

АКАДЕМИЯ  
НАУК  
СССР

Д. Н. И В А Н О В

УРАН  
В  
ГРАНИТОИДАХ  
РАЙОНА  
ГУЛЬШАД

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОРДЕНА ЛЕНИНА  
МАТЕМАТИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. В. А. СТЕКЛОВА  
ЛАБОРАТОРИЯ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

553.495

Д. Н. ИВАНОВ

УРАН В ГРАНИТОИДАХ  
РАЙОНА ГУЛЬШАД  
ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН

996



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ЛЕНИНГРАД · 1967



**Уран в гранитоидах района Гульшад (Центральный Казахстан). Иванов Д. Н.** Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1967, 4—79.

Работа посвящена исследованию распределения кларковых концентраций урана в разнообразных типах гранитоидов района Гульшад с помощью элементарных методов математической статистики. Цель работы двояка: с одной стороны, показать специфику распределения урана в породах, с другой, выяснить, насколько предлагаемые методы могут помочь в разработке геохимических задач. В процессе анализа автор широко использует методы линейной корреляции, анализ сопряженности признаков и другие простейшие методы. Систематическое изучение материала показывает, что уран в кислых интрузивах накапливается в конечных дифференциатах, концентрируясь параллельно с накоплением калия и кремния. Таблиц 36. Рисунков 8. Библиографий 67.

Ответственный редактор  
доктор геолого-минералогических наук  
*А. Б. ВИСТЕЛИУС*

## ВВЕДЕНИЕ

Важнейшей проблемой геохимии акцессорного урана является установление особенностей его распределения в различных природных объектах и, в частности, в изверженных горных породах. Наиболее значительный материал накопился к настоящему времени по геохимии урана в кислых породах. Существует большое число работ, в которых приводятся данные о содержании и характере распределения урана в различных по составу и возрасту гранитоидах. В них основное внимание обращается на сопоставление значений содержаний урана, характеризующих отдельные типы пород, и значительно реже рассматриваются содержания урана в сравнительно однородных объектах. Если в первом случае полученные результаты и сделанные выводы ни у кого не вызывают сомнений, то при изучении распределения урана в однородных породах подобные сомнения могут появиться. Дело в том, что при этом возникает опасность превышения вариаций урана ошибками произведенных анализов. Поэтому, прежде чем начать обработку аналитического материала сравнительно однородного объекта, следует убедиться, хотя бы в первом приближении, превосходят ли вариации измеряемых признаков ошибки соответствующих анализов.

В большинстве случаев установление закономерностей распределения урана в гранитоидах приводится без какой-либо количественной оценки, и лишь в отдельных работах используются элементарные методы математической статистики (Vistelius, 1958; Coulomb, 1959). Такие оценки тем более необходимы, что зачастую достаточно ответственные выводы делаются по небольшому числу наблюдений.

В настоящей работе показаны возможности простых статистических методов при решении конкретной геохимической задачи — установлении характера распределения акцессорного урана в верхнепалеозойских гранитоидах одного из районов Центрального Казахстана на основе изучения линейных связей содержания урана с количественно-минералогическим составом вмещающих пород. При этом использовались следующие методы: 1) таблицы сопряженности; 2) непараметрический  $X$ -критерий; 3) ранговая корреляция; 4) линейный корреляционный анализ.

В процессе выполнения исследований возник ряд методических трудностей, без преодоления которых было бы невозможно найти удовлетворительное решение поставленной задачи. К их числу в первую очередь следует отнести оценку средних значений результатов и ошибок количественно-минералогического анализа главных и акцессорных минералов в шлифах под микроскопом. Для главных минералов такая оценка дается в работах ряда исследователей (Delesse, 1848; Rosiwal, 1898; Глаголев, 1941; Чейз, 1963, и т. д.). Для акцессорных минералов с помощью геоме-

трической вероятности, а также на основании результатов специального эксперимента показана пригодность обычного линейного метода подсчета.

При определении содержания акцессорного урана затруднение возникло при решении вопроса о достоверности применяемой методики для изучаемых пород, так как она не предусматривала разложения безводного циркона, в связи с чем полученные результаты могли оказаться заниженными. Однако ряд проверок помог убедиться в надежности используемой методики, а серия анализов, проведенных по всем типам пород, предусматривающих операцию разложения безводного циркона, не показала существенных расхождений с основными результатами. Еще с одним затруднением мы столкнулись при оценке ошибок определенных содержаний акцессорного урана. При этом был применен способ, основанный на различиях между дубликатами анализов.

Отдельные трудности возникали также при характеристике гранитоидов и в процессе обработки наблюдений. Большую часть их удалось решить методами математической статистики.

Наконец, использование методов математической статистики в отдельных случаях потребовало разработки специальных приемов, с помощью которых удалось добиться повышения эффективности этих методов в данном конкретном случае. К таким приемам в первую очередь следует отнести нормировку результатов наблюдений по отдельным типам пород

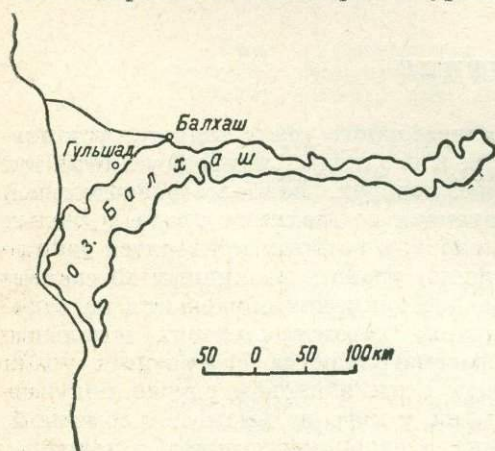


Рис. 1. Схема расположения изучаемого района.

с последующим их объединением, проведенную с целью повышения значимости коэффициентов корреляции.

Объектом исследования послужили гранитоиды района Гульшад (Центральный Казахстан), расположенного в северо-западном Прибалхашье, в 56 км к юго-западу от г. Балхаш (рис. 1). На территории района развиты различные по составу и возрасту породы, которые в первом приближении можно разделить на осадочно-метаморфические, эффузивные и интрузивные. Интрузивные породы, в частности гранитоиды, характеризуются особым разнообразием. При изучении гранитоидов главное внимание уделялось их петрографическим свойствам и взаимоотношениям отдельных типов.

Лабораторная обработка (количественно-минералогический анализ и люминесцентное определение урана) взятых проб осуществлялась автором с 1960 по 1963 г., в это же время проводился статистический анализ полученных данных. Часть люминесцентных определений урана была сделана при участии А. А. Балябиной (химическая лаборатория ЛОМИ АН СССР). В процессе статистической обработки данных автор обращался за помощью к А. В. Фаасу.

Отдельные стороны использованных статистических методов были позднее уточнены, в частности, для сравнения коэффициентов корреляции, вычисленных по малым выборкам; по совету Л. Н. Большева были использованы таблицы Дэвид (David, 1954).

## ГЛАВА I

### КРАТКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ РАЙОНА ГУЛЬШАД

В этой главе использованы как наблюдения автора, так и данные, взятые из немногочисленных рукописных работ по геологии района, а также некоторые материалы из работ регионального плана.

Район Гульшад располагается в северо-западной части Джунгаро-Балхашской герцинской геологической провинции, в юго-восточной части Кызыл-Эспинского антиклинория, и представляет собой участок так называемой Гульшад-Сарыкумской антиклинали (Богданов, 1948). Ядро этой антиклинали сложено породами осадочно-метаморфической толщи, относимой к силуру. Осадочно-метаморфическая толща перекрывается вулканогенными образованиями, возраст которых точно не установлен. Большинство исследователей считает их нижнедевонскими — среднекарбовыми, все они прорываются разнообразными по составу и возрасту интрузивными породами.

В пределах рассматриваемого района имеют место как породы осадочно-метаморфического и вулканогенного комплексов, так и различные интрузивные породы, главным образом гранитоиды, представляющие для нас особый интерес. Поскольку гранитоидам посвящена специальная глава, здесь будут очень схематично рассмотрены породы осадочно-метаморфического и вулканогенного комплексов, а также интрузивные породы, не относящиеся к гранитоидам.

1. Осадочно-метаморфический комплекс ( $S_2$ ). Породы осадочно-метаморфического комплекса развиты в районе повсеместно и представлены мраморами, мраморизованными и окварцованными известняками, а также известково-кремнистыми, кремнисто-слюдистыми и углистыми сланцами, рассланцованными туфами и эффузивами. Сланцы развиты преимущественно в западной и северо-восточной частях района, причем сланцы западной части подвержены калиевому и кремниевому метасоматозу, местами настолько сильному, что породы теряют свой первоначальный облик и скорее напоминают граниты, чем сланцы. Карбонатные породы комплекса образуют так называемые блоки (Южный, Северо-Восточный, Северо-Западный и Западный, рис. 2), причем в западных блоках наблюдается переслаивание известняков и мраморов со сланцами.

Простираение пород комплекса преимущественно северо-восточное с падением на юго-запад под углами  $60-90^\circ$ . Возраст пород устанавливается по аналогии с фаунистически охарактеризованными мраморами Кызыл-Эспе.

2. Вулканогенный комплекс (D—C). Породы этого комплекса развиты главным образом в южной части района и представлены

порфиритами, кварцевыми порфиритами и кварцевыми порфирами. Непосредственного контакта с породами осадочно-метаморфического комплекса не обнаружено. Постсилурийский возраст эффузивов установлен на основании изучения элементов залегания (падение более пологое, чем у мраморов, и более выдержанное), по отсутствию следов сланцеватости, а также по аналогии с соседними районами, где наблюдается резкое угловое несогласие пород вулканогенного комплекса с породами осадочно-метаморфического. Верхней возрастной границей вулканогенного комплекса можно считать средний карбон, так как возраст кварцевых порфиров, широко развитых в таком хорошо изученном районе, как Коунрад, большинством исследователей датируется этой эпохой (Беспалов, 1954, и т. д.). Согласно литературным данным и личным наблюдениям автора, в комплексе преобладают роговообманковые и кварц-роговообманковые порфириты, связанные постепенными переходами. Кварцевые порфириты в исследуемом районе редки и выходы их зафиксированы всего в трех обнажениях. С породами вулканогенного комплекса обычно связывают вторичные кварциты, занимающие южную и юго-восточную части района.

3. Интрузивные и жильные образования. К этой категории относятся породы группы габбро-пироксенита, кварцевые диориты и породы группы гранита, а также контаминированные и метасоматически измененные изверженные горные породы и породы многочисленных даек, развитых в районе повсеместно. Сюда же включены кварцевые жилы, присутствующие главным образом в восточной и центральной частях района (в поле порфировидных гранитов и Южном блоке мраморов).

Породы группы габбро-пироксенита образуют небольшие по размеру интрузивные тела, развитые в центральной и северной частях района. Выделяются следующие разновидности пород этой группы: лейкократовое габбро, мелкозернистое меланократовое габбро, мелкозернистое сфеновое габбро, габбро-порфириты, габбро-диориты, оливинное габбро, а также пироксениты, биотитсодержащие пироксениты, биотиты и анортозиты. Между указанными разновидностями часто наблюдаются постепенные переходы, иногда пироксениты образуют как бы оболочки вокруг отдельных тел габбро.

Контаминированные и метасоматически измененные изверженные горные породы образуют единую группу, в которой, с одной стороны, наблюдается «загрязнение» сравнительно молодых гранитоидных образований более древними породами, а с другой — интенсивная метасоматическая переработка пород группы габбро-пироксенита на контакте с гранитами. Среди пород этой группы по составу выделяются сиениты, кварцевые сиениты, монцониты, сиенит-диориты и граносиениты, хотя их структуры в большинстве случаев отличаются от структур нормальных магматических пород.

Все дайковые образования района делятся на две группы. В первую входят кварцевые порфиры, которые считаются более древними, чем гранитоиды, породами, а во вторую — лейкократовые порфириты, лампрофиры, диабазовые порфириты, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры и долериты. К ним же относятся кварцевые жилы, развитые главным образом в восточной и центральной частях района.

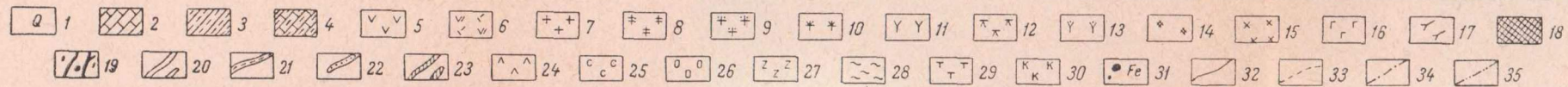
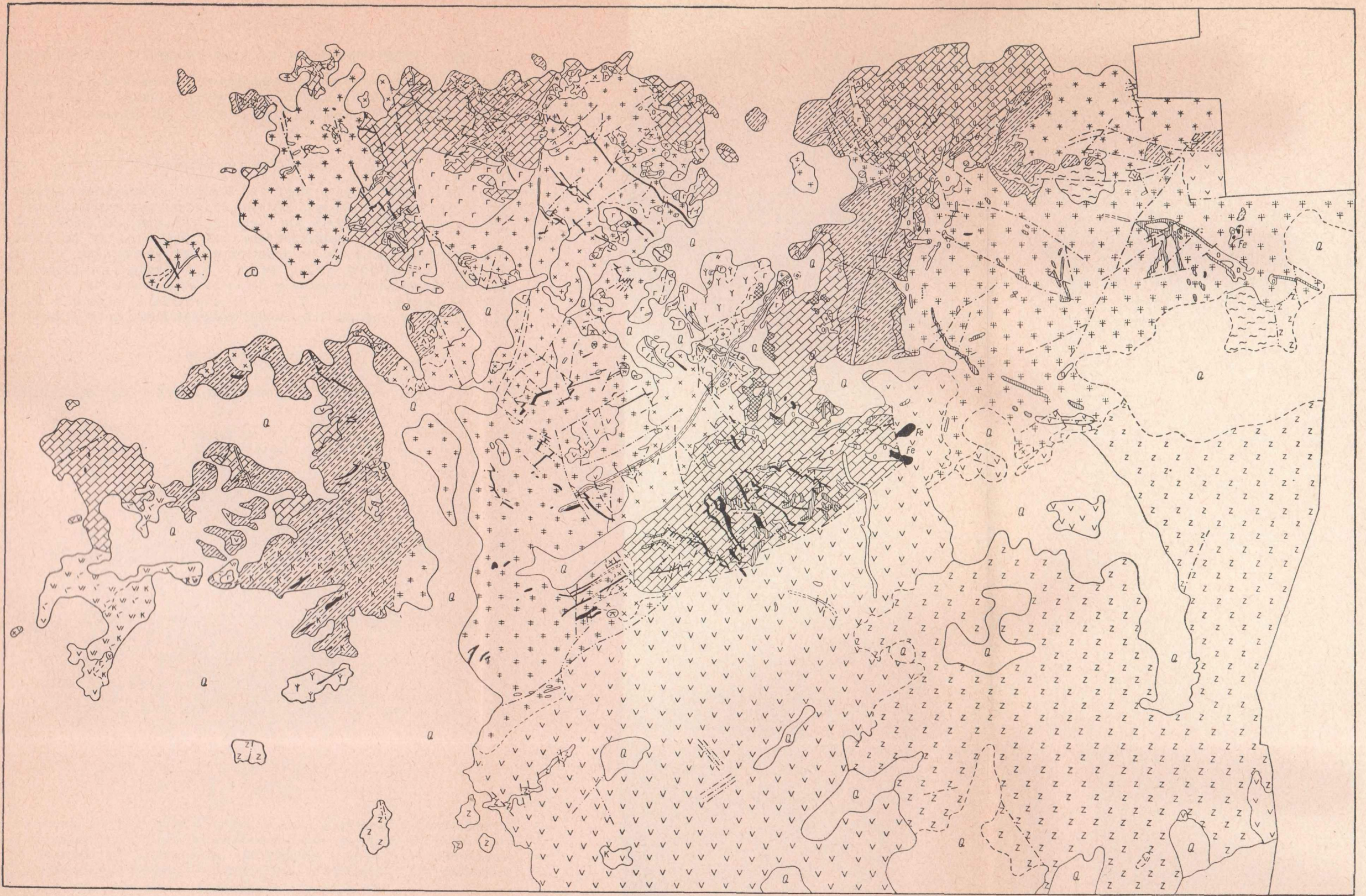


Рис. 2. Геологическая карта района Гульшад. Составлена В. М. Будько и Д. Н. Ивановым, под редакцией А. Б. Вистеллуса.

1 — современные отложения; 2 — мраморизованные известняки и мраморы; 3 — метаморфические сланцы; 4 — переслаивание мраморов со сланцами; 5 — порфириды, кварцевые порфириды, порфиры; 6 — туфы и порфириды; 7 — мелкозернистые граниты; 8 — среднезернистые граниты; 9 — порфириновые граниты; 10 — плагнограниты; 11 — сиениты; 12 — метасоматические гранодиориты; 13 — граносиениты; 14 — монзониты; 15 — диориты, кварцевые диориты, кварцевые габбро; 16 — габбро, габбро-нориты, габбро-диориты; 17 — сфеновые и рудные габбро; 18 — пироксениты и их аналоги; 19 — меланократовые дайки; 20 — лейкократовые дайки; 21 — дайка лейкократового порфирита; 22 — сложные дайки; 23 — кварцевые жилы; 24 — лампрофиты; 25 — скарны; 26 — области окварцевания; 27 — вторичные кварциты; 28 — опализация; 29 — тремолитизация; 30 — гранитизированные сланцы; 31 — железные шпатель; 32 — геологические границы, достоверные; 33 — геологические границы, предполагаемые; 34 — разрывные нарушения, достоверные; 35 — разрывные нарушения, предполагаемые.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ МЕТОДОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ В РАБОТЕ

Дается краткое описание сравнительно простых методов математической статистики, с помощью которых были обоснованы интересующие нас особенности распределения аксессуарного урана в гранитоидах района Гульшад.

Таблицы сопряженности

Таблицы сопряженности служат для проверки гипотезы о статистической независимости признаков, из которых каждый принимает некоторое конечное число значений. Существенно, что знание вида распределения признаков не является при этом необходимым.

Пусть  $N$  наблюдений рассортированы по  $m \times n$  классам, где  $m$  — число классов для признака I,  $n$  — число классов для признака II. Пусть  $p_i$  ( $i=1, 2, \dots, m$ ) вероятность того, что в каждом наблюдении значение признака I попадет в класс  $i$ , а  $q_j$  ( $j=1, 2, \dots, n$ ) — вероятность того, что в каждом наблюдении значение признака II попадет в класс  $j$ . При этом

$$\sum_{i=1}^m p_i = \sum_{j=1}^n q_j = 1.$$

Образует таблицу с двумя входами:

$$\begin{array}{cccc} & & & \sum \\ & \pi_{11}\pi_{12}, \dots, \pi_{1n} & & \pi_{1\cdot} \\ & \pi_{21}\pi_{22}, \dots, \pi_{2n} & & \pi_{2\cdot} \\ & \dots & & \dots \\ & \dots & & \dots \\ & \pi_{m1}\pi_{m2}, \dots, \pi_{mn} & & \pi_{m\cdot} \\ \sum & \pi_{\cdot 1}\pi_{\cdot 2}, \dots, \pi_{\cdot n} & & 1, \end{array}$$

в которой на месте  $i, j$  стоит вероятность того, что наблюдение попадет в класс  $i$  по первому признаку и в класс  $j$  по второму. Если гипотеза о независимости признаков верна, то

$$\pi_{ij} = p_i q_j.$$

Естественными оценками вероятностей  $p_i$  и  $q_j$  служат выражения

$$\bar{p}_i = \frac{\sum_{j=1}^n x_{ij}}{N} \quad \text{и} \quad \bar{q}_j = \frac{\sum_{i=1}^m x_{ij}}{N},$$

где  $x_{ij}$  — число значений, попадающих одновременно в классы  $i$  и  $j$ . Для того чтобы проверить справедливость гипотезы о независимости признаков, используем оценку

$$\bar{\chi}^2 = \sum_{i,j=1}^{m,n} \frac{(x_{ij} - N\bar{p}_i\bar{q}_j)^2}{N\bar{p}_i\bar{q}_j},$$

распределение которой при больших  $m$  и  $n$  хорошо аппроксимируется  $\chi^2$ -распределением с числом степеней свободы  $\nu = (m-1)(n-1)$ . Если полученное значение  $\bar{\chi}^2$  превосходит критическое для заранее выбранных уровней значимости (обычно 0.05 или 0.01), то гипотеза о независимости рассматриваемых признаков отвергается.

На практике часто применяют таблицы типа  $2 \times 2$ , где каждый признак принимает два значения. В данной работе такие таблицы используются для установления зависимости между двумя выделенными разновидностями среднезернистых гранитов, значениями гамма-активности и количественно-минералогическим составом этих гранитов, также разбитых на два класса. Установленная зависимость позволила сделать заключение о различии выделенных разновидностей по гамма-активности и количественно-минералогическому составу. Кроме того, таблицы сопряженности были использованы для обоснования зависимости типов рассматриваемых гранитоидов от результатов количественно-минералогического анализа и основности плагиоклаза, а также для характеристики связи акцессорного урана с типами гранитоидов. В этом случае применялись таблицы типа  $2 \times 6$ . Поскольку число ячеек здесь больше, чем в таблице типа  $2 \times 2$ , то для асимптотического приближения использованной оценки  $\chi^2$  теоретическая частота в каждой ячейке может быть снижена по сравнению с малопольными таблицами (Ван дер Варден, 1960). В нашем случае минимальная теоретическая частота лишь в двух ячейках примерно равна 3 (кварцевые диориты), остальные теоретические частоты больше 3.

### Порядковый X-критерий

Предложенный Ван дер Варденом критерий X служит для проверки гипотезы о том, что две независимые выборки извлечены из совокупностей с одинаковой функцией распределения (вид которой неизвестен). Другими словами, критерий X рассматривается как непараметрический критерий однородности.

Применяется этот критерий по следующей схеме.

Пусть  $(a_1, \dots, a_m)$  — первая, а  $(e_1, \dots, e_n)$  — вторая выборка. Расположим значения обеих выборок в порядке возрастания, другими словами, построим вариационный ряд, отвечающий объединению двух выборок.

Пусть  $r_1, \dots, r_m$  — места, на которых оказались элементы первой выборки, а  $s_1, \dots, s_n$  — места, на которых оказались элементы второй выборки.

Ясно, что  $1 \leq r_i \leq N$  и  $1 \leq s_j \leq N$ .  
Образуем статистики

$$X_a = \sum_{r_i} \Psi \left( \frac{r_i}{N+1} \right), \quad X_b = -X_a = \sum_{s_j} \Psi \left( \frac{s_j}{N+1} \right),$$

где  $\Psi(u)$  — функция, обратная функции нормального распределения, т. е.

$$y = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\Psi(u)} e^{-\frac{u^2}{2}} du,$$

а ее значения можно взять из соответствующих таблиц.

Для выбранных заранее чисел  $\beta$  (обычно 0.05 или 0.01) исходные значения  $X_\beta$  такие, что, когда гипотеза об однородности верна,

$$P \{ X_a \geq X_\beta \} \approx \beta.$$

Схема применения. Гипотеза об однородности отвергается, когда  $X_a \geq X_\beta$ . Таблица критических значений  $X_\beta$  для  $N$  от 6 до 50 и  $|m-n|$  от 0 до 5 приведена в книге Ван дер Вардена.

В настоящей работе X-критерий использован для обоснования отсутствия различия между двумя разновидностями мелкозернистых гранитов — порфирированной и аплитовидной. При этом в качестве изучаемых признаков взяты содержания акцессорного урана, кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза и темноцветных минералов.

## Коэффициент ранговой корреляции по Спирмену

Во многих задачах значения признаков можно сравнивать между собой, в частности можно проверить гипотезу о наличии тенденции к возрастанию (убыванию) значений какого-либо признака, представленных в виде определенной последовательности.

Присвоим каждому члену исследуемой последовательности длины  $n$  номер, который соответствует ему, если эту последовательность расположить в порядке возрастания (см. пример в гл. III).

Пусть  $q$ -й член последовательности приобретет номер  $v_q$  ( $q=1, \dots, n$ ). Ясно, что  $1 \leq v_q \leq n$ .

Образует величину

$$r_s = 1 - \frac{6 \sum_{q=1}^n d^2 q}{n^3 - n},$$

где  $d_q = (v_q - q)$ .

Величина  $r_s$  подобно обычным коэффициентам корреляции меняется от  $-1$  до  $+1$ . Большие значения  $r_s$  означают наличие в нашей последовательности тенденции к линейному увеличению (при  $r_s$  положительном) или уменьшению (при  $r_s$  отрицательном) значений; соответственно низкие значения  $r_s$  характеризуют отсутствие тенденции (линейного тренда) в изучаемой последовательности (Kruskal, 1958; Миллер, Кан, 1965).

Значимость рангового коэффициента корреляции можно проверить или с помощью статистики

$$t = \sqrt{\frac{n-2}{1-r_s^2}},$$

распределение которой соответствует приблизительно распределению Стьюдента, или по специальным таблицам (см., например, номограмму и таблицу в статье Литсфелда и Вилкоксона (Litchfield and Wilcoxon, 1955)).

В настоящей работе ранговый коэффициент корреляции использован для доказательства возрастания средних значений содержания урана в последовательности изучаемых гранитоидов, построенной на основе геологических предпосылок, а также для проверки правильности составленной схемы последовательности образования гранитоидов по некоторым признакам.

### Статистика корреляционных связей, рассчитанных по малым выборкам

Основным методом, использованным в работе, является линейный корреляционный анализ, точнее, вычисление и интерпретация коэффициентов корреляции между содержаниями акцессорного урана и количественно-минералогическим составом гранитоидов. Расчет и оценка значимости коэффициентов корреляции проводились по известным формулам математической статистики (Смирнов, Дуин-Барковский, 1959). Выборочный коэффициент корреляции

$$r_{xy} = \frac{\text{cov}(x, y)}{\hat{S}_x \hat{S}_y},$$

где  $\text{cov}(x, y)$  — выборочная ковариация признаков  $x$  и  $y$ ,  $\hat{S}_x$  и  $\hat{S}_y$  — выборочные стандарты этих признаков. Распределение функции

$$t = \frac{z}{\sqrt{n-3}},$$

где  $z = \frac{1}{2} \ln \frac{1+r}{1-r}$ , хорошо аппроксимируется нормальным распределением. Коэффициент корреляции считается значимым (т. е. отличным от нуля) с надежностью 95%, если  $t > 1.96 (\approx 2)$ , и значимым с надежностью 99%, если  $t > 2.58 (\approx 3)$ .

При изучении линейных связей возникла проблема значимости выборочных коэффициентов корреляции. Дело в том, что число анализов в каждом отдельном типе породы было сравнительно невелико (от 6 в кварцевых диоритах до 20 в гранодиоритах) и связи в пределах каждого типа пород в большинстве случаев нельзя было рассматривать как значимые просто в силу малого числа наблюдений. Если бы мы стали рассчитывать коэффициенты корреляции по всей совокупности данных без учета типа породы, то определяющими в этом случае были бы связи, обусловленные различиями в типах пород (т. е. связи между средними значениями содержания урана и средними значениями содержания минералов). Поэтому для исключения влияния типов пород на коэффициенты корреляции и одновременно для сужения доверительных интервалов около рассчитанных коэффициентов корреляции был применен следующий искусственный прием. В пределах каждого типа породы осуществлялась нормировка значений сравниваемых признаков, т. е. проводилось линейное преобразование результатов анализов по формуле:

$$u_i = \frac{x_i - \bar{x}}{\hat{S}_x},$$

где  $x_i$  — конкретное значение признака,  $\bar{x}$  — среднее значение признака в данном типе породы,  $\hat{S}_x$  — выборочное стандартное отклонение этого признака в данном типе породы. Затем все нормированные значения объединялись и по ним рассчитывались парные коэффициенты корреляции.

В результате нормировки мы как бы «освобождаем» наблюдения от средних значений и дисперсий, поэтому в объединенной совокупности нормированных значений влияние этих характеристик на оценки связи исключено. В то же время в объединенной (по всем типам пород) совокупности содержится гораздо больше наблюдений, чем в каждом отдельном типе породы. Следовательно, интересующие нас связи, которые в отдельных типах были незначительными, могут в объединенной совокупности, при тех же значениях коэффициентов корреляции, являться значимыми. Конечно, при таком подходе мы теряем информацию о роли каждой конкретной породы в полученных оценках связи, но зато более четко устанавливаем общую тенденцию для всех пород комплекса.

Естественным условием допустимости объединения нормированных значений для различных типов пород очевидно является равенство (в статистическом смысле) истинных коэффициентов корреляции изучаемых признаков по рассматриваемым типам. Кроме того, желательно, чтобы коэффициенты корреляции для объединенной совокупности нормированных значений не отличались от соответствующих коэффициентов корреляции для отдельных типов, иначе говоря, необходимо проверить гипотезу

$$\rho_1 = \rho_2 = \dots = \rho_k = \rho_0,$$

где  $\rho_1, \dots, \rho_k$  — истинные значения коэффициентов корреляции для каждого типа породы, а  $\rho_0$  — коэффициент корреляции для объединенной совокупности нормированных значений.

Принимая  $\rho_0$  за значение «генеральной» совокупности и заменяя  $\rho_1, \dots, \rho_k$  выборочными значениями, можно проверить эту гипотезу с помощью таблиц Дэвид (David, 1954). Для этого по таблицам находятся

удвоенные интегральные вероятности выборочных коэффициентов корреляции ( $r$ ) для соответствующих  $n_i$  (число наблюдений) и  $\rho_0$ , равные

$$\pi_i = 2 \int_{-1}^{r_i} p_i \left( \frac{r}{n_i}, \rho_0 \right) dr,$$

если  $r_i \leq$  медианы  $r$ ,

или

$$\pi_i = 2 \int_{r_i}^{+1} p_i \left( \frac{r}{n_i}, \rho_0 \right) dr,$$

если  $r_i >$  медианы  $r$ ,

где  $0 < \pi_i < 1$ ;  $\rho_0$  всегда остается положительным, а знак  $r_i$  меняется, если изменяется знак  $\rho_0$ .

Предполагая, что  $\pi_i$  независимы, находим

$$P = \prod_{i=1}^k \pi_i.$$

Если гипотеза  $\rho_1 = \rho_2 = \dots = \rho_k = \rho_0$  верна, то величина  $\chi^2 = -2 \ln(P)$  распределена как  $\chi^2$  с  $f = 2k$  степенями свободы, т. е.

$$p(\chi^2) = \frac{1}{2^{\frac{f}{2}} \Gamma\left(\frac{f}{2}\right)} (\chi^2)^{\frac{f}{2}-1} e^{-\frac{1}{2}\chi^2}.$$

Вычисляя значение  $\hat{\chi}^2$  для каждой пары признаков, проверяем его по таблице  $P(\chi_q^2 > \chi^2)$  для уровня надежности 0.05. Если критическое значение  $\chi_q^2$  для этого уровня не превосходит вычисленного значения, то гипотеза  $\rho_1 = \rho_2 = \dots = \rho_k = \rho_0$  не бракуется и можно говорить о равенстве истинных коэффициентов корреляции для отдельных типов пород в рамках доверительных интервалов и о возможности рассмотрения коэффициентов корреляции по объединенной совокупности нормированных значений в качестве коэффициентов корреляции «генеральной» совокупности.

Конечно, такой подход не претендует на строгость, но, поскольку вычисленные коэффициенты корреляции используются только как показатели наличия (или отсутствия) связи между признаками и в дальнейшем рассматриваются совместно, подобная операция вряд ли приведет к неправильным результатам.

### Уточнение методики количественно-минералогического анализа

В предлагаемой работе использован линейный метод подсчета содержания порообразующих минералов в шлифах. Теоретическая основа этого метода наиболее полно освещена в книге Ф. Чейза (1963), который показал, что значения содержаний главных минералов, установленные при подсчете в шлифах, являются удовлетворительными оценками истинных содержаний минералов в пробе. Однако для акцессорных минералов линейный метод подсчета при стандартизованных условиях подсчета (в нашем случае при интервале между пересечениями в 1 мм) может показаться недостаточным для получения надежных оценок содержаний. Некоторые геологи считают этот метод малоэффективным и для определения содержания акцессорных минералов в шлифах пользуются либо специальными окулярными сетками (Лодочников, 1932; Глаголев, 1941),

либо зарисовками аксессуарных минералов с последующим замером зарисованных площадей (т. е. обращаются к методике Делесса), либо, наконец, вообще отказываются от подсчета в шлифах и определяют содержания аксессуарных минералов в протолочках породы с помощью приемов шлихового анализа.

Подобное положение отчасти вызвано использованием стандартного отклонения биномиального распределения, выведенного для точечного метода, в качестве оценки ошибки подсчета линейным методом. Действительно, если для главных породообразующих минералов даже при небольшом числе точек (или линий пересечения) стандартное отклонение, рассчитанное по формуле для биномиального распределения, оказывается практически достаточно приемлемым для оценки средних значений (меньше аналитической ошибки, которая является определяющей в количественно-минералогическом анализе и обычно не превосходит десятой части среднего значения), то в случае аксессуарных минералов, содержание которых обычно не выше 1%, такая оценка может превышать их среднее содержание, так как в формуле стандартного отклонения величина  $q$ , показывающая вероятность непопадания точки (или отрезка линии) подсчета на исследуемый минерал, будет практически равна 1. В самом деле, если в формуле для ошибки подсчета

$$\sigma = \sqrt{\frac{pq}{n}}$$

$p=0.001$  (т. е. содержание 0.1%), то при  $n=1000$  (что примерно соответствует интервалу между пересечениями в 1 мм при линейном методе подсчета согласно рекомендациям Чейза) стандартное отклонение ( $\sigma$ ) будет равно 0.1%, т. е. самой величине, а для того чтобы получить  $\sigma$  хотя бы 0.01%, необходимо взять в шлифе 100 000 точек. Доверительные интервалы, охватывающие с надежностью 95% истинные значения содержания аксессуарного минерала, при  $n=1000$  будут равны для 0.1% : 0—0.3%, для 0.5% : 0.04—0.96%, для 1.0% : 0.34—1.66% и т. д., т. е., иными словами, пользуясь оценками при биномиальной аппроксимации, мы не можем быть уверенными в том, что полученные нами значения содержания меньше 1% различаются достаточно надежно (по существу мы можем уверенно различать только значения в 0.1% и 1.0%). Ясно, что такое положение не способствует популярности подсчета аксессуарных минералов, проводимого по обычным схемам. Сгущение же точек (или линий) подсчета очевидно займет не меньше времени, чем какой-либо из перечисленных выше специальных методов (например, подсчет с помощью окулярных сеток).

С другой стороны, линейный метод подсчета в общем мало чем отличается от точечного при больших размерах зерен и высоких содержаниях и, очевидно, эффективнее последнего в случае зерен малого размера и низких содержаниях минерала. Соответственно дисперсии оценок содержания аксессуарных минералов, полученные линейным методом, должны быть меньше дисперсий, рассчитанных по формуле биномиального распределения. Нахождение оценок средних значений и дисперсий (стандартов) содержания аксессуарных минералов при линейном методе подсчета и является нашей основной задачей. Для ее решения существует несколько способов, но практический интерес представляют лишь два.

Во-первых, можно определить форму зерен исследуемого минерала, построить геометрическую модель линейного подсчета и вывести функцию распределения вероятностей какого-нибудь характерного признака, входящего в окончательный результат подсчета (например, длины отрезка линии пересечения, ограниченного контуром зерна). Подобное решение, относящееся, однако, к задаче нахождения диаметра шара по

диаметру случайного сечения, намечено Крамбайном в 1935 г. в работе, посвященной изучению смещенности значений диаметров шаров при рассечении последних случайными плоскостями (Krumbein, 1935), и развито Чейзом в 1950 г. (Chayes, 1950). Чейз рассмотрел также задачу нахождения диаметра сечения по случайной хорде.<sup>1</sup>

Во-вторых, характеристики этой функции (средние и дисперсии) можно получить эмпирически в результате многократного подсчета содержания исследуемого минерала в одном и том же шлифе по разным системам линий подсчета. Но в этом случае полученные характеристики можно распространять лишь на исследуемый материал или же относить к шлифам и породам, для которых характерна та же форма (и, очевидно, размер) зерен, что и в исследуемом материале.

В главе IV на конкретном примере будет показано, что оба рассмотренных способа приводят к получению гораздо лучших оценок, чем оценки,

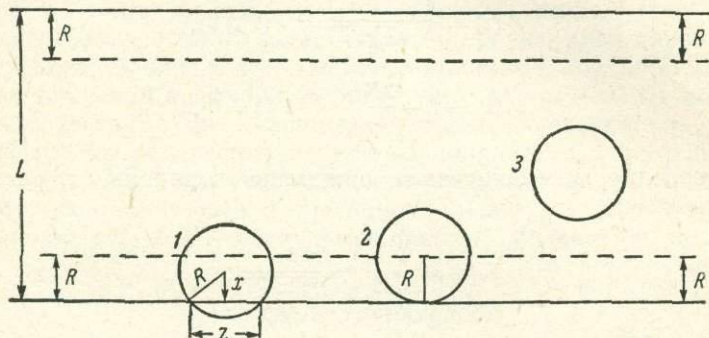


Рис. 3. Геометрическая модель для линейного подсчета акцессорных минералов в шлифе.

выведенные из биномиального распределения. Мы рассмотрим лишь теоретическую часть первого способа, т. е. с помощью геометрической модели выведем оценки математического ожидания и дисперсии интегральной нас характеристики (Иванов, Фаас, 1964).

Для нахождения математических ожиданий и дисперсий содержаний рудного минерала в шлифе расчетным способом приняты следующие условия.

1. Зерна рудного минерала в шлифах — правильные круги постоянного радиуса, который определяется как среднее из всех зерен шлифа в предположении, что замеренные площади зерен — площади кругов.

2. Интервал между линиями пересечения равен 1 мм, т. е. общая протяженность линий пересечения в одном шлифе численно соответствует значению площади этого шлифа в линейном выражении.

3. В качестве признака, распределение значения которого надо вывести, взята длина отрезка линии пересечения, приходящегося на единичное зерно и представляющего собой хорду окружности этого гипотетического зерна. Зная такое распределение, легко рассчитать математическое ожидание и дисперсию для случая  $n$  зерен. Выбор хорды в качестве исследуемого признака определился еще и тем, что подсчет с помощью линейного интегратора как раз и основан на измерении и суммировании таких хорд в отдельных зернах.

4. Все зерна имеют одинаковую вероятность быть задетыми линиями пересечения, иными словами, расположение зерен в шлифе случайное.

<sup>1</sup> В 1945 г. Томкейфф (Tomkeieff, 1945) предложил (без доказательства) формулу нахождения средней хорды через площадь и периметр любой выпуклой фигуры.

Геометрическая модель линейного подсчета изображена на рис. 3, где  $x$  — расстояние от центра зерна до линии подсчета,  $z$  — длина хорды,  $R$  — радиус зерна,  $L$  — расстояние между линиями подсчета. В нашем случае  $L > 2R$ . На отрезке  $[0, R]$  величина  $x$  имеет элемент вероятности  $\frac{dx}{R} \left( x = \frac{\sqrt{4R^2 - z^2}}{2} \right)$ , поэтому на том же отрезке  $[0, R]$  элемент вероятности  $\frac{dx(z)}{R} = \frac{zdz}{2R\sqrt{4R^2 - z^2}}$ . Вероятность попадания центра зерна в полосу, ограниченную линиями, отстоящими от линии пересечения на величину  $R$ , равна  $1 - \frac{2R}{L}$  ( $z=0$ ), вероятность попадания центра зерна в зоны между этими линиями и линиями пересечения равна  $\frac{2R}{L}$  ( $z \neq 0$ ). Тогда величина  $z$  будет иметь такую плотность:

$$P(z) = \frac{1}{L} \frac{z}{\sqrt{4R^2 - z^2}} \quad (z > 0),$$

$$P(z) = 1 - \frac{2R}{L} \quad (z = 0).$$

Соответственно математическое ожидание величины  $z$ , рассчитанное по формуле

$$E(z) = \frac{1}{L} \int_0^{2R} \frac{z^2 dz}{\sqrt{4R^2 - z^2}},$$

будет равно  $\frac{\pi R^2}{L}$ , а для случая  $n$  зерен —  $\frac{n\pi R^2}{L}$ . Второй начальный момент величины  $z$ , вычисленный по формуле

$$E(z^2) = \frac{1}{L} \int_0^{2R} \frac{z^3 dz}{\sqrt{4R^2 - z^2}},$$

будет равняться  $\frac{16R^3}{3L}$ . Тогда дисперсия будет иметь вид

$$D(z) = \frac{16LR^3 - 3\pi^2 R^4}{3L^2},$$

а для случая  $n$  зерен —

$$D(\Sigma_z) = \frac{(16LR^3 - 3\pi^2 R^4) n}{3L^2}.$$

Стандартное отклонение величины  $\Sigma z$  (для случая  $n$  зерен) при  $L=1$  (по условию интервал между пересечениями равен 1 мм) есть

$$\sigma(\Sigma_z) = \sqrt{16R^3 - 3\pi^2 R^4} \sqrt{\frac{n}{3}}.$$

Полученные по выведенным формулам значения математических ожиданий и стандартных отклонений будут выражаться в миллиметрах, а для того чтобы перевести эти значения в проценты, надо поделить их на общую длину линии пересечения в шлифе и умножить на 100 (как мы уже отмечали, при интервале между пересечениями в 1 мм длина линии подсчета численно соответствует площади шлифа).

## ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ

Гранитоиды района Гульшад представлены кварцевыми диоритами, плагиогранитами, среднезернистыми гранитами, порфиризовидными гранитами и мелкозернистыми гранитами. Для выяснения характера распределения урана в пределах всего комплекса гранитоидов необходимо, с одной стороны, обоснование указанного разделения, а с другой, установление наиболее вероятной последовательности образования гранитоидов. Поэтому важное значение приобретает описание каждого отдельного типа и взаимоотношений между ними. Как в первом, так и во втором случаях приходится обращаться к методам математической статистики, разобранным ранее.

Предлагаемая глава состоит из двух разделов. В первом рассмотрены гранитоиды в последовательности, указанной выше. При описании каждого типа дается общая геологическая и структурная характеристика соответствующего образования, макроскопическое описание пород, результаты их изучения в шлифах, а также описание отдельных породообразующих минералов. При характеристике среднезернистых гранитов обосновывается их разделение на две разновидности с помощью таблиц сопряженности, а для демонстрации однотипности мелкозернистых гранитов применен порядковый  $X$ -критерий. Во втором разделе рассматривается наиболее вероятная последовательность образования гранитоидов.

## Описание гранитоидов

## Кварцевые диориты

Породы, определяемые как кварцевые диориты, развиты преимущественно в центральной части изучаемого района, где они вместе с кварцевыми габбро образуют небольшой шток площадью порядка 1 км<sup>2</sup>. Отдельные участки пород, напоминающие кварцевые диориты, встречаются к югу, западу и северу от этого штока, но все они в большинстве случаев обогащены вторичным калиевым полевым шпатом, окварцованы и эпидотизированы, а поэтому отнесены к кварцевым диоритам условно. Единственный участок, породы которого в какой-то степени сохранили свой первоначальный облик (напоминает кварцевый диорит западной части Центрального штока), находится на севере района в поле среднезернистых гранитов-гранодиоритов и скорее всего является ксенолитом (с этого участка взята проба 14, см. схему опробования на рис. 7). В дальнейшем при описании кварцевых диоритов мы в основном будем опираться на данные по Центральному штоку.

Центральный шток образован кварцевыми диоритами, переходящими на востоке в кварцевые габбро и габбро с очень незначительным содержанием кварца. По существу кварцевым диоритом является порода, слагающая полосу вдоль западной и юго-западной границ штока около контакта с гранодиоритами. Ширина этой полосы точно не установлена, но образцы, взятые к востоку и северо-востоку от пробы 105 (не указаны на схеме опробования), оказались более близкими к габбро, чем к диориту, как по структуре, так и по составу (появился моноклинный пироксен, резко уменьшилось количество биотита и кварца, калиевый полевой шпат исчез совершенно, структура от диоритовой перешла к офитовой и участками к габбровой). Отчетливой границы между кварцевыми диоритами и кварцевыми габбро ни на местности, ни на аэроснимках не наблюдается, поэтому морфологию массива мы будем рассматривать не выделяя

габброидов, а при анализе породы разберем лишь интересующие нас кварцевые диориты.

Как уже отмечалось, кварцевые диориты и кварцевые габбро образуют штокообразное тело, вытянутое в север-северо-восточном направлении и примыкающее на юго-востоке к мраморам Южного блока, а на западе и юго-западе контактирующее с гранодиоритами — среднезернистыми гранитами Центрального гранитного массива. Граница кварцевых диоритов и кварцевых габбро с мраморами проведена по высыпкам, а также по изменению фототона и фоторисунка на аэроснимках. Западный же контакт кварцевых диоритов с гранодиоритами установлен довольно точно как по аэроснимкам, так и по естественным обнажениям, в которых наблюдается отчетливая граница кварцевых диоритов и гранодиоритов. При этом имеет место обогащение кварцевых диоритов вблизи контакта кварцем и калиевым полевым шпатом и рассеяние их жилками гранитной породы.

Изучение планпараллельных текстур в пределах Центрального штока кварцевых диоритов и кварцевых габбро показало, что кристаллы плагиоклаза и роговой обманки имеют довольно устойчивую тенденцию к расположению в плоскости, падающей на СЗ  $300^\circ$  под углом  $60-80^\circ$ , т. е. простирание этой плоскости совпадает с вытянутостью интрузива. Относительно падения плоскостей контактов тела кварцевых диоритов и кварцевых габбро у нас нет почти никаких сведений, за исключением информации, которую можно получить, изучая стереопары аэроснимков. Сопоставление конфигурации линии контакта кварцевых диоритов с особенностями рельефа вдоль этой линии позволяет с некоторым приближением считать тело кварцевых диоритов падающим на северо-запад под значительным углом. Таким образом, Центральный шток кварцевых диоритов и кварцевых габбро можно условно назвать конформным.

По отношению к структурным элементам мраморов Южного блока тело кварцевых диоритов и кварцевых габбро располагается несогласно (преобладающее простирание мраморов северо-западное с падением на юго-запад). Отсюда следует, что внутренняя структура тела не соответствует структуре вмещающих пород (имеются в виду элементы залегания последних), поэтому тело кварцевых диоритов и кварцевых габбро можно рассматривать как дисгармоничное.

Макроскопически кварцевые диориты представляют собой мелкозернистые темно-серые (до светло-серых у контакта с гранодиоритами) породы с массивной текстурой, в которых невооруженным глазом виден кварц и редкие розоватые зерна калиевого полевого шпата. Плагиоклаз отчетливо таблитчатый и вместе с черной роговой обманкой и биотитом образует основную массу породы.

Под микроскопом это породы с диоритовой, участками габбро-офитовой структурами. Почти во всех шлифах наблюдается разьедание кварцем и калиевым полевым шпатом остальных минералов породы.

Средний размер зерен в пробах 14, 36 и 103 порядка  $1 \text{ мм}^2$ , в остальных менее  $1 \text{ мм}^2$ . Средний количественно-минералогический состав и вариации содержания отдельных минералов в отобранных пробах кварцевых диоритов в виде стандартных отклонений приведены в табл. 1. Как видно из таблицы, наиболее распространенным минералом является плагиоклаз. Далее следуют роговая обманка (три разновидности), биотит + хлорит, эпидот, кварц, калиевый полевой шпат, моноклинный пироксен, рудные минералы, прозрачные акцессорные минералы. В пробах 104 и 105 калиевый полевой шпат не наблюдается совсем, но зато присутствуют реликты моноклинного пироксена, замещенного роговой обманкой и хлоритом.

По степени идиоморфизма минералы в кварцевых диоритах располагаются следующим образом: акцессорные → плагиоклаз и роговая

Таблица 1

Средний количественно-минералогический состав ( $\bar{x}$ ) и стандартные отклонения ( $\hat{S}$ ) минеральных компонентов кварцевых диоритов района Гульшад (по 6 пробам, в %)

Минералы	$\bar{x}$	$\hat{S}$
Кварц . . . . .	7.82	6.06
Калиевый полевой шпат . . . . .	2.15	2.31
Плагиоклаз . . . . .	66.93	11.36
Темноцветные (биотит + хлорит и роговая обманка) . . . . .	19.78	3.56
Вторичные (эпидот-доизит) . . . . .	2.12	2.12
Рудные . . . . .	1.02	0.60
Прозрачные акцессорные (апатит, сфен) . . . . .	0.18	0.07

обманка → биотит → кварц и калиевый полевой шпат. В пробе 36 роговая обманка идиоморфнее плагиоклаза, а в пробах 102—105 плагиоклаз чаще идиоморфнее роговой обманки, хотя в ряде шлифов это трудно установить.

Кварц присутствует в незначительном количестве, которое варьирует от 1.6% в пробе 105 до 16.1% в пробе 36. Во всех пробах кварц вместе с калиевым полевым шпатом является агрессивным по отношению к плагиоклазу и роговой обманке. Для него характерно волнистое угасание и относительная чистота.

Калиевый полевой шпат представлен слаборешетчатым микроклином, почти не пелитизированным. Пертиты крайне редки и очень мелкие. В пробах 104 и 105 калиевый полевой шпат вообще не наблюдается.

Плагиоклаз является наиболее распространенным минералом. Номер его зависит от места взятия пробы в пределах изучаемого тела и меняется от 46 до 78 (от андезина до битовнита). Пробы 36 и 103, взятые около контакта с гранодиоритами, а также проба 14 характеризуются плагиоклазом, номер которого варьирует от 46 до 52. Остальные пробы (102, 104 и 105) имеют плагиоклаз, близкий к плагиоклазу габбро (номера плагиоклазов в этих пробах меняются от 60 до 78).

Под микроскопом плагиоклаз наблюдается как минерал, имеющий отчетливые кристаллографические очертания. Широко развиты полисинтетические двойники. Кристаллы плагиоклаза в большинстве случаев зональные, причем по границам зон часто развит серицит, подчеркивающий зональный характер минерала.

Роговая обманка представлена разновидностями: бурой (точнее, обыкновенной роговой обманкой буро-зеленого цвета), зеленой и актинолитом. Бурая роговая обманка наиболее развита (присутствует во всех пробах) и является первичной. Зеленая роговая обманка присутствует в ощутимых количествах лишь в пробах 102, 104 и 105, замещает моноклинный пироксен и кое-где бурую роговую обманку. Актинолит характерен для проб 102, 104 и 105. Он замещает моноклинный пироксен, бурую роговую обманку и обычно образует скопления с хлоритом. Таким образом, соотношения основных темноцветных минералов кварцевых диоритов можно представить следующим образом: моноклинный пироксен → бурая роговая обманка → зеленая роговая обманка → актинолит → биотит.



Бурая роговая обманка плеохроирует от темно-бурого по  $N_g$  до желто-зеленого по  $N_p$  (проба 14) и от буро-зеленого по  $N_g$  до травяно-зеленого по  $N_p$  (пробы 36, 102, 104). Оптические константы ее, замеренные в шлифе 102а, следующие:  $cN_g=16^\circ$ ,  $2V=-78^\circ$ ,  $N_g-N_p=0.020$ .

Зеленая роговая обманка плеохроирует от синеваато-зеленого по  $N_g$  до светло-зеленого по  $N_p$ . Ее оптические константы следующие:  $cN_g=15^\circ$ ,  $2V=-75^\circ$ ,  $N_g-N_p=0.016$ .

А к т и н о л и т образует отдельные мелкие зерна зеленоватого цвета, слабо плеохроирующие (от почти бесцветного до светло-зеленого). Встречается в смеси с чешуйчатым хлоритом типа клинохлора и отличается от него косым погасанием и сравнительно высоким двупреломлением. Его оптические константы:  $cN_g=18^\circ$ ,  $2V=-80^\circ$ ,  $N_g-N_p=0.025$ . Актинолит также преимущественно развит в пробах 102, 104 и 105, в остальных он довольно редок.

П и р о к с е н, присутствующий в небольшом количестве лишь в пробах 104 и 105, представлен моноклинной разновидностью, но так как в шлифах наблюдаются лишь реликты кристаллов, определить оптические константы пироксена оказалось трудно. Поэтому были замерены оптические константы моноклинного пироксена из кварцевого габбро (проба 108, на схеме опробования отсутствует), взятого несколько восточнее пробы 105. Они оказались следующими:  $cN_g=47^\circ$ ,  $2V=+58^\circ$ ,  $N_g-N_p=0.023$ . Внешне пироксен в кварцевых габбро почти бесцветный, не плеохроирует и в соответствии с вышеприведенными константами может быть отнесен к группе авгита.

Б и о т и т встречается в пробах 14 и 36 как основной темноцветный минерал (вместе с замещающим его хлоритом превосходит по содержанию роговую обманку). В остальных пробах присутствует в подчиненном количестве. Чистый биотит довольно редок, обычно он частично или полностью замещен хлоритом. Плеохроирует от темно-коричневого до светло-желтого. Двупреломление порядка 0.050. Встречается биотит в виде отдельных чешуй, часто в сростках с роговой обманкой.

Х л о р и т в основном развивается по биотиту. В этом случае он представлен грязно-зеленой разновидностью с отчетливым плеохроизмом, с хорошо выраженной спайностью и аномальной интерференционной окраской.

Р у д н ы й м и н е р а л встречается в виде зерен различной формы и приурочен главным образом к местам скоплений роговой обманки и хлоритизированного биотита.

А п а т и т присутствует в незначительном количестве. Он образует вытянутые зерна и столбики, хотя встречаются и изометрические сечения. Скопления апатита приурочены к скоплениям темноцветных компонентов.

С ф е н встречается в виде отдельных зерен в скоплениях роговой обманки и биотита в пробе 36 (шлифы а и б). Форма зерен неправильная (лапчатая).

Э п и д о т распространен повсеместно в кварцевых диоритах и в остальных гранитоидах. В дальнейшем под эпидотом мы будем понимать минералы, относящиеся к группе эпидота-цоизита. В кварцевых диоритах эпидот образует скопления и небольшие жилки. Этот минерал в основном ближе к эпидоту, чем к цоизиту, на что указывает сравнительно высокое двупреломление, отсутствие характерной для цоизита аномальной интерференционной окраски и зеленоватый цвет в шлифе, хотя кое-где встречаются зерна (в пробах 14, 36 и 103), напоминающие клиноцоизит и цоизит.

## Плагииграниты

Породы, определенные нами как плагииграниты образуют два разобщенных тела: одно в северо-восточной, другое в северо-западных частях района.

В большинстве обнажений они характеризуются признаками, которые, согласно описанию А. Н. Заварицкого (1955), заставляют относить эти породы к плагиигранитам. Это следующие признаки: 1) высокое содержание кварца (среднее значение 28.11%), не свойственное гранодиоритам; 2) лейкократовый характер породы (цветовой индекс, по Б. М. Куплетскому, не превышает 12); 3) цветной минерал представлен биотитом, роговая обманка почти совершенно отсутствует; 4) содержание калиевого полевого шпата (среднее значение 5.96%) не характерно для гранодиоритов.

Следует отметить, что по количественно-минералогической классификации Б. М. Куплетского (1953) исследуемые породы попадают в поле тоналитов—гранодиоритов (сечение 1, поле 2), а поле плагиигранитов (сечение 1, поле 1) включает породы с содержанием кварца не меньше 33%, но, исходя из перечисленных выше соображений и во избежание путаницы (гранодиориты выделяются в группе гранита), мы назвали эти породы плагиигранитами.

Как следует из табл. 25, образцы плагиигранитов Западного и Восточного (точнее, Северо-Западного и Северо-Восточного) тел несколько различаются по содержанию темноцветных минералов. Кроме того, наблюдается небольшое расхождение в крупности зерна и в содержании рудных минералов. И хотя все другие признаки практически совпадают (в том числе и содержание акцессорного урана), мы рассмотрим каждое интрузивное образование отдельно, тем более, что они характеризуются различными структурными планами.

В о с т о ч н о е (точнее, Северо-Восточное) тело плагиигранитов занимает самый северо-восточный угол исследуемого района и по площади превышает 1 км<sup>2</sup>. На западе плагииграниты Восточного тела контактируют с окварцованными известняками и сланцами осадочно-метаморфического комплекса. Южная граница его тектоническая — здесь плагииграниты отделены от порфировидных гранитов системой разрывных нарушений, прослеживаемых на аэроснимках. На местности плагииграниты образуют невысокие сопочки, в верхних частях которых в основном и проводилось опробование (всего в Восточном теле взято 5 проб). Выходы плагиигранитов разбиты трещинами отдельности, среди которых наиболее распространены следующие: 1) азимут простирания ЮЮВ, азимут падения ЮЗ, угол падения 70—80°; 2) азимут простирания ЮВ 120°, азимут падения ЮЗ, угол падения 80°; 3) азимут простирания СВ 70°, азимут падения СЗ, угол падения 75—90°.

Изучение ориентировки кристаллов биотита, которые хорошо выделяются на светлом фоне плагиоклаза и кварца, показало, что плоскость, в которой располагаются эти кристаллы, имеет тенденцию к падению на запад-юго-запад под углами 70—80°, т. е. простирание этой плоскости почти меридиональное. Так как имеющихся данных о границах тела с вмещающими породами недостаточно, мы ничего не можем сказать относительно конформности, согласия и гармоничности рассматриваемого тела плагиигранитов.

З а п а д н о е (Северо-Западное) тело плагиигранитов разделяется современными отложениями на две части (см. рис. 2). Крайняя западная часть имеет изометрические очертания и размеры порядка 0.2 км<sup>2</sup>. Восточная часть представляется вытянутой в меридиональном направлении (на западе она перекрыта современными отложениями) и занимает площадь

более 1 км<sup>2</sup>. Породы этих частей идентичны, структурные элементы (трещины отдельности, планпараллельные структуры) достаточно сходны для того, чтобы, принимая во внимание небольшое расстояние между этими телами (порядка 0.4 км), их можно было рассматривать как одно целое. На востоке (и участками на западе) плагиограниты контактируют с мраморами осадочно-метаморфического комплекса. Контакт довольно отчетливый и хорошо фиксируется на аэроснимках и в обнажениях. Около контакта никаких видимых изменений в плагиогранитах не наблюдается. Мраморы у контакта становятся более крупнозернистыми и светлыми.

Ориентировка трещин отдельности в Западном теле плагиогранитов следующая (среднее по пяти обнажениям в центральной части восточной оконечности тела): 1) азимут простирания В 90°, угол падения 90°; 2) азимут простирания ССВ, азимут падения ЗСЗ, угол падения 80—90°; 3) горизонтальные трещины.

Чешуйки биотита располагаются в плоскости, имеющей в большинстве случаев широтное простирание и падение, близкое к вертикальному (угол падения 80—90°). Около контакта плагиогранитов с мраморами ориентировка плоскости сланцеватости меняется и характеризуется следующими показателями: азимут простирания СВ 40°, азимут падения ЮВ, угол падения 70° (среднее по шести замерам вдоль западного контакта).

Относительно конформности, согласия и гармоничности этого тела также нельзя сказать ничего определенного.

Перейдем к описанию пород Западного и Восточного массивов.

Макроскопически плагиограниты представляют собой светлые крупнозернистые породы с массивной (иногда порфировидной) текстурой. Плагиоклаз образует крупные, хорошо ограненные кристаллы и преобладает над остальными минералами. Калиевый полевой шпат крайне редок; он почти бесцветен в плагиогранитах Восточного массива и окрашен в розовый цвет в Западном. Из темноцветных минералов наблюдается черный биотит, из вторичных — зеленоватый эпидот (главным образом в виде жилок).

Под микроскопом плагиограниты характеризуются гипидиоморфнозернистой структурой. Из табл. 2 видно, что наиболее распространен в них плагиоклаз, далее следуют кварц, затем биотит, калиевый полевой шпат, эпидот, рудные минералы и прозрачные акцессорные минералы. Роговая обманка обнаружена в количестве менее 0.1% в пробе 4 и отсутствует в остальных. По степени идиоморфизма минералы можно расположить в следующей последовательности: акцессорные → роговая обманка → биотит → плагиоклаз → кварц → калиевый полевой шпат. Калиевый полевой шпат присутствует в виде ксеноморфных зерен и местами

Таблица 2

Средний количественно-минералогический состав ( $\bar{x}$ ) и стандартные отклонения ( $S$ ) минеральных компонентов плагиогранитов района Гульшад (по 8 пробам, в %)

Минералы	$\bar{x}$	$S$
Кварц . . . . .	28.11	2.06
Калиевый полевой шпат . . . . .	5.96	1.98
Плагиоклаз . . . . .	54.21	3.15
Темноцветные . . . . .	10.59	1.55
Минералы группы эпидота . . . . .	0.85	0.62
Рудные . . . . .	0.19	0.25
Прозрачные акцессорные . . . . .	0.09	0.02

корродирует плагиоклаз и биотит. Биотит иногда образует скопления (главным образом в породах Западного тела), но в основном представлен отдельными крупными чешуями, частично замещенными хлоритом.

**К в а р ц** как в Западном, так и в Восточном теле, присутствует в количестве, которое характерно для нормальных гранитов. Зерна кварца ксеноморфны по отношению к большинству минералов породы, но не имеют агрессивного характера, как зерна калиевого полевого шпата. В пробе 64 кварц образует скопления из сравнительно небольших зерен, причем зачастую между этими зернами как бы в виде цемента располагаются еще более мелкие и структура в целом приобретает характер мозаичной. Во всех пробах для кварца характерно волнистое угасание.

**К а л и е в ы й** полево й ш п а т в пробах Западного тела несколько превышает среднее содержание. Кроме того, он отчетливо агрессивен по отношению к плагиоклазу и биотиту. В шлифах из проб 1—5 (Восточное тело) в калиевом полево м шпате наблюдается слабовыраженная микроклиноватая решетка. Пертиты развиты незначительно и представлены мелкими веретенообразными включениями.

**П л а г и о к л а з** является наиболее развитым минералом плагиогранитов и по степени идиоморфизма уступает только акцессорным минералам и биотиту. Образует хорошо ограненные кристаллы, в большинстве случаев зональные (особенно четкая зональность наблюдается в плагиоклазах из проб Западного тела, которая иногда подчеркивается серицитом, развитым по границам зон). Зональность плагиоклазов прямая (внешние зоны образованы более кислым плагиоклазом). Процент анортита в плагиоклазах не характерен для нормальных гранитов и варьирует от № 42 до № 51 (основной андезит).

**Б и о т и т** в ряде проб хлоритизирован (преимущественно в пробах Восточного тела) и в основном представлен крупными чешуями. В породах Западного тела, кроме отдельных чешуй, встречаются скопления мелких лейст. Биотит плагиогранитов плеохроирует от темно-коричневого по  $N_g$  до бледно-желтого по  $N_p$ . Иногда в чешуях биотита по трещинам спайности развит эпидот.

**Х л о р и т** развивается исключительно по биотиту и иногда нацело его замещает. Характеризуется зеленым цветом и сравнительно слабым плеохроизмом. Аномальная интерференционная окраска варьирует от фиолетовой до красновато-бурой.

**Р о г о в а я** о б м а н к а обнаружена в шлифах «в» и «д» пробы 4 в виде отдельных мелких зерен размером порядка 1 мм по длинной оси. Общее содержание роговой обманки в пробе 4 меньше 0.1%, так что фактически это акцессорный минерал. Кристаллы роговой обманки более идиоморфны, чем кристаллы биотита и плагиоклаза, но края их как бы изъедены, а центральная часть выполнена смесью эпидота, хлорита и биотита. Роговая обманка плеохроирует от темно-зеленого по  $N_g$  до почти бесцветного (со слабым желто-зеленым оттенком) по  $N_p$ . Оптические константы следующие:  $cN_g=18^\circ$ ,  $2V=-76^\circ$ ,  $N_g-N_p=0.016$ .

**Р у д н ы е** м и н е р а л ы резко различаются по содержанию в пробах Западного и Восточного тел. В пробах Западного тела содержание рудных минералов более 0.4% (в среднем), тогда как в плагиогранитах Восточного тела рудные минералы практически отсутствуют (только в пробе 1 содержание рудного компонента приближается к 0.1%, да и то за счет двух крупных зерен в шлифе «б», площадь которых составляет 0.15 мм<sup>2</sup>).

**П р о з р а ч н ы е** а к ц е с с о р н ы е м и н е р а л ы представлены апатитом, встречающимся главным образом около чешуй и скоплений биотита, редкими и очень мелкими зернами циркона (также в биотите и хлорите), а в пробах 77 и 78 также и сфеном (до 0.2%). Зерна последнего

имеют неправильные очертания, малые размеры и приурочены к скоплениям биотита и хлорита.

Эпидот слабо развит в описываемых породах (главным образом в Восточном теле). Он образует скопления и развивается по трещинам спайности в биотите и хлорите. Имеет зеленоватый цвет, довольно высокое двупреломление и хорошо диагностируется в шлифах.

### Среднезернистые граниты и гранодиориты

Среднезернистые граниты и гранодиориты занимают центральную часть района и образуют сравнительно большое интрузивное тело, вытянутое в меридиональном направлении. Выделение в пределах этого тела двух петрографических типов пород проведено на основании данных количественно-минералогического анализа и радиометрических наблюдений. Прежде чем дать характеристику указанным породам, попытаемся обосновать это выделение.

В процессе опробования гранитоидов (в частности, среднезернистых гранитов) исследуемого района в местах взятия проб производились замеры гамма-активности пород наземным радиометром ПГР. Еще в ходе радиометрических наблюдений были отмечены более высокие значения гамма-активности в западной и юго-западной частях массива среднезернистых гранитов по сравнению с его восточной и северо-восточными частями (табл. 3).<sup>1</sup> При микроскопическом изучении пород никаких особых расхождений между указанными частями массива не было отмечено, но результаты количественно-минералогического анализа, проведенного с достаточной точностью, дали устойчивую, хотя и небольшую, разницу в содержаниях породообразующих минералов (табл. 3). Поскольку различия в средних значениях содержаний кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза в породах каждой части (будем называть их северо-восточной и юго-западной) позволили в соответствии с количественно-минералогической классификацией Б. М. Куплетского (1953) отнести выделенные породы к разным петрографическим типам, мы обозначили их соответственно как гранодиориты (породы северо-восточной части) и среднезернистые граниты (породы юго-западной части).

Для количественного обоснования такого разделения были использованы таблицы сопряженности типа  $2 \times 2$ . Применение таблиц сопряженности необходимо потому, что в нашем случае устанавливается зависимость между случайными величинами (результаты количественно-минералогического анализа) и качественными признаками (типы пород). Данные радиометрической съемки также нельзя считать строго количественными, поскольку измерение низких значений гамма-активности полевым радиометром не является операцией достаточно чувствительной, чтобы давать вариации в отчетах в пределах одного типа породы. Количество полей, равное четырем, выбрано из тех соображений, что нашей основной задачей является выяснение связей между выделенными типами (число которых равно двум) и частотами остальных признаков. Поэтому мы поделили данные по каждому признаку на две примерно равные части и построили таблицы сопряженности районирования среднезернистых гранитов (или разделения на два типа) с гамма-активностью (табл. 4), районирова-

<sup>1</sup> В табл. 3 и во всех последующих приняты следующие обозначения: Q — кварц; K-Fsp — калиевый полевой шпат; Pl — плагиоклаз; FeM — темноцветные минералы; ep — минералы группы эпидота; ak — акцессорные минералы; oge — непрозрачные акцессорные минералы; n. oge — прозрачные акцессорные минералы (апатит, сфен, циркон); CO — индекс крупности зерна по Чейзу; U — содержание акцессорного урана (в  $10^{-4}\%$ ); № Pl — номер плагиоклаза;  $\gamma$  — гамма-активность (в гаммах).

Таблица 3

Гамма-активность и количественно-минералогический состав (в %) среднезернистых гранитов и гранодиоритов

Номер образца	Район	$\gamma$ -активность	Q	K-Fsp	Pl	Fem	ак	ер
12	СВ	16	18.3	16.5	47.6	11.1	1.1	5.4
13		15	20.2	16.5	47.8	7.9	0.9	6.7
15	ЮЗ	17	23.8	21.7	42.6	10.4	1.0	0.5
16		20	24.5	23.5	38.1	7.5	0.8	5.6
17		20	21.5	19.9	44.7	8.9	1.6	3.4
18		17	24.4	20.7	43.1	7.4	0.7	3.7
19		18	23.4	18.1	46.0	7.4	1.1	4.0
20		20	25.0	22.2	42.1	9.6	0.8	0.3
21		20	24.9	23.0	41.0	9.9	1.0	0.2
22		20	23.3	25.1	41.5	9.2	0.7	0.2
23		20	24.9	22.2	42.7	9.1	0.8	0.3
24		20	24.4	22.9	41.1	10.1	0.7	0.9
25	20	26.0	25.1	38.9	7.1	0.8	2.1	
26	20	22.8	21.6	45.5	9.3	0.6	0.2	
32	СВ	18	18.9	15.6	50.3	9.1	1.2	4.9
33		17	19.6	14.8	49.4	14.6	1.4	0.2
34		17	18.8	18.9	48.9	11.5	1.4	0.5
35		16	21.9	15.0	45.8	11.7	1.1	4.5
41	ЮЗ	19	26.5	20.0	42.9	9.0	0.8	0.8
42		19	24.7	23.9	41.0	9.1	1.1	0.2
46	СВ	17	21.5	21.7	50.8	4.0	1.9	0.1
47		17	19.3	14.6	51.8	12.5	1.7	0.1
58		17	20.8	22.6	44.3	9.8	2.5	0.0
59		17	20.4	21.0	47.4	9.0	2.1	0.1
63	ЮЗ	20	31.9	24.6	38.7	4.4	0.1	0.3
68		20	25.4	21.8	41.5	10.3	0.8	0.2
70	СВ	16	22.5	15.7	50.7	9.0	1.8	0.3
71		16	18.1	16.4	49.9	14.1	1.5	0.0
73		17	21.4	18.3	50.9	7.8	1.2	0.4
76		17	25.6	22.5	40.5	6.8	0.8	3.8
80		17	22.0	17.5	45.8	11.1	1.2	2.4
81		17	20.9	18.5	47.2	12.5	0.7	0.2
82		17	21.4	18.9	48.4	8.5	0.6	2.2
83		18	21.4	22.2	43.2	8.3	0.9	4.0
85		17	19.1	20.2	45.1	13.7	0.8	1.1
89		ЮЗ	20	20.0	18.3	49.1	10.2	1.2
97	20		31.3	18.6	44.2	4.3	0.2	1.4
98	20		20.4	17.5	46.6	10.4	0.8	4.3
100	СВ	20	21.6	23.4	45.4	6.6	2.4	0.6

Таблица 4

Таблица сопряженности районирования среднезернистых гранитов с гамма-активностью

Район	$\gamma$		$\Sigma$
	< 18	$\geq 18$	
СВ . . . . .	17	3	20
ЮЗ . . . . .	2	17	19
$\Sigma$	19	20	39

Таблица 5

Таблицы сопряженности районирования среднезернистых гранитов  
с количественно-минералогическим составом

Район	Q		Σ	K-Fsp		Σ	Pl		Σ
	< 22.0	≥ 22.0		< 20.5	≥ 20.5		< 45.5	≥ 45.5	
СВ . . .	17	3	20	14	6	20	5	15	20
ЮЗ . . .	2	17	19	6	13	19	15	4	19
Σ	19	20	39	20	19	39	20	19	39

Район	Fem		Σ	ak		Σ	ep		Σ
	< 9.2	≥ 9.2		< 1.0	≥ 1.0		< 0.5	≥ 0.5	
СВ . . .	10	10	20	6	14	20	9	11	20
ЮЗ . . .	10	9	19	13	6	19	10	9	19
Σ	20	19	39	19	20	39	19	20	39

Таблица 6

Таблицы сопряженности гамма-активности среднезернистых гранитов  
с количественно-минералогическим составом

γ	Q		Σ	K-Fsp.		Σ	Pl		Σ
	< 22.0	≥ 22.0		< 20.5	≥ 20.5		< 45.5	≥ 45.5	
< 18.0	14	5	19	13	6	19	5	14	19
≥ 18.0	6	14	20	7	13	20	15	5	20
Σ	20	19	39	20	19	39	20	19	39

γ	Fem		Σ	ak		Σ	ep		Σ
	< 9.2	≥ 9.2		< 1.0	≥ 1.0		< 0.5	≥ 0.5	
< 18.0	8	11	19	6	13	19	10	9	19
≥ 18.0	12	8	20	13	7	20	9	11	20
Σ	20	19	39	19	20	39	19	20	39

ния среднезернистых гранитов с количественно-минералогическим составом (табл. 5) и гамма-активности с количественно-минералогическим составом (табл. 6).<sup>2</sup>

Для оценки наличия (или отсутствия) связи между рассматриваемыми признаками был применен критерий согласия  $\chi^2$  (см. гл. II). Уровни значимости критерия согласия  $\chi^2$ , определенные по таблице  $P(\chi_q^2 > \chi^2)$ , в большинстве случаев показали наличие реальных связей между частотами рассматриваемых признаков. Значения  $\chi^2$  и соответствующие им вероятности  $P(\chi_q^2 > \chi^2)$  приведены в табл. 7, из которой следует, что между разделением среднезернистых гранитов на две зоны (или на два типа пород), с одной стороны, и гамма-активностью, содержаниями кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза и акцессорных минералов, с другой, существует сильная связь (с надежностью более 95%). Связи же районирования гранитов с содержаниями темноцветных и вторичных минералов не наблюдается. При этом при переходе от северо-восточной зоны к юго-западной (или от гранодиоритов к среднезернистым гранитам) происходит повышение гамма-активности, увеличение содержания кварца и калиевого полевого шпата и уменьшение содержания плагиоклаза и акцессорных минералов.

Таблица 7

Значения  $\chi^2$  для данных, помещенных в табл. 6, 7 и 8, и вероятности  $P(\chi_q^2 > \chi^2)$  для одной степени свободы

	Сравниваемые признаки						
	$\gamma$ -зона	зона Q	зона K-Fsp	зона Pl	зона Fem	зона ak	зона ep
$\chi^2$ . . . . .	21.65	21.65	5.75	11.37	0.028	5.75	0.22
$P(\chi_q^2 > \chi^2)$ . . .	0.001	0.001	0.017	0.001	0.890	0.017	0.650

	Сравниваемые признаки					
	$\gamma$ -Q	$\gamma$ -K-Fsp	$\gamma$ -Pl	$\gamma$ -Fem	$\gamma$ -ak	$\gamma$ -ep
$\chi^2$ . . . . .	7.38	4.18	9.20	2.99	4.18	0.22
$P(\chi_q^2 > \chi^2)$ . . .	0.007	0.048	0.002	0.090	0.048	0.650

Таблицы сопряженности гамма-активности с количественно-минералогическим составом аналогичны таблицам сопряженности районирования среднезернистых гранитов (или разделения пород на два типа) с количественно-минералогическим составом. Как видно из табл. 7, связи гамма-активности с содержаниями кварца и плагиоклаза сохраняются на прежнем уровне (надежность  $> 99\%$ ), связи гамма-активности с содержанием калиевого полевого шпата и акцессорных минералов существуют с надежностью 95%, а связи гамма-активности с содержаниями фемических и вторичных минералов отсутствуют.

В результате рассмотрения приведенных таблиц сопряженности можно сделать следующие выводы.

<sup>2</sup> Следует отметить, что в число проб включена проба 63, которая отсутствует на схеме опробования и в дальнейшем не используется. Она взята на границе среднезернистых гранитов с мелкозернистыми, поэтому в какой-то мере подвержена приконтактным изменениям, однако для целей приближенного разделения массива вполне пригодна.

1. Между гамма-активностью и количественно-минералогическим составом изучаемых гранитов, с одной стороны, и их районированием, с другой, существует сильная связь, т. е. разделение среднезернистых гранитов на два типа вполне обосновано.

2. Возрастание содержания кварца и калиевого полевого шпата и повышение гамма-активности в юго-западной части тела (в собственно среднезернистых гранитах) скорее всего связаны с воздействием на них интрузии мелкозернистых гранитов, которые богаче среднезернистых гранитов кварцем и калиевым полевым шпатом и характеризуются более высокой гамма-активностью.

3. Причина обогащения акцессорными минералами пород северо-восточной зоны (гранодиориты) не совсем ясна. Возможно, в пределах этой зоны имел место процесс контаминации гранитов вмещающими породами (порфиритами, диоритами, габбро и т. д.), в результате которого и произошло подобное обогащение.

На основании всего сказанного мы можем считать, что выделение гранодиоритов из среднезернистых гранитов в достаточной степени обосновано и можно провести условную границу между этими двумя типами пород. Такая граница показана на схеме опробования гранитоидов района (рис. 7).

Переходим к характеристике массива среднезернистых гранитов и гранодиоритов. Массив занимает центральную часть района и вытянут почти в меридиональном направлении. На востоке и юго-востоке он контактирует с кварцевыми диоритами и породами группы габбро (описание контакта гранитов с кварцевыми диоритами приведено в разделе «Кварцевые диориты»). На северо-востоке и северо-западе к нему примыкают мраморы осадочно-метаморфического комплекса и габбро Северо-Западного массива. Здесь же встречаются мелкие тела пород различного состава, которые усложняют конфигурацию массива (сфеновое габбро, диориты, метасоматиты и т. д.). К западному краю массива приурочено тело мелкозернистых гранитов, вытянутое также в меридиональном направлении и связанное, вероятно, с зоной разломов, развитых в пределах западного контакта массива среднезернистых гранитов и гранодиоритов. Однако большая часть западного контакта скрыта под современными отложениями; лишь на юго-западе встречено небольшое обнажение, в пределах которого зафиксирован контакт среднезернистых гранитов со сланцами осадочно-метаморфического комплекса, обогащенных привнесеным калиевым полевым шпатом, причем четкой линии контакта не установлено и за условную границу принята зона появления первых темных ксенолитов сланцев в среднезернистых гранитах.

В пределах массива среднезернистых гранитов и гранодиоритов встречаются ксенолиты более древних пород. Около восточной границы обнаружены два тела порфиритов, рассеченных жилками гранитной породы. В его центральной части присутствуют довольно значительные включения диоритоподобных пород, также переработанных. Наиболее широко процессы изменения более древних пород (главным образом габбро) развиты в северной части массива. Здесь габбро рассечено жилками калиевого полевого шпата с кварцем и эпидотом, а все первичные минералы разложены и замещены хлоритом, серицитом, кварцем, калиевым полевым шпатом и эпидотом. Все эти явления затрудняли отбор проб из среднезернистых гранитов и гранодиоритов (ряд проб после изучения под микроскопом был забракован), так как для решения поставленной задачи были необходимы свежие породы, не подверженные контаминации и метасоматозу.

На породы западной и юго-западной частей массива несомненно оказали действие мелкозернистые граниты, так как в ряде случаев четкого

контакта среднезернистых гранитов с мелкозернистыми не наблюдается, а имеет место постепенный переход с разукрупнением зерна и увеличением содержания калиевого полевого шпата и кварца (при соответственном уменьшении содержания плагиоклаза и темноцветных минералов) в сторону мелкозернистых гранитов. Поэтому пробы, взятые вблизи контакта с мелкозернистыми гранитами, в отдельных случаях также браковались.

На местности среднезернистые граниты и гранодиориты (по сравнению с мелкозернистыми гранитами и кварцевыми диоритами) образуют понижения, их коренные выходы представлены плоскими сглаженными площадками, в которых преобладают матрацевидная и плитчатая отдельности. Трещины отдельности, замеренные в 18 обнажениях среднезернистых гранитов и гранодиоритов и представленные в виде розы-диаграммы трещин (рис. 4), характеризуются следующими основными направлениями

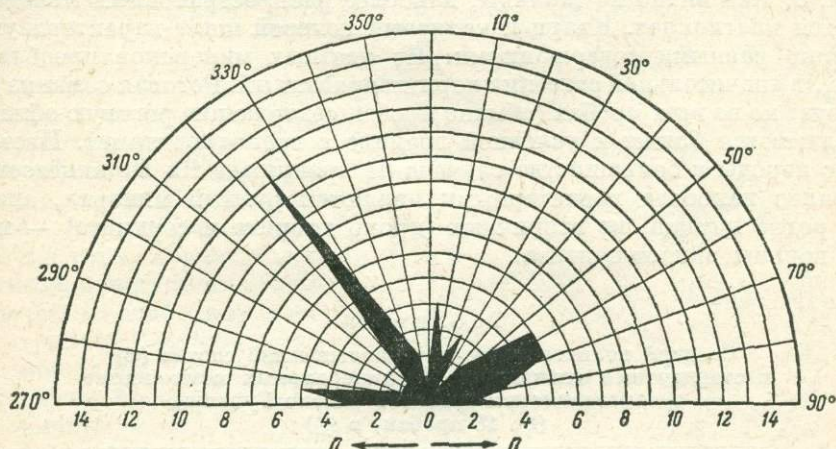


Рис. 4. Роза-диаграмма трещин отдельности массива среднезернистых гранитов-гранодиоритов по результатам замеров в 18 обнажениях ( $n$  — частота азимутов простирания трещин).

ями: СЗ 320—330°, СВ 60°, близкими к меридиональному и близкими к широтному. Перечисленные направления трещиноватости подчеркиваются ориентировкой даек, развитых в изучаемом массиве, простирания которых в общем совпадают с этими направлениями (см. геологическую карту района, рис. 2). Преобладающие падения трещин отдельности северо-западного направления — северо-восток под значительными углами, достигающими иногда 90°, хотя в северной части массива встречаются падения на юго-запад под углами до 50°. Трещины северо-восточного простирания имеют преобладающие падения на юго-запад под углами до 20°, хотя иногда встречаются углы падения, близкие к вертикальному. Меридиональные и широтные трещины имеют падение, близкое к вертикальному. На розу-диаграмму не попали горизонтальные трещины, встреченные в ряде обнажений. Их число сравнительно невелико.

Ориентировка кристаллов роговой обманки, биотита и плагиоклаза, а также отдельных ксенолитов, замеренная в разных точках изучаемого массива, довольно сильно варьирует по простиранию, но тяготеет к меридиональному. Углы падения большие, падение часто вертикальное или близкое вертикальному.

На основе имеющихся замеров трещин отдельности и планпараллельных текстур трудно что-либо сказать о внутренней структуре массива. Можно только утверждать, что массив представляет собой неправильной формы

шток, вытянутый в направлении, близком к меридианальному, и падающий скорее всего на восток-юго-восток под значительным углом.

Среднезернистые граниты слагают западную и юго-западную части Центрального гранитного массива. Макроскопически это массивные среднезернистые породы розовато-серого цвета с отчетливыми кристаллами биотита и роговой обманки. Эпидотизация в виде жилок и скоплений эпидота развита преимущественно у контакта с вмещающими породами. Под микроскопом среднезернистые граниты характеризуются гипидиоморфнозернистой структурой. По степени идиоморфизма минералы располагаются следующим образом: акцессорные минералы → роговая обманка → биотит → плагиоклаз → кварц + калиевый полевой шпат. Средний размер зерна породы в большинстве проб менее 1 мм<sup>2</sup>. Средний минеральный состав и стандартные отклонения минералов по результатам количественно-минералогического анализа 18 проб среднезернистого гранита приведены в табл. 8. Как видно из таблицы, наиболее распространенным минералом является плагиоклаз. Кварц и калиевый полевой шпат характеризуются примерно равными содержаниями. Из цветных минералов преобладает биотит, в значительной степени хлоритизированный. Роговая обманка присутствует не во всех пробах (обычно пробы, содержащие роговую обманку, располагаются ближе к условной границе с гранодиоритами). Цветовой индекс породы в большинстве случаев не превышает 10. Из акцессорных минералов наиболее характерными являются рудный минерал, апатит, сфен, редко циркон, из вторичных (кроме хлорита и серицита) — минералы группы эпидот-цоизита.

Таблица 8

Средний количественно-минералогический состав ( $\bar{x}$ ) и стандартные отклонения ( $S$ ) минеральных компонентов среднезернистых гранитов района Гульшад (по 18 пробам, в %)

Минералы	$\bar{x}$	$S$
Кварц . . . . .	24.67	2.51
Калиевый полевой шпат . . . . .	22.02	2.64
Плагиоклаз . . . . .	42.20	2.63
Темноцветные . . . . .	8.47	1.59
Минералы группы эпидота . . . . .	1.81	1.80
Рудные . . . . .	0.67	0.29
Прозрачные акцессорные . . . . .	0.16	0.09

Кварц обладает отчетливым волнистым угасанием и ксеноморфным характером по отношению к большинству минералов породы.

Калиевый полевой шпат по содержанию приближается к кварцу. Он является наиболее ксеноморфным из минералов и кое-где корродирует плагиоклаз, хотя в отдельных шлифах наблюдается взаимное прорастание микроклина и плагиоклаза. В ряде случаев калиевый полевой шпат sdвойникован. Во внутренних частях микроклиновых зерен постоянно встречаются пертитовые вроски альбит-олигоклаза.

Плагиоклаз породы представлен сильно серицитизированным и обычно зональным андезином. Среднее содержание апортитовой молекулы порядка 36%. Зерна плагиоклаза кое-где корродируются калиевым полевым шпатом и имеют изъеденные края.

Биотит является наиболее распространенным темноцветным минералом. Он образует отдельные чешуи и скопления мелких лейст. Плео-

хроирует от темно-коричневого по *Ng* до желтовато-зеленого по *Np*. Почти во всех пробах биотит в различной степени замещен хлоритом.

Хлорит развивается в основном по биотиту (редко по роговой обманке) и характеризуется зеленым цветом, слабым плеохроизмом и аномальной интерференционной окраской.

Роговая обманка встречается более чем в половине проб среднезернистых гранитов (15, 20, 21—24, 26, 41, 42, 68, 98) и представлена обыкновенной роговой обманкой, плеохроирующей от темно-зеленого и травяно-зеленого по *Ng* до желто-зеленого по *Np*. Наибольшее содержание роговой обманки в пробе 15 (4.1%), наименьшее — в пробе 24 (1.3%). Минерал приурочен главным образом к скоплениям биотита и хлорита и является более идиоморфным, чем биотит. В ряде шлифов зафиксированы двойники роговой обманки. Оптические константы ее следующие:  $cNg=15^\circ$ ,  $2V=-82^\circ$ ,  $Ng - Np=0.015$ .

Рудные минералы приурочены к скоплениям биотита, хлорита и роговой обманки и образуют зерна, по форме приближающиеся к изометрическим.

Апатит образует удлиненные и округленные мелкие зерна со слабо выраженной огранкой; подобно рудным минералам приурочен к скоплениям биотита и роговой обманки.

Сфен присутствует не во всех пробах. Часто образует прорастания с рудным минералом. В большинстве случаев представлен мелкими редкими зернами, приуроченными к скоплениям темноцветных минералов.

Циркон повсеместно распространен в описываемой породе, хотя и в незначительных количествах. Различаются две разновидности циркона — прозрачный и метамиктный.

Прозрачный циркон представлен мелкими прозрачными зернами, часто имеющими огранку и приуроченными главным образом к биотиту и хлориту, где они образуют плеохроичные дворники. Присутствует почти во всех пробах, но на результаты количественно-минералогического анализа не влияет вследствие малых размеров кристаллов и низкого содержания.

Метамиктный циркон образует крупные, редкие, окрашенные в желтые тона зерна, которые характеризуются аномальной интерференционной окраской и зональным строением. Около таких зерен всегда наблюдаются система веерообразных трещин и побурение биотита и хлорита. Размер зерен достигает  $1 \text{ мм}^2$ . Зарисовки отдельных зерен метамиктного циркона приводятся на рис. 5. Ниже дается характеристика зон крупного зерна метамиктного циркона из шлифа «в» пробы 42.

*I* — внешняя зона, характеризуется желто-зеленым оттенком и отчетливым двупреломлением (до 0.012);

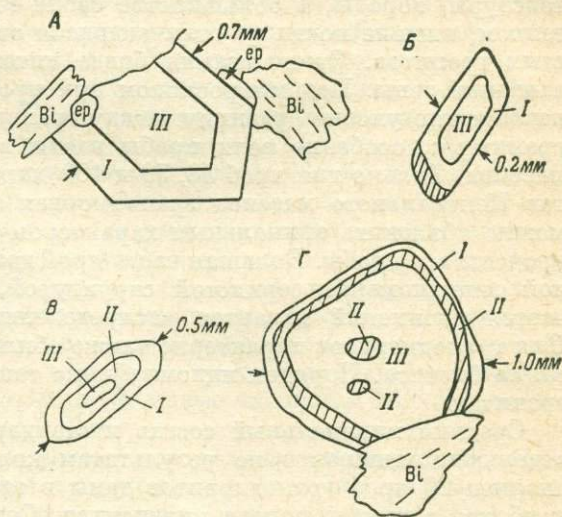


Рис. 5. Зарисовки зерен метамиктного циркона в шлифах среднезернистых гранитов.

*A* — проба 20, шлиф «в»; *B* — проба 22, шлиф «б»; *V* — проба 23, шлиф «б»; *Г* — проба 42, шлиф «в»; *I* — внешняя зона; *II* — средняя зона; *III* — внутренняя зона; *Bi* — биотит; *ep* — эпидот.

*II* — средняя зона, светло-желтая, при введенном анализаторе аномальная, серовато-желтая; отдельные округлые участки зоны *II* включены во внутреннюю зону *III* (рис. 5);

*III* — внутренняя зона, составляет наибольшую часть общей площади зерна; характеризуется темным цветом с оливково-желтым оттенком, шагреневой поверхностью и неотчетливым двупреломлением.

Эпидот является наиболее развитым вторичным минералом и наблюдается повсеместно. Наряду с эпидотом встречается клиноцоизит. Цоизит довольно редок. Эпидот (и клиноцоизит) приурочен к скоплениям темноцветных минералов и иногда образует жилки, секущие породу.

Гранодиориты слагают восточную и северо-восточную части Центрального гранитного массива. Это массивные (кое-где с признаками шлировой текстуры) породы, в большинстве своем серые, со слабым розоватым оттенком, внешне почти не отличающиеся от вышеописанных среднезернистых гранитов. Эпидотизация более интенсивная, чем в породах юго-западной зоны. Под микроскопом при простом просмотре шлифов почти невозможно уловить разницу между гранодиоритами и среднезернистыми гранитами, особенно если пробы взяты в пределах центральной части массива. Только для проб 58, 59 и 100 характерна необычная для гранитов Центрального массива гранофировая структура, появление которой можно объяснить апикальным характером части массива, к которой приурочены эти пробы. Большая часть проб гранодиоритов обладает нормальной гицидиоморфнозернистой структурой, хотя в ряде случаев отмечается пятнистый характер распределения темноцветных компонентов. Для гранодиоритов характерно также обилие эпидота и сильная хлоритизация биотита. Порядок идиоморфизма такой же, как в среднезернистых гранитах.

Средний минеральный состав и стандартные отклонения содержаний отдельных минералов по результатам количественно-минералогического анализа 20 проб гранодиоритов даны в табл. 9. Из таблицы видно, что наиболее развит в породе плагиоклаз. Содержания кварца и калиевого полевого шпата характерны для пород, переходных от гранодиоритов к нормальным гранитам. Фемический комплекс представлен биотитом, в значительной степени хлоритизированным, и роговой обманкой, которая развита более широко, чем в среднезернистых гранитах. Цветовой индекс варьирует от 4 до 15. Аксессуарные минералы представлены рудным минералом, апатитом, сфеном (встречается чаще, чем в среднезернистых гранитах) и цирконом.

Таблица 9

Средний количественно-минералогический состав ( $\bar{x}$ ) и стандартные отклонения ( $\hat{s}$ ) минеральных компонентов гранодиоритов района Гульшад (по 20 пробам, в %)

Минералы	$\bar{x}$	$\hat{s}$
Кварц . . . . .	20.40	1.33
Калиевый полевой шпат . . . . .	18.33	2.76
Плагиоклаз . . . . .	47.99	2.45
Темноцветные . . . . .	10.15	2.68
Эпидот . . . . .	1.74	2.13
Рудные . . . . .	1.17	0.50
Прозрачные аксессуарные . . . . .	0.22	0.28

К в а р ц по характеру не отличается от кварца среднезернистых гранитов. Обладает волнистым угасанием и ксеноморфизмом по отношению к плагиоклазу и цветным минералам.

Калиевый полевой шпат представлен микроклином со слабой решеткой в ряде проб. Пертиты те же, что и в среднезернистых гранитах. Пелитизация проявляется сильнее, и в ряде шлифов калиевый полевой шпат приобретает буроватый оттенок, что облегчает его диагностику при количественно-минералогическом анализе.

Плагиоклаз гранодиоритов повсеместно серицитизирован и часто зонален. Так же как и в среднезернистых гранитах, наблюдается коррозия его калиевым полевым шпатом, из-за которой кристаллы плагиоклаза приобретают неровные контуры. Среднее содержание апортитовой молекулы, равное 38%, несколько превышает таковое в среднезернистых гранитах.

Биотит и хлорит являются основными компонентами фемической части породы, причем в ряде проб биотит нацело замещен хлоритом, и редко где можно встретить чистые, не затронутые хлоритизацией, чешуи биотита. Плеохроирует биотит от темно-бурого по *Ng* до светло-желтого по *Np*. Хлорит слабо плеохроирует в зеленых тонах и имеет аномальную интерференционную окраску. К скоплениям биотита и хлорита часто приурочены роговая обманка, эпидот и акцессорные минералы.

Роговая обманка встречается в пробах 33, 35, 47, 58, 59, 70, 71, 73, 80, 85 и 89, приуроченных главным образом к северной части массива и к контакту с кварцевыми диоритами. Наибольшее содержание ее фиксируется в пробе 71 (7.1%), наименьшее — в пробе 35 (0.1%). Представлен минерал обыкновенной роговой обманкой, плеохроирующей от темно-зеленого по *Ng* до желтовато-зеленого по *Np*. Роговая обманка образует скопления с биотитом, хлоритом и эпидотом и в отдельных случаях (проба 12) замещается смесью хлорита, эпидота и рудного минерала. Оптические константы ее, замеренные в шлифе «в» пробы 33, следующие:  $cNg=18^\circ$ ,  $2V=-83^\circ$ ,  $Ng-Np=0.016$ .

Рудный минерал в общем мало отличается от рудного минерала среднезернистых гранитов. Он также приурочен к скоплениям темноцветных компонентов и представлен мелкими округлыми зернами.

Апатит в общем такой же, как и в среднезернистых гранитах, но содержание его выше и иногда он образует крупные зерна, приуроченные к скоплениям темноцветных минералов.

Сфен также встречается чаще, чем в среднезернистых гранитах, хотя обнаружен не во всех пробах. Образует кристаллы клиновидной формы, которые в ряде случаев замещаются рудным минералом, приурочен он к скоплениям темноцветных компонентов.

Циркон развит слабее, чем в среднезернистых гранитах, но рассмотренные выше разновидности и здесь имеют место. Размеры зерен метамиктного циркона здесь гораздо меньше.

Эпидот широко развит в гранодиоритах и встречается в них в виде зерен в скоплениях темноцветных минералов (где он зачастую развивается по трещинам отдельности в хлорите); он также образует жилки, секущие породу.

Цоизит встречается чаще, чем в среднезернистых гранитах, это может быть обусловлено общим увеличением содержания минералов группы эпидот-цоизита.

### Порфиroidные граниты

Порфиroidные граниты являются единственными интрузивными породами района, которые все без исключения исследователи относят к нормальным гранитам. Эти породы образуют почти изометрическое в плане тело в восточной части района, которое характеризуется большой однородностью в смысле минерального состава. Приуроченность к массиву

порфиroidных гранитов большого числа кварцевых жил и зон опализации дает возможность предположить, что с порфиroidными гранитами как-то связана рудоносность района. Поэтому в период детальных поисков и оконтуривания перспективных участков порфиroidные граниты, в общем довольно плохо обнаженные, были вскрыты большим числом неглубоких шурфов и канав, сохранившихся до настоящего времени и оказавшихся весьма полезными при отборе проб и картировании массива.

Массив порфиroidных гранитов представляет собой типичный шток, имеющий в плане округлые очертания и занимающий площадь (в пределах закартированной территории) более 6 км<sup>2</sup>. Западнее массива располагаются небольшие выходы пород, аналогичных порфиroidным гранитам (охарактеризованы пробой 7). Связь этих выходов с главным массивом порфиroidных гранитов не ясна, а взаимоотношений с окружающими породами установить не удалось. Поэтому в дальнейшем при характеристике порфиroidных гранитов мы будем в основном иметь в виду породы главного массива.

На юге, юго-востоке и юго-западе порфиroidные граниты контактируют со вторичными кварцитами, но так как этот контакт в большинстве случаев перекрыт современными отложениями, то он с большим трудом прослеживается на аэроснимках и в обнажениях. На западе и северо-западе к порфиroidным гранитам примыкают сланцы и мраморы осадочно-метаморфического комплекса, причем линия контакта сланцев и мраморов с гранитами устанавливается довольно точно, так как она вскрыта большим количеством канав, пройденных вкрест простирания линии контакта. На севере порфиroidные граниты ограничены серией разрывных нарушений преимущественно широтного простирания. В северной и юго-восточной частях порфиroidных гранитов, в зоне контакта последних с вмещающими породами, зафиксированы участки опализации.

На местности порфиroidные граниты образуют пониженные участки по сравнению с окружающими породами и из всех гранитоидов района характеризуются самыми низкими высотными отметками. Благодаря наличию шурфов удалось провести ряд замеров ориентировки трещин отдельности, главным образом в западной и северо-западной частях массива, которые показали, что на периферии массива преимущественным распространением пользуются трещины, параллельные контакту, и в меньшей степени трещины, перпендикулярные контакту. При удалении от контакта эта тенденция нарушается и какой-либо закономерности в расположении трещин установить не удается. Подобную же картину наблюдал и А. Б. Вистелиус, который, кроме того, отметил, что ориентировка плоскости, которая определяется расположением фенокристаллов калиевого полевого шпата и чешуй биотита, характеризуется увеличением угла падения от центра массива к периферии.

Следовательно, о массиве порфиroidных гранитов можно говорить как о пологом куполовидном поднятии. Такой характер массива подчеркивается своеобразным расположением даек и кварцевых жил, которые как бы облекают внутреннюю часть массива, выполняя трещины, параллельные контактам (см. геологическую карту, рис. 2).

Все перечисленные особенности заставляют считать массив порфиroidных гранитов (по крайней мере его западную часть) конформным образованием. На отдельных участках (особенно на западе) контакты массива располагаются в соответствии с простиранием вмещающих пород (главным образом сланцев), поэтому его в какой-то мере можно считать согласным, хотя во многих случаях характер контакта не ясен, или он является тектоническим. Относительно гармоничности массива трудно сказать что-либо определенное, несмотря на то, что конформность и согласие вместе означают наличие гармоничности. Гармоничность подразумевает

соответствие внутренней структуры массива в целом структуре вмещающих пород, а наши знания об этих структурах ограничены данными об отдельных разобщенных участках вдоль западного контакта.

Макроскопически порфириовидные граниты представляют собой крупнозернистые, в основном порфириовидные породы розового цвета, в которых отчетливо выделяются фенокристаллы калиевого полевого шпата (достигающие в длину 2 см) и темноцветные компоненты. Характерной особенностью порфириовидных гранитов является их эпидотизация и развитая на значительную глубину трещиноватость, что затрудняло отбор качественных проб.

Т а б л и ц а 10

Средний количественно-минералогический состав ( $\bar{x}$ ) и стандартные отклонения минеральных компонентов ( $\hat{S}$ ) порфириовидных гранитов района Гульшад (по 10 пробам, в %)

Минералы	$\bar{x}$	$\hat{S}$
Кварц . . . . .	28.40	1.56
Калиевый полевой шпат . . . . .	25.92	4.65
Плаггиоклаз . . . . .	35.21	4.71
Темноцветные . . . . .	6.26	1.89
Эпидот . . . . .	3.87	2.59
Рудные . . . . .	0.25	0.11
Прозрачные акцессорные . . . . .	0.09	0.05

Под микроскопом порфириовидные граниты характеризуются гипидиоморфнозернистой структурой и порфириовидной текстурой. Количественно-минералогический состав породы, приведенный в табл. 10, определяет ее как типичный гранит, где кварц, калиевый полевой шпат и плаггиоклаз находятся примерно в равных количествах, а содержание темноцветных минералов не превышает 10% (среднее содержание равно 6%). Роговая обманка присутствует в небольшом количестве (2.1%) лишь в пробе 7 из западных выходов. В пробах главного массива она практически отсутствует (в пробе 9 встречаются редкие зерна роговой обманки, составляющие около 0.1%), хотя в некоторых из них (например, в пробе 92) обнаруживаются очертания кристаллов роговой обманки, замещенной хлоритом и эпидотом. Основным темноцветным компонентом является биотит, в большинстве проб частично или полностью замещенный хлоритом. Из акцессорных минералов присутствуют рудный минерал, апатит, сфен и циркон, т. е. комплекс, свойственный уже описанным гранитоидам. Широкое развитие имеют минералы группы эпидота. По степени идиоморфизма минералы можно расположить в такой последовательности: акцессорные минералы → роговая обманка → биотит → плаггиоклаз → кварц + калиевый полевой шпат.

К в а р ц распространен довольно широко в порфириовидных гранитах. По степени идиоморфизма он находится в одном ряду с калиевым полевым шпатом, располагается между кристаллами плаггиоклаза и темноцветных компонентов и иногда корродирует их. Характеризуется волнистым угасанием и встречается в виде скоплений отдельных небольших зерен.

К а л и е в ы й п о л е в о й ш п а т присутствует в виде фенокристаллов и более мелких образований, занимающих промежутки между зернами плаггиоклаза и темноцветных минералов. Почти во всех пробах в калиевом полевоом шпате наблюдается отчетливая микроклиновья решетка. Широко развиты пертиты, причем зафиксировано несколько типов

пертитов, среди которых наиболее часто встречаются жилковатый и волокнистый. В ряде случаев отчетливо наблюдается пятнистая разновидность пертитов. Пелитизация калиевого полевого шпата повсеместная, в шлифах он обычно буроватый до светло-коричневого.

**Плагиоклаз** образует сравнительно крупные таблицы, местами разведенные по краям кварцем и калиевым полевым шпатом. Номер плагиоклаза варьирует от пробы к пробе незначительно. Среднее содержание апортита 37%. Плагиоклаз порфиroidных гранитов отчетливо серицитизирован и в некоторых пробах обнаруживает слабую зональность.

**Биотит и хлорит** являются наиболее распространенными цветными минералами порфиroidных гранитов. В отдельных пробах биотит нацело замещен хлоритом, в ряде проб его содержание по сравнению с содержанием хлорита относительно невелико. Биотит характеризуется плеохроизмом от темно-коричневого по *Ng* до светло-желтого по *Np*. Хлорит представляет собой грязно-зеленый минерал, слабо плеохроирующий и имеющий аномальную интерференционную окраску. Биотит и хлорит образуют скопления и отдельные чешуи. К скоплениям часто приурочен эпидот, который развивается по трещинкам спайности в хлорите.

**Роговая обманка** обнаружена в двух пробах (в 7-й порядка 2% и в 9-й — менее 0.1%) в незначительном количестве, в пробе 92 наблюдаются очертания кристаллов роговой обманки, замещенной хлоритом и эпидотом. Роговая обманка в пробе 7 характеризуется сравнительно небольшими по размеру зернами, плеохроирующими от темно-зеленого по *Ng* до желтовато-зеленого по *Np*. Зерна имеют хорошую огранку и редкие двойники. Оптические константы роговой обманки пробы 7, измеренные в шлифе «в», следующие:  $cNg=15^\circ$ ,  $2V=-80^\circ$ ,  $Ng-Np=0.016$ .

**Рудные минералы** присутствуют повсеместно в породе и приурочены главным образом к скоплениям биотита с хлоритом и эпидота.

**Апатит** приурочен к скоплениям темноцветных компонентов. Форма зерен в основном призматическая, хотя встречаются и изометрические сечения.

**Сфен** обнаружен не во всех пробах, хотя иногда его содержание превышает 0.05% (пробы 92, 95). Это редкие зерна клиновидной формы, часто оруденелые, приуроченные к скоплениям биотита, хлорита и эпидота.

**Циркон**, как и в среднезернистых гранитах и гранодиоритах, представлен двумя разновидностями: прозрачным цирконом, который приурочен главным образом к биотиту и хлориту и характеризуется малыми размерами, высоким двупреломлением и отсутствием окраски, и метамиктным цирконом, встреченным в виде отдельных, довольно крупных зерен (до 0.5 мм по длинной оси), слабо окрашенных в желтоватый цвет и обладающих аномальной интерференционной окраской (серые тона). В ряде случаев метамиктный циркон зонален.

**Эпидот** является широко распространенным минералом. В порфиroidных гранитах он образует скопления и прожилки, приурочен к полевым шпатам и темноцветным минералам и часто встречается в трещинах спайности хлорита. Обладает сравнительно высокой интерференционной окраской и зеленоватым цветом. Наряду с эпидотом, но в меньшем количестве, присутствуют цоизит и клиноцоизит (последний определялся по отсутствию окраски и низким цветам интерференции).

#### Мелкозернистые граниты

Мелкозернистые граниты представляют собой породы, отличающиеся от рассмотренных гранитоидов как по своим петрографическим особенностям, так и по своей фациальной принадлежности. А. Б. Вистелиус.

относит мелкозернистые граниты к жильной фации нормальных гранитов (среднезернистых и порфириовидных), а К. С. Газизова (1962) вообще не выделяет их в поле среднезернистых гранитов и не показывает на геологической карте.

Мы в соответствии с мнением О. С. Полквой (1950) и ряда других исследователей будем считать мелкозернистые граниты равнозначными вышеописанным гранитоидам, последней фазой Гульшадской гранитной интрузии.

Мелкозернистые граниты исследуемого района располагаются вдоль западной границы Центрального гранитного массива среднезернистых гранитов-гранодиоритов и занимают общую площадь порядка 1.5 км<sup>2</sup>. Всего зафиксировано три тела мелкозернистых гранитов: а) главное — меридиональное, дайкообразное тело с неправильными контактами, разбитое сериями разрывов север-северо-восточного и юго-восточного направлений; б) небольшое тело широтного простирания, расположенное в 150 м к западу от северной оконечности главного тела и также разбитое нарушениями север-северо-восточного и юго-восточного направлений; в) небольшой (до 0.02 км<sup>2</sup>) выход мелкозернистых гранитов, расположенный к югу от главного тела и представляющий собой, вероятно, его продолжение.

На местности мелкозернистые граниты образуют округлые возвышенности в поле среднезернистых гранитов, покрытые щебенкой слагающих пород. Коренные выходы мелкозернистых гранитов находятся в 0.1—0.3 м от поверхности под щебнем и представлены сильно раздробленными породами, переходящими при углублении расчисток в массивные без видимых трещин. Трудно сказать что-либо о формах отдельности, а чтобы выяснить (хотя бы приблизительно) характер планпараллельной текстуры в мелкозернистых гранитах, мы попытались установить закономерности расположения оптических осей кварцевых зерен, для чего был проведен микроструктурный анализ четырех ориентированных шлифов, взятых в различных точках (в местах отбора пробы 31 — шлиф ОГ-12, 40 — шлиф ОГ-11, 60 — шлиф ОГ-9 и 61 — шлиф ОГ-8). Замеры ориентировки оптических осей кварцевых зерен осуществлялись на столике Федорова, причем зерна кварца брались подряд при перемещении шлифа вдоль оси столика. После прохождения одной линии шлиф сдвигался на 1—2 мм и замеры продолжались на следующей линии. В каждом шлифе было проведено по 200 замеров. Результаты замеров изображались в равнопромежуточной азимутальной проекции (сетка Каврайского) и обрабатывались по способу, предложенному А. Б. Вистелиусом (1959).

Детально мы не будем на нем останавливаться, а коснемся лишь общих положений.

Обработка сеток с нанесенными точками (проекциями оптических осей кварцевых зерен) состояла из следующих этапов: а) проверки наличия ориентировки с помощью критерия  $\chi^2$ ; б) обработки диаграмм при исходной гипотезе равномерного распределения вероятностей направлений ориентировки; в) интерпретации полученных диаграмм.

Результаты проверки наличия ориентировки приведены в табл. 11, а схема разбивки сетки и готовые диаграммы — на рис. 6. Как видно из таблицы, в трех случаях (шлифы ОГ-8, ОГ-11, ОГ-12) значения  $\chi^2$  превышают теоретические, соответствующие равномерному распределению, с надежностью > 95%, и в одном случае эта надежность < 95% (шлиф ОГ-9). Для определения надежности была использована таблица  $P$  ( $\chi^2_{\alpha} > \chi^2$ ). Таким образом, по крайней мере в трех диаграммах должны существовать участки скоплений (или разрежений) проекций оптических осей кварцевых зерен и эти диаграммы имели смысл подвергнуть дальнейшей обработке. В результате диаграммы приобрели оконча-

Таблица 11

Проверка наличия ориентировки оптических осей кварцевых зерен в микроструктурных диаграммах для мелкозернистых гранитов района Гульшад

Шлиф	Число замеров	Значения $\chi^2$	$P(\chi^2 > \chi^2_q)$ при $\nu = 11$
ОГ-8	200	27.5	>99%
ОГ-9	200	19.3	<95
ОГ-11	200	20.5	>95
ОГ-12	200	33.9	>99

тельный вид. Как следует из полученных диаграмм, по крайней мере на трех участках мелкозернистых гранитоидов существует тенденция оптических осей кварцевых зерен падать в направлении, близком к меридиональному, т. е. располагаться соответственно вытянутости

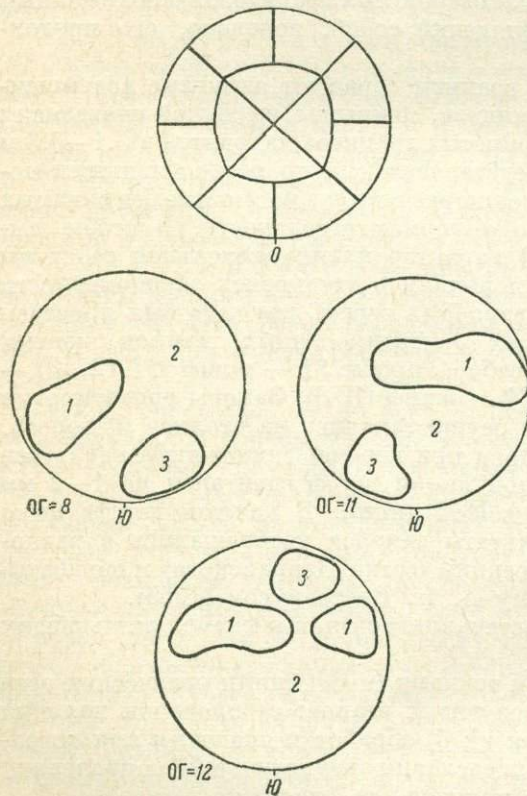


Рис. 6. Схема разбивки сетки Каврайского и микроструктурные диаграммы ориентировки оптических осей кварцевых зерен в шлифах мелкозернистых гранитов.

1 — зона, переходная к рассеянию; 2 — изотропная зона; 3 — зона, переходная к концентрации.

главного тела, при этом угол падения не превышает  $50^\circ$ . Так как кварц является одним из самых ксеноморфных минералов породы, то можно предположить, что остальные минералы (плагноклаз и темноцветные) должны характеризоваться еще большей тенденцией к ориентировке. Это в какой-то степени подтверждается замерами ориентировки плоскости сланцеватости, образованной чешуями биотита и фенокристаллами плагноклаза, которые удалось провести в 2 обнажениях мелкозернистых гранитов. Результаты замеров следующие:

1) простирание СВ  $10^\circ$ , направление падения СЗ, угол падения  $80^\circ$  (в месте взятия пробы 66);

2) простирание СВ  $35^\circ$ , направление падения СЗ, угол падения  $50^\circ$  (около пробы 60).

Конечно, полученных данных, вероятно, недостаточно, чтобы вывести окончательное заключение о направленности движения расплава в процессе кристаллизации мелкозернистых гранитов, но все же нам кажется возможным говорить о тенденции основных минералов

мелкозернистых гранитов (по крайней мере в главном теле) располагаться соответственно вытянутости тела, т. е. о конформности главного тела мелкозернистых гранитов.

Макроскопически мелкозернистые граниты представляют собой плотные породы с отчетливой порфировидной структурой в пробах 30, 31, 43, 60, 65 и 66 и отсутствием ее в остальных пробах. По существу имеются две разновидности: порфировидные мелкозернистые граниты и аплитовидные мелкозернистые граниты. Однако вследствие того что между этими породами существуют постепенные переходы и в ряде случаев нельзя с уверенностью установить принадлежность породы к той или иной разновидности, опробование этих гранитов проводилось так, что из каждой разновидности было взято по 4 пробы и 2 пробы (30 и 31) из породы переходного типа (последние после лабораторного изучения были отнесены к порфировидной разновидности).

Чтобы убедиться в отсутствии значимого различия между этими двумя разновидностями по исследуемому признаку, был использован порядковый  $X$ -критерий, рассмотренный в гл. II.

Будем рассчитывать  $X_a$  для аплитовидных гранитов, так как их меньше в указанной последовательности (равно 4), тогда, в соответствии с приведенной в гл. II формулой и значениями  $\psi$ ,

$$\Psi\left(\frac{1}{11}\right) = -1.34, \quad \Psi\left(\frac{6}{11}\right) = 0.11,$$

$$\Psi\left(\frac{2}{11}\right) = -0.91, \quad \Psi\left(\frac{7}{11}\right) = 0.35,$$

$$\Psi\left(\frac{3}{11}\right) = -0.60, \quad \Psi\left(\frac{8}{11}\right) = 0.60,$$

$$\Psi\left(\frac{4}{11}\right) = -0.35, \quad \Psi\left(\frac{9}{11}\right) = 0.91,$$

$$\Psi\left(\frac{5}{11}\right) = -0.11, \quad \Psi\left(\frac{10}{11}\right) = 1.34,$$

взятыми из книги Ван дер Вардена,  $X_a$ , например для содержания акцессорного урана, будет равно

$$|X_a| = \Psi\left(\frac{4}{11}\right) + \Psi\left(\frac{7}{11}\right) + \Psi\left(\frac{8}{11}\right) + \Psi\left(\frac{9}{11}\right) = -0.35 + 0.35 + 0.60 + 0.91 = 1.51.$$

Согласно табл. 11 из приложения к книге Ван дер Вардена, двусторонние 5%-е границы для нулевой гипотезы при  $n=10$  и различии между количеством проб порфировидных и аплитовидных гранитов, равном 2 ( $6-4=2$ ), определяются абсолютным значением  $X$ , равным 2.49, т. е. принятая нами исходная гипотеза равенства средних значений аплитовидных и порфировидных гранитов по акцессорному урану не отвергается критерием  $X$ .

Значения критерия  $X_a$  по акцессорному урану и главным минеральным составляющим мелкозернистых гранитов, а также соответствующие вариационные ряды с указанием разновидности каждого члена этих рядов и номера пробы приведены в табл. 12. Как видно из таблицы, значения  $X_a$  только для калиевого полевого шпата превосходят 2.49 ( $< 95\%$  уровня надежности), т. е. гипотеза однородности сравниваемых разновидностей в большинстве случаев не отвергается, и, следовательно, мы не можем проводить разделения мелкозернистых гранитов на два различных типа по основным исследуемым признакам.

Под микроскопом в порфировидных мелкозернистых гранитах наблюдается отчетливая порфировая структура в целом и аплитовидная структура основной массы. Последняя характерна для аплитовидных мелкозернистых гранитов. Кроме того, в отдельных шлифах встречаются участки, характеризующиеся гранофировой структурой (пробы 60 и 66).

Количественно-минералогический состав породы (средние значения и стандартные отклонения по всем 10 пробам) приведен в табл. 13. Кварц,

Таблица 12

Вариационные ряды для различных признаков мелкозернистых гранитов района Гульшад и абсолютные значения  $X$ , рассчитанные для аплитовидных гранитов по этим рядам

Признаки	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	$X_a$
$U \cdot 10^{-4}$	3.1	3.4	4.0	4.5	4.8	6.2	6.4	7.2	9.4	9.5	1.51
Q	27.5	29.0	29.5	29.9	30.5	30.8	31.5	31.7	31.8	32.6	0.06
K-Fsp	32.8	33.9	34.3	36.0	37.8	38.3	39.4	40.2	41.2	41.6	2.71
Pl	22.7	23.5	24.1	27.1	27.5	27.7	28.0	29.8	30.6	31.7	1.70
Fcm	2.2	2.8	3.1	3.1	4.0	4.0	4.4	4.9	5.7	6.2	2.25
	A-61	A-44	П-43	П-60	A-39	A-40	П-30	П-31	П-66	П-65	

Примечание. В таблице в первой строке — значения признаков, в %; во второй — разновидности пород (А — аплитовидные граниты; П — порфиоровидные граниты) и номер пробы.

Таблица 13

Средний количественно-минералогический состав ( $\bar{x}$ ) и стандартные отклонения минеральных компонентов ( $\hat{S}$ ) мелкозернистых гранитов района Гульшад (по 10 пробам, в %)

Минералы	$\bar{x}$	$\hat{S}$
Кварц . . . . .	30.48	1.54
Калиевый полевой шпат . . . . .	37.55	3.16
Плагиоклаз . . . . .	27.27	3.04
Цветные . . . . .	4.04	1.29
Эпидот . . . . .	0.23	0.35
Рудные . . . . .	0.39	0.28
Прозрачные акцессорные . . . . .	0.04	0.08

калиевый полевой шпат и плагиоклаз присутствуют примерно в равных количествах. Темноцветные минералы в большинстве проб представлены одним биотитом, часто хлоритизированным, и только в пробах 65 и 66 присутствует роговая обманка в количестве, превышающем 1%. Акцессорными минералами являются рудный минерал (единственный акцессорный минерал в аплитовидных мелкозернистых гранитах), апатит (до 0.1% в порфиоровидных мелкозернистых гранитах), сфен и метамиктный циркон (редкие зерна в сумме, не превышающей 0.05%). Единственным вторичным минералом (кроме хлорита и серицита) является эпидот-цоизит, содержание которого в общем невелико. По степени идиоморфизма минералы мелкозернистых гранитов можно расположить следующим образом: акцессорные минералы → роговая обманка → биотит → плагиоклаз → кварц и калиевый полевой шпат.

Кварц по отношению к плагиоклазу и темноцветным минералам ксеноморфен, а с калиевым полевым шпатом образует взаимные прорастания. Размер зерен кварца находится в пределах средней крупности зерна породы (см. гл. IV) в аплитовидных мелкозернистых гранитах и меньше средней крупности зерна в порфиоровидных мелкозернистых гранитах. Волнистое угасание довольно обычно.

Калиевый полевой шпат образует взаимные прорастания с кварцем (иногда в виде гранофировой структуры) и слабо корродирует зерна плагиоклаза и темноцветных минералов. В отдельных случаях наблюдаются неотчетливая микроклиноватая решетка и редкие двойники. Пелитизация незначительная.

Плагиоклаз присутствует как в виде порфировых выделений, так и в основной массе. По составу относится к кислому андезину (средний номер 35). Серицитизация проявляется повсеместно (как в фенокристаллах, так и в зернах основной массы). Зональность отчетливо проявляется в фенокристаллах, хуже в зернах основной массы.

Биотит и хлорит встречаются в виде отдельных чешуек, реже в скоплениях с рудным минералом и эпидотом. Биотит плеохроирует от темно-коричневого по *Ng* до светло-желтого по *Np*. Хлорит зеленый с аномальной интерференционной окраской.

Роговая обманка обнаружена в пробах 65 и 66 в незначительном количестве (0.9% и 0.3% соответственно) и представлена редкими зернами, плеохроирующими от темно-зеленого по *Ng* до почти бесцветного по *Np*. Зерна роговой обманки довольно свежие и сохраняют кристаллографические очертания, на границе с биотитом кажутся более идиоморфными. Оптические константы роговой обманки, замеренные в шлифе «а» пробы 65, следующие:  $cNg=15^\circ$ ,  $2V=-78^\circ$ ,  $Ng-Np=0.015$ .

Рудный минерал встречается в количестве от 0.1% (проба 40) до 0.9% (проба 61); представлен мелкими округлыми зернами и приурочен главным образом к скоплениям биотита + хлорита и эпидота.

Апатит среди прозрачных аксессуарных минералов развит наиболее хорошо, но в большинстве случаев его содержание меньше 0.1%. Зерна апатита очень мелкие, чаще вытянутые и приурочены к скоплениям темноцветных компонентов.

Сфеи встречается в пробах 65 и 66, но только в пробе 66 его содержание надежно устанавливается количественно-минералогическим анализом (до 0.1%). Это буроватый в шлифе минерал, представленный мелкими зернами неправильной формы, развитый в биотите и хлорите.

Циркон — самый редкий минерал мелкозернистых гранитов. Наблюдается под микроскопом в пробах 30, 60, 65 и 66, но количественно-минералогический анализ не улавливает его с достаточной надежностью. В шлифе «б» пробы 30 встречено зерно метамиктного циркона до 0.4 мм в поперечнике. При введенном анализаторе оно обнаруживает аномальный характер и кажется изотропным. Около зерна в калиевом полевопшпате наблюдаются побурение и сеть веерообразных трещин. В остальных пробах циркон в виде мелких редких зерен встречается в чешуях биотита.

Эпидот представлен почти исключительно зеленоватой разновидностью (собственно эпидотом), которая либо приурочена к скоплениям темноцветных минералов, либо рассекает породу в виде жилок. Содержание его невелико, в некоторых пробах он совершенно не наблюдается.

### Взаимоотношения гранитоидов

Район Гульшад, согласно схемам, существующим для северо-западного Прибалхашья (Кассин, 1951; Беспалов, 1954; Борсук, 1956; Богданов, 1959; и т. д.), считается окончательно сформировавшимся в каменноугольный период, однако относительно взаимоотношений рассмотренных выше гранитоидов нет единого мнения. Поэтому мы попытаемся на основе имеющегося в нашем распоряжении материала рассмотреть эти взаимоотношения и вывести наиболее вероятную схему последовательности образования гранитоидов.

Все описанные выше гранитоиды района Гульшад можно условно разделить на две группы. В первую входят собственно кварцевые диориты и плагиограниты, во вторую — среднезернистые граниты и гранодиориты, порфириовидные граниты и мелкозернистые граниты. Породы первой группы, очевидно, более древние, чем граниты, что подтверждается как непосредственными наблюдениями, так и выводами исследователей, имевших дело со сходными породами в других районах Центрального Казахстана (Монич, 1945; Коптев-Дворников, 1952, и т. д.). Кварцевые диориты, вероятно, сингенетичны с породами группы габбро-пироксенитов, так как в ряде случаев наблюдаются постепенные переходы (с изменением состава и структуры) кварцевых диоритов в кварцевые габбро и габбро (см. описание кварцевых диоритов). Кроме того, существует ряд доказательств более древнего (по сравнению с гранитами) возраста кварцевых диоритов: а) наличие в гранитах ксенолитов кварцевых диоритов и их интенсивная переработка; б) сильное окварцевание и обогащение калиевым полевым шпатом кварцевых диоритов Центрального штока у контакта с гранитами и уменьшение этих явлений при удалении от контакта; рассечение кварцевых диоритов около контакта с гранитами жилками кварц-полевошпатовой породы; в) наконец, данные количественно-минералогического анализа, которые свидетельствуют о том, что кварцевые диориты, если стоять на позициях нормальной кристаллизационной дифференциации, должны были образоваться раньше гранитов.

Что касается положения плагиогранитов в рассматриваемом комплексе гранитоидов, то по этому вопросу нет единого мнения, поскольку непосредственных контактов плагиогранитов с другими интрузивными образованиями района не наблюдалось. В. К. Монич (1945) связывает плагиограниты Центрального Казахстана с более древними породами, чем граниты, и считает их конечными дифференциатами габбровой магмы. А. Н. Нурлыбаев (1963) объединяет плагиограниты («тоналиты») с кварцевыми диоритами в одну группу. К. С. Газизова (1962) относит плагиограниты к группе гранита, но никак это не обосновывает. Очевидно, правильнее считать плагиограниты более древними породами, чем нормальные граниты, и связывать их с кварцевыми диоритами, так как, во-первых, южная часть северо-западного тела плагиогранитов подвержена калиевому метасоматозу (подобно кварцевым диоритам у контакта с гранитами), во-вторых, плагиоклаз в плагиогранитах слишком основной для нормальных гранитов (№№ 42—50) и, наконец, в сходных в геологическом отношении районах северо-западного Прибалхашья, в областях развития среднегерцинских интрузий, плагиограниты (часто называемые гранодиоритами) также объединяются с кварцевыми диоритами в одну группу (Нурлыбаев, 1963).

Далее возникает вопрос о возрастном взаимоотношении пород внутри второй группы.

Среднезернистые граниты и гранодиориты вряд ли можно считать разновозрастными — незначительные различия в составе объясняются разными условиями кристаллизации в пределах одного магматического тела, а также воздействием интрузии мелкозернистых гранитов.

Порфириовидные граниты района Гульшад К. С. Газизова (1962) считает более молодыми по сравнению с породами Центрального массива (в нашем случае такими породами являются среднезернистые граниты и гранодиориты, которые она называет кварцевыми монцонитами и связывает с группой габбро), а К. И. Астащенко, А. Б. Вистелиус и Я. Е. Давидович — сингенетичными среднезернистыми гранитами.

Поскольку абсолютный возраст среднезернистых гранитов не определен, этот вопрос является спорным, тем более, что описанное А. Б. Вистелиусом обнажение, где фиксируется постепенный переход среднезернистых

гранитов в порфириовидные, в 50-х годах было закрыто хозяйственными постройками. На основании данных количественно-минералогического анализа образование порфириовидных гранитов представляется несколько более поздним по сравнению с образованием среднезернистых гранитов, хотя разницу в количественно-минералогическом составе можно объяснить различными условиями кристаллизации одной порции магмы, сформировавшей два интрузивных тела. В данном случае разделение исходного расплава с образованием двух типов гранитов несомненно имело место, будь то разделение во времени или в пространстве. В дальнейшем мы будем помещать порфириовидные граниты после среднезернистых, поскольку это не противоречит нашим наблюдениям и классической схеме дифференциации магмы.

Мелкозернистые граниты, вероятно, являются самыми молодыми из всех рассмотренных пород, так как, с одной стороны, они активно воздействуют на среднезернистые граниты, обогащая последние у контактов кварцем и калиевым полевым шпатом (в некоторых забракованных пробах наблюдалось разъединение кристаллов плагиоклаза калиевым полевым шпатом до такой степени, что породы теряли сходство со среднезернистыми гранитами), а с другой, само отнесение их отдельными исследователями к схизолитам гранитов говорит о их более молодом возрасте по сравнению с гранитами. Большинство геологов (Гокоев, 1949; Щерба, 1955, и др.) относит мелкозернистые граниты к самостоятельным образованиям, к конечным дифференциатам магмы, сформировавшей гранитные интрузии. В пользу последней точки зрения свидетельствуют и следующие факты.

1. Не во всех районах Центрального Казахстана мелкозернистые граниты располагаются в пределах нормальных гранитов, нормальные граниты н и г д е не дают апофиз, напоминающих мелкозернистые граниты (в том числе и в районе Гульшад).

2. Выходы мелкозернистых гранитов имеют значительные размеры и обычно приурочены к зонам трещиноватости, наложенным на уже сформировавшиеся граниты.

3. В ряде районов наблюдаются четкие контакты мелкозернистых гранитов с нормальными, хотя встречаются и постепенные переходы.

4. Планпараллельная текстура мелкозернистых гранитов обычно соответствует залеганию их тел.

Кроме того, результаты количественно-минералогических анализов показывают явные отличия мелкозернистых гранитов от остальных гранитоидов.

Таким образом, на основании геологических данных можно предположить следующую схему образования гранитоидов района Гульшад. Сначала вместе с породами группы габбро появились кварцевые диориты, а в качестве конечных дифференциатов габбро и кварцевых диоритов — плагиограниты. Затем сформировались гранитоиды, сравнительно богатые калием, причем сначала были образованы среднезернистые граниты — гранодиориты, и, возможно, одновременно с ними или несколько позже — порфириовидные граниты; в последнюю очередь выкристаллизовались мелкозернистые граниты.

Конечно, эта схема не является окончательной и в отдельных пунктах может вызывать возражения, но общая тенденция изменения состава гранодиоритов от более основных к более кислым и щелочным несомненно имела место. Для того чтобы подтвердить эту тенденцию количественно, воспользуемся следующими простыми приемами: сначала с помощью таблиц сопряженности покажем, что выделенные типы гранитоидов зависят от изменения содержания в них минеральных составляющих, а потом, применяя ранговую корреляцию, попробуем установить направ-

Таблица 14

Таблицы сопряженности типа  $2 \times 6$  количественно-минералогического состава (в %) и состава плагиоклазов в гранитоидах района Гульшад с типом породы

Породы	Q		K-Fsp		Pl		Fem		ep		ore		n. ore		№ Pl	
	<24	>24	<20.5	>20.5	<45	>45	<9.0	>9.0	<1.0	>1.0	<0.7	>0.7	0-0.1	>0.2	≤37	>37
Кварцевый диорит . . . . .	6	0	6	0	0	6	0	6	1	5	2	4	2	4	0	6
Плагиогранит . . . . .	0	8	8	0	0	8	2	6	4	4	8	0	7	1	0	8
Гранодиорит . . . . .	20	0	15	5	2	18	6	14	11	9	2	18	4	16	6	14
Среднезернистый гранит	6	12	5	13	15	3	8	10	10	8	10	8	9	9	12	8
Порфириновый гранит	0	10	2	8	10	0	9	1	1	9	10	0	9	1	6	4
Мелкозернистый гранит	0	10	0	10	10	0	10	0	9	1	8	2	9	1	9	1
Сумма . . . . .	32	40	36	36	35	37	35	37	36	36	40	32	40	32	33	39
$\chi^2$ . . . . .	55,60		36,16		55,01		28,95		15,88		34,78		24,52		25,68	
$P_5(\chi^2 > \chi^2_5)$ . . . . .	>99,90%		>99,90%		>99,90%		>99,90%		>99,90%		>99,90%		>99,90%		>99,90%	

ленность (тренд) средних значений этих минеральных составляющих, характеризующих отдельные типы гранитоидов.

Таблицы сопряженности типа  $2 \times 6$  для минеральных компонентов и плагиоклазов различных номеров приведены в табл. 14, где значения каждого изучаемого признака разделены примерно на 2 равные части. Наличие связи в построенных таблицах проверено критерием  $\chi^2$ . Значения и соответствующие им вероятности  $P(\chi^2 > \chi^2_5)$  для числа степеней свободы  $f=5$ , приведенные под таблицей, показывают, что во всех случаях существует зависимость рассматриваемых признаков от типа породы с надежностью > 99%.

Уже из самих таблиц сопряженности можно сделать заключение, что от кварцевых диоритов к мелкозернистым гранитам (в соответствии с той последовательностью, которая была выведена из общих геологических данных) увеличивается содержание кварца и калиевого полевого шпата и уменьшается количество плагиоклаза, темноцветных и акцессорных минералов, а также убывает количество анортитовой молекулы в плагиоклазе. Расчет ранговых коэффициентов корреляции по Спирмену (см. гл. II) также подтверждает эту тенденцию. Табл. 15 представляет собой схему расчета этих коэффициентов для 6 рангов (соответствующих типам пород от кварцевых диоритов до мелкозернистых гранитов) по средним значениям тех признаков, которые фигурируют в таблицах сопряженности.

Из таблицы следует, что среднее содержание кварца и калиевого полевого шпата в рассматриваемой последовательности пород возрастает, а средние содержания плагиоклаза и темноцветных минералов, а так-

Таблица 15

Расчет ранговых коэффициентов корреляции (по Спирмену)  
для основных признаков гранитоидов района Гульшад

Ранг породы	Q	K-Fsp	Pl	Fem	ep	ore	n. ore	№ Pl
1	1	1	6	6	5	5	5	6
2	4	2	5	5	2	1	2	5
3	2	3	4	4	3	6	6	4
4	3	4	3	3	4	4	4	2
5	5	5	2	2	6	2	3	3
6	6	6	1	1	1	3	1	1
$\Sigma d^2$	6	0	70	70	42	44	54	68
$r_S$	+0.83	+1.0	-1.0	-1.0	-0.20	-0.25	-0.54	-0.97

Критическое значение  $r_S$  для 95%-го уровня надежности определялось по таблице  $\Sigma d^2$  (Litchfield and Wilcoxon, 1955) и равно 0.88 (для  $\Sigma d^2$  от 4 до 66). Числа в таблице (ранги) означают места средних значений соответствующих признаков в рассматриваемой последовательности гранитоидов.

же количество аортитовой молекулы в плагиоклазе убывают, т. е. наблюдаемая тенденция соответствует нормальной магматической дифференциации некоторой исходной магмы, что в какой-то мере подтверждает правильность рассмотренной нами последовательности образования гранитоидов, выведенной из общих геологических соображений.

Итак, на основании изучения взаимоотношений гранитоидов в районе Гульшад и сходных районах Северо-Западного Прибалхашья, а также результатов количественно-минералогического анализа наиболее вероятной представляется следующая схема образования гранитоидов района: кварцевые диориты → плагиограниты → среднезернистые граниты-гранодиориты → порфировидные граниты → мелкозернистые граниты.

Эта схема не противоречит наблюдениям и отвечает нормальной магматической дифференциации пород известково-щелочного ряда, поэтому в дальнейшем она будет использована при рассмотрении характера распределения урана в гранитоидах района.

#### ГЛАВА IV

### ОПРОБОВАНИЕ ГРАНИТОИДОВ И ПОЛУЧЕНИЕ АНАЛИТИЧЕСКИХ ДАННЫХ

#### Опробование гранитоидов и подготовка проб к анализам

Все рассмотренные гранитоиды были подвергнуты опробованию для получения данных об их количественно-минералогическом составе и содержании аксессуарного урана (схема опробования приведена на рис. 7). Всего на территории района было взято 110 проб из пород, которые в процессе геологической съемки были охарактеризованы как гранитоиды. Сюда, кроме вышеупомянутых типов, вошли сиениты, граносиениты, монзониты, т. е. породы метасоматического происхождения, а также контаминированные породы. Поэтому после микроскопического изучения 38 проб было забраковано. Критериями для браковки служили следующие признаки.

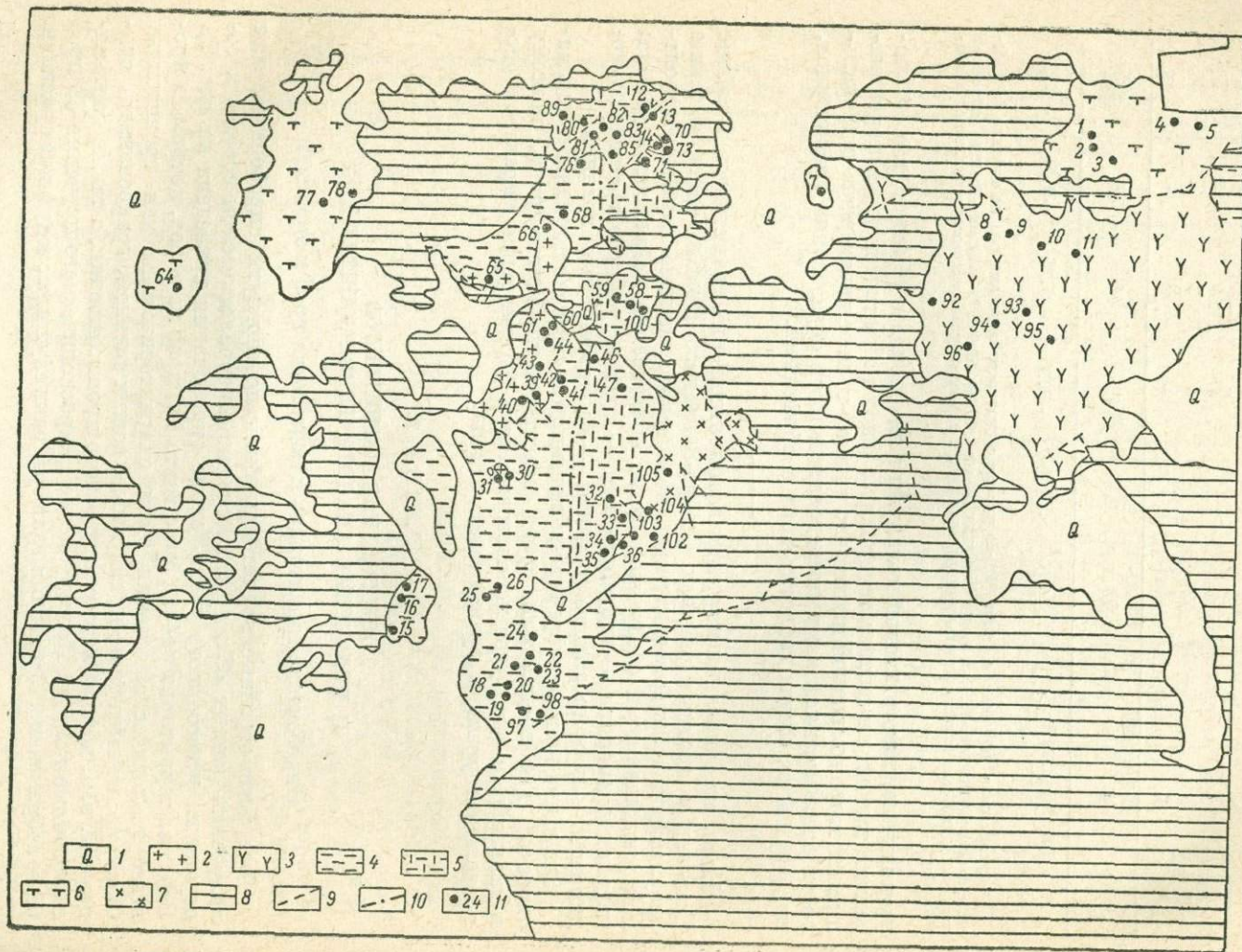


Рис. 7. Схема опробования гранитоидов района Гульшад.

1 — современные отложения; 2 — мелкозернистые граниты; 3 — порфиридные граниты; 4 — среднезернистые граниты; 5 — гранодиориты; 6 — плагиограниты; 7 — кварцевые диориты и кварцевые габбро; 8 — вмещающие породы; 9 — разрывные нарушения; 10 — условная граница среднезернистых гранитов и гранодиоритов; 11 — точки отбора проб.

1. Минеральный состав и структура, отличающиеся от минерального состава и структуры типичных гранитоидов (например, присутствие в больших количествах пироксена, типичная габбровая структура и т. д.).

2. Явное метасоматическое изменение исходной породы, обуславливающее полное исчезновение отдельных минералов и появление новых, или такие изменения количественно-минералогического состава и структуры, которые резко отличают пробу, взятую в пределах конкретного тела, от остальных проб этого тела и могут быть объяснены контаминацией.

3. Рассечение породы жилками нехарактерного для нее минерального состава (карбонатными, сульфидными, кварц-полевошпатовыми и т. д.).

4. Сильная раздробленность породы, наличие в пробе зон катаклаза, зеркал скольжения и связанная с этим минерализация.

Оставшиеся 72 пробы представляли собой серии образцов (по 5—6 в каждой пробе), взятые с участков обнажений, не превышающих по площади 0.5 м<sup>2</sup>. В местах, где природные обнажения отсутствовали (главным образом в поле развития порфириовидных гранитов), опробование проводилось по шурфам и канавам. Вес пробы в среднем составлял 5 кг. От каждого образца был отделен кусок размером примерно 5×5×5 см<sup>3</sup>, половина его была использована для изготовления шлифа, другая шла на люминесцентное определение урана. Когда число необходимых шлифов было невелико (1—2), что имело место в пробах мелкозернистых гранитов, выбирался произвольный кусок. Если же число необходимых шлифов превышало число образцов в пробе (как, например, в порфириовидных гранитах), от каждого образца отделялось по 2 куска.

Средний размер шлифа составлял 300 мм<sup>2</sup>. Сначала изготавливались 1—2 шлифа из пробы, и только после установления необходимого числа шлифов для количественно-минералогического анализа (по Ф. Чейзу) заказывались остальные.

Куски, предназначенные для люминесцентного анализа, объединялись, дробились на более мелкие и измельчались до размера менее 0.21 мм<sup>2</sup> с помощью ручного дробильного пресса. Измельченная порода (весом 150—500 г) подвергалась квартовке до получения навески в 15—25 г. Последняя растиралась в халцедоновой ступке до порошка размером менее 0.074 мм<sup>2</sup>.

### Количественно-минералогический анализ гранитоидов

Одним из признаков, значения которого нас интересуют, является количественно-минералогический состав рассмотренных выше гранитоидов, причем нам необходимы возможно более надежные оценки истинных значений содержаний минералов. Однако до недавнего времени было не ясно, являются ли результаты количественно-минералогического анализа достаточно точными для того, чтобы их можно было использовать в качестве характеристик при решении геологических задач, требующих количественного подхода. Поэтому вышедшая в 1956 г. и переведенная на русский язык в 1963 г. работа американского петрографа Феликса Чейза, в которой решаются основные задачи количественно-минералогического анализа на статистической основе, оказала существенную помощь при оценке результатов количественно-минералогического анализа гранитоидов района Гульшад. Основные теоретические заключения, изложенные в первом разделе, заимствованы из книги Ф. Чейза. Отдельные положения, относящиеся к ошибке подсчета (или ошибке воспроизводимости содержания минералов в шлифе), взяты из работы Линкольна и Ритца (Lincoln, Rietz, 1913), статьи В. А. Николаева (1926) и книги А. А. Глаголева (1941).

Результаты количественно-минералогического анализа гранитоидов района Гульшад в процентном выражении, а также индексы крупности зерна (числа СО по Чейзу), число подсчитанных шлифов и общая измераемая площадь шлифов в каждой пробе приведены в табл. 25.

#### Количественно-минералогический анализ главных минералов

Количественно-минералогический анализ горных пород начал применяться в геологии с середины XIX в. (впервые им воспользовался Делесс для оценки содержания минералов на полированной поверхности штуфа) и в настоящее время является вполне определенным геологическим методом, имеющим как теоретическую основу, так и необходимую технику. Большая часть приборов для количественно-минералогического анализа приспособлена для производства измерений в шлифах под микроскопом, хотя в некоторых специальных исследованиях приходится проводить непосредственные измерения площадей на полированных поверхностях образцов или прямо в обнажениях (Г. В. Иванов, 1959; Jackson and Ross, 1956). Связь количественно-минералогического анализа с микроскопией привела к созданию ряда методов, основная задача которых — получение надежных оценок соотношений площадей минералов. Мы рассмотрим только линейный метод.

Линейный метод определения соотношений минералов в шлифах был предложен Розивалем (Rosiwal, 1898), но лишь после появления столика Шенда (Shand, 1916) стал привлекать к себе внимание петрографов. Столик Шенда представлял собой приставку к микроскопу, которая по существу явилась прототипом всех современных линейных интеграторов. В настоящее время существуют различные модели линейных интеграторов, принцип работы которых сводится к проведению параллельных линий и замеру отрезков, приходящихся на определенный минерал (Wentworth, 1923; Hunt, 1924; Dollar, 1937, и др.).

При производстве количественно-минералогического анализа гранитоидов района Гульшад автор использовал линейный интегратор конструкции И. А. Андина (ИСА) с барабанами для одновременного подсчета 6 минеральных составляющих (Кочурова, 1957).

Теоретическая основа количественно-минералогического анализа базируется на геометрической вероятности и следующих положениях: а) параллельные линии являются состоятельными оценками площадей в плане; б) отношение площадей является состоятельной оценкой отношения объемов.

Первое положение обосновано Ф. Чейзом (1963) и может быть выражено следующим образом:

$$\frac{\mu_1}{\mu_2} = \frac{E(y_1)}{E(y_2)} = \frac{A_1}{A_2},$$

т. е. отношение математических ожиданий сумм отрезков параллельных линий ( $y_1$  и  $y_2$ ), попавших в некоторый контур ( $A_1$ ) и общую площадь ( $A_2$ ), равно отношению площади контура к общей площади.

Второе положение известно как «соотношение Делесса» (Delesse, 1848), но окончательно обосновано также в работе Ф. Чейза. Его можно выразить следующим образом:

$$\frac{E(A_a)}{E(A_t)} = \frac{V_a}{V_t},$$

т. е. отношение площади, занятой определенным минералом ( $a$ ), к площади, занятой всеми минералами ( $t$ ), является оценкой объемного процентного содержания минерала  $a$  в породе.

Основной проблемой количественно-минералогического анализа является проблема ошибок, которые можно разделить на следующие основные категории: 1) ошибки определения, 2) ошибки классификации, 3) ошибки, возникающие при подсчете шлифа (или ошибки воспроизводимости состава шлифа), 4) ошибки, отражающие вариацию между шлифами одного и того же образца (аналитические ошибки), 5) ошибки, обусловленные эффектом Холмса (Чейз, 1963), 6) инструментальные ошибки.

Мы рассмотрим только ошибки подсчета и аналитические ошибки, сопровождающие любой анализ, так как остальные при достаточно хорошей постановке работы можно учесть и устранить.

Ошибка подсчета, или ошибка воспроизводимости состава шлифа, характеризует расхождение, которое возникает при повторном подсчете одного и того же шлифа. В случае точечного счетчика эта ошибка не зависит от площади шлифа и крупности зерна и ее можно представить в виде стандартного отклонения биномиального распределения (в %):

$$\sigma = 100 \sqrt{\frac{pq}{n}},$$

где  $p$  — вероятность исследуемого минерала (или его содержание в шлифе),  $q=1-p$ ,  $n$  — число точек в шлифе (точки располагаются либо случайно, либо симметрично в узлах прямоугольной сетки). Такой формы выражения ошибки подсчета придерживались А. А. Глаголев (1941) и Ф. Чейз (Chayes, 1951, 1956). Например, для того чтобы стандартное отклонение не превышало 1% при  $p=0.3$  (30%), число точек в шлифе должно быть не меньше 2000.

При линейном методе ошибка подсчета представляет большее затруднение, так как неясно, что использовать в качестве исходных данных при вычислении ошибки. Розиваль (Rosiwal, 1898) советует для сохранения ошибки подсчета в 1% брать длину линии подсчета, в 100 раз превышающую средний размер зерна. Линкольн и Ритц (Lincoln and Rietz, 1913) в качестве исходных данных предлагают использовать длины участков исследуемого минерала, попадающих на линию подсчета, и расстояния между этими участками. Тогда оценка ошибки подсчета будет рассчитываться по выведенной ими формуле

$$\delta_p = 100 \sqrt{\frac{\bar{x}^2 \sigma_y^2 + \bar{y}^2 \sigma_x^2}{n(x+y)^4}},$$

где  $\bar{x}$  — среднее арифметическое длин участков определенного минерала на линии,  $\bar{y}$  — среднее арифметическое длин промежутков между участками,  $\sigma_x$  и  $\sigma_y$  — соответствующие стандартные отклонения  $x$  и  $y$ ,  $n$  — число зерен исследуемого минерала, попавших на линию пересечения. В. А. Николаев (1926) принимает за такие данные содержание минерала на каждой параллельной линии пересечения и считает, что в качестве оценки ошибки подсчета удобнее всего брать стандарт среднего

$$M = \frac{\sigma_a}{\sqrt{n}},$$

где  $\sigma_a$  — стандартное отклонение содержания минерала по линиям,  $n$  — число линий в шлифе.

Так как ошибка подсчета входит в рассматриваемую ниже аналитическую ошибку, мы не проводили специальных исследований для вычисления ошибки подсчета главных минералов в гранитоидах района Гульшад, а просто воспользовались рекомендацией Ф. Чейза (1963), который на основании проделанной экспериментальной работы (Chayes, 1949) утверждает, что ошибка подсчета при пользовании линейным методом и ин-

тервале между пересечениями в 1 мм почти такая же, как при точечном методе подсчета при числе точек, равном 1000. Поскольку в своей работе мы пользовались линейным методом с интервалом между пересечениями в 1 мм, можно считать, что ошибка подсчета минерального состава гранитоидов района Гульшад будет порядка 1.5% для минерала с содержанием 30%, 1.3% — для минерала с содержанием 20% и 0.9% — для минерала с содержанием 10%.

Аналитическая ошибка отражает вариацию минерального состава в пределах образца (пробы). Она показывает, с какой степенью точности полученное нами выборочное среднее значение содержания минерала в образце оценивает истинное значение его содержания. Однако если мы можем построить сравнительно простую схему, которая помогает подвести теоретическую ошибку подсчета к наблюдаемой в действительности, то для аналитической ошибки такой схемы построить нельзя. Поэтому большинство исследователей ограничивалось рекомендациями, основанными на общих соображениях, и не пыталось делать каких-либо теоретических обоснований (Rosiwal, 1898; Николаев, 1926; Tomson, 1930; Лодочников, 1932; Глаголев, 1941). Очевидно, в настоящий момент возможен единственный подход к решению этой проблемы — проведение экспериментальных исследований на каждом широко-распространенном типе породы с последующей статистической обработкой полученных результатов и выведением эмпирических уравнений, включающих аналитическую ошибку и факторы, контролирующие эту ошибку. Такая работа проделана Ф. Чейзом для гранитов (1963), ее результаты были распространены на гранитоиды района Гульшад. В качестве оценки аналитической ошибки Чейз предложил использовать корень квадратный из среднего арифметического значения дисперсий средних содержаний трех главных породообразующих минералов гранита (кварц, калиевый полевой шпат и плагиоклаз), который можно выразить в виде

$$\tau = \sqrt{\frac{D_Q + D_K + D_{Pl}}{3}}.$$

В свою очередь, дисперсия среднего значения содержания каждого минерала в образце

$$D = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n - 1},$$

где  $x_i$  — выборочное среднее значение содержания минерала в образце,  $\bar{x}$  — истинное среднее,  $n$  — число выборок.

Основными факторами, контролирующими аналитическую ошибку, очевидно, являются, с одной стороны, крупность зерна породы, с другой — размер и число шлифов, взятых в образце. Оценкой крупности зерна может служить либо средний размер зерна в шлифе, либо число зерен, приходящееся на единицу площади шлифа (зная одно, легко вычислить другое). Однако в гранитоидах часто бывает трудно охарактеризовать форму зерен, особенно ксеноморфных минералов (кварц, калиевый полевой шпат), поэтому за оценку крупности зерна Чейз предложил использовать число смен главных минералов в шлифе, приходящееся на единицу длины (в качестве такой единицы он взял 40 мм — стандартный размер наибольшего покровного стекла, применяемого американскими петрографами). Таким образом, чем крупнее зерно породы, тем меньше «число смен однородности» (или число СО). Теоретически число СО может

меняться от 1 до  $\infty$ , а практически оно редко опускается ниже 10 (грубозернистые породы, для которых необходимо применять специальные методы подсчета) и поднимается выше 100 (микрограниты, аплиты). Определенные в гранитоидах района Гульшад числа СО оказались различными для различных типов пород и довольно устойчивыми в пределах каждого типа, о чем свидетельствуют приведенные в табл. 16 средние значения и стандартные отклонения чисел СО по типам пород. Значения чисел СО для каждой пробы, являющиеся средними 5 пересечений каждых 2—3 шлифов, пересчитанных на 40 мм, даны в табл. 25 наряду с числом подсчитанных шлифов и их общей измеренной площадью.

На основании полученных оценок крупности зерна для различных гранитов Чейз вывел эмпирические уравнения регрессии дисперсии состава образца на числа СО. Затем провел экспериментальные исследования по установлению зависимости аналитической ошибки от числа шлифов и также выразил это в виде уравнений регрессии. Наконец, пользуясь выведенными уравнениями и принимая за истинную аналитическую ошибку отнесенную к одному шлифу самой мелкозернистой породы (СО-93) при максимальной площади шлифа (960 мм<sup>2</sup>) и выраженную в виде средней дисперсии (у Чейза она равна 2.0), последовательно прибавляя к этой средней дисперсии по 2 (получая 4, 6, 8 и т. д.) и подставляя полученные величины в соответствующие уравнения регрессии, Чейз вычислил фиксированные значения СО (59, 44, 36 и т. д.) для одного шлифа площадью 960 мм<sup>2</sup>. Чтобы сохранить при этих значениях СО аналитическую ошибку на первоначальном уровне (средняя дисперсия равна 2.0), надо в соответствии с формулой дисперсии

$$D = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n - 1},$$

где  $n$  — число наблюдений (в нашем случае число шлифов), последовательно увеличивать количество шлифов данной площади на 1 (2, 3, 4 и т. д.).

Таблица 16  
Средние значения ( $\bar{x}$ ) и стандартные отклонения ( $\hat{s}_{CO}$ ) чисел СО по типам пород

Породы	$\bar{x}$	$\hat{s}_{CO}$
Кварцевый диорит . . . . .	60.5	2.83
Плагиигранит . . . . .	35.2	6.91
Гранодиорит . . . . .	41.1	4.27
Среднезернистый гранит . . . . .	44.5	4.53
Порфириовидный гранит . . . . .	26.4	7.23
Мелкозернистый гранит . . . . .	82.6	6.88

Проведя такие же расчеты для шлифов других размеров (625, 480, 320 и 160 мм<sup>2</sup>) при разных исходных аналитических ошибках (средняя дисперсия равна 2, 4 и 6), Чейз представил все это в виде таблиц, показывающих число шлифов определенной площади, которое необходимо подсчитать, чтобы сохранить аналитическую ошибку образца с данной крупностью зерна (последняя оценивается числом СО), равной или меньшей какого-то значения. Мы в своей работе пользовались таблицей для аналитической ошибки  $\leq 2.0$  (дисперсия  $\leq 4$ ), эта таблица изображена на рис. 8. Слева в ней приведены числа СО, отвечающие определенным типам гранитоидов Гульшада.

Так как нами использовались шлифы различной площади, то в каждой пробе на основании имеющегося материала мы подбирали шлифы таким образом, чтобы они характеризовались количеством и средней площадью, отвечающими рис. 8 (при определенном числе СО).

В заключение следует отметить, что аналитическая ошибка учитывает не только дисперсию минерального состава в пределах шлифа, но и ошибку подсчета отдельных шлифов, и для того чтобы сохранить аналитическую ошибку на желаемом уровне, условия подсчета шлифов должны быть

СО	Измеряемая площадь, мм <sup>2</sup>					
	960	625	480	320	160	
90					1	
80		1	1	1		Мелкозернистый гранит
70	1				2	
60				2		Кварцевый диорит
55			2		3	
50		2				
45	2			3	4	Среднезернистый гранит
40			3		5	Гранодиорит
35		3		4	6	Плагиогранит
30			4	5	7	
	3			6	8	
		4	5	7	9	
25			6	8	10	Порфиоровидный гранит
		5	7	9	≥13	
20		6	8	10		
	4		7	10		
			8			
15	≥5	≥7	≥9	≥12		

Рис. 8. Таблица повторений, необходимых для сохранения аналитической ошибки среднего содержания главных минералов  $\leq 2.0$  (по Чейзу, 1963).

Справа — значения величин СО, соответствующие средним значениям для гранитоидов района Гульшад.

стандартизованы (при линейном методе должен сохраняться постоянный интервал между пересечениями, в нашем случае он равен 1 мм).

Все вышеизложенное позволяет нам сделать некоторые выводы.

1. Количественно-минералогический анализ является методом, который может давать вполне надежные результаты (с любой практической степенью точности).

2. Для того чтобы обеспечить определенную точность результатов количественно-минералогического анализа, необходимо иметь в своем распоряжении данные статистической обработки эксперимента, касающегося рассматриваемой категории пород.

Для гранитоидов района Гульшад были использованы данные эксперимента, рассмотренного в работе Ф. Чейза и касающегося гранитов. Число и измеряемая площадь шлифов гульшадских гранитоидов были

подобраны таким образом, чтобы в соответствии со схемой Чейза аналитическая ошибка количественно-минералогического анализа главных породообразующих минералов в каждой пробе не превышала 2.0%.

3. Вариации в содержании главных породообразующих минералов между отдельными пробами в каждом типе породы превосходят аналитическую ошибку (см. табл. 17), следовательно результаты количественно-минералогического анализа гранитоидов района Гульшад можно использовать для выявления интересующих нас связей.

Таблица 17

**Сравнение вариаций содержаний  
главных породообразующих минералов  
(кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза)  
с аналитической ошибкой  
количественно-минералогического анализа по типам пород**

Породы	Аналитическая ошибка по Чейзу	$\eta$
Кварцевый диорит . . . . .	$\leq 2.0$	7.7
Плагиогранит . . . . .	$\leq 2.0$	2.4
Гранодиорит . . . . .	$\leq 2.0$	2.4
Среднезернистый гранит . . . . .	$\leq 2.0$	2.6
Порфиоровидный гранит . . . . .	$\leq 2.0$	3.0
Мелкозернистый гранит . . . . .	$\leq 2.0$	2.7

**Количественный подсчет минералов, содержащихся  
в малом количестве и в мелких зернах**

Количественный подсчет минералов, содержащихся в незначительном количестве (акцессорных), является более сложным, чем количественный подсчет главных породообразующих минералов, главным образом вследствие малых размеров зерен акцессорных минералов.

Однако, как было показано в гл. II, с помощью геометрической вероятности можно получить достаточно эффективные оценки математических ожиданий и дисперсий содержаний акцессорных минералов при линейном методе подсчета даже в случае значительного интервала между пересечениями в шлифе. Для обоснования пригодности линейного метода подсчета к акцессорным минералам были взяты шлифы из разных типов гранитоидов района Гульшад. Исследовался рудный минерал, содержание которого колебалось от шлифа к шлифу, меняясь от 0.05% до почти 2%. Форма и размер зерен рудного минерала также варьировали и зависели в основном от типа породы, которую характеризовал шлиф. Всего было подсчитано 10 шлифов. Контуры зерен рудного минерала в каждом шлифе переносились на бумагу с помощью рисовального аппарата РА-4; полученные площади измерялись и пересчитывались на проценты по отношению к площади шлифа. Последняя определялась после проектирования через фотоувеличитель с точностью до долей квадратного миллиметра.

Применяя расчетный способ для нахождения математических ожиданий и дисперсий, мы получили результаты, представленные в табл. 18. Там же приведены средние площади и средние радиусы зерен рудного минерала для каждого шлифа, использованные в расчетах.

В дополнение к рассчитанным данным были получены выборочные характеристики средних значений и стандартных отклонений содержаний рудного материала по тем же шлифам.

Таблица 18

**Характеристика шлифов, использованных для исследования надежности  
линейного метода подсчета акцессорных минералов,  
и некоторые особенности зерен рудного минерала в этих шлифах**

Породы	Номер шлифа	Площадь шлифа (в мм <sup>2</sup> )	Рудный минерал	
			средняя площадь зерна (в мм <sup>2</sup> )	средний радиус зерна (в мм)
Мелкозернистый гранит . . . . .	63в	467.5	0.003	0.027
Плагиогранит . . . . .	5д	371.9	0.165	0.230
Мелкозернистый гранит . . . . .	40а	253.1	0.002	0.022
Порфиroidный гранит . . . . .	7и	420.9	0.009	0.053
Мелкозернистый гранит . . . . .	66б	470.0	0.009	0.050
Среднезернистый гранит . . . . .	27б	382.2	0.016	0.069
Кварцевый диорит . . . . .	14в	307.3	0.007	0.047
Среднезернистый гранит . . . . .	19б	444.2	0.016	0.070
Гранодиорит . . . . .	33в	454.5	0.016	0.070
Гранодиорит . . . . .	58г	433.9	0.007	0.047

Для этой цели был проведен эксперимент, состоящий в том, что в каждом шлифе проводился 5-кратный подсчет содержания рудного минерала линейным методом с интервалом между пересечениями в 1 мм, причем линии пересечения для каждого последующего подсчета смещались на 0.2 мм относительно предыдущего. Так, если первый подсчет начинался с 6-го деления шкалы, перпендикулярной линии подсчета, то второй — с деления 6.2, третий — с 6.4 и т. д. Результаты подсчетов отражены в табл. 19.

Таблица 19

**Результаты выборочного эксперимента по определению содержания  
рудного минерала в шлифах линейным методом (в %)**

Номер шлифа	Выборки					Среднее по выборкам
	1	2	3	4	5	
63в	0.09	0.05	0.03	0.04	0.07	0.06
5д	0.09	0.10	0.11	0.10	0.10	0.10
40а	0.25	0.30	0.20	0.23	0.37	0.27
7и	0.30	0.25	0.25	0.32	0.25	0.27
66б	0.29	0.28	0.49	0.36	0.34	0.35
27б	0.54	0.57	0.56	0.56	0.48	0.54
14в	0.88	0.89	0.78	0.79	0.87	0.84
19б	0.93	0.89	0.72	0.92	0.81	0.85
33в	1.47	1.35	1.46	1.56	1.72	1.39
58г	1.97	2.40	1.99	1.89	2.04	2.06

По данным подсчетов для каждого шлифа были определены средние значения и стандартные отклонения (в %), приведенные в табл. 20. Для того чтобы сравнить полученные двумя способами (расчетным и выборочным) оценки характеристик распределений содержаний рудного минерала в шлифах с «истинными» значениями и оценками, выведенными по формуле биномиального распределения (из расчета 1000 точек на шлиф), мы свели их в табл. 20. Как видно из этой таблицы, значения математических ожиданий, полученные обоими способами, близки к «истинным» (по крайней мере ни в одном случае «истинные» значения содержаний не выходят за пределы 95%-х доверительных интервалов, построенных с учетом рассчитанных и выборочных стандартов). Доверительные интервалы приведены также в табл. 20. Но главное заключается в том, что

Таблица 20

Средние, стандарты и доверительные интервалы содержаний рудного минерала в шлифах, полученные различными способами

Номер шлифа	Средние (в %)			Стандарты (числитель, в %) и доверительные интервалы (знаменатель)		
	«истинные»	рассчитанные	выборочные	рассчитанные	выборочные	биномиальные
63в	0.05	0.05	0.06	$\frac{0.019}{0.02-0.10}$	$\frac{0.026}{0.01-0.11}$	$\frac{0.040}{0.00-0.14}$
5д	0.09	0.10	0.10	$\frac{0.098}{0.00-0.30}$	$\frac{0.006}{0.09-0.11}$	$\frac{0.100}{0.00-0.30}$
40а	0.24	0.25	0.27	$\frac{0.059}{0.13-0.38}$	$\frac{0.067}{0.13-0.41}$	$\frac{0.160}{0.00-0.59}$
7и	0.25	0.24	0.27	$\frac{0.073}{0.09-0.39}$	$\frac{0.034}{0.20-0.34}$	$\frac{0.160}{0.00-0.59}$
66б	0.29	0.27	0.35	$\frac{0.069}{0.13-0.41}$	$\frac{0.083}{0.18-0.52}$	$\frac{0.185}{0.00-0.72}$
27б	0.52	0.48	0.54	$\frac{0.121}{0.24-0.72}$	$\frac{0.012}{0.52-0.56}$	$\frac{0.230}{0.08-1.00}$
14в	0.73	0.68	0.84	$\frac{0.100}{0.48-0.88}$	$\frac{0.053}{0.73-0.95}$	$\frac{0.290}{0.26-1.42}$
19б	0.88	0.86	0.85	$\frac{0.151}{0.56-1.16}$	$\frac{0.085}{0.67-1.03}$	$\frac{0.290}{0.26-1.42}$
33в	1.39	1.35	1.51	$\frac{0.185}{0.98-1.72}$	$\frac{0.138}{1.24-1.78}$	$\frac{0.390}{0.73-2.29}$
58г	1.90	1.86	2.06	$\frac{0.185}{1.49-2.23}$	$\frac{0.199}{1.66-2.46}$	$\frac{0.460}{1.19-2.99}$

значения рассчитанных и выборочных стандартных отклонений почти везде значительно меньше значений стандартных отклонений биномиального распределения. Исключение составляют только шлифы 5д и 27б. Для шлифа 5д рассчитанный стандарт близок к стандарту биномиального распределения, а для шлифа 27б он сильно отличался от выборочного стандарта (во много раз больше последнего). Выборочные же стандарты для обоих шлифов крайне малы (наименьшие из всех шлифов). Объяснение такого явления скорее всего следует искать в том, что зерна рудного минерала в этих шлифах (особенно в 5д) самые крупные по размеру (см. табл. 18) и форма их сильно отличается от правильного круга. В этом случае всегда будет существовать такая форма, которая при данной ориентировке относительно линий подсчета обеспечит минимальную дисперсию содержания (например, прямоугольные вытянутые зерна, расположенные длинной стороной перпендикулярно линиям пересечения). В указанных шлифах как раз и имеет место подобная аномалия формы зерен, которая обеспечивает незначительную выборочную дисперсию, но вследствие сравнительно большой средней площади зерна и, следовательно, большого радиуса гипотетического круга вызывает сильную вариацию величины хорды, отсекаемой линией пересечения, т. е. значительную расчетную дисперсию. Возможно, что небольшое занижение остальных выборочных стандартов по сравнению с расчетными также вызвано этой причиной.

Таким образом, линейный метод подсчета минералов, характеризующихся низким содержанием и малыми размерами, дает достаточно хорошее приближение к «истинным» значениям. При этом дисперсия содержа-

ния, рассчитанная для зерен малого размера, форма которых приближается в шлифе к кругу, оказывается в большинстве случаев значительно меньше дисперсии, которая получилась бы при точечном методе подсчета (если условия подсчета линейным и точечным методом таковы, что для минералов, характеризующихся высоким содержанием и большими размерами зерен, результаты, полученные этими методами, существенно не различаются). Соответственно доверительные интервалы, полученные по дисперсиям линейного метода, оказываются более узкими по сравнению с доверительными интервалами, полученными с помощью точечного метода, что позволяет надежно различать сравнительно близкие значения содержания аксессуарных минералов (см. табл. 20).

В связи с этим встает вопрос о точности линейного метода при подсчете аксессуарных минералов или о том, до каких долей процента можно округлять полученные значения. Вероятно, в каждом случае следует подходить по-особому и учитывать не только схему подсчета (интервал между пересечениями), но также и геометрические особенности зерен и их положение в шлифе. Для рассмотренного нами случая, когда расстояние между пересечениями равно 1 мм, вряд ли имеет смысл пользоваться значениями содержания, рассчитанных до сотых долей процента. В самом деле, как в теоретической, так и в выборочной схеме доверительные интервалы для различных шлифов в общем превосходят 0.1% (кроме шлифов 5д и 27б, выборочные доверительные интервалы которых выражаются в сотых долях процента). Сгущение линий подсчета, очевидно, увеличит точность за счет уменьшения величины стандартного отклонения (выраженного в процентах), причем это уменьшение легко подсчитать, подставив в формулу дисперсии величины  $z$  значение расстояния между линиями и увеличив соответственно общую длину линии подсчета (при переходе к процентам).

### Определение содержания аксессуарного урана в гранитоидах

Для определения содержания аксессуарного урана в гранитоидах района Гульшад использовалась методика, применяемая в Радиевом институте (Старик, Атрашенок, Крылов, 1960). Весь процесс определения содержания урана по этой методике можно разделить на следующие основные этапы: а) подготовка навески к анализу; б) разложение навески плавиковой кислотой; в) перевод продуктов разложения в азотнокислый раствор; г) насыщение раствора азотнокислым аммонием; д) экстрагирование урана из раствора диэтиловым эфиром; е) сплавление выпаренного остатка с фтористым натром; ж) приготовление перлов и замер интенсивности люминесценции перлов на фотометре; з) определение содержания урана по данным замеров (путем использования эталонных графиков).

Такая методика позволяет извлекать практически весь уран из большинства минералов гранитоидов, за исключением безводного циркона, топаза, ортита и некоторых других минералов, так как последние плавиковой кислотой не разлагаются. В гранитоидах района Гульшад из таких минералов присутствует только циркон (см. описание аксессуарных минералов в гл. III). Для того чтобы разложить циркон, необходимо было осуществить довольно длительную и трудоемкую операцию сплавления неразложившейся части анализируемой пробы с бифторидом калия, перевода сплава с раствор, осаждения полугорных окислов и растворения осадка в азотной кислоте. Более подробно эта операция изложена в книге «Анализ минерального сырья» (1956) и в работе В. Р. Шеллера и А. Р. Поуэлла (1962). Дальнейшая обработка раствора проводилась по методике Радиевского института (с пункта г), так как обычно растворы, включающие продукты разложения циркона и остальных минералов, на стадии насыщения раствора азотнокислым аммонием объединяются.

На основании того, что содержание циркона в гранитоидах района Гульшад крайне незначительно (только в 6 пробах содержание циркона, главным образом метамиктного, который разлагается плавиковой кислотой (Герлинг, 1957), превысило 0.05%, в большинстве проб он вообще не зафиксирован при количественно-минералогическом анализе) и при выполнении операции «в» из раствора не выпадало нерастворимого осадка, который можно было бы рассматривать как неразложившийся циркон, нами была использована методика, которая не предполагает разложения безводного циркона. Для контроля был проведен полный анализ (т. е. с операцией разложения циркона) 6 проб — по одной из каждого типа породы. Результаты этого анализа, как видно из приведенных данных (табл. 21), практически не отличаются от результатов, полученных обычным способом.

Таблица 21

Сравнение результатов люминесцентного анализа, предусматривающего разложение циркона, с результатами анализа, не предусматривающего такого разложения

Породы	Номер пробы	Содержание циркона (в %)	Содержание урана ( $n \cdot 10^{-4}$ , %)	
			I	II
Кварцевый диорит . . . . .	102	<0.01	0.6	0.6
Плагиогранит . . . . .	3	0.04	1.8	1.8
Гранодиорит . . . . .	47	0.03	1.3	1.4
Среднезернистый гранит . . . . .	20	0.09	2.4	2.4
Порфиroidный гранит . . . . .	8	<0.01	4.6	4.8
Мелкозернистый гранит . . . . .	39	<0.01	7.2	6.7

Примечание. Содержание урана: I — по методике, не предусматривающей разложения циркона, II — по методике, предусматривающей разложение циркона.

Остановимся теперь на ошибках определения содержания урана.

Эти ошибки (по крайней мере для исходной навески) можно классифицировать следующим образом: а) ошибки, обусловленные неоднородностью навески пробы (при достаточно тонком истирании и тщательном перемешивании навески этими ошибками можно пренебречь); б) ошибки химического анализа (ошибки взвешивания, недостаточная чистота реактивов, неполное разложение навески, потери урана при экстракции, плохое сплавление с фтористым натром и т. д.); в) ошибки, вызванные различиями веса и размера, а также установкой приготовленных перлов; г) ошибка прибора (ЛЮФ-57), которая, согласно инструкции, не превосходит 5—10%; д) ошибки при снятии отсчетов с графика.

Выявление всех этих ошибок дело довольно сложное и требует постановки специальных исследований, поэтому мы ограничились рассмотрением суммарной ошибки анализа, используя для этого факт дублирования анализов.

Формула для расчета ошибки в каждом типе породы имеет следующий вид:

$$\hat{S}_p^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \mu)^2}{n - 1},$$

где  $\hat{S}_p$  — оценка стандартного отклонения различия параллельных анализов в данном типе породы,  $x_i$  — различие между конкретными значениями параллельных анализов  $i$ -й пробы,  $\mu$  — истинное различие (в нашем случае  $\mu=0$ ),  $n$  — число проб в данном типе породы.

Таблица 22

Различия между дубликатами анализов ( $x_i \cdot 10^{-4}$ , %) и квадраты этих различий, использованные для вычисления ошибки определения содержания урана по типам пород

Породы	Номер пробы	$x_i$	$x_i^2$	Породы	Номер пробы	$x_i$	$x_i^2$
Кварцевый диорит	14	0	0	Среднезернистый гранит	15	0.3	0.09
	36	0	0		16	0	0
	102	0.1	0.01		17	0.3	0.09
	103	0.1	0.01		18	0.2	0.04
	104	0	0		19	0.1	0.01
105	0.1	0.01	20		0	0	
Плаггиогранит	1	0.4	0.16		21	0.2	0.04
	2	0.1	0.01		22	0	0
	3	0.1	0.01		23	0	0
	4	0.2	0.04		24	0.4	0.16
	5	0	0	25	0.3	0.09	
	64	0.4	0.16	26	0.3	0.09	
	77	0.1	0.01	41	0.3	0.09	
	78	0.3	0.09	42	0.6	0.36	
Гранодиорит	12	0	0	68	0.3	0.09	
	13	0.3	0.09	76	0	0	
	32	0	0	97	0.1	0.01	
	33	0.3	0.09	98	0	0	
	34	0.2	0.04	Порфировидный гранит	7	0.1	0.01
	35	0.1	0.01		8	0.3	0.09
	46	0.2	0.04		9	0.5	0.25
	47	0.1	0.01		10	0	0
	58	0.4	0.16		11	0.3	0.09
	59	0.4	0.16		92	0.7	0.49
	70	0.4	0.16		93	0.6	0.36
	71	0.3	0.09		94	1.1	1.21
	73	0.1	0.01		95	0.7	0.49
	80	0.2	0.04		96	0.4	0.16
	81	0.2	0.04	Мелкозернистый гранит	30	0.1	0.01
	82	0.4	0.16		31	0.4	0.16
	83	0.1	0.01		39	0.4	0.16
85	0.2	0.04	40		1.4	1.96	
89	0.4	0.16	43		0.2	0.04	
100	0.4	0.16	44		0.8	0.64	
			60		0.8	0.64	
			61		1.2	1.44	
			65	1.4	1.96		
			66	0.4	0.16		

Таблица 23

Стандартные отклонения ( $S_1$ ) и относительные погрешности ( $\frac{S_1}{\bar{x}}$ ) результатов люминесцентного анализа (рассчитанные по дубликатам) для различных типов пород

Породы	$\bar{x}$ ( $10^{-4}$ , %)	$S_1$ ( $10^{-4}$ , %)	$\frac{S_1}{\bar{x}}$ (в %)
Кварцевый диорит . . . . .	0.78	0.055	7.0
Плаггиогранит . . . . .	1.46	0.185	12.7
Гранодиорит . . . . .	1.84	0.197	10.7
Среднезернистый гранит . . . . .	2.28	0.185	8.2
Порфировидный гранит . . . . .	3.72	0.418	11.3
Мелкозернистый гранит . . . . .	5.85	0.651	10.8

Таблица 24

Сравнение вариаций содержания аксессуарного урана по типам пород (в стандартных отклонениях, рассчитанных по средним значениям для проб,  $S_U$ ) с максимально возможной ошибкой (15% от среднего для каждого типа породы) люминесцентного анализа

Породы	Среднее содержание урана ( $10^{-4}$ , %)	15% среднего содержания	$S_U$
Кварцевый диорит . . . . .	0.78	0.12	0.29
Плагиогранит . . . . .	1.46	0.22	0.14
Гранодиорит . . . . .	1.84	0.28	0.47
Среднезернистый гранит . . . . .	2.28	0.34	0.57
Порфириовидный гранит . . . . .	3.72	0.56	1.01
Мелкозернистый гранит . . . . .	5.85	0.88	2.31
Среднее . . . . .	2.67	0.40	0.80

Таблица 25

Результаты обработки образцов гранитоидов района Гульшад (Центральный Казахстан)

Породы	Номер образца	Содержание урана ( $\% \cdot 10^{-4}$ ), %	СО	Число шлифов	Площадь шлифа (в мм <sup>2</sup> )	Q	K-Fsp	Pl	Fem	ep	ore	n. ore	N Pl
Кварцевый диорит	14	1.0	56.4	3	946	11.1	4.5	56.9	22.6	3.2	1.5	0.2	52
	36	1.2	64.0	2	700	16.1	4.6	52.8	24.0	1.1	1.1	0.3	46
	102	0.6	62.1	2	796	2.4	0.0	80.1	15.0	1.3	1.0	0.2	70
	103	0.9	58.0	2	815	12.1	3.6	61.4	16.4	5.9	0.5	0.1	51
	104	0.5	60.5	2	790	3.6	0.2	76.6	19.2	0.0	0.2	0.2	75
	105	0.5	62.0	2	775	1.6	0.0	73.8	21.5	1.2	1.8	0.1	66
Плагиогранит	1	1.5	32.6	5	1880	29.2	4.4	53.2	11.6	1.4	0.1	0.1	48
	2	1.4	31.9	5	1895	29.1	5.2	54.6	10.3	0.7	0.0	0.1	47
	3	1.4	28.5	5	2020	30.4	8.5	48.7	11.2	1.1	0.0	0.1	49
	4	1.5	31.4	5	1913	25.0	4.1	55.6	13.4	1.8	0.0	0.1	48
	5	1.4	30.1	5	2006	26.7	4.9	56.3	10.9	1.1	0.0	0.1	47
	64	1.8	36.9	4	1542	30.8	9.2	50.7	8.6	0.1	0.6	0.0	44
	77	1.4	45.8	3	1168	26.6	6.9	56.9	8.9	0.2	0.5	0.0	46
	78	1.3	44.8	3	1070	27.1	4.5	57.7	9.8	0.4	0.3	0.2	46
Гранодиорит	12	1.4	44.7	3	1206	18.3	16.5	47.6	11.1	5.4	0.8	0.3	35
	13	1.4	45.3	4	1290	20.2	16.5	47.8	7.9	6.7	0.7	0.2	33
	32	1.6	34.3	5	1872	18.9	15.6	50.3	9.1	4.9	1.0	0.2	36
	33	1.4	41.2	3	1107	19.6	14.8	49.4	14.6	0.2	1.2	0.2	35
	34	1.5	42.6	3	1098	18.8	18.9	48.9	11.5	0.5	1.0	0.4	39
	35	1.3	42.1	4	1380	21.9	15.0	45.8	11.7	4.3	0.9	0.4	37
	46	2.5	31.7	5	1995	21.5	21.7	50.8	4.0	0.1	1.7	0.2	38
	47	1.3	33.0	5	1875	19.3	14.6	51.8	12.5	0.1	1.4	0.3	38
	58	1.8	42.0	4	1585	20.8	22.6	44.3	9.8	0.0	2.2	0.3	39
	59	1.9	41.7	4	1465	20.4	21.0	47.4	9.0	0.1	1.9	0.2	42
	70	1.7	44.6	4	1450	22.5	15.7	50.7	9.0	0.3	1.6	0.2	40
	71	1.4	47.4	4	1427	18.1	16.4	49.9	14.1	0.0	1.3	0.2	39
	73	1.9	35.6	4	1590	21.4	18.3	50.9	7.8	0.4	1.0	0.2	39
	80	2.9	41.8	4	1425	22.0	17.5	45.8	11.1	2.4	1.0	0.2	36
81	2.8	42.1	3	1211	20.9	18.5	47.2	12.5	0.2	0.6	0.1	41	
82	2.0	45.2	4	1340	21.4	18.9	48.4	8.5	2.2	0.5	0.1	37	
83	1.9	40.8	3	1390	21.4	22.2	43.2	8.3	4.0	0.8	0.1	35	
85	2.1	43.9	3	1120	19.1	20.2	45.1	13.7	1.1	0.7	0.1	40	
89	2.0	42.8	3	1273	20.0	18.3	49.1	10.2	1.2	1.0	0.2	35	
100	2.1	40.2	4	1522	21.6	23.4	45.4	6.6	0.6	2.1	0.3	41	

Таблица 25 (продолжение)

Породы	Номер образца	Содержание урана ( $n \cdot 10^{-4}$ ), %	СО	Число плит-флов	Площадь плиты (в мм <sup>2</sup> )	Q	K-факт	PI	Fem	ep	ore	n. ore	№ PI
Среднезернистый гранит	15	2.3	37.1	5	1928	23.8	21.7	42.6	10.4	0.5	0.8	0.2	36
	16	2.2	42.8	4	1500	24.5	23.5	38.1	7.5	5.6	0.5	0.3	35
	17	2.0	40.6	4	1344	21.5	19.9	44.7	8.9	3.4	1.5	0.1	41
	18	1.6	41.0	4	1372	24.4	20.7	43.1	7.4	3.7	0.5	0.2	34
	19	1.6	36.1	4	1537	23.4	18.1	46.0	7.4	4.0	1.0	0.1	34
	20	2.4	46.4	3	1110	25.0	22.2	42.1	9.6	0.3	0.5	0.3	35
	21	2.2	49.4	3	1222	24.9	23.0	41.0	9.9	0.2	0.9	0.1	34
	22	1.8	48.9	3	1089	23.3	25.1	41.5	9.2	0.2	0.5	0.2	37
	23	2.2	51.4	3	1050	24.9	22.2	42.7	9.1	0.3	0.7	0.1	39
	24	2.4	48.4	3	1200	24.4	22.9	41.1	10.0	0.9	0.6	0.1	38
	25	2.5	47.3	3	1096	26.0	25.1	38.9	7.1	2.1	0.6	0.2	36
	26	2.5	48.3	4	1232	22.8	21.6	45.5	9.3	0.2	0.5	0.1	38
	41	2.2	46.3	3	1007	26.5	20.0	42.9	9.0	0.8	0.5	0.3	35
	42	3.0	46.9	3	1129	24.7	23.9	41.0	9.1	0.2	0.9	0.2	37
	68	2.3	38.4	4	1487	26.7	27.8	37.1	7.0	0.7	0.4	0.3	39
	76	3.9	45.3	3	1089	25.6	22.5	40.5	6.8	3.8	0.7	0.1	35
	97	2.7	46.0	4	1402	31.3	18.6	44.2	4.3	1.4	0.2	0.0	35
	98	1.3	41.0	4	1564	20.4	17.5	46.6	10.4	4.3	0.7	0.1	35
Порфировидный гранит	7	2.9	23.2	9	2810	27.6	20.2	41.8	9.6	0.4	0.3	0.1	39
	8	4.6	31.0	6	1866	28.2	29.3	30.4	5.8	6.0	0.2	0.1	38
	9	3.1	29.6	7	2174	26.6	19.0	43.9	7.8	2.2	0.4	0.1	38
	10	2.2	22.1	8	3171	26.8	31.5	34.0	5.2	2.3	0.1	0.1	35
	11	3.9	44.1	5	1595	30.3	32.0	30.5	5.2	1.9	0.1	0.0	36
	92	2.9	27.4	7	2507	30.2	24.3	36.8	7.2	1.2	0.2	0.1	39
	93	5.0	20.7	10	3668	29.7	30.5	30.8	3.0	5.7	0.3	0.0	35
	94	5.6	23.6	9	3251	27.7	23.2	37.3	7.2	4.3	0.2	0.1	36
95	4.0	22.4	9	3374	26.7	24.9	33.6	7.1	7.2	0.3	0.2	37	
96	3.0	20.1	10	3417	30.2	24.3	33.0	4.5	7.5	0.4	0.1	36	
Мелкозернистый гранит	30	3.4	80.6	2	451	31.5	40.2	23.5	4.4	0.1	0.3	0.0	35
	31	4.0	81.0	2	599	31.8	34.3	27.7	4.9	1.1	0.2	0.0	34
	39	7.2	90.0	1	249	29.0	39.4	27.5	4.0	0.0	0.1	0.0	33
	40	9.4	90.0	1	269	29.5	38.3	28.0	4.0	0.0	0.2	0.0	34
	43	9.5	73.4	2	624	31.7	37.8	27.1	3.1	0.0	0.3	0.0	35
	44	4.5	90.0	1	183	30.8	41.2	24.1	2.8	0.2	0.9	0.0	34
	60	3.1	73.2	2	786	30.5	36.0	29.8	3.1	0.1	0.4	0.1	37
	61	6.4	90.0	1	270	32.6	41.6	22.7	2.2	0.0	0.9	0.0	33
	65	6.2	79.8	2	684	27.5	33.9	31.7	6.2	0.3	0.3	0.1	35
	66	4.8	78.2	2	709	29.9	32.8	30.6	5.7	0.5	0.3	0.2	37

Считая параллельные анализы равнозначными и независимыми, можно представить  $\hat{S}_p^2$  как  $2S_1^2$ , где  $S_1$  — искомое значение стандартного отклонения для одиночного анализа. Тогда формула этого стандартного отклонения будет иметь вид:

$$S_1 = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n x_i^2}{2(n-1)}}$$

Все использованные различия между параллельными анализами, а также квадраты этих различий сведены в табл. 22. Результаты подсчета в виде стандартных отклонений (выраженные в единицах содержания урана) и относительных погрешностей (отношение стандартного отклонения к среднему значению содержания урана в данном типе породы, вы-

раженное в процентах, или коэффициент вариации) представлены в табл. 23.

Как видно из таблицы, относительная погрешность во всех случаях меньше 15%, а в кварцевых диоритах и среднезернистых гранитах меньше 10%. Чтобы результаты определения содержания акцессорного урана в гранитоидах района Гульшад можно было использовать для выявления тех или иных связей, вариации содержания урана в каждом типе породы должны превышать ошибку анализа. В табл. 24 приведены такие вариации, выраженные в стандартах, а также 15% от среднего содержания по типам пород. Как следует из таблицы, почти во всех случаях (кроме плагиогранита) стандартные отклонения содержания акцессорного урана превосходят максимальную аналитическую ошибку (составляющую 15% от среднего содержания урана).

Результаты определения содержания акцессорного урана в гранитоидах района Гульшад приведены в табл. 25.

## ГЛАВА V

### АНАЛИЗ НАБЛЮДЕНИЙ

Закономерное поведение акцессорного урана в процессе магматической дифференциации было обнаружено сравнительно недавно, и лишь в конце 40-х, начале 50-х годов в результате работ ряда исследователей (Комлев, 1946; Щербина, 1946; Ларсен, Фейр, 1956; Таусон, 1956; Davis and Hess, 1949; Adams and Saunders, 1953, и др.) была доказана зависимость содержания урана от химического состава пород, связанных общностью происхождения. В настоящий момент ни у кого не вызывает сомнений факт накопления урана в конечных дифференциатах изверженных горных пород параллельно с накоплением кремния и щелочей, хотя отдельные геологи (Таусон, 1961) отказываются присваивать этому явлению термин «связь».

Хуже обстоит дело с изучением связей содержания акцессорного урана с химическим и количественно-минералогическим составами в пределах однотипных изверженных горных пород; некоторые исследователи склонны считать, что этим вопросом не стоит заниматься, так как ошибка анализа превосходит вариацию содержания урана в таких породах (Леонова, Гаврилин, Багреев, 1961; Дмитриев, Леонова, 1962; Леонова, Рение, 1964), они обычно ограничиваются определением содержания урана в отдельных минералах. Последняя операция несомненно имеет значение при выяснении связей урана (в частности, значения содержания урана в определенных минералах могут быть использованы при изучении кристаллохимических связей содержания урана с другими элементами в минералах), но ее результаты мало пригодны для выявления зависимости поведения урана от характера образования конкретной породы или группы пород (для выявления петрохимических связей), тем более, что сама операция довольно трудоемка и для получения достаточного количества данных даже по одному минералу потребовалась бы значительная работа, что не всегда возможно или желательно. Как мы сейчас увидим, применение простых статистических приемов к результатам обычного люминесцентного анализа (без выделения мономинеральных фракций) поможет не только установить распределение акцессорного урана в пределах однотипной породы, но и обойтись сравнительно малым числом наблюдений.

Для выражения зависимости содержания акцессорного урана от признаков породы, характеризующих ее химизм (данные количественно-ми-

нералогического анализа), будем использовать методы, рассмотренные в гл. II.

1. При изучении поведения урана в процессе дифференциации магмы, сформировавшей гранитоиды района, применим тот же прием, что и для обоснования последовательности образования гранитоидов (гл. III), т. е. сначала с помощью таблицы сопряженности типа  $2 \times 6$  покажем существование зависимости содержания урана от типа породы, а затем выявим тенденцию изменения содержания урана, используя ранговую корреляцию.

В соответствии с результатами, полученными в гл. III, гранитоиды района Гульшад можно расположить в следующей возрастной последовательности: кварцевые диориты → плагиограниты → среднезернистые граниты и гранодиориты → порфириовидные граниты → мелкозернистые граниты. Тогда сопряженность содержания акцессорного урана с типами гранитоидов можно выразить в виде соответствующей таблицы (табл. 26).

Таблица 26

Таблица сопряженности содержания акцессорного урана с типами гранитоидов

Содержание акцессорного урана	Кварцевый диорит	Плагиогранит	Гранодиорит	Среднезернистый гранит	Порфириовидный гранит	Мелкозернистый гранит	$\Sigma$
$< 2.0$	6	8	15	4	0	0	33
$> 2.0$	0	0	5	14	10	10	39
$\Sigma$	6	8	20	18	10	10	72

$\chi^2 = 44.30$ ;  $f = 5$ ;  $P(\chi^2 > \chi^2_{\alpha}) > 99.9\%$ , т. е. связь существует с очень высокой надежностью.

Как видно из таблицы, от более основных пород к более кислым и щелочным наблюдается тенденция к возрастанию содержания в них акцессорного урана. Обращаясь к коэффициентам ранговой корреляции, построим последовательность рангов, соответствующую последовательности гранитоидов, и рассмотрим соответствие изменения рангов средних значений содержаний урана построенной последовательности рангов пород.

Ранг породы . . . . .	1	2	3	4	5	6
Ранг содержания урана . .	1	2	3	4	5	6

Из приведенных цифр видно, что ранговый коэффициент корреляции равен  $+1.0$ , т. е. тенденция к возрастанию средних значений содержаний акцессорного урана в процессе становления изучаемого гранитного комплекса действительно имела место.

2. Следующим этапом является установление связи содержания акцессорного урана с количественно-минералогическим составом проб в пределах одного типа породы. Однако если мы попытаемся выявить ее, используя всю совокупность данных по урану и количественно-минералогическому составу не выделяя типов пород, то, помимо связей, в которых мы заинтересованы (связи количественно-минералогического состава с содержанием урана в пределах одного типа породы), полученные оценки связи (коэффициенты корреляции) будут также включать только что рассмотренную сильную связь средних значений по типам пород, которая,

как видно из таблицы сопряженности, в какой-то мере является линейной. Такие коэффициенты корреляции (назовем их «смешанными») приведены в табл. 27.

Т а б л и ц а 27

Матрица смешанных парных коэффициентов корреляции исходных значений содержаний акцессорного урана с результатами количественно-минералогического анализа гранитоидов района Гульшад

	U	Q	K-Fsp	Pl	Fem	ep	ore
p. ore . . . . .	-0.46	-0.43	-0.29	+0.32	+0.39	+0.08	+0.40
ore . . . . .	-0.33	-0.52	-0.16	+0.30	+0.30	-0.13	
ep . . . . .	-0.08	-0.06	-0.08	-0.05	-0.04		
Fem . . . . .	-0.63	-0.79	-0.80	+0.78			
Pl . . . . .	-0.74	-0.80	-0.94				
K-Fsp . . . . .	+0.76	+0.63					
Q . . . . .	+0.57						

Критические значения коэффициентов корреляции:  
 $r_{95\%} = 0.24$  ( $t = 2$ ),  $r_{99\%} = 0.36$  ( $t = 3$ ),  $n = 72$ .

Согласно этой таблице, большая часть смешанных коэффициентов корреляции содержания урана с количественно-минералогическим составом и отдельных минеральных компонентов между собой является значимой и в общем соответствует уже рассмотренной картине накопления урана в разностях пород, обогащенных кварцем и калиевым полевым шпатом и бедных плагиоклазом, цветными и акцессорными минералами.

Однако на основании смешанных коэффициентов корреляции мы не можем говорить о связях в пределах одного типа породы, поскольку эти коэффициенты отражают связи средних значений по типам пород. Поэтому надо было либо вычислять коэффициенты корреляции в пределах каждой разновидности гранитоидов, либо найти какой-то способ, позволяющий исключать зависимость количественно-минералогического состава и содержания урана от типа породы.

Первое можно было бы использовать в случае сравнительно сильных линейных связей между ураном и минеральными составляющими, так как число наблюдений в каждом отдельном типе породы явно недостаточно для надежной оценки небольших коэффициентов корреляции. А поскольку каждый тип породы является довольно однородным в отношении количественно-минералогического состава и содержания урана, трудно ожидать появления высоких коэффициентов корреляции. Действительно, как видно из приведенных таблиц коэффициентов корреляции для каждого отдельного типа породы (табл. 28—33), только в некоторых случаях можно говорить о значимости полученных коэффициентов, хотя знаки связей большинства изучаемых пар (в частности, включающих уран, кварц, калиевый полевой шпат и плагиоклаз) сохраняются от породы к породе.

3. Чтобы использовать все имеющиеся наблюдения, мы, как уже указывалось в гл. II, должны освободить их от влияния типа породы. Это можно осуществить путем н о р м и р о в а н и я наблюдений в пределах каждого отдельного типа породы с последующим объединением полученных результатов в одну общую группу и вычисления коэффициентов корреляции в пределах этой группы. Нормирование имеющихся зна-

Таблица 28

Матрица парных коэффициентов корреляции исходных значений рассматриваемых признаков кварцевых диоритов

	U	Q	K-Fsp	Pl	Fem	ep	ore
n. ore . . . . .	+0.43	+0.37	+0.30	-0.30	+0.37	-0.40	-0.07
ore . . . . .	+0.08	+0.06	-0.07	-0.14	+0.42	-0.07	
ep . . . . .	+0.33	+0.39	+0.46	-0.38	-0.23		
Fem . . . . .	+0.40	+0.36	+0.40	-0.52			
Pl . . . . .	-0.79	-0.79	-0.88				
K-Fsp . . . . .	+0.71	+0.80					
Q . . . . .	+0.81						

$$r_{95\%} = 0.82 (t = 2),$$

$$r_{99\%} = 0.94 (t = 3), n = 6.$$

Таблица 29

Матрица парных коэффициентов корреляции исходных значений рассматриваемых признаков плагногранитов

	U	Q	K-Fsp	Pl	Fem	ep	ore
n. ore . . . . .	-0.57	-0.21	-0.55	+0.26	+0.36	+0.31	-0.48
ore . . . . .	+0.42	+0.17	+0.46	+0.03	-0.71	-0.72	
ep . . . . .	-0.14	-0.29	-0.47	-0.05	+0.86		
Fem . . . . .	-0.18	-0.35	-0.50	-0.01			
Pl . . . . .	-0.46	-0.73	-0.62				
K-Fsp . . . . .	+0.46	+0.60					
Q . . . . .	+0.39						

$$r_{95\%} = 0.72 (t = 2),$$

$$r_{99\%} = 0.87 (t = 3), n = 8.$$

Таблица 30

Матрица парных коэффициентов корреляции исходных значений рассматриваемых признаков гранодиоритов

	U	Q	K-Fsp	Pl	Fem	ep	ore
n. ore . . . . .	-0.39	-0.07	-0.20	-0.08	+0.09	+0.09	+0.23
ore . . . . .	-0.01	+0.18	+0.39	+0.02	-0.29	-0.50	
ep . . . . .	-0.27	-0.09	-0.27	-0.24	-0.13		
Fem . . . . .	-0.27	-0.51	-0.43	-0.03			
Pl . . . . .	-0.25	-0.23	-0.52				
K-Fsp . . . . .	+0.47	+0.28					
Q . . . . .	+0.47						

$$r_{95\%} = 0.45 (t = 2),$$

$$r_{99\%} = 0.62 (t = 3), n = 20.$$

Таблица 31

Матрица парных коэффициентов корреляции исходных значений рассматриваемых признаков среднезернистых гранитов

	U	Q	K-Fsp	Pl	Fem	ep	ore
n. ore . . . . .	-0.08	-0.07	+0.41	-0.48	+0.13	-0.06	-0.23
ore . . . . .	-0.11	-0.56	-0.21	+0.26	+0.33	+0.19	
ep . . . . .	-0.19	-0.25	-0.38	+0.10	-0.29		
Fem . . . . .	-0.28	-0.67	-0.04	+0.19			
Pl . . . . .	-0.38	-0.35	-0.83				
K-Fsp . . . . .	+0.31	+0.16					
Q . . . . .	+0.45						

$$r_{95\%} = 0.48 \quad (t = 2),$$

$$r_{99\%} = 0.65 \quad (t = 3), \quad n = 18.$$

Таблица 32

Матрица парных коэффициентов корреляции исходных значений рассматриваемых признаков порфировидных гранитов

	U	Q	K-Fsp	Pl	Fem	ep	ore
n. ore . . . . .	-0.19	-0.56	-0.44	+0.28	+0.48	+0.23	+0.24
ore . . . . .	-0.05	-0.09	-0.61	+0.38	+0.13	+0.32	
ep . . . . .	+0.41	+0.05	+0.16	-0.50	-0.47		
Fem . . . . .	-0.22	-0.46	-0.69	+0.72			
Pl . . . . .	-0.31	-0.44	-0.79				
K-Fsp . . . . .	+0.14	+0.32					
Q . . . . .	+0.09						

$$r_{95\%} = 0.64 \quad (t = 2),$$

$$r_{99\%} = 0.82 \quad (t = 3), \quad n = 10.$$

Таблица 33

Матрица парных коэффициентов корреляции исходных значений рассматриваемых признаков мелкозернистых гранитов

	U	Q	K-Fsp	Pl	Fem	ep	ore
n. ore . . . . .	-0.28	-0.38	-0.67	+0.64	+0.50	+0.20	-0.14
ore . . . . .	-0.18	+0.41	+0.49	-0.53	-0.56	-0.19	
ep . . . . .	-0.41	+0.07	-0.57	+0.25	+0.47		
Fem . . . . .	-0.13	-0.57	-0.70	+0.61			
Pl . . . . .	+0.05	-0.65	-0.78				
K-Fsp . . . . .	+0.15	+0.38					
Q . . . . .	-0.17						

$$r_{95\%} = 0.64 \quad (t = 2),$$

$$r_{99\%} = 0.82 \quad (t = 3), \quad n = 10.$$

чений содержаний урана и результатов количественно-минералогического анализа производилось по формуле

$$W_i = \frac{x_i - \bar{x}}{\hat{S}_x},$$

где  $\bar{x}_i$  — конкретное значение содержания урана или минерала в  $i$ -й пробе,  $\bar{x}$  — среднее арифметическое значение содержания урана или минерала в отдельном типе породы,  $\hat{S}_x$  — стандартное отклонение, рассчитанное по значениям содержания аксессуарного урана или минерала для каждого отдельного типа породы,  $W_i$  — нормированная величина. Все нормированные значения содержания урана и количественно-минералогического состава по типам пород сведены в табл. 34.

Нормирование, с одной стороны, освобождает результаты наблюдений от средних значений (которые в нашем случае являются характеристикой типа породы), а с другой, посредством деления на стандартное отклонение приводит к одному уровню вариации компонентов. Такие вариации меняются от породы к породе и наряду со средним значением также до некоторой степени служат характеристикой типа породы.

Объединяя нормированные значения в одну совокупность, мы тем самым подразумеваем, что характер распределения содержаний урана и минеральных составляющих в каждом типе породы является сходным для всего комплекса. Такое предположение основано, с одной стороны, на признании общего источника для всех рассматриваемых пород, в связи с чем нет оснований говорить о различных распределениях одних и тех же признаков в этих породах, а с другой, на уже рассмотренных коэффициентах корреляции для отдельных типов пород (табл. 28—33). Сопоставление этих коэффициентов (правда, небольшого количества) дает возможность говорить об одинаковой направленности изменения изучаемых признаков в различных типах пород.

Для выяснения связей между нормированными значениями были вычислены парные коэффициенты корреляции, расчет которых для нормированных величин несколько упрощается по сравнению с расчетом коэффициентов корреляции для ненормированных величин и производится по формуле

$$r_{xy} = \frac{\overline{W_x W_y}}{\hat{S}_{W_x} \hat{S}_{W_y}},$$

где  $W_x$  и  $W_y$  — нормированные значения  $x$  и  $y$ ,  $\hat{S}_{W_x}$  и  $\hat{S}_{W_y}$  — стандартные отклонения для  $W_x$  и  $W_y$ , рассчитанные по всей совокупности нормированных значений согласно формуле стандартного отклонения (см. гл. II). Все полученные коэффициенты корреляции и соответствующие им уровни значимости ( $t_w$ ) сведены в табл. 35. Как видно из таблицы, значимыми и положительными являются связи содержания урана с содержаниями кварца и калиевого полевого шпата (надежность  $> 99\%$ ), а значимыми и отрицательными — связи содержания урана с содержаниями прозрачных аксессуарных минералов (надежность  $> 95\%$ ) и плагиоклаза (надежность  $> 99\%$ ).

В соответствии с рассмотренной в гл. II схемой проверки равенства коэффициентов корреляции, рассчитанных по малым выборкам, и возможностью принятия их в качестве «генеральных» коэффициентов корреляции по нормированным значениям построим таблицу проверки гипотезы  $\rho_1 = \rho_2 = \dots = \rho_6 = \rho_0$ , где  $\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_6$  — истинные коэффициенты корреляции для отдельных типов гранитоидов, а  $\rho_0$  — коэффициент корреляции для нормированных значений (табл. 36).

Таблица 34

Нормированные значения содержаний урана  
и результатов количественно-минералогического анализа по типам пород

$$W_i = \frac{x_i - \bar{x}}{\hat{S}_x}$$

Породы	Номер об- разца	U	Q	K-Fsp	Pl	Fem	ep	ore	n. ore
Кварце- вый диорит	14	+0.748	+0.542	+0.749	-0.883	+0.791	+0.511	+0.805	+0.227
	36	+1.435	+1.367	+0.771	-1.244	+1.184	-0.480	+0.138	+1.547
	102	-0.634	-0.894	-0.677	+1.159	-1.344	-0.385	-0.028	+0.277
	103	+0.403	+0.707	+0.457	-0.487	-0.950	+1.785	-0.862	-1.121
	104	-0.976	-0.696	-0.613	+0.851	-0.163	-0.998	-1.360	+0.227
	105	-0.976	-1.026	-0.677	+0.604	+0.482	-0.433	+1.307	-1.107
Сумма . .		0	0	0	0	0	0	0	0
Плагио- гранит	1	+0.284	+0.528	-0.789	-0.321	+0.653	+0.891	-0.353	+0.625
	2	-0.463	+0.479	-0.385	+0.123	-0.185	-0.243	-0.756	+0.625
	3	-0.470	+1.111	+1.282	-1.705	+0.395	+0.405	-0.756	+0.625
	4	+0.284	-1.511	-0.941	+0.440	+1.814	+1.539	-0.756	+0.625
	5	-0.470	-0.686	-0.537	+0.663	+0.202	+0.405	-0.756	+0.625
	64	+2.522	+1.305	+1.636	-1.115	-1.282	-1.215	+1.663	-4.375
	77	-0.470	-0.734	+0.473	+0.853	-1.089	-1.053	+1.260	-4.375
	78	-1.217	-0.492	-0.739	+1.107	-0.508	-0.729	+0.454	+5.625
Сумма . .		0	0	0	0	0	0	0	0
Грано- диорит	12	-0.947	-1.583	-0.663	-0.159	+0.354	+1.722	-0.740	+0.286
	13	-0.947	-0.154	-0.663	-0.078	-0.839	+2.331	-0.940	-0.071
	32	-0.521	-1.132	-0.989	+0.943	-0.392	+1.486	-0.340	-0.071
	33	-0.947	-0.605	-1.279	+0.576	+1.660	-0.721	+0.060	-0.072
	34	-0.734	-1.207	+0.206	+0.371	+0.504	-0.580	-0.340	+0.643
	35	-1.160	+1.124	-1.260	-0.894	+0.578	+1.204	-0.540	+0.643
	46	+1.393	+0.823	+1.221	+1.147	-2.295	-0.768	+1.060	-0.072
	47	-1.160	-0.831	-1.351	+1.555	+0.877	-0.768	+0.460	+0.286
	58	-0.096	+0.297	+1.547	-1.506	-0.131	-0.814	+2.060	+0.286
	59	+0.117	-0.004	+0.967	-0.241	-0.429	-0.768	+1.460	-0.072
	70	-0.308	+1.575	-0.953	+1.106	-0.429	-0.674	+0.860	-0.072
	71	-0.947	-1.733	-0.699	+0.780	+1.474	-0.815	-0.260	-0.072
	73	+0.117	+0.748	-0.011	+1.188	-0.877	-0.627	-0.340	-0.072
	80	+2.245	+1.199	-0.301	-0.894	+0.354	+0.312	-0.340	-0.072
	81	+2.032	+0.373	+0.062	-0.322	+0.877	-0.721	-1.140	-0.428
	82	+0.330	+0.748	+0.206	+0.167	-0.616	+0.218	-1.340	-0.428
	83	+0.117	+0.748	+1.402	-1.955	-0.690	+1.064	-0.740	-0.428
85	+0.543	-0.981	+0.678	-1.180	+1.324	-0.298	-0.940	-0.428	
89	+0.330	-0.304	-0.011	+0.453	+0.019	-0.251	-0.340	-0.072	
00	+0.543	+0.899	+1.837	-1.057	-1.323	-0.532	+1.860	+0.286	
Сумма . .		0	0	0	0	0	0	0	0

Таблица 34 (продолжение)

Породы	Номер об- раца	U	Q	K-Fsp	Pl	Fem	ep	ore	n. ore
Средне- зерни- стый гранит	15	+0.030	-0.347	-0.120	+0.152	+1.216	-0.728	+0.463	+0.347
	16	-0.146	-0.068	+0.562	-1.559	-0.607	+2.105	-0.582	+1.400
	17	-0.496	-1.264	-0.802	+0.950	+0.273	+0.883	+2.906	-0.705
	18	-1.200	-0.108	-0.499	+0.342	-0.670	+1.049	-0.582	+0.347
	19	-1.200	-0.507	-1.484	+1.445	-0.670	+1.215	+1.164	-0.705
	20	+0.205	+0.131	+0.069	-0.038	+0.713	-0.839	-0.582	+1.410
	21	-0.146	+0.091	+0.372	-0.456	+0.902	-0.895	+0.812	-0.705
	22	-0.847	-0.547	+1.168	-0.266	+0.462	-0.895	-0.582	+0.347
	23	-0.146	+0.091	+0.069	+0.190	-0.399	-0.839	+0.115	-0.705
	24	+0.205	-0.108	+0.334	-0.418	+0.965	-0.506	-0.233	-0.705
	25	+0.381	+0.529	+1.168	-1.255	-0.859	+0.160	-0.233	+0.347
	26	+0.381	-0.746	-0.158	+1.255	+0.525	-0.895	-0.578	-0.705
	41	-0.146	+0.728	-0.764	+0.266	+0.366	-0.562	-0.582	+1.410
	42	+1.256	+0.011	+0.713	-0.456	+0.399	-0.895	+0.815	+0.347
	68	+0.030	+0.807	+2.191	-1.939	-0.922	-0.617	-0.927	+1.410
76	+2.835	+0.370	+0.186	-0.646	-1.048	+1.105	+0.115	-0.695	
97	+0.730	+2.640	-1.294	+0.760	-2.630	-0.228	-1.624	-1.747	
98	-1.726	-1.702	-1.711	+1.673	+1.216	+1.382	+0.115	-0.693	
Сумма . . .		0	0	0	0	0	0	0	0
Порфи- ро- видный гранит	7	-0.812	-0.513	-1.230	+1.399	+1.768	-1.340	+0.459	+0.185
	8	+0.871	-0.128	+0.727	-1.021	-0.243	+0.822	-0.459	+0.185
	9	-0.614	-1.154	-1.489	+1.844	+0.815	-0.645	+1.376	+0.185
	10	-1.504	-1.026	+1.200	-0.257	-0.561	-0.606	-1.376	+0.185
	11	+0.178	+1.218	+1.307	-1.000	-0.561	-0.761	-1.376	-1.666
	92	-0.812	+1.155	-0.348	+0.338	+0.497	-1.031	-0.459	+0.185
	93	+1.267	+0.833	+0.985	-0.936	-1.725	+0.707	+0.459	-1.666
	94	+1.862	-0.499	-0.585	+0.444	+0.497	+0.166	-0.459	+0.185
	95	+0.277	-1.090	-0.219	-0.342	+0.444	+1.286	+0.459	+2.037
	96	-0.713	+1.154	-0.348	-0.469	-0.931	+1.402	+1.376	+0.185
Сумма . . .		0	0	0	0	0	0	0	0
Мелко- зерни- стый гранит	30	-1.061	+0.662	+0.839	-1.240	+0.279	-0.376	-0.309	-0.506
	31	-0.801	+0.857	-1.029	+0.141	+0.667	+2.514	-0.653	-0.506
	39	+0.584	-0.961	+0.585	+0.076	-0.031	-0.664	-0.998	-0.506
	40	+1.537	-0.636	+0.237	+0.240	-0.031	-0.664	-0.653	-0.506
	43	+1.580	+0.792	+0.079	-0.056	-0.729	-0.664	-0.309	-0.506
	44	-0.584	+0.208	+1.155	-1.043	-0.961	-0.087	+1.753	-0.506
	60	-1.190	+0.013	-0.491	+0.832	-0.729	-0.376	+0.034	+0.759
	61	+0.238	+1.377	+1.282	-1.503	-1.426	-0.665	+1.753	-0.506
	65	+0.151	-0.935	-1.155	+1.457	+1.674	+0.202	-0.309	+0.759
	66	-0.454	-0.377	-1.502	+1.096	+1.287	+0.780	-0.309	+2.024
Сумма . . .		0	0	0	0	0	0	0	0

Таблица 35

Матрица парных коэффициентов корреляции  
для нормированных значений исследуемых признаков по всем типам пород  
и соответствующие уровни значимости ( $t_W$ )

	U	Q	K-Fsp	Pl	Fem	ep	ore
n. ore . . . . .	-0.26	-0.15	-0.19	+0.06	+0.27	+0.10	-0.20
$t_W$ . . . . .	2.31	1.30	1.72	0.47	2.49	0.84	1.77
ore . . . . .	-0.01	-0.03	+0.10	+0.05	-0.10	-0.16	
$t_W$ . . . . .	0.12	0.24	0.84	0.42	0.84	0.86	
ep . . . . .	-0.11	-0.07	-0.30	-0.12	-0.04		
$t_W$ . . . . .	0.97	0.57	2.82	1.05	0.35		
Fem . . . . .	-0.19	-0.50	-0.40	+0.20			
$t_W$ . . . . .	1.71	5.56	4.01	1.72			
Pl . . . . .	-0.34	-0.49	-0.76				
$t_W$ . . . . .	3.29	5.47	15.24				
K-Fsp . . . . .	+0.40	+0.36					
$t_W$ . . . . .	4.00	3.52					
Q . . . . .	+0.37						
$t_W$ . . . . .	3.60						

Надежность 95% ( $t \geq 2$ ), надежность 99% ( $t \geq 3$ ),  $n = 72$ .

Таблица 36

Значения  $\hat{\chi}^2$  для проверки гипотезы  $\rho_1 = \rho_2 = \dots = \rho_6$

	U	Q	K-Fsp	Pl	Fem	ep	ore
n. ore . . . . .	8.27	7.73	19.61	16.59	5.84	5.69	10.68
ore . . . . .	4.67	13.96	17.98	9.51	18.48	15.60	
ep . . . . .	9.71	5.66	10.72	9.21	20.93		
Fem . . . . .	4.41	9.02	15.28	15.50			
Pl . . . . .	7.82	10.56	4.64				
K-Fsp . . . . .	6.88	7.38					
Q . . . . .	10.76						

$$f = 12, \chi_{0.05}^2 = 21.0$$

В табл. 36 приведены значения  $\hat{\chi}^2$  для различных признаков, рассчитанных по формуле

$$\hat{\chi}^2 = -2 \ln P,$$

где  $P = \prod_{i=1}^6 \pi_i$ , а  $\pi_i$  определено по таблице Дэвид (David, 1954) с  $\rho_0$  в качестве «генерального» коэффициента корреляции. Число степеней свободы  $f = 12 (6 \times 2)$  и критическое значение  $\chi_{0.05}^2$ , взятое из таблицы  $P(\chi_{\nu}^2 > \chi^2)$  для уровня значимости 0.05, приведены под таблицей. Если полученное значение  $\hat{\chi}^2$  не превосходит критическое, исходная гипотеза  $\rho_1 = \rho_2 = \dots = \rho_6 = \rho_0$  не отвергается.

Как следует из таблицы, исходная гипотеза коэффициентов корреляции ни в одном случае не отвергается. Очевидно, для нашей задачи, где требуется установить только общий характер связей (наличие или отсутствие) и коэффициенты корреляции рассматриваются совместно,

такая проверка вполне достаточна, и мы можем считать коэффициенты корреляции по объединенной совокупности нормированных значений за характеристики линейной связи между признаками в пределах одной породы.

Рассмотрим теперь матрицу парных коэффициентов корреляции для нормированных значений, считая, что эти коэффициенты корреляции можно принять за исходные.

Сначала мы остановимся на коэффициентах корреляции для минеральных компонентов, чтобы в дальнейшем использовать их при рассмотрении коэффициентов корреляции, включающих уран.

1. Значимыми положительными являются коэффициенты корреляции содержания кварца с содержанием калиевого полевого шпата ( $r_n = +0.36$ ,  $t_w = 3.52$ , надежность  $> 99\%$ ) и содержания темноцветных минералов — роговой обманки и биотита + хлорита — с содержанием прозрачных аксессуарных минералов ( $r_n = +0.27$ ,  $t_w = 2.49$ , надежность  $> 95\%$ ), а значимыми отрицательными — коэффициенты корреляции содержания плагиоклаза с содержаниями кварца ( $r_n = -0.49$ ,  $t_w = 5.47$ , надежность  $> 99\%$ ) и калиевого полевого шпата ( $r_n = -0.76$ ,  $t_w = 15.24$ , надежность  $> 99\%$ ), содержания темноцветных минералов с содержаниями кварца ( $r_n = -0.50$ ,  $t_w = 5.56$ , надежность  $> 99\%$ ) и калиевого полевого шпата ( $r_n = -0.40$ ,  $t_w = 4.01$ , надежность  $> 99\%$ ) и содержания калиевого полевого шпата с содержанием эпидота ( $r_n = -0.30$ ,  $t_w = 2.82$ , надежность  $> 95\%$ ). Надежность всех остальных коэффициентов корреляции между минералами ниже  $95\%$  ( $t < 2$ ), т. е. в этом случае мы не можем быть уверены в том, что полученные нами коэффициенты корреляции являются надежными оценками истинных значений используемых характеристик сил связи.

В работе, посвященной изучению линейных парагенезисов главных породообразующих элементов гранитов Центрального Казахстана, автором делается предположение (Д. Н. Иванов, 1963), что главными факторами, определяющими общие коэффициенты корреляции для химических и минеральных компонентов породы в относительно закрытых системах, скорее всего являются взаимоотношения между группами минералов исследуемой породы, а взаимоотношения между отдельными минералами (или элементами) следует рассматривать уже на их фоне. Поэтому представляется естественным (по крайней мере в пределах изучаемых гранитоидов) выделить две основные группы минералов, соответствующие двум группам коэффициентов корреляции: одну, обогащенную кремнием и калием (характерными минералами являются кварц и калиевый полевой шпат), другую, обогащенную глиноземом, кальцием, натрием, магнием и железом (сюда относятся плагиоклаз, темноцветные минералы, аксессуарные минералы и эпидот). Назовем их «салической» и «фемической» соответственно. Соотношения этих групп в общем будут характеризовать соотношения более кислых и щелочных частей породы, с одной стороны, и более основных, с другой. Компоненты, входящие в разные группы, должны находиться в обратной зависимости (отрицательные коэффициенты корреляции), так как увеличение содержания одной группы приводит к уменьшению содержания другой. В свою очередь, у компонентов, входящих в одну группу, следует ожидать появления положительных оценок сил связи, поскольку увеличение (или уменьшение) какой-то группы означает соответственно совместное увеличение (или уменьшение) составляющих ее компонентов в общем объеме породы. Взаимодействия между компонентами одной группы могут привести к ослаблению или усилению отдельных связей, обусловленных взаимодействиями групп, а иногда даже уничтожить

их вовсе, но общая структура связей в породе (то, что характеризуется общими коэффициентами корреляции) определяется соотношениями, существующими между группами.

Такая схема подтверждается нашими коэффициентами корреляции. Следует отметить, что у пород, близких по исследуемым признакам, но не связанных общностью происхождения (из разных магматических очагов или петрографических провинций), отдельные коэффициенты корреляции могут не совпадать с указанной схемой за счет различного содержания того или иного порообразующего элемента в исходных расплавах, а также за счет характера дифференциации этих расплавов и места опробованной породы в ряду дифференциации.

2. Перейдем теперь к связям содержания акцессорного урана с содержаниями кварца ( $r_n = +0.37$ ,  $t_w = 3.6$ , надежность  $> 99\%$ ), калиевого полевого шпата ( $r_n = +0.40$ ,  $t_w = 4.00$ , надежность  $> 99\%$ ), плагиоклаза ( $r_n = -0.34$ ,  $t_w = 3.29$ , надежность  $> 99\%$ ) и прозрачных акцессорных минералов ( $r_n = -0.26$ ,  $t_w = 2.31$ , надежность  $> 95\%$ ). Как явствует из табл. 35, увеличение содержания кварца у калиевого полевого шпата и уменьшение содержания плагиоклаза (и, вероятно, остальных минеральных компонентов) в однотипной породе идут параллельно с увеличением содержания урана. Обращаясь снова к делению всех компонентов породы на две группы, мы можем говорить о положительной связи содержания акцессорного урана с калиевой группой (включающей кварц и калиевый полевой шпат) или, что одно и то же, об отрицательной связи содержания акцессорного урана с феррической группой.

Значимую отрицательную связь содержания акцессорного урана с содержанием прозрачных акцессорных минералов (главным образом апатита) в однотипной породе легко объяснить наличием в исследуемых гранитоидах участков контаминации более основным материалом, в связи с чем происходило обогащение гранитоидов минералами феррической группы, темноцветными компонентами, апатитом и, возможно, сфеном (на такое обогащение указывает значимый положительный коэффициент корреляции между темноцветными минералами и прозрачными акцессорными минералами) при одновременном выносе из этих участков урана.

## ГЛАВА VI

### ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АКЦЕССОРНОГО УРАНА В ГРАНИТОИДАХ РАЙОНА ГУЛЬШАД

В районе Гульшад было выделено шесть типов гранитоидов: кварцевые диориты, плагиограниты, гранодиориты, среднезернистые граниты, порфириовидные граниты и мелкозернистые граниты. Выделение каждого типа производилось на основе изучения морфологических и структурных особенностей отдельных интрузивных тел, макроскопического описания и изучения пород в шлифах под микроскопом.

В ряде случаев выделение отдельных типов не вызывало затруднений (кварцевые диориты, плагиограниты, порфириовидные граниты), но при изучении средне- и мелкозернистых гранитов оказалось, что в этих породах существуют разновидности, отличающиеся по некоторым признакам. Поэтому надо было установить, различаются ли численные характеристики рассматриваемых признаков этих разновидностей с такой надежностью, что в пределах конкретной породы необходимо выделять отдельные типы.

При рассмотрении результатов количественно-минералогического анализа и радиометрических наблюдений оказалось, что для среднезернистых

гранитов характерна довольно устойчивая тенденция делиться на две группы, соответствующие двум зонам в пределах изучаемого массива. Поскольку в нашем распоряжении имелось достаточное число наблюдений по всему массиву ( $n=39$ ), для проверки обоснованности разделения среднезернистых гранитов на два типа были применены таблицы сопряженности с оценкой реальности полученной связи критерием  $\chi^2$ . В результате анализа этих таблиц было установлено, что массив среднезернистых гранитов можно разделить на две части, соответствующие типам пород, различающихся по количественно-минералогическому составу и гамма-активности. Эти типы пород были названы *гранодиоритами* (северо-восточная часть массива) и *среднезернистыми гранитами* (юго-западная часть массива).

При изучении мелкозернистых гранитов возникла подобная же проблема: в пределах рассматриваемого типа были выделены *порфириовидные мелкозернистые граниты* и *аплитовидные мелкозернистые граниты*, соответствующие двум структурным разновидностям в рамках одного интрузивного образования. Однако для мелкозернистых гранитов нельзя было использовать таблицы сопряженности вследствие малого числа наблюдений ( $n=10$ ), поэтому был применен непараметрический  $X$ -критерий Ван дер Вардена, пригодный для малого числа наблюдений при неизвестной функции распределения. Применение этого критерия показало, что для основных изучаемых признаков (в частности, акцессорного урана и большинства минеральных составляющих) различия между средними значениями для порфириовидных и аплитовидных мелкозернистых гранитов незначимы, поэтому разделения мелкозернистых гранитов на два типа проведено не было.

После того как было обосновано выделение шести типов гранитоидов, встал вопрос о их взаимоотношениях, так как изучение распределения урана в пределах всего интрузивного комплекса можно было проводить лишь на основании какой-то схемы, которая отражала бы последовательность образования конкретных интрузивных тел.

Такая схема была составлена на основании наблюдений над контактами, а также по результатам исследований других авторов в изучаемом районе и сходных районах Северо-Западного Прибалхашья. Кроме того, эта схема не противоречила нормальной магматической дифференциации пород известково-щелочного ряда. Чтобы выразить эту тенденцию количественно, была изучена зависимость различных признаков (главным образом результатов количественно-минералогического анализа) от типов пород с помощью таблиц сопряженности, а затем подтверждено возрастание средних значений кварца и калиевого полевого шпата и убывание количества плагиоклаза, темноцветных минералов и анортитовой молекулы в плагиоклазе посредством ранговой корреляции.

Установление последовательности образования гранитоидов района Гульшад имело значение лишь при изучении взаимоотношений средних содержаний рассматриваемых признаков по типам пород, так как таблицы сопряженности, которые мы использовали, строились с учетом определенной последовательности. При выявлении же соотношений значений признаков по пробам в пределах одного типа породы последовательность образования изучаемых гранитоидов существенной роли не играла.

Помимо вопросов, касающихся характеристики пород интрузивного комплекса исследуемого района, отдельные затруднения возникали в ходе аналитической работы, которую в основном составляли количественно-минералогический анализ проб и люминесцентное определение содержания урана в этих пробах. Обработка результатов количественно-минералогического анализа главных породообразующих минералов гранитоидов

района Гульшад осуществлялась по схеме, предложенной Ф. Чейзом для гранитов; ошибки анализа рассчитывались как по теоретическим формулам, так и по таблицам, являющимся результатом специального эксперимента, направленного на выявление аналитической ошибки.

Возникали также затруднения и при оценке результатов определений содержания урана в пробах. Ошибка определения содержания урана подобными методами, согласно работам отдельных исследователей, обычно не превышает 10—15%. Нам надо было убедиться, что ошибка наших анализов не превышает эту величину (хотя бы 15%). Специальных исследований по определению ошибки анализа в различных типах пород мы не проводили, а воспользовались фактом дублирования определений содержания урана в каждой пробе, который имеет место в большинстве аналитических работ. Результаты расчета показали, что во всех типах гранитоидов ошибка определения содержания урана в среднем не превосходит 15%.

Обработка полученных результатов велась различными методами математической статистики, но все они были направлены на выявление статистических связей содержания акцессорного урана с количественно-минералогическим составом гранитоидов, т. е. с одним из наиболее важных признаков, которые определяют тип породы (являются типовыми признаками), а также характеризуют количественные взаимоотношения отдельных частей породы, представленных конкретными минералами. Полученные таким образом оценки можно было бы использовать для изучения распределения акцессорного урана в рассматриваемых гранитоидах. В качестве основных методов были применены оценка сопряженности содержания урана с типом породы в комбинации с ранговой корреляцией и вычисление парных коэффициентов корреляции (как для подтверждения связи содержания урана с типом породы, так и для выявления связей содержания урана с количественно-минералогическим составом в пределах одного типа породы). Результаты, полученные этими методами, позволяют рассмотреть вопрос о распределении акцессорного урана как в различных типах гранитоидов, так и в пределах одного интрузивного образования.

Для характеристики распределения акцессорного урана по типам гранитоидов мы располагаем таблицей сопряженности содержания урана с типом породы и ранговым коэффициентом корреляции, которые позволяют сделать заключение об увеличении содержания урана от более основных пород к более кислым и щелочным (в нашем случае от кварцевых диоритов—плагиогранитов к порфириновидным гранитам—мелкозернистым гранитам).

Выявленная зависимость известна в геохимии (Комлев, 1946; Ларсен и др., 1955; Таусон, 1956, и др.), но она выводилась как результат сопоставления средних значений содержаний урана по отдельным дифференциатам (обычно в виде графиков содержаний) без количественной оценки наблюдаемой тенденции.

Для гранитоидов района Гульшад такие оценки получены достаточно простыми методами, но они позволяют делать надежное заключение о связи содержания акцессорного урана с предполагаемой последовательностью образования гранитоидов и о накоплении акцессорного урана в процессе дифференциации магмы. Так как при этом имеет место соответствующее изменение средних значений содержаний главных породообразующих минералов, которые являются признаками, характеризующими химизм рассматриваемых типов пород (табл. 26), то, исходя из статистического смысла связей в геохимии и петрографии (Вистелиус, 1948), мы можем говорить о существовании корреляционной геохимической связи содержания акцессорного

урана с типовым количественно-минералогическим составом гранитоидов изучаемого района.

Наконец, следует отметить, что установленную особенность распределения акцессорного урана, даже если она фиксируется в других районах, не следует считать общим законом. Необходимо проводить количественную оценку в каждом конкретном случае, особенно если средние значения рассчитываются по малому числу наблюдений. Тем более недопустимо распространять полученные результаты на породы, взятые из разных районов, даже если эти породы можно расположить в ряд по увеличению кислотности и щелочности, так как в каждом конкретном районе (интрузивном комплексе) существовало свое содержание урана в исходном расплаве, сформировавшем исследуемые породы района, и мы можем либо не получить вообще, либо получить нереальные оценки геохимических связей содержания урана с количественно-минералогическим (или химическим) составом, определяющим тип породы. Это положение находится в соответствии с высказываниями отдельных геохимиков, наблюдавших более низкое содержание акцессорного урана в щелочных и кислых породах определенного комплекса по сравнению с его содержанием в более основных породах соседних (или сходных) комплексов (Ларсен и др., 1955; Таусон, 1961). Поэтому, прежде чем оценивать характер распределения акцессорного урана в изверженных породах достаточно обширной территории, включающей несколько районов (охарактеризованных различными интрузивными комплексами), необходимо установить характер распределения урана в пределах района и надежно оценить средние значения содержания урана в отдельных районах. Такая оценка в большинстве случаев невозможна без привлечения точных методов обработки результатов наблюдений.

Изучение распределения акцессорного урана в однотипной породе проводилось с помощью общих коэффициентов корреляции с предварительным нормированием результатов наблюдений. Необходимость нормирования результатов количественно-минералогического анализа и определений содержаний урана была вызвана сравнительно небольшим числом проб, взятых в пределах каждого конкретного типа породы. Вычисление коэффициентов корреляции по каждому типу породы отдельно в общем не привело к желаемым результатам, хотя редкие значимые коэффициенты корреляции, отражающие связи между главными исследуемыми признаками, включающими уран, оказались сходными по знаку в различных типах пород. Нормирование же освободило результаты наблюдений от влияния средних значений и изменчивости признаков, которые являются характеристиками типов пород, что позволило считать коэффициенты корреляции, рассчитанные по нормированным значениям, оценками связей исследуемых признаков в пределах однотипной породы. Правда, мы не можем точно указать, какие типы гранитоидов оказали наибольшее влияние на коэффициенты корреляции по нормированным значениям, но зато эти коэффициенты отражают общий характер связей в породах изучаемого комплекса.

Интерпретация коэффициентов корреляции велась двумя этапами. Сначала рассматривались коэффициенты корреляции для минеральных составляющих гранитоидов, среди которых были выделены следующие группы: 1) значимые положительные коэффициенты корреляции (кварц—калиевый полевой шпат, темноцветные минералы—прозрачные акцессорные минералы); 2) значимые отрицательные коэффициенты корреляции (кварц—плаггиоклаз, калиевый полевой шпат—плаггиоклаз, кварц—темноцветные минералы, калиевый полевой шпат—темноцветные минералы, калиевый полевой шпат—эпидот). Соответственно коэффициентам корреляции мы разделили минеральные компоненты на две группы, назвав

их «салической» (включающей кварц и калиевый полевой шпат) и «фемической» (включающей плагиоклаз, темноцветные и акцессорные минералы, эпидот). Соотношения этих групп отражают соотношения лейкократовой и меланократовой частей породы. Затем, пользуясь рассмотренными группами, мы интерпретировали коэффициенты корреляции содержания урана с минеральными составляющими. Поскольку коэффициенты корреляции являются парными, а не частными, мы не имеем права делать заключение о связи содержания урана с отдельными минералами независимо от поведения остальных минеральных компонентов, а можем говорить лишь о связи содержания урана с указанными группами минералов. Взаимоотношения этих групп определяют распределение акцессорного урана в однотипной породе. Пользуясь введенными терминами, мы считаем акцессорный уран связанным положительно с салической группой минералов (или с лейкократовой частью породы) или отрицательно с фемической группой минералов (с меланократовой частью породы). Тогда заключение о распределении акцессорного урана в однотипной породе рассматриваемого комплекса гранитоидов можно сформулировать следующим образом. Акцессорный уран в процессе становления гранитоидного интрузивного образования, подобного рассмотренным, имеет тенденцию накапливаться в частях этого образования, обогащенных кварцем и калиевым полевым шпатом.

Количественная оценка подобной тенденции заложена в коэффициентах корреляции, использованных при выводе этой формулировки. Другой подход к выявлению характера распределения урана в однотипной породе в нашем случае затруднителен, главным образом вследствие небольшого числа наблюдений.

Если теперь обратиться к работам геохимиков, занимающихся акцессорным ураном, то можно заметить, что существуют различные точки зрения (хотя количественный подход, как и в вопросе распределения урана в процессе дифференциации магмы, отсутствует). Ряд исследователей (Комлев, 1946; Ларсен и др., 1955) отмечает тенденцию урана обогащать апикальные части некоторых интрузивных образований, в большинстве случаев представленные более меланократовой разновидностью изучаемой породы, другие (Смыслов, 1958; Таусон, 1961) подчеркивают обратную картину — обогащение ураном центральных, более лейкократовых частей интрузивных массивов. Наконец, существует и такое мнение, что выявить какие-либо закономерности в распределении урана в сравнительно однородной породе в большинстве случаев практически невозможно (Леонова и др., 1961; Дмитриев, Леонова, 1962).

Все это лишний раз доказывает необходимость количественной характеристики получаемых результатов, которые, очевидно, могут быть различными для разных геологических объектов. Так, обогащение ураном меланократовых участков массивов (главным образом апикальных), как явствует из соответствующих описаний, чаще всего наблюдается в древних, иногда метаморфизованных образованиях, механизм становления которых неясен, и скорее всего обусловлено контаминацией исходного расплава по периферии магматической камеры вмещающими породами, содержание урана в которых могло превышать содержание его в расплаве, или же перераспределением урана в процессе метаморфизма (Ларсен и др., 1955). Данные А. А. Смылова и Л. В. Таусона относятся к нормальным гранитоидам, не подвергавшимся существенным изменениям с момента образования. Наконец, могут иметь место случаи, когда вариации содержания изучаемых признаков (урана или минеральных компонентов)

не превосходят ошибки соответствующих анализов (люминесцентного и количественно-минералогического), тогда делать заключение о характере распределения урана в изучаемой породе вообще нельзя.

В гранитоидах исследуемого района ошибки анализов (люминесцентного и количественно-минералогического) превышены уже значением одного стандарта и между содержанием урана и количественно-минералогическим составом наблюдаются значимые связи. Рассматриваемые гранитоиды, как следует из их петрографического описания, относятся к нормальным магматическим породам и практически не затронуты процессами метаморфизма. Поэтому сформулированная выше тенденция акцессорного урана накапливаться в лейкократовых частях изучаемых гранитоидов, подтвержденная оценками связи урана со значениями признаков, характеризующими отдельные участки образований в количественно-минералогическом отношении, представляется достаточно реальной.

В качестве дополнения к рассмотренным особенностям распределения акцессорного урана, полученным на основании характеристик связи содержания урана с признаками, отражающими типовой состав изучаемых пород и состав в отдельных участках однотипного образования, попытаемся показать, что по этим характеристикам можно делать некоторые предположения о формах существования урана в исследуемых гранитоидах.

Согласно Нейербергу (1955), в изверженных горных породах имеется несколько форм существования урана, которые можно разделить на две категории: 1) уран, изоморфно замещающий элементы, близкие к нему по своим физико-химическим свойствам (торий, иттрий и т. д.), в цирконе, ортите, апатите и других акцессорных минералах; 2) так называемый растворимый уран, существующий в виде субмикроскопических выделений легкорастворимых соединений на гранях роста кристаллов, в межзерновом пространстве, в жидких включениях и т. д.

Имеющиеся в нашем распоряжении результаты определения содержания урана и характеристики связи урана касаются суммарного урана в пробах, безотносительно к содержанию его в конкретных минералах, поэтому мы не можем сказать, какая форма существования урана преобладает в наших породах.

В то же время некоторые косвенные данные (значимая положительная связь прозрачных акцессорных минералов с темноцветными компонентами; обогащение акцессорными минералами частей интрузий, обедненных ураном; накопление урана в конечных дифференциатах, почти не содержащих акцессорных минералов) говорят о том, что для гранитоидов района Гульшад, по-видимому, не характерна вариация в содержании урана за счет акцессориев. Этот же вывод может быть сделан на основании значимого отрицательного коэффициента корреляции содержания урана с содержанием прозрачных акцессорных минералов. Связь, отраженная в этом коэффициенте, по-видимому, должна рассматриваться лишь как характеристика тенденции легкорастворимого урана концентрироваться в участках, обогащенных кварцем и калиевым полевым шпатом, что не противоречит высказываниям отдельных исследователей (Ларсен и др., 1955; Нейерберг, 1955; Таусон, 1961). Все изложенное позволяет предположить, что вариация в содержании урана в гранитоидах района Гульшад, обусловившая рассмотренные связи, скорее всего вызвана его легкорастворимой формой.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе автор пытался показать возможности сравнительно простых методов математической статистики при изучении геохимических особенностей распределения акцессорного урана в герцинских гра-

нитоидах одного из районов Центрального Казахстана в зависимости от их количественно-минералогического состава. Среди использованных методов необходимо отметить следующие.

1. Таблицы сопряженности, непараметрический  $X$ -критерий и коэффициент ранговой корреляции для выяснения однородности некоторых типов гранитоидов, обоснования последовательности кристаллизации гранитоидов, а также для изучения распределения урана между отдельными типами пород.

2. Обоснование линейного метода подсчета акцессорных минералов в шлифах с помощью геометрической вероятности и статистического эксперимента. Расчет ошибок анализов, показавший возможность использования наблюдений для выявления связей между признаками.

3. Парные коэффициенты корреляции для нахождения зависимости содержания урана от состава гранитоидов. Перед расчетом коэффициентов корреляции проводилось нормирование результатов наблюдений, которое позволило дать надежно обоснованные характеристики связи содержания урана с количественно-минералогическим составом гранитоидов, несмотря на сравнительно малое число анализов в каждом типе породы.

На основе применения изложенных методов по результатам люминесцентного и количественно-минералогического анализов получены следующие основные закономерности распределения акцессорного урана в гранитоидах района.

1. Акцессорный уран в ходе нормальной магматической дифференциации накапливается в более поздних дифференциатах, обогащенных кварцем и калиевым полевым шпатом. Количественное выражение этой закономерности отражено в таблице сопряженности содержания урана с типами пород и ранговом коэффициенте корреляции.

2. Акцессорный уран в процессе становления гранитоидной интрузии имеет тенденцию концентрироваться в ее частях, обогащенных кварцем и калиевым полевым шпатом. Подобный вывод был сделан в результате рассмотрения коэффициентов корреляции содержания урана с количественно-минералогическим составом изучаемых гранитоидов. Оценкой достоверности такого заключения является значимость коэффициентов корреляции.

---

## ЛИТЕРАТУРА

- Анализ минерального сырья. (1956). Справочное руководство под общей редакцией Ю. Н. Книпович и Ю. В. Марачевского. Госхимиздат, Л., стр. 766.
- Беспалов В. Ф. (1954). Джунгаро-Балхашская герцинская геологическая провинция. В сб.: Вопросы геологии Азии, т. I, стр. 129—154.
- Богданов А. А. (1948). Палеозойские тектонические структуры южной части Карагандинской области и Чу-Балхашского водораздела. Тектоника СССР, т. I, стр. 79—144.
- Богданов А. А. (1959). Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 64, вып. 1, стр. 3—38.
- Борсук Б. И. (1956). Основные черты структурного плана Центрального Казахстана. Мат. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 19, стр. 201—214.
- Ван дер Варден Б. Л. (1960). Математическая статистика. ИЛ, М.
- Вистелнус А. Б. (1948). Мера связи между членами парагенезиса и методы ее изучения. Зап. ВМО, т. 77, вып. 2, стр. 147—158.
- Вистелнус А. Б. (1959). Структурные диаграммы. Изд. АН СССР, М.—Л.
- Газизова К. С. (1962). Основные черты геологии и минералогии Гульшадского месторождения. Изд. АН КазССР, Алма-Ата.
- Герлинг Э. К. (1957). Миграция гелия из минералов и пород. Тр. Радиового инст. им. Хлопина, т. 6, Изд. АН СССР, М.—Л., стр. 64—87.
- Глаголев А. А. (1941). Геометрические методы количественного анализа агрегатов под микроскопом. Госгеолыздат, М.—Л.
- Гокоев А. Г. (1949). К сравнительной характеристике некоторых «пермских» интрузий Сары-Арка (Центральный Казахстан). Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 11, стр. 108—117.
- Дмитриев Л. В., Л. А. Леонова (1962). Уран и торий в гранитоидах Каибского массива (Центральный Казахстан). Геохимия, № 8, стр. 665.
- Ефимов И. А., И. И. Сатрашinskая (1959). Методика определения весовых содержаний аксессуарных минералов в гранитоидах. Тр. Казахск. научно-исслед. инст. мин. сырья, вып. 1, Алма-Ата, стр. 90—100.
- Заварицкий А. Н. (1955). Изверженные горные породы. Изд. АН СССР, М.—Л.
- Иванов Г. В. (1959). Методы количественного определения минералов в крупнозернистых горных породах. Зап. Вост.-Сиб. отд. ВМО, вып. 1, стр. 104—108.
- Иванов Д. Н. (1963). Линейные парагенезисы главных породообразующих элементов гранитов Центрального Казахстана. ДАН СССР, т. 150, № 2, стр. 392—395.
- Иванов Д. Н., А. В. Фаас. (1964). Об оценке содержания аксессуарных минералов в шлифах линейным методом подсчета. Советская геология, № 12, стр. 140—147.
- Кассин Н. Г. (1951). Развитие геологических структур Казахстана. Изв. АН КазССР, № 114, сер. геол., вып. 14, стр. 3—25.
- Комлев А. В. (1946). Геохимия урана и тория в гранитных магмах. Сб., посв. акад. В. И. Вернадскому. Изд. АН СССР, М., стр. 463—484.
- Коптев-Дворников В. С. (1952). К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана). Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, стр. 63—80.
- Кочурова Р. Н. (1957). Геометрические методы количественно-минералогического анализа горных пород. Изд. ЛГУ.
- Куплетский Б. М. (1953). Количественно-минералогический состав гранитоидов. В сб.: Вопросы петрогр. и минерал., вып. 1, Изд. АН СССР, М.—Л., стр. 153—166.
- Ларсен Е. С., Ж. Фейр (1956). Распределение урана и тория в интрузивных породах. В сб.: Ядерная геология, ИЛ, М., стр. 104.

- Ларсен Е. С., Ж. Фейр, Д. Готтфрид, В. С. Смит (1955). Уран в магматической дифференциации. *Мат. Междунар. конф. по мирному использ. атомной энергии*, т. 6, стр. 284.
- Леонова Л. Л., Р. А. Гаврилин, В. В. Багреев (1961). Поведение урана и тория в интрузивном комплексе повышенной щелочности (на примере массива Кызыл-Омпул, Северный Тянь-Шань). *Геохимия*, № 12, стр. 1053—1058.
- Леонова Л. Л., О. С. Ренне (1964). О распределении урана, тория и калия в однородных гранитах. *Геохимия*, № 8, стр. 788—794.
- Лодочников В. Н. (1932). *Основы микроскопических методов исследования кристаллического вещества*, 2-е изд. Госхимтехиздат, Л.
- Миллер Р. Л., Дж. С. Кан (1965). *Статистический анализ в геологических науках*. Изд. «Мир», М.
- Монич В. К. (1945). Гранитные интрузии Казахстана. *Изв. Каз. фил. АН СССР*, вып. 6—7 (20), сер. геол., Алма-Ата, стр. 92—126.
- Монич В. К. (1957). Петрология гранитных интрузий Баянаульского района в Центральном Казахстане. Изд. АН КазССР, Алма-Ата.
- Нейерберг Дж. (1955). Уран в изверженных породах Соединенных Штатов Америки. *Мат. Междунар. конф. по мирному использ. атомной энергии*, т. 6, стр. 273.
- Николаев В. А. (1926). *Некоторые замечания о линейном методе геометрического анализа горных пород*. *Зап. Росс. Минер. общ.*, ч. 55, вып. 1, стр. 96—116.
- Нурлыбаев А. Н. (1963). Гранитоиды палеозойских интрузивных комплексов Северо-Западного Прибалхашья (Центральный Казахстан). Изд. АН КазССР, Алма-Ата.
- Полквой О. С. (1950). Образование жильных пород кислых интрузий. *Тр. ИГН АН СССР, сер. петрогр.*, вып. 107, № 31, стр. 53—63.
- Семенова Е. Д. (1953). Методика опробования гранитов и аксессуарные минералы Верхне-Исетского массива. *Тр. Горно-геол. инст. Уральск. фил. АН СССР*, вып. 20, № 2, стр. 35—52.
- Смирнов Н. В., И. В. Дунин-Барковский (1959). *Краткий курс математической статистики для технических приложений*. Физматгиз, М.
- Смыслов А. А. (1958). Радиоактивные элементы в изверженных породах Северного Казахстана. *Геохимия*, № 3, стр. 197.
- Старик И. Е., Л. Я. Атрашенок, А. Я. Крылов (1960). О радиоактивном равновесии в гранитах Центрального Тянь-Шаня. *ДАН СССР*, т. 132, № 1, стр. 195—198.
- Таусон Л. В. (1956). К геохимии урана в гранитоидах Черновинского массива (Горный Алтай). *Геохимия*, № 3, стр. 9.
- Таусон Л. В. (1961). Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд. АН СССР, М.
- Чейз Ф. (1963). Количественно-минералогический анализ пород в шлифах под микроскопом. ИЛ, М.
- Шеллер В. Р., А. Р. Поуэлл (1962). *Анализ минералов и руд редких элементов*. Госгеолтехиздат, М.
- Щерба Г. Н. (1955). О мелкозернистых гранитах некоторых массивов Центрального Казахстана. *Изв. АН КазССР, сер. геол.*, вып. 19, стр. 146—151.
- Щербина В. В. (1946). *Геохимия редких элементов*, ч. I. Изд. ВИМС.
- Adams J. A. S. and D. F. Saunders (1953). Uranium content of the Lavas of Lassen National Park, California. *Bull. of the Geol. Soc. Amer.*, vol. 64, № 12, part 2, p. 1389.
- Chayes F. (1949). A simple point counter for thin-section analysis. *Amer. Miner.*, vol. 34, p. 1—11.
- Chayes F. (1956). Petrographic modal analysis. N. Y.
- Chayes F. and H. W. Fairbairn (1951). A test of the precision of thin-section analysis by point counter. *Amer. Miner.*, vol. 36, p. 704—712.
- Coulomb R. (1959). Contribution a la geohimie de l'uranium dans les granites intrusifs. *Rapport C. E. A.*, № 1173.
- David F. N. (1954). *Tables of the ordinates and probability integral of the distribution of the correlation coefficient in small sample*. Cambridge at the University press, London.
- Davis G. L. and H. H. Hess (1949). Radium content of ultramafic igneous rocks. II. Geological and chemical implications. *Amer. J. Sci.*, vol. 247, № 12, p. 856—882.
- Delesse M. (1848). Procédé mecanique pour déterminer la composition des roches. *Ann. mines*, vol. 13, p. 379—388.
- Dollar A. T. J. (1937). An integrating micrometer for the geometrical analysis of rocks. *Miner. Mag.*, vol. 24, p. 577—594.
- Ford J. H. (1954). A microscope stage and integrating point counter for micrometric analysis of rocks. *J. Sci. Instr.*, vol. 31, p. 164, 165.

- Hunt H. (1924). On improved Wentworth recording micrometer. *Amer. Miner.*, vol. 9, № 9, p. 190—192.
- Jackson E. D. and D. S. Ross (1956). A technique for modal analysis of some medium and coarse-grained (3—10 mm) rocks. *Amer. Miner.*, vol. 41, p. 648—651.
- Krumbein W. C. (1935). Thin-section mechanical analysis of indurated sediments. *J. Geol.*, vol. 43, p. 482—496.
- Kruskal W. H. (1958). Ordinal measures of association. *J. Amer. Stat. Assoc.*, vol. 53, p. 814—861.
- Lincoln F. and H. Rietz (1913). The determination of the relative volumes of components of rocks. *Econ. Geol.*, vol. VIII, p. 120—139.
- Litchfield J. T. Jr. and F. Wilcoxon (1955). The rank correlation method. *Anal. Chem.*, vol. 27, p. 299, 300.
- Rosival A. (1898). *Ueber geometrische Gesteinsanalysen*. *Verh. der geol. Reich.*, Wien, p. 143—175.
- Shand S. J. (1916). A recording micrometer for rock analysis. *J. Geol.*, vol. 24, p. 394—403.
- Tomkeieff S. I. (1945). Linear intercepts, areas and volumes. *Nature*, vol. 155, p. 24.
- Tomson E. (1930). Quantitative microscopic analysis. *J. Geol. Soc.*, vol. 38, Chicago, p. 193—222.
- Vistelius A. B. (1958). *Paragenesis of sodium, potassium and uranium in volcanic rocks of Lassen Volcanic National Park, California*. *Geoch. Cosmoch. Acta*, vol. 14, p. 29—34.
- Wentworth C. J. (1923). An improved recording micrometer for rock analysis. *J. Geol.*, vol. 31, p. 228—232.
-

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
Глава I. Краткое геологическое описание района Гульшад . . . . .	5
Глава II. Характеристика основных методов, использованных в работе . . . . .	7
Таблицы сопряженности . . . . .	7
Порядковый X-критерий . . . . .	8
Коэффициент ранговой корреляции по Спирмену . . . . .	9
Статистика корреляционных связей, рассчитанных по малым выборкам	9
Уточнение методики количественно-минералогического анализа . . . . .	11
Глава III. Характеристика гранитоидов . . . . .	15
Описание гранитоидов . . . . .	15
Взаимоотношения гранитоидов . . . . .	39
Глава IV. Опробование гранитоидов и получение аналитических данных . . . . .	43
Опробование гранитоидов и подготовка проб к анализам . . . . .	43
Количественно-минералогический анализ гранитоидов . . . . .	45
Определение содержания акцессорного урана в гранитоидах . . . . .	54
Глава V. Анализ наблюдений . . . . .	59
Глава VI. Особенности распределения акцессорного урана в гранитоидах	
района Гульшад . . . . .	69
Заключение . . . . .	74
Литература . . . . .	76

---

ДМИТРИЙ НИКОЛАЕВИЧ ИВАНОВ  
УРАН В ГРАНИТОИДАХ РАЙОНА ГУЛЬШАД  
(ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

*Утверждено к печати  
Математическим институтом  
им. В. А. Стеклова АН СССР*

Редактор издательства Е. А. Семенова  
Художник Я. В. Таубвурцель  
Технический редактор И. М. Татарина  
Корректор Ф. Я. Петрова

Слано в набор 28/VIII 1967 г. Подписано к печати  
17/XI 1967 г. РИСО АН СССР № 12-8В. Формат бумаги  
70×108<sup>1/8</sup>. Бум. л. 2<sup>5/8</sup>. Печ. л. 5 + 1 вкл.  
(1/4 печ. л.) = 7,35 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 7,02.  
Изд. № 3476. Тип. зак. № 514. М-61103. Тираж 1000.  
Бумага типографская № 1. Цена 49 коп.

Ленинградское отделение издательства «Наука»  
Ленинград, В-164, Менделеевская лин., д. 1

---

1-я тип. издательства «Наука»  
Ленинград, В-34, 9 линия, д. 12

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

<i>Страница</i>	<i>Строка</i>	<i>Напечатано</i>	<i>Должно быть</i>
3	21 снизу	приводится	производится
5	19 »	матаморфический	метаморфический
41	6 »	гранодиоритов	гранитоидов
69	2 »	количественно-	количественно-

Д. Н. Иванов

49 коп.

996

53

87



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ