

P/5

РКС № _____ Прибор _____ М
Владельческое _____ Журнал № _____
Дата 10.09.84 Серия 3.11
Выпуск № 2 Периодика _____

РАДИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ
ОРЕОЛЫ
В ЗОЛОТОРУДНЫХ
ПОЛЯХ
ЗАПАДНОГО
УЗБЕКИСТАНА



ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

Стационар _____ Журнал _____
 Дата _____ Смена _____
 Рудник № _____ Выработка (лава) _____
 Лента (заходка) _____ Оператор _____

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
 БУРЯТСКИЙ ФИЛИАЛ
 ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА
 Выпуск 11

553 | 34537
 Р-15 | Радиохимический
 В золоторудных полях
 Западного Узбекистана

№ п/п	Вес сухой пробы, г	Тип породы, степень окисления	№ пробы на анализ (влажность)	Счет по прибору	на Крр
1	2	3	4	5	6
1	20	678-3211		20	
2	20			18	
3	20			18	
4	70			18	
5	20			18	

РАДИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ
 ОРЕОЛЫ
 В ЗОЛОТОРУДНЫХ ПОЛЯХ
 ЗАПАДНОГО
 УЗБЕКИСТАНА
 (ПО ДАННЫМ
 ГАММА-СПЕКТРОМЕТРИИ)

Ответственный редактор
 д-р геол.-мин. наук Ф. П. Кренделев

Книга должна быть возвращена не
 позже указанного здесь срока

Количество предыдущих выданных _____

04.12.96-193
 1.05.03-164

62-1071

34537



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
 СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
 Новосибирск-1976

Рассматривается методика гамма-спектрометрических измерений при детальном радиохимическом исследовании, анализируются особенности распределения радиоактивных элементов в золоторудных полях Западного Узбекистана.

Книга рассчитана на геологов, геофизиков и математиков, связанных с обработкой геологической информации.

Авторы: *Ф. П. Кренделев, А. М. Гофман, В. И. Климов,
В. А. Бобров, Н. Е. Радостёва*

Из большого числа естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ) максимальный интерес представляют три элемента — уран, торий и калий и дочерние продукты, образующиеся при их распаде.

Уран, торий и калий как химические элементы входят в три разные группы таблицы Менделеева: К в первую, Th в четвертую, U в шестую. Упомянем, что Ra, продукт деления U, является аналогом Са и Ва и относится ко второй группе. Такое положение элементов определяет различие их химических свойств и контрастность поведения во многих геохимических процессах.

Калий образует легкорастворимые соединения типа галоидов, участвует в образовании солей и истинных растворов и входит в группу важнейших породообразующих минералов (полевые шпаты, слюды, некоторые глины). Это — типичный катион. Уран встречается только в виде кислородных соединений, основными из которых являются простые окислы. Для U в растворах характерны комплексные соединения с меняющейся валентностью. Торий также образует окислы, но главная его масса входит в качестве изоморфных примесей в ортосиликаты, формирующиеся в условиях высоких температур.

Указанные особенности делают высокоинформативным показателем не только сведения о распределении самих ЕРЭ, но и отношения между парами элементов (U:K, U:Th, Th:K). Эти отношения характеризуют многие процессы, начиная от возникновения магм, становления магматических тел, преобразования пород в условиях метаморфизма или окислительных изменений и кончая выветриванием исходных пород и руд в зонах окисления выходов и накоплением осадочных толщ в самых различных фациальных обстановках. Во многих процессах между парами элементов проявляется антагонизм, что было показано Э. Я. Островским (1973 г.) на примере исследования полей гидротермального или гидротермально-метасоматического преобразования магматических пород. Поведение ЕРЭ резко различно в экзогенных условиях, поскольку они входят в разные по устойчивости к выветриванию минералы, а поведение в растворах тоже различно. В последние годы появились работы по изучению фракционирования изотопов, U, Ra и Th в разных процессах. По величине изотопных отношений можно судить об интенсивности и длительности процессов выветривания.

Рассматриваемые элементы интересны еще и тем, что для них разработаны высокочувствительные и точные методы анализа — лабораторные и полевые. Среди них наиболее распространена γ -спектрометрия, в особенности полевая ее модификация. Основы и возможности метода для самых разнообразных целей как в геологии, так и в космонавтике изложены во множестве работ. γ -спектрометрия существует в пешеходном и автомобильном вариантах, применяется для съемок с самолетов и искусственных спутников, используется в космических аппаратах, «приземляющихся» на Луне и планетах Солнечной

системы. Основное преимущество полевых γ -спектрометрических измерений — их экспрессность, особенно ярко выраженная в самолетном и автомобильном вариантах, когда ведется непрерывная запись информации о концентрациях U (по Ra), Th и K.

Однако при детальном геохимическом исследовании, требующем проведения измерений на обнажениях и в горных выработках, не всегда удается реализовать это преимущество. Измерения с помощью серийного пешеходного γ -спектрометра СП-3 малопродуктивны ввиду низкой эффективности сцинтилляционного датчика (небольшая величина кристалла NaI(Tl)) и одноканальной системы регистрации γ -квантов.

На γ -спектрометрические измерения ЕРЭ в естественных обнажениях и горных выработках оказывает влияние целый ряд трудно учитываемых факторов, снижающих точность анализа и затрудняющих интерпретацию полученных данных; среди них можно назвать геометрию измерений, величину излучающих объектов, неоднородность пород, влияние бокового излучения и т.д. Для уменьшения влияния некоторых мешающих факторов датчик спектрометра иногда окружается свинцовым экраном, однако при этом существенно уменьшается чувствительность и экспрессность метода, особенно при измерениях в породах с низкими концентрациями ЕРЭ. Более точные результаты получаются при лабораторных γ -спектрометрических измерениях U (Ra), Th и K в пробах горных пород. Тем не менее необходимость транспортировки проб в стационарные лаборатории и другие задержки во времени делают этот метод трудоемким и малоэффективным.

Качественный скачок радиометрических методов, резко расширивший область их геологического применения, потребовал оценки их поисковых возможностей, т.е. разработки геолого-геохимических основ использования γ -спектрометрии при поисках конкретных месторождений полезных ископаемых в конкретных рудных провинциях.

Радиометрические методы получили широкое распространение при поисках таких «нерadioактивных» полезных ископаемых, как редкометалльные пегматиты и карбонатиты, монацитовые россыпи, фосфориты и т.д., для которых широко известны случаи концентрации ЕРЭ в рудных телах и даже в рудных минералах сырья.

Территория Западного Узбекистана представляет собой уникальный регион по разнообразию генетических типов оруденения. Аэрогамма-спектрометрическими методами на некоторых месторождениях (Мурунтау, Кокпатас и др.) были обнаружены повышенные кларки ЕРЭ, что послужило основой постановки аэрогамма-спектрометрической съемки на широких площадях. В результате проведенных работ установлено, что качественное выделение радиогеохимических аномалий, подобных по содержанию ЕРЭ эталонным золоторудным объектам, недостаточно для уверенного выделения участков под наземную проверку. Поэтому были поставлены работы по наземному изучению закономерностей распределения ЕРЭ на месторождениях золота с целью разработки методики поисков золоторудных объектов методом γ -спектрометрии, используя корреляционные зависимости в парах элементов U:K, Th:U или отношений ЕРЭ и Au. Предусматривалось изучить вертикальную зональность распределения ЕРЭ по эталонным разрезам на месторождениях золота.

Учитывая недостатки и преимущества полевого и лабораторного методов γ -спектрометрии при проведении работ, излагаемых в данной монографии, кроме серийной аппаратуры типа СП-3 и АГС-4, мы использовали передвижную гамма-спектрометрическую станцию (ПЕГАСС), позволяющую непосредственно на объекте исследований производить полевые и лабораторные измерения ЕРЭ.

ГАММА-СПЕКТРОМЕТРИЧЕСКОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ ЕСТЕСТВЕННЫХ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

АППАРАТУРА

В зависимости от детальности радиохимических исследований, условий измерений, интенсивности излучения, размера и формы излучающего объекта в процессе работ использовалась стандартная γ -спектрометрическая аппаратура (АГС-4 и СП-3М) и соответствующая ей методика измерений, освещенная в специальных руководствах [7, 8, 16], а также собранная в единый измерительный комплекс аппаратура под названием передвижная гамма-спектрометрическая станция (ПЕГАСС). В отличие от существующих наземных γ -спектрометрических установок, ПЕГАСС позволяет проводить как точечные измерения ЕРЭ в породах в их естественном залегании, так и лабораторный их анализ в пробах горных пород. Наличие в составе ПЕГАССа многоканального амплитудного анализатора дает возможность по форме аппаратурного γ -спектра и положению основных γ -линий судить о стабильности работы спектрометров, не прибегая к частому измерению калибровочных источников, о наличии искусственной радиоактивности и о размерах излучающего объекта. Отличительной чертой ПЕГАССа является также возможность удаления датчика от станции на расстояние до 1 км, что позволяет с одной станции исследовать площадь около 3 км².

Все блоки ПЕГАССа собраны на автомашине ЗИЛ-131 в варианте каротажной станции АЭС-900 (рис. 1). В переднем отсеке автомашины расположена стойка с амплитудным анализатором, цифрочитающим механизмом и блоками питания. В заднем отсеке смонтирован лабораторный датчик со свинцовой защитой и бензоэлектрический агрегат для зарядки аккумуляторов. Основными узлами ПЕГАССа являются амплитудный анализатор, комплект сцинтилляционных датчиков (два датчика для полевых и один — для лабораторных измерений) и блок питания [6].

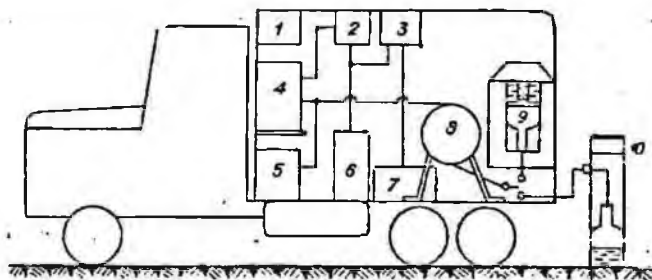


Рис. 1. Блок-схема передвижной гамма-спектрометрической станции (ПЕГАСС).

1 — цифрочитающее устройство; 2 — унформер; 3 — выпрямитель; 4 — многоканальный анализатор импульсов; 5 — комплект из 14 батарей марки БАС-Г-80; 6 — аккумулятор; 7 — движок (бензо-электрический агрегат); 8 — кабельная лебедка емкостью 1 км; 9 — лабораторный датчик с колодезным кристаллом NaI(Tl); 10 — переносный приставной датчик (кристаллы разных размеров).

Для спектрального анализа амплитуд импульсов от сцинтилляционных датчиков использовался 100-канальный амплитудный анализатор. «Мертвое» время анализатора $25 \pm 0,5$ м·с/канал. Анализатор снабжен нижним пороговым устройством, позволяющим без трансформации аппаратурного спектра путем плавной регулировки исключить импульсы, зарегистрированные между нулевым и тридцатым каналом, а также счетчиком «мертвого» времени, проградуированным в процентах от общего времени измерений. Вывод накопленной информации на цифropечатающее устройство производится со скоростью 100 каналов за 1,5 мин. Цифropечатающее устройство способно суммировать информацию между заданными каналами.

Полевые датчики представляют собой сборки из монокристаллов NaI(Tl) размером 70×70 и 150×100 мм, фотоэлектронных умножителей типа ФЭУ-82 и ФЭУ-49, предусилителей и высоковольтных преобразователей. Датчики соединяются с анализатором высокочастотным кабелем РК-50 длиной до 1 км с согласованием на концах, исключаящим искажения импульсов за счет отражения. Связь оператора, работающего с датчиком, со станцией осуществляется по телефону.

В лабораторном датчике используются два кристалла NaI(Tl) размером 150×120 мм с полущиндрическими выемками на торце вдоль диаметра. Когда кристаллы расположены вплотную друг к другу, выемки образуют цилиндрическое отверстие, в которое помещаются контейнеры объемом 300 см^3 (50×150 мм) с измеряемыми пробами.

Кристаллы находятся в оптическом контакте с ФЭУ-49. Сборка из кристаллов, фотоумножителей и предусилителей смонтирована в стальной трубе диаметром 200 мм и толщиной стенок 10 мм. Защита детектора от внешнего излучения осуществляется свинцовыми кольцами и блоками из свинца $C=00$. Для уменьшения собственного фона кристаллы упакованы в контейнеры с бескальевым стеклом типа С-49-1 (содержание К в стекле не превышает 0,04%).

Энергетическое разрешение спектрометра по линии Cs^{137} при использовании любого из комплектуемых датчиков было не хуже 11,5%. Нелинейность спектрометра во всем диапазоне измеряемых амплитуд импульсов не превышала 3%.

МЕТОДИКА ГАММА-СПЕКТРОМЕТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

Практически все γ -излучение горных пород вызвано радиоактивными семействами U, Th и изотопом K^{40} . В урановом семействе основными γ -излучателями являются продукты распада Ra, главным образом RaB и RaC. Основные γ -излучатели семейства Th—ThB, $MsTh_2$ и ThC^{11} . В связи с короткими временами жизни продуктов распада Ra и Th путем герметизации проб можно обеспечить радиоактивное равновесие в рядах этих элементов.

Таким образом, измерив содержание изотопов RaB, RaC, ThB, $MsTh_2$, ThC^{11} и K^{40} , можно перейти к вычислению содержания Ra, Th и K. При полевых измерениях такой пересчет не всегда является достоверным. Это вызвано сдвигом равновесия между Ra и RaC, Th и ThC^{11} , обусловленным эманированием и миграцией главным образом Ra^{222} и в меньшей степени Ra^{220} . Соотношение между K^{40} и другими изотопами K в их естественной смеси считается постоянным.

γ -спектрометрические определения концентраций Ra, Th и K в горных породах в их естественном залегании с использованием ПЕГАССа, а также стандартной аппаратуры типа СП-3М или АГС-4 производились путем измерения скоростей счета импульсов в трех аналитических областях γ -спектра, характеризующихся фотопиками RaC (1,76 МэВ), ThC (2,62 МэВ) и K^{40} (1,46 МэВ). Эталонирование спект-

рометра производилось на насыщенных моделях, представляющих собой железные, герметически закрытые цилиндрические емкости диаметром 1150 мм и высотой 1200 мм, засыпанные рудами равновесного U, Th и KCl промышленной чистоты. Концентрация элементов в модели составляла: для U 0,215 и 0,031, для Th 0,1 и для K 50—52%. Счетные характеристики спектрометра с используемыми в ПЕГАССе переносными датчиками приведены в табл. 1. Достигнутые пороги чувствительности полевого варианта спектрометра в определении U (по Ra), Th и K при одноминутной экспозиции составляли соответственно 0,3 г/т; 0,4 г/т и 0,04%. Общее время измерений на точке, включая время, необходимое для расчета содержания, в породах гранитного состава не превышало 5 мин.

Методические вопросы анализа ЕРЭ в пробах горных пород на стационарном лабораторном двухкристальном датчике подробно описаны в работе В. А. Боброва и А. М. Гофмана [6].

Основным преимуществом γ -спектрометров с кристаллами больших размеров и колодезной геометрией измерений является большая фотоэффективность регистрации γ -квантов (особенно высоких энергий) за счет перераспределения импульсов из комптоновской части спектра в область пика полного поглощения, т. е. за счет многократно рассеянных в кристаллах γ -квантов. При измерениях U (по Ra), Th и K на используемом в ПЕГАССе двухкристальном датчике возможен выбор одного из двух вариантов сочетания энергетических интервалов γ -спектра (в МэВ): 1) 0,240 (ThB); 0,350 (RaB); 1,46 (K⁴⁰); 2) 1,46 (K⁴⁰); 1,76 (RaC'); 2,62 (ThC").

При измерениях, не требующих особо низких порогов чувствительности ($>0,5 \cdot 10^{-4}\%$ U по Ra); $>0,6 \cdot 10^{-4}\%$ Th и $>0,060\%$ K для часовых экспозиций), более предпочтителен выбор второго варианта ввиду довольно хорошего разрешения спектрометра в высокоэнергетической области γ -спектра, вследствие чего снижается влияние на измерения в области фотопика одного элемента γ -излучения других элементов. Особенностью второго сочетания является также меньшее влияние на результаты измерений вещественного состава и насыпной плотности проб. Перечисленные преимущества высокоэнергетического сочетания интервалов γ -спектра перед низкоэнергетическим приобретают особо важное значение при измерениях в полевых условиях, где значительно повышается количество факторов, ухудшающих точность анализа по сравнению со стационарными условиями. Немаловажным фактором является также возможность, благодаря практически 4 π -геометрии измерений, анализировать в полевых условиях грубораздробленные про-

Таблица 1
Счетные характеристики полевого варианта γ -спектрометра ПЕГАСС

Тип и количество ЕРЭ	Скорость счета в аналитических областях γ -спектра, имп/мин			
	*	1330—1800 кэВ	1680—1970 кэВ	2280—2800 кэВ
U — равновесный, $1 \cdot 10^{-4}\%$ экв	а	30,4	24,4	3,1
	б	111,2	97,8	16,1
Th, $1 \cdot 10^{-4}\%$	а	11,5	8,2	13,8
	б	41,5	26,7	59,5
K, %	а	218,2	—	—
	б	1020	—	—
Фон	а	30	10	8
	б	120	40	25

* Кристаллы NaI(Tl) размером: а — 70x70, б — 150x100 мм.

Таблица 2

Счетные характеристики лабораторного варианта γ -спектрометра ПЕГАСС

Основные показатели	Скорость счета в аналитических областях γ -спектра, имп/мин		
	1360—1560 кэВ	1650—1830 кэВ	2500—3400 кэВ
10 мг U (равновесного)	237	230	18,6
Урановый эквивалент Th	0,21	0,12	6,20
Урановый эквивалент K	10,13	—	—
Фон датчика имп/мин	90	35	41

бы и небольшие штUFFы. Размер и форма обломков измеряемых пород лимитируются только размерами контейнера (50×150 мм), помещаемого в колодец монокристалла.

Характеристики анализа U (по Ra), Th и K в лабораторном варианте γ -спектрометра ПЕГАССа приведены в табл. 2. При времени измерений 60 мин и весе проб 500 г пороги чувствительности в определении U, Th и K составляли $0,5 \cdot 10^{-4}$; $0,6 \cdot 10^{-4}$ и 0,06% соответственно.

ТОЧНОСТЬ ГАММА-СПЕКТРОМЕТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

Измерения со стационарным датчиком. Производилось два вида контроля погрешностей анализа со стационарным датчиком: внутренний повторными измерениями для определения уровня случайных ошибок и внешний — другими видами анализа ЕРЭ для определения уровня систематических ошибок. Расчет уровня случайных и систематических погрешностей производился с помощью корреляционного и регрессионного анализов по формулам, приведенным в работах [18, 19, 20].

На рис. 2 показаны контрольно-корреляционные карты воспроизводимости γ -спектрометрических анализов U (по Ra) Th и K. Контрольные линии (ВДП и НДП) строились с учетом уравнений допустимых ошибок (σ_e) в определении ЕРЭ.

$$\begin{aligned}\sigma_{U(Ra)}^n &= 0,35 \cdot 10^{-4}\% + 0,03Q_{U(Ra)}, \\ \sigma_{Th}^n &= 0,80 \cdot 10^{-4}\% + 0,08Q_{Th}, \\ \sigma_K^n &= 0,1\% + 0,03Q_K.\end{aligned}\quad (1)$$

При нормальном ходе анализов за линиями ВДП и НДП ($\pm\sigma^A$) должно находиться не более 32% общего количества точек, а за пределами ВДП+НДП ($\pm 2\sigma^A$) — не более 5%.

Применявшаяся методика и аппаратура γ -спектрометрического анализа U (по Ra), Th и K обеспечивают необходимую воспроизводимость измерений (см. рис. 2). Рассчитанные уравнения фактических средних квадратических ошибок определения этих элементов (S^A) имеют вид

$$\begin{aligned}S_{U(Ra)}^A &= 0,35 \cdot 10^{-4}\% + 0,03Q_{U(Ra)}, \\ S_{Th}^A &= 0,4 \cdot 10^{-4}\% + 0,05Q_{Th}, \\ S_K^A &= 0,04\% + 0,02Q_K.\end{aligned}\quad (2)$$

Уровень систематических погрешностей в определении ЕРЭ рассчитывался по данным контрольных люминесцентно-перлового (на U), колориметрического (на Th) и пламено-фотометрического (на K) ана-

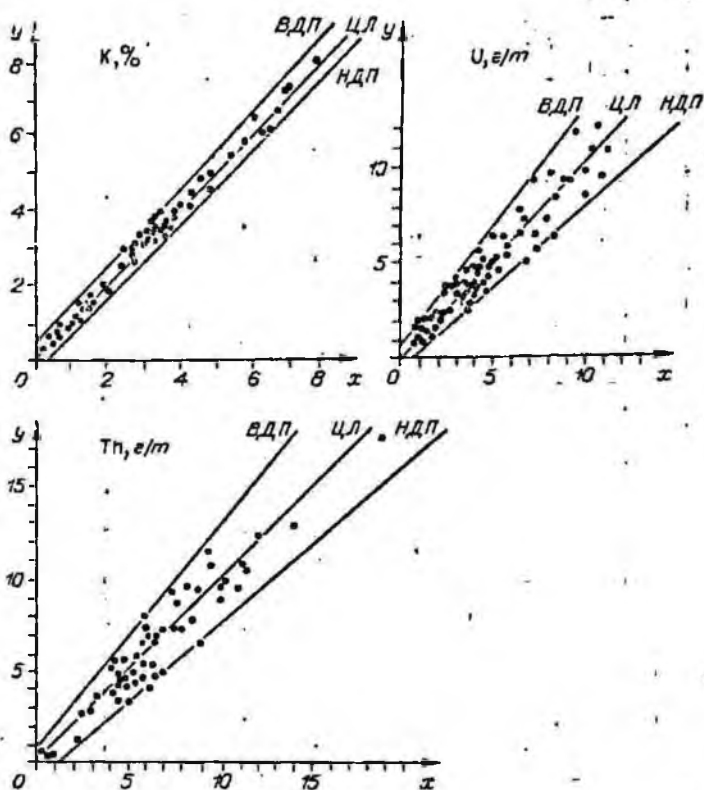


Рис. 2. Контрольно-корреляционные карты воспроизводимости γ -спектрометрических определений U, Th и K.

По оси x — первое определение, по оси y — повторное, ВДП — верхняя, НДП — нижний допустимые пределы; ЦЛ — центральная линия.

лизом. Расчет производился по классам содержаний. Средние концентрации элементов в классах по данным основных и контрольных измерений, а также величина критерия, по которому определялась значимость различия между средними, приведены в табл. 3. Отчетливо видно, что значимое различие между основными и контрольными анализами наблюдается только у Th. Рассчитанное уравнение регрессии имеет вид

$$y = x - 0,85 \cdot 10^{-4} \% . \quad (3)$$

Таким образом, было установлено занижение основных анализов Th по сравнению с контрольными на $0,85 \cdot 10^{-4} \%$, что потребовало внесения соответствующей поправки. Графики корреляции между γ -спектрометрическими и контрольными анализами U, Th и K (рис. 3) наглядно подтверждают сказанное.

Измерения с переносными датчиками. Как и при измерениях со стационарными датчиками, точность определения содержания ЕРЭ в горных породах в их естественном залегании оценивалась по двум основным критериям: расхождению с данными повторных измерений, отражающими главным образом стабильность работы аппаратуры и статистическую точность измерения скоростей счета импульсов в каналах (как правило, эти расхождения не превосходили 5%-ного уровня погрешностей); расхождению с данными лабораторных измерений геохимических проб, характеризующему, кроме вышеуказанных погреш-

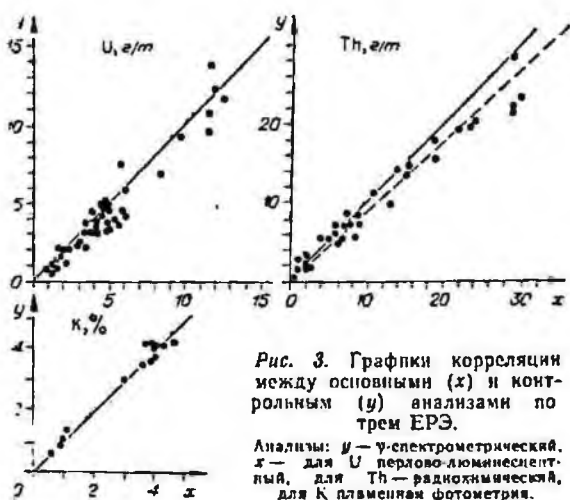
Таблица 5

Расхождения между основными и контрольными измерениями U (по Pa), Th и K, %

Расчетные параметры	Анализ	U (по Pa), n-10-4										K				
		Классы содержаний										1	1-2	2-3	3-4	>4
		2	3-4	4-7	7	5	5-10	10								
Средние концентрации элементов в классе	У	1,38	3,20	5,05	13,32	2,64	8,93	38,54	0,340	1,49	2,42	3,52	5,06			
	х	1,48	33,19	4,74	13,48	3,04	9,20	40,43	0,337	1,47	2,40	3,56	5,12			
Относительные расхождения между х и У, %		7,0	0,3	6,2	1,2	13,3	3,0	4,7	0,8	1,3	0,8	1,1	1,2			
Количество анализов в классе		19	20	19	9	48	46	26	15	20	20	20	20			
$t_{\text{крит}}$		1,67	—	1,66	0,30	3,33	0,86	2,64	1,30	1,48	1,22	0,93	1,11			
$t_{\text{фкрит}}$		1,73	1,73	1,73	1,83	1,67	1,69	1,71	1,75	1,73	1,73	1,73	1,73			

Примечания: У — основное, х — контрольные анализы; $t_{\text{крит}}$ — t -критерий табличный для уровня значимости 10% (двусторонний) и 5% (односторонний);

$t_{\text{фкрит}}$ — t -критерий фактический.



ностей, также погрешности, вызванные сложностью учета геометрии измерений и неоднородностью распределения элементов в измеряемом объеме пород.

Большинство измерений с переносными датчиками проводилось в канавах, что позволило в какой-то степени стандартизировать геометрические условия. Как показало сопоставление с данными геохимического опробования (около 500 проб), геометрия таких измерений оказалась равной $(3,5 \pm 0,1)$ л. На рис. 4 показана сходимость измерений с переносными датчиками и данными геохимического опробования после внесения поправки за геометрию. Геохимическое опробование производилось путем отбора штучной пробы в точке измерения (место расположения γ -спектрометрического датчика). При таком опробовании данные полевых измерений несколько сглаживают аномальный эффект, вызванный наличием локальных участков пород с концентрациями элементов, резко отличающимися от окружающего фона. Тем не менее кривая распределения ЕРЭ вдоль канавы (см. рис. 4) по данным измерений с переносным датчиком хорошо повторяет все особенности распределения, установленные по данным лабораторного измерения концентрации ЕРЭ в геохимических пробах.

СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОБРАБОТКА ДАННЫХ ГАММА-СПЕКТРОМЕТРИИ

В связи со сложным в большинстве случаев характером распределения ЕРЭ в исследуемых разрезах, носящих статистический характер, встала задача обработки данных с целью разбиения пространства на участки, которые по сумме признаков (концентрации элементов) или по одному из них можно было бы считать однородными. В случае обработки информации, получаемой по скважинам, задача сводилась к выделению однородных интервалов по линии γ -спектрометрического опробования.

Для решения задачи был использован критерий, предложенный Д. А. Родионовым [15], сущность которого в нахождении границ между двумя совокупностями точек по результатам измерения одного или нескольких признаков.

Проведение какой-либо границы в любом геологическом объекте имеет смысл только тогда, когда это приводит к его разделению на

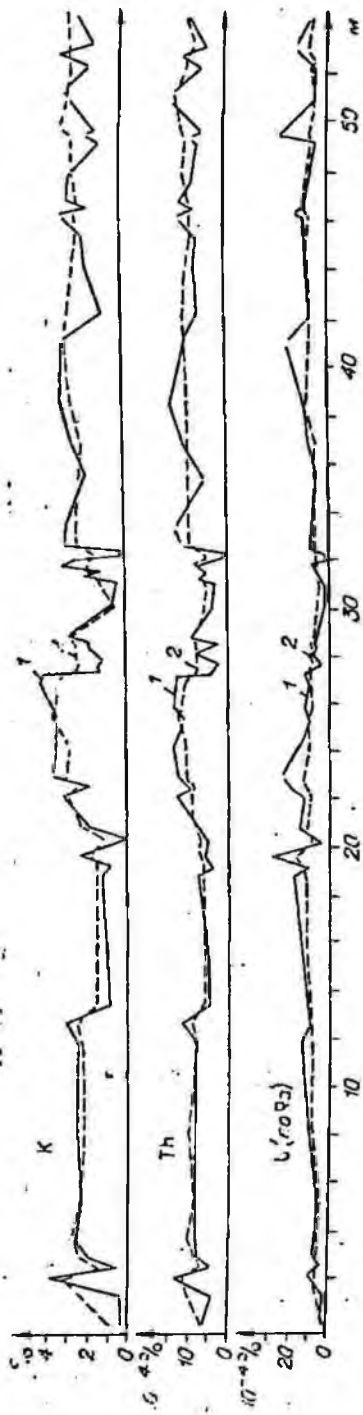


Рис. 4. Графики сопоставления полевых (1) и лабораторных (2) измерений геофизических проб, отображенных в точках измерений (по канаве).

части, различающиеся по некоторым свойствам. Разграничение объекта не имеет смысла, если полученные в результате разделения части ничем не отличаются друг от друга. В связи с этим необходимо дать формальное определение геологического объекта, т.е. указать условия однородности для его статистической модели. В качестве такой модели рассмотрим дискретное множество точек l .

Пусть T — пространство точек $l(x_1, x_2, \dots, x_n)$, где x_1, x_2, \dots, x_n — характеризующие точку признаки. ξ_i — случайная величина, соответствующая точке l ; ξ^T — пространство случайных величин ξ_i ; $F_i(x)$ — функция их распределения. Обозначим через X множество значений x_i . Считая все случайные величины эквивалентными, если они одинаково распределены, мы можем разбить совокупность случайных величин на классы эквивалентных между собой величин. При этом по самому смыслу термина «разбиение» эти классы (части) не должны иметь общих точек и в сумме должны составлять все пространство T . Число частей будем называть «порядком» разбиения.

Задачи, связанные с проверкой гипотезы об однородности пространства ξ^T , когда множество T линейно упорядочено, весьма широко распространены при изучении геологических объектов. Особенность задачи в этом случае заключается в том, что менять заданное расположение элементов T -множества нельзя.

Таким образом, если T содержит n элементов, то множество линейно упорядоченных разбиений R_0^2 будет содержать $n-1$ элемент r_0^2 , где r_0^2 — граница между двумя множествами ξ^{A_1} и ξ^{A_2} , $r_0^2 \in R_0^2$. Критерием для проверки однородности в этом случае служит величина

$$V(r_0^2) = \frac{(n-1)}{n(n-k)k} \sum_{j=1}^m \frac{\left[(n-k) \sum_{i \in A} x_i f_j - k \sum_{i \in \bar{A}} x_i f_j \right]^2}{\sum_{i \in T} x_i^2 f_j - \frac{1}{n} \left(\sum_{i \in T} x_i f_j \right)^2} = \max, \quad (4)$$

где $A \cup \bar{A} = T$. Значение величины $V(r_0^2)$ (имеющей распределение χ^2) сравнивается с табличными данными. Если вычисленное значение критерия больше теоретического (при уровне заданной значимости), то гипотеза об однородности совокупности отвергается, т.е. пространство оказывается неоднородным. Граница, вероятнее всего, соответствует максимальному значению V . Далее производят последовательное дробление выделенных подпространств на подпространства ξ^{T_k} , не нарушая порядка расположения элементов T . Этот процесс продолжается до тех пор, пока все выделенные по максимальным значениям критерия $V(r_0^2)$ подпространства ξ^{T_k} не окажутся однородными. Однако при этом границ часто оказывается слишком много, что ведет к излишнему дроблению совокупности, т.е. к возникновению ложных границ.

Если однородных, отличающихся друг от друга совокупностей больше двух, то при множестве разбиения второго порядка максимум $V(r_0^2)$ может соответствовать тому элементу $r_0^2 \in R_0^2$, который разделяет одна из однородных участков на две части.

В итоге последовательное применение критерия приведет к разделению изучаемого объекта на однородные участки, но число их будет несколько больше фактического. Суть в том, что мы имеем дело не с истинным положением границ, а с приближенной статистической характеристикой объекта. При этом возможны следующие ошибки: граница в действительности не существует, но по статистическим данным ошибочно устанавливается; граница существует и устанавливается, но с некоторым смещением, носящим случайный характер. Поэтому заключительным этапом работы по поискам границ в линейно упорядоченном пространстве является устранение ложных разграничений. Эта задача решается путем проверки однородности пространства, состоя-

шего из двух смежных подпространств, классифицируемых как однородные. Заключение об однородности делается в результате сравнения найденного максимального значения критерия $V(r_0^2)$ с табличным значением критерия χ^2 . При $V(r_0^2)_{\max} < \chi^2$ граница между подпространствами считается ложной.

Для реализации алгоритма в Новосибирском государственном университете [21] были разработаны две программы, составленные на α -языке для машины, имеющей α -транслятор. По первой программе весь массив исходных данных последовательно разбивается на части по максимальному значению χ^2 . Число разбиений ограничивается исполнителем, т. е. в программе предусмотрено три сменных ПК (перфокарты), на которых указано число разбиений. Число разбиений в программе обычно значительно превышает число точек, так как отдельные участки могут содержать только один элемент или не содержать его совсем. В этом случае участок нулевой, но в разбиении программа его учитывает.

В результате счета получаем V_{\max} , номер соответствующей ему точки, V_i каждого признака этой точки и число разбиений на каждом этапе. Сравнивая полученные значения V_{\max} с табличным χ^2 , отбрасываем незначимые границы. Остальные разбраковываются по второй программе, которая не имеет таких ограничений, как первая, поскольку отсутствуют разбиения. Следовательно, если в память машины можно ввести массив исходных данных, то задача просчитывается до конца. В итоге получаем $(n-1)V_{\text{сум}}$ и $m(n-1)V_i$, где $V_{\text{сум}}$ — суммарный критерий, равный сумме критериев V_i по отдельным признакам для каждого элемента разбиения; m — число признаков; n — число точек.

Для численной характеристики признаков в пределах однородных участков и связи между ними были использованы центральные статистические моменты (средние концентрации элементов и стандартные отклонения) и парные коэффициенты корреляции.

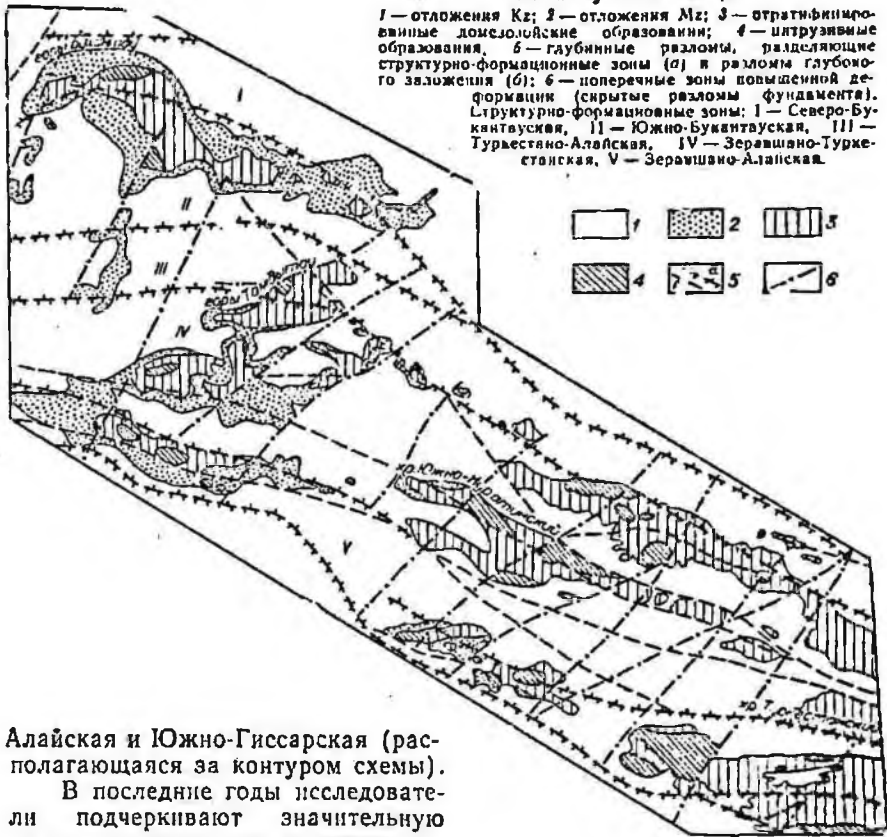
В результате статистической обработки данных γ -спектрометрии были построены схемы распределения U (по Ra), Th и K в исследованных разрезах.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ УРАНА, ТОРИЯ И КАЛИЯ В ПОЛЯХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

Западный Узбекистан входит в состав Южно-Тяньшаньской геосинклинальной системы, структурные элементы которой отличаются четкой линейностью и общим субширотным простиранием. Это объясняется существованием ряда параллельных глубинных разломов, разделяющих геосинклинальную систему на ряд блоков — структурно-формационных зон и подзон — шириной от 20 до 100 км. Каждый из блоков (зон) имеет специфические особенности стратиграфического разреза, тектонических движений, проявлений магматизма и характера структур. Обычно выделяется шесть таких структурно-формационных зон (рис. 5): Северо-Букантауская (Карачатырская), Южно-Букантауская, Туркестано-Алайская, Зеравшано-Туркестанская, Зеравшано-

Рис. 5. Схема тектонического районирования Западного Узбекистана. Составлена по данным К. К. Пяткова, И. А. Пяиковской, Р. И. Павлова, П. А. Фузайлова и др.



Алайская и Южно-Гиссарская (располагающаяся за контуром схемы).

В последние годы исследователи подчеркивают значительную роль в геологическом развитии региона системы региональных северо-восточных линейных элементов, в большинстве случаев выделяющихся по геофизическим данным. Они отождествляются с зонами глубинных разломов, заложивших в докембрийском и, вероятно, даже допалеозойском кристаллическом фундаменте (так называемые «скрытые разломы фундамента»). Наиболее крупные из этих разломов обнаруживают признаки долгоживущих структур и заметно влияют на распределение фаций осадочных пород, магматических образований и связанного с ними оруденения, т. е. создают определенную поперечную зональность и полигональную структуру региона.

В геологической истории Западного Узбекистана Э. П. Изох, З. П. Юдалевич [10] и их соавторы выделили три крупных тектонических (седиментационных) цикла: докембрийский, кембрийский — раннекарбонный и раннекарбонно-пермский. Каждый из них начинается с осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, близких к эвгеосинклинальным, после которых следует многоэосинклиналиные терригенные, карбонатно-терригенные или карбонатные формации. Ритмичная смена наборов собственно геосинклинальных формаций в данном случае служит главным основанием для выделения упомянутых циклов. Проявления интрузивного магматизма приурочены к определенным этапам развития складчатой системы, а именно к моментам интенсивного воздымания геосинклинальной области или отдельных крупных ее частей.

Такое воздыманье всегда представляет собой существенное нарушение либо полное прекращение геосинклинального режима.

Интрузивные образования Э. П. Изох и др. [10] разделили на тымский адалеллит-гранитовый комплекс (αD_1), кошрабатскую габбро-спелит-граноспелитовую (D_2-C_1), бокалинскую габбро-тоналит-трондземитовую C_2^* , кульджуктаускую габбро-гранитовую и нуратинскую габбро-гранодиоритовую (C_3-P_1) серии. Попутно отметим, что пространственная локализация интрузивов определяется в основном блоковым строением региона и различными категориями глубинных разломов. Со структурно-формационными зонами, выделяемыми по типам стратиграфических разрезов, гранитондный магматизм непосредственной связи не имеет.

Золоторудные проявления Западного Узбекистана относятся к золотосульфидной, золотосульфидно-кварцевой и золотокварцевой формациям, а по минерально-геохимическому составу разделяются на пирит-арсенопиритовый, пирит-галенит-арсенопиритовый, арсенопирит-пиритовый, антимонит-пиритовый и пиритовый типы. Рудные зоны, узлы и поля отчетливо контролируются элементами тектонического строения.

Продольные региональные структуры играют рудоконтролирующую роль, поперечные разломы или брахиформные отложения — рудоконцентрирующую, а согласные и субсогласные разрывы — рудофокусирующую. Большинство золоторудных объектов размещается в верхней части разреза карбонатно-терригенной, несколько меньше — в породах вулканогенно-терригенной и карбонатной формаций. По времени образования они близки становлению позднекаменноугольно-раннепермского комплекса даек среднего и основного состава, хотя пространственная связь их устанавливается не всегда.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ МУРУНТАУ

Мурунтауское золоторудное поле выявлено геофизическими работами в 1956—1957 гг. П. В. Храмышкиным и др. Предварительное изучение его проведено В. М. Шурыгиным и Е. И. Абрамовым. Позже рудное поле и месторождение изучалось Г. В. Горевым, Г. В. Касавченко, А. Т. Бендиком, Н. П. Нестеровой, Ю. Г. Зарембо, И. П. Заревич, Л. А. Протасевич, С. Д. Шером, Е. А. Сибиряковым, В. М. Скляровым, Б. П. Подкопаевым, Н. В. Петровской, Ю. И. Петровым, Х. Р. Рахматулаевым и др. [3—5, 14, 17, 18].

Месторождение Мурунтау расположено в северо-западной части Аумлиза-Нуратинской структурно-формационной зоны Кызылкумо-Алайской системы Юго-Западного Тянь-Шаня. Месторождение залегает в верхнепротерозойских (?) породах и приурочено к южному крылу Тасказганской антиклинали, ось которой имеет близширотное простирание. Породы, на крыле антиклинали осложнены мелкими складками с простиранием осей в северо-восточном направлении и представлены слабо метаморфизованными сложнопереослаивающимися сланцами, алевролитами и песчаниками. Непосредственно на месторождении породы, вмещающие рудные тела, ороговикованы в кровле интрузива, зафиксированного геофизическими работами.

Магматические образования представлены мелкими штоками гранитондов и широко развитым комплексом даек среднего и кислого состава. Дайки группируются в субширотные пояса. Пространственное распространение даек совпадает с крутопадающими зонами дробления. Породы в зонах серпентинизированы, окварцованы и хлоритизированы.

Золоторудная минерализация приурочена главным образом к системе субширотных кулисообразных мелких трещин между более мощными северо-восточными структурами, которые, в свою очередь, служат тре-

щинами отрыва между крупными тектоническими сколами субширотного простирания. Руды месторождения контролируются также некоторыми видами метасоматитов предрудной стадии рудного этапа гидротермального процесса. Некоторая часть самородного и связанного с сульфидами золота приурочена к микротрещинам в кварце, образующем так называемые стержневые жилы. Этот тип руд распространен довольно слабо. Основная часть золота приурочена к метасоматическим брекчиям замещения, возникшим в субширотных зонах трещиноватости и дробления и представляющим собой реликты вмещающих пород, сохранившихся от замещения полевошпат-кварцевым агрегатом. На эти образования наложены сульфидные прожилки, изредка самородное золото. На контактах метасоматической брекчии замещения и вмещающих пород часто видна зона осветления, вызванная перераспределением темноцветных минералов в процессе метасоматоза. Зоны осветления являются одним из типов бедных руд.

На рис. 6 показаны схемы распределения ЕРЭ в разрезе по разведочной линии 214 участка Мютенбай (фланг месторождения Мурунтау), полученные в результате статистической обработки данных γ -спектрометрических измерений. На схемах минерализованная зона четко выделяется среди вмещающих пород.

С юга рудная зона граничит с углисто-слюдистыми сланцами, характеризующимися повышенными концентрациями U— $(3,9 \div 9,2) \cdot 10^{-4}\%$ и Th— $(9,2 \div 10,5) \cdot 10^{-4}\%$ (скв. 2951), а с севера ее обрамляет серия даек в слюдяно-кварцевых сланцах, содержащих пониженные их концентрации—соответственно $(1,7 \div 4,0) \cdot 10^{-4}$ и $(5,2 \div 6,7) \cdot 10^{-4}\%$ (скв. 2833, 2823).

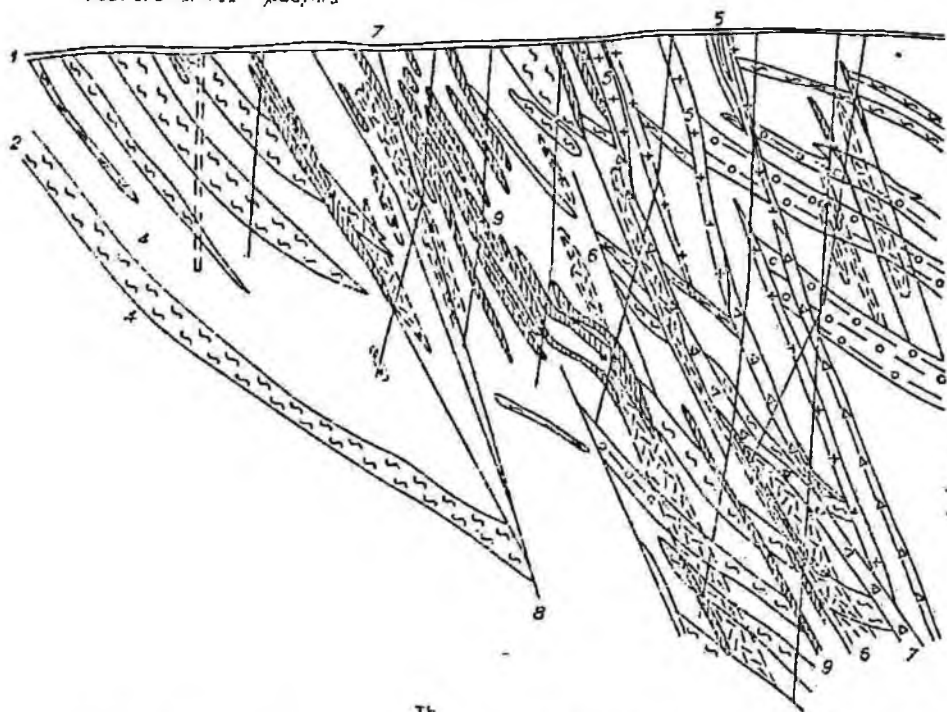
Неоднородное распределение ЕРЭ внутри рудной зоны носит мозаичный характер и, как правило, не испытывает тесных корреляционных связей с распределением золоторудной минерализации. Рудные концентрации золота отмечаются как в зоне низких, так и повышенных концентраций ЕРЭ, что связано с двумя основными типами золоторудных тел—кварцевыми жилами и каллевыми метасоматитами. Как видно из результатов лабораторных измерений задирковых проб по двум расщелкам (рис. 7 и 8), в первом случае содержание U и Th составляет менее $3 \cdot 10^{-4}\%$, а K—первые десятые процента; во втором случае количество K достигает $6,0\%$.

Несмотря на отсутствие прямых корреляционных связей между Au и ЕРЭ, наблюдается пространственное подчинение ореолов последних и золоторудной минерализации единому рудногеохимическому плану. Изучение распределения ЕРЭ в сечениях скважин (рис. 9 и 10) показывает пространственную сопряженность урановых (на кларковом уровне) аномалий и золоторудных тел. Так, по скв. 2967 участка Мютенбай урановая аномалия находится в лежачем боку минерализованных зон, смещаясь относительно оси зоны в одном случае на 40, в другом—на 5 м. По скв. 4001 на рудопроявлении Восточный Бесалан урановые аномалии расположены в лежачем контакте минерализованных зон.

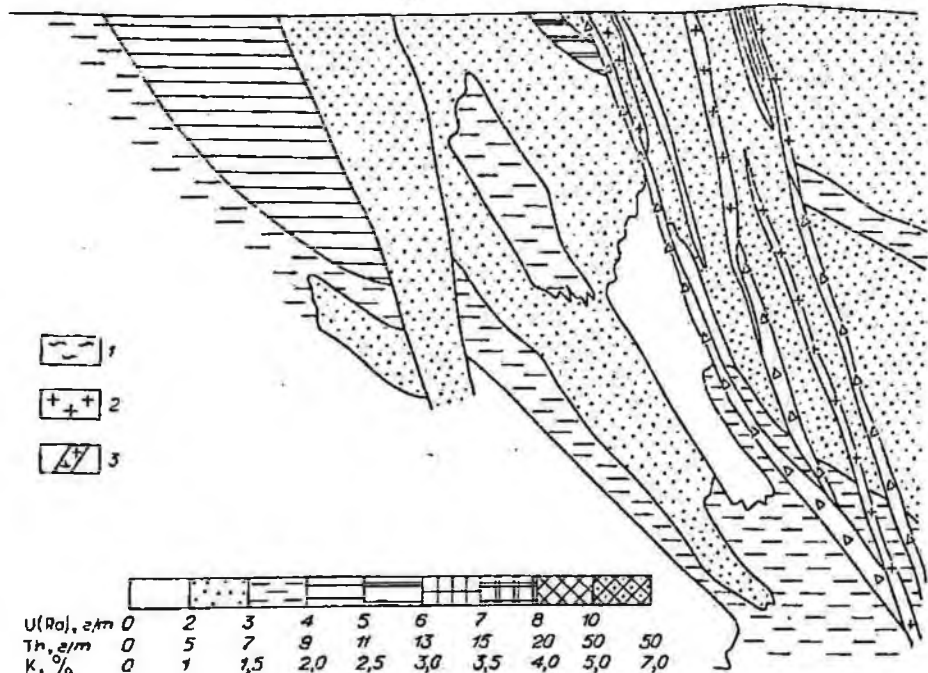
Сопоставление данных γ -спектрометрического определения U (по Ra) и люминесцентно-перлового определения U показывает наличие радиоактивного равновесия между U и Ra для кларковых концентраций. При аномальном содержании обычно наблюдается смещение равновесия в сторону U (см. рис. 9). Разделение U и Ra в гипергенном процессе иногда приводит к образованию практически безраднцевых урановых аномалий. Так, в скв. 4001 аномалия U с содержанием $0,007\%$ на 77 м не отметилась при γ -каротаже.

Общность структурно-геохимического распределения Au и ЕРЭ устанавливается как в разрезе, так и в плане. По результатам площадной авторамма-спектрометрической съемки на рудопроявлении Восточный Бесалан урановыми ореолами выделяется субширотная полоса, заключенная между субширотным и Южно-Бесаланским разломами. При-

Геохимический разрез



Th



- 1
- 2
- 3



U(Ra), μm	0	2	3	4	5	6	7	8	10
Th, μm	0	5	7	9	11	13	15	20	50
K, %	0	1	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	5,0

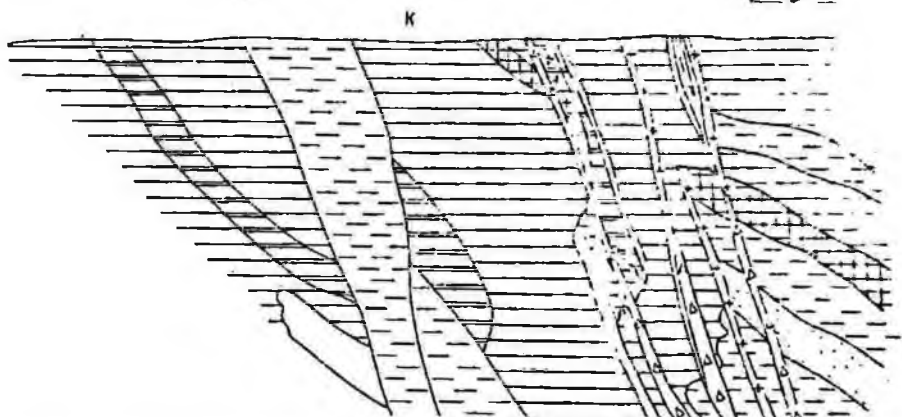
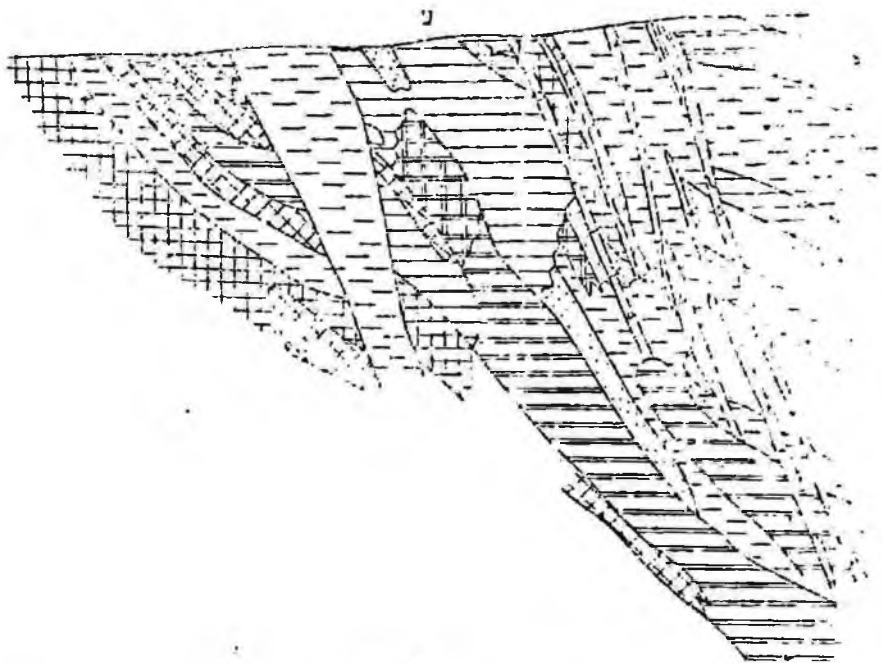


Рис. 6. Распределение $EP\bar{A}$ и Au по разведочной линии 214 на участке Мюгенбай (фланг месторождения Мурунтау).

1 — современные рыхлые отложения; 2 — гранитоиды; 3 — дайковые тела различного состава. Внизу указаны классы содержания U , Th и K . Цифры на геологическом разрезе: 1 — супеси и суглинки; 2 — переслаивание метаморфизованных песчаников, сланцев, алевролитов; 3 — сланцы слюдисто-кварцевые; 4 — переслаивание алевролитов и сланцев; 5 — дайки гранит-порфиров и диоритовых порфиритов; 6 — зоны окварцевания; 7 — зоны дробления и брекчирования пород; 8 — тектонические нарушения; 9 — золоторудные тела. Классы содержания U , Th и K те же на рис. 13, 16, 17, 19, 21, 24 и 25.

Геологический разрез

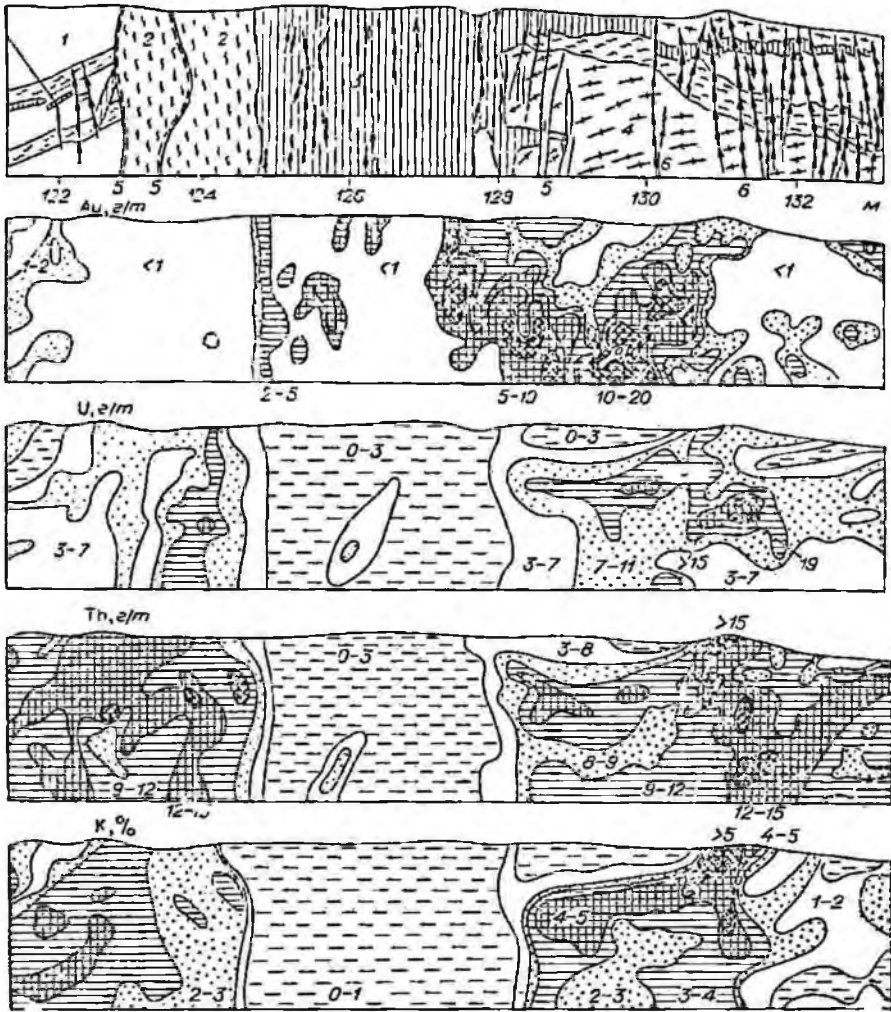


Рис. 7. Распределение ERЭ и Au в зонах минерализации месторождения Мурунтау. Рассечка 2—1—6.

Обозначения к геологическому разрезу: 1 — алваролиты и углисто-кварцевые песчаники; 2 — сланцы углисто-сланцевые; 3 — зоны интенсивного развития кварцевых прожилков; 4 — сланцы слюдясто-кварцевые; 5 — трещины и нарушения; 6 — сульфидные прожилки.

чем максимальные концентрации U тяготеют к участкам минерализованных зон, а ореол K более 2% выделяет центральную часть участка, содержащую основные рудные тела. Следует отметить, что часть рудных тел в южной части участка аномальными концентрациями ERЭ не отмечалась вследствие большой мощности наносов.

Закономерности распределения ERЭ, установленные в разрезе по профилю XXI, частично подтверждаются профильной автогамма-спектрометрической съемкой. Полученные результаты (рис. 11) показывают, что участок Мютенбай, несмотря на мощность перекрывающих рыхлых отложений в 1—2 м, отмечается урановой аномалией интенсивностью $(10 \div 13) \cdot 10^{-4}\%$ на фоне $5 \cdot 10^{-4}$. Максимальные концентрации U установлены над зоной тектонических нарушений, примыкающей к рудной зоне, и над серией даек, ограничивающих рудную зону с севера.

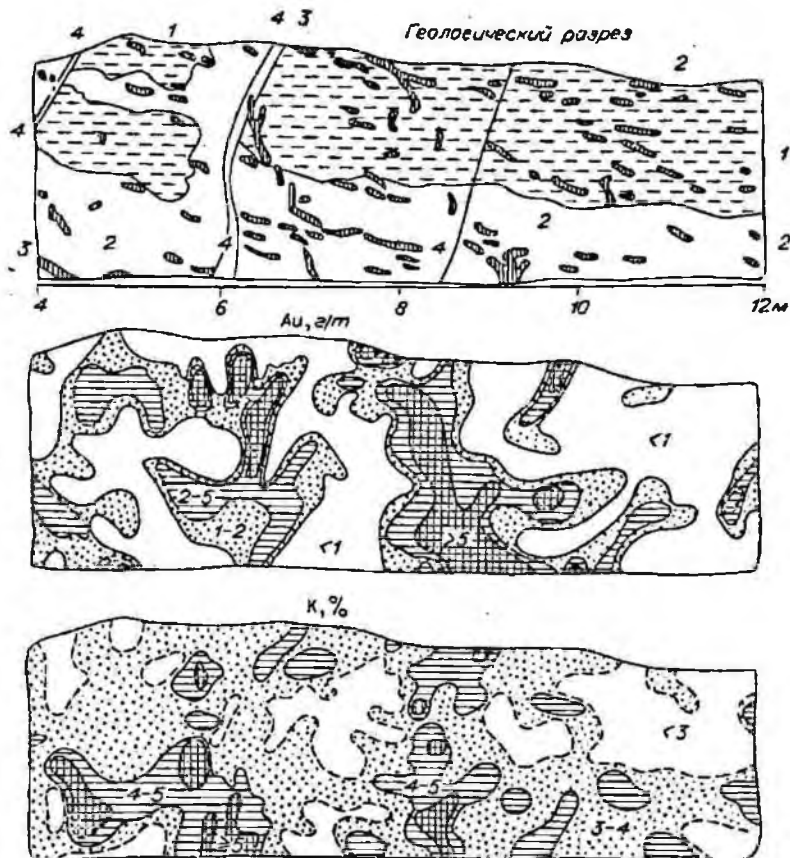


Рис. 8. Распределение ЕРЭ и Au в пределах минерализованной зоны окварцевания месторождения Мурунтау. Рассечка 2—3—1.
 Обозначения к геологическому разрезу: 1 — слюисто-кварцевые сланцы; 2 — углисто-кварцевые алевролиты; 3 — кварцевые жилы; 4 — зоны дробления, трещины.

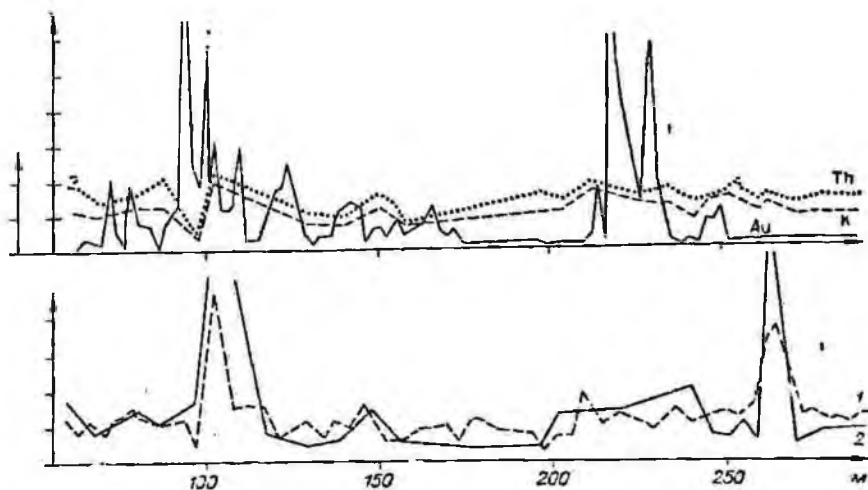


Рис. 9. Распределение ЕРЭ и Au по результатам опробования керна скв. 2967 участка Мютебай. На нижних графиках дано сопоставление результатов спектрометрических (1) и перовскитолюминесцентных (2) определений U.

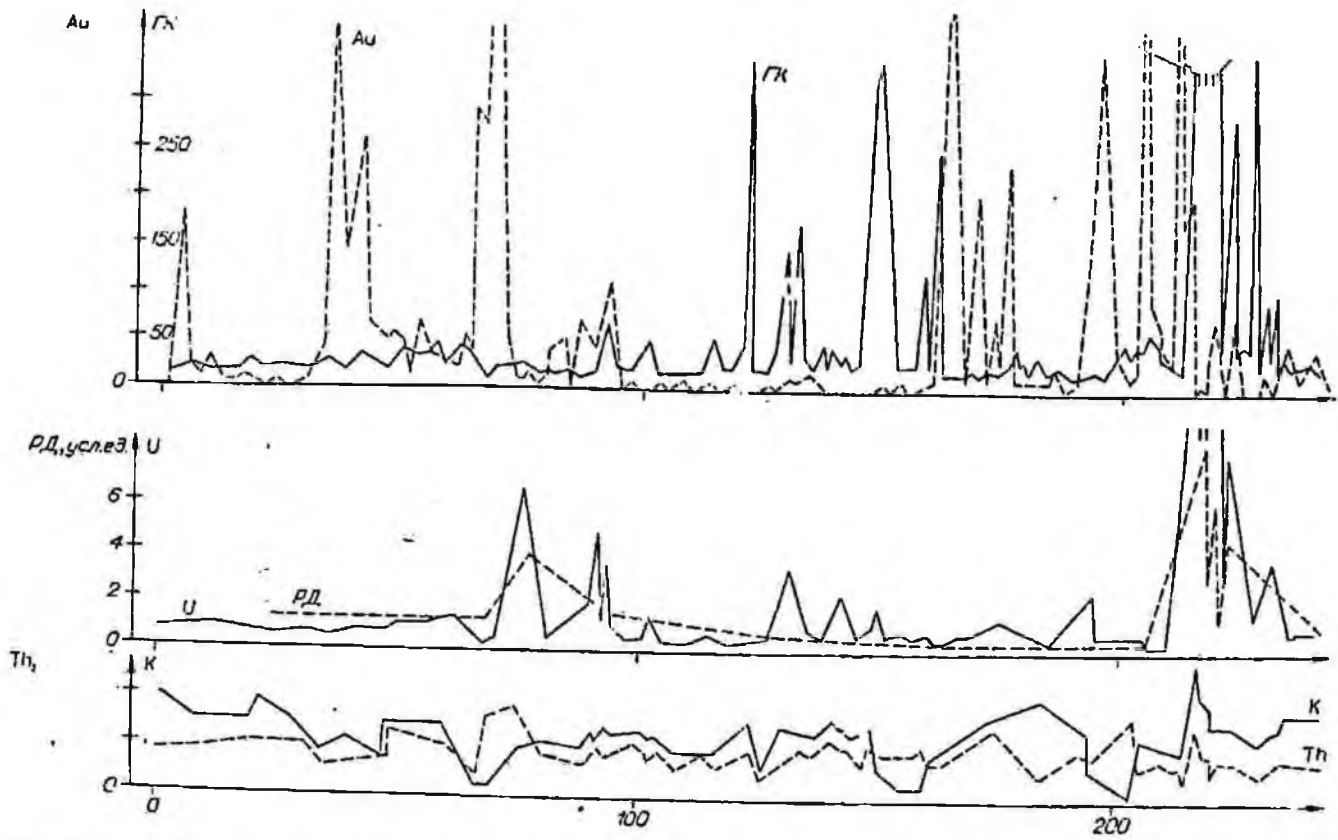


Рис. 10. Распределение общей γ -активности, ЕРЭ и Au по скв. 4001 рудопрооявления Вост. Бесаян. ГК — кривая гамма-каротаж; РД — радиационные дефекты.

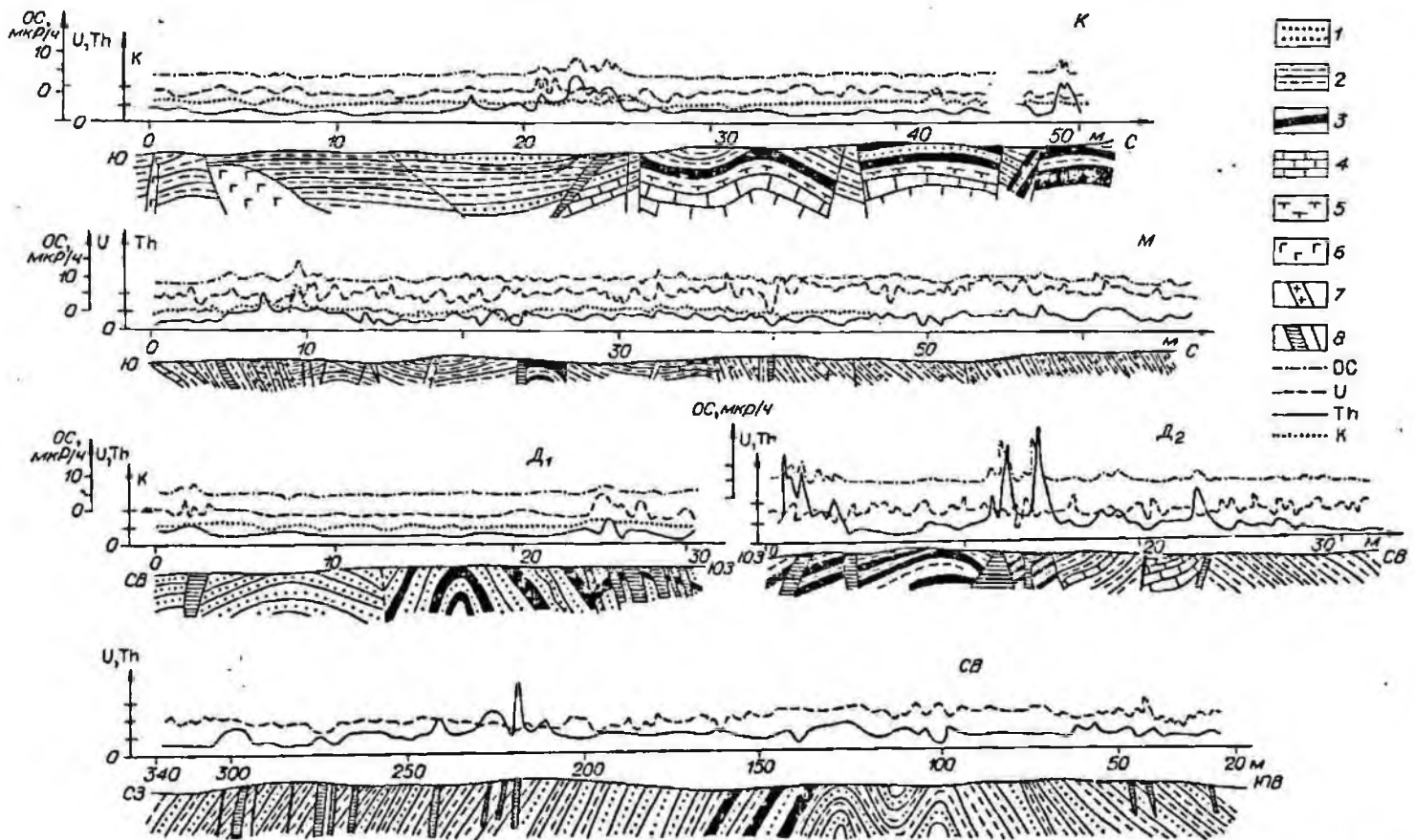


Рис. 11. Графики распределения общей радиоактивности (ОС) и ЕРЭ по опорным разрезам месторождений Кокпатас (К), Мютенбай (М), Даугмзтву (Д₁ — линия 12, Д₂ — профиль 18), СВ — северо-восточный участок.
1 — песчаники, алевролиты; 2 — сланцы слюдяно-кварцевые, хлорито-кварцевые; 3 — сланцы черные кремнистые или углистые; 4 — известняки; 5 — туфобрекчи, туффиты; 6 — габброиды; 7 — дайки разного состава; 8 — рудные тела и зоны минерализации.

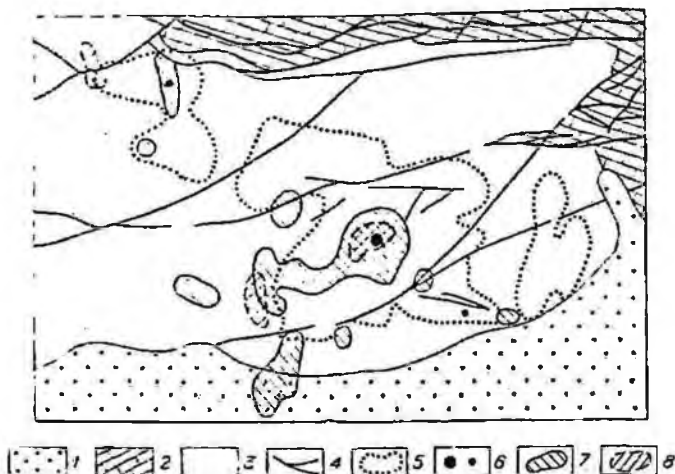


Рис. 12. Схема геологического строения с ореолами ЕРЭ по данным аэрогамма-спектрометрической съемки в Мурунтауском рудном поле.

1 — отложения Q; 2 — карбонатные отложения D; 3 — песчано-сланцевые отложения Pt; 4 — тектонические нарушения; 5 — ореолы Au по данным металлотрипсии; 6 — локальные аномалии, месторождения; 7 — поля пород с кларковым содержанием U (по Ra) более 6,5 г/т; 8 — содержания K более 3,5%.

По данным ранее выполненной аэрогамма-спектрометрической съемки (рис. 12), четкими аномалиями смешанной природы радиоактивности отмечилось собственно месторождение Мурунтау и рудопроявление Восточный Беспан. Над участком Мютенбай наблюдается только локальная малонитенсивная урановая аэроаномалия, что вызвано значительной мощностью перекрывающих отложений на участке съемки.

Таким образом, во всех месторождениях Мурунтауского рудного узла в коренных породах ниже зоны окисления имеются аномалии и аномальные поля с повышенными содержаниями U и K в пределах участков гидротермально измененных пород, причем наблюдается высокая дисперсия в распределении содержания этих элементов. Несмотря на отсутствие прямых корреляционных связей между ЕРЭ и Au, пространственная связь между ними все же улавливается, выражаясь присутствием урановых и калиевых аномалий в непосредственной близости от золоторудных тел. Видимо, полиформационный характер золотого оруденения и унаследованность развития структур в течение длительного времени обусловили пространственное совмещение различных рудных комплексов в одних и тех же структурах.

Аэрогамма-спектрометрической съемкой отмечались те выходы рудного поля, над рудными телами которых мощность сплошного чехла делювиальных отложений не превышает 2 м.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЮЖНОЕ I

Кокпатасское рудное поле, в пределах которого расположено месторождение Южное I, впервые описано К. К. Пятковым в 1952 г. как сурьмяное проявление. В 1960 г. Ю. В. Фиксельштейн и Х. Р. Рахматуллаев обнаружили здесь золото. В дальнейшем изучением геологии месторождения занимались Ю. А. Майков, В. А. Овечкин, Р. В. Цой, А. Д. Шведов, С. Д. Шер, Д. А. Дорофеев, А. М. Гаврилов, Э. А. Маркова и др. [1, 12, 13].

Месторождение размещается в пачке переслаивания сланцев и песчаников карашахской свиты C_{1-2} . Породы имеют моноклинальное

залегание с преобладающим пологим (20—30°) падением на юг и юго-восток. В юго-западной части месторождения осадочные породы прорваны интрузивом гранит-порфиров. На самом месторождении исключительно широко развиты дайки среднего и основного состава, много разрывных нарушений субширотного и северо-восточного простирания. Более древние полого падающие широтные разломы представлены сериями субпараллельных разрывов, образующих ослабленные зоны. Пересекающие их разломы северо-восточного простирания имеют крутые (60—85°) углы падения и обычно вмещают дайки основного и среднего состава. Встречаются также крутопадающие широтные нарушения, часто маркирующиеся дайками.

Главные рудные тела месторождения контролируются зонами полого падающих к югу субширотных разломов. Они разделяются на ряд выклинивающихся полос и линз, между которыми располагаются участки с непромышленными концентрациями золота.

Рудные тела представлены гидротермально измененными песчано-сланцевыми породами, пронизанными прожилками кварца и карбоната и неравномерно минерализованными сульфидами. 60—70% золота в рудах тонко диспергировано в пирите и арсенопирите, содержание которых колеблется от 14 до 20%. В незначительных количествах отмечаются пирротин, халькопирит, марказит, сфалерит, блеклая руда, бурнонит, сульфоантимониды Pb, галенит, антимонит и некоторые другие минералы. На месторождении выделяется несколько минеральных ассоциаций, отвечающих стадиям минералообразования. Золотая минерализация сформировалась в две последовательные стадии, которым соответствуют пирит-арсенопиритовая (ранняя) и полуметаллическая (поздняя) продуктивные минеральные ассоциации.

Золото-сульфидное оруденение пространственно совпадает с зонами метасоматически измененных пород. Контуры этих зон значительно шире, чем контуры рудных тел, но нередко оруденение развивается в макроскопически не измененных породах. Изменению наиболее подвержены сланцы, меньше алевриты и песчанки.

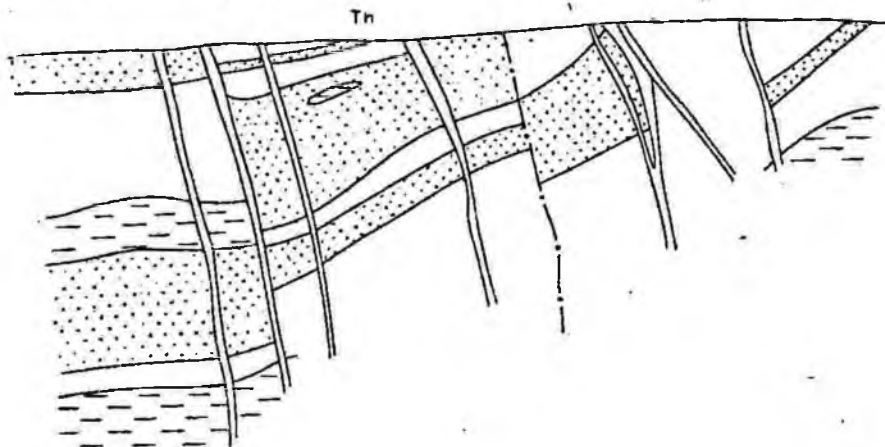
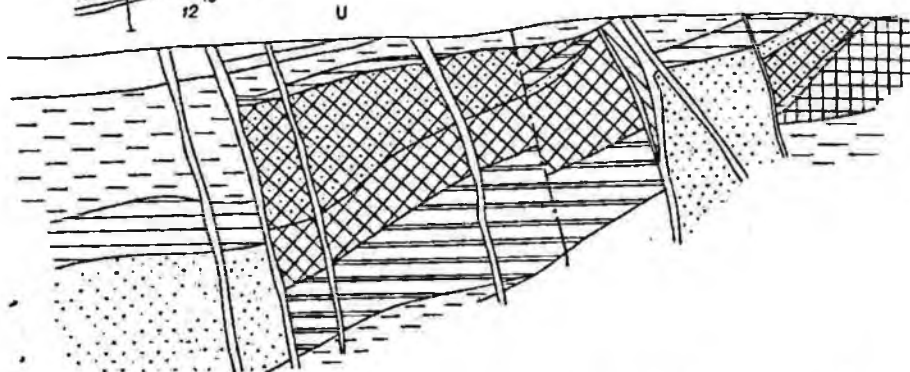
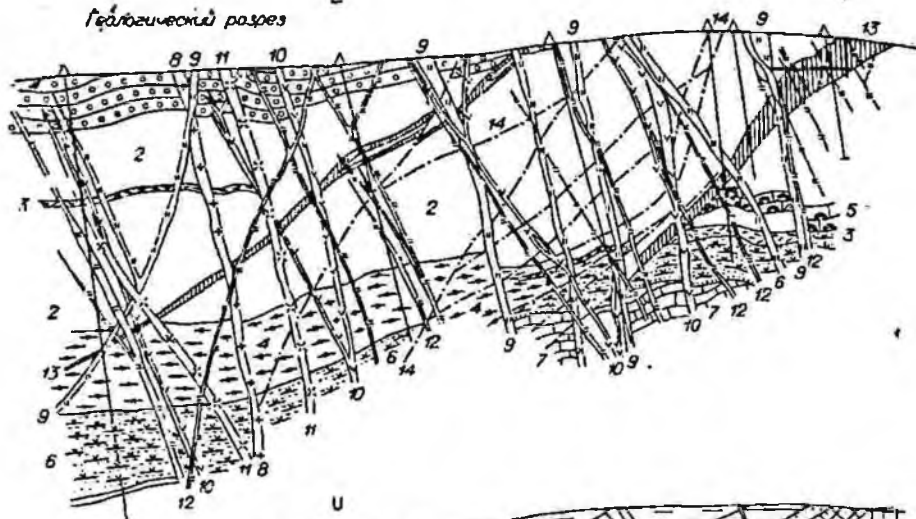
Д. А. Дорофеев [1] считает, что метасоматические изменения сопутствуют сульфидно-вкрапленным оруденению и выражаются в развитии новообразований серицита, кварца, карбонатов. При увеличении степени преобразования пород в них увеличивается содержание серицита и пирита и уменьшается количество альбита.

Распределение ЕРЭ изучалось вдоль разведочной линии XXI (рис. 13). В результате статистической обработки полученных при этом данных вскрытые породы по содержанию ЕРЭ разделены на три блока, границы между которыми контролируются тектоническими нарушениями субширотного и северо-восточного направлений, вмещающими дайки среднего состава.

Первый, южный, блок (скв. 483) безрудный. Он характеризуется кларковыми концентрациями ЕРЭ, колеблющимися в пределах: $(2,35 \div 4,54) \cdot 10^{-4}\%$ U (Ra), $(4,56 \div 7,92) \cdot 10^{-4}\%$ Th и $(1,20 \div 2,64)\%$ K. Во втором, среднем, блоке (скв. 88 и 61) выделяется зона повышенных значений U (Ra). Максимальное содержание его (до $20,8 \cdot 10^{-4}\%$) отмечено в породах, вмещающих рудное тело. Концентрации K в блоке в целом заметно ниже, чем в первом блоке (1%). Третий, северный, блок (скв. 336, 338, 339) является рудным. В нем наблюдается вертикальная зональность в распределении K, по содержанию которого выделены следующие зоны (сверху вниз, в %): надрудная (2,80—3,24), рудная (2,17—2,50) и подрудная (2). На границе двух последних намечается участок пород с аномально-высокими концентрациями K (до 3,78%).

Распределение U внутри рудного блока характеризуется резкой дифференциацией. Если для южной его части типичны депрессионные

Гидрогеологический разрез



значения концентрации U ($< 3 \cdot 10^{-4}\%$), то в северной они достигают аномальных значений.

Среди пород, границы распространения которых четко устанавливаются по данным γ -спектрометрии, можно отметить туфогенно-осадочные породы нижней части карашахской толщи со средними концентрациями (в %) ЕРЭ: $(3-4) \cdot 10^{-4}$ U , $(7-8) \cdot 10^{-4}$ Th и около 2 К. Песчаники и туфопесчаники верхней части названной толщи имеют средние концент-

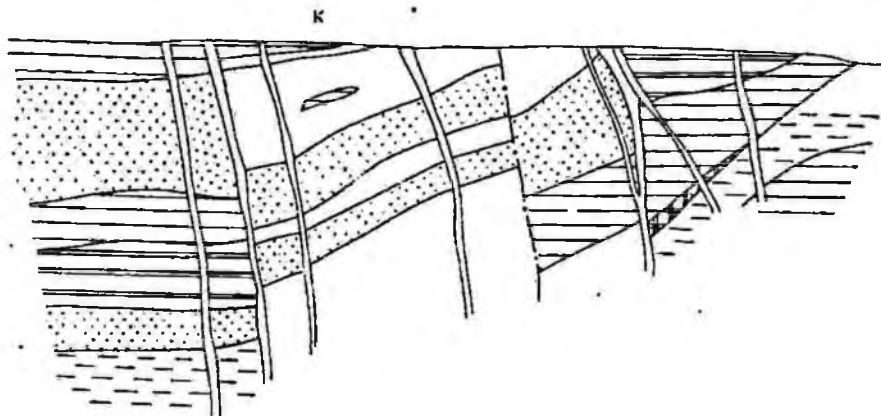


Рис. 13. Распределение ЕРЭ и Au по разведочной линии XXI месторождения Кокпатас. Обозначения к геологическому разрезу: 1 — песчаники и туфопесчаники; 2 — алевриты и углесто-кварц-хлоритовые сланцы; 3 — расслаивающиеся алевриты и туфоалевриты (зеленые альбит-эпидот-хлоритовые сланцы); 4 — углисто-глинистые сланцы; 5 — органично-обломочные известняки; 6 — туфогенно-осадочные брекчии; 7 — известняки; 8 — гранодиорит-порфиры; 9 — керсантиды; 10 — диориты, микродиориты; 11 — диоритовые порфириды; 12 — спессартиты и лампрофиты; 13 — золоторудные сульфидные тела; 14 — взоружевия. Остальные усл. обозн. на рис. 6.

рации U ($4 \div 5$) $\cdot 10^{-4}$, Th ($5 \div 7$) $\cdot 10^{-4}$ и K ($2,0 \div 2,5$), а дайки лампрофитов — соответственно $4,2 \cdot 10^{-4}$, $7,9 \cdot 10^{-4}$ и 2,2%.

Таким образом, данные по распределению ЕРЭ в породах разведочной линии XXI показывают, что повышенные (аномальные) содержания U (Ra) характерны для участков пород, вмещающих рудные тела. Повышенные концентрации К отмечены в метасоматически измененных породах, сопутствующих сульфидно-вкрапленному оруденению. Однако, как показали результаты статистической обработки данных, по линии XXI, несмотря на пространственную совместимость участков с повышенными концентрациями ЕРЭ и рудными концентрациями Au, корреляционной зависимости между ними в целом для участка не наблюдается.

Закономерности распределения ЕРЭ, установленные по разведочной линии XXI, подтверждаются данными γ -спектрометрического опробования кварцшлага I из шахты 3 по разведочной линии XXX (рис. 14). Здесь также наблюдается тенденция увеличения концентрации К с увеличением содержания Au, а урановая аномалия фиксируется в приконтактовой части зоны с повышенным содержанием Au.

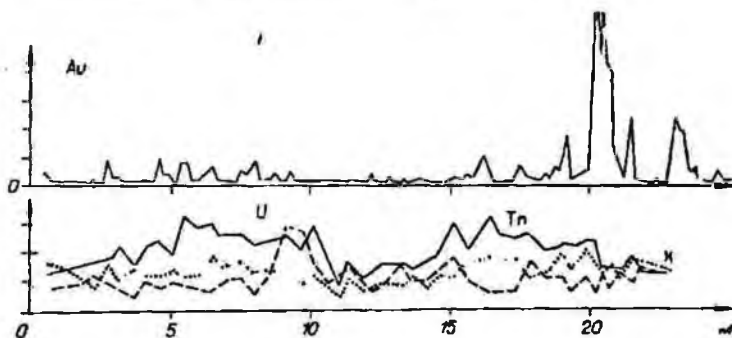


Рис. 14. Распределение ЕРЭ и Au по данным опробования кварцшлага I шахты 3 (месторождение Южное I).

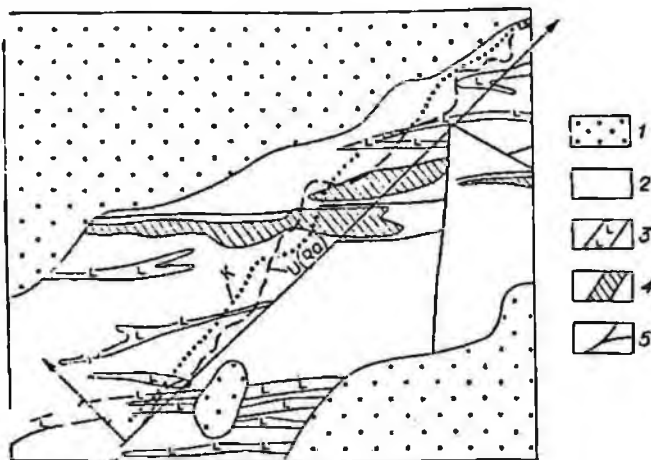


Рис. 15. Распределение U (по Ra) и К на месторождении Южное I по данным профильной автогамма-спектрометрической съемки.

1 — отложения Q; 2 — песчаники, сланцы, туфы, кремни, доломиты Ca; 3 — дайки основного состава; 4 — рудные тела; 5 — тектонические нарушения.

Выявленные аномальные концентрации ЕРЭ в коренных породах фиксируются при измерении на поверхности в рыхлых отложениях. Так, по данным профильной автогамма-спектрометрической съемки по линии XXI рудная зона отмечается повышенными содержаниями U — $(9 \div 10) \cdot 10^{-4}$ на фоне $(3 \div 5) \cdot 10^{-4}\%$ и К — 3,2 на фоне 2—2,5% (см. рис. 11 и 15).

Урановые аномалии, установленные по данным наземных работ над месторождением Южное I и рудопроявлением Восточное I (северный конец профиля автосъемки), были зафиксированы также аномалиями существенно урановой природы и при аэрогамма-спектрометрической съемке, выполненной в 1969 г.

УЧАСТОК ДАУГЫЗТАУ

Месторождение Южный Даугызтау (оно же Даугыз) и ряд рудопроявлений, входящих в рудное поле, открыты в 1967—1970 гг. при проведении комплексных геологосъемочных работ. В дальнейшем геология рудного поля изучалась Г. В. Касавченко, А. А. Феклистовым и др. В геологическом строении рудного поля принимают участие метаморфизованные породы бесапанской свиты, представленные переслаиванием алевролитов и песчаников, которые на значительной части площади перекрывают мезокайнозойскими отложениями. Интрузивные породы на поверхности отсутствуют. С северо-запада и юго-востока рудное поле ограничено Бельтауским и Агакчурским разломами глубокого заложения. Складчатая структура поля определяется Бельтауской антиклиналью и серией мелких складок, развитых на ее крыльях. В пределах площади выделено несколько минерализованных зон, приуроченных к серии субпараллельных сколовых разломов, оперяющих основные нарушения. Ориентировка зон в основном северо-восточная.

Месторождение Южный Даугызтау размещается в восточной части рудного поля. В структурном отношении оно приурочено к северо-западному крылу Даугызтауской синклинали, к линейной зоне разлома

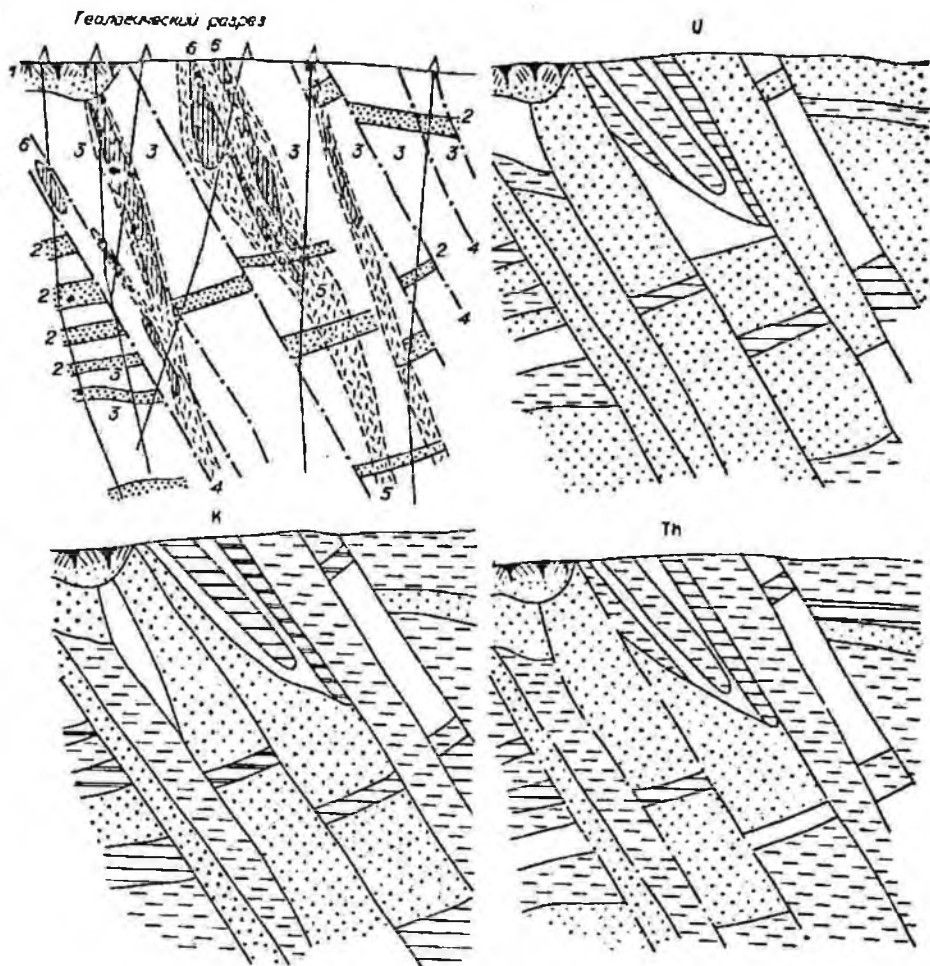


Рис. 16. Распределение EPЭ и Au в разрезе по линии XII, месторождения Даугызтау. Обозначения к геологическому разрезу: 1 — суглинки; 2 — песчаники; 3 — сланцы и алевролиты; 4 — тектонические нарушения; 5 — рудоносные зоны; 6 — рудные тела. Остальные усл. обозк. на рис. 6.

протяженностью 1900 м и шириной до 150 м. В центральной части месторождения литологический разрез состоят слюисто-кварцевые и углито-глинистые сланцы, количественно преобладающие над песчаниками и алевролитами. Золотое оруденение приурочено к крутопадающим зонам мелкой складчатости и дробления северо-восточного простирания. В зонах развиты метасоматические преобразования, выраженные в окварцевании, хлоритизации, серитизации и альбитизации.

Преобладающим минералогическим типом являются прожилково-вкрапленные существенно пиритовые (с антимонитом и арсенопиритом) руды. Большая часть золота находится в дисперсном состоянии в пирите. Самородное золото отмечается редко и ассоциирует с антимонитом и карбонатом.

Распределение EPЭ на месторождении Южный Даугызтау изучалось вдоль линии XII (рис. 16). В разрезе отмечается шпрокая (до 100 м) зона пониженных концентраций (в %) U — $(2 \div 3) \cdot 10^{-4}$, Th —

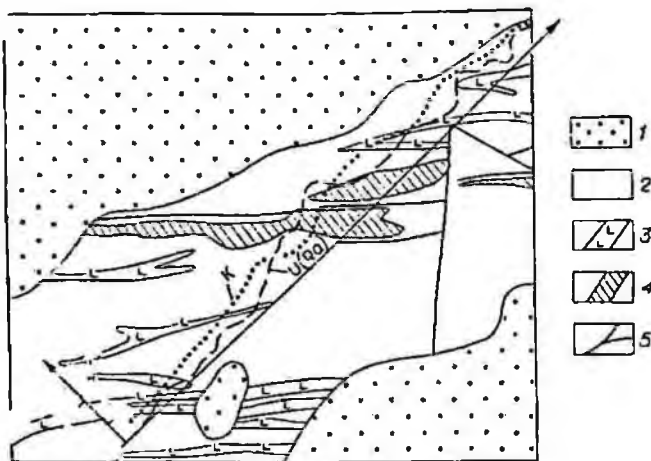


Рис. 15. Распределение U (по Ra) и К на месторождении Южное I по данным профильной автогамма-спектрометрической съемки.

1 — отложения Q; 2 — песчаники, сланцы, туфы, кремня, доломиты С₂; 3 — дайки основного состава; 4 — рудные тела; 5 — тектонические нарушения.

Выявленные аномальные концентрации ЕРЭ в коренных породах фиксируются при измерении на поверхности в рыхлых отложениях. Так, по данным профильной автогамма-спектрометрической съемки по линии XXI рудная зона отмечается повышенными содержаниями U — $(9 \div 10) \cdot 10^{-4}$ на фоне $(3 \div 5) \cdot 10^{-4}\%$ и К — 3,2 на фоне 2—2,5% (см. рис. 11 и 15).

Урановые аномалии, установленные по данным наземных работ над месторождением Южное I и рудопроявлением Восточное I (северный конец профиля автосъемки), были зафиксированы также аномалиями существенно урановой природы и при аэрогамма-спектрометрической съемке, выполненной в 1969 г.

УЧАСТОК ДАУГЫЗТАУ

Месторождение Южный Даугызтау (оно же Даугыз) и ряд рудопроявлений, входящих в рудное поле, открыты в 1967—1970 гг. при проведении комплексных геологосъемочных работ. В дальнейшем геология рудного поля изучалась Г. В. Касавченко, А. А. Феклистовым и др. В геологическом строении рудного поля принимают участие метаморфизованные породы бесаланской свиты, представленные переслаиванием алевролитов и песчаников, которые на значительной части площади перекрыты мезокайнозойскими отложениями. Интрузивные породы на поверхности отсутствуют. С северо-запада и юго-востока рудное поле ограничено Бельтауским и Агакчурским разломами глубокого заложения. Складчатая структура поля определяется Бельтауской антиклиналью и серией мелких складок, развитых на ее крыльях. В пределах площади выделено несколько минерализованных зон, приуроченных к серии субпараллельных сколовых разломов, оперяющих основные нарушения. Ориентировка зон в основном северо-восточная.

Месторождение Южный Даугызтау размещается в восточной части рудного поля. В структурном отношении оно приурочено к северо-западному крылу Даугызтауской синклинали, к линейной зоне разлома

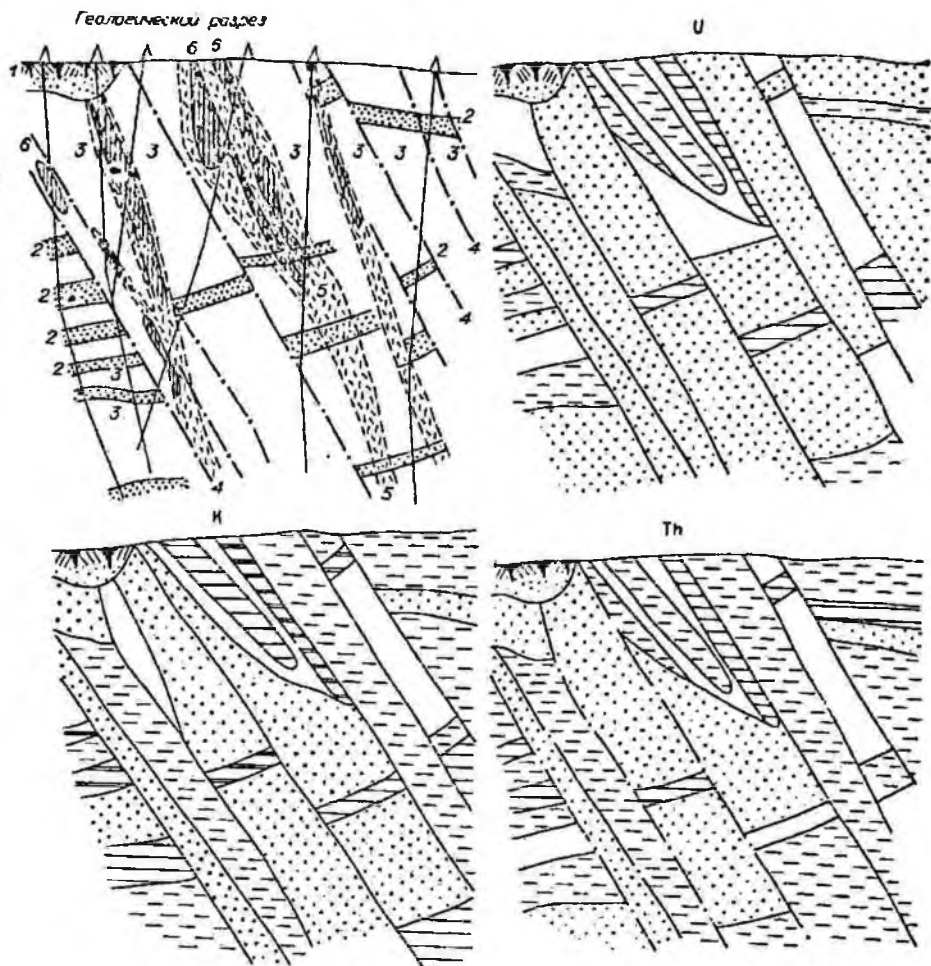


Рис. 16. Распределение REE и Au в разрезе по линии XII, месторождения Даугыстау. Обозначения к геологическому разрезу: 1 — суглинки; 2 — песчаники; 3 — сланцы и алевролиты; 4 — тектонические нарушения; 5 — рудоносные зоны; 6 — рудные тела. Остальные усл. обозн. на рис. 6.

протяженностью 1900 м и шириной до 150 м. В центральной части месторождения литологический разрез слагают слюисто-кварцевые и углисто-глинистые сланцы, количественно преобладающие над песчаниками и алевролитами. Золотое оруденение приурочено к крутопадающим зонам мелкой складчатости и дробления северо-восточного простирания. В зонах развиты метасоматические преобразования, выраженные в окварцевании, хлоритизации, серцитизации и альбитизации.

Преобладающим минералогическим типом являются прожилково-вкрапленные существенно пиритовые (с антимонитом и арсенопиритом) руды. Большая часть золота находится в дисперсном состоянии в пирите. Самородное золото отмечается редко и ассоциирует с антимонитом и карбонатом.

Распределение REE на месторождении Южный Даугыстау изучалось вдоль линии XII (рис. 16). В разрезе отмечается широкая (до 100 м) зона пониженных концентраций (в %) U — $(2 \div 3) \cdot 10^{-4}$, Th —

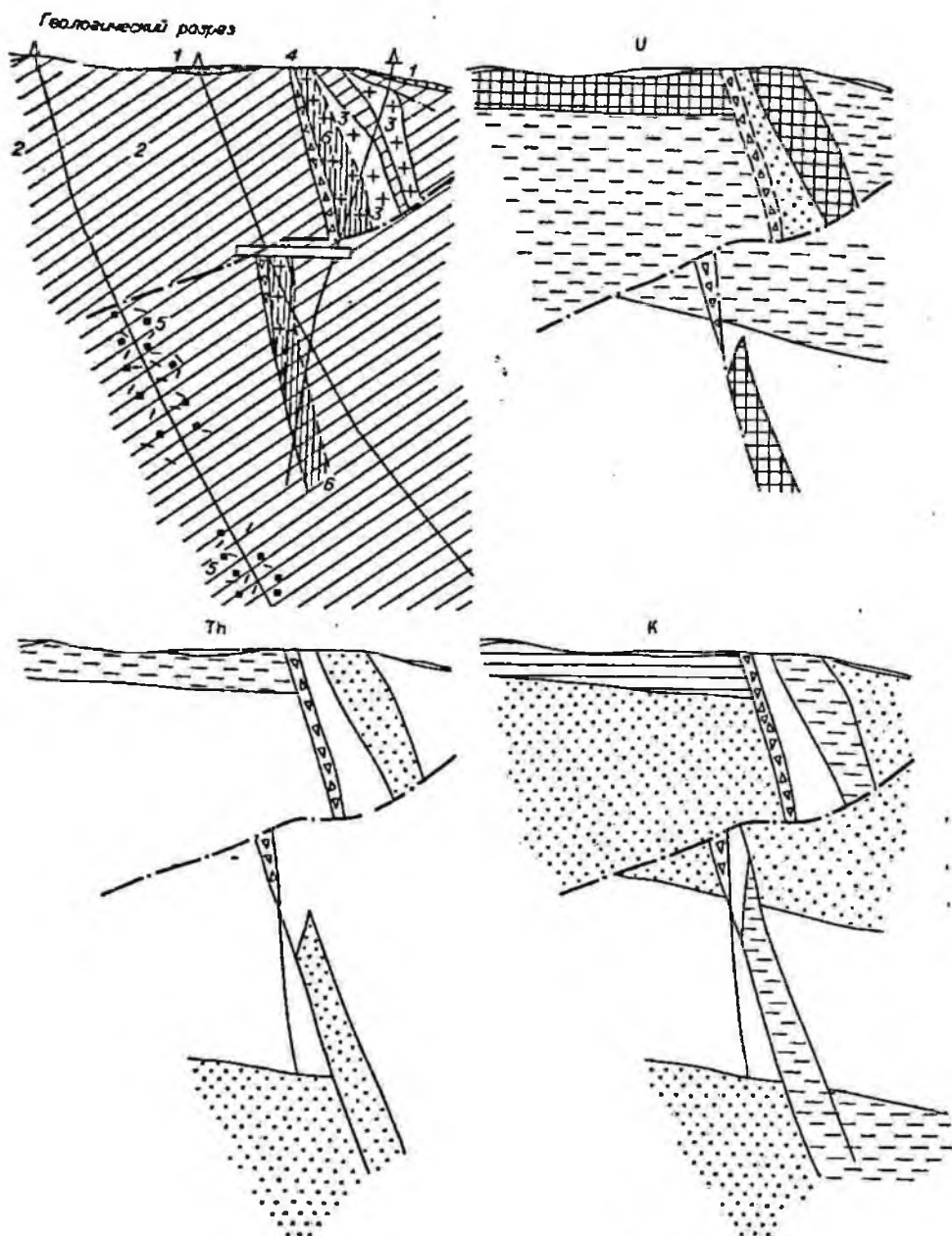


Рис. 17. Распределение EPЗ и Au по разведочной линии II—II месторождения Каракум (Главная зона).

Обозначения к геологическому разрезу: 1 — делювий; 2 — кварцево-сланцевые сланцы; 3 — микро-диориты, диориты, кварцевые диориты; 4 — зона брекчирования сланцев; 5 — сульфидная минерализация; 6 — золоторудные тела. Остальные усл. обозн. на рис. 6.

$(5 \div 7) \cdot 10^{-4}$ и К — (2—1,5), пространственно совпадающая с зоной дробления и окварцевания, вмещающей рудные тела. В пределах этой зоны выделяется ряд локальных участков с повышенными концентрациями EPЗ, однако пространственная связь их с рудными телами отсутствует.

По данным автогамма-спектрометрической съемки, рудовмещающая структура с пониженными концентрациями ЕРЭ не выделяется ввиду экранировки ее рыхлыми отложениями с повышенным фоном радиоактивности.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ КАРАКУТАН †

Рудопоявление Каракутан открыто К. В. Стуковой в 1958—1959 гг. Позже геология рудного поля исследовалась А. П. Холоповым, Г. В. Головлевым, В. Ф. Маркелем, А. С. Арлеповым и др., минералогия — Р. П. Базеловой, Г. П. Чеботаревой, А. С. Курбановым [2, 17].

Месторождение расположено в северо-восточной части Зиаэтинских гор среди метаморфизованных вулканогенно-сланцевых отложений катармайской свиты (D₁), слагающих северное крыло антиклинальной складки. Свита разделена на несколько подсвит, сложенных слюдисто-кварцевыми, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами с прослоями и линзами доломитов, песчаников, гравелитов и окварцованных вулканитов основного состава. Севернее месторождения размещены небольшие гранитные штоки и проходит широтный пояс гранодиоритовых, диоритовых и лампрофировых даек.

В пределах месторождения моноклинальное падение (40—50°) северного крыла Катармайской антиклинали осложнено более мелкими складчатыми структурами и большим количеством разнонаправленных разрывных нарушений. Оруденение связано с кварцевыми жилами и зонами окварцевания, приуроченными к зонам смятия и брекчирования сланцев вдоль рудоконтролирующих разломов северо-восточного и субширотного направлений.

Месторождение Каракутан относится к золото-кварцевой мало-сульфидной формации. Главными рудообразующими минералами являются кварц, пирит и арсенопирит.

γ-спектрометрические измерения проведены по разрезу II—II, а также по поверхности и канавам через Главную и промежуточную рудные зоны. Рудное тело, вскрытое в разрезе по линии II—II, по данным γ-спектрометрических измерений имеет неоднородное в радиогеохимическом отношении строение. Часть его, представленная микродиоритами и метасоматически измененными сланцами, выделяется повышенными концентрациями (в %) U — $(4,9 \div 6,4) \cdot 10^{-4}$ на фоне $(1,8 \div 3,2) \cdot 10^{-4}$, Th — $(5,25 \div 6,3) \cdot 10^{-4}$ на фоне $(2,4 \div 4,5) \cdot 10^{-4}$ и K — $(1,5 \div 1,75)$ на фоне $(0,3 \div 1,5)$ (рис. 17). Лежащий бок рудного тела, представленный окварцованными породами, имеет пониженные концентрации ЕРЭ: $(1,8 \div 2,3) \cdot 10^{-4}$, $(2,9 \div 3,1) \cdot 10^{-4}$ и $(0,3 \div 0,95) \%$ соответственно.

Установлено, что уменьшение концентраций ЕРЭ в минерализованных участках связано с окварцеванием, а локально повышенные концентрации U (по Ra) тяготеют к тектоническим нарушениям. Особен-

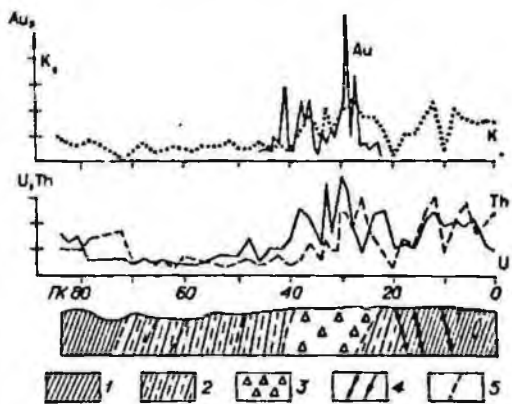


Рис. 18. Распределение U (по Ra), Th, K и Au в Главной рудной зоне месторождения Каракутан. 1 — сланцы кварц-слюдяные; 2 — сланцы кварц-хлоритовые; 3 — зола брекчирования; 4 — кварцевые жилы; 5 — разрывные нарушения.

но четко связь урановых аномалий с тектоническими зонами видна по распределению ЕРЭ вдоль канавы 5, пройденной через Главную рудную зону (рис. 18). Урановая аномалия до $30 \cdot 10^{-4}\%$ непосредственно совпадает с тектонической зоной, контролирующей золоторудную минерализацию. Минералогические исследования показали, что урановая минерализация представлена тьюмунитом. Анализ проб, отобранных из этой канавы на радиационные дефекты, позволил установить гипогенный характер урановой минерализации.

Площадные γ -спектрометрические измерения показали, что на месторождении только рудоконтролирующая зона северо-восточного простирания с золоторудной минерализацией сопровождается урановой аномалией как в коренных породах, так и в поверхностных рыхлых отложениях. Субширотные разломы сопровождаются лишь незначительным повышением концентраций U.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ САРМИЧ

Месторождение было открыто в 1964 г. ревизионными работами, проведенными под руководством Н. Г. Дегтярева. С 1968 г. здесь проводятся поисково-разведочные работы. Геологическое строение месторождения изучалось И. Н. Галаховым, Г. В. Горевым, С. Д. Шером и др. В строении месторождения принимают участие метаморфические терригенно-карбонатные отложения силурийского возраста, представленные глинисто-слюдистыми, углисто-глинистыми и глинисто-хлоритовыми сланцами, углисто-глинисто-кварцевыми песчаниками и алевролитами, содержащими прослои и линзы доломитистых известняков. В пределах рудоносных структур развиты пояса даек кварцевых диоритов, диоритовых и диабазовых порфиритов.

В структурном отношении месторождение расположено в пределах Сармичской антиклинали. Наличие разрывных нарушений субширотного и диагонального направления обуславливает блоковую структуру площади. Оруденение наблюдается в зонах брекчированных, окварцованных и лимонитизированных пород, развитых вдоль субширотных крутопадающих разломов. Рудные тела локализованы в пределах одиночных кварцевых жил, линейных штокверков, а также в минерализованных зонах смятия, рассланцевания, метасоматического окварцевания и сульфидизации. Предрудные гидротермальные изменения выражены в виде слабой серпентинизации сланцев и кварцальбитового метасоматоза алевролитов. Золото наблюдается в тесной ассоциации с арсенопиритом, в меньшей степени — с галенитом и блеклой рудой.

Распределение ЕРЭ изучалось в разрезе по разведочной линии V—V (рис. 19). Для пород разреза характерно в основном поле низких концентраций (в %) ЕРЭ: $(2,0 \div 3,0) \cdot 10^{-4}$ U, $(5,0 \div 7,0) \cdot 10^{-4}$ Th и $(1,0 \div 1,5)$ K. Исключением являются отдельные прослои глинисто-углистых сланцев, в которых содержания U, Th и K возрастают соответственно до $5,3 \cdot 10^{-4}$, $1,2 \cdot 10^{-4}$ и 3,3%.

Рудная зона, представленная сильно перемятыми брекчированными и окварцованными сланцами, расположена в поле низких концентраций ЕРЭ и радиогеохимически среди вмещающих пород не выделяется. Только в южной части рудной зоны отмечено повышение содержания K до 2,3% за счет обогащения слюдистым материалом.

По данным аэрогаммасъемки (рис. 20), субширотная тектоническая зона трещиноватости, протягивающаяся севернее Каратауского интрузива и включающая рудопроявления золота Субаши-Сармич, Курай, Кара-Мечеть, также не выделяется в γ -поле, представленном мозаикой малointенсивных ореолов, проведенных по изолинии 5,5 мкР/ч.

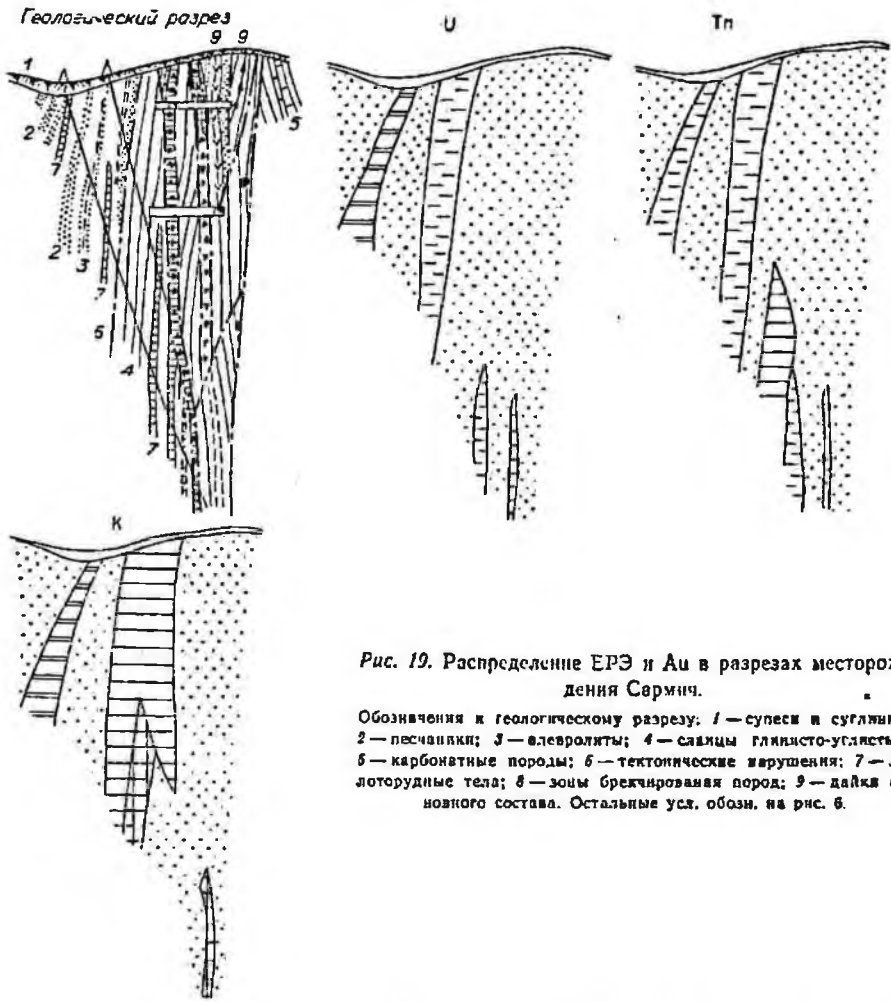


Рис. 19. Распределение ЕРЭ и Au в разрезах месторождения Сармич.

Обозначения к геологическому разрезу: 1 — супеси и суглинки; 2 — песчанки; 3 — алевролиты; 4 — сланцы глинисто-углистые; 5 — карбонатные породы; 6 — тектонические нарушения; 7 — золоторудные тела; 8 — зоны брекчированная пород; 9 — дайки основного состава. Остальные усл. обозн. на рис. 6.

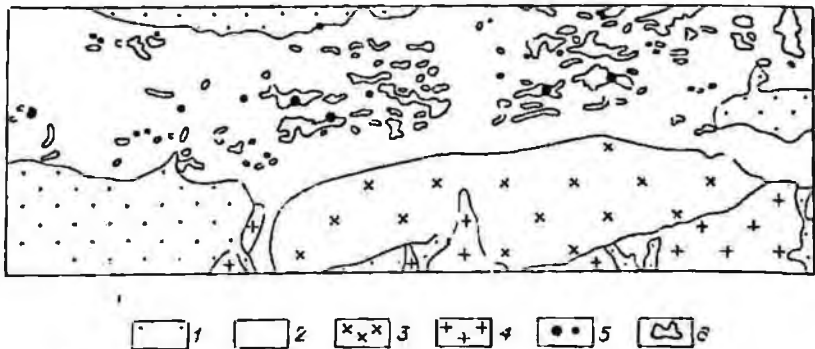


Рис. 20. Схема геологического строения Сармич-Алтып-Кафанского рудного поля с ореолами интегральной γ -активности по данным аэросъемки.

1 — отложения Q; 2 — песчанки, алевролиты в сланцы S₁; 3 — граниты биотитовые; 4 — диориты; 5 — месторождения и рудопроявления; 6 — изолинии γ -поля, околнуривающие участки с интенсивностью более 5,5 мкР/ч.

Геологический разрез

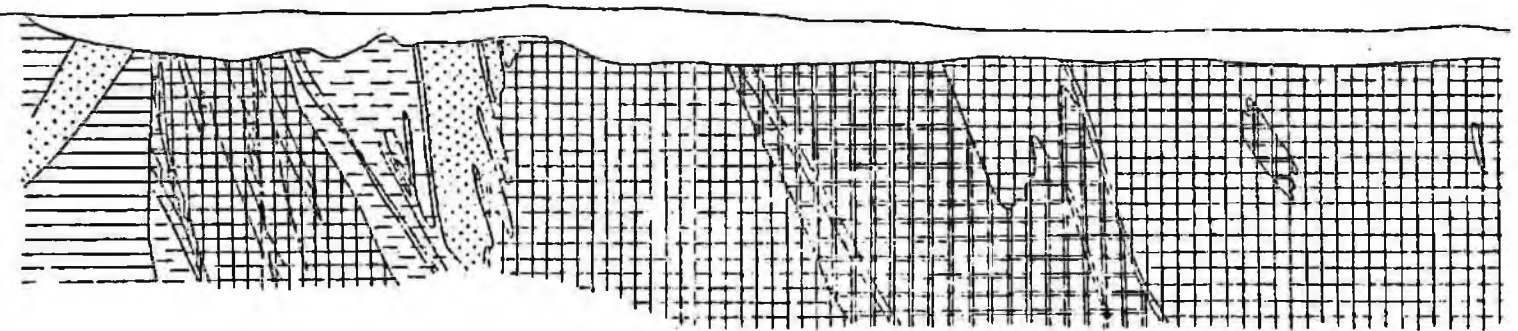
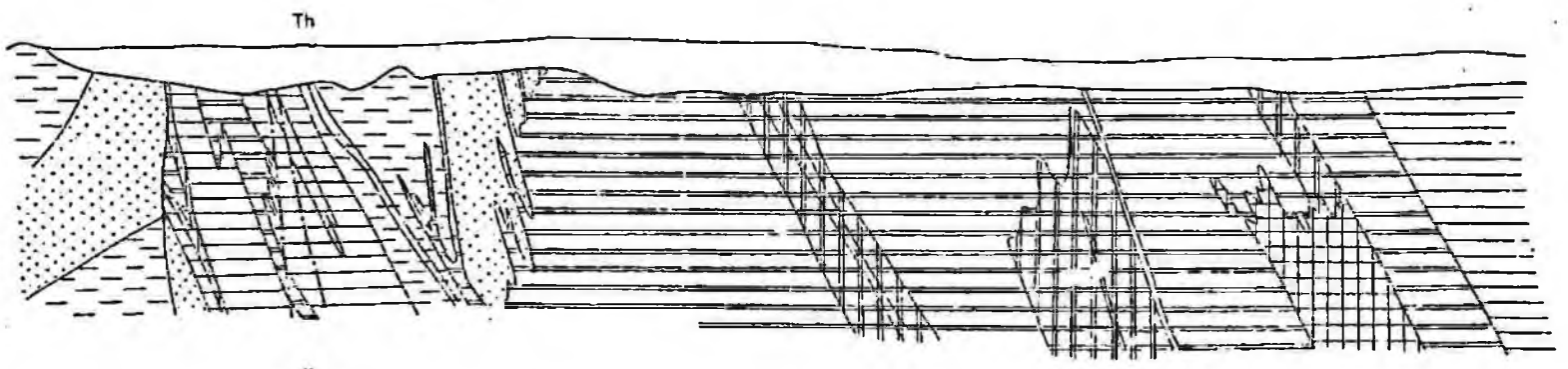
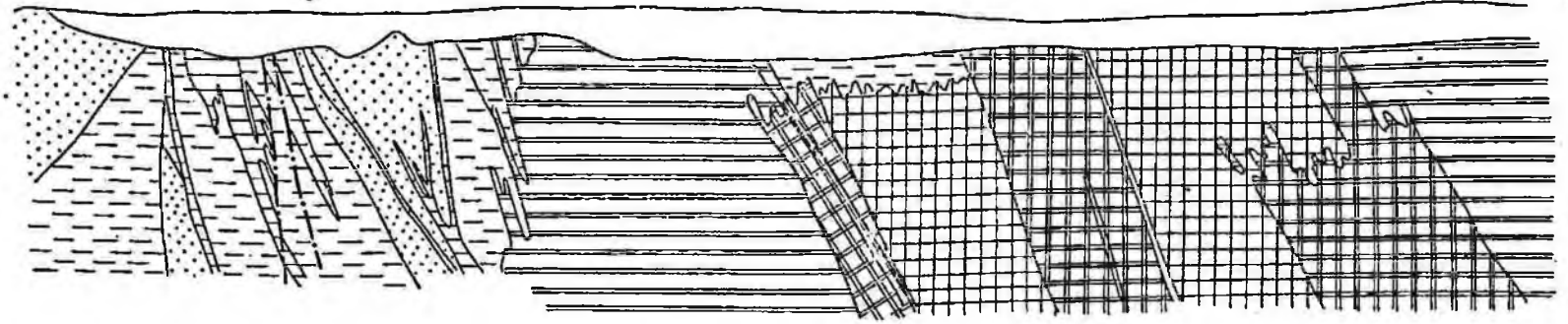
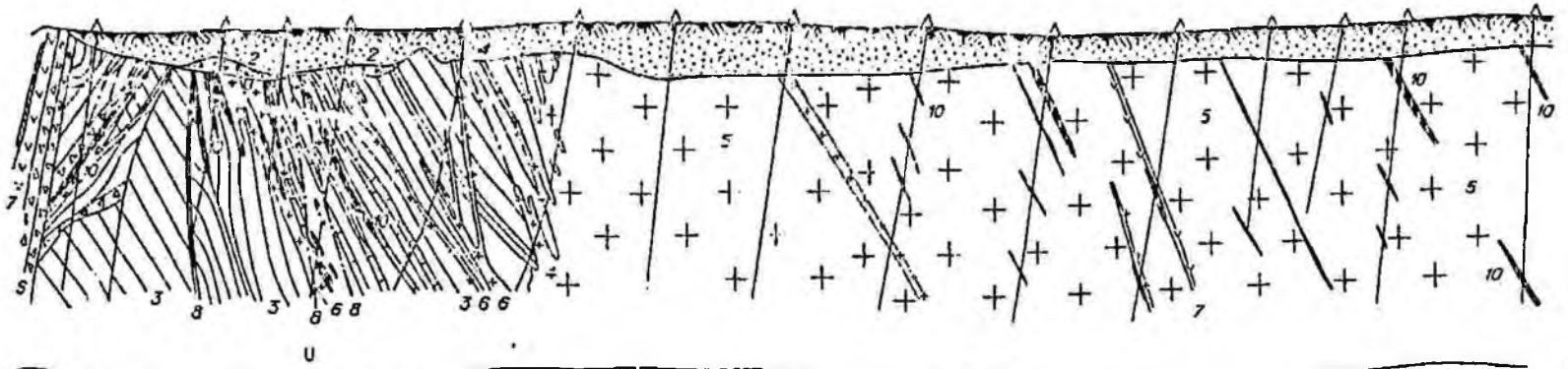


Рис. 21. Распределение EPЗ и Au по разведочной линии Б0 месторождения Чармитан.

Обозначения к геологическому разрезу: 1 — лессы и суглинки; 2 — брекчии изверженных и метаморфических пород с карбонатным цементом; 3 — сланцы кварцевобитумные; 4 — известняки; 5 — граиосениты биэпит-роговидобмановые; 6 — дайки гранитов и гранит-порфирой; 7 — дайки диоритов, кварцевых диоритовых порфиритов, диагнопорфиритов, диоритовых порфиритов; 8 — тектонические зоны; 9 — зоны брекчирования и трещиноватости; 10 — рудные тела. Остальные усл. обозн. на рис. 6.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЧАРМИТАН

Золотоносность кварцевых жил месторождения Чармитан установлена в 1953 г. И. Х. Хамрабаевым. С 1967 г. на участке проводятся разведочные работы. В геологическом строении района месторождения принимают участие осадочно-метаморфические породы раннесидурийского возраста п гранитоиды Кошрабадского интрузива. Осадочно-метаморфические отложения представлены песчано-сланцевыми сланцами с прослоями глинисто-сланцевых и углисто-сланцевых линзовидных тел основных эффузивов.

Среди гранитоидов Кошрабадского интрузива выделено четыре петрохимических разновидности пород, отвечающих четырем фазам интрузивной деятельности. Наиболее широко представлены продукты второй фазы — порфировидные биотит-роговообманковые граносениты. В приконтактной части интрузива широко развиты дайки аллитов.

Рудные тела установлены в эндо- и экзоконтактной частях интрузива. Между собой они различаются по содержанию золота и сульфидов, а также по своим морфологическим особенностям. Характерным представителем рудных тел экзоконтактной части интрузива в изучавшемся разрезе является рудное тело 10, вскрытое скв. 17, 241 и 16. Оруденение локализуется на северном крыле складки, которое слагает кварц-биотитовые роговики, переслаивающиеся с мраморизованными известняками и графитовыми сланцами. Оруденение, представленное кварц-пиритовыми жилами, приурочено к контактам кварц-сланцевых сланцев с апофизами граносенитов, частично к самим граносенитам. Сульфиды в кварцевых жилах полностью окислены и замещены гидроокислами Fe. Золото выделяется по трещинкам в виде прожилковидных, агрегатов, сложенных гидроокислами Fe. Околорудные изменения в роговиках и ороговикованных сланцах отсутствуют. В порфировидных граносенитах, слагающих зальбанды рудного тела 10 (скв. 144, интервал 115—126 м), установлены кварц-серцит-карбонатные метасоматиты. Мощность зон околорудных изменений колеблется от первых сантиметров до 1 м.

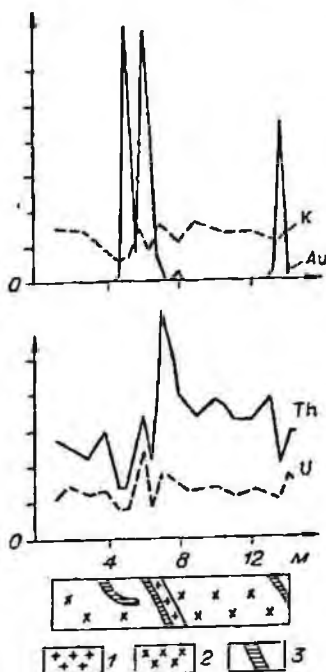


Рис. 22. Распределение ГРЭ на детальном разрезе одного из отрезков штольни месторождения Чармитан. 1 — дайка микрогранитов; 2 — граносениты; 3 — кварцевая жила.

Рудные тела, залегающие в эндоконтактной части Кошрабадского интрузива, концентрируются в четырех линейных поясах. Оруденение приурочено к кварц-сульфидным прожилкам в кварцевых жилах и их зальбандах, представленных полевошпатовыми (калиевые полевые шпаты) метасоматитами. Мощность этих околожилных метасоматитов колеблется от миллиметров до 1,2 м.

На месторождении Чармитан γ -спектрометрические измерения проведены по наиболее детально изученной разведочной линии 50, которая проходит по граносенитам, роговикам, сланцам и известнякам.

Статистическая обработка данных γ -спектрометрии позволила в экзоконтактной части разреза выделить

участок с концентрациями Th— $(9 \div 13) \cdot 10^{-4} \%$ и K— $(3 \div 3,5 \%)$. Пространственно этот участок ограничен распространением биотитовых роговиков, вмещающих дайки гранитового состава, с повышенными по отношению к нормальным граносиенитам содержаниями K и Th (скв. 16, 17, 142). Главные рудные тела четвертой рудной зоны, вскрытой разрезами, локализируются в пределах этого поля (рис. 21). Остальная экзоконтактовая часть разреза имеет фоновые концентрации (в %) U— $(2 \div 4) \cdot 10^{-4}$, Th— $(5 \div 9) \cdot 10^{-4}$ и K— $(1,5 \div 2,5)$. Несколько пониженные значения K ($1,0 \div 1,5$) отмечены в самой южной части разреза (скв. 18), где они пространственно хорошо совпадают с зоной дробления и окварцевания, вмещающей золоторудную минерализацию, или залегают в непосредственной близости от контакта с интрузией граносиенитов (скв. 15 и 14).

В интрузивной части разреза выделены две радиогеохимические структуры. Одна из них расположена на расстоянии около 200 м от контакта интрузива между дайками гранитов и диоритов. Мощность этой структуры около 300 м. По радиогеохимическим данным она обладает повышенными концентрациями K— $(3,5 \div 4)$ на фоне $(3,0 \div 3,5) \%$. В краевых частях структуры выделяются участки с повышенными концентрациями U и Th (в %) — соответственно $(7,0 \div 10,0) \cdot 10^{-4}$ на фоне $(5,0 \div 7,0) \cdot 10^{-4}$ и $(15,0 \div 17,0) \cdot 10^{-4}$ на фоне $(11,0 \div 13,0) \cdot 10^{-4}$. По данным геохимического опробования, в этой структуре расположены отдельные золоторудные тела.

Вторая структура отмечается примерно в 110 м севернее благодаря повышенным значениям U и Th. В отличие от первой в ее пределах общего повышения концентраций K не обнаружено. Мощность структуры 85—150 м. Повышенное содержание Au фиксируется в масштабе ее боку на контакте с зоной пониженного содержания U и Th.

Детальные измерения на третьем участке в штольне (рис. 22) позволили установить аномальные концентрации K—до $(7,1 \div 8,5) \%$ — в залбандах кварцевых жил, связанных с развитием калишпатовых метасоматитов. В жиле, контактирующей с дайкой микрогранитов, фиксируется рост концентрации U до $9 \cdot 10^{-4}$ на фоне $(2-3) \cdot 10^{-4}$ %. Сами кварцевые жилы отмечаются понижением роли ЕРЭ. В рыхлых отложениях количество ЕРЭ близко к фоновым концентрациям в коренных породах.

Четвертая рудная зона месторождения Чармита, приуроченная к роговикованным породам в экзоконтактовой части интрузива, выделяется повышенным содержанием Th и K. Рудные зоны, расположенные в эндоконтактовой части, непосредственно не выделяются γ-спектрометрией, хотя наблюдается тяготение рудных тел к участкам с повышенными значениями ЕРЭ. Эти участки в пределах рудного поля фиксируются также по данным аэрогамма-спектрометрической съемки (рис. 23).

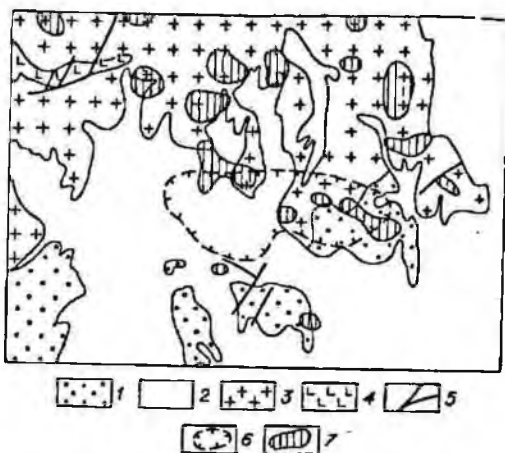


Рис. 23. Схема геологического строения ореола ми ЕРЭ по данным аэрогамма-спектрометрической съемки Чармитанского рудного поля.

1 — отложения Q; 2 — сланцы, аргиллиты и везеролиты S₂; 3 — граносиениты; 4 — габбро-сиениты; 5 — тектонические нарушения; 6 — контур рудного поля; 7 — локальные аномальные поля с содержанием U (по Ra) в породах более $6 \cdot 10^{-4}$ экв. %.

РУДОПРОЯВЛЕНИЕ МАРДЖАНБУЛАК

Месторождение сложено слабо метаморфизованными песчано-сланцевыми отложениями верхнего силура, прорванными субвулканическими интрузиями диабазового и дайками диоритового состава. Оруденение тяготеет к продольной зоне смятия, сопровождаемой гофрировкой, брекчированием, окварцеванием, лимонитизацией пород и внедрением дзек. В пределах Западного участка, на котором проводились разведочные работы, распространены метаморфизованные песчаники, алевролиты и углисто-глинистые сланцы. Эти породы слагают центральную часть рудной антиклинали, имеющей северо-западное простирание.

Оруденение Западного участка приурочено к двум рудным зонам, представляющим собой систему сближенных тектонических нарушений общей мощностью 200—250 м. Рудные тела представлены сульфидсодержащими кварцевыми жилами, зонами брекчированных пород или прожилкового окварцевания. Золото отложилось в две стадии минерализации. В количественном отношении преобладает ранняя пирит-арсениопиритовая ассоциация. Околорудные изменения проявлены слабо и представлены окварцеванием, пиритизацией, серицитизацией и частично карбонатизацией.

Поверхностная часть месторождения подвержена процессам окисления, вдоль ослабленных зон развиты линейные коры выветривания, сопровождаемые обесцвечиванием и каолинизацией пород.

В результате статистической обработки данных γ -спектрометрии по опорным разрезам были построены схемы распределения ЕРЭ. В разрезе по разведочной линии 100 (рис. 24) с юга на север можно выделить три структуры, отличающиеся характером распределения и концентрации ЕРЭ. Первая выделяется спокойным полем содержания U и Th — соответственно $(7 \div 8) \cdot 10^{-4}$ и $(9 \div 11) \cdot 10^{-4}$ %. В северной ее части отмечается увеличение среднего значения и дисперсии концентраций K. В пределах метасоматически измененных пород содержание K достигает 4,5%, а в кварцевых жилах снижается менее чем до 1%. Вторая отличается пониженными концентрациями U, Th и K — $(5 \div 6) \cdot 10^{-4}$, $(5 \div 9) \cdot 10^{-4}$ и $(1,5 \div 2,0)$ % соответственно. Для третьей структуры характерно резко дифференцированное распределение ЕРЭ. В особенности это относится к U, среднее содержание которого в верхней части структуры варьирует от $9,1 \cdot 10^{-4}$ до $10,1 \cdot 10^{-4}$ %. В нижней части структуры концентрации снижаются до $(3,5 \div 3,9) \cdot 10^{-4}$ %.

Золоторудная минерализация тяготеет главным образом к северной части первой структуры с повышенным содержанием K. Аномальные значения Au отмечаются также во второй и верхней части третьей структуры. В нижней части третьей структуры, выделяющейся депрессионными значениями U, концентрации Au не превышают 0,01 г/т.

По распределению ЕРЭ в разрезе по разведочной линии 104 (рис. 25) можно выделить две структуры: верхнюю с повышенной дисперсностью U — $(4,6 \div 10,1) \cdot 10^{-4}$, Th — $(5,0 \div 13,0) \cdot 10^{-4}$ и K — $(1,0 \div 3,5)$ %, а также нижнюю со спокойным полем концентраций Th — $(9,0 \div 11,0) \cdot 10^{-4}$ и K — $(2,5 \div 3,0)$ %. Вторую структуру по распределению U можно разделить на две части: верхнюю с повышенной его дисперсностью $(4,0 \div 10,0) \cdot 10^{-4}$ % и нижнюю с концентрацией не более $4,0 \cdot 10^{-4}$ %.

Почти вся золоторудная минерализация приурочена к верхней части второй структуры; минимальные для разреза концентрации Au (0,01 г/т) отмечаются в ее нижней части.

Анализ распределения U в разрезах позволил выделить 31 аномалию, превышающую фон более чем в 2—3 раза. 19 из них приурочены к экзоконтактам алевролитов и сланцев с зонами окварцевания, 6 —

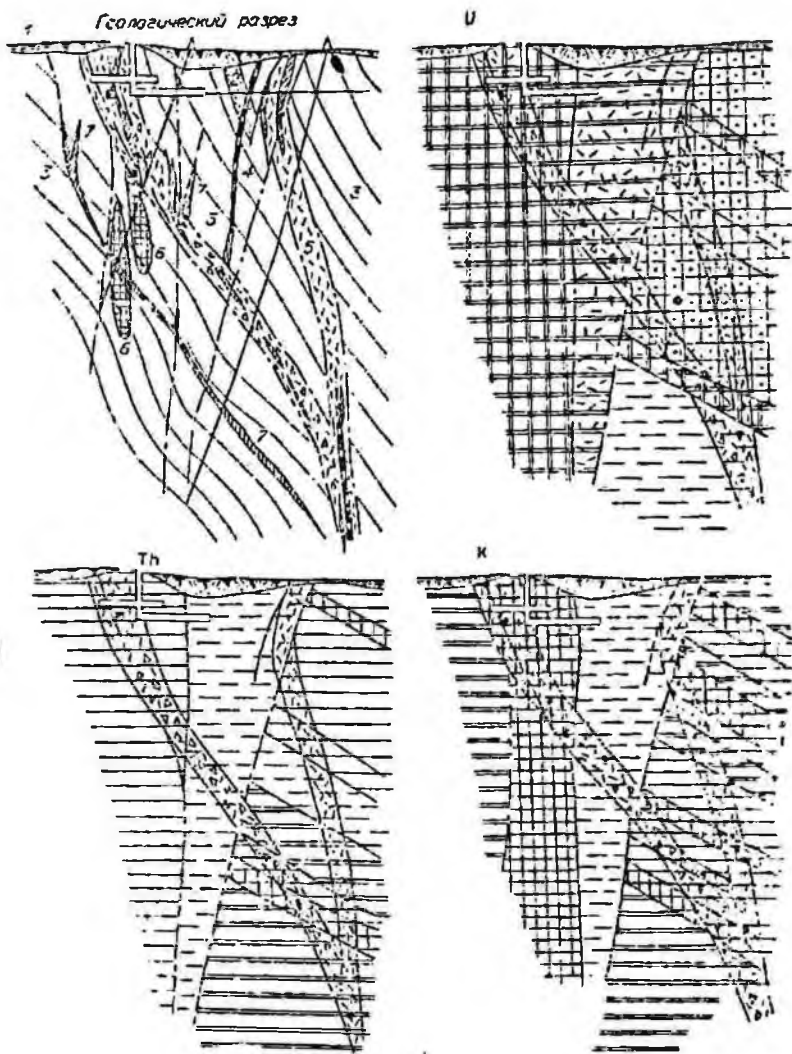


Рис. 24. Распределение ЕРЭ и Au по разведочной линии 100 месторождения Марджанбулак.

Обозначения по геологическому разрезу: 1 — лессовидные суглинки; 2 — песчаники; 3 — микрокристаллические слюдисто-глинистые и углистые; 4 — дайки микрогранитов и др.; 5 — зоны дробления, брекчирования или трещиноватости; 6 — золоторудные тела; 7 — кварцевые жилы. Остальные усл. обозн. на рис. 6

к зонам окварцевания, 4 — к сланцам и алевролитам; 2 аномалии были вызваны дайкой диоритов. Следовательно, 80% аномальных концентраций U тяготеет к зонам окварцевания или смежным с ними участкам алевролитов и сланцев. Примерно такая же связь с зонами окварцевания и кварцевыми жилами характерна и для аномальных концентраций Au. Однако в пространстве аномалии обоих элементов несколько разобщены.

Для характеристики пространственной связи аномальных концентраций Au и U введена следующая градация: 1) совмещение и 2) сопряжение аномалий; 3) сдвиг аномалий Au относительно урановых аномалий на расстояние до 10 м.

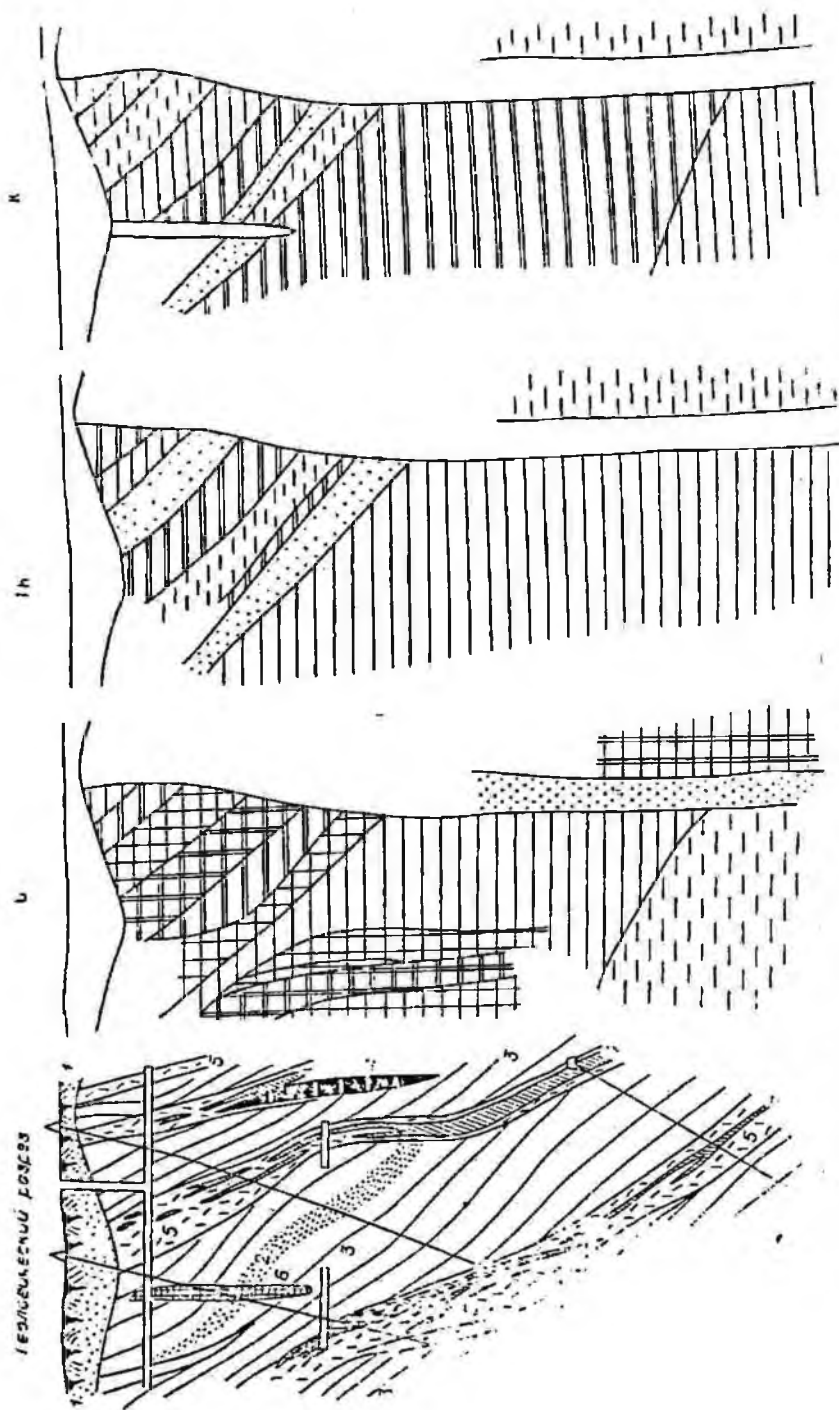


Рис. 25. Распределение ЕРЭ и Аи по разведенной линии 104 месторождения Марджанбулак. Усл. обозн. см. рис. 24.

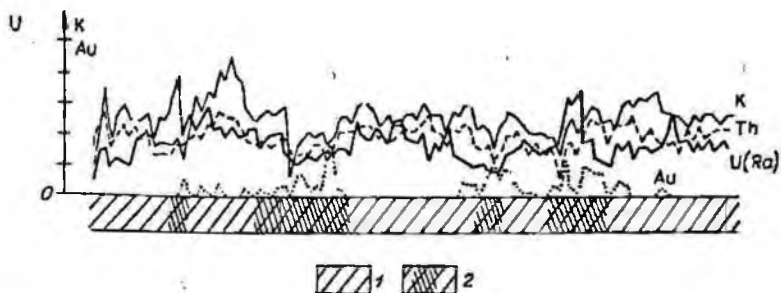


Рис. 26. Распределение ЕРЭ и Au по каналу вкост рудного тела месторождения Марджанбулак.

1 — песчаники и сланцы; 2 — зона окварцевания.

Из числа выделенных урановых аномалий 9 были совмещены с аномалиями Au; 8 урановых аномалий оказались сдвинутыми относительно золотых на расстоянии от 3 до 10 м, остальные были сопряжены. Таким образом, 74% аномалий U зафиксировано в пределах золотых аномалий или в сопряженных с ними частях разреза.

Отдельно произведен расчет пространственной связи урановых аномалий с золоторудными телами, содержащими Au более 2 г/т. Из 9 пересечений золоторудных тел 5 оказались совмещенными с урановыми

Таблица 4

Содержание ЕРЭ (%) в породах Марджанбулакского месторождения

Номер скважины	Глубина, м	Th · 10 ⁻⁴	K	U (по Ra)	Th:K	Th:U
<i>Алевролиты</i>						
121a	6,8—16,9	13,7	3,1	7,3	4,42	1,68
	26,6—76,4	12,2	3,5	8,6	3,49	1,42
	85,3—94,7	12,2	3,4	10,0	3,58	1,22
127	37,4—46,8	12,4	3,4	10,1	3,65	1,23
	70,15—101,9	11,7	3,1	9,1	3,78	1,29
	117,6—172	11,4	3,0	3,9	3,80	2,92
1041	17,8—34,2	11,7	3,5	4,4	3,34	2,66
	52,5—59,0	14,3	3,4	6,0	4,20	2,38
	72,0—97,4	10,2	2,8	9,0	3,64	1,13
	100—128	11,8	3,0	9,1	3,94	1,30
126	11,7—26,6	12,6	3	5,5	4,07	2,22
	55—92	10,9	3,5	7,8	3,12	1,40
	103—169	11,9	3,0	5,1	3,97	2,33
1043	254—299	11,2	2,4	3,5	4,67	3,20
<i>Песчаники и интенсивно окварцованные породы</i>						
121a	76,4—85,3	3,4	0,5	2,8	6,8	1,21
127	58—70	4,4	0,9	8,1	5,20	0,52
1041	59—72	6,7	1,1	4,0	6,08	1,67
	6,0—11,7	5,6	0,4	4,9	14,0	1,14
126	92—104	6,6	1,0	9,8	6,6	0,66
<i>Окварцованные алевролиты</i>						
121a	16,9—26,6	6,5	1,7	7,3	3,86	0,89
	44—46	4,0	1,5	5,3	2,67	0,76
127	14,2—23,0	8,5	1,8	10,2	4,72	0,83
	33—37	7,9	1,9	8,1	4,15	0,97
	102—111	9,0	2,3	10,7	3,91	0,84
1043	228—250	4,8	1,2	3,0	4,13	1,60

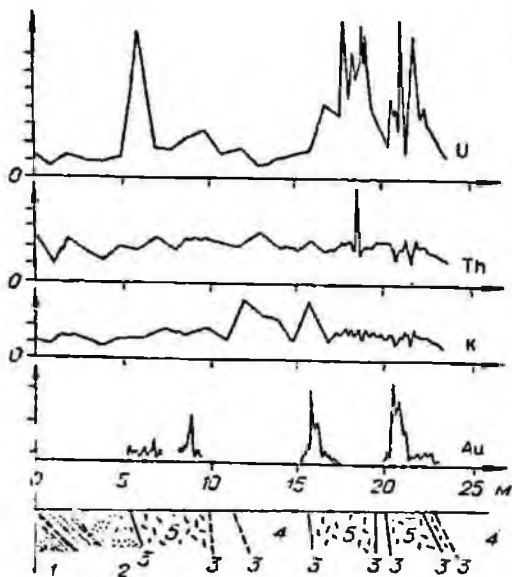


Рис. 27. Распределение ЕРЭ и Au в рыхлых отложениях над минерализованной зоной месторождения Марджанбулак.

1 — черные сланцы; 2 — песчаники; 3 — зоны минерализации; 4 — алевролиты; 5 — окварцевание.

характерна слабая дифференциация алевросланцев по содержанию Th и K. Из табл. 4 видно, что концентрации этих элементов в алевролитах из разных частей разреза отклоняются от средних для всех алевролитов значений (соответственно $12,0 \cdot 10^{-4}$ и 3,1%) более чем на $\pm 10\%$. Примерно такая же вариация значений наблюдается и для Th; K, что говорит как об однородности состава алевролитов, так и о наличии тесных корреляционных связей между Th и K.

При небольшом окварцевании пород происходит уменьшение роли Th и K при сохранении величины отношения между ними. В процессе интенсивного окварцевания пород наблюдается преимущественный вынос K, концентрации которого уменьшаются до 0,4%, а Th:K увеличивается примерно в 2 раза. Перераспределение K из зон интенсивного

аномалиями, 2 — сопряженными и 4 сдвинутыми на расстояние до 10 м.

Основные закономерности в распределении повышенных концентраций U, K и Au наблюдаются в сечении рудного тела, вскрытого одной из канав (рис. 26). Здесь отчетливо видна приуроченность рудных концентраций Au к зонам интенсивного окварцевания с низкими концентрациями K. Между двумя такими зонами располагается участок песчаников и сланцев, обогащенный K (до 4,5%). В тех же зонах зафиксированы локальные пики U, один из которых совмещается с ореолом Au, другой сдвинут относительно последнего. Для месторождения

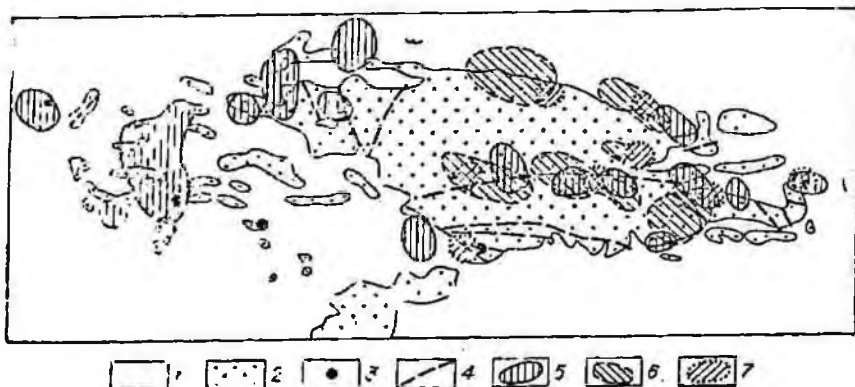


Рис. 28. Схема геологического строения с ореолами ЕРЭ по данным аэрогамма-спектрометрической съемки на месторождении Марджанбулак.

1 — отложения Q; 2 — песчаники, алевролиты и сланцы S₂; 3 — рудные участки; 4 — тектонические нарушения; локальные аномальные поля: 6 — U (по Ra) $> 7 \cdot 10^{-4}$ экв. %; 6 — Th $> 20 \cdot 10^{-4}$ %; 7 — K $> 3\%$.

окварцевания во вмещающие породы приводит к образованию аномальных его концентраций. Так, на рис. 26 видно, что повышенными концентрациями К (до 4,5%) обладает участок сланцев, заключенный между зонами окварцевания.

Установленные в разрезах закономерности распределения ЕРЭ подтверждаются γ -спектрометрическими измерениями по поверхности при мощности рыхлых отложений до 0,5 м. Из графиков рис. 27 видно, что, как и в коренных породах, над рудной зоной наблюдается пространственная сопряженность урановой и золотой минерализаций. По краям ореолов Au концентрации U достигают $(6,0 \div 7,0) \cdot 10^{-3}\%$. В пределах минерализованных зон отмечаются также повышенные (до 5%) концентрации К.

По данным аэрогамма-спектрометрической съемки, большинство рудных участков Марджанбулакского рудного поля расположено в пределах урановых и калиевых аномалий (рис. 28). В этой связи несомненный поисковый интерес представляет проверка всех выявленных аномальных повышений U и К на предмет обнаружения в них золоторудной минерализации.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе рассмотрено распределение ЕРЭ в пределах золоторудных месторождений Западного Узбекистана. Изучению подверглись рудные поля, расположенные в различных структурах и залегающие в породах разного состава и возраста. Месторождения Мютенбай и Даугызтау располагаются в пределах развития рифейских осадочных терригенных пород (возраст спорен), Сармич — в силурийских карбонатно-терригенных, Чармитан — среди граноспелитовых интрузий раннесилурийского возраста, рудопроявление Марджанбулак — в сланцах, алевролитах и песчаниках позднесилурийского возраста, жильные тела месторождения Каракутан — в толще слюдисто-кварцевых сланцев и окварцованных эффузивов нижнего девона, штокерково-жильное оруденение месторождения Кокпатас [1] — в толще песчаников и туфопесчаников ранне-среднекаменноугольного возраста.

Сведения о распределении ЕРЭ во вмещающих породах сведены в табл. 5. Средние цифры показывают, что исследуемые объекты по содержанию Th и К во вмещающих породах можно условно разбить на три группы. К первой группе относятся месторождения Марджанбулак и Чармитан. Средние концентрации Th и К во вмещающих породах здесь колеблются в пределах $(7,4 \div 10,5) \cdot 10^{-4}$ и $(2,0 \div 3,0)\%$ соответственно. Исключением являются окварцеванные алевролиты и песчаники Марджанбулакского рудного поля, характеризующиеся пониженными концентрациями этих элементов. Ко второй группе относятся Мютенбай, Сармич и Даугыз. Для вмещающих пород концентрации Th и К составляют $(4,0 \div 7,0) \cdot 10^{-4}\%$ и $(1,3 \div 2,0)\%$. Третью группу представляют месторождения Каракутан и Кокпатас, вмещающие породы которых характеризуются минимальными концентрациями Th — $(2,5 \div 4,0) \cdot 10^{-4}\%$ и К — $(0,7 \div 1,2)\%$. Исключением являются прослои туфогенно-осадочной брекчии с несколько повышенными концентрациями Th и К.

Полученному радиогеохимическому разделению вмещающих толщ соответствует их возрастное различие. Так, ко второй группе относятся месторождения, залегающие в наиболее древних породах рифейского (условно) и кембро-ордовикского возраста, в первую группу входят месторождения, расположенные в породах силурийского возраста и, наконец, третью группу представляют месторождения, приуроченные

Таблица 5

Распределение ЕРЭ во вмещающих породах золоторудных полей Западного Узбекистана

Главные разновидности пород по участкам	Колич. проб	U, г/т	Th, г/т	К, %	Th:U	$\frac{Th}{K} \cdot 10^{-4}$	$\frac{U}{K} \cdot 10^{-4}$
<i>Мютенбай, R1b5</i>							
Алевролиты	140	3,5	5,2	2,0	1,5	2,6	1,8
Сланцы слюдяно-кварцевые и кварц-хлоритовые	28	4,0	5,7	2,0	1,4	2,8	2,0
Алевролиты и сланцы углистые	57	4,0	7,0	2,0	1,75	3,5	2,0
Алевролиты с прожилками кварца	38	4,5	4,0	1,3	0,9	3,1	3,5
<i>Дауыз, R1b5</i>							
Вмещающие породы минерализованной зоны	172	1,4	6,0	1,0	4,3	6,0	1,4
<i>Сармич, Ст₃—О₁</i>							
Окварцованные сланцы, алевролиты, песчаники	40	2,0	5,8	1,5	2,9	3,9	1,3
Углистые сланцы, алевролиты	36	2,5	4,5	2,0	1,8	2,2	1,2
Пиритизированные алевролиты, сланцы, песчаники	33	1,7	5,0	1,3	2,9	3,9	1,3
<i>Чармитан, S₁ Iп₆</i>							
Граносенинты	224	4,7	10,5	3,0	2,2	3,5	1,6
Граносенинты в зонах дробления	42	4,5	9,5	2,5	2,1	3,8	1,8
Роговики	94	2,0	7,4	1,9	3,7	3,9	1,05
<i>Марджанбулак, S₁ Id₂</i>							
Сланцы глинистые	35	6,0	10,5	3,0	1,75	3,5	2,0
Сланцы глинистые окварцованные	73	6,0	9,0	2,5	1,5	3,6	2,4
Алевролиты и песчаники окварцованные	33	4,0	6,5	1,27	2,6	6,1	3,15
Сланцы углистые окварцованные	57	3,0	9,0	2,0	3,0	4,5	1,5
<i>Каракутан, D₁kt₃</i>							
Сланцы кварцево-слюдяные	41	1,5	3,0	1,2	2,0	2,5	1,25
Окварцованные породы	32	1,2	3,5	0,8	2,1	3,1	1,5
<i>Кокпатас, С₁—2</i>							
Песчаники и туфопесчаники	20	3,6	4,0	0,98	1,1	4,1	3,7
Углистые кварц-хлоритовые сланцы	52	7,0	3,6	0,7	0,5	5,1	10,0
Туфогенно-осадочные брекчии	12	3,9	8,0	1,9	2,1	4,2	2,1

к наиболее молодым породам девонского и каменноугольного возраста. Зависимость содержаний Th и K от возраста пород также иллюстрируется гистограммами частот встречаемости этих элементов в пределах изученных месторождений (рис. 29).

Установленные закономерности распределения Th и K в породах в зависимости от их положения в разрезе могут служить радиогеохимическим критерием, позволяющим с помощью γ -спектрометрии решать в условиях сложных разрезов вопросы стратиграфии и корреляции отложений.

Анализ схем распределения ЕРЭ по опорным разрезам позволяет выявить следующие общие закономерности.

1. В пределах рудных полей наблюдается перераспределение ЕРЭ, выражающееся в сопряжении участков с депрессионными значениями ЕРЭ с участками, в которых концентрации этих элементов повышаются до аномальных значений.

2. Участки, характеризующиеся выносом ЕРЭ, как правило, совпадают с зонами дробления и окварцевания вблизи или в пределах рудных зон. Мощность их нередко достигает 100 м.

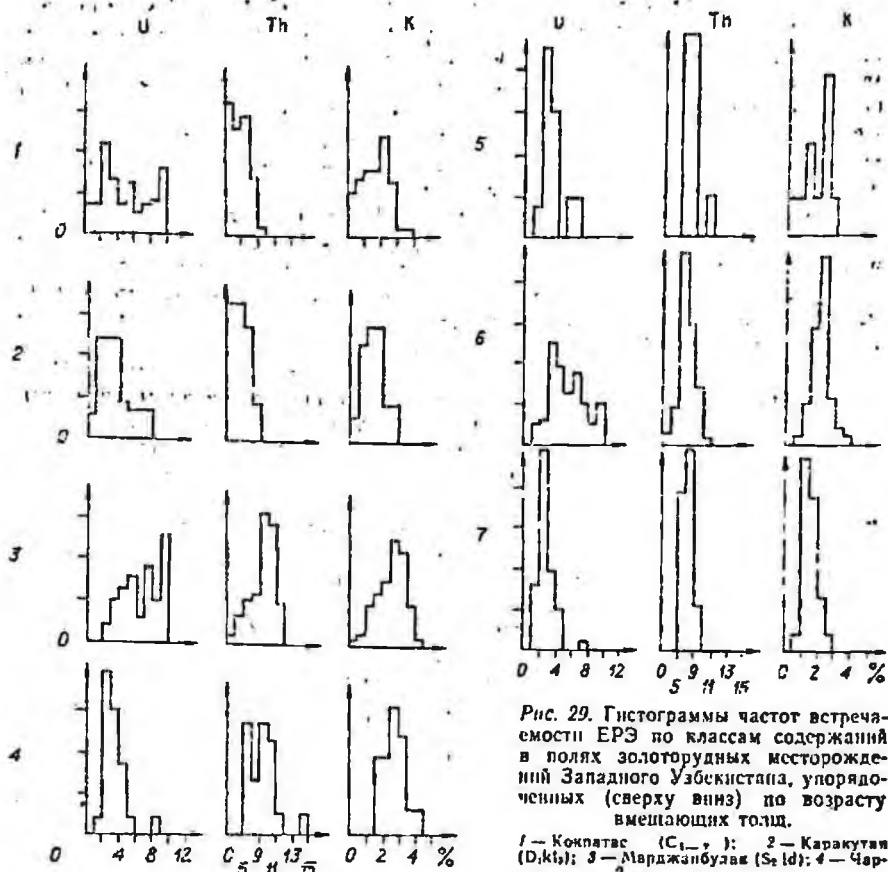


Рис. 29. Гистограммы частот встречаемости ЕРЭ по классам содержания в полях золоторудных месторождений Западного Узбекистана, упорядоченных (сверху вниз) по возрасту вмещающих толщ.

1 — Кокпатав (C_{1-2}); 2 — Каракутав (D_{kt}); 3 — Марджанбулак (S_1); 4 — Чаринташ (S_1); 5 — Сармиз (S_{1-2}); 6 — Мюстенбай (P_{1bst}); 7 — Даугыттай (R_{1bst}). По ordinate частота встречаемости.

Однако если для уменьшения концентраций Th и K процесс окварцевания является решающим на любом по масштабу уровне его проявления, то для U вынос становится заметным только при оценке зоны окварцевания в целом. В отдельных же ее местах, даже сложенных преимущественно кварцем, возможно локальное повышение содержания U. Участки с депрессионными значениями ЕРЭ характеризуются преимущественным выносом K. Доказательством этому может служить увеличение в них торий-калиевого отношения по сравнению с неизменными породами. Следует также отметить, что вмещающие породы с концентрациями ЕРЭ, аналогичными концентрациям в депрессионных зонах, встречаются крайне редко.

Среди участков с повышенными концентрациями ЕРЭ, отмеченных в изученных разрезах, можно выделить следующие типы.

1. Участки с повышенным содержанием U (по Ra). По содержанию других ЕРЭ они либо не выделяются среди вмещающих пород, либо выделяются пониженными значениями. В пределах участков встречаются аномалии U, образующие серию мелких пятен, ориентированных вдоль структурных элементов, и пространственно совпадающие или сопряженные с золоторудными телами. Особенно часто аномальные концентрации U отмечаются на Мюстенбае, Кокпатаве и Марджанбулаке. Как видно из рис. 29, аномальными на этих объектах можно считать концентрации U свыше $1 \cdot 10^{-3}$ г/т.

Пространственную связь аномальных значений Au и U можно объяснить полиформационным характером всех промышленных золоторудных объектов Западного Узбекистана, что, по мнению ряда исследователей, обусловило пространственное совмещение различных рудных комплексов в одних и тех же структурах. Видимо, поэтому углы сопряжений разломов широтного и субширотного простирания, контролирующихся как золотое оруденение в целом, так и отдельные рудные тела, обычно выделяются повышенными значениями U.

Повышенные аномальные значения U встречаются как в рудных зонах, так и во вмещающих породах, однако рудоконтролирующими являются главным образом зоны (полосы) повышенных содержаний U внутри или в непосредственной близости от участков с депрессионными значениями ЕРЭ. Повышение дисперсии содержаний в толщах есть следствие рудообразующих процессов.

2. Участки, характеризующиеся повышенным содержанием К. Пространственно они совмещаются с зонами калиевого метасоматоза, выражающегося преимущественно в калишпатизации и гидрослюдизации пород. В некоторых типах измененных пород концентрация К достигает 6—8%. Калиевые метасоматиты развиваются либо непосредственно в контактах кварцевых золоторудных жил, либо образуют зоны измененных пород внутри или в приконтактных частях рудных зон.

На участке Мютенбай основная часть золота приурочена к метасоматическим брекчиям замещения, образовавшимся в зонах дробления и представленных реликтами вмещающих пород от замещения их полевошпат-кварцевым агрегатом. На месторождении Кокпатас сопутствующее оруденению метасоматические изменения выражаются в развитии новообразований серицита, кварца и карбонатов.

Подобные околорудные изменения пород зафиксированы и на других месторождениях.

3. В отдельный тип, на наш взгляд, можно выделить участок с повышенными концентрациями Th и К в экзоконтактной части разреза на месторождении Чармитан. Пространственно он совмещается с зоной развития кварц-биотитовых сланцев, гранитизированных на контакте с апофизами граносенитов. Основные рудные тела, вскрытые в экзоконтактной части разреза, локализируются в пределах этой зоны.

Перераспределение ЕРЭ в пределах рудных полей, приводящее к образованию зон с повышенными и пониженными концентрациями ЕРЭ, является следствием гидротермально-метасоматического процесса. Однако если мобилизация ЕРЭ из вмещающих пород гидротермальными растворами, выраженная в образовании участков с депрессионными значениями, в пределах зон окварцевания и дробления служит общим признаком для всех исследованных месторождений, то накопление их, выраженное в образовании участков с повышенными концентрациями ЕРЭ в пределах рудных полей, характерно не для всех объектов. Таково месторождение Сармич, для которого показатель лишь наличие зоны выноса. Делать заключение об отсутствии привноса ЕРЭ на месторождении Даугызтау, основываясь на данных по распределению их в линии XII (см. рис. 16), по-видимому, нельзя, так как на прилегающих участках (разрез по профилю 18, северо-восточный участок, см. рис. 11) профильной γ -спектрометрической съемкой обнаружены урановые аномалии в пределах минерализованных зон. Очевидно, в данном случае имеет место перераспределение U на более значительные расстояния, чем на других объектах.

Закономерности в распределении ЕРЭ и золота, выявленные в пределах золоторудных полей были подвергнуты проверке на ряде аномалий, обнаруженных ранее при проведении гамма-спектрометрической съемки. Интересные результаты были получены на двух аномалиях, связанных с зонами тектонических разломов. Одна из них (рис. 30)

обнаружена в осадочных породах. Здесь повышение содержания U и K пространственно оказались совмещенными с повышениями содержания Au, AS, Си и V. Другая аномалия приурочена к метасоматитам, которые залегают вдоль даек, пересекающих биотитовые гранодиориты. На рис. 31 отчетливо видно, что в пределах аномалии и рядом с ней резко возрастает дисперсия в распределении Au, а максимальные содержания U и Au соседствуют, но не совпадают.

На основании вышеизложенного можно сказать, что урановые аномалии, выделяемые γ -спектрометрической съемкой (наземной или воздушной) в пределах Западного Узбекистана, следует рассматривать как косвенные индикаторы геологических структур, благоприятных на обнаружение золоторудной минерализации.

Попытки конкретных рудных тел и их оценку нельзя связывать с интенсивностью урановой минерализации, поскольку прямых коррелятивных связей между Au и U нет.

Уже говорилось, что практически на всех месторождениях аномально-повышенное содержание K отмечается в связи с метасоматитами, развивающимися в тех же структурах дробления, расщелачивания или повышенной насыщенности дайками, с которыми связывается образование золоторудных кварцевых жил или штокверков (Мурунтау, Чармитан), либо с зонами измененных пород (Кокпатас). Воздушной γ -съемкой такие аномалии, как правило, не выявляются в силу малых размеров зон метасоматитов. Исключение составляет только месторождение Мурунтау, которое хорошо фиксируется крупным и четким ореолом повышенного содержания K над золоторудным штокверком. На всех остальных месторождениях маломощные зоны ослюденения или полевошпатизации вдоль даек и кварцевых жил выделяются только детальными γ -спектрометрическими измерениями. И в этом случае прямой корреляции между концентрациями K и Au не наблюдается. Обычно пики высокого содержания K соответствуют пониженному содержанию Au, но в непосредственной близости всегда присутствует Au в повышенных количествах. Общее проявляется в том, что дисперсия характерна одновременно для трех элементов: U, K и Au, причем Au в ряде случаев ведет себя антагонистично с двумя другими элементами, но пространственно тела, обогащенные каждым из этих элементов или парой (U—K), локализируются в единой зоне пород, обладающих неравномерным распространением элементов и высокими показателями дисперсии.

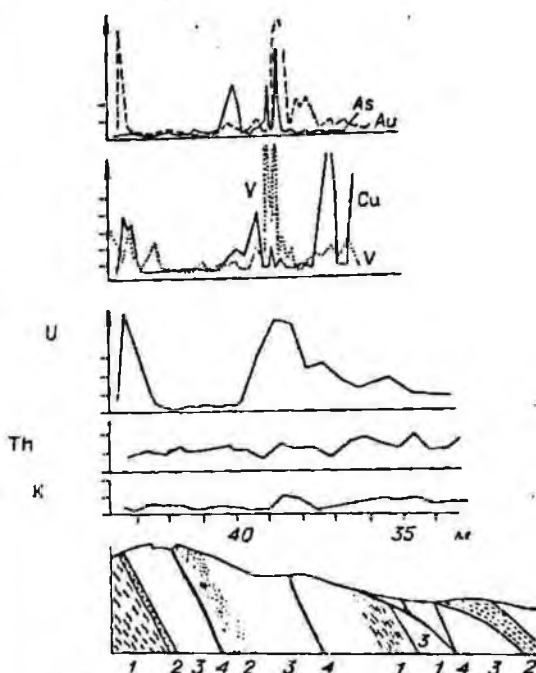


Рис. 30. Распределение ЕРЭ, Au, Си, V и As на одной из аномалий урановой природы в осадочных породах.

1—Филлиты; 2—кварциты; 3—кремнистые сланцы; 4—зоны технических нарушений.

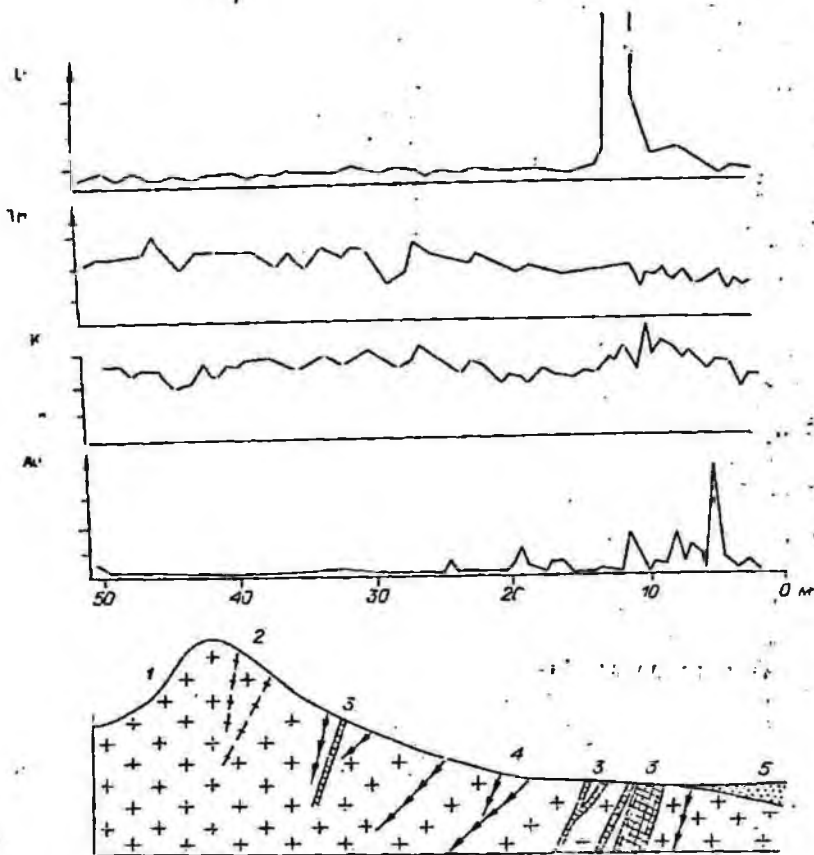


Рис. 31. Распределение ЕРЭ и Au на одной из аномалий в биотитовых гранодиоритах.

1 — биотитовые гранодиориты; 2 — пергмиты; 3 — тектонические зоны; 4 — дайки лейкократовых гранитов; 5 — дельвий.

Дисперсию в распределении содержаний радиоактивных элементов, как впрочем и всех других, можно рассматривать не только как некую абстрактную математическую категорию, а как реальную меру вероятности появления рудных концентраций в полях метаморфических преобразований горных пород. При этом слово «метаморфизм» может пониматься в самом широком смысле слова — от регионального до контактового, через метасоматоз до гидротермальных изменений пород в приконтактовых частях рудных тел (околожилные изменения). По сути своей, золоторудные тела Западного Узбекистана и есть те участки преобразования пород, в которых дисперсия создает промышленные концентрации. По золоту эти участки с плюсовыми экстремумами, а по кварцу — с минусовыми. Отклонения от нормы здесь таковы, что создаваемые объемы и концентрации достаточны для оконтуривания промышленных тел при существующих кондициях для конкретных экономических, инженерно-геологических и горнотехнических условий.

От частных, региональных выводов, полученных при проведении исследований в Узбекистане, уместно перейти к более общим выводам. При этом мы используем общие теоретические предпосылки и результаты наших исследований в Забайкалье.

В практике геолого-разведочных и поисковых работ термин «аномалия» используется для обозначения точек, площадей, объемов с повышенными над фоном (нормой) и интересными для поиска значимыми элементами компонента, компонента, параметра, соединения. Проведенное нами исследование со всей очевидностью доказывает необходимость вернуться к употреблению терминов «аномалия» или «аномальный» в их изначальном смысле: ненормальность, отклонение от нормы вне зависимости от знака. Зона, точка, объем с пониженными содержаниями элемента, компонента, параметра, соединения также требуют исследования причин, приведших к изменению, выносу, наложению, истощению фона. И в этом случае следует рассмотреть вопрос о том, при каких условиях, по каким причинам, когда и в каком объеме или пространстве происходило изменение. Иными словами, мы должны решить общую и главную в любых геологических исследованиях задачу: определить время, место, масштаб, причины и условия геологического процесса. Радиометрические исследования позволяют проследить за судьбой элементов-трассеров, меченых природой атомов, за их миграцией и, вместе с тем, за судьбой тех элементов или соединений, которые связаны с ними генетически или корреляционно.

Выдающиеся успехи советских геологов и разведчиков в значительной мере обязаны широкому внедрению геофизических методов в практику поисково-разведочных работ. Достаточно обратиться к истории поисков и разведки месторождений черных металлов (магнитометрия), нефти и газа (сейсмометрия), солей (гравиметрия) и других. Все это месторождения таких соединений и объемов, которые искажают естественные геофизические поля. Многие полезные ископаемые, такие как Au, редкие элементы, W, Sn, сами не создают концентраций, которые бы повлияли на физические поля (магнитное, гравитационное, тепловое, электростатическое и т. д.). Именно поэтому приходится использовать косвенные методы, которые базируются на прямых или обратных корреляционных связях (зависимостях) между содержаниями искомого полезного ископаемого и аномалиями физических полей. Образование многих месторождений (иногда полей) благородных, редких и рассеянных металлов происходит на фоне заметного перераспределения триады радиоактивных элементов — U, Th и K, входящих в три различные группы Системы Д. И. Менделеева и обладающих различными, а в некоторых процессах — контрастными и даже антагонистическими химическими свойствами. Эта триада искажает естественное радиационное поле, создает радиогеохимические аномалии или поля; их легко и сравнительно дешево можно обнаружить. Несложно в большинстве случаев диагностировать минералы и формы вхождения всех трех элементов в конкретные минералы-носители. Вот почему особое внимание следует уделять внедрению методов гамма-спектрометрии в практику поисково-съемочных и геолого-разведочных работ. Дифференциация радиоактивных элементов выявляется непосредственно в поле, без отбора проб.

Как показывают исследования, наиболее резкая дифференциация U, Th и K происходит в зонах околорудного изменения и в метасоматически измененных породах. При этом обнаружены некоторые общие закономерности.

Калий является ведущим элементом-индикатором для большинства генетических типов месторождения Mo; близкоповерхностных — Au; средне- и низкотемпературных месторождений Sn, Cu и других элементов. Во всех перечисленных случаях эндогенные рудные поля или зоны характеризуются повышенными концентрациями K при инертном, нейтральном поведении или выносе Th.

Торий — индикаторный элемент для месторождений редких металлов (Ta, Nb, Be, Zr, W), некоторых типов бокситов. Повышенные концентрации Th в пределах названных месторождений сопровождаются

выносом К и привносом Na при нейтральном поведении или незначительном привносе U.

Уран можно назвать ведущим элементом для большой группы гидротермальных месторождений, в особенности сульфидной (чаще всего притной) формации. Это, в первую очередь, месторождения Au, Pb, Zn, Cu, Ni, Co, Bi, а также некоторые месторождения Mo, Ag, Sb, Hg. Уран в повышенных кларковых количествах фиксируется не только в околорудных зонах, но и непосредственно в рудных телах. При этом К и Th в таких рудах практически не содержатся или требуют весьма чувствительных методов для своего обнаружения.

Следует заметить, что упомянутые закономерности имеют только самый общий характер и должны уточняться в каждом конкретном регионе в зависимости от состава пород и растворов, преобразующих эти породы, поскольку параметры растворов кардинальным образом определяют характер преобразования пород (температуры растворов, давления в зоне протекания реакций, окислительно-восстановительный потенциал, концентрация раствора).

Во всяком случае, уже сейчас ясно, что для поисков и оконтуривания золоторудных месторождений, тел, провинций методы экспрессной гамма-спектрометрии могут оказаться самыми перспективными и дешевыми, в особенности для крупномасштабных месторождений типа докембрийских металлоносных конгломератов, поскольку их образование также сопровождается перераспределением всех трех радиоактивных элементов.

Территория Западного Узбекистана представляет собой регион с уникальным разнообразием генетических типов золотого оруденения, размещающегося в породах разного возраста и состава. На некоторых месторождениях и рудопроявлениях (Мурунтау, Кокпатас и др.) с воздуха обнаружены аномальные концентрации U и K, что послужило основой для постановки аэрогамма-спектрометрической съемки на широких площадях. В результате применение гамма-спектрометрических съемок в приложении к нерадиоактивному сырью, и главным образом к золоту, может существенно увеличить эффективность капиталовложений в поисково-разведочные работы, особенно на первых стадиях этих работ, когда рудные тела, зоны или поля выявляются, оконтуриваются и прослеживаются.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аверин Ю. А., Майков Ю. А., Дорофеева Д. А., Овечкин В. В., Швецов А. Д., Цой Р. В. Геология Кокпатаасского рудного поля.— В кн.: Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане. Ташкент, «Фан», 1969, с. 195—204.
2. Баймухамедов Х. Н., Курбанов А. С., Чеботарева Г. П. Минералого-геохимическая характеристика руд Каракутанского рудного поля.— В кн.: Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане. Ташкент, «Фан», 1969, с. 144—149.
3. Бендик А. Т. Геологическая позиция и условия формирования Мурунтауского рудного поля в общей схеме геологии района.— В кн.: Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане. Ташкент, «Фан», 1969, с. 150—164.
4. Бендик А. Т., Кравченко Г. В., Шер С. Д. К вопросу о генезисе рудных образований Мурунтау.— В кн.: Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане. Ташкент, «Фан», 1969, с. 189—192.
5. Бендик А. Т., Кравченко Г. В. О перспективах Мурунтауского района и некоторые поисковые признаки на золото.— В кн.: Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане. Ташкент, «Фан», 1969, с. 192—194.
6. Бобров В. А., Гофман А. М. Лабораторный гамма-спектрометрический анализ естественных радиоактивных элементов. Новосибирск, изд. ИГиГ СО АН СССР, 1971. 68 с.
7. Горев Г. В. Геология Каракутанского рудного поля.— В кн.: Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане. Ташкент, «Фан», 1969, с. 140—144.
8. Гофман А. М., Кренделев Ф. П., Куликов А. А. Радиоактивные элементы в полях золоторудных месторождений, залегающих в песчано-сланцевых толщах (Западный Узбекистан).— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Т. 2. Новосибирск, изд. ИГиГ СО АН СССР, 1972, с. 80—81.
9. Железнова Е. И., Шумилин И. П., Юфа Б. Я. Радиометрические методы анализа естественных радиоактивных элементов (практическое руководство). М., «Недра», 1968. 460 с.
10. Изох Э. П., Юдалевич З. А., Пономарева А. П., Сандомирский Г. Г., Шмулевич Г. Л. Схема расчленения гранитоидов Западного Узбекистана.— Докл. АН СССР, 1971, т. 200, № 3.
11. Кренделев Ф. П., Павлов А. П. Причины сонахождения урана и золота в рудных провинциях.— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Т. 2. Новосибирск, изд. ИГиГ СО АН СССР, 1971, с. 22—23.
12. Маркова Э. А., Клемперт С. Я., Гаврилов А. М. Минералогия рудных тел Кокпатаасского рудного поля.— В кн.: Рудные формации и основные черты металлогении в Узбекистане. Ташкент, «Фан», 1969, с. 207—213.
13. Пятков К. К., Пяновская И. А., Бухарин А. К., Быковский Ю. К. Геологическое строение Центральных Кызылкумов. Ташкент, «Фан», 1967. 178 с.

14. Рахматуллаев Х. Р., Шер С. Д. Метасоматические изменения вмещающих пород Мурунтауского месторождения.— В кн.: Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане. Ташкент, «Фан», 1969, с. 173—176.
15. Родионов Д. А. Статистические методы разграничения геологических объектов по комплексу признаков. М., «Недра», 1968. 160 с.
16. Филлимонов Б. Б. Эталонирование автомобильного гамма-спектрометра для определения концентраций радиоактивных элементов на месте залегания.— В кн.: Вопросы рудной геофизики. Вып. 7. Л., «Недра», 1966, с. 71—81.
17. Хамрабаев Н. Х., Брагин К. А. История изучения формаций золота и его месторождений в Узбекистане.— В кн.: Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане. Ташкент, «Фан», 1969, с. 7—25.
18. Хитев П. П., Федоров А. А. Полевой переносный гамма-спектрометр для количественных определений радия, тория и калия.— В кн.: Вопросы рудной геофизики. Вып. 7. Л., «Недра», 1966, с. 82—86.
19. Храмышкин П. В. Опыт применения геохимических методов при поисках месторождений золота и ртути в Узбекистане.— «Бюл. НТИ», 1962, № 1 (35).
20. Юфа Б. Я. Обработка результатов контрольных анализов (методические рекомендации). М., изд. ВИМС, 1961.
21. «Программа» — критерий однородности Родионова.— В кн.: Программы КВМ для статистической обработки геологической информации. Новосибирск, изд. Госуниверситета, 1972, с. 26—31.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Гамма-спектрометрическое определение концентрации естественных радио- активных элементов в горных породах	5
Аппаратура	—
Методика гамма-спектрометрических измерений	6
Точность гамма-спектрометрических измерений	8
Математическая обработка данных гамма-спектрометрии	11
Распределение урана, тория и калия в полях золоторудных месторождений Западного Узбекистана	14
Краткий очерк геологического строения Западного Узбекистана	—
Месторождение Мурунтау	16
Месторождение Южное I	24
Участок Даугызтау	28
Месторождение Каракутан	31
Месторождение Сармич	32
Месторождение Чармитан	36
Рудопроявление Марджанбулак	38
Краткие выводы и заключение	43
Литература	51

*Федор Петрович Кренделев, Абрам Моисеевич Гофман,
Владимир Иванович Климов, Владислав Андреевич Бобров,
Надежда Еремеевна Радостева*

**РАДИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ
В ЗОЛОТОРУДНЫХ ПОЛЯХ
ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА
[по данным гамма-спектрометрии]**

Ответственный редактор
Федор Петрович Кренделев

Редактор *А. И. Лаврентьев, Я. М. Мочалов*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *В. В. Павлов*
Технический редактор *А. В. Сурганова*
Корректор *А. С. Матушевская*

Сдано в набор 19 февраля 1976 г. Подписано в печать 22 ноября 1976 г. МН 01586. Формат 70X108¹/₁₆.
Бумага типографская № 2. 3,5 печ. л., 4,9 усл. печ. л., 4,5 уч.-изд. л. Заказ № 60. Тираж 1000 экз.
Цена 45 коп.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630093, Новосибирск, 59, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Для получения книг и журналов почтой заказы просим направлять по адресу: 117464 Москва, В—464, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»; 197110, Ленинград, П—110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига».

Адреса магазинов «Академкнига»

- 480391, Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97;
- 370005, Баку, ул. Джапаридзе, 13;
- 320005, Днепропетровск, проспект Гагарина, 24;
- 734001, Душанбе, проспект Ленина, 95;
- 664033, Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303;
- 252020, Киев, ул. Ленина, 42;
- 277012, Кишинев, ул. Пушкина, 31;
- 443002, Куйбышев, проспект Ленина, 2;
- 192104, Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57;
- 199164, Ленинград, Менделеевская линия, 1;
- 199004, Ленинград, 9 линия, 16;
- 103009, Москва, ул. Горького, 8;
- 117312, Москва, ул. Вавилова, 57/7;
- 630076, Новосибирск, Красный проспект, 51;
- 630090, Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22;
- 620151, Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137;
- 700029, Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73;
- 700100, Ташкент, ул. Шота-Руставели, 43;
- 634050, Томск, наб. реки Ушайки, 18;
- 450075, Уфа, ул. Коммунистическая, 49;
- 450075, Уфа, проспект Октября, 129;
- 720001, Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42;
- 310003, Харьков, Уфимский пер., 4/6.

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»**

готовит к выпуску следующие книги:

- Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеобиоценозы и условия осадконакопления.
- Палеобиогеографическое районирование и биостратиграфия. Последнее оледенение в Нижнем Приобье.
- Стратиграфия и фауна ордовика и силура Чукотского полуострова.
- Рассеянное органическое вещество горных пород и методы его изучения.
- Жарков М. А., Жаркова Т. М. Типы палеозойских соленосных формаций.
- Жарков М. А. История палеозойского соленакопления.
- Склярова Г. Ф. Красноцветные меденосные отложения юго-запада Сибирской платформы.
- Среда и жизнь в геологическом прошлом. Фацны и организмы Биостратиграфия и фауна верхнего кембрия и пограничных с ним слоев.
- Советов Ю. К. Верхнедокембрийские песчаники юго-запада Сибирской платформы.
- Магматические формации Сибири.

Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направляйте по адресу: 630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22. Магазин «Наука».

Замеченные опечатки

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
10	1 сверху	Таблица 5	Таблица 3
44	25 сверху	S_1Id_2	S_2Id_2
47	6 сверху	AS	As

Радиогеохимические ореолы в золоторудных полях Западного Узбекистана.

Цена 45 коп.

№ п/п	1	2	3	4	5
Вес сухой тонн	20	20	20	20	20
Тип порода степень окисления	666-1151				
№№ проб химанализ (влажность)					
Осчет по	11	11	11	11	11