-коричневых тонах. Удельный вес у образца из Чокадамбулака — 6,14.

Химический состав козалита приведен ниже:

Компонент, %	*Номер образца*			
	1	*2*	*3*	*4*
Pb	28,17	38,7	27,96	33,97
Bi	27,85	45,8	31,76	29,53
Cu	0,06		0,83	2,32
Sb	0,01		5,09	9,70
Ag	0,006		0,39	1,27
Fe			1,34	1,41

S	16,84	15,4	14,50	17,28
Примеси (Si, Al, Ca, Mg)	27		13,57	3,9

Примечание. *1*—из Чокадамбулака (Наумова и др., 1965); *2*—из Северного Алтынтопкана, микрозонд (Клемперт и др., 1976); *3*—из Устарасая (Назирова, 1968); *4*—сростки козалита и кобеллита из Устарасая (Дунин-Барковская и др., 1974).

Кроме того, в козалите из Чаваты присутствует 0,04 *г/т* Au и 1,8% Ag, а из Устарасая до 90,5 *г/т* Au. Р. Ю. Назирова приводит для козалита Устарасая формулу $(Bi_{1,85}Sb_{0,51})_{2,36}(Pb_{1,65}Fe_{0,27} \cdot Cu_{0,15})_{2,08}S_5$. А. А. Годовиков (1972) этот анализ отнес к сульфосоли (Pb, Fe, Cu)$_3$(Bi, Sb)$_4$ S$_9$.

Распределение химических элементов в козалите Устарасая изучено микрозондом методом площадного сканирования: Pb, Bi и S — главные элементы, Sb — равномерно рассеянная примесь, Fe отсутствует, Cu концентрируется во включениях халькопирита, Au, Ag, Te, Se и платиноиды не обнаружены.

Рентгенограммы козалита соответствуют эталонным (табл. 53). Параметры козалита из Чокадамбулака: $a=18{,}83$; $b=23{,}83$; $c=4{,}07\pm0{,}02$ Å, они близки приводимым в справочниках.

Козалит образуется как типичный гидротермальный минерал (по В. А. Кляхину) при температурах (200—250°С) из нейтральных или щелочных растворов. В скарновых месторождениях он выделяется после отложения магнетита, арсенопирита и висмутина (Чокадамбулак), в жильных и вкрапленно-метасоматических — в одну из ранних стадий рудоотложения после кварца, шеелита, сульфидов железа и висмутина (Устарасай) или кварца, молибденита, шеелита, висмутина (Чепташ, Чавата), но до теллуридов Bi, самородного Bi и Au. В условиях гипергенеза козалит замещается бисмутитом, иногда разлагается с выделением самородного Bi.

Лиллианит $Pb_3Bi_2S_6$. Известны две находки этого минерала: в кварц-шеелитовых жилах среди гранодиоритов Чаватинского интрузива (Малахов, Назирова, Лихойдова, 1968) и среди песчаников в его экзоконтакте — в кварц-галенитовых жилах Верхнего Келинчака (Дунин-Барковская, 1969а; 1975). Распространен незначительно. В Чавате он образует гнезда и отдельные кристаллы длиной до 5 *мм* в кварце, а в Верхнем Келинчаке — до 1,5 *мм* в галените. Лиллианит из Чаваты содержит микровключения самородного Bi и молибденита. Спайность совершенная. Цвет свинцово-серый, блеск металлический. В отраженном свете белый с очень слабым кремовым оттенком, слабо двуотражает в серовато-зеленых тонах, резко анизотропный. Микротвердость — 120—190 *кг/мм*^{2}.

Таблица 52

Дисперсия отражательной способности козалита, висмутового джемсонита и кобеллита из Устарасая, %

Номер обр.	R	λ, нанометры															
		440	460	480	500	520	540	560	580	600	620	640	660	680	700	720	740
1	Rm	46,7	45,9	45,5	45,1	44,5	44,4	44,2	44,1	43,9	43,5	43,4	43,2	43,2	43,1	42,9	42,8
	Rp	41,5	41,2	40,9	40,2	40,3	40,2	39,8	39,5	39,5	39,2	39,0	38,8	38,8	38,6	38,4	38,4
	Rg	52,6	52,7	52,0	51,4	50,8	50,4	49,9	49,2	48,9	48,6	48,3	47,9	47,6	47,3	47,3	47,3
2	Rm	46,2	46,2	46,0	45,1	44,5	44,2	44,2	43,7	43,2	42,6	42,2	41,8	41,4	41,2	41,0	41,0
	Rp	42,5	43,0	42,4	41,9	41,5	41,3	41,4	41,0	40,6	40,3	40,0	39,7	39,5	39,3	39,1	39,0
3	Rg	50,8	49,8	49,2	49,0	48,2	47,6	47,5	47,3	46,7	46,4	46,2	46,1	46,2	46,2	45,7	45,0
4	Rg	49,2	49,4	49,1	48,4	47,5	47,2	46,8	46,5	46,6	46,0	45,5	45,3	45,2	45,1	45,0	44,9
5	Rg′	47,8	48,0	48,0	47,9	47,5	47,0	46,3	45,4	44,8	44,6	44,4	44,4				
6	Rg′	48,0	47,8	47,4	46,8	45,9	45,4	44,8	44,2	43,8	43,5	43,3	43,0	42,0	42,8		
3	Rm	45,0	44,7	44,3	44,0	43,7	43,4	43,2	43,0	42,6	42,6	42,4	42,4	42,3	42,4	42,0	41,6
4	Rm	45,0	45,1	45,2	44,5	44,1	43,8	43,5	43,5	42,8	42,8	42,3	42,2	42,1	42,0	41,9	41,7
3	Rp	41,5	40,8	40,6	40,4	40,3	40,2	40,1	39,7	39,2	39,1	39,0	38,8	38,7	38,5	38,2	37,5
4	Rp	41,0	41,2	41,4	40,3	40,2	39,9	39,5	39,2	39,2	38,8	38,2	37,8	37,5	37,2	36,7	36,3
5	Rp′	43,2	43,0	42,7	43,3	41,8	41,4	40,9	40,3	39,9	39,5	39,3	39,0				
6	Rp′	43,5	43,0	42,5	41,9	41,2	40,6	40,1	39,6	39,2	38,9	38,6	38,3	38,2	38,0		

Примечание. Обр. № 1 — козалит; № 2 — висмутовый джемсонит; № 3—4 — кобеллит. Материал Э. А. Дунин-Барковской, замеры выполнены в ИГЕМе Л. Н. Вяльсовым на установке «ПИОР» (направление колебаний поляризатора перпендикулярно плоскости падения: объектив 3«в» фирмы Лейтц, эффективная апертура 0,08, монохроматичность излучения 32 *мм*, эталон — кремний, аттестованный в НФЛ в Англии), воспроизводимость измерений не ниже ±0,3%. Обр. № 5 — кобеллит, по Г. Н. Нечелюстову и др. (1973), обр. № 6 — кобеллит, по Л. Н. Соболевой, В. А. Мымрину, Н. Г. Шумковой (1973).

Результаты расчета дебаеграмм козалита Чаткало-Кураминских гор

Эталон		Номер образца									
		1		2		3		4		5	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
2	6,15	1	6,1							1	6,2
2	5,61	1	5,3							1	5,6
4	4,46	1	4,37								
1	4,11	1	4,11	1	4,22					3	4,21
3	3,95	2	3,99	4	4.00					1	3,99
2	3,72	3	3,75	1	3,78	2	3,77	7	3,74	3	3,73
10	3,44	10	3,45	10	3,44	10	3,41	10	3,40	10	3,45
5	3,36	3	3,31	7	3,34	2	3,32	2	3,05	4	3,29
2	3,22	1	3,15	1	3,19						
3	3,07	2	3,08							3	3,09
6	2,95	8	2,96	10	2,97					9	2,97
		9	2,95	8	2,94	9	2,95	8	2,94		
5	2,81	5	2,80	8	2,84	5	2,80	6	2,80	5	2,83
		5	2,72	7	2,74					2	2,76
1	2,66	1/2	2,62	1	2,62						
1	2,49	1	2,53	1	2,55	1	2,47	2	2,48	2	2,51
		1	2,34	6	2,30					1	2,37
2	2,29	3	2,28								
3	2,25	1	2,25	1	2,24	2	2,23	4	2.23	4	2,26
6	2,15	7	2,14	6	2,17	5	2,13	5	2,13	5	2,15
5	2,04	6р	2,06	9р	2,05	8ш	2,01	6	2,01		
4	1,910	1	1,912	3	1,901	9ш	1,899	7	1,894	6	1,914
		1/2	1,840	6	1,828					4	1,810
3	1,804	5	1,806			5	1,797	5	1,785		
		6	1,752	1	1,754					6	1,748
3	1,728	1	1,720			4	1,720	5	1,720		
1	1,678	1	1,672			2	1,657	1	1,669	1	1,684
2	1,593	1	1,588			2	1,581	1	1,578	1	1,540
3	1,457	2	1,450			3	1,462	3	1,454	3	1,467
						2	1,413	3	1,418	2	1,425
4	1,386	1	1,381	1	1,396	7	1,384	6	1,385	5	1,393
1	1,352	1	1,375								
1	1,328	1	1,330	1	1,349	4	1,339	3	1,344	3	1,354
								3	1,322	4	1,323
1	1,285	1	1,295	2	1,302			2	1,287	4	1,295
1	1,265	1	1,257	2	1,265	4	1,260	2	1,262	2	1,270
						4	1,240	4	1,244	2	1,239
		4	1,229	1	1,219	2	1,220	1	1,227		
								3	1,212		
				1	1,187	2	1,151	1	1,154	1	1,17

Примечание. Обр. № 1 и 2 — Устарасай и 5 — Саргардон, материал Э. А. Дунин-Барковской, аналитик Н. В. Троненок (аппарат УРС—55, Fe — антикатод, D=57,3; d—0,4 *мм*): № 3 — Кошмансайское рудное поле (Аполлонов, 1966); № 4 — Чокадамбулак (Наумова, Сидоренко, 1955). Эталон (Berry, Thompson, 1962).

При травлении HNO_3, HCl (1:1) и $FeCl_3$ минерал буреет и темнеет.

Химический состав лиллианита следующий:

Номер образца	*Pb*	*Ag*	*Bi*	*Sb*	*S*	*Te*	*Сумма*
1	50,0		24,0	4,0	19,0	0,5	97,5
2	48,81	2,06	27,85	4,5	16,68		99,90

Обр. № 1—Верхний Келинчак, микрозонд (Дунин-Барковская, 1975); № 2—Чавата, хим. анализ (Малахов, Назирова, Лихойдова, 1968).

Формула обр. № 2 $(Pb_{2,71}Ag_{0,21})_{2,93}(Bi_{1,60}Sb_{1,44})_{2,04}S_6$ соответствует лиллианиту. Оба минерала являются сурьмянистыми. Аналогичный лиллианит известен в Восточном Забайкалье (Сахарова, Кривицкая, 1970). А. А. Годовиков (1972) все стибиолиллианиты назвал кобеллитами. Обр. № 2 частично разложен на козалит и галенит, аналогично образцу из Букуки (Онтоев, 1964). В верхнем Келинчаке лиллианит образует тесные срастания с беегеритом в галените и является продуктом распада висмутсодержащего твердого раствора PbS. В обоих случаях лиллианит образовался в среднетемпературных кварцевых жилах, располагающихся в экзо- и эндоконтакте Чаватинского гранитоидного интрузива.

Рецбаниит. Минералы этой группы достоверно не изучены и отличаются друг от друга. Описаны из месторождения Устарасай (Сахарова, 1955), Кошмансайского рудного поля (Аполлонов, 1966) и Восточного Карамазара А. С. Кудрявцевым.

Минералы из кварц-висмутовых жил Устарасая отличаются от висмутина и устарасита более темным свинцово-серым цветом и сплошным массивным строением агрегатов. В отраженном свете белый, резко анизотропный, заметно двуотражает. Травится HNO_3 (1:1), HCl (1:1), $FeCl_3$ и $HgCl_2$. Химический анализ материала с включением самородного висмута следующий (%): Bi — 55,5; Sb — 4,56; Pb — 22,8; Cu — 0,00; Fe — 0,50; нерастворимый остаток — 0,55; S — 16,30. После исключения части Bi на самородный и Fe — на лимонит анализ пересчитан на формулу $4PbS \cdot 5(Bi, Sb)_2S_3$.

Рентгенограмма рецбаниита (очень сильные линии 3,505; 1,721 и сильные 3,382; 1,938) близка к рентгенограмме свинцово-висмутовых сульфосолей. А. А. Годовиков (1972) этот анализ пересчитал на формулу $Pb_6(Sb_{0,87}Bi_{13,13})_{14}S_{27}$, а минерал назвал висмутовым цинкенитом.

Рецбаниит II установлен на Ташкескене Кошмансайского рудного поля (по оптическим данным) в виде тончайших каемок вокруг зерен висмутина и мирмекитовых вростков. В. Н. Аполлонов (1966) его образование объясняет проникающими по межзерновым каналам висмутина поздними растворами, содержащими свинец и медь, которые взаимодействуют с ним и замещают ион Bi^{+3} парой ионов $Pb^{+2} + Cu^{+1}$.

Рецбаниит II описал А. С. Кудрявцев из кварц-пирит-халькопиритовых жил Алмадона: гнезда до 1,5 *мм* в поперечнике, тонкопризматические кристаллы размером до 4 *см*×0,01 *мм*. Цвет стально-серый с желтоватым оттенком и металлическим блеском. Удельный вес 6,2—6,5. Микротвердость 145 *кг/мм*^{2} (123—175). В отраженном свете белый, двуотражение в воздухе слабое, анизотропия ясная с цветным эффектом в розовато-сероватых тонах. Спектральным анализом в минерале установлено много Cu, Pb, Bi, около 1% и более Ag. Примесь Ag связывается предположительно с субмикроскопическими включениями матильдита и павонита (?). Рентгенограмма близка, но не имеет полного сходства с эталонной. Минерал ксеноморфен к кварцу, пириту и гематиту и корродирует их. С халькопиритом тесно взаимопрорастает и замещает его, близок по времени выделения к висмутину.

Висмутовый джемсонит (сахароваит) — $Pb_5(Bi, Sb)_6S_{14}$. Джемсонит с содержанием Bi 30,5% описан из Устарасая как новая разновидность минерала (Сахарова, 1955). И. Костов в 1959 г. выделил его как новый минерал и предложил назвать в честь первооткрывателя сахароваитом. Из того же месторождения его

Таблица 54

Химический состав Bi-джемсонита (№ 1—4) и кобеллита (№ 5—8) из Устарасая, вес. %

Элемент, %	Номер образца							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Pb	32,25	36,5	38,0	37,7	38,6	40,57	43,72	40,01
Ag							0,09	0,30
Fe	1,39	1,0			1,0	3,20	0,57	1,46
Cu	0,3	1,2			1,0	0,46	1,33	1,07
Bi	30,5	34,0	41,4	41,8	41,5	24,74	24,60	30,54
Sb	16,5	9,4	3,2	3,4		9,40	10,85	8,12
Te				0,3				
S	16,48	17,8	16,5	17,1	19,0	18,77	18,08	17,08
Нераствор. остаток	1,59					2,74	0,68	1,44
Сумма	100,15	99,9	99,1	100,3	101,1	99,88	100,04	100,02

Примечание. Обр. № 1 — М. С. Сахарова, 1955 (аналитик В. М. Сендерова); № 2—5 — Э. А. Дунин-Барковская. 1975 (анализы на микрозонде № 2, 3 выполнил Г. М. Сташков, № 4 — Н. В. Зеленская, № 5 — Е. М. Косяк); № 6 — Г. Н. Нечелюстов и др., 1973, и № 7 — Л. Н. Соболева, Ь. А. Мымрин, Н. Г. Шумкова, 1973; № 8 — Э. А. Дунин-Баркоская, 1975 (аналитик И. И. Лихойдова). Анализы микрозондом «Камека» выполнены при условиях Bi, Sb, Pb— 30kv, S—15 kv. Эталоны Bi и Sb — чистые металлы, Pb и S — галенит.

изучали А. А. Годовиков и др. (1971), Э. А. Дунин-Барковская, и др. Минерал охарактеризован в справочнике «Минералы», т. I (1960) и в «Минералах Узбекистана», т. I (1975).

Встречены волосовидные кристаллы длиной от нескольких миллиметров до 1 *см*, образующие лучистые агрегаты, и сплош-

ные скопления волокнистого, мелкозернистого или пластинчатого строения. Тонкопластинчатая разновидность размещена в железистом карбонате и кварце вдоль трещин или в интерстициях между чешуйками флогопита, волокнистая — в пустотах, игольчатая — вокруг мономинеральных гнезд описываемого минерала. Минерал хрупкий, свинцово-серый с металлическим блеском, по сравнению с висмутином — более темный. В отраженном свете он белый, двупреломление хорошо заметно с иммерсией. Отражательная способность приведена в табл. 52, а химический состав в табл. 54.

Химический анализ висмутового джемсонита М. С. Сахаровой пересчитан на формулу $Pb_{3,84}(Sb_{3,35}Bi_{2,65})_6S_{12,84}$ (Годовиков и др., 1971). Они предположили, что соединение $Pb_4(Sb, Bi)_6S_{13}$ — промежуточный член изоморфного ряда от $Pb_4Sb_6S_{13}$ до $Pb_4Bi_6S_{13}$, а название «сахароваит» рекомендовали для последнего минерала. Однако позднее А. А. Годовиков (1972) этот анализ и другие висмутового джемсонита пересчитал на формулу Bi — тинтинаита $Pb_5(Bi, Sb)_8S_{17}$, минерал под названием «висмутовый джемсонит» оказался не существующим, а название «сахароваит» рекомендовалось для Bi — тинтинаита.

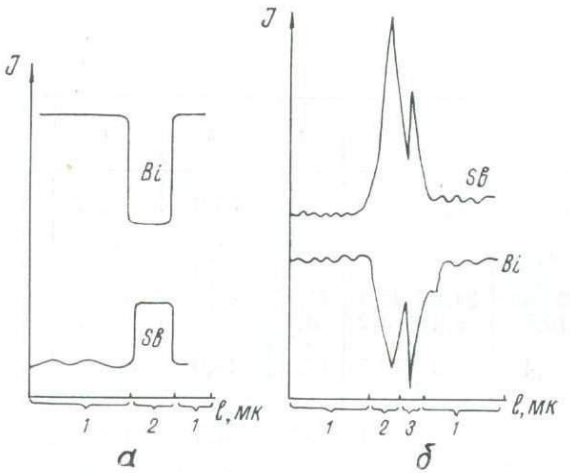


Рис. 30. Концентрационные кривые распределения химических элементов.

а — по линии через зерно Bi-тинтинаита (2) в висмутине (1), обр. 909, аналитик Н. В. Зеленская; *б* — по линии через висмутин (1) с зернами Bi-джемсонита (2) и малосурьмянистой (3) сульфосоли, обр. 713 а, аналитик Г. М. Сташков, Прибор MS—46 «Камека».

В трех образцах из Устарасая микрозондом MS—46 «Камека» установлен минерал (см. табл. 54), соответствующий Bi-джемсониту М. С. Сахаровой $Pb_5(Sb, Bi)_6S_{14}$ (Дунин-Барковская, 1975) и являющийся промежуточным между висмутовым аналогом джемсонита и джемсонитом. На основании соотношения Bi:Sb=

=1,3; 2,1; 7,2 и 7,5 выделен изоморфный ряд с замещением Sb на Bi от джемсонита $Pb_5Sb_6S_{14}$ до $Pb_5Bi_6S_{14}$, ко второй половине которого отнесено название сахарованит.

Номер образца	*Формула из расчета на 25 атомов в ячейке джемсонита (анализы табл. 54)*	*Bi : Sb*
1	$\left[Pb_{3,9}(Fe_{0,6}Cu_{0,1})_{0,7}\right]_{4,6}(Bi_{3,7}Sb_{2,8})_{6,5}S_{13,8}$	1,3
2	$\left[Pb_{4,36}(Fe_{0,44}Cu_{0,48})_{0,92}\right]_{5,28}(Bi_{4,03}Sb_{1,91})_{5,94}S_{13,77}$	2,1
3	$Pb_{4,98}(Bi_{5,37}Sb_{0,71})_{6,08}S_{13,94}$	7,5
4	$Pb_{4,83}(Bi_{5,3}Sb_{0,74})_{6,04}(S_{14,07}Te_{0,06})_{14,13}$	7,2

Висмутовый джемсонит срастается с висмутином, висмутотинтинаитом и кобеллитом (рис. 30) в кварц-висмутовых жилах и пирротиновых залежах. М. С. Сахарова (1955) указывала, что в кальцитовых гнездах среди более поздних арсенопиритовых залежей он ассоциирует с киноварью, реальгаром и самородной сурьмой. Образовался висмутовый джемсонит после кристаллизации основной массы сульфидов железа, меди, висмута и мышьяка.

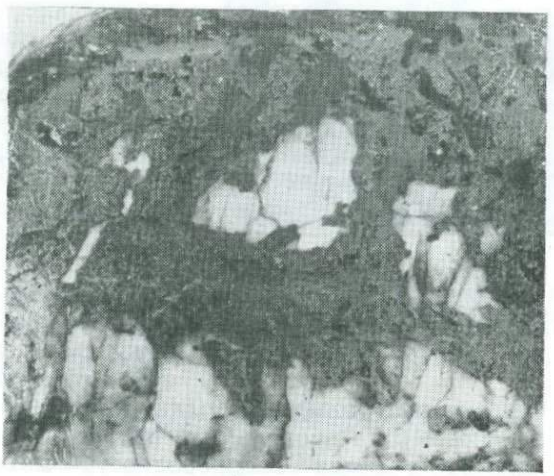


Рис. 31. Кобеллит (черное) и пирит (серое) цементируют дробленый кварц (белое) в кварцевой жиле. Устарасай. Полированный штуф № 894. Натур. величина.

Кобеллит. Имеет дискутирующуюся кристаллохимическую формулу. На протяжении более 100 лет он рассматривается как Sb-лиллианит (Rammelsberg, 1875; Годовиков, 1972, и др.), Sb — козалит (Дэна и др., 1950, Сахарова, Кривицкая, 1970, и др.), Bi-тинтинаит (Harris и др., 1968), несмотря на их структурное

отличие, или как самостоятельный минерал $Pb_6FeBi_4Sb_2S_{16}$ (Nuffield, 1948), $Pb_{12}(Cu, Fe)_2(Bi, Sb)_{14}S_{35}$ (Miehe, 1971); $Pb_{13}Bi_8Sb_5S_{32}$ (Нечелюстов и др., 1973).

Кобеллит в СССР установлен на мышьяково-висмутовом месторождении Устарасай, где является одним из главных минералов (Сахарова, 1955; Нечелюстов и др., 1973; Соболева, Мымрин, Шумкова, 1973; Дунин-Барковская, 1971, 1975), встречен также в скарново-магнетит-висмутовом месторождении Чокадамбулак (Королева, Клемперт, 1970).

Кобеллит образует гнезда размером до 10 *см*, сложенные тонкозернистым агрегатом массивной текстуры с раковистым изломом (рис. 31, 32) и спутанноволокнистыми выделениями с хорошо различимыми индивидами в общей массе (Устарасай), тонкоигольчатые и волосовидные единичные кристаллы (Устарасай, Чокадамбулак). На Устарасае встречены тончайшие эпитаксические срастания козалита и кобеллита параллельно удлинению по оси С. Размеры сростков 2—3 *см* в длину и 0,5—1 *см* в ширину (Дунин-Барковская и др., 1974).

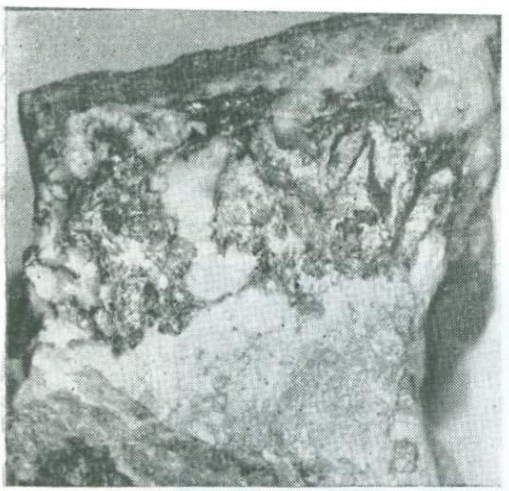


Рис. 32. Гнезда кобеллита (серое) в зальбанде кварцевой жилы. Устарасай. Натур. величина.

Структурно-морфологические особенности кобеллита и строение его сростков из Устарасая изучены на электронном микроскопе «Tesla—BS—242» со свежего излома методом одноступенчатых угольных реплик (аналитик И. Д. Беляева, ИМГРЭ). У обр. 910 на продольных изломах зафиксирована спайность, в обр. 713-а видна неоднородность материала (см. рис. 29). Наблюдаемые три квадратных включения принадлежат, по-видимому, пириту, тончайшая сыпь которого фиксируется в кобеллите и под оптическим микроскопом МИН-9. Они занимают примерно 1,5% площади выделений кобеллита, имеют размер ребра 0,5—0,1 *мк* и расстояние между кристаллами 3,5—0,5 *мк*. Ромбовидные включения размером до 10×15 *мк* по морфологии соответствуют выделениям нового сульфида Pb и Fe, установленного при площадном сканировании кобеллита микрозондом (Дунин-Барковская, Лидер, 1973). Игольчатое включение длиной 12 *мк* и

шириной 0,5 *мк* отнесено к висмутину, а изогнутые листочки толщиной менее 0,05 *мк* — к жозеиту, которые видны в кобеллите и под оптическим микроскопом. Встречается также сыпь зерен неизвестного минерала размером до 0,04 *мк* на расстоянии 0,2 *мк* друг от друга.

В обр. 937 отчетливо видна перемежаемость двух фаз, которые на основании исследований микрозондом (Дунин-Барковская и др., 1974) и оптически отнесены часть к козалиту (ширина полос 1—1,5 *мк*), а другая — к кобеллиту (0,1—0,7 *мк*). Последний частично извлекся на реплику (черные полосы).

Кристаллы кобеллита имеют совершенную спайность, хрупкие. Твердость на различных сечениях кристаллов 81—186 *кг/мм*^{2}. Коэффициент анизотропии — 2,82. Окраска стальная серая, блеск металлический.

Кобеллит темнее висмутина, в отраженном свете он белый с серовато-зеленым оттенком, слабозаметным двуотражением, отчетливо анизотропный, от голубовато-серого до розовато-коричневого. Отражательная способность (см. табл. 52) ниже, чем у висмутина.

D. C. Harris и др. (1968) сделали вывод, что существует серия твердых растворов с основной формулой $5PbS \cdot 4(x)_2S_3$, где x — висмут или сурьма. Серия может произвольно разделяться по соотношению Bi:Sb = 1:1, где для минералов с преобладанием Bi рекомендуется название «кобеллит», а с преобладанием сурьмы предлагается новое название «тинтинаит». Однако поскольку они имеют различную пространственную группу, их не следует относить к одному изоморфному ряду, на что указано в более поздних работах (Годовиков, 1972; Нечелюстов и др., 1973). Структура кобеллита расшифрована Miehe (1971), который предложил формулу $Pb_{12}(Cu, Fe)_2(Bi, Sb)_{14}S_{35}$.

Состав минерала из Устарасая изучен химически и электронным зондом (см. табл. 54). Анализы № 5—7 рассчитались на формулу кобеллита с некоторыми колебаниями коэффициентов, преимущественно с избытком или недостатком серы.

Химические формулы кобеллита:

5. $Pb_{11,05}(Fe_{1,06}Cu_{0,93})_{1,99}Bi_{11,78}S_{35,16} \approx Pb_{13}Bi_{12}S_{35}$ (избыток S, нужно S_{31})

6. $Pb_{13,00}(Bi_{7,8}Sb_{5,2})_{13}S_{31,2} \approx Pb_{13}(Bi, Sb)_{13}S_{31}$ (недостаток S, нужно $S_{32,5}$)

7. $\left[Pb_{12,05}(Fe_{0,58}Cu_{1,20}Ag_{0,05})_{1,83}\right]_{13,88}(Bi_{6,72}Sb_{5,09}As_{0,04})_{11,85}S_{32,20} \approx Pb_{14}(Bi, Sb)_{12}S_{32}$

8. $\left[(Pb_{11,73}Ag_{0,17})_{11,9}(Fe_{1,59}Cu_{1,02})_{2,61}\right]_{14,5}$ $(Bi_{8,87}Sb_{4,05})_{12,92}$ $S_{32,35} \approx$ $\approx Pb_{14}(Bi, Sb)_{13}$ S_{32} (недостаток S, нужно S_{34})

Анализ свинцово-висмутовой сульфосоли (№ 5), выполненный на зонде, соответствует бессурьмянистому аналогу кобеллита. Установление такой сульфосоли свидетельствует о возможности существования группы минералов кобеллитового ряда, отличающихся от тинтинаитового и джемсонитового, в которых могут быть висмутовые и сурьмяно-висмутовые члены и частичный изоморфизм между Sb и Bi. По-видимому, существует в природе ряд $Pb_{13}Bi_{12}S_{32}$ — $Pb_{13}Sb_{12}S_{32}$ если не с полным, то хотя бы частичным или ступенчатым изоморфизмом (Bi:Sb=2,2; 1,5; 1,3). Замещение висмута сурьмой обычно в свинцово-висмутовых сульфосолях. Название «кобеллит» мы предлагаем для части ряда с преобладанием Bi над Sb. Члены второй половины пока не установлены.

Кобеллит с микроскопическими врастками других сульфидов Bi содержит 0,089% (0,06—0,21) Se (8 проб), 0,636% (0,10—2,24) Te (8 проб), 0,54% (0,01—1,8) Ag (17 проб), 3,93 (0,90—5) Au (6 проб). Среднее по Au рассчитано без учета «ураганных» содержаний (90,5 и 44 *г/т*).

Изучение закономерностей распределения химических элементов внутри кристаллических агрегатов кобеллита проводилось на двух образцах из Устарасая (№ 937 и 898) методом площадного сканирования с получением растровых картин на микроанализаторе «Камека» (Дунин-Барковская и др., 1974).

Сопоставление данных микрозондирования с результатами химанализа и электронной микроскопии показало, что Sb равномерно распределена в кобеллите, микровключения собственно сурьмяных минералов не наблюдались. Ag и Se не дают концентраций в виде самостоятельных минералов, Te присутствует в виде теллуридов Bi размером 10 *мк* и более, Au — самородное (размер 80×20 *мк*).

Форма железа в кобеллите точно не установлена. В кристаллической решетке минерала оно предполагалось (Nuffield, 1948), что подтверждено структурными и микрозондовыми исследованиями (Miehe, 1971), отрицается в решетке (Нечелюстов, Минцер, 1973; Соболева, Мымрин, Шумкова, 1973). Исследования микрозондом показали, что большая часть Fe и Cu, определенных химически в кобеллите, обусловлена микровключениями халькопирита, пирита, нового сульфида Pb и Fe, а некоторая входит в решетку минерала и равномерно распределена в кристалле (Дунин-Барковская, Лидер, 1973; Дунин-Барковская и др., 1974).

Рентгенограммы кобеллита из Устарасая приводят М. С. Сахарова (1955), Г. Н. Нечелюстов и Э. Ф. Минцер (1973), Л. Н. Соболева, В. А. Мымрин, К. Г. Шумкова (1973), а также получены нами из микроколичества вещества, извлеченного из полирован-

ного шлифа с последующим закатыванием в клеевые шарики (табл. 55). Сравнение их с эталоном показало удовлетворительную сходимость.

Таблица 55

Результаты расчета дебаеграмм кобеллита из Устарасая (материал Э. А. Дунин-Барковской, аналитик Н. В. Троненок ИГиГ АН УзССР)

№ 938—I		№ 937—II		№ 937—I		№ 509—К		Эталон (Nuffield, 1948)	
I		*d/n*		*I*		*d/n*		*I*	*d/n*
1	4,20	4	4,26	4	4,19			1/2	4,20
2	3,97	4	3,98	4	4,04			1	3,98
2	3,76	1	3,77	3	3,80	4	3,74	1/2	3,72
8	3,58	10	3,56	10	3,57	5	3,56	9	3,51
10	3,38	10	3,38	10	3,41	10	3,38	10	3,39
4	3,24	4	3,25	5	3,29			4	3,26
2	3,11	1	3,13	1	3,13	3	3,16	2	3,12
4	3,01	4	2,99	3	3,01	5	2,98	2	2,96
8p	2,85	9	2,85	9p	2,87	4	2,87	3	2,83
6p	2,71	7	2,71	7	2,71	5	2,72	3	2,69
1	2,58	2	2,61	1	2,61	2	2,51	1/2	2,59
1	2,47	1/2	2,48	2	2,51				
6	2,31	4p	2,32	5p	2,33	2	2,37	1/2	2,29
3p	2,24	3	2,25	2	2,24	2	2,24	1/2	2,25
7	2,12	9	2,14	8	2,15	6	2,13	3	2,14
8	2,01	9	2,02	8	2,03	5	2,02	4	2,04
2	1,920					2	1,964	4	1,912
						3	1,840	1/2	1,840
		1	1,809	3	1,814	3	1,805	1/2	1,809
		5	1,758	7	1,758	4	1,754	2	1,741
1	1,734					4	1,732		
4	1,688					3	1,699	2	1,693
1	1,609							1/2	1,594
						1	1,550	1/2	1,554
1	1,469	3	1,469	2	1,483	3	1,472	1/2	1,453
		2	1,432	2	1,438				
2	1,376			2	1,386	3	1,385	1	1,382
1	1,335	2	1,325	2	1,335	3	1,333	1	1,316
		1	1,285			3	1,287		
		1	1,257			4	1,249		
1	1,161	1	1,184	1	1,190	3	1,157		
		1	1,121	1p	1,124	3	1,133		

Кобеллит широко развит на верхних горизонтах устарасайского месторождения в ассоциации с пиритом, шеелитом, пирротином, висмутином, образуясь в парагенезисе с Bi — тинтинаитом и сахароватом.

Висмутовый тинтинаит — $Pb_5(Sb,Bi)_8S_{17}$. Анализы висмутового джемсонита (сахароваит) Устарасая (Сахарова, 1955; Годовиков и др., 1971) пересчитаны на его формулу (Годовиков, 1972) и предложено назвать «сахароваитом» висмутовый тинтинаит. Однако на рентгенограмме образца кобеллита М. С. Сахаровой с интенсивными линиями (7—8)—3,41; (5—6)—2,72; (5—6)—3,03 отсутствует линия (10)—3,51—3,53, типичная для висмутового тинтинаита (Harris и др., 1968). На месторождении Устарасай с помощью микрозонда мы установили оба минерала. По-видимому, целесообразно название «сахароваит» оставить за висмутовым джемсонитом, как предложил И. Костов.

Висмутотинтинаит определен микрозондом в 4 образцах (Дунин-Барковская, 1975, «Минералы Узбекистана», т. I, 1975). Макроскопически и оптически этот минерал почти не отличим от кобеллита. Он образует тонкие срастания с висмутином и висмутовым джемсонитом (см. рис. 30). Химический состав 4 образцов Устарасая и некоторых «кобеллитов» из Словакии (табл. 56) пересчитаны на формулу $Pb_5(Sb,Bi)_8S_{17}$.

Номер анализа	*Формула минералов из расчета 30 атомов в ячейке тинтинаита (см. табл. 56)*	*Bi : Sb*
1	$Pb_{5,04}(Bi_{5,18}Sb_{2,55})_{7,73}S_{17,46}$	2
2	$Pb_{5,38}(Bi_{7,32}Sb_{0,70})_{8,02}S_{16,6}$	10,4
3	$Pb_{5,1}(Bi_{5,94}Sb_{1,87})_{7,83}S_{17,07}$	3,2
4	$(Pb_{4,98}Cu_{0,19})_{5,16}(Bi_{5,83}Sb_{1,86})_{7,69}S_{17,13}$	3,1
5	$(Pb_{4,4}Fe_{0,36}Zn_{0,36})_{5,12}(Bi_{5,73}Sb_{1,90})_{7,63}S_{17,26}$	3
6	$(Pb_{4,69}Zn_{0,01})_{4,70}(Bi_{5,87}Sb_{1,99})_{7,86}S_{17,44}$	3
7	$Pb_{5,48}(Bi_{4,07}Sb_{3,68})_{7,51}S_{16,77}$	1,1
8	$Pb_{5,66}(Bi_{3,05}Sb_{4,01})_{7,06}S_{17,29}$	0,73
9	$Pb_{5,28}Sb_{7,54}S_{17,18}$	

«Кобеллит» из Словакии (№ 5 и 6) также хорошо рассчитался на формулу тинтинаита, как и висмутовый тинтинаит из Канады и Устарасая. Соотношение Bi:Sb, по проведенным анализам, изменяется от 1 до 10,4, при этом выделяются следующие значения: около 1 (0,73 и 1,1); 2; 3(3—3,2) и 10(10,4). Это может свидетельствовать о ступенчатом изоморфном замещении в ряду от висмуто- до сурьмяного тинтинаита.

Минерал встречается в кварц-висмутиновых жилах и пирротиновых залежах Устарасая в тесной ассоциации с висмутином, кобеллитом и висмутовым джемсонитом.

Беегерит $Pb_6Bi_2S_9$. Присутствие беегерита выявлено в галените скарново-полиметаллических месторождений Карамазара (Еникеев, 1959). Установлен также в виде иголочек размером

Таблица 56

Химический состав висмутового тинтинаита

Элемент. %	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Pb	35,11	33,80	34,4	34 1	31,03	32,38	38,0	42,3	42,3
Zn					0,61	0,02			
Fe					0,68				
Cu				0,4					
Bi	36,44	46,41	40,5	40,3	40,79	40,89	28,5	23,0	—
Sb	10,44	2,59	7,4	7,5	7,87	8,08	15,0	17,6	34,5
S	18,58	16,15	17,8	18,17	18,85	18,63	18,0	20,0	21,3
Сумма	100,57	98,95	100,1	100,07	99,90	100,00	99,5	102,9	98,1
Плотность, *г/см*							6,31	6,16*	5,48*
a_0					22,52	22,58	22,53	22,50	22,30
b_0					34,42	34,51	33,97	34,0	34,0
c_0					4,04	3,99	4,04	4,03	4,04

Примечание. Образцы из УзССР: № 1—4 — Устарасай, материал Э. А. Дунин-Барковской, анализ микрозондом выполнили Н. В. Зеленская (№ 3—4) и Г. М. Сташков (№ 1—2); из Словакии, Фихтенгюбеля: № 5 — штольня Раки, № 6 — Лак Дольни (химанализ), описан ранее как кобеллит (Trdlicka, Kvacek, Кирка, 1962); из Канады: № 7 — Ралидж, № 8 — Россланд, № 9 — Тинтина — тинтинаит (Harris и др., 1968).

* Вычисленная плотность. Обр. № 5 — прочие элементы (0,17%).

80×10 *мк* в сростках с лиллианитом в кварц-галенитовых жилах Верхнего Келинчака (Дунин-Барковская, 1969а, 1975). $R \approx 40\%$, слабо двуотражает, оптически резко анизотропен. Химический состав (микрозонд, %): Pb—61, Bi—21, Sb—4, Cu—0,*n*, S—24 (МГУ, аналитик Б. С. Старокожев). Является Sb-разновидностью. В поглощенных электронах включения беегерита выглядят немного светлее, чем лиллианита, с которым он срастается. Вероятно, беегерит и лиллианит — продукты распада более сложной свинцово-висмутовой сульфосоли, образовавшейся в галените.

Висмутовый цинкенит $Pb_6(Sb_{0,87}Bi_{13,13})_{14}S_{27}$. К этому соединению А. А. Годовиков (1972) отнес «минерал типа рецбаниита» М. С. Сахаровой (1955) и галенобисмутит Р. Ю. Назировой (1968) после исключения Bi от 7 до 9%. Более достоверных данных о его существовании нет.

Эмплектит $CuBiS_2$. Минерал описан в медно-висмутовых месторождениях Восточного Карамазара: в Адрасмане Л. В. Радугиной и Б. Б. Разиновой в 1935 г., З. А. Королевой в 1941 г., М. С. Сахаровой в 1947 г., Э. Ф. Минцером в 1968 г., Ю. С. Бородаевым, Н. Н. Мозговой и О. Л. Свешниковой в 1971 г., в Джузуме, Алмалы и Тереклы-Джилге — Е. А. Котеневой и А. С. Кудрявцевым в 1965 г. Э. Ф. Минцер нашел особенно много эмплектита в рудах верхних горизонтов Адрасмана. Выделения этого минерала зернистые и призматические. Двуотражение от бесцветного до кремового, отражательная способность — в интервале длины волн 440—700 *нм* соответственно по Rg и Rp составляет: 440—34,9 и 30,0; 460—34,3 и 30,1; 480—39,9 и 30,2; 500—33,7 и 30,2; 520—33,9 и 30,2; 540—35,2 и 30,2; 500—36,7 и 30,2; 580—37,3 и 30,2; 600—37,2 и 30,2; 620—36,7 и 30,1; 640—35,7 и 29,9; 660—34,4 и 29,3; 680—33,0 и 28,4; 700—31,9 и 27,5%. Микротвердость — 173 и 190 *кг/мм²*, $КН_1$—1,17, $КН_2$—1,10 (по данным Э. Ф. Минцера).

Химический состав трех образцов из Адрасмана изучен на зонде и отвечает теоретической формуле эмплектита $CuBiS_2$. Анализы (1—Бородаев и др., 1971; 2—3—Минцер, 1968) выявили Cu 19,5%, 18,8, 18,4; Bi—63,6, 59,3, 60,1; S—17,5, 18,8, 18,3; сумма—100,6, 96,9, 96,8%. Рентгенограммы соответствуют эталону.

Эмплектит присутствует в кварц-висмутин-халькопиритовых жилах и метасоматических образованиях в парагенезисе с Pb—Cu—Ag—Bi-сульфосолями: виттихенитом, халькопиритом, иногда висмутином.

Виттихенит Cu_3BiS_3. Виттихенит в малых количествах известен в Адрасмане, Маразбулаке и Джелтимасе (Радугина, Розина, 1935; Королева, 1941); Тарыэкане (А. И. Тишкин), Джузуме и Алмадоне (А. С. Кудрявцев), в Кальмаккыре (С. Т. Бадалов), Устарасае (Э. А. Дунин-Барковская, Р. Назирова и Р. Н. Кузьмина), в Кошмансайском рудном поле (Аполлонов, 1966; И. М. Голованов, Р. Назирова и др.), в Канимансуре (Р. Н. Кузьмина), Чавате (Р. Назирова), Чумауке и Катранге (Р. П. Бадалова, М. О. Сулейманов, Р. И. Конеев). Описан в «Минералах Узбекистана», т. I и IV (1975, 1977).

Виттихенит образует изометричные и пластинчатые выделения максимальным размером 0,5 *см* темно-серой окраски с металлическим блеском. В отраженном свете он серовато-белый с отчетливым кремовым оттенком, анизотропный с цветным эффектом от голубовато- до розовато-серых тонов. Микротвердость образца из Катранги 124—178,6 *кг/мм²* и 167—216—из Чумаука. Микрозондом «Камека» в минерале из Катранги определены (%): Cu—38,35; Ag—2,15; Bi—41,04; S—18,46, сумма 100 (аналитик Ю. А. Волков). Формула $(Cu_{3,02}Ag_{0,1})_{3,12}Bi_{0,98}S_{2,89}$. Рентгенограммы сходны с эталоном (табл. 57).

Виттихенит встречается в висмутовых и висмутосодержащих рудах. В гранатовых скарнах теллуро-медно-висмутового рудо-

проявления Кошмансай II он срастается с тетрадимитом и гипогенным борнитом, образуя с последним пластинчатую структуру.

Таблица 57

Результаты расчета дебаеграмм виттихенита Чаткало-Кураминских гор

1		2		3		4		5	
I	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*
1	5,66			3	5,58	1	5,35	1/2	5,63
1	5,20			1	5,25	1	5,20	1/2	5,19
4	4,54	2	4,594	4	4,54	3	4,53	4	4,47
3	3,82	2	3,849	4	3,82	2	3,78	3	3,84
1	3,61			2	3,62	1	3,60	2	3,62
1	3,33			2	3,34	2	3,35	2	3,37
3	3,18	5	3,189	3	3,21	3	3,17	3	3,15
8	3,07	8	3,088	8	3,07	7	3,07	9	3,06
1	2,95	2	2,963	3	2,92	1	2,92	2	2,94
10	2,84	10	2,841	10	2,83	8	2,85	10	2,83
0,5	2,81			2	2,78	1	2,80		
4	2,65	7	2,650	5	2,66	5	2,64	5	2,63
2	2,57	4	2,559	3	2,59	4	2,60	1	2,56
0,5	2,49			1	2,51	1	2,51	1	2,47
3	2,39	5	2,396	4	2,41	2	2,42	4	2,39
0,5	2,34	6	2,322	1	2,35			1	2,34
0,5	2,28			1	2,31	1	2,29	1	2,25
2	2,16	4	2,175	3	2,16	3	2,14	2	2,17
0,5	2,10			1	2,09	1	2,10		
2	2,05	5	2,046	3	2,06	3	2,08	3	2,03
2	1,984	7	2,001			3	1,992	3	1,985
0,5	1,905	5	1,905	3	1,895	3	1,890	3	1,894
3	1,890								
3	1,816	7	1,830	3	1,812	3	1,815	4	1,812
3	1,757	8	1,771	4	1,753	2	1,762	3	1,757
2	1,729	3	1,747	2	1,733	4	1,741	2	1,721
3	1,676	9	1,686	2	1,661	4	1,675	4	1,680
1	1,596	4	1,607			1	1,590	2	1,602
0,5	1,581			3	1,587				
0,5	1,537			1	1,537				
1	1,501	3	1,507	2	1,515	1	1,517	2	1,505
1	1,449	4	1,459	1	1,479	1	1,487	1	1,449
0,5	1,439			2	1,443				
1	1,404	3	1,418	2	1,409			2	1,404
1	1,378	5	1,390	2	1,377			2	1,383

Примечание. 1 — эталон (Nuffield, 1957); 2 — из района Кошмансая (Апполонов, 1966), аналитик Л. А. Соколова, Fe — излучение; 3 — из Устарасая и 4 — из Алмалы, аналитик Г. Недугова, материал Р. Н. Кузьминой, Co — излучение; 5 — из Катранги, материал Р. И. Конеева, аналитик Н. В. Троненок, Fe — излучение.

В кварц-висмутиновых жилах Устарасая редкие изометричные зерна виттихенита срастаются с Pb-Bi — сульфосолями, в кварц-

барит-медно-висмутовых жилах Тарыэкана он встречен в большом количестве на глубоких горизонтах в ассоциации с висмутином и в микротрещинах среди айкинита. В медно-висмутовом месторождении Адрасман виттихенит ассоциирует с Pb-Cu-Bi — сульфосолями, халькопиритом и пиритом.

На нижних горизонтах Канимансура виттихенит срастается с висмутином и кварцем, в кварц-золоторудных жилах Чумаука — с халькопиритом, самородным Bi и гесситом, кварц-шеелитовых Чаваты — с висмутином. Виттихенит образовался после кварца, пирита, халькопирита, висмутина, шеелита в парагенезисе с эмплектитом, бенжаминитом, айкинитом, серебром, иногда борнитом или халькопиритом. Замещается висмутом, тетрадимитом, бисмутитом, халькозином, ковеллином и другими минералами.

Клапротит. $Pb_4(Bi,Sb)_2S_9$. Минерал редкий, его существование дискутируется в литературе. E. W. Nuffield (1948) считает клапротит смесью виттихенита и эмплектита. Предположительно он указан в некоторых медно-висмутовых месторождениях Кураминского хребта: в Адрасмане и Маразбулаке (Королева, 1941), Каракате (Кайкова), Тарыэкане (А. И. Тишкин), Канимансуре (Королева, Котенева, 1970), Кызылгуте (Моисеева, 1969). Образует игольчатые кристаллы размером 0,1—2 *мм*, каемки вокруг эмплектита и виттихенита или вростки в халькопирите. В отраженном свете серовато-белый с коричневым оттенком темнее висмутина. Двуотражение заметное от светло-серого до сероватого с коричневым оттенком. Анизотропия сильная. При травлении конц. HNO_3 становится коричневым. На рентгенограмме большинство основных линий совпадает с эталоном. Клапротит встречается в парагенезисе с айкинитом, халькопиритом, виттихенитом и эмплектитом в гидротермальных кварц-сульфидных жилах.

Айкинит $BiCuPbS_3$. Обычный минерал медно-висмутовых месторождений. Известен в Адрасмане (Королев, 1941; Бородаев и др., 1971), Джузуме, Терекли-Джилге, Чукур-Джилге, Алмадоне, Тарыэкане (А. С. Кудрявцев; Королева, Котенева, 1967), Канимансуре (Р. Н. Кузьмина), скарновых свинцово-цинковых месторождениях Карамазара (Нечелюстов и др., 1961), Бозымчаке (Н. Н. Королева), Кошмансайском рудном поле (И. М. Голованов; Аполлонов, 1966). Айкинит из Тарыэкана изучен (Болдырева и др., 1973), описан автором в «Минералах Узбекистана», т. I (1975).

Айкинит образует овальные и неправильные выделения размером 0,01—4 *мм*, игольчатые, копьевидные кристаллы до 1,5 *см* в длину и их сростки. Часто содержит включения халькопирита, галенита и золота, срастается с матильдитом. Выделяется он обычно в жильной массе — кварце и карбонатах, по трещинам и между кристаллами кварца, халькопирита и других минералов. На гранях кристаллов штриховка. Хрупок, излом неровный, спайность отсутствует. В Тарыэкане описаны двойники веретенообразной формы, часто перекрещивающиеся под углом 70°.

Твердость айкинита из месторождений Восточного Карамазара 202—255, 181—219 и 127—131 *кг/мм*^{2} (Королева, Котенева, 1967), Алмадона —206 (А. С. Кудрявцев), Ташкескена —110—120 (Р. Назирова), из Северного Алтынтопкана —215—223,8 (Клемперт и др., 1976).

Окраска темная, свинцово-серая, блеск металлический. В отраженном свете он белый со слабым кремовым оттенком, двуот-

Таблица 58

Химический состав айкинита

Номер образца	Месторождение	Cu	Pb	Bi	S	Se	Ag	Сумма	Формула
1	Адрасман	10,8	33,0	41,6	16,6			101,4	$CuPbBiS_3$
2	Тарыэкан	12,0	38,0	35,0	16,0			101.0	$Cu_{1,03}Pb_{1,00}\cdot Bi_{0,98}S_{2,72}$
3	Северный Алтынтопкан	10,2	36,0	39,2	16,3	0,4	0.1	103.2	$Cu_{0,93}Pb_{1,01}Bi_{1,09}\cdot(S_{2,96}Se_{0,01})_{2,97}$
4	То же	10,4	36,4	39,6	17,2	0,4	0,1	103,7	$Cu_{0,90}Pb_{0,97}Bi_{1,04}\cdot(S_{2,97}Se_{0,03})_3$

Примечание. Обр. № 1 — Ю. С. Бородаев, Н. Н. Мозгова, О. Л. Свешникова, 1971; № 2 — М. М. Болдырева, А. Ф. Сидоров, Б. Д. Чернышева, 1973; № 3 и 4 — С. Я. Клемперт и др., 1976.

ражение заметное: от кремового в сечении, параллельном оси С, до слегка коричневого в перпендикулярном. Минерал сильно анизотропный, R для разных длин волн находится в пределах 41,5—43,5% (Тарыэкан). Состав айкинита изучен микрозондом (табл. 58).

В айкините из Алмалы отмечено 1,5—2 *г/т* Au. Рентгенограммы материала из Кошмансая и Тарыэкана сходны с айкинитом из Березовска.

Айкинит встречается в Ташкескене в кварцевых прожилках и гнездах среди калишпат-турмалиновых метасоматитов в ассоциации с халькопиритом, гематитом, тетрадимитом, висмутином и шеелитом. В Тарыэкане в кварц-пирит-халькопиритовых, сфалерит-галенитовых и кварц-гематитовых жилках он часто образует мирмекитовые срастания с галенитом, замещает в различной степени халькопирит, встречается в кварце, хлорите, блеклой руде. В верхних горизонтах преобладает айкинит в срастании с галенитом, а на глубоких — собственно айкинит. В Табошаре айкинит образует тонкопризматические скопления размером до 3 *см* в сульфидно-хлоритовой массе, замещает халькопирит. В восточ-

но-карамазарских медно-висмутовых месторождениях айкинит иногда графически срастается с висмутином (Алмадон) и выделяется на стыке зерен эмплектита и виттихенита с халькопиритом, гематитом и пиритом. Характерна парагенетическая ассоциация минералов: халькопирит — висмутин (виттихенит, эмплектит) — айкинит. В зоне окисления и вторичного сульфидного обогащения по айкиниту развивается бисмутит, малахит, халькозин, ковеллин.

Шапбахит α—$AgBiS_2$ и **матильдит** β—$AgBiS_2$. P. Ramdohr (1938) впервые показал, что шапбахит и матильдит — температурные модификации $AgBiS_2$ с точкой инверсии 225°С. В 1970 г. комиссия по новым минералам и названиям минералов Международной Минералогической Ассоциации утвердила за низкотемпературной ромбической формой $AgBiS_2$ название «матильдит», а за высокотемпературной псевдокубической — «шапбахит».

О наличии шапбахита в рудах скарново-свинцово-цинковых месторождений Карамазара (Чалата, Ташбулак и Мышиккол) впервые предположил А. А. Малахов в 1958 г. на основании прямой зависимости между содержаниями Ag и Bi в галените, затем в Кумышкане (Бадалов, Землянов, 1963), Кошмансае (Аполлонов, 1964), Перевальном (Болдырева, Чернышева, 1965). В галените Кошмансая Ag:Bi близко к таковому в соединении $AgBiS_2$ = =1:1,9 (Аполлонов, 1964): у обр. № 1 Ag 0,3476%, Bi 0,61, Ag:Bi 1:1,8; у № 2 соответственно 0,4212, 0,90; 1:2,1; у № 3 — 0,7448, 1,44, 1:1,9; у № 4 0,9556, 2,01, 1:2,1.

Экспериментально доказано Ван Гуком, что при высоких температурах смесимость $AgBiS_2$ и PbS полная, а при температуре ниже 200° растворимость их ограничена и не превышает 10 мол.%. Эти выводы подтверждены исследованиями природных образований галенита из месторождения Перевальное в Кураминских горах (Болдырева, Чернышева, 1965). В 17 образцах галенита с высокими содержаниями Ag и Bi без видимых включений матильдита рассчитано вхождение α—$AgBiS_2$ в твердый раствор PbS от 0,06 до 6,44%. В смешанных кристаллах присутствие α—$AgBiS_2$ уменьшает параметры элементарной ячейки галенита от 5,9350 А до 5,9157 Å ($\pm$0,005). Для них предложены формулы типа $(Pb_{0,936}\ Ag_{0,032}\ Bi_{0,032})\ S$.

Матильдит в аншлифах установили Е. А. Котенева (Алмадон и Джузум), А. С. Кудрявцев (Тарыэкан и Чукур-Джилга), Р. Назирова (Чавата). Он описан как шапбахит в некоторых рудопроявлениях Карамазара (Королева, Котенева, 1967). Матильдит изучен из Тарыэкана (Болдырева, 1970; Бородаев, Мо[illegible]ова, Свешникова, 1971). В регионе он встречается в малых количествах, образует червеобразные мирмекитовые срастания и пластинчатые решетчатые структуры распада твердого раствора в галените, и самостоятельные выделения. В Тарыэкане обнаружены изометричные и неправильные по форме зерна, реже пластин[illegible] и

веретенообразные выделения размером 0,02—0,2 *мм*. Их скопления имеют длину от десятых долей до 8 *мм* и ширину до 2 *мм*.

Микротвердость матильдита — 127—131 *кГ/мм*^{2} (Королева, Котенева, 1967) и 74—128 *кГ/мм*^{2}, $H_{ср}$=97 *кГ/мм*^{2} (Болдырева, 1970). Цвет стально-серый, иногда с желтой побежалостью на поверхности зерен. В отраженном свете белый, в иммерсии с желтоватым оттенком. Двуотражение в воздухе очень слабое, в иммерсии усиливается и сопровождается слабым цветным эффектом от серовато- до желтовато-белого. Анизотропия отчетлива со слабым цветным эффектом в желтых и синих тонах. Отражательная способность измерена на приборе ПООС-1 в области длин волн 460—660 *нм*. Rg=48,1—45,5%, а Rp=44,1—41,1. Сила двуотражения 0.08—0,09% (Болдырева, 1970).

Микроспектральный анализ матильдита из Тарыэкана, находящегося в мирмекитовых срастаниях с галенитом, показал, что Ag:Bi—0,46. Это совпадает с их отношением в матильдите. По отношению Pb к Bi, равному 0,56, состав анализируемой смеси представлен как $PbS \cdot 2AgBiS_2$ (Болдырева, 1970). Химический состав матильдита (микрозонд) отвечает формуле $AgBiS_2$:Ag—26,1%, Cu—0,4, Bi—58,3, S—15,9, сумма 100,7 (Бородаев, Мозгова, Свешникова, 1971). Рентгенограммы этого минерала после исключения линий галенита соответствуют матильдиту из Шапбаха (табл. 59).

В свинцово-цинковых рудах тонкая вкрапленность или решетчатые структуры матильдита в галените — результат распада твердого раствора состава PbS—$AgBiS_2$, образовавшегося при температуре выше 225° по П. Рамдору и 215°—по М. М. Болдыревой. В кварц-сульфидных жилах Джузума матильдит встречен в ассоциации с висмутином, имеет с ним неровные контакты, часто выполняет центральные части прожилков, содержит включения минералов из группы креннерит-калаверита, самородные Au и Bi. Предполагается, что висмутин выделился раньше матильдита, а самородные Au и Bi — позже. В кварцевых жилах Алмадона он ассоциирует с гематитом и пиритом.

На верхних горизонтах Тарыэкана матильдит в ассоциации с другими сульфидами выполняет промежутки между зернами кварца и мангансидерита. Последовательность кристаллизации минералов: кварц → мангансидерит → тетраэдрит → халькопирит → айкинит → бенжаминит → матильдит + галенит.

Мирмекитовые срастания матильдита с галенитом на Тарыэкане, по-видимому,— результат их совместной кристаллизации при температуре ниже точки инверсии α—$AgBiS_2$ в β—$AgBiS_2$ = =215° (Болдырева, 1970). Высокотемпературная псевдокубическая модификация α—$AgBiS_2$ изоструктурна с галенитом и устойчива при температуре выше 215°. P. Ramdohr (1938) считал, что такая псевдокубическая решетчатая структура связана с превращением псевдокубической модификации $AgBiS_2$ в ромбическую.

М. М. Болдырева предлагает использовать матильдит в качестве геологического термометра. Можно считать, что скарновые свинцово-цинковые месторождения образовались при температуре выше 215°С, а жильные свинцово-медно-висмутовые — ниже ее.

Группа бенжаминита. Бенжаминит находят в Тарыэкане и свинцово-цинковых месторождениях Карамазара, но его существование подвергается сомнению. Бенжаминит определен в Адрасмане Э. Ф. Минцером (1967). Ю. С. Бородаев, Н. Н. Мозгова,

Таблица 59

Результаты расчета дебаеграмм матильдита Чаткало-Кураминских гор

Обр. № 1			Обр. № 2		Обр. № 3		Обр. № 4	
hkl	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*
			2	3,64	2	3,69		
			8	3,45	9	3,43		
011	7	3,27	8	3,30	—	—	6	3,32
101	3	3,15	1р	3,13	—	—	3	3,18
002; 110	10	2,815	10	2,82	10	2,96	10	2,83
020	3	2,028	3ш	2,028	1	1,98	3	2,03
200	3	1,966	4	1,970	—	—	5	1,965
121; 013	7	1,711	6	1,707	6	1,72	3	1,714
022	3	1,654			4	1,60	1	1,651
202	1	1,582					2	1,586
			2	1,479	4	1,49		
220; 004	3	1,412	1	1,404	2	1,42	3	1,398
			1	1,354	2	1,36	4	1,324
031	6	1,523	3	1,324	8	1,33		
130	2	1,284					1/2	1,287
310	3	1,250			6	1,21	2	1,251
132	2	1,164			4	1,15	1/2	1,162
223	1	1,129						

Примечание. Обр. № 1 из Тарыэкана (Болдырева, 1970), камера РКД, Д=57,3 *мм*; № 2 — из Алмалы и № 3 — из Ташбулака (Н. Н. Королева), УРС-55а, Д=57,3 *мм*; Cu — антикатод; № 4 — из Шапбаха (Graham, 1951).

О. Л. Свешникова (1971) показали, что минерал представляет собой смесь Pb-Ag-Cu-Bi — сульфосолей с преобладанием берриита. В Восточном Карамазаре они установили микрозондом различные минералы или фазы из этой группы (табл. 60). Мало- и бессвинцовистые фазы (I, II, III) отнесены к единому ряду бенжаминитов с предполагаемой дискретной изоморфной смесимостью, а фазы V и VI — к другому ряду, где взаимозаменяемы Ag и Cu. В высокосвинцовистую группу входят берриит и фаза VII. Состав последней $(Ag_{09}Cu_{0,1})PbBi_3S_6$ по нашему мнению, отвечает ширмериту $AgPbBi_3S_6$. Находка линдстрёмита в Адрасмане (Бородаев, Мозгова, Свешникова, 1971) — первая для Чаткало-Кураминских гор. Повторное изучение бенжаминита Э. Ф. Минце-

Таблица 60

Результаты анализов на микрозонде висмутовых сульфосолей сложного состава (Бородаев, Мозгова, Свешникова, 1971), %

Минерал	Месторождение	Ag	Cu	Pb	Bi	S	Сумма	S расч.	Формула
Фаза I	Адрасман	11,7	3,0	1,2	67,8	16,9	100,6	18,1	$(Ag_2 Cu_{0,9} Pb_{0,1})_3 Bi_7 S_{12}$
		11,0	2,1	0,7	67,4	17,8	99,0		
		10,4	2,8	1,2	69,8	17,2	101,4		
Фаза II	Адрасман	8,1	4,1	2,0	71,0	17,5	102,7	18,8	$(Ag_{1,5} Cu_{1,3} Pb_{0,2})_3 Bi_7 S_{12}$
Фаза III	Северный Коунрад,	6,2	4,9	2,8	70,5	18,3	102,7	18,8	$(Ag_{1,2} Cu_{1,7} Pb_{0,1})_3 Bi_7 S_{12}$
	Адрасман	6,0	5,1	1,3	71,6	18,0	102,0	18,8	
Фаза IV	Адрасман	4,6	11,8	—	68,0	18,1	102,5	19,2	$(AgCu_1)_5 Bi_7 S_{13}$
Фаза V	Каптархана	12,8	2,7	5,5	63,6	17,3	101,9	18,0	$(Ag_5 Cu_2)_7 PbBi_{13} S_{24}$
		10,9	2,5	5,7	62,0	15,3	96,4	17,4	
Фаза VI	Адрасман	7,0	7,6	8,2	62,0	17,2	102,0	18,0	$(Ag_{1,5} Cu_{2,5})_4 PbBi_6 S_{12}$
	Северный Коунрад	6,6	7,4	7,0	61,9	16,4	100,8	18,0	
Фаза VII	Каптархана	8,9	0,5	18,2	56,2	16,2	100,0	17,2	$Ag_{0,9} Cu_{0,1}) PbBi_3 S_6$
Линдстрёмит	Адрасман	—	6,1	19,6	59,6	17,4	102,7	18,2	$CuPbBi_3 S_6$

ром, и Н. Н. Поповой (1974) показало принадлежность этого минерала к берриниту.

В группе бенжаминита — павонита установлен и детально изучен минерал $Pb(Cu,Ag)_{2,2}Bi_{4,6}S_{7,6}$, состав которого следующий (%): Pb—12,7; Cu—2,8; Ag—9,9; Bi—59,4; S—15,2 (Лурье и др., 1970).

Берриит $(Ag_2Cu_3)_5Pb_3Bi_7S_{16}$. В Чаткало-Кураминских горах он широко распространен в медно-висмутовых месторождениях Восточного Карамазара (Бородаев, Мозгова, Свешникова, 1971; Лурье и др., 1972; Болдырева, Сидоров, Чернышева, 1973). Он диагностирован с помощью микрозонда на месторождениях Адрасман, Тарыэкан и Каптархана.

Берриит встречается в кварц-карбонат-баритовых жилах с халькопиритом, сфалеритом, гематитом, блеклой рудой и сульфовисмутидами. Часто срастается с айкинитом, матильдитом и минералом типа нейита. Выделяется в виде удлиненных пластинчатых и таблитчатых зерен и их агрегатов. Микротвердость параллельно удлинению кристаллов 184,3—210,7 (среднее 192,2), а перпендикулярно — 162,8—201,5 (среднее 169,6), по М. М. Болдыревой, А. Ф. Сидорову, Б. Ф. Чернышевой (1973). В отраженном свете минерал белый, двуотражение слабо заметно, анизотропный с цветным эффектом от голубого до светло-желтого и красновато-коричневого, оптически отрицательный, двуосный. Показатели отражения при $\lambda=546$ *нм*: Rg—46,1, Rm—43,4, Rp—42,3%.

Химический состав берриита изучен микрозондом в 13 пробах (табл. 61) и отвечает общей формуле $(Ag_2Cu_3)_5Pb_3Bi_7S_{16}$ по S. Karup—Moller (1966). Э. Ф. Минцер («Рудные месторождения СССР», т. 2, 1974) назвал берриитом (по E. W. Nuffield и D. C. Harris, 1966) с формулой $(Cu, Ag)_3Pb_2Bi_5S_{11}$ минерал, первоначально определенный как бенжаминит (Минцер, 1967), а затем как берриит с формулой $(Cu, Ag)_5Pb_3Bi_7S_{16}$ (Бородаев, Мозгова, Свешникова, 1971).

На рентгенограммах берриита сильные линии: (10)—3,48—3,51; (6—7)—3,22—3,24; (10)—2,90—2,92; (6)—2,84—2,80; (6)—2,19—2,20; (5)—2,00—2,02.

В процессе рудоотложения берриит образуется после айкинита, но до матильдита, что, по мнению М. М. Болдыревой и др., указывает на эволюцию рудообразующего раствора, обеднение его Cu и Pb в конце и обогащение Ag и Bi.

Химические формулы берииита следующие:

№ 1—5 и 13— $(Ag_2Cu_3)_5Pb_3Bi_7S_{16}$

№ 6 — $(Ag_{1,34}Cu_{3,52})_{4,86}Pb_{2,82}Bi_{6,92}S_{16}$

№ 7 — $(Ag_{1,57}Cu_{3,19})_{4,76}Pb_{2,75}Bi_{6,90}S_{16}$

№ 8—12 — $(Ag_{1,95}Cu_{3,0})_{4,95}Pb_{2,85}Bi_{6,3}S_{14,28}$

Сульфотеллурид висмута — Bi_2TeS (Pb-содержащая разновидность). Минерал подобного состава выделен впервые под названием «Минерал М» (Годовиков, Кочеткова, Лаврентьев, 1971). Нами он установлен в висмутине из месторождения Устарасай в виде овальных и удлиненных зерен и пластинок размером от нескольких микрон до десятков. Заметна спайность. По оптическим свойствам минерал близок к жозеиту *A*, но имеет

Таблица 61

Химический состав берриита из Карамазара

Номер анализа	Ag	Cu	Pb	Bi	S	Fe	Сумма	$S_{рассч.}$
				Адрасман				
1	7,5	6,5	21,2	51,0	16,6		102,8	18,0
2	7,5	6,5	21,3	51,2	16,6		103,1	18,0
3	7,2	6,8	20,8	51,5	16,2		102,5	18,0
4	6,9	7,0	20,5	50,5	16,1		101,0	18,0
				Тарыэкан				
5	7,0	6,7	21,3	50,6	16,0		101,6	17,6
6	5,0	7,9	20,9	51,0	18,1		102,9	
7	6,9	6,5	19,5	50,9	18,3		102,1	
8	7,52	6,84	21,80	46,30	16,41	0,10	98,97	
9	7,71	7,07	21,21	46,33	16,36	0,11	98,79	
10	7,50	6,78	21,20	46,14	16,48	0,09	98,21	
11	7,62	6,71	21,48	46,20	16,50	0,10	98,30	
12	7,69	6,88	20,71	46,59	16,40	0,10	98,37	
				Каптархана				
13	6,5	6,7	20,4	50,5	15,0		100,0	17,4

Примечание. Определения выполнены на микрозонде, № 1—5 и 13 (Бородаев, Мозгова, Свешникова, 1971), № 6—7 (Лурье и др., 1972), № 8—12 (Болдырева, Сидоров, Чернышева, 1973).

более слабый кремовый оттенок. Состав минерала изучен микрозондом MS—46 фирмы «Камека» аналитиком Н. В. Зеленской (табл. 62). Растровые картинки и линейное сканирование показывают равномерное распределение химических элементов (рис. 33).

Тетрадимит — Bi_2Te_2S. В Чаткало-Кураминских горах он известен в Тоялмыше и Акбулаке (Поваренных, 1952). Это главный рудный минерал медно-теллур-висмутовых рудопроявлений Узумлека, Ташкескена, грейзеновых теллуро-висмутовых Юрино, Верхняя Куянда, скарнов Кошмансай II и Ташкескен II. Присутствует в малых количествах в висмутовых рудопроявлениях Ангренского плато (Сансалак-Кузгунташ, Саукбулак), в золоторудных жилах (Кочбулак, Чадак, Бургунда), в скарнах с мо-

либденитом и халькопиритом (Баркрак, Майдантал), изучен в Южном Янгикане («Форма нахождения...», 1969). Тетрадимит описан нами в «Минералах Узбекистана», разобраны условия его образования на территории Средней Азии (Дунин-Барковская, 1974а). Он находится в виде единичных пластинчатых кристаллов, тонких чешуек размером до 2 *мм*, их сростков. В пропилитах Узумлека встречаются гнезда до 3 *см* в поперечнике, сложенные мелкозернистым (до 0,5 *мм*) агрегатом тетрадимита (рис. 34).

Таблица 62

Химический состав сульфотеллурида висмута

Номер образца	Pb	Bi	Sb	Te	S	Сумма	Формула (расчет на 4 атома в ячейке)
830	3,15	62,0		29,8	4,6	99,55	$(Pb_{0,09}Bi_{1,73})_{1,82} \cdot (Te_{1,35}S_{0,83})_{2,18}$
1—м	3,9	65,2	0,3	25,2	5,2	99,8	$(Pb_{0,11}Bi_{1,8}Sb_{0,03})_{1,94} \cdot (Te_{1,14}S_{0,93})_{2,07}$
1—б	4,5	67,7		22,65	5,2	100,5	$(Pb_{0,12}Bi_{1,89})_{2,01} \cdot (Te_{1,04}S_{0,95})_{1,99}$
2—б	3,4	69,7	0,3	21,6	5,3	99,31	$(Pb_{0,95}Bi_{1,94}Sb_{0,01})_{1,95} \cdot (Te_{0,99}S_{0,96})_{1,95}$
1—б—а	3,8	70,0	0,32	20,62	5,18	99,92	$(Pb_{0,11}Bi_{1,98}Sb_{0,01})_{2,1} \cdot (Te_{0,95}S_{0,95})_{1,9}$

Чешуйки и кристаллы тетрадимита толще, чем у жозеита, и расщепляются на более грубые пластинки в плоскости (0001), что является хорошим диагностическим признаком.

Твердость, измеренная на приборе ПМТ-3 С. И. Лебедевой в ИМГРЭ (Дунин-Барковская и др., 1974а), оказалась следующей: у обр. № 2398 из Узумлека 46—54 *кГ/мм*^{2} (50), у № 1154 из Кошмансая—67—74 (70), у № 1642 из Верхней Куянды—34—62 (48), у № 1749 из Юрино—40—51 (45), в среднем 53 *кГ/мм*^{2}.

Тетрадимит стально-серого цвета с сильным металлическим блеском. В отраженном свете он желтовато-белый, двуотражение слабое, анизотропия отчетливая с цветовыми эффектами серовато-коричневатых тонов. Отражательная способность приведена в табл. 63.

Химический состав тетрадимита изучен по месторождениям разных генетических типов (табл. 64). Кристаллохимические формулы близки к теоретической. При расчете делитель равен 1/2 атомных количеств теллура. Предполагается изоморфное замещение серы селеном и висмута свинцом. Тетрадимит из Кошмансая

II и Верхней Куянды отвечает очень редкой свинец- и селенсодержащей разновидности. Тетрадимит с 3,5% свинца описан в Британской Колумбии (Thompson, 1949), а с 2% селена — в «Минералах», т. I (1960). Тетрадимит из Майгашкана является новой

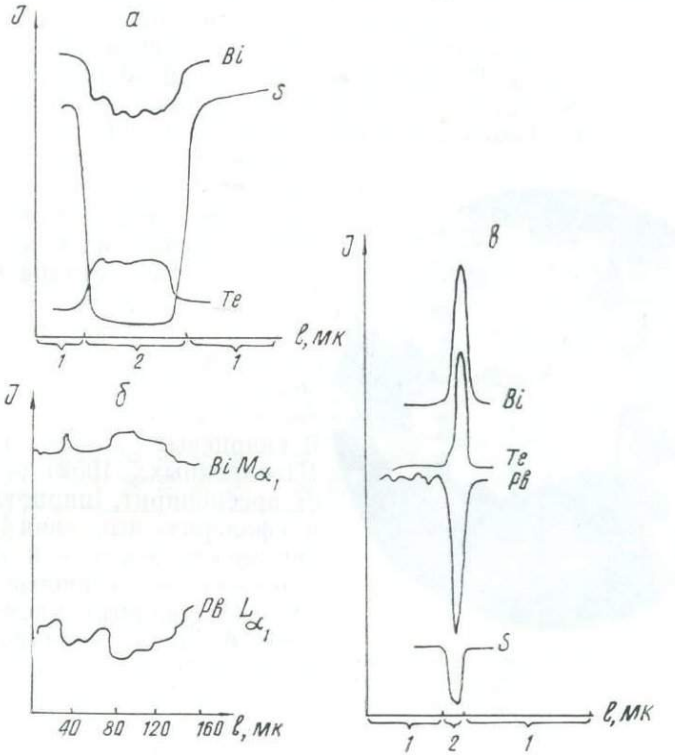


Рис. 33. Концентрационные кривые распределения химических элементов, полученные микрозондом.

а — через зерно теллурида висмута $Bi_2TeS(2)$ в висмутине (1), аналитик Н. В. Зеленская, *б* — через зерно Pb-жозеита А—В, аналитик В. В. Лидер (Дунин-Барковская и др., 1968); *в* — по профилю в галените (1) с включением зерна жозеита-В (2), аналитик Б. Старокожев.

платино- и сурьмусодержащей разновидностью (Дунин-Барковская, 1975).

Исследователи приводят две неоднозначные рентгенограммы тетрадимита. Данные по Чаткало-Кураминским горам (табл. 65) соответствует минералу Bi_2Te_2S и рентгенограммам по L. G. Berry, R. M. Thompson (1962), R. M. Thompson (1949), G. A. Harcourt (1942), а D. Harker (1934), по-видимому, анализировал не тетрадимит.

Тетрадимит — типичный минерал гидротермального процесса. В интрузивных породах акцессорный тетрадимит очень редок.

Найден Р. Г. Юсуповым в северо-восточной части Кураминского хребта.

В пегматитах тетрадимит-висмутовый парагенезис образовался в поздние стадии, при этом самородный Bi резко преобладает над тетрадимитом. В гранатовых скарнах Ташкескена II и Кошмансая II его находят совместно с виттихенитом и шеелитом. В верхней части скарнов Южного Янгикана он встречен Б. Зленко, М. Мансуровым, Р. Назировой в поздней золото-теллуридной ассоциации, в Кошмансае — в галените (Аполлонов, 1964). В Курутегереке Т. С. Тимофеева наблюдала включения тетрадимита в халькопирите с теллуровисмутитом, висмутом, золотом и др. Образование тетрадимита в скарновых месторождениях произошло в поздние стадии гидротермального процесса.

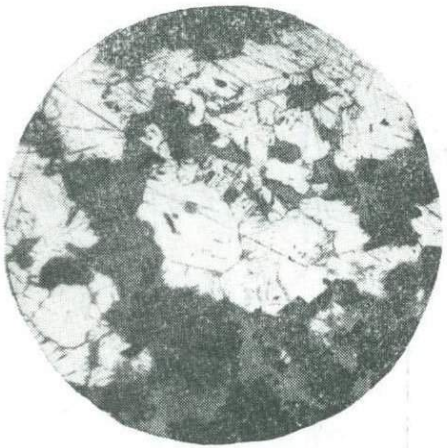


Рис. 34. Тетрадимит (белое) в кварц-хлоритовой породе (Майгашканское рудное поле, рудопроявление Новое). Аншлиф, 64 х.

В гидротермальных месторождениях региона тетрадимит более распространен, но выделился также одним из поздних. В кварцевых жилах Тоялмыша (Поваренных, 1952) он замещает арсенопирит, пирротин, пирит и сфалерит, выполняя интерстиции между зернами и трещинки, содержит эмульсионные выделения халькопирита, висмута и золота, близкие по времени образования. В кварцевых жилах из грейзенов Акбулака он проникает по плоскостям спайности в мусковит и флюорит, отмечен антагонизм между висмутином и тетрадимитом (Поваренных, 1952). В золоторудных кварцевых жилах Кочбулака и Бургунды, по данным Э. А. Марковой, Н. Н. Королевой и Р. Назировой, тетрадимит и другие теллуриды Bi и Au приурочены к блеклой руде, являющейся основным их концентратором. Теллуриды Bi образуются в золоторудных месторождениях раньше теллуридов Ag и Au (Бадалова, Маркова, Моисеева, 1969). В золото-медно-молибденовом месторождении Дальнее (Алмалык) И. М. Голованов установил в пирите включения тетрадимита, предполагая, что они образовались после молибденита и халькопирита в кварц-золото-полисульфидной ассоциации.

В кварцевой жиле Верхняя Куянда в Кураминском хребте пластинки тетрадимита вместе с турмалином, жильбертитом и халькопиритом расположены полосчато вдоль трещин. На Ангренском плато по периферии Суюксуйского рудного поля тетрадимит ассоциирует с халькопиритом, пиритом, самородным золо-

Значения отражательной способности тетрадимита Чаткало-Кураминских гор (Дунин-Барковская и др., 1974).

Номер образца	R	Длины волн, нанометры															
		440	460	480	500	520	540	560	580	600	620	640	660	680	700	720	740
1154_I	Rg	55,1	55,3	56,7	56,8	57,5	58,7	58,9	58,6	58,3	58,0	58,1	57,8	57,7	57,7	57,6	57,7
	Rm	48,0	48,2	49,5	49,8	51,5	52,3	52,3	52,3	52,3	51,9	52,0	51,9	51,8	51,7	51,2	51,4
1154_{II}	Rg'	54	54,8	55,8	56,5	57,2	58,1	58,5	58,4	58,3	57,9	57,5	57,4	57,2	57	57	57,0
	Rm	47,2	48,4	49,7	50,4	51,8	52,4	52,3	52,3	52,3	52,2	52,2	52,0	51,7	51,4	51,0	50,8
1642	Rg'	53	54	55,2	55,7	56,5	57,5	57,9	58	57,8	57,5	57,2	56,8	56,7	56,4	56,2	56,1
	Rm	47,0	48,5	49,8	50,3	52,0	52,0	52,0	52,0	52,0	51,8	51,7	51,5	51,3	51,0	50,5	50,2
1749	Rg'	52	53,2	54,4	55,1	56,2	57	57,3	57,4	57,2	57	56,5	56,2	55,9	55,3	55,7	55,6
	Rm	46,5	47,2	48,6	49,2	50	51	51	50,9	50,9	50,8	50,8	50,7	50,6	50,4	50,3	49,8
2398б	Rg'	51	52,3	53,8	54,2	55,7	56,4	56,5	56,5	56,5	56,4	56	55,7	55,5	55,5	55,5	55,6
	Rm	47,8	48	49,6	49,9	51,4	52,5	52,5	52,4	52,4	52,5	52,4	52,2	52	51,7	51,4	51,1

Примечание. Условия измерений: установка ПИОР, объектив 36, направление колебаний поляризатора перпендикулярно плоскости падения света, частота излучения — 30 Å; диаметр освещаемого участка — 20 *мкм*; фотометрируемый участок 10 *мкм*, опорный эталон — пирит. Замеры выполнены Л. Н. Вяльсовым (ИГЕМ). Обр. № 1154 I и 1154 II — из скарнов Кошмансая II, № 1642 — из кварцевой жилы Верхней Куянды, № 1749 — из кварцевой жилы рудопроявления Юрино. № 2398б — из калишпат-гематит-хлоритовой метасоматической породы рудопроявления Новое.

Химический состав тетрадимита из месторождений Средней Азии

Номер образца	Bi	Pb	Te	S	Se	Cu	Sb	Pt	Нераств. остат.	Сумма	Уд. вес.	Формула
1	41,33	0,92	24,64	3,05	0,14				30,57	100,68		$(Bi_{2,06}\ Pb_{0,05})_{2,11}\ Te_2\ (S_{0,97}\ Se_{0,02})_{0,99}$
2	59,20	1,33	35,04	4,25	0,18					100	7,19	
3	41,85	0,64	24,35	3,25	0,14				29,97	100,78		$(Bi_{2,05}\ Pb_{0,03})_{2,08}\ Te_2\ (S_{1,04}\ Se_{0,02})_{1,06}$
4	59,15	0,85	35,20	4,62	0,18					100,00	7,56	
5	60,21		35,18	4,36		0,08			2	99,83	7,22	$Bi_{2,09}\ Te_2\ S_{0,98}$
6	59,32		34,66	4,42						98,40	7,14	$Bi_{2,09}\ Te_2\ S_{1,01}$
7	55,74	0,57	36,22		0,71		0,17	0,86				$(Bi_{1,88}\ Pt_{0,03}\ Pb_{0,02}\ Ag_{0,03}\ Sb_{0,01})_{1,97} \cdot Te_2\ (S_1\ Se_{0,06})_{1,05}$
8	54,5		41,0	4,4						99,9		$Bi_{1,8}\ Te_{2,2}\ S_{0,97}$
9	61,0		34,0	4,95						99,95		$Bi_{2,05}\ Te_{1,9}\ S_{1,03}$
10	59,27		36,18	4,55						100	7,21	Bi_2Te_2S

Примечание. № 1—4 (Дунин-Барковская и др., 1974а): 1 — проявление Кошмансай II (обр. 1154); 2 — он же после пересчета на 100% тетрадимита; 3 — тетрадимит в тонких сростках с кварцем, рудопроявление Верхняя Куянда (обр. 1642); 4 — он же после пересчета на 100% тетрадимита; 5 — рудопроявление Тоялмыш (Поваренных, 1952); 6 — рудопроявление Акбулак (Поваренных, 1952); 7 — рудопроявление Новое Майгашканского хребта (аналитик на зонде Ш. Игамбердыев); 8 — Кочбулак; 9 — Южный Янгикан (анализы на зонде М. Мансурова, Р. Назировой, аналитик Г. М. Сташков); 10 — теоретический состав («Минералы», т. 1, 1960).

том в малосульфидных кварцевых жилах среди грейзенизированных гранитов (Юрино). Он встречается и в кварцевых прожилках среди эффузивов, расположенных над кварцевыми жилами с висмутином и вкрапленным медно-молибденовым оруденением в пропилитах Суюксу (Дунин-Барковская, Бородин, 1970, 1974).

Таблица 65

Результаты расчета дебаеграмм тетрадимита Чаткало-Кураминских гор

Кошмансай II				Кошмансайское рудное поле (Аполлонов, 1966)		Узумлек, № 2398		Юрино, № 1749		Эталон (Berry, Thompson, 1962)	
№ 1154		№ 1153									
I	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*
4	4,83	6	4,87	2	4,87	4	4,94	5	4,89	1	4,96
4	3,80	5	3,71	1	3,64	2	3,61	1	3,58	1/2	3,65
1	3,24	2	3,28	1	3,26	2	3,26	1	3,25	1/2	3,24
10	3,14	10	3,12	10	3,10	10	3,11	10	3,09	10	3,11
1	2,73	3	2,75	—	—	1	2,76	1	2,73	1	2,75
2	2,60	3	2,59	1	2,59	2	2,60	—	—	2	2,60
3	2,46	3	2,46	3	2,44	3	2,466	2	2,44	2	2,46
10	2,29	10	2,29	9	2,29	9	2,304	10	2,28	4	2,29
5	2,15	4	2,16	2	2,15	4	2,169	2	2,14	2	2,17
5	2,10	5	2,12	8	2,10	5	2,121	6	2,110	3	2,11
5	1,959	4	1,969	3	1,958	5	1,936	3р	1,948	3	1,969
7	1,923	5	1,923	7	1,922			7	1,923	3	1,922
3	1,820	2	1,829	—	—	1	1,819	3	1,812	1/2	1,824
3	1,757	5	1,754	6	1,743	4	1,754	3	1,756	3	1,752
3	1,637	4	1,647	7	1,635	6	1,649	8	1,636	4	1,645
3	1,607	4	1,605	1	1,599	2	1,608	1	1,598	1	1,605
5	1,564	5	1,563	4	1,553	5р	1,564	2	1,559	1	1,556
5	1,442	3	1,456	—	—	3	1,445			2	1,446
—	—	3	1,432	4	1,437	3	1,433	—	—	—	—
5	1,428	—	—	3	1,423	—	—	4	1,425	1	1,427
3	1,353	6	1,353	7	1,345	5	1,354	3	1,345	2	1,351
10	1,297	7	1,301	9	1,294	9	1,299	10	1,291	4	1,296
3	1,260	5	1,262	3ш	1,254	5ш	1,262	4ш	1,261	2	1,258
10	1,212	7	1,217	3	1,203	7	1,216	10	1,207	4	1,211
4	1,187	5	1,189	—	—	2	1,187	2	1,183	1/2	1,185
5	1,085	—	—	3	1,083	3	1,085	6	1,082	1/2	1,083
7	1,053	—	—	—	—	4	1,055	6	1,050	1	1,054
5	1,039	—	—	—	—	4	1,040	6	1,037	—	—
10	1,015	—	—	4	1,013	5р	1,016	10	1,013	3	1,015
9	0,932	—	—	—	—	—	—	9	0,981	1	0,982

Условия съемки: аппарат УРС—55, Fe — антикатод, Д—57,3 мм, d-0,3 мм; для образцов № 2398 и № 1749 асимметричная закладка пленки и поправки на эффективный радиус пленки и поглощение. Аналитик Н. В. Троненок (ИГиГ АН УзССР). Образцы Э. А. Дунин-Барковской.

Наиболее крупные скопления (2—3 *см* в поперечнике) тетрадимита отмечены в зонах гидротермальной пропилитизации среди

эффузивов хребта Майгашкан (Узумлек, Новое) и в турмалиновых метасоматитах среди гранодиоритов Чаткальского хребта (Ташкескен). На рудопроявлении Новое он слагает тонкие прожилки с халькопиритом и единичной вкрапленностью мелких золотин, на Узумлеке — гнезда и вкрапления в буровато-розовом халцедоновидном кварце, корродирует кристаллы пирита и халькопирита, содержит иголочки риккардита. В более поздних калишпат-гематитовых прожилках чешуйки тетрадимита ассоциируют с халькопиритом, изредка с висмутином. В Ташкескене И. М. Голованов выделил хлорит-айкинитовую минеральную ассоциацию с тетрадимитом.

Приведенные данные позволяют сделать следующие выводы. Гидротермальные проявления тетрадимита с халькопиритом и гематитом сопровождаются пропилитизацией, турмалинизацией и калишпатизацией вулканогенных и интрузивных пород. В скарновых, грейзеновых и гидротермальных месторождениях W, Mo, Pb, Zn, Cu и Au тетрадимит кристаллизуется одним из поздних минералов при температуре ниже 271° совместно с самородным Bi, Au и другими теллуридами Bi после шеелита и главных сульфидов.

Обобщенная типичная последовательность минералоотложения с тетрадимитом следующая: сульфиды Cu (халькопирит или блеклая руда, айкинит, виттихенит) → теллуриды (Bi, Au, Ag) → самородные металлы (Au, Bi). Подтверждается вывод В. В. Щербины об устойчивом Te—Bi—Au—парагенезисе. По изученному региону он золото-висмут-тетрадимитовый. Его образование в высоко- и среднетемпературных месторождениях связано с поздними более низкотемпературными стадиями гидротермального процесса. На этот парагенезис продуктивна парагенетическая ассоциация тетрадимита с сульфидами Cu (халькопирит, айкинит или блеклая руда), а из жильных минералов — с калишпатом, кварцем, хлоритом. Калишпат-халькопирит-тетрадимитовая ассоциация — индикатор на более богатую кварц-халькопирит-тетрадимитовую и кварц-висмутиновую. В зоне окисления тетрадимит замещается теллуратами висмута (монтанит и др.).

Вследствие частой ассоциации с золотом тетрадимит может служить поисковым критерием на золотоносность руд, а также представлять самостоятельный интерес на висмут и теллур.

Жозеит — A — Bi_4TeS_2; B — Bi_4Te_2S; A — B — $Bi_4(TeS)_3$*.

Жозеит в Чаткало-Кураминских горах установлен в рудах мышьяково-висмутового месторождения Устарасай (Дунин-Барковская, Лидер, Рожанский, 1968; Минцер, Мымрин, Исаева, 1968), где представлен типом A и свинецсодержащей разновидностью типа A—B. Тип B встречен в соседнем жильном свинцово-цинковом рудопроявлении Верхний Келинчак (Дунин-Барковская, 1969а, 1975)

* Жозеит A—B с соотношением Te : S = 1:1 назван «жозеитом Д» (Годовиков и др., 1971).

и в золоторудных месторождениях Кочбулак и Бургунда Э. А. Марковой, М. И. Моисеевой и Н. Н. Королевой. На жозеит указывали Б. Ф. Зленко и Н. Н. Королева в скарново-магнетит-халькопирит-молибденитовом месторождении Южный Янгикан. Описан нами в «Минералах Узбекистана», с. 1, 1975.

Наиболее крупные кристаллы жозеита размером до 1,3 *см*××5 *см*, найдены в месторождениях Канады (Thompson, 1949). В нашем регионе жозеит обычно устанавливается в незначительных количествах. Исключение составляет Устарасай, где крупные (до 2 *см*) гнезда кристаллов жозеита встречаются в кварцевых жилах на верхних горизонтах, а на нижних только микровключения в висмутине, т. е. с глубиной уменьшается количество и размеры выделений. Пачки гексагональных пластинок жозеита расположены в интерстициях между зернами кварца, а овальные микровключения в висмутине (рис. 35) ориентированы вдоль плоскостей совершенной спайности по (010) параллельно удлинению по оси С. Пластинки жозеита достигают 1 *см*×0,1 *см*, высота пачки — 0,5 *см*. Размер микровключений в висмутине в среднем 5×20 *мк*. Жозеит-В из Верхнего Келинчака образует удлиненные пластинки до 20×8 *мк* в галените и на границе лиллианита и беегерита. Жозеит обладает совершенной спайностью.

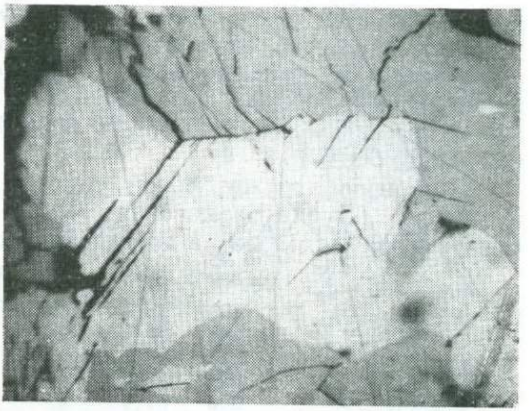


Рис. 35. Кристаллы жозеита (белое) в сечении (001) среди висмутина (темно-серое). Видна спайность. Аншлиф, ув. 750 х, иммерсия. Устарасай.

Твердость жозеита на приборе ПМТ-3 по нескольким месторождениям в среднем равна 65 *кГ/мм*^{2} (от 49 до 90), замеры выполнены в ИМГРЭ С. И. Лебедевой (кроме материала Р. Н. Кузьминой).

Минерал	*Твердость*	*Автор*
	Устарасай	
Жозеит—А	68(50—87)	Э. Ф. Минцер, В. А. Мымрин, К. Г. Исаев, 1968
	76(63—90)	Р. Н. Кузьмина
Pb—жозеит А—В	70(49—90)	Э. А. Дунин—Барковская, В. В. Лидер, В. Н. Рожанский, 1968
	Южный Янгикан	
Жозеит	68(63—90)	Б. Ф. Зленко

Для Pb-жозеита *A*—*B* твердость колеблется от 49,9 до 90 *кГ/мм*^{2}, в сечениях по (001) = 82 (83—81). Анизотропия твердости в этой плоскости отсутствует, а в перпендикулярных ей сечениях ясная I рода с $КН_1 = 1{,}8$.

В жозеите имеются микровключения более светлого минерала II также из группы жозеита, твердость их находится в тех же пределах 53,3—81,7 *кГ/мм*^{2} (Дунин-Барковская, Лидер, Рожанский, 1968). Твердость жозеита — *A* изучена в ориентированных сечениях и направлениях (Минцер, Мымрин, Исаева, 1968).

Жозеит серебристо-серый с сильным металлическим блеском. В отраженном свете светло-кремовый со слабым двуотражением, усиливающимся в иод-метиленовой иммерсии (N = 1,74) с эффектами от серого до серовато-коричневого. Среднее значение *R* жозеита —*A* на приборе ФМЭ-1 (Минцер, Мымрин, Исаева, 1968): при λ *нм* 440—45,2%; 460—45,6; 480—46,3; 500—47,7; 520—47,4; 540—47,1; 560—46,8; 580—46,7; 600—46,7; 620—46,8; 640—46,8; 660—46,6; 680—46,3.

Дисперсия отражательной способности Pb-жозеита *A*—*B* из Устарасая (Дунин-Барковская, Лидер, Рожанский, 1968) по замерам Л. Н. Вяльсова на спектрофотометре оказалась следующей:

λ, *нм*	Rg'	Rp'	$Rg'-Rp'$
450	48,2	45	3,2
500	50,5	47	3
550	50,3	48,5	1,8
600	50,6	49	1,6
650	51,4	49	2,4
700	51,2	49	2,2
725	51,4	47,8	3,2
750	49,8	47,7	2,1
800	49,4	47,5	1,9
850	49,8	47,9	1,9
900	49,8	47,6	2,2

По химическому составу жозеит Устарасая и Верхнего Келинчака сопоставлен с жозеитом других месторождений мира (табл. 66). В жозеите Устарасая присутствует Pb — до 4,7%, иногда Se—до 0,6%. Зависимость между содержанием Pb и Bi определена линейным сканированием на зонде. Количество Pb колебалось в пределах не более 1% от средних 4,7%, а Bi—2—3% от средних 72,9%. Между кривыми дисперсии содержаний Pb и Bi имеется обратнопропорциональная зависимость. При площадном сканировании распределения Pb в жозеите микровключения его самостоятельных минералов нами не обнаружены. По литературным сведениям, Pb встречается только в жозеите—B из Канады —0,68% (Thompson, 1949). Приведенные данные позволили выделить новые Pb-содержащие разновидности жозеитов — *A* и *A*—*B*. Ввиду близости радиусов разновалентных Bi^{+3} и Pb^{+2} и отсутствии компенсирующих катионов замещение висмута свинцом объясняется аномальным доменным (блочным) изоморфизмом (Дунин-Барковская, Лидер, Рожанский, 1968).

Таблица 66

Химический анализ образцов жозеита

Состав	Жозеит–А									Жозеит А–В		Жозеит–В		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Bi	81,4	82,92	82,7	79,3	80,03	79,15	79,96	80,80	83,39	72,9	Есть	75,14	73,2	64,4
Pb							1,18		Нет	4,7	2,4	0,68	1,3	
Fe												0,52		
Te	12,4	9,16	12,0	12,2	15,43	15,93	11,90	12,38	9,68	18,4	18	19,25	22,12	22,7
Se		Сл.				1,48		0,38	0,60					
S	6,2	6,19	6,0	6,0	4,51	3,15	6,69	6,72	6,15	4,2	Есть	3,64	3,38	2,9
Нераств. остаток		1,56		Сл.								0,30		
Сумма	100	99,83	100,7	97,5	99,97	99,71	99,73	100,28	99,82	100,2		99,53	100	100
Уд. вес	8,10	7,74		8,6	7,66	7,93	8,26	8,06		8,26		8,3		8,39

Примечание. 1—теоретический состав жозеита A—$BiTe_2$; 2—из Випсика, Новый Южный Уэльс (Mingaye, 1916); 3—из ледника Галч, Канада (Peacock, Berry, 1940), 4—там же (Warren, Davis, 1940); 5—из Бенцы, Бихорулай (Koch, Grassely, 1948); 6—из Сан-Жозе (Damour, 1845); 7—из Устарасая, обр. № 1088 Э. А. Дунин-Барковской, химики Ю. С. Нестерова и Г. А. Арапова (ИГЕМ, Москва), 8—из Устарасая (Минцер, Мымрин, Исаева,1968); 9—из Устарасая, обр. Р. Н. Кузьминой, химик Пеночкина (Алмалык); 10—из Устарасая, зонд (Дунин-Барковская, Лидер, Рожанский, 1968); 11—из Устарасая, светлые включения жозеита в предыдущем (там же); 12—из ледника Галч (Thompson, 1949); 13—из Верхнего Келинчака, обр. Э. А. Дунин-Барковской, анализ на зонде Б. С. Старокожева (МГУ); 14—теоретический состав жозеита—B—Bi_4Te_2S.

Таблица 67

Расчет формулы жозеитов и соотношения теллура к сере

Номер анализа из табл. 66	Формула из расчета 7 атомов в ячейке	Отношение атомн. кол-в Te к (S+Se)
1	$Bi_4\ TeS_2$	1:2
2	$Bi_{4,20}\ (Te_{0,76}\ S_{2,04})_{2,80}$	1:2,69
3	$Bi_{4,14}\ (Te_{0,81}\ Se_{0,05}\ S_{1,99})_{2,85}$	1:2,48
4	$(Bi_{3,88}\ Pb_{0,05})_{3,93}\ (Te_{0,94}\ S_{2,11})_{3,05}$	1:2,2
5	$Bi_{3,88}\ (Te_{0,97}\ Se_{0,05}\ S_{2,1})_{3,12}$	1:2,2
6	$Bi_{4,03}\ (Te_{0,97}\ S_{1,94})_{2,91}$	1:1,99
7	$Bi_{4,01}\ (Te_{1,01}\ S_{1,98})_{2,99}$	1:1,96
8	$Bi_{4,16}\ (Te_{1,31}\ S_{1,53})_{2,84}$	1:1,16
9	$Bi_{4,28}\ (Te_{1,41}\ S_{1,11})_{2,72}$	1:0,93
10	$(Bi_{3,78}\ Pb_{0,24})_{4,02}\ (Te_{1,56}\ S_{1,42})_{2,98}$	1:0,91
12	$(Bi_{4,01}\ Pb_{0,03})_{4,04}\ (Te_{1,69}\ S_{1,27})_{2,96}$	1:0,75
13	$(Bi_{3,87}\ Pb_{0,07})_{3,94}\ (Te_{1,91}\ S_{1,11})_{3,02}$	1:0,6
14	$Bi_4\ Te_2\ S$	1:0,5

Приведенные в табл. 66 химические анализы жозеитов, пересчитанные с учетом изоморфных замещений: S — на Te и Se, а Bi — на Pb (табл. 67), отвечают формуле $Bi_4(Te,S)_3$. Имеются три типа соотношений атомных количеств Te с (S+Se):1) 1:2—жозеит—*A*,2) 2:1—жозеит-*B* и 3) 1:1—промежуточный (4 анализа).

Межплоскостные расстояния жозеита соответствуют эталонам (табл. 68). Индицирование порошкограммы Pb-жозеита из Устарасая не показало каких-либо отклонений от тригональной сингонии. Наиболее сильно отражение от плоской сетки (1017) — 3,10 ($I=10$), а у известных жозеитов (Berry, Thompson, 1962) — в пределах 3,08 (жозеит—*A*)—3,16 (жозеит—*B*). У жозеитов из Бургунды и Кочбулака наиболее интенсивные линии также имеют промежуточное значение. Параметры элементарной ячейки приведены в табл. 69.

Жозеит образуется в высоко- и среднетемпературных месторождениях Bi, As, W, Mo, Au, Pb и других металлов как один из поздних минералов гидротермального процесса.

Результаты расчета рентенограмм жозеита Чаткало-Кураминских гор

Жозеит—А (Berry, Thompson, 1962)		Южный Янгикан (Королева, Клемперт, 1970)		Устарасай № 1088 (Э. А. Дунин-Барковская)		Устарасай (Р. Н. Кузьмина)		Устарасай (Минцер, Мымрин, Исаева, 1968)		Устарасай (Дунин-Барковская и др., 1968) Pb-жозеит		Бургунда (Н. Н. Королева)		Кочбулак (Э. А. Маркова)		Жозеит—В (Berry, Thompson, 1962)	
I	*d*α/*n*	*I*	*d*α/*n*	*I*	*d*α/*n*	*I*	*d*α/*n*	*I*	*d*α/*n*	*I*	*d*α/*n*	*I*	*d*α/*n*	*I*	*d*α/*n*	*I*	*d*α/*n*
2	4,40			4	4,43	3	4,38	3	4,42	6	4,43					2	4,53
2	3,62	3	3,58	4	3,68	3	3,60	1	3,60	4	3,63	Сл.	3,63			1	3,69
		2	3,41	5	3,40			1	3,40								
1	3,31	1	3,26	3	3,33	2	3,30	1	3,33								
10	3,08	10	3,07	10	3,10	10	3,08	10	3,08	10	3,10	8	3,11	10	3,12	10	3,16
2	2,58	1	2,50	4	2,60	3	2,53	1	2,59	1	2,59	2	2,60	1	2,61	1	2,64
				4	2,47			1	2,57					Сл.	2,46		
5	2,24	6	2,27	9	2,25	5	2,24	4	2,25	7	2,254	4	2,28	7	2,31	4	2,30
5	2,11	9	2,109	5	2,12	6	2,12	3	2,12	6	2,126			8	2,13	5	2,17
1	2,06			4	2,05	6	2,06	1/2	2,06			6	2,11			1	2,12
1	1,973	7	1,926	3	1,979	2	1,97	1/2	1,968	3	1,980	1	1,94	6	1,95	2	1,949
				5	1,902			1/2	1,906	4	1,919						
2	1,899					3	1,89	1	1,897								
1/2	1,824	2	1,818					1/2	1,820	1	1,821	7	1,83	2	1,84		
						1	1,819	1/2	1,810								
1/2	1,784									2	1,792					3	1,784
3	1,749	7	1,746	3	1,744	4	1,752	2	1,746	4	1,752	10	1,34	7	1,76		
1	1,658			4	1,655	2	1,653	1/2	1,661	2	1,658						
1/2	1,621	1	1,631	1	1,618	1	1,616			1	1,626						
3	1,542	1	1,553	4	1,536	4	1,546	2	1,544	4	1,546	6	1,56	1	1,57	2	1,570
								1/2	1,463			Сл.	1,45	3	1,44	4	1,447
2	1,413	2	1,429	8	1,417	3	1,413	2	1,417	4	1,413						
		2	1,380	5	1,350			1/2	1,352	5	1,349	Сл.	1,35	6	1,35	3	1,373

Жозеит–А (Berry, Thompson, 1962)		Южный Янгикан (Королева, Клемперт, 1970)		Устарасай № 1088 (Э. А. Дунин-Барковская)		Устарасай (Р. Н. Кузьмина)		Устарасай (Минцер, Мымрин, Исаева, 1968)		Устарасай (Дунин-Барковская и др., 1968) Рв–жозеит		Бургунда (Н. Н. Королева)		Кочбулак (Э. А. Маркова)		Жозеит–В (Berry, Thompson, 1962)	
I	*dα/n*	*I*	*dα/n*	*I*	*dα/n*	*I*	*dα/n*	*I*	*dα/n*	*I*	*dα/n*	*I*	*dα/n*	*I*	*dα/n*	*I*	*dα/n*
3	1,349	4	1,344	4	1,329	4	1,348	2	1,349			Сл.	1,29	5	1,30		
1	1,305	3	1,300	6	1,309	2	1,305			4	1,306					1	1,278
2	1,249	1	1,257							4	1,250			4	1,26	1	1,249
2	1,213			8	1,214	3	1,211	2	1,213	4	1,211			3ш	1,22		
1/2	1,80							1/2	1,179					1ш	1,19		
								1/2	1,122					сл.	1,09		
1	1,029			5	1,031			1	1,025					1ш	1,02		
1	0,946				1,012			1	0,946					сл	0,98		
								1/2	0,921					сл	0,92		
1–2	0,910							1/2	0,905					сл	0,90		
2	0,838							1	0,834								
2	0,818							1	0,816								
Университет Торонто		САИГИМС, Ташкент		Л. И. Скачкова, ИГиГ. АН УзССР, Ташкент		Гинцветмет, Алмалык		В. А. Мымрин ИМГРЭ, Москва		Г. В. Горчихина ИГЕМ, Москва		САИГИМС, Ташкент		САИГИМС, Ташкент		Университет, Торонто	

Гуанахуатит — $Bi_2(Se,S)_3$. Установлен автором в 1967 г. на висмутовых рудопроявлениях Саук-булак и Сансалак-Кузгунташ Ангренского плато в восточной части Кураминского хребта (Дунин-Барковская, 1975). Встречен в незначительных количествах в виде единичных пластинок размером 0,1—1 *мм* в кварцевых жилах с висмутином, флюоритом, калишпатом, золотом. Обладает

Таблица 69

Параметры элементарной ячейки жозеита

Минерал	Автор	c_0	a_0	$a_0:c_0$
Жозеит—А	Berry, Thompson, 1962	39,77	4,25	1:9,36
Жозеит—А	Минцер, Мымрин, Исаева, 1968	39,84	4,24	1:9,39
Pb—A—B	Дунин-Барковская, Лидер, Рожанский, 1968	40,02	4,25	1:9,42
Жозеит—В	Berry, Thompson, 1962	40,83	4,34	1:9,43

совершенной спайностью, темно-серым цветом, металлическим блеском. В отраженном свете желтовато-белый, с заметным двуотражением и ясной анизотропией. Рентгенограмма (табл. 70) близка эталону. Условия съемки: Fe — антикатод, *D* кам 57,3, *d* обр.—0,3 *мм* (шарик клеевой), аналитик Л. И. Скачкова.

Таблица 70

Рентгенограмма гуанахуатита из Саукбулака Ангренского плато в Кураминском хребте

№ 1633		Harcourt, 1942		№ 1633		Harcourt, 1942	
I	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*
6	5,7	3	5,8	8	2,32	9	2,29
6	5,0	5	5,15	8	2,25		
1	4,4			5р	2,14	5	2,15
7	4,0	5	4,05	5р	2,08		
10	3,61	10	3,61	4	1,994		
2	3,45			10шр	1,972	8	1,98
2	3,29				1,922		
9	3,14	10	3,16	6	1,896	5	1,89
		2	3,01	6	1,869		
8	2,82	8	2,86	1	1,792		
2	2,72	5	2,76	8	1,765	6	1,765
2	2,65	5	2,67	3	1,709	2	1,702
9	2,53	7	2,57	1	1,688		
2	2,45	3	2,50	1р	1,633		
				4	1,572	6	1,585

Гипергенные минералы Bi описаны автором в «Минералах Узбекистана» (т. 1, 1975). Охарактеризуем наиболее интересный—теллурит Bi.

Минерал $Bi_2Te_2O_9$. Этот минерал, вероятно, новый и его Pb-, Cu-, Pt- и Ca-разновидности найдены автором в 1968 г. в окисленных рудах месторождений Узумлек и Новое (хр. Майгашканский) в виде мелкозернистых включений, корочек и каемок (1—2 *мм*) по тетрадимиту (Дунин-Барковская, 1975; «Минералы Узбекистана», т. IV, 1977). Окраска зеленая, от светлой до темной. Блеск стеклянный, излом раковистый, двуотражение слабое, анизотропия заметная, внутренние рефлексы в зеленых тонах. Хорошо растворяется в 10%-ной HCl. Твердость, определенная С. И. Лебедевой, светло-зеленого минерала — 115 *кг/мм²*, а темно-зеленого —136. Химический состав приведен в табл. 71. Анализы выполнены на микрозонде «Камека» в ИГиГ АН УзССР Ш. Игамбердиевым.

Таблица 71

Химический состав теллурита Bi

Компонент	Темно-зеленый		Светло-зеленый (6 анализов)	
	1	2	среднее	пределы колебаний
Bi_2O_3	55,96	53,70	64,96	63,4—66,3
TeO_3	35,78	33,00	32,15	29,7—34,1
CuO	4,98	5,75	0,43	0,08—0,84
PtO_2	0,69	0,63	0,84	0,74—0,92
CaO	0,21	0,45	1,18	1,06—1,33
SiO_2	0,1	1,88	0,09	0,04—0,14
Sb_2O_3	0,19	0,23	0,16	0,12—0,18
PbO	0,42	3,10	0,4	0,22—0,59
Fe_2O_3	0,0	1,27		

Инфракрасной спектроскопией (ИГЕМ, Е. С. Рудницкая) установлена принадлежность светло-зеленого минерала к окислам, отсутствие группы TeO_4, H_2O и OH. Формула в общем виде $Bi_2Te_2O_9$, где Bi замещается Cu, Sb, Pb, Pt и Ca из-за близости их радиусов атомов в окислах. Интенсивные линии 6 рентгенограмм: 3,50—3,48 (10); 2,59—2,52 (9—7); 1,93—1,89 (9—7). Изучение минералов продолжается. Образовались они при окислении платиносодержащего тетрадимита и халькопирита среди гнезд хлорита, калишпата и гематита в интенсивно пропилитизированных вулканогенных породах. В группе теллуратов Bi известен только один минерал монтанит $Bi_2TeO_6 \cdot 2H_2O$.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ КРИСТАЛЛОХИМИИ МИНЕРАЛОВ ВИСМУТА

Кристаллохимические позиции Pb и Cu в структуре Bi_2S_3. При изучении химизма висмутинов обращают на себя внимание примеси Pb и Cu, не связанные с микровключениями соответст-

вующих минералов (галенит, халькопирит и др.), что привлекало внимание многих исследователей (Сахарова, 1955; Чухров, Сендерова, Янченко, 1961; Годовиков, 1965, 1972; Padera, 1956; Moore, 1967; Wellin, 1968; Бородаев, Мозгова, Вяльсов, 1970).

В висмутинах из Устарасая химическим анализом определено 0,51—7,44% Pb и 0,1—1,32 Cu, микрозондом—Pb до 3% (Дунин-Барковская, 1970, 1975; Ильин, Лосева, Соболева, 1971), а из Адрасмана —1,1% Pb и 0,6% Cu (Бородаев, Мозгова, Свешникова, 1971). Pb- и Cu- содержащие висмутины Устарасая показали повышенное значение межплоскостных расстояний ($I=10$, d α/n 3,56—3,58; $I=10$, d α/n 3,11—3,12 и т. д.) по сравнению с чистым синтетическим висмутином, снятым в тех же условиях ($I=10$, d α/n—3,50—3,55; $I=10$, d α/n 3,07—3,10), еще более высокие у устарасита ($I=10$, d α/n 3,64 и др.). Аналогичное увеличение значений межплоскостных расстояний наблюдается и по другим линиям.

В системе Bi_2S_3—$CuPbBiS_3$ имеются неограниченные прерывистые твердые растворы и возникает ряд дискретных структурных состояний, которым отвечают определенные стехиометрические составы: рецбаниит $Cu_2Pb_3Bi_{10}S_{19}$, гладит $CuPbBi_5S_9$, хаммарит $Cu_2Pb_2Bi_4S_9$, линдстрёмит $CuPbBiS_6$ и др. Дифракционные картины висмутина и айкинита свидетельствуют о подобии их структур. В этом ряду минералов с увеличением количества Pb возрастают межплоскостные расстояния и параметры элементарной ячейки, что позволило предположить прерывистый изоморфизм (Padera, 1956; Moore, 1967; Wellin, 1968; Бородаев, Мозгова, Вяльсов, 1970 и др.).

Дифракционные картины висмутина и айкинита свидетельствуют о подобии их структур. В ячейке айкинита (пространственная группа Pnma) имеется 4 формульных единицы $CuPbBiS_3$ (Wickman, 1953). Позиции атомов Bi и Pb из-за близкой рассеивающей способности не различаются. Атомы Cu заселяют имеющиеся в структуре Bi_2S_3 тетраэдрические пустоты. В айкините сохраняется в основном структура, подобная висмутину. Вместе с тем в структуре айкинита функциональная группа A в ее чистом виде не проявляется. Обе группы по характеру координации напоминают группу B висмутина. Сходство состоит в том, что в обеих позициях атомы Bi эффективно координируются 5 атомами S и поэтому частоты ЯКР и соответственно константа квадрупольного взаимодействия eQq для положения A айкинита должны быть сдвинуты в длинноволновую область, т. е. они должны быть численно меньшими, чем в висмутине.

Сопоставление данных ЯКР (Пеньков, Дунин-Барковская, 1971) с химическим составом изученных минералов показывает, что повышение содержания Pb в образцах вызывает сдвиг eQq в большую, а при одновременном увеличении содержания Cu — в меньшую сторону. Следовательно, атомы Cu вызывают более

заметные искажения матрицы Bi_2S_3, чем более крупногабаритные атомы Pb.

При малых содержаниях примесные атомы Pb преимущественно замещают атомы Bi в позиции *B* структуры висмутина, а компенсирующие атомы Cu размещаются по соседству в тетраэдрических пустотах (Пеньков, 1971). Такое распределение атомов Cu наиболее полно удовлетворяет требованию компенсации избыточных отрицательных зарядов (случай так называемой локальной компенсации). Ядерным квадрупольным резонансом определено положение Cu и Pb в решетке Bi_2S_3 (табл. 72). Два известных

Таблица 72

Распределение примесей Pb и Cu в структуре Bi_2S_3 (Пеньков, Дунин-Барковская, 1971)

Минерал	Формула	Положение атомов		Тип изоморфизма
		Cu	Pb	
Айкинит	$CuPbBiS_3$	В тетраэдрических пустотах	Вместо атомов висмута	
Висмутин с малыми содержаниями Pb и Cu	Bi_2S_3	То же	То же	Локально-компенсационный
Устарасит	$PbBi_6S_{10}$		"	Компенсационный с образованием дефектной структуры
			В октаэдрических пустотах	

ряда висмутовых сульфосолей — производные структуры висмутина. В ряду висмутин — айкинит новообразования возникают при последовательном замещении атомов Bi атомами Pb с параллельным заполнением тетраэдрических пустот атомами Cu, а в ряду висмутин — галенит — путем аналогичного замещения и заполнения октаэдрических пустот атомами свинца; условие компенсации образующихся при этом избыточных зарядов удовлетворяется частичным удалением некоторых атомов (образование дефектной структуры), а также внедрением других примесей (Пеньков, Дунин-Барковская, 1971).

О выделении минеральных видов и их рядов среди Pb—Bi—сульфосолей. Эти минералы часто имеют примесь Sb в несколько процентов, а свинцово-сурьмяные иногда содержат Bi. Существование некоторых минеральных видов дискутируется на основании пересчетов химических анализов без учета структурных характеристик. Положение осложняется сходством рентгенограмм и оптических свойств некоторых минералов (табл. 73).

Отнесение кобеллита и тинтинаита к одному изоморфному ряду, несмотря на различные структурные группы (Harris и др., 1968), справедливо оспаривается (Годовиков, 1972, Нечелюстов и др., 1973). Отличие этих минералов заключается и в отношении Pb к Bi+Sb: в кобеллите оно в пользу Pb, а в тинтинаите — обратное. Вариации в составе кобеллита (Соболева, Мымрин, Шумкова, 1973) и его бессурьмяный аналог свидетельствуют о возможности существования изоморфного ряда на их основе.

Формула $Pb_5Sb_8S_{17}$ имеется у плагионита и тинтинаита, отличающихся сингонией, параметрами элементарной ячейки, пространственными группами и рентгенограммами. Оба минерала имеют висмутовые аналоги или Bi-содержащие разновидности. Между соединениями $Pb_5Sb_8S_{17}$ и $Pb_5Bi_8S_{17}$ могут быть два ряда: на основе тинтинаита (в ромбической сингонии) и плагионита (в моноклинной сингонии).

Изоморфизм в ряду от чистого джемсонита до джемсонита с соотношением Sb:Bi≈1:1 предположили V. Kupcik, A. Schneider, C. Varcek (1969). $Pb_5Sb_6S_{14}$ (джемсонит) и $Pb_5Bi_6S_{14}$ — его висмутовый аналог (сахароваит) также составляют один ряд (моноклинный) (Минералы Узбекистана, т. 1, 1975). Формулу $Pb_5Bi_6S_{14}$ имеет и виттит, существенно отличающийся по рентгенограмме и, по-видимому, относящийся к другому ряду (ромбический).

Лиллианит $Pb_3Bi_2S_6$ и козалит $Pb_2Bi_2S_5$ рентгенометрически отличаются от кобеллита (Nuffield, 1948; Нечелюстов и др., 1973), особенно линиями 2,05 (10) и 2,14 (10), что не позволяет считать кобеллит Sb-лиллианитом или Sb-козалитом.

Среди Pb-Bi — сульфосолей на основе частичного, ступенчатого замещения Bi сурьмой (см. табл. 56) выделены три ряда: от джемсонита до сахароваита в моноклинной сингонии (по анализам Bi:Sb=1,3; 2,1; 7,2; 7,5); от кобеллита до его сурьмяного аналога в ромбической сингонии (1,3; 1,5; 2,2; 10); от тинтинаита до его висмутового аналога в ромбической сингонии (0,7; 1,1; 2; 3; 3,1; 3,2; 10). Sb-разновидности лиллианита (до 5,3%), козалита (до 5,09%), беегерита (до 4%) и других свидетельствуют о частичных изоморфных замещениях и на их основе, а у виттита, нейита и других можно ожидать Sb-разновидности (Дунин-Барковская, 1975; Минералы Узбекистана, т. 1, 1975).

В системе Pb—Sb—Bi—S Н. Н. Мозгова (1975) предложила выделять гомологические ряды минералов, отличающихся сверхструктурами: висмутовых буланжеритов, джемсонитов — сахароваитов, кобеллит-тинтинаитов и предполагает ряд висмутовых менегенитов. Объединение тинтинаита и кобеллита основано на наличии сверхструктуры II порядка по оси C (Miehe, 1971).

Некоторые черты кристаллохимии теллуридов Bi. Можно отметить большое сходство между минералами в группах жозеита: Bi_4TeS_2 — жозеит-A, Bi_4Te_2S — жозеит-B, $Bi_4(Te,S)_3$ — жозеит A—B, а также тетрадимита: Bi_2TeS_2—чикловаит и Bi_2Te_2S—тетрадимит. На основании сопоставления минералов этих групп и те-

Параметры кристаллической решетки некоторых свинцово-висмутовых и свинцово-сурьмяных сульфосолей

Минерал	Формула	Параметры элементарной ячейки, Å			Пространственная группа	
		a_0	$в_0$	c_0	символы международные (1952–1969)	символы Шенфлиса
						Ромбическая
Тинтинаит	$Pb_5Sb_8S_{17}$	22,30	34,00	4,04	D_{2h}^{12}	P_{nnm} Z=4
Bi-тинтинаит	$Pb_5(Sb, Bi)_8S_{17}$	22,50	34,0	4,03	D_{2h}^{12}	P_{nnm} Z=4
Кобеллит	$Pb_6FeBi_4Sb_2S_{16}$	22,62	34,08	4,02	D_{2h}^{13}	P_{nnm} или P_{nnm} Z=4
	$Pb_{13}(Bi, Sb)_8Sb_5S_{32}$	22,57	34,09	4,04	D_{2h}^{13}	P_{nnm} Z=2
	$Pb_5(Sb, Bi)_8S_{17}$					
	$Pb_{14}(Bi, Sb)_{14}S_{35}$	22,57	34,1	4,04		P_{nnm} Z=2
Козалит	$Pb_2Bi_2S_5$	19,08	23,86	4,06	D_{2h}^{16}	P_{bnm} Z=8
Лиллианит	$Pb_3Bi_2S_6$	13,58	20,51	4,09	D_{2h}^{17}	P_{bnm}
Галенобисмутит	$PbBi_2S_4$	11,79	14,59	4,10	D_{2h}^{16}	P_{nam} Z=4
						Моноклинная
Виттит	$Pb_5Bi_6S_{14}$					
Джемсонит	$Pb_5Sb_6S_{14}$ ($FePb_4Sb_6S_{14}$)	15,57	18,98	4,03	C_{2h}^5	$P2_{1/C}$ Z=2
Плагионит	$Pb_5Sb_8S_{17}$	13,4	11,9	19,77	C_{2h}^6	C 2/c Z=4
Нейит	$Pb_7Bi_8S_{17}$	37,5	4,07	41,6		

* Приведены линии с интенсивностью 5 и выше в 10-балльной шкале.

оретических вычислений выведена схема расположения атомов в элементарных ячейках жозеита — *B*, жозеита *A*—*B* и чикловаита, положение в них совершенной спайности, вычислены структур-

Интервалы значений сильных линий рентгенограмм, в скобках — интенсивность*							Автор
4,03—3,67	3,54—3,44	3,42—3,36	3,27 3,22	3,11—2,72	2,34—2,13	2,07—2,04	
сингония							
	3,51 (8)	3,40 (10)		2,71(7) 2,87(5)			D. C. Harris et al. (1968)
	3,53 (9)	3,40 (10)		2,72(6)			
	3,51 (9)	3,39 (10)					E. W. Nuffield (1948)
	3,51 (10)	3,39 (10)		2,70(5)	2,15(5)		Г. Н. Нечелюстов и др. (1973)
	3,54 (10)	3,41 (10)		2,72(5)			D. C. Harris et al. (1968) G. Miehe (1971)
	3,44 (10)	3,36 (10)		2,95(6) 2,85(5)	2,15(6)	2,04(5)	L. G. Berry, R. M. Thompson (1962)
	3,50 (9)	3,39 (6)		3,00(6) 2,91(9)	2,14(10)	2,5(10)	Д. О. Онтоев и др., 1972; V. Kupčik, A. Schneider, C. Varček (1969)
	3,47 (10)			3,03(7)	2,05(5) 1,97(7)		L. G. Berry (1940)
сингония							
		3,38 (10)		2,99(6) 2,89(9)		2,04(8)	Д. О. Онтоев и др., 1972
4,03(8) 3,76(8)	3,42 (10)	3,11 (8)		2,81(8) 2,72(9)	2,31(8) 2,25(8)	2,05(9) 2,04(9)	L. G. Berry, Thompson, (1962)
		3,22 (10)		2,90(10) 2,61(9)	2,34(5) 2,21(5)	2,07(5) 1,98(5)	W. Nowacki (1969)
3,72 (10)	3,51 (10)	3,38 (10)		2,92(10)	2,27(5)	2,04(6)	A. D. Drummond et al. (1969)

но-химические и физические характеристики для последнего (табл. 74).

Элементарная ячейка тетрадимита состоит из трех структур-

Структурно-химические и физические характеристики сульфотеллуридов висмута групп жозеита и тетрадимита

Характеристика	Группа жозеита		Группа тетрадимита	
	жозеит—А (сульфожозеит)*	жозеит—В (теллуржозеит)*	тетрадимит (тетрадимит—А или теллуртетрадимит)**	чикловаит (тетрадимит—В или сульфотетрадимит)**
Структурная формула	Bi_4TeS_2 (теоретич.). $Bi_{4+x}Te_{1-x}S_2$ (Peacock, Berry, 1940) $Bi_2(Bi_2TeS_2)$ (Минцер и др., 1968)	Bi_4Te_2S $Bi_{4+x}Te_{2-x}S$ (Peacock, Berry, 1940)	Bi_2Te_2S	Bi_2TeS_2 (Koch, 1948)
Структурная ячейка (порядок расположения атомов в октаэдрах)	...Bi—S—Bi—**Te**—Bi—S—Bi... (Поваренных, 1966; Минцер, 1968)	...Bi—Te—Bi—S—Bi—Te—Bi... (наши представления)	...Te—Bi—S—Bi—**Te**...	...S—Bi—Te—Bi—S... (наши представления)
Число химических формульных единиц в элементарной ячейке (z)	3	3	3	3
Структура	Слоистая	Слоистая	Слоистая	Слоистая
Число слоев в слоистой решетке	21	21	15	15
Сингония	Тригональная	Тригональная	Тригональная	Тригональная
Пространственная группа	D_{3d}^5—R3m	D_{3d}^5—R3m	D_{3d}^5—R3m или D_{3d}^7—R3m	D_{3d}^5—R3m
Параметры гексагональной ячейки, Å: ah	4,25	4,34	4,326	4,25
ch	39,77	40,83	30,07	29,01
ah : ch	1 : 9,36	1 : 9,43	1 : 6,952	1 : 6,2

Продолжение табл. 74

Характеристика	Группа жозеита		Группа тетрадимита	
	жозеит–А (сульфожозеит)*	жозеит–В (теллуржозеит)*	тетрадимит (тетрадимит–А или теллуртетрадимит)**	чикловаит (тетрадимит–В или сульфотетрадимит)**
Ребро ромбоэдрической ячейки	13,48 Å	13,84 Å	10,33 Å	10 Å
Угол (α) между кристаллографическими осями	18°08	18°02	24°10	24°
Удельный вес:				
фактический	8,6—7,66	8,3	7,2—7,3	
вычисленный	8,2	8,39	7,21	7,01
Спайность и ее расположение в структуре	Совершенная по (0001)	Совершенная по (0001)	Совершенная	Совершенная
Литературные источники	Peacock, Berry, 1940 Peacock, 1941	Peacock, Berry, 1940 Peacock, 1941	Harker, 1934	Наши предположения

* — название по А. С. Поваренных (1966);
** — предлагаемое нами.

Кристаллохимическая характеристика элементарной ячейки минералов групп тетрадимита и жозеита

Минерал	Расположение атомов	Количество атомов каждого элемента	Число слоев	Число хим. формул единиц	Химическая формульная единица	Автор
Тетрадимит	...Te—Bi—S—Bi—Te... ...Te—Bi—S—Bi—Te... ...Te—Bi—S—Bi—Te...	$Bi_6Te_6S_3$	15	3	Bi_2Te_2S	D. Harker (1934)
Чикловаит	...S—Bi—Te—Bi—S... ...S—Bi—Te—Bi—S... ...S—Bi—Te—Bi—S...	$Bi_6Te_3S_6$	15	3	Bi_2TeS_2	Наши представления
Жозеит-А	...Bi—S—Bi—Te—Bi—S—Bi... ...Bi—S—Bi—Te—Bi—S—Bi... ...Bi—S—Bi—Te—Bi—S—Bi...	$Bi_{12}Te_3S_6$	21	3	Bi_4TeS_2	А. С. Поваренных (1966), Э.Ф. Минцер, В. А. Мымрин, К. Г. Исаева (1968)
Жозеит-В	...Bi—Te—Bi—S—Bi—Te—Bi... ...Bi—Te—Bi—S—Bi—Te—Bi... ...Bi—Te—Bi—S—Bi—Te—Bi...	$Bi_{12}Te_6S_3$	21	3	Bi_4Te_2S	Наши представления
Жозеит-А-В	...Bi—S—Bi—Te—Bi—S—Bi... ...Bi—Te—Bi—S—Bi—Te—Bi... ...Bi—S—Bi—Te—Bi—S—Bi...	$Bi_{12}(Te_4S_5)_9$	21	3	$Bi_4(S_{1,7}Te_{1,3})_3$	„ „
То же	...Bi—Te—Bi—S—Bi—Te—Bi... ...Bi—S—Bi—Te—Bi—S—Bi... ...Bi—Te—Bi—S—Bi—Te—Bi...	$Bi_{12}(Te_5S_4)_9$	21	3	$Bi_4(S_{1,3}Te_{1,7})_3$	„ „

ных пятислойных ячеек ...Te—Bi—S—Bi—Te... На период повторяемости приходится 9 слоев анионов, проложенных 6 слоями из атомов Bi (Harker, 1934; Поваренных, 1966). У чикловаита (единственная находка, Koch, 1948) структурная ячейка, по нашему мнению, должна состоять из 5 слоев ...S — Bi—Te—Bi — S..., число $Z=3$, число слоев в слоистой решетке=15.

По аналогии с жозеитом *A*, ячейка которого построена из трех семислойных этажей ...Bi—S—Bi—Te—Bi—S—Bi—... (Peacock, 1941; Strunz, 1963; Поваренных, 1966; Минцер и др., 1968) жозеит — *B* представляется также построенным из трех этажей с 7 слоями ...Bi—Te—Bi—S—Bi—Te—Bi—..., а жозеит *A—B* — как чередование этажей типа жозеита — *A* и жозеита—*B* (табл. 75). При трех химических формульных единицах его элементарная ячейка должна иметь *A—B—A* или *B—A—B*. Этим объясняется тот факт, что ни один из 5 химических анализов жозеитов промежуточного состава (см. табл. 67) не дал стехеометрического соотношения S к Te=1 и отвечал формулам $Bi_4(S_{1,3}, Te_{1,7})_3$ или $Bi_4(S_{1,7}Te_{1,3})_3$.

В жозеите широкая вариация отношения Te к S обусловлена замещением в структуре слоя Te-атомов за слой S-атомов (Поваренных, 1966). Минералы групп жозеита и тетрадимита обладают совершенной спайностью. В тетрадимите она возникает по плоскости между атомами Te, не проложенными катионами Bi (Harker, 1934), в чикловаите спайность должна быть между атомами S, не проложенными катионами Bi, а в жозеите *A* и *B* между катионами Bi, не проложенными атомами S и Te. В ряду жозеита и, по-видимому, тетрадимита возможен ступенчатый изоморфизм между S и Te и между Bi и Pb (Дунин-Барковская, Лидер, Рожанский, 1968; Дунин-Барковская, 1975; Минералы Узбекистана, т. I, 1975).

ЭНДОГЕННЫЕ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ И ПАРАГЕНЕЗИСЫ ВИСМУТОВЫХ МИНЕРАЛОВ

Парагенезис минералов — сообщество минералов, закономерно возникающее совместно и одновременно в определенных физико-химических условиях и существующее в дальнейшем как равновесная минеральная система одного уровня организации с однородными структурными отношениями. Наше определение близко к «ступени минерального равновесия» Н. В. Петровской (1967). Парагенетическая минеральная ассоциация — это сообщество нескольких парагенезисов минералов, закономерно и последовательно возникших в ходе одного генетического процесса, связанных друг с другом в пространстве и времени.

Висмутоносные парагенетические ассоциации рассматривались в 1969 г. Н. Н. Королевой и позднее Э. Ф. Минцером и Н. Н. Поповой (1974).

Таблица 76

Устойчивые продуктивные висмутоносные парагенетические ассоциации и парагенезисы минералов висмутовых месторождений Чаткало-Кураминских гор

Тип месторождения или рудопроявления и пример	Устойчивая продуктивная парагенетическая ассоциация минералов (в последовательности выделения от ранних к поздним)	Парагенезисы минералов висмута
Вольфрамово-висмутовое в карбонатных жилах среди скарнов и в скарнах (Ингирчак)	Пирит-**висмутиновая**	Пирит-**висмутиновый**
Висмутовое в железорудных скарнах (Западный Чокадамбулак)	**Арсенопирит**-пирит-**висмутин**-висмутосульфосольная	Пирит-висмутиновый; пирит—Pb—Bi—сульфосольный (галенобисмутит **козалит**, кобеллит); самородный (Bi, Au)
Мышьяково-висмутовое в кварцевых жилах и пирротиновых залежах в карбонатно-терригенных породах (Устарасай, Бричмулла)	**Пирротин**-пирит-шеелит-**висмутин**-висмутосульфосольная; **арсенопирит**-пирит-**висмутин**-висмутосульфосольная	Пирит-шеелит-**висмутиновый***; пирит-Pb-**Bi сульфосольный** (галенобисмутит*, козалит*, **кобеллит***, **Bi-тинтинаит***, **сахароваит***); теллуридно (жозеит*)-самородный (Bi, Au)*
Медно-висмутовое в кварцевых жилах среди кислых гранитоидов и эффузивов (Кызылгут, Терекли, Нижний Саттарсай, Джузум и др.)	Гематит-**халькопирит-висмутиновая**	**Халькопирит-висмутиновый**
Свинцово-медно-висмутовое в кварцевых, кварц-баритовых и сидеритовых жилах и зонах хлоритизации среди кислых и средних эффузивов (Тарыэкан, Каптархана, Адрасман и др.)	Гематит-**халькопирит**-висмутин-**висмутосульфосольная**; сфалерит-сульфосольно-галенитовая; **арсенопирит**-пирит-висмутин-висмутосульфосольная	Халькопирит-висмутиновый, **халькопирит-сульфосольный** (айкинит*, виттихенит, **эмплектит***, **берриит*** и другие **Pb—Cu—Bi-Ag-сульфосоли***); сульфосольно (айкинит, матильдит, Bi-блеклая руда)-галенитовый
Теллур-медно-висмутовое в пропилитах среди кислых и средних эффузивов (Узумлек, Новое)	Гематит-**халькопирит-тетрадимитовая**	Халькопирит-**тетрадимитовый***

Тип месторождения или рудопроявления и пример	Устойчивая продуктивная парагенетическая ассоциация минералов (в последовательности выделения от ранних к поздним).	Парагенезисы минералов висмута
Теллур-медно-висмутовое в калишпат-турмалиновых метасоматитах среди гранитоидов (Ташкескен)	Гематит-халькопирит-**висмутосульфосольно**-тетрадимитовая	**Халькопирит**-сульфосольный (айкинит, **висмутихенит**) Халькопирит-тетрадимитовый*
Теллур-висмутовое в кварцевых жилах среди гранитоидов (Юрино, Верхняя Куянда)	Пирит-халькопирит-**тетрадимитовая**	Халькопирит-**тетрадимитовый**
Висмутовое в барит-флюорит-кварцевых жилах среди кислых гранитоидов (Верхний Кандаган)	Пирит-**висмутиновая**	Пирит-**висмутиновый**

При составлении таблицы, кроме наблюдений автора, учтены материалы И. К. Брагина, М. М. Болдыревой, Ю. С. Бородаева, З. А. Королевой, Н. Н. Королевой, А. С. Кудрявцева, Л. М. Лурье, Э. Ф. Минцера, Н. Н. Мозговой, М. С. Сахаровой и др. Выделены главные минералы, * — минералы, диагностированные микрозондом.

Для висмутовых месторождений региона нами выделены следующие парагенезисы висмутовых минералов (табл. 76): *сульфидный* (пирит-висмутиновый и халькопирит-висмутиновый), *сульфидно-сульфосольный* (пирит-сульфосольный, халькопирит-сульфосольный и галенит-сульфосольный), *сульфидно-теллуридный* (халькопирит-тетрадимитовый), *теллуридно-самородный* (жозеит-самородный Bi и Au), *самородный* (Bi, Au).

Эти парагенезисы определяют висмутоносность следующих устойчивых парагенетических ассоциаций: 1 — пирит-висмутиновой; 2—гематит-халькопирит-висмутиновой; 3— гематит-халькопирит-висмутин-висмутосульфосольной; 4 — арсенопирит-пирит-висмутин-висмутосульфосольной; 5 — пирротин-пирит-шеелит-висмутин-висмутосульфосольной; 6 — сфалерит-халькопирит-сульфосольно-галенитовой; 7 —гематит-халькопирит-тетрадимитовой, 8 — гематит-халькопирит-висмутосульфосольно- тетрадимитовой; 9— пирит-халькопирит-тетрадимитовой. Сульфидный и сульфидно-сульфосольный парагенезисы образуют наиболее значительные месторождения, сульфидно-теллуридный определяет висмутоносность более мелких объектов, теллуридно-самородный и самородный завершают висмутовое рудоотложение сульфидно-сульфосольного типа. Сопутствующие жильные минералы (кварц, ан-

Таблица 77

Продуктивные на висмут парагенетические ассоциации и парагенезисы минералов в месторождениях других металлов и породах Средней Азии

Тип месторождения, рудопроявления или породы	Рудная парагенетическая ассоциация минералов, продуктивная на висмут (в последовательности выделения от ранних к поздним)	Парагенезисы минералов висмута
Гранитоидные породы (C_2, C_3, P)	Ортит, ильменит, магнетит, касситерит, молибденит, висмутин, халькопирит, сфалерит, галенит, самородные металлы (Bi, Sn, Pb, Cu, Au, Ag)	1. Сульфидный (молибденит, висмутин, халькопирит и др.) 2. Самородных металлов (Sn, Pb, Cu, Bi, Au)
Редкометальные пегматиты в породах P(Be—Ta—Nb)	Берилл-колумбит-самородный висмут	1. Теллуридно (теллурид висмута)—самородный (Bi)
Редкоземельные пегматиты в гранодиоритах C_2	Ильменит-ортит - самородные металлы (Sn, Bi, Au)	Самородный (Sn, Bi, Au)
Редкометальные Bi—Sn—W) грейзены (Ташсайское)	Касситерит - **вольфрамит - висмут**	Теллуридно (жозеит)-самородный (Bi)
Редкометальные (Cu—Bi — Sn — W) грейзены (Саргардон)	Касситерит - **вольфрамит - халькопирит**-сфалерит - козалит-галенит	Козалит-галенитовый
Медно-золоторудное с платиноидами в магнетитовых скарнах	Пирротин - **молибденит - халькопирит**-теллуриды (Au, Bi) — самородные (Pt, Pd, Bi, Au)	Теллуридно (тетрадимит, теллуровисмутит)—самородный (Pt, Pd, Bi, Au)
Молибденово-медно-висмутовое в скарнах (Ташкерган)	**Молибденит - висмутин**-халькопирит	Молибденит-висмутин-халькопиритовый
Медно-молибденовое в магнетитовых скарнах (Южный Янгикан)	**Молибденит-халькопирит** - висмутин - галенобисмутит - теллуридно (жозеит)-самородные (Bi, Au)	1. Молибденит-висмутин-халькопиритовый 2. Сульфосольный (галенобисмутит) 3. Теллуридно (жозеит)—самородный (Bi, Au)

Тип месторождения, рудопроявления или породы	Рудная парагенетическая ассоциация минералов, продуктивная на висмут (в последовательности выделения от ранних к поздним)	Парагенезисы минералов висмута
Свинцово-цинковое в скарнах (Дуган, Перевальное, Ташбулак)	Пирит-**сфалерит**-халькопирит-**галенит**, галенобисмутит	1. Галенобисмутит-галенитовый 2. Шапбахит-галенитовый (оба в структурах распада твердого раствора в галените)
Свинцово-цинковое в кварцевых жилах (Верхний Келинчак)	Арсенопирит-пирит-сфалерит - галенит - сульфосоли (Pb—Bi)	Галенит-сульфосольный (лиллианит и беегерит — продукты распада сложной сульфосоли Bi)
Медно-молибденовое в серицитовых кварцитах среди сиенито-диоритов (Алмалык)	Пирит-**молибденит-халькопирит**	Самородно (Au) — теллуридный (тетрадимит)
Золоторудное в кварц-сульфидных жилах (Кочбулак, Бургунда и др.)	**Блеклая руда-халькопирит**-висмутин-галенобисмутит-козалит-теллуриды (тетрадимит, жозеит, теллуровисмутит, волынскит, алтаит и др.)—самородные (Au, Bi, Ag)	1. Блеклая руда — халькопирит-висмутиновый 2. Сульфосольный (галенобисмутит, козалит, виттихенит) 3. Теллуридно (тетрадимит, жозеит, теллурвисмутит, волынскит, алтаит и др.) — самородный (Au, Bi, Ag)
Кварц-анкеритовые прожилки пятиэлементной формации	Самородные (As, Sb, Ag, Bi)- **диарсениды** (дискразит, смальтин, лёллингит)	Самородно (As, Sb, Bi, Ag)-диарсенидный

При составлении таблицы кроме наблюдений автора учтены материалы И. М. Голованова, Б. Ф. Зленко, Э. А. Марковой, М. И. Моисеевой, Н. Н. Королевой, Н. В. Нечелюстова, Р. Назировой, Н. Н. Поповой, Т. С. Тимофеевой, М. Д. Увадьева, Р. Г. Юсупова и др. Выделены ведущие рудные минералы.

керит, сидерит, Mn-сидерит, барит, флюорит, калишпат, хлорит, флогопит и др.) относятся к изменчивым ассоциациям.

Для Cu-Bi—руд, образовавшихся в близповерхностных условиях (глубина до 1,5 *км*) в связи с проявлением вулканической деятельности типоморфны парагенезисы халькопирита с висмутином и халькопирита со сложными сульфосолями Cu, Bi, Pb и Ag, а для As-Bi — руд, образовавшихся в гипабиссальных условиях

(3—3,5 *км*) среди карбонатно-терригенных пород в зоне экзоконтакта гранитоидного интрузива,— пирит-висмутиновый и пирит-Pb—Bi—сульфосольный.

Висмутоносность месторождений других металлов обусловлена развитием следующих парагенезисов (табл. 77): 1) *галенит-сульфосольного* в свинцово-цинковых рудах среди скарнов, кварцевых жил и редкометально-сульфидных грейзенов; 2) *теллуридно-самородного* в медных и золоторудных месторождениях; 3) *самородно-диарсенидного* в жилах Co—Ni—Ag—Bi—As-формации.

Среди самородных металлов типоморфны следующие парагенезисы (Дунин-Барковская, Юсупов, 1974): а) для герцинских гипо- и мезоабиссальных интрузивных пород кислого и среднего состава—Bi, Sn, Pb и Au, а для связанных с ними редкоземельных пегматитов—Bi, Sn и Au; б) для кислых субвулканических пород—Bi, Sn, Au и Ag, а для связанных с вулканическими процессами кварц-сульфидно-золоторудных жил — Bi, Au и Ag; в) для скарново-медно-молибденовых месторождений—Bi и Au, а для скарново-золотомедных—Bi, Au, Pt и Pd; г) для кварц-анкеритовых жил Co-Ni-Ag-Bi-As — формации—Bi, As, Sb, Ag и др.

Кристаллизация висмутоносных парагенетических ассоциаций проходила, по-видимому, в интервале 400—200° (по обобщенным результатам гомогенизации различных минералов, декрепитации кварцев и использованию некоторых минералов в качестве геотермометра: самородного висмута, пирротина, матильдита, арсенопирита и др.).

Общая последовательность выделения минералов висмута во всех висмутоносных парагенетических ассоциациях (сульфиды → сульфосоли → теллуриды → самородный висмут) свидетельствует об эволюции гидротермального раствора, формирующего висмутовые руды, в направлении уменьшения к его концу количества Bi и S и увеличения Pb, Sb, Ag, Te.

Глава IV. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОХИМИИ ВИСМУТА И ПРАКТИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ

Геохимическая особенность Bi — резкая контрастность его распределения — от рассеяния в осадочных и магматических породах до высокой концентрации в продуктах постмагматической деятельности. Геохимические свойства Bi меняются уже в магматическом процессе от литофильных в начале до халькофильных в конце, а при недостатке серы висмут выделяется в самородном виде (Бадалов, Голованов, Дунин-Барковская, 1971). О литофильных свойствах свидетельствуют обогащенность висмутом наиболее кислых магматических пород, содержание Bi во всех породообразующих минералах в количестве выше 0,01 *г/т;* 60% от валового Bi породы, приходящегося на полевые шпаты, положительная значимая корреляционная связь Bi в плагиоклазе и калишпате с Ga, Ge, Zn и отсутствие корреляции с Pb, As, Sb, Tl и др. Об изменении свойств Bi в конце магматического процесса со снижением температуры и давления свидетельствует появление акцессорного висмутина, а при недостатке S — самородного Bi. Давно известно, что в постмагматическом процессе Bi — типичный халькофил и в меньшей степени атмофил (Вернадский, 1916; Ферсман, 1934 и др.).

Биогенные процессы играют существенную роль при концентрации Bi в процессе осадконакопления и образовании глинисто-углистых сланцев или углей. Гумусовое вещество — важное комплексообразующее соединение для многих металлов. В. М. Гольдшмидт и К. Петерс (1938) определили среднее содержание Bi в золах углей 20 *г/т,* а максимальное — 200. Висмут накапливается при его поступлении в бассейн осадкообразования. По-видимому, он образует органические соли или комплексные соединения типа оксалатов, проявляя биофильные свойства. Однако максимальные концентрации связаны с постмагматическими процессами, хотя в общей массе в осадочных и магматических породах его рассеяно несоразмерно больше.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВЯЗИ ВИСМУТА С ДРУГИМИ ЭЛЕМЕНТАМИ В ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ РУДООБРАЗОВАНИИ

Геохимические связи элементов — причина образования совместных минералов, изоморфных примесей в них и парагенетических минеральных ассоциаций. Они зависят от близости физических свойств элементов, термодинамических условий и химизма минералообразующих растворов. Рассмотрим взаимные связи висмута в состоянии концентрации с сопутствующими элементами, благодаря которым образовались висмутовые руды Чаткало-Кураминских гор. Подробнее этот вопрос разобран ранее на примере месторождения Устарасай (Дунин-Барковская, 1967; 1970).

Геохимические связи — закономерно повторяющиеся в определенных физико-химических условиях сочетания и степень корреляции химических элементов, активно участвовавших в процессе образования минеральных парагенезисов, независимо от источника. Выделены два типа связей: кристаллохимический — между элементами, входящими в кристаллическую решетку минералов (параэлементами по А. С. Уклонскому), и парагенный — между элементами, не образующими общих минералов, но встречающихся вместе закономерно в определенных физико-химических условиях (Дунин-Барковская, 1967, 1970).

Кристаллохимическая связь присуща элементам, образующим с Bi самостоятельные минералы (Pb, Sb, Cu, Te, Ag, S и др.), изоморфным примесям в висмутовых минералах (в катионной группе прямая связь с Pb, Sb, Ag и другими, в анионной — с Se косвенная связь через S) и элементам, в минералах которых Bi присутствует как изоморфная примесь — Pb, Sb и др. Парагенные связи с Bi в гипогенных рудах имеют W, Au, As, Zn и другие, не образующие с ним совместных соединений. Ряд элементов имеют в одних условиях связь кристаллохимическую, а в других — только парагенную (например, Cu, Pb и др.).

В регионе основная масса Bi присутствует в виде самостоятельных минералов (сульфиды, сульфосоли, теллуриды, самородный), а очень небольшая часть входит как примесь в сульфиды других металлов (галенит, блеклая руда), что указывает на большее сродство с S в отличие от районов с медно-никелевыми месторождениями, для которых (Юшко-Захарова, Иванов, 1969) более характерны интерметаллические соединения Bi с элементами группы Pt.

Висмут со свинцом связан в месторождениях Чаткало-Кураминских гор, залегающих среди осадочных карбонатно-алюмосиликатных пород, вулканогенных и в контакте интрузивных с карбонатными. Кристаллохимическая связь выражается в образовании совместных сульфидов (козалит, кобеллит, галенобисмутит, берриит и др.) и вхождении небольшой части Bi в галенит, Pb — в висмутин, а парагенная связь — в приуроченности висму-

товых сульфидов к галениту в свинцово-цинковых месторождениях, в парагенезисе минералов Bi и Pb во многих медно-висмутовых и мышьяково-висмутовых рудных телах и месторождениях. Связь эта проявляется шире — в ассоциации висмутовых и свинцовых рудопроявлений и месторождений в рудных полях. В месторождениях парагенезис Bi с Pb обычен при Pb>Bi (многочисленные свинцово-цинковые месторождения); обратное соотношение — редкий случай (Устарасай).

Для Устарасая связь Bi — Pb представлена очень широко в гипогенных и гипергенных рудах. Оба элемента образуют совместные минералы — устарасит, козалит, кобеллит, галенобисмутит и др. сульфосоли. Pb изоморфно входит в самородный висмут (до 1,7%), висмутин (до 3%), жозеит (до 4,7%), бисмутит (от 13 до 23%). Вместе с тем висмут является примесью в минералах Pb, Pb—Sb: в галените — до 0,013%, буланжерит — до 5%.

Связь Bi — Pb проявилась на Устарасае также в образовании совместных ореолов рассеяния, в которых содержание Bi и Pb увеличивается прямо пропорционально. Однако ореолы рассеяния Pb в некоторых участках обусловлены проявлением свинцово-цинковой висмутсодержащей минерализации поздней стадии. Поэтому, если считать ореолы рассеяния Pb вокруг висмутовых рудных тел геохимическим поисковым критерием, следует учитывать возможность отступления от этой корреляции. При больших концентрациях свинца с ним изоморфен висмут в небольших количествах, а висмута — свинец в малых количествах. Повышенные концентрации обоих элементов приводят к образованию сульфосолей: устарасита, козалита, а в присутствии Sb — кобеллита, сахароваита и др. В ряду висмутин — галенит нет непрерывного изоморфизма с заменой висмута свинцом, а существуют самостоятельные соединения.

Pb и Bi имеют близкие физико-химические свойства. Радиусы истинные у Bi^{+3}—1,15, Pb^{+2}—1,20, радиусы атомов в сульфидных соединениях Bi — 1,43, Pb — 1,55 (Поваренных, 1966), орбитальных атомов Pb — 1,215, Bi — 1,130, а ионов — Pb^{+2}—0,986, Bi^{+3}—0,933 (Лебедев, 1967). Электроотрицательность составляет у Bi^{+3}—195 *ккал/г-ат*, Pb^{+2}—175. Связь между ними существенно ковалентная. Межатомные расстояния в сульфидах при координационном числе 6 у Bi^{+3}—2,95, Pb^{+2}—2,96 (Поваренных, 1966). Но именно такая близость констант не позволяет замещение по схеме $2Bi^{+3} \rightarrow 3Pb^{+2}$ или $2Bi^{+3} \rightarrow 2Pb^{+2} + Cu^{+1} + Ag^{+1}$.

В ряду висмутин — айкинит новообразования возникают в результате последовательного локально-компенсационного замещения атомов Bi атомами Pb с параллельным заселением тетраэдрических пустот атомами Cu, а в ряду висмутин — галенит путем аналогичного замещения плюс заселение октаэдрических пустот атомами Pb (Пеньков, Дунин-Барковская, 1971). При наличии Pb в теллуриде висмута — жозеите в количестве до 4,7%, тетрадимите до 1% и отсутствии в них одновалентных металлов

(Cu или Ag) в количествах выше 0,01% также невозможна компенсация по схеме $2Bi^{+3} \rightarrow 2Pb^{+2} + Cu^{+1} + Ag^{+1}$. Предполагаем в этом случае аномальный блочный изоморфизм с доменным характером.

Висмут с медью — распространенная геохимическая пара в месторождениях, залегающих среди гранитоидных и вулканогенных пород. Выделены рудные поля, узлы и пояса с медно-висмутовым оруденением. Во многих месторождениях Bi кристаллохимически связан с Cu в эмплектит, виттихенит, айкинит и сложные сульфосоли (Адрасман, Тарыэкан, Ташкескен и др.), а парагенно существует в виде отдельных висмутовых минералов (висмутин, козалит, тетрадимит и др.) в парагенезисе с халькопиритом (Устарасай, Узумлек, Кызылгут и др.). Месторождения со сложными Cu — Bi-сульфидами образовались ближе к земной поверхности при более низких давлениях и температуре, чем месторождения с раздельными сульфидами. В. В. Щербина (1967, 1969б) объясняет падение устойчивости комплексных соединений с глубиной тем, что сумма молекулярных объемов у простых солей меньше, чем у комплексного соединения, которое при высоких давлениях распадается. В некоторых месторождениях Pb—Cu—Bi-субформации математически вычисленная связь Bi—Cu положительная, сильная (Тарыэкан, Каракия-Чилтенская).

Отношение Bi к Cu на Ташкескене составляет 1:2 (смешанная связь — парагенная и кристаллохимическая), а на Узумлеке — 1:100 (связь парагенная). Математически вычисленная сила парагенной связи Cu и Bi для рудопроявления Кызылгут по 138 химическим анализам бороздовых проб низкая ($r = -0{,}157$). Cu в них находится в виде халькопирита и малахита, а Bi — висмутина и бисмутита. При кристаллохимическом типе следует ожидать более высокое и положительное значение связи.

На Устарасае Cu присутствует в небольшом количестве в виде халькопирита. В висмутовых сульфидах содержится до 1% Cu в виде микроскопических включений по плоскостям спайности нитевидных прожилков халькопирита размером иногда менее микрона (микрозонд).

Висмут с сурьмой. Связь проявляется на Устарасае в совместном нахождении этих элементов в рудах, образовании общих минералов, изоморфном замещении друг друга. Общее содержание Sb в висмутовых рудах невелико. В начальной стадии рудообразования Sb с Bi соединяется в кобеллит, затем висмутотинтинаит, сахароваит, а в конце — в висмутовый буланжерит с 5% Bi. Между Sb и Bi существовала обратно пропорциональная зависимость: в начале процесса — Bi>Sb, а в конце — Sb>Bi. Сурьма присутствует как примесь почти во всех висмутовых минералах. Оба элемента обладают близкими физико-химическими свойствами (пятый изоморфный ряд В. И. Вернадского). Орбитальный радиус Bi^{+3}—0,933, а Sb^{+3}—0,931. Однако прямой корреляции между этими элементами в рудах Устарасая нет,

так как основная масса висмутовых сульфидов и буланжерита находится в пространственно разобщенных прожилках, образовавшихся в различные стадии рудного процесса.

Висмут с вольфрамом совместных гипогенных минералов не образует, но парагенетическая связь имеется в широком диапазоне условий рудообразования: от наиболее высокотемпературного скарнового (магнетит-шеелит-висмутовое оруденение — Ингирчак, свинцово-цинковое — Дуган) до среднетемпературного жильного медно-висмутового (Ташкескен, Акташкан, Узумлек, Канимансур и др.). W присутствует в большинстве случаев в виде шеелита. Парагенная связь висмута с W существует в рудах висмута со свинцом (где Bi>Pb и Bi:W=6,5 — Устарасай), висмута с медью (где Cu>Bi — Ташкескен, Узумлек и др.), висмута с молибденом (где Mo>Bi — Чавата). Bi преобладает над W в Устарасае, Узумлеке, Ташкескене, Дугане, Канимансуре и др., а W над Bi в Чавате, Дайковом и др. Соотношение между Bi и W на нижних горизонтах Устарасая меняется в пользу W, а на верхних — Bi. Парагенезис их минералов наблюдается только в более ранних минеральных ассоциациях, слагающих кварц-висмутиновые жилы и кварц-висмутин-пирротиновые залежи, а в поздних — арсенопиритовых залежах, буланжеритовых и галенит-сфалеритовых прожилках — шеелит отсутствует.

Существование в природе русселита $(Bi_2W)O_3$ показывает, что Bi и W параэлементы в гипергенных условиях, в гипогенных их общие соединения не известны; но близость свойств определила совместное нахождение этих элементов на многих вольфрамовых месторождениях. 12—15% мирового производства Bi получают за счет переработки вольфрамовых руд (Быбочкин и др., 1964; Быбочкин, 1965). На Устарасае обратный случай — W присутствует в рудах Bi.

Висмут с железом связан парагенетически в значительном диапазоне физико-химических условий: от среднетемпературных мышьяково-висмутовых руд до более низкотемпературных медно-висмутовых, от близповерхностных, где железо при достаточном количестве кислорода выкристаллизовалось в виде гематита (Кызылгут, Терекли, Киргизджон и др.), до более глубокозалегающих с магнетитом (Чокадамбулак). При высоком содержании S в рудообразующем растворе связь Fe с Bi проявилась в образовании пирит-висмутинового парагенезиса.

Висмут с золотом в регионе имеет только парагенную связь, обычную для висмутовых месторождений (Устарасай, Узумлек, Кызылгут, рудные поля Восточного Карамазара) и золоторудных близповерхностных (Кочбулак), хотя в природе существует мальдонит Au_2Bi. В акцессорных количествах золото присутствует в месторождениях висмута Восточного Карамазара (Кудрявцев, 1967), Устарасае (Дунин-Барковская, 1969а). Золото в них самородное, приурочено к висмутовым сульфидам и сульфосолям. В золоторудных проявлениях, связанных с вулкано-

генными и субвулканическими породами висмут присутствует часто в виде теллуридов и сульфосолей.

Висмут с теллуром образуют совместные минералы: жозеит, тетрадимит и другие, распространенные в верхних частях месторождений. На Устарасае жозеит в парагенезисе с самородным висмутом находится в висмутине или срастается с ним, обусловливая неравномерность распределения теллура в висмутовых сульфидах (среднее 0,105%).

Висмут с серебром. В As—Bi-месторождениях Ag присутствует в висмутине от 18 до 540 *г/т* (среднее 180), в кобеллите его в 20 раз больше, 3587 *г/т*. Микроскопическим исследованием и электронным зондированием висмутовых сульфидов микровключения минералов Ag не установлены, вероятно, оно изоморфно, причем этому способствует присутствие Sb и Pb. Для медно-висмутовых месторождений Восточного Карамазара характерно широкое развитие Bi—Pb—Ag—Cu-сульфосолей, матильдита и блеклой руды, в которых серебро и висмут входят в кристаллическую решетку.

Висмут с мышьяком проявляют довольно отчетливую парагенную связь. На Устарасае и Бричмулле As и Bi — ведущие элементы руд, при значительном преобладании As над Bi (Бричмулла) и Bi над As (Устарасай). Но только небольшая часть As сопутствует висмутовым рудам. В основном же он обособлен в арсенопиритовые залежи с низким содержанием Bi. В гидротермальном процессе большое количество Bi и As, как и Bi с Sb, было разобщено, что явилось причиной отсутствия корреляции между ними в рудах. Bi и As не образуют совместных соединений, но Bi в рассеянном виде присутствует в арсенопирите всего рудного поля.

Геохимическая связь Bi и As обусловлена близостью физико-химических свойств элементов, которая подчеркивается эмпирическими рядами В. И. Вернадского (1922) и параэлементами А. С. Уклонского (1952, 1955).

Висмут с платиноидами. Элементы платиновой группы в висмутовых месторождениях Узбекистана не были известны. На Устарасае они впервые установлены нами в акцессорных количествах в 1966 г. в виде примеси в висмутине, пирите, пирротине, арсенопирите спектропробирным анализом (Дунин-Барковская, 1969а).

Приводим результаты анализов (*г/т*).

Минерал	*Pt*	*Rh*	*Pd*
Висмутин	0,72	0,045	0,5
Пирит	3–0,075	0,45—0,009	0,15
Пирротин	0,25—0,15	0,15—0,019	0,15
Арсенопирит	0,3	0,03	0,3—0,15

Примечание. Содержание элементов в земной коре, по А. П. Виноградову (1962), равно *Pt*—0,005, *Rh*—0,001, *Pd*—0,01.

Следовательно, содержание Pt в висмутине в 124 раза выше, чем в земной коре, Pd — в 50 раз, Rh — в 45 раз, Pt и Pd близки и почти в 10 раз превышают количество Rh. В пирите из Устарасая Pt и Rh неравномерно распределены, но микровключения их самостоятельных минералов микрозондом не обнаружены, а низкие концентрации рассеянных элементов выходят за пределы его чувствительности. Остается неясной форма кристаллохимической связи платиноидов с висмутом в рудах Устарасая, в пирите возможен изоморфизм (Вернадский, 1922).

Платина в виде примеси равномерно распределена в тетрадимите рудопроявления Новое (хр. Майгашкан) в количестве до 0,8% (микрозонд) и, по-видимому, изоморфна с Bi, так как включения ее минералов не установлены. Bi, Pt и Pd — параэлементы в понимании А. С. Уклонского (1952; 1955). В природе известны соединения Bi с платиноидами: майченерит, котульскит, мончеит и др. (табл. 76).

Висмут с серой имеет очень устойчивую связь, что показывает его халькофильные свойства. На Устарасае количество S в висмутовых минералах уменьшается в зависимости от последовательности их выделения (от более ранних к поздним): в висмутине 18,60%, в козалите 17,28, в жозеите — 4,2, в самородном висмутине она отсутствует.

Висмут с селеном имеет связь аниона с катионом через S, с которой Se изоморфен. Se постоянно присутствует в висмутовых сульфидных от 0,038 до 0,15% (среднее 0,09), но включения его минералов не обнаружены. Содержания Se и Te в висмутовых сульфидах близки. Изоморфизм Se с S возможен благодаря близости их свойств: ионные радиусы S^{-2}—1,90; Se^{-2}—2,02; электроотрицательность S—2,5; Se—2,4; атомный объем S—15,38, Se—16,42. Bi—параэлемент Se. В Кураминских горах нами встречен селенид висмута — гуанахуатит.

Интересно рассмотреть связь висмута с K, Si и F. Si постоянно вовлечен в процесс висмутового рудообразования (за исключением Узумлека), имеется тесный парагенезис висмутовых сульфидов с кварцем. В природе известен их общий минерал — эйлитин $Bi_4(SiO_4)_3$. В магматическом процессе Bi накапливается в кислых породах. Гидротермальное изменение вокруг висмутовых рудных тел часто выражено окварцеванием и калишпатизацией (Устарасай, Узумлек, Ташкескен и др.). Калишпат находится вместе с минералами Bi в кварцевых жилах Устарасая, Сансалак-Кузгунташа и преобладает среди жильных минералов в Узумлеке, Ташкескене и др.

Совместное нахождение сульфидов Bi с флюоритом (Верхнекандаганское, Канимансурское, Сансалак-Кузгунташское рудные поля и др.) свидетельствует об участии летучих фтористых соединений в процессе гидротермального минералообразования, возможно, способствующих переносу Bi в виде комплексных фтористых соединений, при разрушении которых в присутствии SO_3 вы-

падает CaF_2 и сульфиды Bi. В этом отношении интересны высокие содержания Bi (2000 *г/т*) во фторсодержащих акцессориях — топазе и флюорите из магматических пород (Дунин-Барковская, Юсупов, 1976) и частая ассоциация висмутового и флюоритового оруденения в рудных полях, узлах и поясах. В природе известен их общий минерал заварицкит — BiOF.

Bi кристаллохимически связан с 33 параэлементами, входящими в пространственную решетку его минералов, а в Чаткало-Кураминских горах — с 13, из них в гипогенных рудах — с 8 (Cu, Ag, Pb, Sb, Te, Se, S, Fe). Проявлен типоморфизм его параэлементов для месторождений различных рудных формаций: висмутин-арсенопиритовой и висмутин-магнетитовой — Pb и Sb, висмутин-халькопиритовой — Cu, Pb, Ag (Pb-Cu-Bi-субформация), а Te и Cu (Te-Cu-Bi — субформация). В эндогенных месторождениях Чаткало-Кураминских гор Bi связан с W, As, Zn и Au только парагенно и не образует совместных соединений, а с Te, Ag, S и Se — кристаллохимически, с Pb, Sb, Cu, Fe — проявляются обе связи.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОНЦЕНТРАЦИИ ВИСМУТА В РУДНЫХ ПОЛЯХ

Концентрации висмута в рудных полях Чаткало-Кураминских гор генетически и пространственно связаны с другими металлами: висмутовые и комплексные месторождения закономерно ассоциируют с месторождениями Pb, Zn, Cu, Fe, W, Mo, Au, F. Нередко устанавливается стадийная и фациальная зональность в их размещении. Висмутовое оруденение занимает срединное положение в вертикальном и горизонтальном разрезе: выше него и во внешней зоне располагается флюорит, галенит, арсенопирит, буланжерит, ниже — гематит, молибденит, халькопирит, шеелит. Концентрация висмута сопровождается Cu, Sb, Te и др.

Ассоциации концентраций Bi и Pb. В контуре висмутоносных рудных полей (Канимансурского, Тарыэкан-Замбаракского, Адрасманского, Алмадонского, Каракия-Чилтенского, Ташкескен-Кошмансайского, Бричмуллинского, Верхне-Кандаганского и др.) месторождения и рудопроявления Bi (Канимансур, Аксай, Тарыэкан, Адрасман, Алмадон, Каптархана, Устарасай, Ташкескен и др.) генетически связаны со свинцово-цинковыми (Кароташкотан, Замбарак, Чукурджилга, Нижнекоксуйское, Кошмансай и др.).

Свинцово-цинковое оруденение свидетельствует о завершенности проявления гидротермального процесса с полной колонкой зональности и о возможных значительных масштабах висмутового оруденения (Дунин-Барковская, 1971, 1972б; Бадалов, Голованов, Дунин-Барковская, 1971).

Геохимическая зональность рудных полей. В Чаткало-Кураминских горах выделено 5 типов геохимической зональности.

Первый тип — флюорит-барит-свинцово-медно-висмутовые рудные поля, сформировавшиеся в близповерхностных условиях (100—1500 *м*) среди вулканогенных пород (Канимансурское, Тарыэканское, Алмадонское). Отчетливо выражена вертикальная зональность на глубину до 1200 *м*. Сверху вниз галенит со сфалеритом, флюоритом (или баритом) сменяются медно-висмутовым оруденением с сульфосолями и примесью золота, а затем кварцем с гематитом. Висмутоносен интервал около 400 *м*. В Канимансурском рудном поле вертикальную зональность описали Е. Г. Краснов, Т. М. Кацюбо, А. С. Кудрявцев. Медно-висмутовая сульфидная минерализация с гематитом локализована в среднем интервале. В процессе формирования руд проявилась фациальная и стадийная зональность (Карпов, 1971). В Алмадонском рудном поле Т. Ш. Шарифбаев отметил аналогичную вертикальную зональность и смену с востока на запад Cu, Bi→Zn, Pb→ →Pb→CaF_2.

В Тарыэкан-Замбаракском рудном поле описаны аналогичная вертикальная зональность (Брагин и др., 1968). Cu-Bi оруденение сформировалось на глубине 300—1000 *м* от поверхности пенеплена (Бакланов, Брагин, Эргешев, 1972). В более древних трещинах восточной части локализуются жилы ранней стадии с медно-висмутовым оруденением, а в западной части — более поздней стадии со свинцово-цинковым оруденением (Некрасов, Тишкин, 1972). Э. Ф. Минцер считает горизонтальную зональность фациальной.

Для медно-висмутовой минерализации, образовавшейся в близповерхностных условиях, характерно широкое развитие сложных Cu—Bi—Pb—Ag-сульфосолей.

Второй тип — зональность медно-висмутовых близповерхностных рудных полей с предполагаемой несколько большей глубиной формирования оруденения от поверхности древнего пенеплена T_1 (Кызылгутское, Нижне-Саттарсайское).

Вертикальный диапазон формирования оруденения в гранитоидных и эффузивных породах предположительно достигал 350 *м*, размах висмутовой минерализации — 150 *м*. В кварцевых жилах с гематитом висмутом обогащена верхняя и средняя часть в интервале до 140 *м*, а глубже до 250 *м* соотношение между медью и висмутом меняется в пользу меди. Смена парагенезисов элементов (сверху вниз): Bi, Fe→Bi, Cu, Fe→Cu, Fe. Медь находится в виде халькопирита, висмут — висмутина, а их совместные сульфиды отсутствуют.

Третий тип — зональность в Pb—Zn—Cu—Te—Bi-рудных полях, сформированных среди вулканогенных пород верхнего структурного яруса и гранитоидных тел в переходных условиях от близповерхностных к гипабиссальным (Майгашканское, Ташкескен-Кошмансайское). Оруденение медно-теллур-висмутовое вкрапленно-метасоматическое и скарновое свинцово-цинковое.

Вкрапленная халькопирит-тетрадимитовая минерализация в пропилитах среди вулканогенно-осадочных пород Р (Узумлек) находится выше кварцевых жил с халькопиритом (Катта-Карабаш), в которых с глубиной количество висмута уменьшается. В этом же рудном узле скарновое свинцово-цинковое месторождение Кумышкан расположено на контакте карбонатных пород $Д_3$—C_1 с гранитоидной интрузией Р. Аналогичная картина наблюдается в Кошмансай-Ташкескенском рудном поле. В обоих случаях проявлена зональность размещения медно-висмутового и свинцово-цинкового оруденения в разных структурных ярусах.

Четвертый тип — зональность в висмутово-молибденмедном рудном поле (Суюксуйское и Каракиинское рудные поля). Жильное тетрадимит-висмутиновое оруденение в кварцевых жилах (Юрино и др.) с глубиной сменяется прожилковым кварц-халькопирит-висмутиновым, а затем переходит во вкрапленное молибденит-халькопиритовое в пропилитах среди гранодиорит-порфиров (Суюксу). Аналогично по периферии алмалыкских медно-порфировых месторождений имеются рудопроявления (Каракия и др. с халькопирит-висмутиновой минерализацией в кварцевых жилах.

Пятый тип — зональность молибден-вольфрам-мышьяково-висмутового рудного поля, сформированного в гипабиссальных условиях на глубинах 2,5—3,5 *км*. Снизу вверх сменяются Mo → W→ Bi, W, As→As→Pb, Zn, Ag, Sn. А. Е. Ферсман (1939) назвал околоинтрузивную зональность Бричмуллинского рудного поля классической и предполагал геохимические концентры, образовавшиеся вокруг рудогенерирующей интрузии. Линейная зональность химических элементов в минеральных парагенезисах Бричмуллинского рудного поля прослежена в вертикальном и горизонтальном направлениях (Дунин-Барковская, 1972; и др.). В интрузиве расположены кварцевые зоны и жилы с молибденитом и шеелитом (Чавата), в ближней зоне экзоконтакта в глинисто-карбонатных (доломитистых) пластах среди песчаников $Д_3$ и сланцев Pz_1 — шеелитовое оруденение в кварц-тремолитовых метасоматитах (Дайковое). Стратиграфически выше в карбонатно-алевролитовых отложениях $Д_3$ *fr—fm* локализуются в гумбеитах кварц-шеелит-висмутиновые жилы, пирротиновые и арсенопиритовые залежи Устарасая, в песчано-карбонатных породах C_1 — арсенопиритовые тела Бричмуллы, а в удаленной зоне в известняках и доломитах C_1 — галенитовое оруденение с касситеритом, станнином и др. минералами (Нижне-Коксуйское). Общий размах оруденения рудного поля — 1000 *м*, а висмутового 100—200. Рассмотрим эту зональность подробнее.

В пределах рудного поля от центра к периферии и от ранних к поздним сменяются 14 минеральных парагенетических ассоциаций. Mo и W образуют продуктивные концентрации в ранних (кварц-пирит-молибденовая, кварц-пирит-шеелитовая, кварц-тремолит-пирротиновая), Bi — в средней (кварц-шеелит-висмутиновая

с Pb—Bi — сульфосолями, жозеитом и самородным висмутом), As и Pb в поздних (кварц-анкерит-арсенопиритовая и карбонатно-кварц-сфалерит-галенитовая).

Стадийно-фациальная зональность рудного поля обусловлена несколькими причинами: во-первых, гетерогенностью геологического строения и участием пород вмещающей среды как источника некоторых рудных компонентов (сланцев Pz_1—на Mo, Bi, Pb, W и др.) и осадителя (гранитоидных для Mo, W, карбонатно-песчаных $Д_3$ *fr—fm* — для Bi, Fe, As, песчано-карбонатных C_1t — для As и Fe, карбонатных — для Pb); во-вторых, ассимиляцией рудных компонентов интрузией, которая внедрилась в ядро антиклинальной складки, и отщеплением рудоносных постмагматических растворов по мере ее остывания; в-третьих, развитием тектонических нарушений; в-четвертых, подвижностью химических элементов в гидротермах и др.

Кварцы ранних минеральных ассоциаций (кварц-пирит-молибденовой и кварц-шеелитовой), размещенных в интрузиве, характеризуются наиболее высокотемпературными интервалами декрепитации (160—700°) и отсутствием газово-жидких включений (сумма импульсов 20—40). Кварцы более поздней, удаленной ассоциации (кварц-шеелит-висмутиновой) в Устарасае и других местах имеют декрепитационный интервал 270—450° и обогащены газово-жидкими включениями (76—153 импульса, пики при 300—320 и 380°). По-видимому, в интрузиве вскрыты корневые части жил, встречающихся в ближнем экзоконтакте (Дунин-Барковская, Голованов, Полыковский, 1970).

На Устарасае выявлена плавная, неконтрастная зональность в распределении рудной минерализации в пределах рудовмещающего горизонта (внизу больше W, вверху и середине — Bi, вверху — As, Sb, Pb, Te, Bi), обусловленная стадийностью процесса рудообразования и пространственной сменой снизу вверх ранних минеральных парагенезисов поздними, а также ролью вмещающих пород. Увеличение карбонатности к верхам известково-доломито-роговиковой переходной пачки $Д_3$ *fr—fm* сказалось на увеличении Pb в висмутовых минералах в верхней части месторождения, а в известняках $Д_3fm$ вблизи контакта с этой пачкой нередко висмутовая минерализация сменяется свинцовой. В метасоматических пирротиновых залежах висмутовые минералы и шеелит приурочены к одному или нескольким кварцевым прослоям, проходящим параллельно телу залежи. В кварц-шеелит-висмутиновых жилах кверху увеличивается количество теллуридов (жозеита), самородного висмута и золота, Pb—Bi — сульфосолей, а в средней и нижней части — висмутина и шеелита.

Фациальная зональность рудных и нерудных минералов вокруг жил и залежей связана с воздействием на вмещающие породы гидротермальных растворов, содержащих рудные компоненты, фтор, калий, кремний и другие, с диффузионным метасоматозом от жилы (трещины) в породу и с степенью подвижности хими-

ческих элементов. Парагенезисы нерудных минералов описаны в главе II. В околожильных метасоматитах, образованных по карбонатным (известково-доломитистым) породам, размещаются метакристаллы арсенопирита, по мере удаления они сменяются вкрапленностью халькопирита в анкерите и пиритом, а в апоалюмосиликатных метасоматитах с примесью карбонатов обильная вкрапленность пирротина сменяется по мере удаления вкрапленностью пирита.

В Чавата-Бричмуллинском рудном поле с прерывистым вертикальным размахом оруденения по стратиграфической колонке в 1000 *м* на основе зональности и при учете большой роли структурных и литологических факторов прогнозируются следующие виды оруденения.

1. Молибденовое среди гранитоидов в зоне серицитизации и окварцевания тектонических нарушений.

2. Вольфрамовое — в широком диапазоне, от кварцевых жил интрузива с шеелитом, вольфрамитом и молибденитом, на расстояние до 500 *м* во вмещающих породах, включая горизонт $Д_3$ *fr—fm* с кварц-шеелит-висмутиновыми жилами и шеелитсодержащими пирротиновыми залежами. По стратиграфическому разрезу наиболее перспективен интервал на расстоянии 200 *м* от интрузива с метасоматическими изменениями в тектонических зонах по алевролито-глинисто-карбонатным пластам базальных слоев $Д_3$ и экранирующей ролью даек гранодиорит-порфиров $С_3$.

3. Висмутовое в кварцевых жилах среди интрузива и преимущественно во вмещающих породах на расстоянии до 850 *м* от интрузива; важную роль в распределении играют литологический и структурные факторы; наиболее продуктивен интервал от 500 до 600 *м*, приходящийся на горизонт тонкопереслаивающихся карбонатно-песчаных отложений $Д_3$ *fr—fm;* появление карбонатной составляющей в этом алюмосиликатном горизонте сыграло роль осадителя Bi, W, Te, частично As и др.;

4. Мышьяковое оруденение во внешней зоне в интервале 500—850 *м* от интрузива; карбонатно-песчаные породы $Д_3$ *fr—fm* (интервал 500—600 *м*) и особенно песчано-карбонатные доломитистые $С_1t$ (интервал 750—850 *м*) благоприятны для мышьякового метасоматоза.

5. Свинцовое оруденение в кварцевых жилах в интрузиве и во вмещающих породах на расстоянии до 1000 *м* от него, вдоль тектонических нарушений. Наиболее продуктивна внешняя зона, сложенная горизонтом доломитов $С_1t$ (Дунин-Барковская, 1972).

На основании рассмотренной стратиграфической зональности можно ожидать развитие Bi—W-оруденения ниже «переходного» горизонта на 300—400 *м*, под Устарасаем в базальных слоях тюлькубашской свиты $Д_3$ *fr* при пересечении их разломами и наличии кислых даек $С_3$, а также продолжить изучение молибденового рудопроявления Чавата.

Геохимическая зональность висмутовых рудных полей в большинстве случаев сложная — стадийная — фациальная. Она определяется последовательной сменой в пространстве и во времени парагенетических ассоциаций химических элементов и минералов в процессе формирования рудного поля. Стадийный характер зависит от последовательности развития тектонических нарушений, а фациальный от подвижности химических элементов в гидротермальных растворах и участия вмещающей среды как осадителя или источника некоторых химических элементов.

Висмутовое оруденение в контурах рудных полей занимает срединное положение в вертикальном и горизонтальном разрезе: выше него и во внешней зоне располагаются флюорит, галенит, сфалерит, арсенопирит, буланжерит, ниже — более высокотемпературные молибденит, шеелит, касситерит.

Физико-химические условия формирования висмутового оруденения. Стадийно-фациальная вертикальная и горизонтальная зональности в висмутовых рудных полях и определенное положение в них концентраций Bi показывает его стремление обособиться в определенном диапазоне физико-химических условий рудообразования и его большую чувствительность к смене режима (температуры, давления и глубины формирования). Месторождения собственно-висмутовых формаций Чаткало-Кураминского региона образовались в близповерхностных условиях на глубине 100—1500 *м* (Тарыэкан, Каптархана, Адрасман, Узумлек) и гипабиссальных на глубине 2—3,5 *км* (Чокадамбулак, Устарасай, Бричмулла). Висмутсодержащие месторождения Au, Pb, Zn и др. сформировались преимущественно в близповерхностных условиях. Кристаллизация висмутоносных парагенетических ассоциаций ориентировочно проходила в интервале 400—200°. Он вычислен по обобщенным результатам гомогенизации минералов, декрепитации кварцев и использованию некоторых минералов в качестве геотермометра: самородного висмута, пирротина, арсенопирита и др. (Дунин-Барковская, Юсупов, 1974). Висмутовое оруденение обычно формируется в вертикальном диапазоне 100—200 *м*, иногда 400—600 *м*, стремясь локализоваться в верхних и средних частях общей вертикальной метасоматической колонки оруденения или жилы.

Причины возникновения минеральных парагенезисов в конкретных физико-химических условиях — T, P, Eh, pH концентрации сорастворенных рудообразующих элементов, упругости диссоциации сульфидов и др. Еще Э. Кордес (Cordes, 1935) доказал диссоциацию соединений некоторых металлов в зависимости от давления пара S_2 в рудных растворах, обусловливающую последовательность их выделения. Давление паров S_2 в рудных растворах падает с температурой, как и упругости S_2 самих сульфидов тяжелых металлов. Образование пирротина вместо пирита возможно при невысоких давлениях паров S_2. С падением давления паров серы на Устарасае образовались смешанные Pb—Bi — сульфосоли. С одновременным понижением температуры наблю-

дается следующая смена минералов висмута: висмутин → галенобисмутит → козалит → жозеит → самородный висмут. В этой же последовательности в образованных минералах уменьшается количество S. В вертикальном разрезе месторождения Устарасай наблюдается плавная зональность в смене висмутовых минералов снизу вверх от богатых серой (висмутин) до бедных (жозеит) и бессернистых (самородный висмут).

Кристаллизация висмутового оруденения происходит при снижении pH растворов, часто при смене алюмосиликатной вмещающей среды на карбонатную (Устарасай, Чокадамбулак), а также при падении температуры и давления в близповерхностных условиях (Тарыэкан, Каптархана).

С глубиной формирования месторождений изменяется кристаллохимическая форма соединений железа, висмута и меди, являющихся хорошим индикатором глубинности. Форма присутствия железа определяется режимом кислорода и серы. В близповерхностных месторождениях широко распространен гематит, меньше пирита или магнетита. В месторождениях средней глубины преобладает магнетит, а в присутствии серы — пирротин и пирит. Форма соединений Cu и Bi также весьма чувствительна к глубине формирования месторождений. В близповерхностных преобладают сульфосоли Cu и Bi или Bi, Cu, Pb, Ag и др., а в более глубоких Cu и Bi образуют раздельные сульфиды: висмутин и халькопирит.

ОБ ИСТОЧНИКЕ ВИСМУТА В ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССАХ

Для выяснения возможных источников висмута в эндогенных процессах земной коры и Чаткало-Кураминского региона использованы генеральные оценки его содержания в главных петрохимических типах пород литосферы, присутствие его в возгонах современных вулканов и термальных рассолах. Кроме приведенных данных по региону и собранных литературных материалов, изучено его распределение в некоторых глубинных и мантийных породах континентальной земной коры (траппы и кимберлиты Сибирской платформы, ультраосновные породы офиолитовых поясов Средней Азии, продукты современного вулканизма — Камчатка и Этна) и океанической коры (породы срединных хребтов Атлантического и Индийского океанов), а также гранитоидов и осадочных пород Западного Узбекистана.

На основании этих данных можно предположить, что непосредственный источник Bi для эндогенных висмутовых месторождений находится в гранитном слое, а не в верхней мантии. Об этом свидетельствует также следующее: повышение содержаний Bi в кислых магматических породах (Ферсман, 1939; Rankama, Sahama, 1950 и др.), отсутствие висмутовых месторождений в областях развития океанической коры или глубинных пород в континентальной коре (траппы, кимберлиты, офиолиты и др.), связь

висмутового оруденения с гранитоидами (Ферсман, 1939 и др.) или кислым вулканизмом (Арапов, 1965; Хорват, Дунин-Барковская, Голованов, 1967; Минцер, 1969), низкие содержания Bi в Pt—Cu—Ni — месторождениях ликвационного генезиса (Юшко-Захарова, Иванов, 1969, 1973); низкие содержания Bi (0,02—0,2 *мг*/1000 *л*) в возгонах современных вулканов Камчатки с андезитовой и базальтовой магмой (Башарина, 1971), имеющих очаги на глубине 60 *км*, отсутствие месторождений Bi в зонах глубинных разломов Средней Азии и приуроченность их к региональным разломам с глубиной около 30 *км* (по данным геофизических исследований).

О возможности частичного выщелачивания Bi из пород гидротермальными растворами свидетельствует следующее. В Калифорнии 0,001—0,11% Bi содержится в силикатно-сульфидном осадке, выпадающем из горячих (370°С) рассолов, поступающих по скважине с глубины 1700 *км* (Уайт и Уоринг, 1965; Skiner и др., 1967). В малых количествах Bi присутствует в современных гидротермах Курильских островов (Мархинин, 1967). Эти авторы считают, что металлы получены мобилизацией из вмещающих пород, с которыми взаимодействуют растворы как по пути продвижения, так и в материнском резервуаре, но месторождения Bi или его существенная концентрация в связи с ними не образуются.

Возможность заимствования Bi из осадочных пород интрузиями рассмотрена на примере Бричмуллинского рудного поля. Углеродисто-глинисто-кремнистые и другие сланцы Pz_1 и Pt_3, содержащие Mo, V, Cu, Pb, Bi, Sb, As, Ag, Au и другие металлы (Воронич и др., 1970), прорваны Чаватинским гранитоидным интрузивом C_{1-2}. В процессе его кристаллизации эти металлы сконцентрировались в остаточных растворах, затем их оруденение зонально отложилось как в самом интрузиве (Mo, W немного Bi), так и в экзоконтакте (W, Bi, As, Pb, Ag и др.). При среднем содержании Bi в углеродистых сланцах 0,3 *г*/*т* (Дунин-Барковская, Глейзер, Сургутанова, 1974) 1 $км^3$ ассимилированной породы дает интрузии дополнительно 900 *т* Bi, который, по-видимому, мог явиться источником для висмутового оруденения в гидротермальном процессе (Устарасай, Бричмулла).

Процесс перераспределения Bi от состояния рассеяния до концентрации с образованием комплексных и самостоятельных месторождений происходит в участках континентальной земной коры, прошедших полный цикл геосинклинального развития, или тектоно-магматической активизации срединных массивов, щитов и других структур с многофазным, хорошо дифференцированным магматизмом. При магматической дифференциации происходило обогащение висмутом поздних кислых продуктов по сравнению со средними и основными и его накопление в верхних частях интрузивов и вулканогенных породах.

Предполагается, что источник Bi эндогенных месторождений Чаткало-Кураминских гор полигенный, связанный с внутрикоро-

выми очагами отщепления гидротермальных растворов от кислых магм базальтоидного происхождения и с вмещающими породами, из которых он мог извлекаться при ассимиляции интрузиями углеродисто-кремнистых сланцев Pt_3 и Pz_1 с аномально высокими содержаниями Bi—0,3 *г/т* и при продвижении через них гидротермальных растворов в область меньших давлений (Дунин-Барковская, 1975).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ОЦЕНКИ ОРУДЕНЕНИЯ ВИСМУТА

В мировой практике 80% Bi извлекается из висмутсодержащих руд других металлов: свинцово-цинковых, колчеданно-полиметаллических, грейзеново-вольфрамовых, скарново-вольфрамовых, медно-молибденовых и медно-золоторудных, а 20% из висмутовых (Соболева, 1972). Чаткало-Кураминские горы — висмутоносная провинция, что обосновывается широким развитием гидротермального висмутового оруденения в зонах региональных разломов, геохимической специализацией на Bi (в 20—30 раз выше среднего содержания в породах земной коры) осадочных пород Pt_3 и Pz_1, обогащенных углеродистым веществом и служивших источником Bi при проявлении магматического процесса, геохимической специализацией на Bi кислых вулканических пород C_2—P и гипо- и мезоабиссальных интрузивов того же возраста. В этом регионе Bi может образовывать собственные и комплексные месторождения наравне с другими главными (Pb, Zn, Cu) и редкими (W, Mo) металлами или являться попутным компонентом в рудах других металлов аналогично рассеянным элементам (Cd, Tl, Ge, Re, Ag и др.). Висмутовое оруденение в регионе необходимо прогнозировать на основе комплексного изучения с применением методов структурно-тектонического, литологического и минералого-геохимического анализов. Геологические факторы в сочетании с минералого-геохимическими критериями рекомендуется использовать для поисков оруденения определенного типа.

Прогнозируемые рудные формации висмутового оруденения

Перспективы региона на Bi можно увеличить путем выявления собственно висмутовых, комплексных и новых висмутсодержащих месторождений или проверки на висмутоносность руд Pb, Zn, Au, Cu, W и других металлов. Быстрое удовлетворение Bi потребностей промышленности может производиться при освоении первых двух типов. Висмутсодержащие объекты имеют большие запасы Bi при низких содержаниях, извлечение будет осуществляться более медленно при попутной добыче в зависимости от отработки руд главных металлов (Cu, Pb и др.). Признаки определения формационной принадлежности месторождений

приведены ранее (Дунин-Барковская, Хорват, Голованов, 1967; 1971; Дунин-Барковская, 1972; «Минерально-сырьевые ресурсы Узбекистана», т. 1, 1976) и в этой работе.

В Чаткальской подзоне прогнозируются месторождения мышьяково-висмутовой формации, а в Кураминской — медно-висмутовой, особенно Pb—Cu—Bi—субформации. Проявления этих формаций заслуживают изучения (например, Каракия — Чилтенское). Могут представлять интерес рудопроявления медно-теллур-висмутовой (Узумлек, Ташкескен) и медно-висмутовой (Кызыл-Гут и др.) субформаций, а также некоторые минеральные типы Sn—W—сульфидной формации: висмутин-халькопирит-вольфрамитовый (Саргардон) и висмутин-касситерит-шеелитовый (Ташсай). Месторождения подобной формации служат поставщиком Bi в Боливии, Франции, а также в Забайкалье. Bi может извлекаться попутно из галенит-сфалеритовой и золото-халькопиритовой формаций в скарнах, золото-сульфидно-кварцевой и галенит-сфалерит-кварцевой жильной и медно-порфировой. Галенит свинцово-цинковых месторождений содержит в среднем 750 *г/т* Bi.

Геологические факторы прогнозирования висмутового оруденения

Размещение висмутового оруденения в Средней Азии определяется геолого-тектоническим, структурным, литологическим, магматическим и стратиграфическим факторами (Хорват, 1971). Рассмотрим каждый из названных факторов для Чаткало-Кураминских гор.

Геотектонический фактор. Процесс перераспределения Bi от рассеяния до концентрации в виде комплексных и самостоятельных месторождений происходит в участках континентальной земной коры с полным циклом геосинклинального развития или тектоно-магматической активизацией срединных массивов и щитов с многофазным, хорошо дифференцированным магматизмом (Дунин-Барковская, 1975б). В Средней Азии As—Bi — месторождения сформировались в геосинклинальных зонах различного возраста в условиях геоантиклинального режима в связи с проявлением магматизма кислого и среднего состава. Cu—Bi — месторождения тяготеют к срединным массивам и связаны с поздними этапами формирования герцинид и позднегерцинской активизации каледонид, парагенируя с малыми интрузиями и дайками (Хорват, 1971). Эта тенденция наиболее отчетливо проявлена в Чаткало-Кураминских горах (Дунин-Барковская, 1971; 1975б).

Важное значение имеют также состав и строение земной коры и ее глубоких горизонтов, соотношение гранитного и базальтового слоя, изученное И. Х. Хамрабаевым (1974). В Кураминской подзоне (отношение базальтового слоя к гранитному равно 1,2—1,5) развиты преимущественно медно-висмутовые месторождения, генетически связанные со свинцово-цинковыми и флюори-

товыми, а в Чаткальской (преобладает гранитный слой) размещены мышьяково-висмутовые месторождения в связи с вольфрамовыми и молибденовыми.

Магматический фактор. Проявлен в пространственной и, возможно, парагенетической связи висмутового оруденения с поздними и кислыми продуктами магматизма, относящимися к резкодифференцированным рядам формаций. При инъекции и ассимиляции интрузиями отложений франа, ордовика, кембрия и более ранних возможна геохимическая унаследованность содержащегося в них Bi. С интрузивами гранитоидов C_2 ассоциируют мышьяково-висмутовые месторождения с пирротином в Чаткальской подзоне (Устарасай) и железо-висмутовые с арсенопиритом в Кураминской (Чокадамбулак). Медно-висмутовые, свинцово-медно-висмутовые и флюорито-висмутовые месторождения ассоциируют с проявлениями кислых вулканогенных образований и малых интрузий в вулкано-тектонических структурах в Кураминской подзоне (Дунин-Барковская, 1971; 1975б). Медно-висмутовые месторождения Восточного Карамазара генетически связываются Э. Ф. Минцером (1969) с вулканогенным процессом. Дифференциация пород в магматическом процессе и обогащение медью, по данным И. М. Голованова (1974), наиболее основных типов, а висмутом — кислых (Дунин-Барковская, Айзенштат, 1974; Дунин-Барковская, 1975б) и геолого-тектоническая обстановка зоны активизации в C_3—P способствовали вовлечению этих металлов в гидротермальный процесс и, по-видимому, могли быть причиной образования медно-висмутовых месторождений пермского возраста.

Структурный фактор. Висмутоносные рудопроявления и месторождения в Чаткало-Кураминских горах размещены в районах с тектонической напряженностью — в зонах региональных разломов на границе структурно-формационных подзон, тектонических блоков, в участках сопряженных разломов, в более мелких разломах, среди приподнятых блоков среднего структурного яруса герцинского этажа или в вулкано-тектонических депрессиях в породах верхнего структурного яруса. Глубина регионального Кумбельского разлома, по данным геофизических исследований, составляет 30—32 *км*.

Стратиграфический фактор. Выражен в размещении гидротермальных месторождений среди осадочных и вулканогенных пород в двух ярусах герцинского этажа: мышьяково-висмутовых и железо-мышьяково-висмутовых, ассоциирующих с интрузивами гранодиоритов C_2 и контролирующихся уровнем их становления в известково-доломито-песчаных отложениях (Чаткальская подзона) или известково-доломитовых нижнего структурного яруса (Кураминская), а медно-висмутового, контролирующегося уровнем становления субвулканических образований, — в вулканогенных породах верхнего структурного яруса (Кураминская подзона).

Литологический фактор. Выражен в предпочтительной локализации эндогенного оруденения Bi в алюмосиликатной среде (Хорват, 1971). Медно-висмутовое оруденение региона локализуется преимущественно в вулканогенных породах кислого и среднего состава. Для As—Bi — оруденения существенное значение имеет карбонатно-алюмосиликатная среда: наличие в разрезе осадочных углеродисто-кремнистых отложений Pt_3 и Pz_1, обогащенных Bi, которые могли служить его источником при магматическом процессе и наличие благоприятного для рудоотложения горизонта смешанных карбонатно-алевролитовых пород, расположенного между контрастными по литохимическому составу породами — экранирующими массивными известняками $Д_3fm$ и подстилающими песчаниками $Д_3fr$.

Генетический фактор. Пространственная сближенность и генетическое родство месторождений Bi с другими месторождениями рудного поля, связанных общей зональностью. Совмещение медно-висмутовых месторождений со свинцово-цинковыми и флюоритовыми, мышьяково-висмутовых с вольфрамово-молибденовыми и свинцово-цинковыми характерно для Чаткало-Кураминских гор. Особое значение имеет свинцово-цинковое оруденение, присутствие которого в висмутоносных рудных полях указывает на завершенность гидротермального процесса и интенсивность висмутового оруденения преимущественно медно-висмутового типа (Дунин-Барковская, 1971, 1973).

Висмутовое оруденение в Чаткало-Кураминских горах прогнозируется в контуре висмутоносных рудных поясов: Северо- и Юго-Западно-Чаткальских, Кураминского, Арашан-Кумбельского и двух зон — Баштавакской и Моголтауской, выделенных вдоль региональных разломов: Пскем-Сандалашского, Чилтенского, Железного, Арашан-Кумбельского, Баштавакского и Контактового.

Распределение висмутовых рудных полей в пределах поясов и зон зависит от ряда факторов, особенно от сочетания литологического, структурно-тектонического, магматического (Дунин-Барковская, 1975б, 1976; «Минерально-сырьевые ресурсы Узбекистана», т. 1, 1976).

Для всего Чаткало-Кураминского региона из них наиболее важны следующие: контроль оруденения зонами региональных разломов и вулкано-тектоническими структурами (тектонический фактор), размещение висмутовых месторождений в осадочных и вулканогенных породах в двух ярусах герцинского этажа: в известково-доломито-песчаных отложениях нижнего структурного яруса Чаткальской подзоны — мышьяково-висмутового оруденения и в вулканогенных породах верхнего структурного яруса Кураминской подзоны — медно-висмутового оруденения (литологический фактор), пространственная и, возможно, парагенетическая связь оруденения с поздними кислыми продуктами магматизма (магматический фактор), генетическая связь висмутового оруденения со свинцовым (генетический фактор).

Геологические позиции важнейших типов висмутового оруденения

Для гидротермального мышьяково-висмутового оруденения благоприятен Северо-Чаткальский район в местах сочетания следующих факторов: литологического а) наличие в разрезе углеродисто-кремнистых отложений Pz_1 и Pt_3, обогащенных висмутом, которые могли служить его источником при проявлении магматизма, и б) наличие благоприятного для рудоотложения горизонта смешанных карбонатно-алевролитовых пород, расположенного между контрастными по литохимическому составу породами — экранирующими массивными известняками $Д_3$ *fm* и подстилающими песчаниками $Д_3$ *fr;* магматического — наличие дифференцированного гранитоидного интрузива; стратиграфического становление интрузии в нижнем структурном ярусе герцинского этажа, инъекция ею углеродисто-кремнистых висмутсодержащих отложений Pt_3 и Pz_1; структурного — серия разломов в куполовидном поднятии на крыле антиклинали, благоприятных для локализации гидротермального оруденения.

Для гидротермального медно-висмутового оруденения (восточно-карамазарский тип) благоприятна Кураминская подзона в местах сочетания следующих факторов: магматического — наличие малоэродированных дифференцированных продуктов герцинского магматизма (вулкано-тектонические депрессии с полным разрезом вулканогенных толщ C_2—P, жерлами, субвулканическими телами, дайками: малые интрузии), пространственной и, по-видимому, парагенетической связи висмутового оруденения с кислыми дифференциатами; стратиграфического — размещение оруденения в породах верхнего и среднего яруса герцинского этажа; литологического — локализация оруденения в интрузивных и вулканогенных породах; структурного — наличие региональных разломов между структурно-формационными подзонами, тектоническими блоками и особенно в вулкано-тектонических депрессиях, служивших каналами для магматической и последующей постмагматической деятельности.

На основании приведенных позиций в Северо-Чаткальском районе заслуживает изучения площадь с рудопроявлениями Свинцовое, Восточное и др. (Ойгаинг), в Кураминской подзоне — Каракиинское проявление в Чилтенской депрессии, Кызылсуйское — в Каржантауской и Узумлекское — в Майгашканской.

Минералого-геохимические критерии висмутового оруденения

Региональные. Для перспективной оценки и поисков оруденения данного типа рекомендуются в качестве региональных критериев геохимическая специализация осадочных и магматических пород и значимость корреляционных геохимических связей Bi с другими химическими элементами в интрузивных породах. Вис-

мутоносность осадочных пород Pt_3 и Pz_1, обогащенных органикой до 11%, определяет геохимический облик Северо-Чаткальской провинции и создает возможность формирования оруденения Bi при благоприятном сочетании структурно-тектонического, магматического, метаморфического и других факторов.

Повышенная висмутоносность кислых субвулканических и гипо-, и мезоабиссальных гранитоидных интрузивов на глубину 2—2,5 *км* от кровли в Кураминской подзоне свидетельствует о их потенциальной способности к накоплению Bi и возможности его отделения в постмагматический период. Поэтому для поисков висмутового оруденения рекомендуются районы с глубиной эрозионного среза таких интрузивов не более 2,5 *км* (Ангренское плато, Восточный Карамазар и др.).

Положительные геохимические корреляционные связи Bi с другими химическими элементами в породах свидетельствуют о возможности обнаружения оруденения этих металлов. На основании связи Bi, Sn, W и F в северо-восточной части Кураминского хребта предполагается висмуто-оловянное и висмуто-вольфрамовое оруденение в грейзенах и висмутовое в кварц-флюоритовых жилах среди гранитоидных интрузивов, имеющих глубину эрозионного среза не более 2—2,5 *км* от кровли (Дунин-Барковская, Юсупов, 1974, 1976).

Локальные критерии оценки отдельных рудных полей и месторождений. Зональность размещения парагенезисов химических элементов и минералов в рудных полях и месторождениях может использоваться для определения диапазона висмутового оруденения. В вертикальной колонке оруденения рудного поля, достигающей 1000 *м*, минерализация Bi локализуется обычно в средних или переходных к верхним участкам с размахом в 100—200, реже 600 *м*. Ниже находятся Mo, W, Cu, Fe, выше — Pb, Zn, As. В Mo—W—Bi—As — типе рудного поля, расположенного в зоне экзоконтакта интрузива среди терригенных пород, Bi имеет срединное положение между Mo и W на глубине и As, Sb, Pb, Zn, Ag наверху. В Pb—Zn—Cu—Bi — типе рудного поля среди вулканогенных пород Bi локализуется ниже Pb, Zn, F. Геохимические типы зональности месторождений и рудных полей могут служить для глубинного прогнозирования висмутового оруденения. На основании их следует ожидать, во-первых, в гидротермальном As—Bi — оруденении Устарасая с глубиной увеличится количество шеелита и, возможно, имеется вольфрамовое оруденение типа соседнего рудопроявления Дайкового, во-вторых, в кварц-сульфидно-вольфрамитовых грейзенах Саргардона (обратная зональность) с глубиной увеличится Pb, Zn и Bi, в-третьих, Cu—Te—Bi—оруденение свидетельствует о вскрытии верхних частей рудопроявлений (Узумлек, Новое, Ташкескен), в-четвертых, Bi—Sn—W — оруденение в грейзенах Ташсая (Дунин-Барковская, Юсупов, 1974) может иметь значительный вертикальный размах.

Гидротермальная ассоциация — Pb—Cu—Bi — минералов в руде и тесная связь свинцовой и висмутовой минерализации служат критериями продуктивности оруденения на Bi. Эта ассоциация, ведущая в висмутовых месторождениях Восточного Карамазара, проявлена также в Каракия-Чилтенском рудном поле. Математическим анализом по программе парной корреляции на Тарыэкане установлена сильная значимая связь Bi—Cu (+0,93), несколько слабее, но также значима она и на Каракие. На основании критерия продуктивности Pb—Cu—Bi — ассоциации Каракия-Чилтенское рудное поле рекомендуется к изучению на Bi.

Индикаторная минерализация включает а) продукты поздних стадий гидротермального процесса: кварц-карбонатно-галенит-сфалеритовые и кварц-халькопирит-тетрадимитовые прожилки, б) минералы, парагенные висмутовым: в гидротермальных жилах — ассоциация халькопирита с гематитом, пирротина и пирита с шеелитом, в грейзенах и скарнах — сульфиды Cu, Pb, As, теллуриды, гематит, пирротин, шеелит, вольфрамит.

Ореолы рассеяния As, Pb, Zn, Cu, Te, Ag и др., сопровождающие висмутовое оруденение. Положительные металлометрические аномалии Bi рекомендуется оценивать по вычисленному геохимическому фону содержания Bi в различных осадочных и магматических породах. Установлены аномалии Bi в Тепаре, Бадалсае и Майдантале среди терригенных пород $Д_3fr$ (данные Э. А. Дунин-Барковской и Д. М. Сургутановой).

Метасоматиты, содержащие новообразованный калишпат (гумбеиты, пропилиты, серицит-турмалиновые и серицит-хлоритовые породы, грейзены и скарны), указывают на возможную связь их с висмутовым рудоотложением. Гумбеиты являются прямым поисковым критерием на Bi—W— и As—оруденение в K—Mg—Ca—Si—породах.

Методические и прогнозные рекомендации для изучения висмутоносности Чаткало-Кураминских гор

Они основаны на минералого-геохимических критериях в совокупности с геологическими факторами.

Следует произвести переоценку всех рудопроявлений Bi путем составления их каталога и разбраковки с применением математических методов и с учетом: а) принадлежности к наиболее продуктивным в регионе рудным формациям (кварц-арсенопирит-висмутиновая и кварц-халькопирит-висмутиновая, особенно Pb—Cu—Bi-субформация) для них выше указаны геологические, геохимические и минералогические признаки; б) оценки перспектив висмутового оруденения на глубину с определением уровня эрозионного или разведанного среза объекта методом сопоставления с выделенными типами геохимической и минералогической зональности висмутовых месторождений и рудных полей с уче-

том парагенезисов минералов и химических элементов, характерных для верхних, средних и корневых частей рудных тел.

Важно провести поисковые работы в контурах висмутоносных поясов вдоль региональных разломов Пскем-Сандалашского, Арашан-Кумбельского, Чилтенского, Баштавакского и других в участках развития резко дифференцированных магматических пород, особенно в вулкано-тектонических структурах. При поисках можно ориентироваться на индикаторную минерализацию, минералы, парагенные висмутовым в продуктивной стадии, ореолы рассеяния. Целесообразно металлометрическое опробование профилями по коренным породам, особенно гидротермально измененным, а вычисленные оценки средних содержаний Bi в магматических и осадочных породах можно использовать в качестве геохимического фона при оценке аномалий.

Необходимо продолжить изучение отдельных проявлений висмута. Рассмотрим несколько примеров.

В вольфрамитовых жилах Саргардона на 200 *м* ниже разведанного горизонта шт. 19 вероятно повышение содержания Bi. Геологическая обстановка и мощность крутопадающих жил ожидается на эту глубину без изменения. На разведанном вертикальном интервале жил содержание вольфрамита существенно не меняется, а козалита, галенита, сфалерита с глубиной увеличивается. Вблизи поверхности Bi составляет в жилах сотые, а на нижнем горизонте первые десятые доли процента. Аналогична зональность жил Бомгорхонского месторождения в Забайкалье и некоторых других объектов Аргентины, Боливии (Онтоев, 1974). Глубина оруденения у них — сотни метров с висмутоносным интервалом в 200 *м*. В Боливии Bi—Cu—W рудники десятки лет работают на руде с 1—3% Bi, 6—10% Cu, 2—4% W.

Медно-теллур-висмутовые месторождения Узумлек и Ташкескен заслуживают изучения на глубину. Оба месторождения размещены в контуре регионального висмутоносного Арашан-Кумбельского пояса. Геолого-структурная позиция Узумлекского месторождения благоприятна для висмутового оруденения: прижерловая часть вулкано-тектонической депрессии, ассоциация с проявлением липаритовой формации, наличие продуктов полного цикла вулканогенного осадконакопления C_2—P и слабая ее эродированность, в результате которой сохранены отложения верхнего и среднего структурных ярусов герцинского этажа, концентрирующих в себе большинство висмутовых рудопроявлений в Кураминских горах; оруденение размещено в интенсивно пропилитизированных породах Узумлека, имеющих значительное развитие, что может свидетельствовать хотя бы о средних масштабах месторождения. Медно-теллур-висмутовая ассоциация указывает на вскрытие верхних частей оруденения Узумлека и Ташкескена.

Рудопроявления Каракия-Чилтенского рудного поля в Чаткальском хребте важно изучить на Bi как имеющие благоприятную геолого-тектоническую позицию (вулкано-тектоническая

депрессия и пересечение висмутоносного Кумбель-Арашанского рудного пояса с Чилтенским). Развитая здесь Pb—Cu—Bi-ассоциация металлов особенно продуктивна в висмутовых месторождениях Восточного Карамазара.

Кызылсуйское рудное поле в Каржантауской вулкано-тектонической депрессии имеет сходную с Восточным Карамазаром геологическую обстановку и Cu—Bi — рудопроявления.

На Ангренском плато в Суюксуйском рудном поле кварцевые прожилки с тетрадимитом (Юрино и др.) в эффузивах и гранитах служат поисковым признаком для более глубоко залегающих кварцевых жил с висмутином и Cu—Mo-оруденения (Дунин-Барковская, Бородин, 1970; 1974). На Ташсайском висмуто-вольфрамово-грейзеновом рудопроявлении Ангренского плато рекомендуется изучить вертикальный размах оруденения, которое прослежено Р. Г. Юсуповым со значительными перерывами на 600 *м*. Выделенная зональность сходна с грейзено-вольфрамовыми месторождениями других районов.

В Бричмуллинском рудном поле можно ожидать шеелитовую минерализацию типа соседнего рудопроявления Дайкового в песчаниках $Д_3$ и сланцах Pz_1 в интервале до 400 *м* ниже Устарасайского висмутового месторождения в базальных слоях тюлькубашской свиты $Д_3 tr$. Основанием для этого служит увеличение на Устарасае с глубиной количества шеелита, генетическая общность месторождений рудного поля, связанных единой зональностью, благоприятность для рудоотложения карбонатно-глинисто-алевролитовых пород, наличие даек в песчаниках под Устарасайским месторождением, являющихся экраном для вольфрамового оруденения в аналогичной позиции на месторождении Дайковом.

Все перечисленное далеко не исчерпывает перспективы висмутоносности Чаткало-Кураминских гор.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Особенности геохимии Bi в регионе определяются геолого-тектоническим строением земной коры, дифференциацией магматических продуктов в зонах региональных разломов, частичным заимствованием его из осадочных пород магматическим расплавом.

В осадочном процессе Bi накапливается главным образом при участии органического вещества и гидроокислов железа и марганца. В Чаткало-Кураминском регионе и Западном Узбекистане содержание Bi в осадочных породах докембрия и палеозоя увеличивается от карбонатных к песчано-глинистым, кремнисто-углеродистым и железо-марганцовисто-кремнистым. С органическим веществом, являющимся хорошим комплексообразователем для ряда металлов, Bi, по-видимому, образует совместные соединения типа органических солей, а гидроокислы железа, марганца и глинистый материал играют роль сорбента.

В магматическом процессе региона Bi накапливался дважды в близповерхностных гипо- и мезоабиссальных условиях в наиболее кислых продуктах среднего и позднего этапов герцинского цикла, завершившихся гидротермальным среднекарбоновым мышьяково-висмутовым и пермо-триасовым медно-висмутовым рудоотложением. Bi — сквозной рассеянный элемент всех интрузивных субвулканических и вулканогенных пород региона. Его поведение в магматическом процессе определяется степенью дифференциации магмы и фациальностью становления ее продуктов. Проявляется цикличность накопления Bi, выраженная в повышении его содержания в поздних кислых продуктах каждого магматического этапа и понижении в более основных последующего, что, по-видимому, связано с частичным фракционированием (отгонкой) Bi по мере дифференциации магматического очага.

В каждой магматической формации с контрастной серией пород количество Bi увеличивается также от ранних более основных к поздним кислым, особенно с калиевой щелочностью. В вулканогенных породах региона Bi накапливается в близповерхностных и рассеивается в покровных и осадочно-вулканогенных фа-

циях, а среди интрузивных им обогащены гипо- и мезоабиссальные. Создана геохимическая модель распределения Bi в интрузивных телах на примере Кураминской подзоны, показывающая, что этим элементом обогащены верхние части интрузивов до глубины 2 *км* от кровли. Исключение составляют мезоабиссальные граниты C_2, в которых Bi накапливается на глубине 2,5—3 *км*, по-видимому, в связи с тенденцией к образованию остаточных пегматоидных расплавов. В магматических породах носители Bi — полевые шпаты (60% от валового), а концентраторы — акцессории (самородный Bi и висмутин).

Предложена опытная систематика висмутоносных месторождений мира на формационной основе по устойчивым минеральным ассоциациям и ведущим геолого-генетическим признакам. Выделены висмутовые рудные формации и висмутоносные минеральные типы комплексных формаций, а также показана его рассеянность в рудных формациях других металлов. В Чаткало-Кураминских горах висмутоносны месторождения Pb, Zn, Cu, Mo, W, Au, As и F, но в настоящее время перспективы определяются висмутин-арсенопиритовой и висмутин-халькопиритовой рудными формациями (в последней, особенно Pb—Cu—Bi — субформации в вулкано-тектонических депрессиях) и висмутоносностью скарново-галенит-сфалеритовой, кварц-галенит-сфалеритовой, скарново-золото-халькопиритовой, медно-порфировой и кварц-золото-сульфидной формаций.

Геохимические свойства Bi изменяются в зависимости от физико-химических условий процесса и регулируются режимом серы и кислорода. В магматическом процессе они меняются от литофильных в состоянии рассеяния во всех породообразующих минералах до халькофильных при образовании акцессорного висмутина и нейтральных — самородного висмута. Максимальные промышленные концентрации этот металл образует в гидротермальном процессе при проявлении халькофильных свойств и кристаллохимических связей с Pb, Ag, Cu, Te, Sb и S. В гипергенном процессе Bi преимущественно литофил (различные карбонатные и окисные соединения). В процессе осадконакопления он проявляет и биофильные свойства, концентрируясь в органическом веществе, как и Mo, As, V, Au и другие, о чем свидетельствует обогащение этими элементами углей и углеродисто-кремнистых пород. Сидерофильность висмута выражена слабо.

Ведущие типоморфные парагенезисы висмутовых минералов Чаткало-Кураминских гор следующие: 1) для висмутовых месторождений пирит-висмутиновый, пирит — Pb—Bi-сульфосольный, халькопирит-висмутиновый, халькопирит — Pb—Bi—Cu—Ag-сульфосольный, 2) для свинцово-цинковых в кварцевых жилах и скарнах и медно-вольфрамовых со свинцово-цинковой минерализацией в грейзенах галенит-Pb—Bi-сульфосольный, 3) для медных и золотых теллуридно-самородный, 4) для Co—Ni—As—Ag-рудопроявлений самородно-диарсенидный.

Для Чаткало-Кураминских гор характерно большое разнообразие висмутовых соединений (40 минералов из 170 известных в мире): преобладают сульфиды и сульфосоли, присутствуют теллуриды, карбонаты, окислы, теллураты, самородный Bi и селенид, что указывает на широкую вариацию геологических условий висмутового рудообразования с участием Pb, Cu, Ag, Sb и других элементов. Характерно отсутствие соединений, типичных для месторождений Pt, Ni и Co ликвационного генезиса.

Установлены новые типы соединений висмута: $Bi_2Te_2O_9$; $Pb_{13}Bi_{12}S_{31}$ (Bi — кобеллит) и новые разновидности некоторых сульфидов и теллуридов, содержащие Pb, Sb, Se, Pt и другие; некоторые минералы впервые найдены в регионе или на отдельных месторождениях. Висмутин различных месторождений Чаткало-Кураминских гор характеризуется типоморфными примесями: из мышьяково-висмутовых повышенными содержаниями Se, Te, Sb, Au, Pb и платиноидов, из железо-висмутовых — Te, Ag, из медно-висмутовых — Cu, Ag, Pb и Co, а из редкометальных — Sn, W, Mo и Au.

Среди сульфидов, теллуридов и других минералов Bi выявлены новые изоморфные замещения (Дунин-Барковская, 1975). Bi частично замещается платиной в висмутине, тетрадемите и новом минерале $Bi_2Te_2O_9$ (до 0,7%), свинцом в жозеите, тетрадимите и минерале $Bi_2Te_2O_9$. Среди свинцово-сурьмяно-висмутовых сульфосолей возможен изоморфизм ступенчатого характера и правомерно выделение самостоятельных рядов с частичным замещением Sb и Bi: джемсонитового $Pb_5(Sb, Bi)_6S_{14}$, тинтинаитового $Pb_5(Sb, Bi)_8S_{17}$ и кобеллитового $Pb_{13}(Sb, Bi)_{12}S_{32}$. Среди Cu—Bi—Pb-сульфосолей, производных висмутина, кристаллохимическими исследованиями методом ядерного квадрупольного резонанса показано положение Pb и Cu в структуре Bi_2S_3: в ряду висмутин — айкинит новообразования возникают в результате последовательного локально-компенсационного замещения атомов Bi атомами Pb с параллельным заселением тетраэдрических пустот атомами Cu, в ряду висмутин — галенит путем аналогичного замещения плюс заселение октаэдрических пустот атомами Pb. Примесь Pb увеличивает межплоскостные расстояния висмутина.

Висмутовому оруденению сопутствуют различные гидротермальные изменения вмещающих пород: гумбеитизация — мышьяково-висмутовому в осадочных карбонатно-алюмосиликатных породах (ранее выделена Д. С. Коржинским на Урале), пропилитизация с гематитом — медно-теллур-висмутовому в эффузивах; кварц-серицитовое, кварц-серицит-хлоритовое — медно-висмутовому в эффузивах и другие типы. В процесс висмутового рудообразования вовлекались преимущественно K, Mg, Ca, SiO_2, F, Fe, а ранние гидротермальные растворы имели такой же состав, как и для многих других редких и цветных металлов. Дано расширенное определение гумбеитов как породы средне-низкотемпературной

метасоматической формации кварц-слюдисто-карбонат-амфибол-калишпатового состава, образовавшейся при воздействии гидротермальных растворов на породы K—Mg—Ca—Si — состава. Выделены следующие субформации: собственно гумбеитов по интрузивным породам (субщелочным и основным повышенной щелочности) и терригенным (кварц-ортоклазовым) и устарасаитов — по метаморфизованным и осадочным смешанным терригенно-карбонатным, существенно доломитистым породам, отличающимся от типичных гумбеитов присутствием тремолита до 50%.

Для крупномасштабного прогнозирования указаны геологические факторы и минералого-геохимические критерии:

повышенное содержание Bi в осадочных породах, обогащенных углеродистым веществом, служивших источником Bi при проявлении магматического процесса;

повышенное содержание Bi в кислых вулканических породах C_2 и P и верхних частях гипо- и мезоабиссальных интрузивов того же возраста; на основании магматической положительной геохимической специализации для поисков висмутового оруденения рекомендованы районы распространения малоэродированных интрузивов и широкого развития вулканических пород;

геохимическая зональность рудных полей, т. е. определенное положение висмутового оруденения в общей вертикальной колонке оруденения для каждого геохимического типа рудного поля, из которых главные: 1) в Mo—W—Bi—As-типе рудного поля, расположенного в зоне экзоконтакта интрузива среди терригенно-карбонатных пород, Bi занимает среднее положение между Mo и W на глубине и As, Sb,Pb, Zn, Ag наверху; 2) в Pb—Zn—Cu—Bi — типе рудного поля среди вулканогенных пород Bi локализуется ниже Pb и Zn; геохимические типы зональности месторождений и рудных полей могут служить целям глубинного прогнозирования висмутового оруденения;

поиски висмутового оруденения рекомендовано проводить в контурах висмутоносных металлогенических поясов вдоль региональных разломов в областях развития резко дифференцированных магматических пород.

Средние содержания Bi в породах можно использовать как геохимический фон при металлометрических и поисковых работах.

Типы геохимической и минералогической зональности месторождений, рудных тел, жил, околорудных изменений, ореолов рассеяния и типоморфизм минеральных парагенезисов верхних и корневых частей месторождений или отдельных жил и других следует использовать для локального прогнозирования.

Гидротермальные метасоматиты — гумбеиты имеют поисковое значение на Bi—As— и W-оруденение; возможно их нахождение в новых участках среди карбонатно-терригенных пород $Д_3$ Чаткальской подзоны в экзоконтакте гранитоидных интрузивов.

ЛИТЕРАТУРА

Аполлонов В. Н. К геохимии редких и рассеянных элементов Кошмансайского рудопроявления (Чаткальский хребет). «Узб. геол. ж.», 1964, № 6.

Аполлонов В. Н. Риккардит и другие минералы Чаткальского хребта. В сб. «Геология и рудоносность Приташкентского района», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.

Арапов В. А. Некоторые особенности герцинской тектоники Кураминского хребта. «Узб. геол. ж.», 1965, № 2.

Арапов В. А. Верхнепалеозойский вулканизм Западного Карамазара. В сб. «Магматизм, вопросы минералогии и геохимии Чаткало-Кураминского региона», вып. 7, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.

Арапов В. А. [и др.]. Тектоника. Домезозойский этап. В кн. «Геология СССР», т. 23, Узбекская ССР, кн. 2, М., «Недра», 1972.

Артыкбаев Т. Д., Кузнецова Э. Ф. Распределение висмута в гранитоидных и породообразующих минералах гранитоидных формаций Северного Тянь-Шаня. «Изв. АН КазССР», сер. геол., 1972, № 5.

Бабаев К. Л. [и др.]. Активизированные зоны Тянь-Шаня и их металлогения. В сб. «Металлогения областей тектоно-магматической активизации», Иркутск, 1973.

Бабаев К. Л., Хорват В. А. Генетические типы висмутоносных месторождений восточной части Средней Азии. В сб. «Вопросы минералогии, геохимии и тектоники минерального сырья», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.

Бадалов С. Т. О роли преобладающих компонентов в геохимии второстепенных и редких элементов рудных месторождений. «Геохимия», 1965. № 9,

Бадалов С. Т., Голованов И. М., Дунин-Барковская Э. А. Геохимические особенности рудообразующих элементов Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971

Бадалов С. Т., Есимов Б. О. О зональности висмутовой минерализации в скарново-магнетитовых месторождениях Чокадамбулакского рудного поля. ДАН ТаджССР, т. 1, 1968, № 12.

Бадалов С. Т., Землянов А. А. Редкие и рассеянные элементы свинцово-цинкового месторождения Кумышкан. ДАН УзССР, 1963, № 5.

Бадалов С. Т., Моисеева М. И. К геохимии важнейших рудообразующих элементов Кураминского хребта. В сб. «Минералогия и геохимия сульфидных месторождений Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.

Бадалов С. Т., Поваренных А. С. О формах вхождения элементов-примесей в сульфиды. «Минер. сб.», № 21, 1967, Киев.

Бадалов С. Т., Поваренных А. С. Изоморфные элементы-примеси галенита. «Геол. ж.», т. 29. 1969. № 4, Киев.

Бадалова Р. П., Маркова Э. А., Моисеева М. И. Сравнительная минералого-геохимическая характеристика месторождений и рудопроявлений эндогенных формаций золота в Узбекистане. В кн. «Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.

Бакланов А. М., Брагин И. К., Эргашев С. В. Замбарак-Тарыэканское рудное поле. В сб. «Рудные поля Карамазара», т. 2, Душанбе, «Ирфон», 1972.

Барсанов Г. П., Погоня Ю. Ф. Самородный висмут как геологический термометр. Труды Минер. музея АН СССР, вып. 1, М., 1949.

Башарина Л. А. Состав газов современных извержений. Тезисы докл. Междунар. геохим. конгр., т. I, М., 1971.

Беляевский Н. А. Минеральные ресурсы Австралии. «Разведка и охрана недр», 1969, № 10.

Берг Г. Геохимия месторождений полезных ископаемых. М.—Л., Изд-во гос. научн.-техн. горн.-геол.-нефт., 1933.

Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», М., Изд-во АН СССР, 1953.
Бокий Г. Б., Романова Е. М., Максимова Н. В. Кристаллические структуры арсенидов, сульфидов, арсеносульфидов и их аналогов. Новосибирск, 1964.
Болдырева М. М. Матильдит β—$AgBiS_2$ из месторождения Тарыэкан. ДАН СССР, т. 194, 1970, № 1—3.
Болдырева М. М., Сидоров А. Ф., Чернышева Б. Ф. Берриит из месторождения Тарыэкан (Восточный Карамазар). В сб. «Минералы и парагенезисы минералов рудных месторождений», Л., «Наука», 1973.
Болдырева М. М., Бородаев Ю. С. Микровключения висмутовых минералов в галените из месторождения Перевальное (Западный Карамазар). В сб. «Минералы и парагенезисы минералов гидротермальных месторождений», Л., «Наука», 1974.
Болдырева М. М., Чернышева Б. Ф. Рентгеновское изучение галенитов из месторождения Перевальное. «Вестник ЛГУ», 1965, № 12.
Бонштедт-Куплетская Э. М., Арбузова О. А. Новые минералы (1954—1972 г.). М., «Наука», 1974.
Борисов О. М. Курамино-Ферганский срединный массив и его положение среди герцинид Западного Тянь-Шаня. Автореферат докт. дисс., Ташкент, 1970.
Бородаев Ю. С., Мозгова Н. Н., Вяльсов Л. Н. Изоморфный ряд висмутин-айкинит. «Вестник МГУ», сер. геол., 1970, № 1.
Бородаев Ю. С., Мозгова Н. Н., Свешникова О. Л. Группа сульфосолей состава Ag — Cu — Pb — Bi — S. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1971, № 4.
Брагин И. К. [и др.]. О глубинах образования некоторых эндогенных рудных формаций Узбекистана. В кн. «Эндогенные рудные формации Узбекистана», т. 2, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1968.
Бычочкин А. М. Месторождения вольфрама и закономерности их размещения. М., «Недра», 1965.
Бычочкин А. М. [и др.]. Висмут в месторождениях вольфрама. «Разведка и охрана недр», 1964, № 2.
Василенко Г. П. [и др.] . Условия локализации висмутового оруденения на одном касситерит-сульфидном месторождении Сихотэ-Алиня. «Геол. руд. месторожд.», 1973, № 6.
Великий А. С. Распределение висмута в горных породах Южной Ферганы. В сб. «Форма нахождения и особенности распределения висмута в гидротермальных месторождениях», М., «Наука», 1969.
Вернадский В. И. Висмут в земной коре. «Изв. АН СССР», сер. VII, т. X. 1916.
Вернадский В. И. Очерки и речи. Парагенезис химических элементов в земной коре. Л., 1922.
Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. «Геохимия», 1956, № 1.
Виноградов А П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», 1962, № 7.
Воронин Ю. А., Еганов А. Е. Фации и формации. Парагенезис. Новосибирск, «Наука», 1972.
Воронич В. А., Дунин-Барковская Э. А., Хорват В. А. Геологические факторы размещения висмутовой минерализации на Устарасае. В сб. «Новые данные по геол., минерал. и геох. рудных районов Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1970.
Воронич Т. М. [и др.]. Основные черты магматизма и рудоносности Чаткальских гор. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1970.
Гарьковец В. Г. Структурно-металлогеническое районирование и перспективы некоторых видов эндогенного оруденения Узбекистана. Автореферат докт. дисс., Ташкент, 1971.
Гарьковец В. Г. [и др.]. Тектоническая карта Узбекской ССР. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1967.

Геологический словарь. Л., «Недра», 1973.
Гесь М. Д. Интрузивные комплексы Чаткальской зоны Срединного Тянь-Шаня. В кн. «Мат. II Среднеаз. регионального петрографического совещания», Душанбе, «Дониш», 1971.
Глубинное строение земной коры территории Узбекистана. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
Глинский Ю. С. Минералого-генетические особенности Каракиинского рудного поля (Алмалыкский район). Автореферат канд. дисс., Ташкент, 1970.
Годовиков А. А. Минералы ряда висмутин — галенит. Новосибирск, «Наука», 1965.
Годовиков А. А. Введение в минералогию. Новосибирск, «Наука», 1972.
Годовиков А. А. Висмутовые сульфосоли. М., «Недра», 1972.
Годовиков А. А. [и др.]. О висмутовых минералах Устарасайского месторождения. В сб. «Материалы по генетич. и эксперимент. минерал.», т. VI, Новосибирск, «Наука», 1971.
Годовиков А. А., Колонин Г. Р. О самородном висмуте как геологическом термометре I и II. В кн. «Матер. по генетич. и эксперимент. минер.», вып. 30, т. II, Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1964.
Годовиков А. А., Кочеткова К. В., Лаврентьев Ю. Г. О систематике сульфотеллуридов и теллуридов висмута. «Зап. ВМО», ч. 100, вып. 4, 1971.
Голованов И. М., Алехина З. В. К минералогии и геохимии медно-молибденового месторождения Дальнее в Алмалыкском рудном районе. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
Голованов И. М. Эндогенные меднорудные формации Узбекистана. Автореферат докт. дисс., Ташкент, 1974.
Голованов И. М., Гадаев А. Я., Овчинников Б. Л. Петрографо-геохимическая характеристика и медно-порфировое оруденение текелийского сиенито-диоритового интрузива в Чаткальском хребте (УзССР). В сб. «Геол., минер. и геохимия Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1972.
Голованов И. М. [и др.]. О висмутовой минерализации в магнезиальных магнетитовых скарнах одного из рудопроявлений Кураминского хребта. «Узб. геол. ж.», 1965, № 6.
Гольдшмидт И. М., Петерс К. О накоплении редких элементов в каменных углях. В сб. статей по геохимии редких элементов. М.—Л., 1938.
Гребенникова А. М., Гайворонский Б. А. Региональные и локальные перспективные оловоносные и вольфрамоносные зоны Забайкалья. В сб. «Вопр. региональн. геол. и металлогении Забайкалья», Чита, вып. 7, 1971.
Гумарова М. Х., Поярков Б. Э., Протодьяконова З. М. Скарны Минбулака, Труды УзФАН СССР, сер., VIII, геол. вып. 6, 1941.
Далимов Т. Н., Айзенштат В. И. Фациальность гранитоидных формаций Узбекистана. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1972.
Дунин-Барковская Э. А. Калий-магний-кремниевый метасоматоз на мышьяково-висмутовых месторождениях в Узбекистане. Тез. докл. II Всесоюзного совещ. по околорудному метасоматозу, Л., 1966а.
Дунин-Барковская Э. А. Парагенезис шеелита и висмутина в рудах мышьяково-висмутового месторождения в Узбекистане. «Узб. геол. ж.», 1966б, № 1.
Дунин-Барковская Э. А. Парагенезис элементов в кварц-шеелит-висмутиновых жилах мышьяково-висмутового месторождения. В сб. НТИ САИГИМС, М., «Недра», 1967.
Дунин-Барковская Э. А. Редкие рассеянные элементы в сульфидах рудных формаций Чаткальского региона. В сб. «Геология, минер. и геохим. рудных регионов Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969а.
Дунин-Барковская Э. А. Гумбеитизация карбонатно-алевролитовых пород в связи с висмутовым и мышьяковым рудоотложением на месторождении Устарасай. В сб. «Критерии рудоносн. метасоматитов», Алма-Ата, 1969б.

Дунин-Барковская Э. А. Геохимические связи висмута с другими элементами на примере месторождения Устарасай. В сб. «Геология, минер. и геохим. рудных полей Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1970.

Дунин-Барковская Э. А. К вопросу о прогнозировании висмутового оруденения в складчатых областях и зонах (на примере Чаткало-Кураминских гор). В кн. «Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых», Л., 1971.

Дунин-Барковская Э. А. Рудные формации висмута и их минеральные типы в Чаткало-Кураминских горах. «Зап. Узб. отд. ВМО», вып. 25, 1972а.

Дунин-Барковская Э. А. Зональность химических элементов и минеральных парагенезисов Устарасайского вольфрам-мышьяк-висмутового рудного поля (УзССР). В сб. «Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений», М., 1972б.

Дунин-Барковская Э. А. Минеральный состав висмутовых месторождений Чаткало-Кураминских гор. «Зап. Узб. отд. ВМО», вып. 26, 1973.

Дунин-Барковская Э. А. Гумбеиты в связи с висмутовым вольфрамовым и мышьяковым оруденением Бричмуллинского рудного поля (Тянь-Шань, Пскемский хребет). «Зап. Узб. отд. ВМО», вып. 28, 1975 а.

Дунин-Барковская Э. А. Геохимия и минералогия висмута (на примере Чаткало-Кураминских гор Средней Азии). Автореферат доктор. диссертации, Ташкент, 1975 б.

Дунин-Барковская Э. А. Висмут самородный, висмутин, устарасит, лиллианит, галенобисмутит, беегерит, козалит, кобеллит, рецбанит, сахароваит, висмутотинтинаит, шапбахит, матильдит, айкинит, виттихенит, клапротит, тетрадимит, жозеит, гуанахуатит, бисмутит, бисмит, бисмоклит, миксит, монтанит, сульфид свинца и железа. В кн. «Минералы Узбекистана», т. 1, и 2, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1975 в.

Дунин-Барковская Э. А. Висмутоносные рудные пояса Чаткало-Кураминских гор. «Зап. Узб. отд. ВМО», вып. 29, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1976.

Дунин-Барковская Э. А., Айзенштат В. И. К распределению Bi, As, Sb и Sn в некоторых гранитоидных интрузивах и породообразующих минералах Чаткало-Кураминских гор. «Зап. Узб. отд. ВМО», вып. 27, 1974.

Дунин-Барковская Э. А., Бородин Ю. В. Пропилитизированные гранитоиды висмуто-молибдено-медного рудопроявления Суюксу в Кураминском хребте (УзССР). «Узб. геол. журн.», 1970, № 4.

Дунин-Барковская Э. А., Бородин Ю. В. Гидротермальные пропилиты, кварцевые жилы и висмуто-молибдено-медная минерализация Суюксуйского рудного поля (Кураминский хребет). В сб. «Тектоника, магматизм и рудоносность Узбекистана», Ташкент, САИГИМС, 1974.

Дунин-Барковская Э. А., Глейзер Л. М., Сургутанова Д. М. Особенности распределения висмута, сурьмы и мышьяка в докембрийских и палеозойских осадочных формациях Чаткальских гор. В кн. «Земная кора Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974.

Дунин-Барковская Э. А., Голованов И. М., Полыковский В. С. К вопросу о температурных условиях образования кварцевых жил с висмутовой и медной минерализацией в Чаткало-Кураминских горах. «Зап. Узб. отд. ВМО», вып. 23, 1970.

Дунин-Барковская Э. А. [и др.]. Тетрадимит и условия его образования в Средней Азии. В сб. «Новые данные о минералах СССР», вып. 23, М., «Наука», 1974а.

Дунин-Барковская Э. А. [и др.]. О срастании кобеллита и козалита в кварцевых жилах месторождения Устарасай. «Зап. ВМО», вып. 4, 1974 б.

Дунин-Барковская Э. А., Лидер В. В. О новом сульфиде железа и свинца в кобеллите из месторождения Устарасай. Труды ИМГРЭ, М., 1973.

Дунин-Барковская Э. А., Лидер В. В., Рожанский В. Н. Свинецсодержащий жозеит из Устарасая. «Зап. ВМО», вып. 3, 1968.
Дунин-Барковская Э. А., Лихойдов Г. Г. Bi, As и Sn в основных и ультраосновных породах Средней Азии. «Геохимия», 1974, № 8.
Дунин-Барковская Э. А., Уханов А. В. Висмут в кимберлитовых породах Якутии. «Геохимия», 1974, № 11.
Дунин-Барковская Э. А., Юсупов Р. Г. Типоморфизм минеральных парагенезисов самородного висмута в породах и месторождениях Средней Азии. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 9, 1974.
Дунин-Барковская Э. А., Юсупов Р. Г. Самородный висмут в породах и эндогенных месторождениях Средней Азии и его использование в качестве геологического термометра. В сб. «Парагенетические ассоциации минералов», Л., «Наука», 1975.
Дунин-Барковская Э. А., Юсупов Р. Г. Геохимия висмута в интрузивных породах Кураминских гор Средней Азии. «Геохимия», 1976, № 3.
Дунин-Барковский Р. Л. Главные сульфидные минералы полиметаллического месторождения Лашкерек и распределение в них малых элементов. «Бюлл. научно-исслед. работ САИГИМСа», вып. I, Ташкент, 1959.
Дэна Дж. Д. [и др.]. Система минералогии. М., ИЛ, 1950.
Евфименко И. М. Перспективы месторождений полезных ископаемых Чаткальских гор. «Соц. строительство Средней Азии», 1933, № 5, 6.
Еникеев М. Р. Галениты из Юго-Западного Карамазара. «Зап. Узб. отд. ВМО», вып. 13, 1959.
Ермилова Л. П., Синдерова В. М. О находке козалита в Центральном Казахстане. ДАН СССР, т. 105, 1955, № 6.
Есимов Б. О. О распределении железа, висмута и золота в скарново-магнетитовой зоне одного из месторождений Кураминского хребта. В сб. «Геология, минер. и геохим. рудных регионов Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
Есимов Б. О. О распределении золота и серебра в рудных минералах скарново-железорудного месторождения Чокадам-Булак, В сб. «Геология и рудоносность Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
Иванов В. В. Генеральные оценки средних содержаний элементов-примесей в главных рудных минералах. ДАН СССР, т. 186, 1969, № 1.
Иванов В. В. Средние содержания элементов-примесей в минералах. М., «Недра», 1973.
Иванов В. В., Юшко-Захарова О. Е. Висмут в касситерит-силикат-сульфидных месторождениях некоторых районов СССР. В сб. «Форма нахождения и особенности распределения висмута в гидротермальных месторождениях». М., «Недра», 1969.
Иванова Г. Ф., Студенникова З. В. Физико-химическая характеристика условий образования грейзеновых вольфрамитовых месторождений (Восточное Забайкалье). В сб. «Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений», Л., Изд-во ЛГУ, 1971.
Ильин Н. П., Лосева Л. Е., Соболева Л. Н. Рентгеноспектральный микроанализ распределения примесей Pb и Cu в висмутинах. «Геохимия», 1971, № 6.
Канаш Д. С. Геохимические особенности фаций трахиандезит-дацитовой формации в междуречье Наугарзан — Кандыр (УзССР). В кн. «Металлогения и геохимия Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974.
Карпов А. В. Глубина формирования и первичная зональность эндогенных месторождений Восточного Карамазара. «Сов. геология», 1971, № 5.
Карпова Е. Д., Шехтман П. А. Гидротермальные рудные месторождения Богемского массива и рудных гор. В кн. «Проблемы геологии на XXIII сессии Междунар. геол. конгресса», М., «Наука», 1971.
Каххаров А. Скарново-рудные формации Чаткала и прилегающих к нему районов и некоторые особенности распределения в них примесей элементов. «Узб. геол. ж.», 1964, № 6.

Клаповская Л. И. Висмут в месторождениях Южной Америки. В сб. «Редкие элементы», № 1, М., ИМГРЭ, 1968.
Кларк Л. Фазовые отношения в системе Fe—As—S. В сб. «Проблемы эндогенных месторождений», вып. 3, М., «Мир», 1963.
Клемперт С. Я. [и др.]. Висмутовая минерализация Северного Алтынтопкана. «Узб. геол. ж.», 1976, № 5.
Козловская З. А. О кобальто-висмутовой минерализации в рудах месторождения Мын-Шукур (С.-З. Прибалхашье). Тр. Ин-та геол. наук им. Сатпаева, т. 15, Алма-Ата, 1966.
Козырев В. В. [и др.]. Редкие элементы и акцессорные минералы в интрузивных комплексах Срединного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1972.
Колонин Г. Р. Условия образования самородного висмута и некоторые вопросы физико-химических свойств гидротермальных растворов. Автореферат канд. дисс., Новосибирск, 1965.
Колонин Г. Р. Об устойчивости сульфосолей и некоторых чертах их кристаллохимии. В сб. «Мат. по ген. и эксп. минералогии», Новосибирск, «Наука», 1967.
Колонин Г. Р. О самородном Bi как геологическом термометре. В сб. «Материалы по ген. и эксп. минералогии», т. III, Новосибирск, «Наука», 1967.
Колонин Г. Р. О самородном висмуте как геологическом термометре. Кристаллизация в гидротермальных условиях. Ь сб. «Материалы по генетич. и эксперимент. минерал.», т. VI, Новосибирск, 1971.
Королева Н. Н. Распределение серебра и висмута в галенитах Алтын-Топканского района. «Геохимия», 1965, № 5.
Костов И. Висмутовый джемсонит или сахароваит — новый минеральный вид. Тр. Минер. музея АН СССР, вып. 10, М., Изд-во АН СССР, 1959.
Костов И. Минералогия. М., «Мир», 1971.
Константинов Р. М. Изучение эндогенных рудных месторождений различных рудных формаций при крупномасштабных геологических исследованиях. В сб. «Изучение закономерн. размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов», М., «Недра», 1965.
Коржинский Д. С. Очерки метасоматических процессов. В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», М., Изд-во АН СССР, 1955.
Королева З. А. Парагенетические соотношения гипогенных минералов в месторождениях Карамазара. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1941.
Королева Н. Н., Клемперт С. Я. О висмутовой минерализации в некоторых скарновых рудопроявлениях Карамазара. В сб. «Геол., минер. и геохимия рудных полей Узб.», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1970.
Королева Н. Н., Котенева Е. А. О висмутовых минералах в некоторых рудопроявлениях Карамазара. «Узб. геол. ж.», 1967, № 2.
Кудрявцев А. С. О золотой минерализации рудопроявлений медно-висмутовой формации Кураминского хребта. «Узб. геол. ж.», 1967, № 1.
Кушнарев И. П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1969.
Лебедев В. И. Орбитальные размеры атомов — новая система радиусов и закономерности, определяющие межатомные расстояния и изоморфизм. «Вестник ЛГУ», геол. и геогр., вып. 7, 1967, № 6.
Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. М., Изд-во АН СССР, 1963.
Лебедева С. И., Минцер Э. Ф. Исследование анизотропии твердости висмутина. В сб. « Физические свойства редкометальных минералов и методы их исследования», М., «Наука», 1968.
Лосев Н. А., Ляшенко Г. К., Гафуров Э. Ю. Некоторые закономерности распределения элементов в палеозойской толще Бричмуллинского рудн. поля. В кн. «Проблемы геол.», тр. ТашГУ, вып. 405, 1971.
Лосев Н. А., Ляшенко Г. К., Гафуров Э. Ю. Закономерности распределения некоторых элементов в палеозойской толще Бричмуллинского

рудного поля. В кн. «Проблемы геологии», труды ТашГУ, вып. 429, Ташкент, 1972.
Лурье Л. М. [и др.]. Сульфовисмутид свинца, серебра и меди из группы бенжаминита-павонита в месторождении Каптархана. «Зап. ВМО», 1970, № 4.
Лурье Л. М. [и др.]. Берриит из месторождения Тары-Экан (первая находка в СССР). ДАН СССР, 1972, т. 204, № 4.
Ляхович В. В. Акцессорные минералы гранитоидных пород. М., «Наука», 1967.
Магматические формации и фации Узбекистана, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1977.
Малахов А. А. Висмут и сурьма в галенитах — показатель некоторых условий образования рудных месторождений. «Геохимия» 1968, № 11.
Малахов А. А., Назирова Р. Эндогенные формации висмута. В кн. «Эндогенные формации Узбекистана», т. 1, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
Малахов А. А., Назирова Р., Лихойдова И. И. Лиллианит из кварц-редкометальных жил рудопроявления Чавата. ДАН УзССР, 1968, № 4.
Мархинин Е. К. К геохимии Курильских гидротерм. В сб. «Региональная геотермика и распространение термальных вод в СССР», М., «Наука», 1967.
Минералы. Справочник, т. 1—3. М., Изд. АН СССР, 1960—1973.
Минералы Узбекистана, т. 1—4. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1975—1977.
Минерально-сырьевые ресурсы Узбекистана, т. 1, 2, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1976, 1977.
Минцер Э. Ф. Бенжаминит. ДАН СССР, т. 172, 1967, № 1—3.
Минцер Э. Ф. Геохимические особенности поведения висмута в гипогенных процессах. В сб. «Форма нахождения и особенности распределения висмута в гидротермальных месторождениях», М., «Наука», 1969.
Минцер Э. Ф. Висмут. В кн. «Минеральные ресурсы промышленноразвитых капиталистических и развивающихся стран», М., Изд-е МГ СССР, 1973.
Минцер Э. Ф., Мымрин В. А., Исаева К. Г. Жозеит — А из Средней Азии. ДАН СССР, т. 178, 1968, № 2.
Минцер Э. Ф., Никольская А. В. Висмут в изверженных породах Восточного Карамазара (Кураминский хребет, Средняя Азия). В сб. «Геохимия и геология некоторых рудных месторождений», М., «Наука», 1970.
Минцер Э. Ф., Нечелюстов Г. Н. Ассоциация висмутовых минералов в вольфрамовых месторождениях. Тезисы докладов совещания по минерал., геохим., генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР. Изд-е ЛГУ, 1971.
Минцер Э. Ф., Попова Н. Г. Месторождения висмута. В кн. «Рудные месторождения СССР», т. II, М., «Недра», 1974.
Митропольский А. С., Кулин Н. А., Тюлькин В. Г. Висмут-никель-кобальтовое оруденение в зонах мезозойской активизации Горного Алтая и Западной Тувы. В сб. «Металлогения областей тектоно-магматической активизации (тезисы докл. VII Всес. металлоген. совещания)», Иркутск, 1973.
Мозгова Н. Н. Об изоморфизме в сульфидах и их аналогах. В кн. «Изоморфизм в минералах», М., «Наука», 1975.
Моисеева М. И. Минералогия рудных месторождений северо-восточной части Кураминского хребта и сопредельных районов. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
Мусин Р. А. Формации рудных метасоматитов. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1970.
Назирова Р. О галенобисмутите и козалите в Чаткальских горах. «Узб. геол. ж.», 1968, № 2.
Назирова Р., Мансуров М., Каримкулов Д. К минералогии и

геохимии магнетит-халькопирит-молибденитового месторождения Южный Янгикан (Южный Карамазар). «Зап. Узб. отд. ВМО», вып. 27, 1974.
Наследов Б. Н. Кара-Мазар. В кн. «Материалы Тадж. Памир. экспед.», вып. 19, 1935.
Наумов В. Б., Ходаковский И. Л. Температуры образования минералов по данным изучения включений минералообразующих средств. В сб. «Минералогическая термометрия и барометрия», т. II, М., «Наука», 1968.
Наумова Э. Н., Сидоренко Г. А. Козалит в железных рудах Чокадам-Булакского месторождения. Труды минер. музея АН СССР, вып. 16, 1965.
Некрасов Е. М., Тишкин А. И. Структурные условия локализации оруденения и минеральный состав рудных жил месторождения Замбарак-Тарыэканского рудного поля. В сб. «Рудные поля Карамазара», т. 2, Душанбе, «Ирфон», 1972.
Нестеренко Г. В., Дунин-Барковская Э. А. Висмут в платобазальтах. «Геохимия», 1978, № 1.
Нечелюстов Г. Н. О висмутовой минерализации вольфрамовых месторождений грейзеновой и скарновой формаций. В сб. «Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений», Изд. ЛГУ, 1971.
Нечелюстов Г. Н. Минералогия висмута вольфрамовых месторождений грейзеновой и скарновой формаций. Автореферат канд. дисс., М., 1972.
Нечелюстов Г. Н. [и др.]. Кобеллит — самостоятельный минеральный вид. В сб. «Минералы и парагенезисы минералов рудных месторождений», Л., «Наука», 1973.
Нечелюстов Н. В., Попова Н. Н., Минцер Э. Ф. Распределение элементов — примесей в процессе гипогенного минералообразования в свинцово-цинковых и медно-молибденовых месторождениях Карамазара. Труды ИМГРЭ, вып. 5, М., 1961.
Овчинников В. В. Генетические особенности висмутовой минерализации западного окончания Заилийского Ала-Тау. В кн. «Металлогения Тянь-Шаня», Фрунзе, «Илим», 1968.
Онтоев Д. О. Особенности висмутовой минерализации в некоторых вольфрамовых месторождениях Восточного Забайкалья. Труды Минер. музея АН СССР, вып. 15, М., 1964.
Онтоев Д. О. Зональность вольфрамовых месторождений. В кн. «Зональность гидротермальных рудных месторождений», т. I, М., «Наука», 1971.
Онтоев Д. О. [и др.]. Особенности висмутовой минерализации Бом-Горхонского вольфрамитового месторождения, «Геол. рудн. месторожд.», вып. 5, 1971.
Онтоев Д. О. [и др.]. Серебросодержащий виттит из Восточного Забайкалья. «Зап. ВМО», 101, 1972, № 4.
Орлова Ж. В. О некоторых поисковых признаках гюбнерит-молибденит-висмутовых месторождений Селенгино-Витимской складчатой области. В кн. «Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых», Л., 1971.
Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
Пачаджанов Д. Н. [и др.]. К геохимии висмута в осадочном процессе, «Геохимия», 1975, № 10.
Пеньков И. Н. Природа малых структурных примесей в халькогенидах As, Sb и Bi по данным ядерного квадрупольного резонанса. «Геохимия», 1971, № 5.
Пеньков И. Н., Дунин-Барковская Э. А. Кристаллохимические позиции свинца и меди в структуре Bi_2S_3 по данным ядерного квадрупольного резонанса. В сб. «Конституция и физические свойства минералов», вып. 5, Киев, «Наукова думка», 1971.
Петровская Н. В. О понятии «парагенетическая минеральная ассоциация». «Геол. рудн. месторожд.», 1967, № 2.

Поваренных А. С. К нахождению тетрадимита в Чаткальском районе. «Зап. ВМО», вып. 3, серия 2, ч. 81, 1952.
Поваренных А. С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев, «Наукова думка», 1966.
Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-е Комитета наук УзССР, 1938.
Попова Н. Н., Минцер Э. Ф. Некоторые особенности формирования висмутовой минерализации. «Сов. геология», 1966, № 7.
Попова Н. Н., Минцер Э. Ф. Висмутовые месторождения. В кн. «Геохимия, минер. и генетич. типы месторожд. редких элементов», т. 3, М., «Наука», 1966.
Попова Н. Н., Нечелюстов Г. Н., Разина И. С. Редкие элементы в молибдено-вольфрамовых месторождениях Центрального Казахстана. В сб. «Формы нахождения и особенности распределения редких элементов в некоторых типах гидротермальных месторождений», М., «Наука», 1967.
Радугина Л. В., Розина Б. Б. Минералогическое исследование руд Карамазара. В сб. «Рудные месторождения Карамазара», Изд. ОНТИ, 1935.
Рахманов К. А. Петролого-геохимические особенности и некоторые вопросы рудоносности пермо-триасового комплекса щелочных базальтоидов северной части Чаткало-Кураминского региона. Автореферат. канд. дисс., Ташкент, 1973.
Реддер Э. Флюидальные включения как реликты рудообразующих флюидов. В кн. «Геохимия гидротермальных рудных месторождений», М., «Мир», 1970.
Розов Б. И. Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 28, Висмут, М., Госгеолтехиздат, 1961.
Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Новая модель химического строения земной коры. «Геохимия», 1976, № 12.
Рудные месторождения СССР. т. 1—3, М., «Недра», 1974.
Рундквист Л. В. Грейзеновые месторождения. М., «Наука», 1971.
Сахарова М. С. О висмутовых сульфосолях Устарасайского месторождения. Тр. Минер. музея АН СССР, вып. 7, М., Изд-во АН СССР, 1955.
Сахарова М. С. Типоморфизм ассоциаций минералов висмута и теллура в золоторудных месторождениях Восточного Забайкалья. В кн. «Типоморфизм минералов и его практическое значение», М., «Недра», 1972.
Сахарова М. С., Кривицкая Н. Н. Минералого-геохимическая характеристика свинцово-сурьмяно-висмутовых сульфосолей из золоторудных месторождений Восточного Забайкалья. «Геол. рудн. месторожден.», 1970. № 4.
Сергеев Е. А. [и др.]. Высокочувствительный спектральный анализ металлометрических проб на халькофильные элементы. Труды ВИТР «Обмен опытом», вып. 13, 1959.
Соболева В. В. Висмут. В сб. «Минеральные ресурсы промышленно развитых капиталистических и развивающихся стран», М., Изд. Мингео СССР, 1972.
Соболева Л. Н. Результаты изучения кобеллита и козалита на месторождении Устарасай. Тез. докл. II совещ. по новым методам исследов. минералов и горных пород. Москв. о-ва испыт. природы, М., 1967.
Соболева Л. Н., Мымрин В. А., Шумкова К. Г. О кобеллите рудного месторождения Устарасай. В сб. «Исслед. в области руд. минерал», М., «Наука», 1973.
Тимофеева Т. С. Некоторые данные о микротвердости минералов из различного типа сульфидных месторождений Средней Азии. В сб. «Геол. минерал. и геохимия рудных полей Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1970.
Уайт Д. Е., Уоринг Г. А. Вулканические эманации. В сб. «Геохимия современных поствулканических процессов», М., «Мир», 1965.

Уклонский А. С. Парагенезис минералов и параэлементов. ДАН УзССР, 1952, № 3.
Уклонский А. С. Геохимическое значение параэлементов. В сб. «Записки Узб. отд. Всес. минер. о-ва», вып. 8, 1955.
Ферсман А. Е. Геохимия, т. IV, М., Изд-во АН СССР, 1939.
Форма нахождения и особенности распределения висмута в гидротермальных месторождениях. М., «Наука», 1969.
Хамрабаев И. Х. [и др.]. О схеме возрастной корреляции магматических комплексов Средней Азии. Материалы II Среднеаз. региональн. петрограф. совещ., Душанбе, 1971.
Хамрабаев И. Х. [и др.]. Пояса основных и ультраосновных пород Узбекистана. В сб. «Проблемы геологии в полезных ископаемых Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1964.
Хамрабаев И. Х. [и др.]. Магматические формации, фации и их положение в тектонических структурах. В кн. «Глубинное строение земной коры территории Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
Хамрабаев И. Х. [и др.]. Тектоно-магматическая активизация некоторых регионов Средней Азии. Тезисы докл. VII Всесоюзн. металл. совещ., Иркутск, 1973.
Хамрабаев И. Х. [и др.]. Земная кора Узбекистана. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974.
Хамрабаев И. Х., Кензин И. А., Бутовская Е. М. Основные геологические элементы и их связь с глубинным строением земной коры Узбекистана. В кн. «Глубинное строение земной коры территории Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
Хорват В. А. Рудные формации висмутоносных месторождений Средней Азии и некоторые общие закономерности их размещения. В сб. «Металлогения Тянь-Шаня», Фрунзе, «Илим», 1968.
Хорват В. А. К систематике эндогенных висмутовых месторождений Средней Азии на формационной основе. В сб. «Геол., петрол. эндоген. месторожд. Средней Азии», М., «Недра», 1972.
Хорват В. А., Дунин-Барковская Э. А., Голованов И. М. Висмутовые и висмутсодержащие эндогенные рудные формации Среднего Тянь-Шаня. «Геол. руд. месторожд.», 1967, № 6.
Хорват В. А., Дунин-Барковская Э. А., Голованов И. М. Висмутсодержащие формации Чаткало-Кураминских гор, «Зап. Узб. отд. ВМО», вып. 24, 1971.
Чухров Ф. В., Сендерова В. М., Янченко М. Т. О содержании свинца и меди в висмутинах Северо-Коунрадского месторождения. Тр. Минер. музея АН СССР, вып. 11, М., 1961.
Типоморфизм минералов и его практическое значение. М., «Недра», 1972.
Шадлун Т. Н. О международном коллоквиуме по проблеме минеральных парагенезисов. «Геол. руд. месторожд.», 1967, № 1.
Шнейдерхён Г. Рудные месторождения. М., ИЛ, 1958.
Штрунц Х. Минералогические таблицы. М., Гостехиздат, 1962.
Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., «Недра», 1968.
Щерба Г. Н. Грейзеновые месторождения. В кн. «Генезис эндогенных рудных месторождений», М., «Недра», 1968.
Щербаков Д. И. Редкие и малые металлы Средней Азии. «Редкие металлы», 1934, № 4, 20.
Щербина В. В. Зависимость изоморфных замещений от давления. В сб. «Симпозиум по проблеме изоморфизма. Тезисы докладов», Изд-е ЛГУ, 1966.
Щербина В. В. Принципы сочетаний катионов и анионов при образовании сульфосолей. «Геохимия», 1967, № 11.
Щербина В. В. К геохимии сульфидной серы: взаимосвязь сульфидов и окислов. «Геохимия», 1969а, № 5.
Щербина В. В. Причины ограничения изоморфизма. «Геохимия», 1969б, № 11.

Щербина В. В. Основы геохимии. М., «Недра», 1972.
Юшкин Н. П. Минералогия Торговского шеелито-молибденито-айкинитового месторождения и минералогические индикаторы специализации оруденения. В сб. «Тезисы III совещ. по минерал. геохимии, генезису и комплекс. использ. вольфрамовых месторождений СССР», Изд-е ЛГУ, 1971.
Юшкин Н. П. Торговское вольфрам-молибден-висмутовое месторождение. В сб. «Металлогенический очерк вольфрамовой минерализации севера Урала», Л., «Наука», 1972.
Юшкин И. П., Калинин Е. П. В сб. «Геол. и полезн. ископ. Урала», ч. I, Свердловск, 1969.
Юшко-Захарова О. Е., Иванов В. В. Висмут в медно-никелевых рудах. В сб. «Форма нахождения и особенности распределения висмута в гидротермальных месторождениях», М., «Наука», 1969.
Юшко-Захарова О. Е. [и др.]. Элементы-примеси медно-никелевого оруденения Талнахской интрузии. «Геохимия», 1973, № 4.
Ahlfeld F. Über die Verbreitung der Wismuts in der Zinnprov Bolivions. Zeitschr. f. prakt. Geol., H. 9, 1933.
Baumann L. Zur Frage der varistischen und postvaristischen Mineralisation im sächsischen Erzgebirge Forchungsh., C., N 209, 1967.
Berry L. G. Stadies of mineral sulphosalte —w— Galenobismutite and Lillianite. Am. Min., 25, 1940, n. 11.
Berry L. G., Thompson R. M. X-rai powder date for minerals the peacook atlas. New Jork, 1962.
Bodechtel L. I., Klemm D. Über die Lagerstattenkundliche Stellung und chemische Zusammensetzung der Bleiwismuts — piesglanze. Ein Beitrag zur Geochemie des Wismuts. Geol. Rundschau, 55, 1966, H. 2.
Brooks R. R., Ahrens L. H. Some observation on the distribution of thallium, cadmium and bismuth in silicate rocks and the significance of covalency on their degree of assotiation with other elements. Geochim. et Cosmochim Acta, 23, 1961, N 1—2.
Chamberlain L. W. (Edit.) Lunar Science IV Abstracts of paper, presented at IV Lunar Science Conference. Houston, 5, 1973.
Clark A. H. The mineralogy and geochemistry of the Ylöjarvi Cu-W deposit, southwest Finland; bismuth bearing apatite, Finland. Comm. Geol. Bull., 213, 1965.
Clarke F. W., Washington H. S. The composition of the earth's crust. U. S. Geol. Surv., n. 127, 1924.
Clayden N. D. Bismuth. Mining Annual Rev., 1969.
Crespo L. V. La reserva del Valle de Alcudia y su contexto geologico minera en Sierra Morena central. Bol. geol. y minero, 83, 1972, N 2.
Cordes E. Die Beziehungen zwischen den Dissozistions dampfdrücken von Sulfiden und ihrer Ausscheidungsfolge auf magmatogenen Erzlagerstatten. Miner. u. Petrogr. Mitteil., 46 H. 4, 1935.
Cupcik V., Vesela L. Referate Doskussiontagung Sec. Kristallkunde in der Deutschen mineralogischen Geselschaft. Murburg, 1965.
Damour A. Analyse d'un tellerure de bismuth du Bresil (joseite). Ann. chem. et phys., ser. 3, T. XIII, 1845.
Dagger G. W. Genesis of the Mount Pleasant tungstenmolybdenum-busmuth deposit, New Brunswick, Canada, Trans. Inst. Mining and Met., b. 31, 1972.
Dunin-Barkovskaya E. A., Yusupov R. G. Typomorphism of mineral parageneses of native bismuth in rocks and deposits of Central Asia. Int. Geol. Rev., 1976, 18, N. 3, New-York.
Drummond A. D., Trotter I., Thompson R. M., Cower I. A. Neyte a new sulphosalt from Alica Arm., British Columbia, Canad. Mineralogist, 10, pt. I, 1969.
Fleischer M. Summary of new date on rock standarts G-1 and W-1, 1962—1965. Geochim. Cosmochim. Acta, 1965, 29.
Geer B. Die Kupferwismuterze von Neubulach in Schwarzwald — Z. prakt. Geol., H. 9, 1933.

Goldschmidt V. M. The principies of distribution of chemica cal elements in minerals and rocks. I. Chem. Soc., 1937.
Goldschmidt V. M. Geochemistry, Oxford, 1954.
Graham A. R. Matildite, aramoyoite, miargyrite. Amer. Miner., vol. 36, 1951, n. 5—6.
Green G. Geochimical table of the elements of 1953. Bull. Geol. Soc. Amer., 64, 1953, N 9.
Greenland L. P., Gottfried D., Cambell E. I. Aspekts of the magmatic geochemistry of bismuth. Geochim. et cosmochim. Acta, 37, 1973, n. 2.
Gurney J. J. and Ahrens L. H. The bismuth contente os some rare-earth minerals, notably gadolinite. Geochim. et Cosmochim. Acta, 33, 1969.
Hak I., Kupka F. Identifikace kobellitu Hummelu ve spisskogem erskeu Rudohort. Casopis pro mineralogii a geologii Roc., 3, 1958, cis I.
Halm E. Die Kupfer-Wismut Lagerstäten in obern Val d'Anniviers (wallis) Beitrage, Zur Geol. der Schweiz, geotechn. Ser., 22, 1945.
Harcourt G. A. Table for the identification of are minerals by X-ray powder patterus. Amer. Miner., 27, 1942. n. 2.
Harker D. The Crystal Structure of the Mineral Tetradimite Bi_2Te_2S Zeitschrift für kristallographie, band 89, 1934.
Harris D. C., Jambor I. L., Lachance G. R., Thorpe R. I. Tintinaite the antimony analogii of kobellite. Canad. Mineral., vol. 9, n. 3, 1968.
Karup-Moller S. Berryite from Greenland. The Can. Miner, 1966, p. 4. vol. 8.
Kermit. Zonificacion mineral en los Andes bolivianos. Bol. Inst. boliv. petrol., 2, 1961, n. 2.
Klepper M. R. The Sangdong tungsten deposit, Southern Korea, Econ. geol., vol. 42, 1947, n. 5.
Koch S., Grasselly I. Acta Min. Petr., 1948, n. 13.
Kupčik V., Scheider A., Varčék C. Chemismus von einigen Bi-sulfesalzen aus dem Lips. Gämörer Erz. gebirge (CSSR). Neues Jahrb. Mineral., Monatsh., 1969, n. 10.
Leambias E. J. and Malvicini. The geology and genesis of the Bi-Cu mineralired breccia-pipe, San Francisco de los Andes, San Juan, Argentina. Econ. geology, vol 64, 1969, n. 3.
Marowsky G., Wedepohl K. H. General trends in the behavior of Cd, Hg, Tl and Bi in some major rock forming processes. Geochimica et Cosmochimica Acta, vol 35, 1971.
Mason B. Principles of Geochemistry. III Edit., N. J., 1966.
Miehe G. Crystal. structure of kobellite. Nature Phys. Sci., 231, 1971, n. 23.
Mingaye G. G. New South Wales. Rec. Geol. Surv. 9, pt. 3, 1916.
Moore P. W. A classification of sulfosalt structures derived from the structure of aikinite. Amer Miner, v. 52, 1967, N 11—12.
Mrna F., Pavlu D. Loziska Ag-Bi-Co-Ni-As- formace v Ceskem masivu. «Sb. geol. ved», LC 9, 1967.
Noddak I. a. W. Svensk Kem., Tid, 46, 1934.
Nowacki W. Zur Klassifikation und Kristallchemie der Sulfosalze.— Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 49, 1969, n. 1.
Nuffield E. W. Observation on Kobellite Univ of Toronto Studies, Geol. Ser., n. 52, 1948.
Nuffield E. W., Harris D. C. Studies of mineral sulphosalts: XX-Berryite, a new specils. Can. Miner., 1966, vol. 8.
Osborn E. F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. Amer. J., Sci., 257, 1959.
Padera K. Beitrag zu Revision der Mineralich aus der Grupe von Wismuthglanz und Aikinit. Chemie der Erde, Bd. 18, 1956, H. 1—2.
Peacock M. A. On joseite, grunlingite, oruetite, Univ. Toronto Stud., Geol. Ser., 1941, n. 46.
Peacock M. A., Berry L. G. Röngenographic observations on ore minerals. Univ. Toronto Stud., Geol. Ser., 1940, n. 44.

Persse F. H. Bismuth in the United States. Inform. Circ. Bur Mines. U. S. Dept. Interior, 1970.
Petruk Wm. The tungsten — bismuth — molybdenum deposit of Brunswick Tin Mines Limited: its mode of occourrence, mineralogy and amenability to mineral deneficiation. Can. Mining and Met. Bull., 66, 1973, n. 732.
Preuss E. Beiträge der spektralanalytischen Methodik, Bistimmung von Zn, Co, Hg, In, Te, Ge, Sn, Pb, Sb, Bi durch fractionierte Destillation, Leitsehr. Angew. Mineralogie, 1941.
Ramdohr P. Beobachtungen über die Verwendbarkei opaker Erze als geologische Thermometer. Z. prakt. Geol. Bd 39, 1931.
Ramdohr P. Über Schapbachit, matildite und den Silber und Wismutgehalt mancher Bleiglanze. Abh. Preub. Akad. Wise., Mathnat, KL, 1938, n. 6.
Rammelsberg C. F. Handbuch der Mineralchemie, 1875.
Rajkovic J. Cobalt-nickel arsenides and silfarsenides of some U-Co-Ni-Bi-Ag veins at Great Bear Lake, Canada. Geol. zb., 22, 1971, n. 1.
Rankama K., Sahama T. Geochemistry. Chicago, 1950.
Santoligvido P. M. and Ehmann W. D. Bismuth in stony meteorite and standard rocks. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 36, 1972.
Sätterberg A. K. Stockh. Handl., 188, 1839.
Schneider-Scherbina A. Über metallogenetischespochen Boliviens und den gibriden Charachter der Sogenanter Zinn-Silber Formation. Geol. Iahrb., 81, 1964.
Skinner B. I., White D. E., Rose H. I., Mays R. E. Sulfides associated with the Salton Sea geothermal brine. Econ. Geol., 62, 1967, n. 3.
Springer G. Naturally occurring compositions in the Solid-solution series Bi_2S_3—Sb_2S_3. Mineral. Mag., 37, N 286, 1969.
Stoll W. C. Sn—W—Bi proovinces and epochs in Argentina and Bolivia and their genetic interrelationship. Geol. Soc. America Spec. Paper. N 82, 1965.
Strunz H. N. Jahrb. Min. Mh., 5, 7, 1963.
Taylor S. R. Trace element abundances and the chondritic Earth model. Geochimica et Cosmochimica Acta, 28, 1964.
Thompson R. M. The telluride minerals and their occurence in Canada. Amer Miner, 34, 1949, N 5—6.
Thompson G., Bankston D. S., Pasley S. M. Trace elements data for U. S. G. S. reference silikate rocks. Chem. Geol., 1970, n. 3.
Trdlička Z., Kupka F. Kobellit a ryzivismut z lokatily Fichenhübel na Slovensku. Sbornik k 80-nam akad. Slavika. Praha, 1957.
Trdlička Z., Kvačak M., Kupka F. Mineralogisko-chemicky vyzkum kobellite ze sideritovych zil rudni oblasti Fichtenhubel. Casopis pro mineralogie a geologie. Sv. 7, 1962, c. 4.
Trdlička Z., Kvaček M., Kupka F. Mineralogisch-chemische Erforsching des Kobellits aus den Sideritgängen des Fihtenhübel-Erzgebietes (Spissko-gemerske rudohori) CSSR. Sbornik Narodni ho muzea Praze, B. 19, 1963, n. 3.
Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some Major Units of the Earths Crust. Bull., Geol., Soc. of Amer., V. 72, N 2.
Walenta K. Clorotill und mixit. Neues Sb. Min. Hft. 10, 1960.
Warren H. V., Davis P. Some bismuth minerals from British Columbia. Univ. Toronto Studies, Geol. Sar., 1940, N 44.
Washington H. S. Chemical composition of the Earth. Amer. I. Sci., 5, 1925.
Wellin E. Notes of the mineralogy of Sweden. 5. Bismuthbearing sulphosalts from Glaghammar a revision. Arkiv for mineralogi och geologi, Band. 4, 1968, n. 5.
Wickman F. A. The Crystal structure of aikinite $CuPbBiS_3$ Ark. Min. Geol. I. 1953, N 16.
Zhelyaskova-Panajotova M. D., Iliev Z. P., Petrussenko S. I. Tungsten and bis muth-bearing skarns from the region of the Seven Rila lakes.
Докл. Болг. АН, 24, 1971, n. 10.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3
Основные черты геологического строения Чаткало-Кураминских гор . 5
Глава I. Геохимия висмута в осадочных и магматических породах . 8
Общие сведения 8
Висмут в осадочных породах 9
Висмут в вулканогенных породах 22
Висмут в интрузивных породах, породообразующих и акцессорных минералах 25
Содержание висмута в главных типах магматических пород земной коры и верхней мантии 44
Глава II. Геохимия висмута в эндогенных месторождениях . . 55
Закономерности размещения висмутоносных месторождений . . 55
Рудные формации и минеральные типы висмутоносных месторождений 63
Геохимия Bi в висмутовых месторождениях 68
Висмутин-магнетитовая (железо-висмутовая) скарновая рудная формация 69
Висмут-арсенопиритовая (висмуто-мышьяковая) гидротермальная жильно-метасоматическая формация 70
Висмутин-халькопирит-кварцевая (медно-висмутовая) гидротермальная жильно-метасоматическая формация 88
Кварц-висмутиновая жильная формация 102
Гидротермально измененные породы висмутовых месторождений и распределение в них Bi 103
Гумбеиты и их висмутоносность 106
Висмут в пропилитах и кварц-серицитовых метасоматитах . 121
Висмут в комплексных и висмутсодержащих месторождениях . 124
Глава III. Минералогия висмута 143
Общие сведения о минералах Bi 143
Минеральный состав висмутовых месторождений Чаткало-Кураминских гор 149
Минералы висмута и их типоморфизм в Чаткало-Кураминских горах (самородный Bi, висмутин, галенобисмутит, устарасит, козалит, лиллианит, рецбаниит, висмутовый джемсонит (сахароваит), кобеллит, висмутовый тинтинаит, беегерит, висмутовый цинкенит, эмплектит, виттихенит, клапротит, айкинит, шапбахит и матильдит, группа бенжаминита, берриит, сульфотеллурид висмута, тетрадимит, жозеит гуанахуатит, минерал $Bi_2Te_2O_9$) 158
Некоторые вопросы кристаллохимии минералов висмута . . . 216
Эндогенные парагенетические ассоциации и парагенезисы висмутовых минералов 225
Глава IV. Общие вопросы геохимии висмута и практические рекомендации 231
Геохимические связи висмута с другими элементами в гидротермальном рудообразовании 232
Геохимические особенности концентрации висмута в рудных полях 238
Об источнике висмута в эндогенных процессах 244
Геологические факторы и минералого-геохимические критерии прогнозирования и оценки оруденения висмута 246
Прогнозируемые рудные формации висмутового оруденения . 246
Геологические факторы прогнозирования висмутового оруденения 247
Геологические позиции важнейших типов висмутового оруденения 250
Минералого-геохимические критерии висмутового оруденения . 250
Методические и прогнозные рекомендации для изучения висмутоносности Чаткало-Кураминских гор 252
Заключение 255
Литература 259

3323