

**ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ
И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ
МЕТОДЫ ПОИСКОВ
РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ
ПЕГМАТИТОВ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ ИМ. АКАДЕМИКА А. П. ВИНОГРАДОВА

550.83/84.7519

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук *Б. М. Шакин*

4227



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск
1983



Геофизические и геохимические методы поисков редкометалльных пегматитов/Вахромеев Г. С., Давыденко А. Ю., Загорский В. Е., Макагон В. М.— Новосибирск: Наука, 1983.

На основе изучения состава редкометалльных пегматитов и структурно-геологических особенностей их формирования, минералого-петрографических, геохимических и геофизических исследований пегматитов и вмещающей их среды предложены физико-геологические модели для стадии прогнозирования и поисков.

Иллюстрируются возможности геофизических и геохимических методов при решении геологических задач.

Комплексный подход к поискам редкометалльных пегматитов определил широкое использование способов многомерного статистического анализа геофизической и геохимической информации. Предложены методика и математическое обеспечение автоматизированной фильтрации и комплексной интерпретации данных, включающее ряд новых алгоритмов.

Книга рассчитана на специалистов, занимающихся поисками и разведкой пегматитов, разработкой методов поисков месторождений полезных ископаемых и вопросами математической обработки результатов.

Ил. 43, табл. 33, библиогр. 110.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Гелий Сергеевич Вахромеев, Александр Юрьевич Давыденко,
Виктор Егорович Загорский, Владимир Митрофанович Макагон

Ответственный редактор *Борис Матвеевич Шмакин*

Утверждено к печати Институтом геохимии
им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР

Редактор издательства *И. С. Цитович*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Ю. Л. Сокольников*
Технический редактор *Л. П. Мисеева*
Корректоры *А. А. Надточий, Н. Н. Крохотина*

ИБ № 23274

Сдано в набор 12.11.82. Подписано к печати 16.08.83. МН-07559. Формат 70 × 108¹/₁₆. Бумага типографская № 2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 10,5. Усл. кр.-отг. 11. Уч.-изд. л. 12. Тираж 1000 экз. Заказ № 400. Цена 1 р. 80 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

ВВЕДЕНИЕ

Большое народнохозяйственное значение редких металлов, широко используемых во все возрастающих количествах в радиотехнике и радиоэлектронике, авиационной и космической промышленности, ядерной энергетике и других отраслях науки и техники, определяет общую тенденцию неуклонного роста их добычи.

Один из главных генетических типов комплексных месторождений редких элементов — гранитные пегматиты, из которых добывают высококачественные танталовые концентраты, основную массу цезия и значительную часть лития и бериллия. Месторождения редкометалльных пегматитов известны в СССР, Канаде, США, Бразилии, Заире, Зимбабве, Мозамбике, КНР, Афганистане, Индии, Австралии.

Важным средством повышения эффективности и надежности поисков редкометалльных пегматитов является комплексирование геологических, геофизических и геохимических методов исследований. Необходимость этого объективно обусловлена сложным геологическим строением рудных полей, небольшими размерами отдельных пегматитовых жил и их незакономерной локализацией, слабой дифференциацией многокомпонентных ореолов рассеяния, более или менее определенно фиксирующих лишь системы сближенных пегматитовых тел однородного вещественного состава, незначительными различиями физических свойств пегматитов по сравнению с вмещающей средой и наличием большого числа вмещающих физико-геологических неоднородностей.

Тенденция привлекать различные поисково-разведочные модификации к решению проблемы поисков и оценки пегматитовых месторождений проявляется как в разведочной геофизике [Игнатьева, 1961; Геофизические методы..., 1973; Меньшиков, 1971; и др.], так и в прикладной геохимии [Загоскин и др., 1969; Бугаец 1970; и др.]. В то же время опыт совместного применения геофизических и геохимических методов отражен в литературе крайне слабо и в лучшем случае касается обнаружения и прослеживания отдельных пегматитовых жил на стадии поисково-оценочных и разведочных работ.

В большинстве регионов поиски пегматитового оруденения традиционно нацелены на выявление изолированных, преимущественно крупных рудных тел, что с нашей точки зрения существенно снижает их эффективность. В связи со слабыми различиями значений физических параметров пегматитов и вмещающих их горных пород и невысокими содержаниями элементов-индикаторов во вторичном поле рассеяния более оправданной представляется ориентация поисковых работ на выявление общих критериев и закономерностей локализации пегматитового оруденения, на обнаружение участков сосредоточения редкометалльных пегматитовых жил с последующей их детализацией. К сожалению, в этом направлении сделаны еще только первые шаги, причем в большей степени в отношении слюдоносных и хрусталеносных пегматитов [Меньшиков, 1971; Голод, 1978].

В предлагаемой вниманию читателей работе излагается опыт проведения поисковых геолого-геофизических и геохимических исследований в поясе редкометалльных пегматитов Сибири, который объединяет несколько пегматитовых полей. Комплексное оруденение (рубидий, цезий, олово, ниобий, тантал и другие редкие элементы) сосредоточено

в сподумен-альбитовых, альбит-сподумен-микроклиновых и альбит-микроклиновых пегматитах, а также в экзоконтактных метасоматитах, которые представляют собой новый, недавно открытый тип руд [Овчинников и др., 1972; Хвостова и др., 1978; Гинзбург и др., 1972; Глебов и др., 1974].

Выяснение основных закономерностей геологического строения района, разработка схем стратиграфии и магматизма, составление кондиционных геологических карт, выделение рудных полей и месторождений редкометалльных пегматитов стало возможным благодаря исследованиям Г. Я. Абрамовича, А. Г. Баянова, А. Я. Колтуна, В. Н. Павлинова, С. П. Плешанова, И. М. Русанова, А. П. Таскина, П. И. Шамеса и других геологов-поисковиков. Большой вклад в геологическое изучение рудных полей, поиски и разведку месторождений внесли В. Е. Рябенко, Е. Л. Емельянов, Н. Н. Вишняков, Г. Г. Несмелов, И. А. Полетаев, В. С. Слесарчук, Г. М. Еремин. В изучении минералогии, геохимии, внутреннего строения и генезиса пегматитов, в разработке методики их разведки участвовали многие научные организации: ИМГРЭ, ВИМС, МГУ, Иркутский политехнический институт, Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО АН СССР. Работы А. А. Кременецкого, В. Н. Липатова, Г. Б. Мелентьева, А. И. Макрыгина, Л. Н. Овчинникова, Н. А. Солодова, Ю. М. Учакина, Ю. И. Филипповой, В. А. Хвостовой, Ф. П. Чернухи, А. А. Шиманского и других исследователей имеют большое значение для расшифровки особенностей геологического строения рудных полей и генезиса месторождений.

Первые детальные геофизические работы были проведены в 1958—1959 гг. И. М. Оськиным и С. Н. Галановым на сравнительно небольшом участке одного из пегматитовых месторождений. Основным был метод отношения градиентов потенциала (метод ИЖ), детализация проводилась магниторазведкой и симметричным электропрофилированием на постоянном токе. Крупномасштабные аэромагнитные съемки проведены в 1959 г. В. Д. Давыдовым и в 1976 г. А. С. Барышевым.

Фактической основой выводов и рекомендаций настоящей работы послужили данные крупномасштабных и детальных наземных магнитных, гравиметровых, электроразведочных (методы дипольного и двухразносного симметричного электропрофилирования, естественного электрического поля, ВЭЗ исследований, литогеохимических съемок в модификациях первичных и вторичных ореолов рассеяния). Кроме этого, выполнены гамма-спектрометрические и микромагнитные измерения, привлекались данные аэромагнитно-гаммаспектрометрических съемок, каротажа и массовых определений петрофизических параметров горных пород. Работы выполнены на разных месторождениях и рудных участках четырех рудных полей. Исследования в рудных полях I и III проводились в 70-е годы. Объем работ по каждому из перечисленных выше методов составил здесь несколько десятков тысяч физических наблюдений (проб). В районе поля II работы проводились в конце 50-х гг. методами наземной магниторазведки и электропрофилирования методом отношения градиентов потенциала с комплектом ИЖ. На рудном поле IV проведены лишь аэрогеофизические съемки и литогеохимические поиски.

Сложные геолого-геофизические условия района (глубокий метаморфизм комплексов пород, слабые различия физических свойств пегматитов и несущей их вмещающей среды, широкое развитие разрывной тектоники, формирование многокомпонентных наложенных ореолов рассеяния, представляющих собой следствие многостадийных гидротермально-метасоматических процессов) определили необходимость комплексирования геофизических и геохимических методов поисков; первые обеспечивают получение объемной информации о геолого-структурных параметрах рудных полей, а вторые — о их качественном составе.

Обилие пегматитовых тел, многообразие их размеров, морфологии и условий залегания, разная степень промышленной продуктивности делают принципиальным вопрос о выборе объектов поисков. Как будет показано ниже, традиционная ориентация на выявление отдельных пегма-

титовых тел далеко не всегда оправдана, и есть основания считать главным объектом поисков в пределах редкометальных полей участки сосредоточения или серии пегматитовых жил, формированию физико-геологической модели которых в книге будет уделено много внимания.

В связи с новым подходом к поискам редкометального пегматитового оруденения на повестке дня встал вопрос об обосновании и оптимизации поискового комплекса и разработки специализированной методики комплексной интерпретации геофизических и геохимических данных. С этой целью выполнен анализ статистик физических полей, петрофизических параметров разных комплексов пород и концентраций химических элементов, на основе которого установлены не фиксируемые визуально при качественной интерпретации многомерные корреляционные связи между отдельными измеряемыми признаками. Вероятностно-статистический анализ физических и геохимических полей позволил обосновать и разработать эффективные способы выделения слабых геофизических и литогеохимических аномалий, принципы автоматизированной фильтрации полей. Для распознавания геологической природы аномальных полей специально усовершенствованы и разработаны новые алгоритмы многомерного анализа геофизической и геохимической информации: весовой вариант функции комплексного показателя, метод главных компонент, многоальтернативный алгоритм «Орт». Расширено математическое обеспечение для решения названного класса задач выделения, упорядочения и классификации аномалий на ЭВМ.

Развитие специального программного обеспечения геолого-поисковых задач невозможно без исследования тонкой структуры физических полей и глубокого минералого-геохимического изучения процессов первичного и вторичного рассеяния химических элементов, чему в книге также уделяется большое внимание.

Предлагается вариант автоматизированной системы обоснования комплексной методики решения поисковой задачи и интерпретации геофизических и геохимических данных.

Разделы работы, посвященные геофизическим методам исследований и изучению вторичного поля рассеяния, а также методике комплексной интерпретации геофизических и геохимических данных, выполнены Г. С. Вахромеевым и А. Ю. Давыденко, а геохимическое изучение первичного поля рассеяния и минералого-петрографические исследования — В. Е. Загорским и В. М. Макагоном.

Аналитические работы по определению содержаний элементов в породах выполнены в Институте геохимии им. А. П. Виноградова СО АН СССР, а в пробах, характеризующих вторичное поле рассеяния, — в ЦХЛ ПГО «Иркутскгеология». Петрогенные элементы определялись химическим и рентгеноспектральными методами, редкие щелочи — методом фотометрии пламени и приближенно-количественным методом с введением пробы в дуговой разряд способом просыпки; тантал, ниобий, цирконий и гафний — спектрохимическим методом с предварительным обогащением; остальные элементы — количественными и приближенно-количественными методами спектрального анализа.

Авторы пользуются случаем выразить благодарность за ценные советы, консультации и деловые дискуссии Б. М. Шмакину, Г. В. Рослякову, А. С. Барышеву, А. А. Быстрицкому, И. М. Оськину, А. А. Шиманскому, В. В. Ломтадзе, С. В. Ветрову; за любезно предоставленные материалы и помощь во внедрении научных разработок — И. А. Полетаеву, Е. Л. Емельянову, В. Б. Ковалевичу, А. М. Фадееву, Н. Н. Вишнякову, Г. М. Еремину, Г. Г. Несмелову, а также коллективу аналитиков Института геохимии им. А. П. Виноградова СО АН СССР и ЦХЛ ПГО «Иркутскгеология», выполнившим большой объем аналитических определений. Авторы благодарят Г. В. Терских, М. И. Константинову, Н. С. Синякину за помощь в подготовке рукописи к печати.

ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ СТАДИЙ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ПОИСКОВ

СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Исследования, послужившие основой этой книги, проведены на пегматитовых полях крупного пояса пегматитов, вытянутого в северо-западном направлении почти на 400 км и располагающегося в геосинклинальной области, сложенной метаморфизованными архейскими и среднепротерозойскими породами. Глубинные разломы, отчетливо проявленные в магнитном поле системой кулисообразных магнитных аномалий линейного типа, расчленяют эту область на структуры второго порядка, среди которых отметим два крупных блока — юго-восточный (грабен) и северо-западный (горст). Большинство геологов [Абрамович и др., 1971; Рябенко, 1974; Хвостова и др., 1978] связывают образование пегматитов с главной для средне-верхнепротерозойского тектоно-магматического цикла эпохой складчатости и отвечающим ей гранитным комплексам.

Ниже дана краткая геолого-геофизическая характеристика строения четырех наиболее изученных пегматитовых полей, расположенных в юго-восточном (поля I, II) и северо-западном (поля III, IV) блоках пояса редкометалльных пегматитов (рис. 1).

Поле I вытянуто вдоль восточной границы южной части грабена, ограниченного с востока, юга и запада региональными разломами и сложенного метаморфизованными вулканогенно-осадочными и магматическими породами средне- и верхнепротерозойского возраста [Сулоев и др., 1962]. По данным А. С. Барышева [1976], над грабеном наблюдается глубокое отрицательное поле ΔT амплитудой до -700 нТл, что свидетельствует о значительном прогибании этой структуры. Магнитное поле осложнено линейными аномалиями северо-западного простирания.

Поле I приурочено к запрокинутому крылу антиклинали, сложенному осадочно-метаморфическими породами среднепротерозойского возраста, находится оно в зоне сочленения двух региональных разломов, сопровождающихся интенсивными аэромагнитными аномалиями. Преобладающее простирание пород СЗ $320-350^\circ$, падение юго-западное под углами $50-70^\circ$. Общее моноклинальное залегание пород осложнено мелкими складками и разрывной тектоникой.

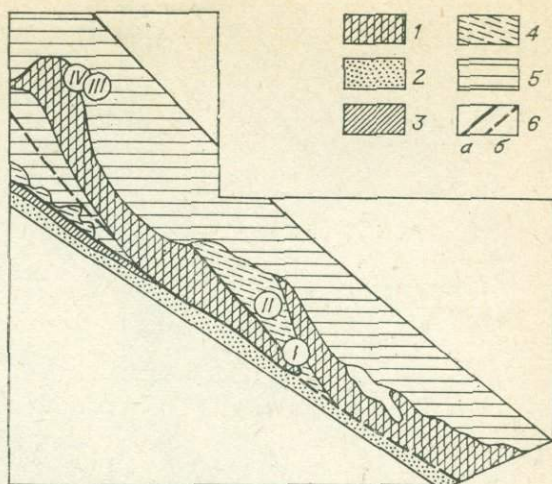
Результаты геофизических работ по рекогносцировочным профилям показывают, что поле в целом отмечается аномальным характером физических полей (рис. 2, 3). Пониженные значения кажущихся сопротивлений и потенциала естественного электрического поля, а также высокая дисперсия магнитного поля ΔZ свидетельствуют о том, что все поле входит в зону влияния регионального разлома. В нем широко развиты дизъюнктивная тектоника и интенсивная трещиноватость, неоднократно проявлялись гидротермально-метасоматические процессы, выразившиеся, в частности, в сульфидизации, графитизации и окварцевании пород.

Архейские породы, обрамляющие рудное поле с востока, представлены инъекционными гнейсами и амфиболитами. Значения ρ_k , ΔZ , U_{EP} над этими породами колеблются соответственно в пределах $5 \cdot 10^3 - 20 \cdot 10^3$ Ом·м, $20-60$ нТл, $0-200$ мВ.

Основную часть поля слагает среднепротерозойская толща, подразделенная на три свиты. Породы первой свиты распространены на западном фланге поля (двуслюдяные, андалузит-кварц-биотитовые и кварц-

Рис. 1. Схема расположения пегматитовых полей I—IV в пегматитовом голясе геосинклинальной области.

1—3 — комплексы: архейский (1), протерозойский (2), синийский (3); 4 — терригенно-вулканическая толща среднего протерозоя; 5 — платформенные отложения кембрия, ордовика, девона и юры; 6 — зоны разломов (а — сквозные, б — перекрытые отложениями или залеченные породами).



биотитовые сланцы с андалузитом, ставролитом и гранатом общей мощностью около 500 м). Для них характерны высокие значения ρ_K ($10 \cdot 10^3$ — $15 \cdot 10^3$ Ом·м), нормальные магнитное ($-10 \div 10$ нТл) и естественное электрическое ($-50 \div 20$ мВ) поля (см. рис. 2, 3).

Отложения второй свиты развиты в центральной части поля и служат вмещающими для подавляющего большинства редкометальных пегматитовых жил. Мощность свиты около 3000 м. По сравнению с первой, породы этой свиты выделяются повышенным полем ΔZ (30—60 нТл), пониженными значениями ρ_K ($2 \cdot 10^3$ — $7 \cdot 10^3$ Ом·м) и $U_{\text{ЕП}}$ ($-300 \div -150$ мВ). Свита подразделена на пять пачек.

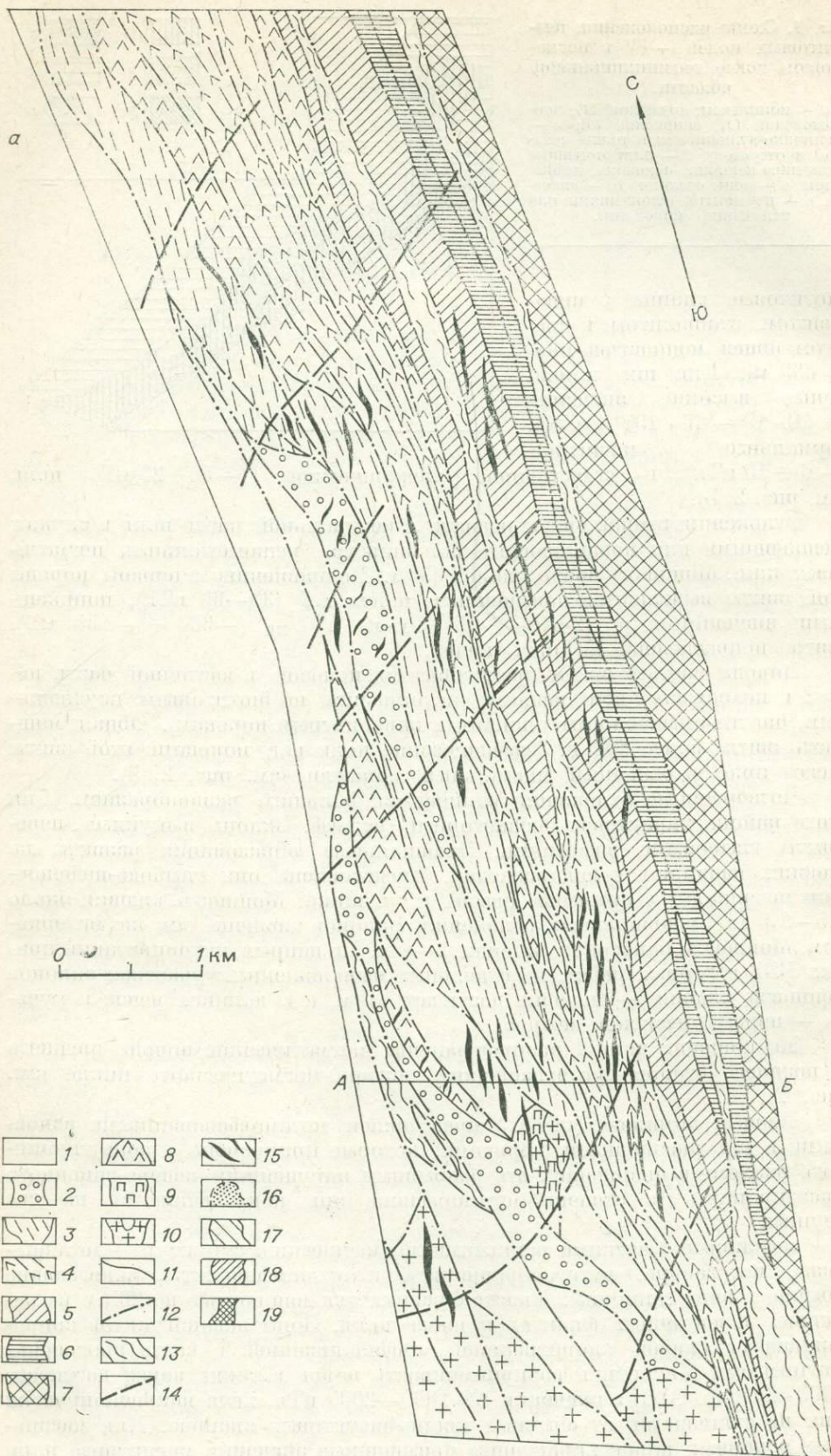
Породы третьей свиты протягиваются полосой в восточной части поля I и находятся в зоне разлома (катаклазиты по биотитовым, двуслюдяным, биотит-амфиболовым сланцам и карбонатным породам). Общая мощность свиты более 800 м. Геофизические поля над породами этой свиты имеют ярко выраженный аномальный характер (см. рис. 2, 3).




















Четвертичные отложения отличаются большим разнообразием. Для этого района характерен среднегорный рельеф. Склоны выпуклые, перекрыты глыбовыми россыпями. Элювиальные образования развиты на плоских вершинах и водоразделах. Представлены они глыбово-щебеночным материалом с примесью дресвы и суглинка. Мощность элювия около 0,5—1,5 м. Делювиальные отложения склонов сложены тем же материалом. Мощность наносов на склонах 3—4 м. По данным интерпретации кривых ВЭЗ и горных работ, на отдельных выположенных участках склонов мощность элювия — делювия достигает 15 м, а в долинах речек и ручьев — первых десятков метров.

На площади поля I распространены магматические породы среднего и позднего этапов протерозойского тектоно-магматического цикла (см. рис. 2).

Первый комплекс ($\mu\beta\text{PR}_2$) представлен метаморфизованными основными и ультраосновными породами, которые приурочены к зоне глубинного разлома и оперяющим его разрывным нарушениям северо-западного простирания. По степени метаморфизма они подразделяются на две группы:

массивные с четкими реликтами магматических структур — метадиабазы, метагаббро, метагаббродiorиты и ортоамфиболиты, залегающие обычно в виде единичных пластообразных тел мощностью до 200 м на западных и восточных флангах рудного поля. Зоны экзоконтактов сопровождаются слабой хлоритизацией, амфиболлизацией и часто обогащены магнетитом. Магнитная восприимчивость пород в таких зонах достигает $7000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС, а значения ΔZ 1000—2000 нТл, хотя макроскопически они не отличаются от обычных кварц-биотитовых сланцев. Для массивных основных пород характерны повышенные значения магнитного поля (50—80 нТл) и относительно высокие ($10 \cdot 10^3$ — $15 \cdot 10^3$ Ом·м) кажущиеся сопротивления;



- | | | | | | |
|---|---|---|----|---|----|
|  | 1 |  | 8 |  | 15 |
|  | 2 |  | 9 |  | 16 |
|  | 3 |  | 10 |  | 17 |
|  | 4 |  | 11 |  | 18 |
|  | 5 |  | 12 |  | 19 |
|  | 6 |  | 13 | | |
|  | 7 |  | 14 | | |

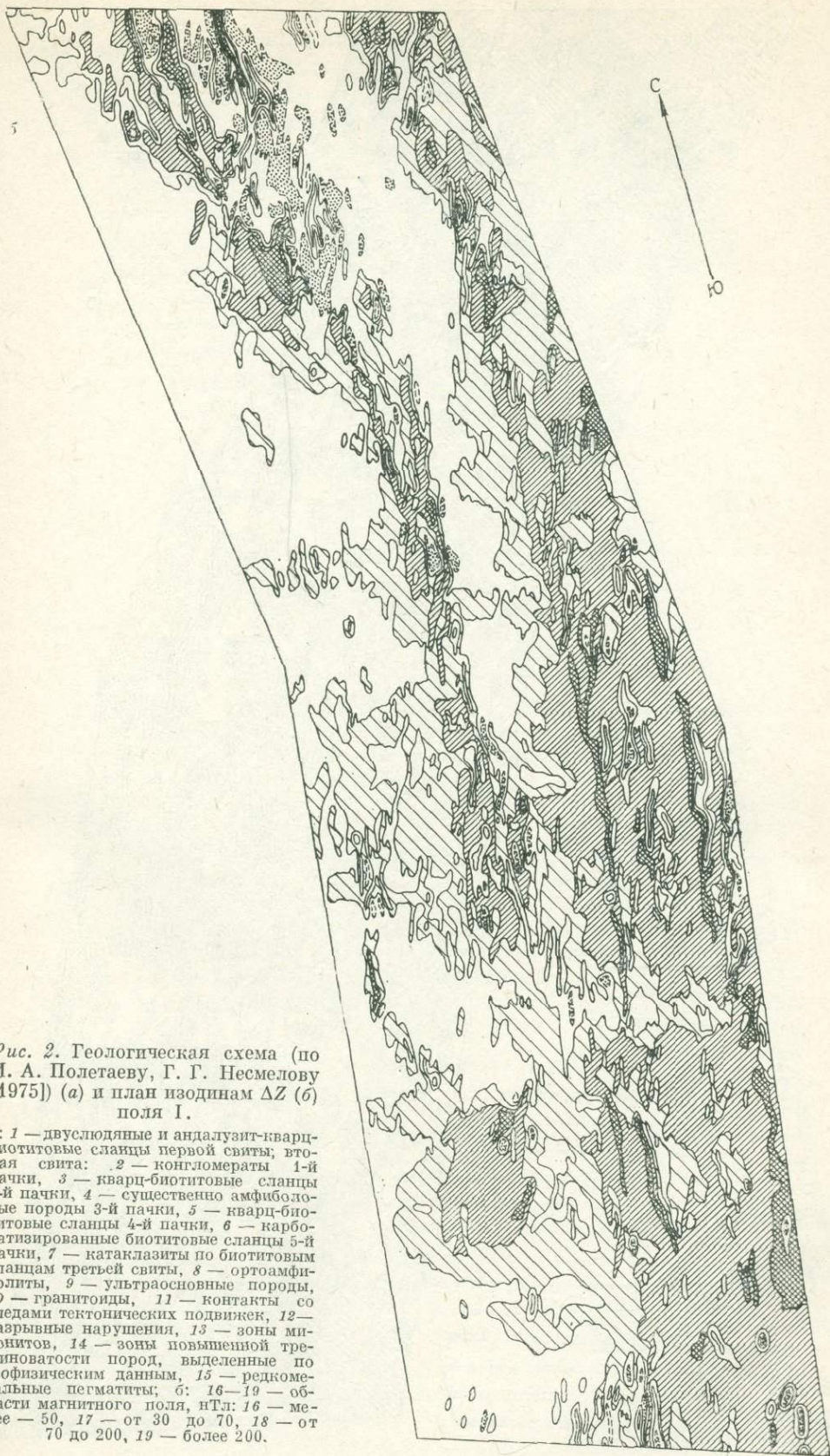
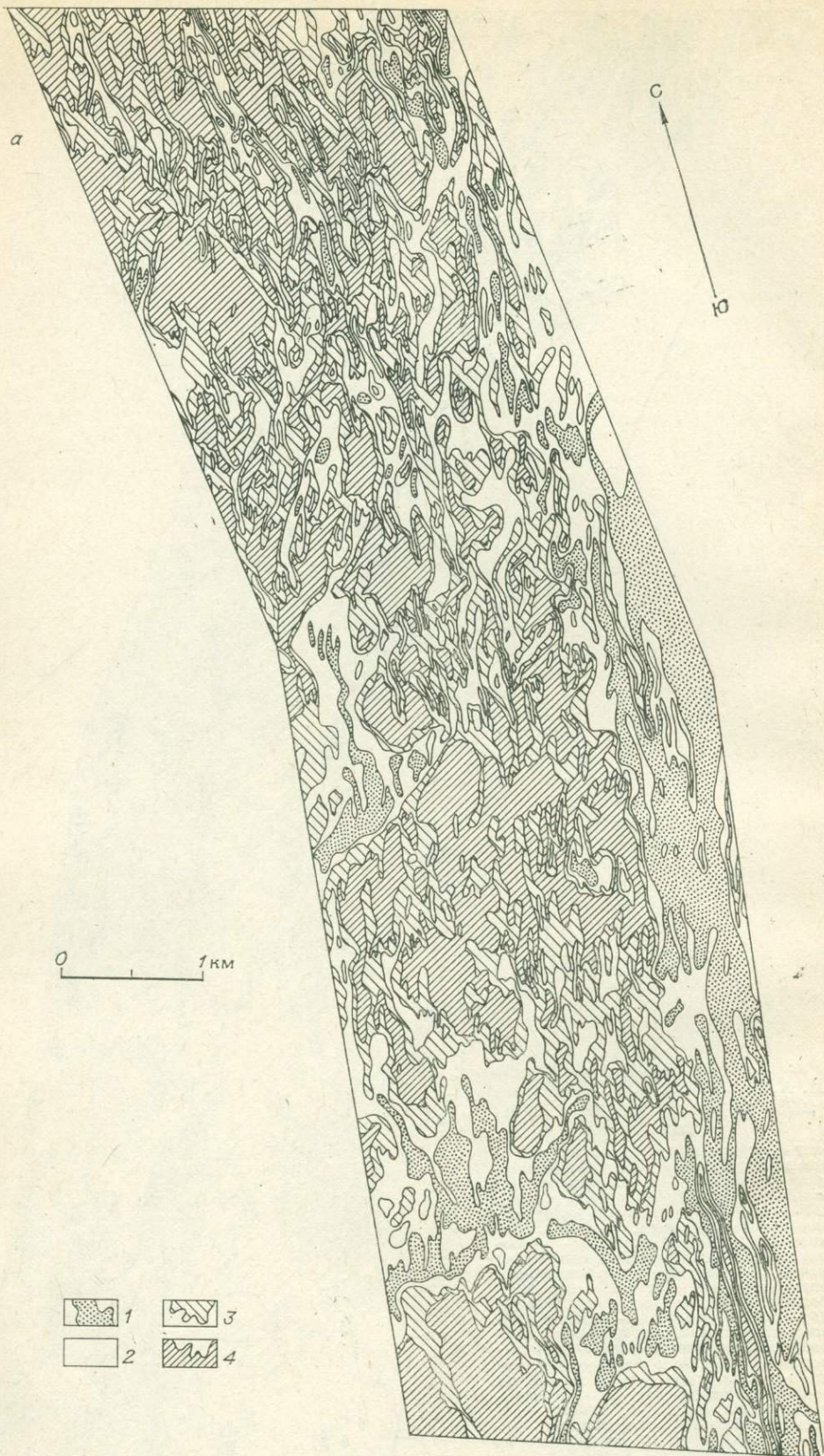


Рис. 2. Геологическая схема (по И. А. Полетаеву, Г. Г. Несмелову [1975]) (а) и план изодинам ΔZ (б) поля I.

а: 1 — двуслюдяные и андалузит-кварц-биотитовые сланцы первой свиты; вторая свита; 2 — конгломераты 1-й пачки, 3 — кварц-биотитовые сланцы 2-й пачки, 4 — существенно амфиболовые породы 3-й пачки, 5 — кварц-биотитовые сланцы 4-й пачки, 6 — карбонатизированные биотитовые сланцы 5-й пачки, 7 — катаклазиты по биотитовым сланцам третьей свиты, 8 — ортоамфиболиты, 9 — ультраосновные породы, 10 — гранитоиды, 11 — контакты со следами тектонических подвижек, 12 — разрывные нарушения, 13 — зоны милонитов, 14 — зоны повышенной трещиноватости пород, выделенные по геофизическим данным, 15 — редкометалльные пегматиты; б: 16—19 — области магнитного поля, нТл: 16 — менее — 50, 17 — от 30 до 70, 18 — от 70 до 200, 19 — более 200.



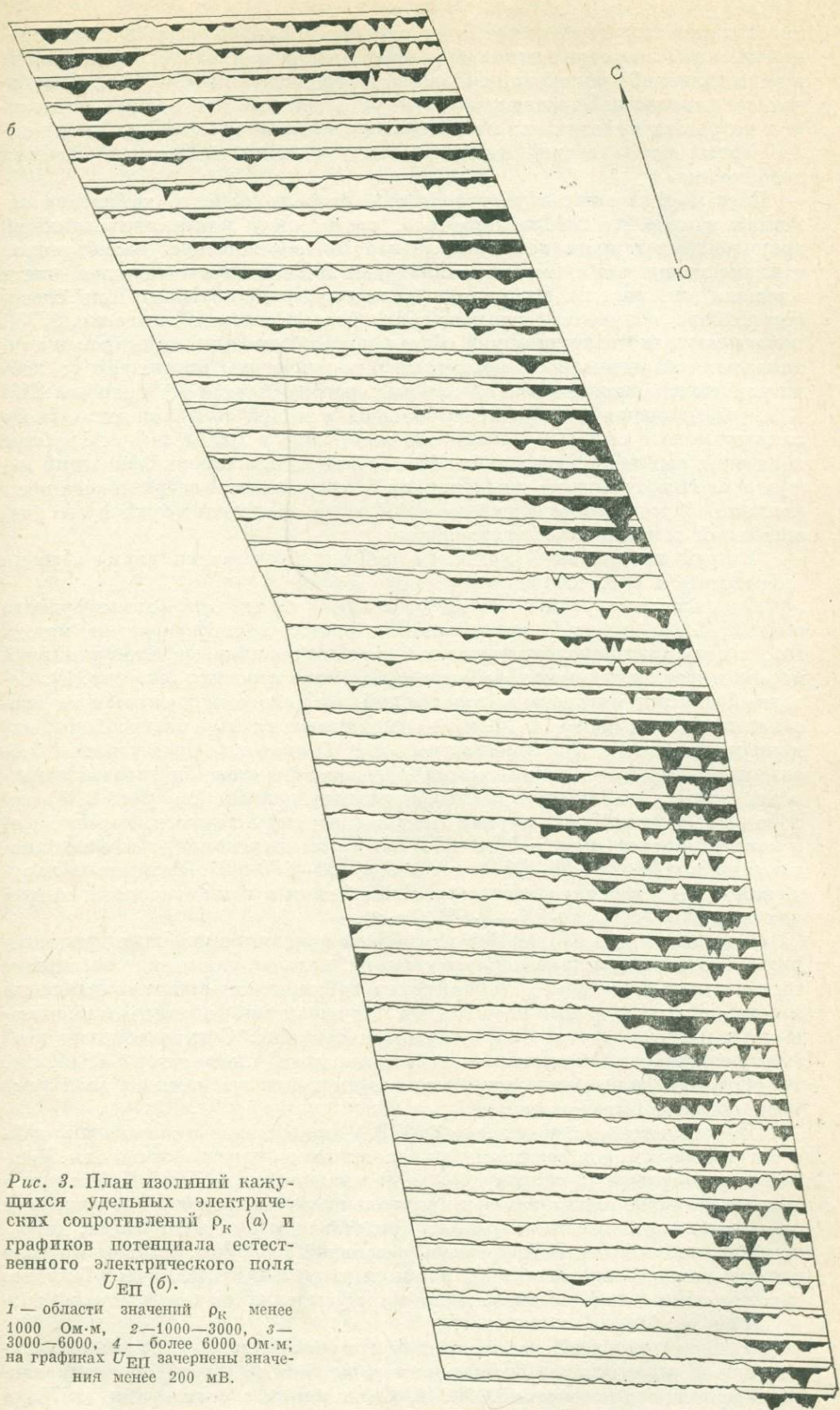


Рис. 3. План изолиний кажущихся удельных электрических сопротивлений ρ_K (а) и графиков потенциала естественного электрического поля $U_{\text{ЕП}}$ (б).

1 — области значений ρ_K менее 1000 Ом·м, 2 — 1000—3000, 3 — 3000—6000, 4 — более 6000 Ом·м; на графиках $U_{\text{ЕП}}$ зачернены значения менее 200 мВ.

сланцеватые биотит-амфиболовые породы, амфиболиты и амфиболовые сланцы, сосредоточенные в основном в третьей пачке второй свиты в виде линейной субмеридиональной зоны мощностью 200—300 м. Отдельные тела имеют небольшие мощности: от первых метров до первых десятков метров, и выделить их на фоне осадочно-метаморфических биотит-амфиболовых пород второй свиты по геофизическим данным практически невозможно.

Метаморфизованные ультраосновные породы первого комплекса залегают в виде штокообразного тела, прорванного контаминированными гранитоидами второго комплекса. Интрузии соответствует изометричная в плане магнитная аномалия амплитудой 200 нТл в юго-западной части площади (см. рис. 2). Результаты количественной интерпретации способом подбора, полученные с помощью программ «Сектор» [Давыденко, 1977], показывают, что возмущающий объект может быть аппроксимирован вертикально намагниченным наклонным эллиптическим цилиндром со значительной глубиной залегания нижней кромки. Азимут падения оси 240° ЮЗ, угол падения 60° . Размеры большой и малой осей горизонтального эллиптического сечения оценены соответственно в 1000 и 500 м. Глубина залегания верхней кромки около 10 м. Области пониженных значений кажущихся сопротивлений и потенциала естественного электрического поля (см. рис. 3), соответствующие этому объекту, свидетельствуют о его значительной тектонической переработке.

Второй интрузивный комплекс ($\gamma\delta PR_2$) представлен двумя фазами [Абрамович и др., 1971].

Гранитоиды первой фазы закартированы на южном фланге рудного поля I. Количественная интерпретация данных магниторазведки, метода ВЭЗ и результаты геологических наблюдений показывают, что гранитный массив имеет сложную морфологию и блоковое строение (см. рис. 2). Северный контакт интрузии тектонический, он полого погружается на юго-запад под углом около 30° . В зоне экзоконтакта сланцы раздроблены, милонитизированы, смяты в мелкие складки. Гранитоиды представлены биотитовыми гранитами, биотитовыми и роговообманково-биотитовыми гранодиоритами, тоналитами. По геофизическим данным (см. рис. 2, 3) эти породы выделяются минимумом приращения силы тяжести, нормальным и слабоотрицательным ($-10 \div 20$ нТл) магнитным полем, высокими значениями ρ_k ($10 \cdot 10^3 - 30 \cdot 10^3$ Ом·м) и $U_{ЕЦ}$ (50—100 мВ). Разрывные нарушения внутри массива фиксируются линейными зонами относительно низких сопротивлений ($2 \cdot 10^3 - 5 \cdot 10^3$ Ом·м).

К гранитоидам второй фазы отнесены контаминированные гранодиориты, биотитовые и двуслюдяные граниты, аплиты, слагающие небольшие тела площадью до $0,06$ км², вытянутые в субмеридиональном направлении и четко контролируемые разрывными нарушениями. Контакты с вмещающими породами крутые, кососекающие и секущие. С гранитоидами этой фазы связывают образование редкометальных пегматитов [Рябенко, 1974]. По геофизическим данным малые интрузии гранитоидов этой фазы визуально не выделяются.

Породы третьего комплекса ($\mu\beta PR_3$) представлены единичными дайками основных пород, секущими все известные на рудном поле породы. Мощность даек от первых метров до 30 м, протяженность до 7 км. Дайки круто падают ($60 - 80^\circ$) на юго-запад и приурочены к тектоническим нарушениям субмеридионального простирания. Представлены они долеритами, диабазами и диабазовыми порфиритами массивной текстуры. Дайкам соответствуют линейные магнитные аномалии амплитудой до 2000 нТл. Наиболее мощные из них на фоне вмещающих пород выделяются повышенными значениями ρ_k .

Южная часть грабена, к которой приурочено поле I, отличается интенсивной складчатостью и широким развитием различно ориентированных разрывных нарушений. Л. Н. Овчинников с соавторами [1976] и Г. Г. Несмелов выделили четыре основных этапа формирования структуры рудного поля: раннескладчатый, в ходе которого образовались склад-

чатые структуры района северо-западного простирания; позднескладчатый, характеризующийся внедрением и становлением интрузий гранитов; орогенный, с которым связывают формирование редкометалльных пегматитов и метасоматитов; постпегматитовый. Из четырех преобладающих систем разрывных нарушений (субмеридиональных, субширотных, северо-западного и северо-восточного простираний) на площади рудного поля более ярко выражены тектонические зоны субмеридионального и северо-западного направлений (см. рис. 2, 3).

Строение, геохимия и генезис редкометалльных пегматитов рудного поля обсуждаются в работах многих исследователей [Рябенко и др., 1970; Филиппова, 1971; Рябенко, 1974; Емельянов и др., 1976]. Ряд публикаций посвящен метасоматитам, несущим промышленное оруденение редких щелочных металлов [Овчинников и др., 1972, 1976; Хвостова и др., 1978; Макагон и др., 1974].

Пегматитовые образования занимают 10—15% объема пород рудного поля. Число пегматитовых тел превышает несколько сотен. Наблюдаются как отдельные пегматитовые тела, так и мощные жильные серии, содержащие до 40% пегматитового материала от общего объема пород [Емельянов и др., 1976].

Морфология отдельных пегматитовых тел разнообразна. Это в основном линзовидные, четковидные или плитообразные тела мощностью в первые метры (редко до 40 м), с многочисленными раздувами и пережимами. Протяженность тел — от десятков до первых сотен метров [Теремецкая и др., 1973].

Жильные серии представлены скоплениями пегматитовых тел на сравнительно небольших участках рудного поля с единообразными структурно-литологическими признаками. Подавляющее большинство жильных серий ориентировано в субмеридиональном направлении, под острым углом к общему северо-западному простиранию пород. Размеры жильных серий достигают первых километров по простиранию и десятков или сотен метров по мощности. По падению некоторые жильные серии прослежены более чем на 300 м, причем их мощность с глубиной не уменьшается. Пострудная тектоника выражена главным образом в крупноамплитудных подвижках по ранее заложённым системам разрывных нарушений. Поэтому смещаются целые жильные зоны или серии пегматитовых тел.

Пегматитовые жилы обычно незональны. По минеральному составу и характеру оруденения пегматиты подразделяются на четыре типа [Емельянов и др., 1976]: сподумен-микроклин-альбитовые (Ta_2O_5 — 0,007—0,015%), микроклин-альбитовые со сподуменом (Ta_2O_5 до 0,01%), микроклин-альбитовые со сподуменом и поллуцитом (Ta_2O_5 — 0,02—0,04%, Cs_2O — 0,3—0,7%), альбитовые ($Ta_2O_5 > 0,02\%$).

С практической точки зрения интересны лишь первый и третий типы. Пегматиты первого типа залегают в различных слюдястых сланцах и несут литий-танталовое оруденение. Их средний состав, %: альбит 40, микроклин 15, кварц 30, мусковит 1, других до 15. Пегматиты третьего типа залегают среди амфиболитов и амфиболовых сланцев и характеризуются комплексным литий-тантал-цезиевым оруденением. Содержания породообразующих минералов несколько иные, %: альбит 50, микроклин 10, кварц 30, рубидиевый мусковит 2, остальных до 10.

Редкие элементы в пегматитах (за исключением рубидия) концентрируются в собственных минералах: тантал и ниобий в минералах ряда колумбит — танталит, олово в касситерите, литий в сподумене и монтебразите, бериллий в берилле, цезий в поллуците, рубидий в микроклине и мусковите. По содержаниям олова, бериллия и ниобия оба описанных типа пегматитов близки. По концентрациям петрогенных компонентов резких различий между ними также не наблюдается [Филиппова, 1971], за исключением более низкого отношения K/Na . Для поллуцитоносных пегматитов более низки значения отношений K/Cs и Rb/Cs .

Кроме пегматитов большое значение имеют метасоматически измененные породы — метасоматиты, также представляющие собой природные

концентраторы цезия, рубидия и лития [Хвостова и др., 1978; Макагон и др., 1974; Овчинников и др., 1976]. Метасоматиты обычно развиты в экзоконтактах пегматитовых тел, где широко проявлены биотитизация, турмалинизация, мусковитизация, окварцевание, гольмквиститизация и сульфидизация (пирит, пирротин, арсенопирит). Основная масса редких щелочных металлов сосредоточена в биотите, количество которого вблизи зальбандов достигает 30—50% от всего объема породы, а средние содержания двуокисей цезия и рубидия в метасоматитах колеблются соответственно в пределах 0,1—0,6%; 0,1—0,2%.

Поле II расположено в том же грабене, что и поле I, и имеет с ним примерно одинаковые размеры. Однако насыщенность пегматитовым материалом здесь значительно слабее. Жилы залегают несколькими сериями среди амфиболитов, биотитовых и биотит-амфиболовых сланцев. Преобладающая ориентировка жил — северо-западная, они косо секут вмещающие породы, падая под крутыми углами. Реже, и только в амфиболитах, встречаются поперечно-секущие, пологие, четковидные жилы.

По минеральному составу в поле выделяются шесть типов (подтипов) пегматитов: альбит-микроклиновый с мусковитом; сподумен-микроклин-альбитовый; микроклин-альбитовый с монтебразитом и реликтами сподумена; сподумен-альбитовый с реликтами микроклина; микроклин-альбитовый с лепидолитом; альбитовый. Основную ценность представляет танталовая минерализация [Скворцов и др., 1975]. Альбит-микроклиновые с мусковитом и сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты слагают как крутопадающие жилы в сланцах, так и пологие жилы в рассланцованных амфиболитах. Распределение танталовой минерализации (танталит — колумбит) неравномерное. Пегматитовые жилы микроклин-альбитового состава с монтебразитом и реликтами сподумена встречаются только в амфиболитах. Они всегда пологопадающие, поперечно-секущие. Жилы сподумен-альбитовых пегматитов с реликтами микроклина залегают полого и относительно редки. Рудным минералом является танталит. Распределение его в жилах крайне неравномерное. Микроклин-альбитовые пегматиты с лепидолитом в поле II развиты широко и представляют особую ценность. Они встречаются преимущественно в амфиболитах, реже в биотитовых сланцах возле контакта их с амфиболитами. Типоморфными танталовыми минералами являются микролит и манганотанталит, равномерно распределенные в объеме жил. Содержание Ta_2O_5 более 0,02%. Альбитовые пегматиты слагают пологие поперечно-секущие пластинчатые тела и веерообразные пучки жил в амфиболитах. Распределение танталовой минерализации (танталит) равномерное.

От первого типа к шестому наблюдается увеличение роли альбита по отношению к калиевому полевому шпату, растут средние содержания Ta_2O_5 и доля тантала в составе тантал-ниобиевых минералов. Параллельно возрастают концентрации примесей редких щелочных элементов в микроклине, мусковите и берилле [Скворцов и др., 1975].

Приведем средние концентрации редких элементов в пегматитах поля [Емельянов и др., 1976], %: Li_2O — 0,002; Rb_2O — 0,112; Cs_2O — 0,007; BeO — 0,03; Sn — 0,005; Ta_2O_5 — 0,023; Nb_2O_5 = 0,008. Соотношения главных компонентов пегматитов определяются следующими средними содержаниями минералов, %: альбит — 70; кварц — 25; калишпат — 5.

Все пегматитовые тела в той или иной степени изменены метасоматическими процессами, прежде всего альбитизацией. Магматические (первичные) минералы пегматитов — это кварц, калишпат, часть плагиоклаза и сподумен. Мусковит возникает в процессе гидролиза калишпата, монтебразит — при замещении сподумена. Берилл и турмалин связаны с зонами мусковитизации или альбитизации. Танталовая минерализация целиком тяготеет к зонам альбитизации.

Поле III располагается в центральной и юго-восточной частях горстового поднятия, в зоне юго-западного контакта крупного массива биотитовых и биотит-роговообманковых плагиогранитов продуктивного комплекса. По данным геофизических методов, над гранитами наблюдается по-

ниженное гравитационное поле, невысокие значения ΔZ (до 50 нТл) и довольно резко меняющиеся поля кажущихся сопротивлений средней интенсивностью $2 \cdot 10^3 - 3 \cdot 10^3$ Ом·м.

Выходы гранитов занимают восточное крыло синклиналильной структуры. Ядро синклинали — крупное тело массивных ортоамфиболитов, контуры которого практически служат границами поля III. Поперечными разломами поле разбито на несколько крупных блоков, отличающихся по насыщенности пегматитами и по их продуктивности. Ортоамфиболиты картируются высокими (от $3 \cdot 10^3$ до $10 \cdot 10^3$ Ом·м) значениями кажущихся сопротивлений. Они практически не отличаются от гранитов по характеру магнитного поля, но создают контрастную положительную аномалию силы тяжести. Количественные расчеты поля Δg позволили доказать, что ортоамфиболиты разбиты на несколько крупных блоков, отличающихся уровнем эрозионного среза. Танталоносные пегматиты локализируются в самом опущенном блоке. Центральный наиболее приподнятый блок не несет пегматитовых тел вообще, и это согласуется с представлениями о вертикальной зональности пегматитового поля [Емельянов и др., 1976].

Кроме амфиболитов вмещающими для пегматитовых жил породами являются в различной степени милонитизированные (до бластомилонитов) фельзиты и кварцевые порфиры, фиксирующие долгоживущий разлом, который предшествовал пегматитообразованию. Однако при выходе из амфиболитов промышленная продуктивность пегматитовых тел снижается.

Из интрузивных образований кроме гранитов развиты дайки диабазов верхнепротерозойского комплекса, картируемые линейными аномалиями ΔZ амплитудой 1000—1500 нТл. Многочисленными постпегматитовыми разломами сбросо-сдвигового характера с амплитудой от нескольких метров до нескольких десятков метров поле разбито на более мелкие блоки.

Поле III примыкает к северному сектору крупной кольцевой структуры, фиксируемой четкими дугообразными аномалиями ΔZ амплитудой от -2000 до $+5000$ нТл. Геологическая природа магнитных аномалий разнообразна: это дуговые и радиальные разломы, дайки ортопород основного состава, вторичные кварциты с высоким содержанием магнетита и другие геологические тела.

Связь пегматитов с гранитоидами района недостаточно ясна. По наиболее приемлемой гипотезе редкометалльные пегматиты связаны с гранитоидами продуктивного комплекса парагенетически (общим источником), представляя собой наиболее позднюю фазу этого комплекса. Абсолютный возраст пегматитов, полученный калий-аргоновым методом по рубидиевым слюдам, составляет 1500 ± 10 млн. лет [Руб, Пантелеев, 1975], по калишпатам — 2000 млн. лет. Абсолютный возраст гранитов района составляет около 2000 млн. лет.

Пегматиты наиболее детально изученного участка представлены несколькими сериями пологозалегающих одна над другой пластинообразных пегматитовых жил мощностью до 12 м и протяженностью до 2 км и более. Простираение жильных тел субширотное, падение в южных румбах под углами 10—30°. Расстояние между сериями по вертикали составляет 60—100 м, а между телами в пределах серий — от долей метра до 25 м. Пегматиты с оруденением целиком расположены среди ортоамфиболитов. По простираению жильных серий с востока на запад количество пегматитовых тел, особенно маломощных жил и прожилков, в них возрастает. Геофизическими методами отдельные пегматитовые тела практически не выделяются.

Относительно мощные жилы обычно зональны. Зональность имеет следующий вид (от всячего контакта жил к лежащему): маломощная прерывистая эндоконтактовая оторочка кварц-мусковитового или кварц-альбит-мусковитового состава; блоковая зона криптозернистого кварц-альбитового агрегата (так называемого «фарфоровидного» альбита); центральная зона средне-, реже крупнопластинчатого альбита; зона блокового калишпата; зона мелкопластинчатого альбита. С уменьшением мощности жил блоковые зоны «выпадают», и относительно маломощные тела и про-

жилки обычно полностью сложены агрегатом пластинчатого альбита с незначительным количеством кварца.

Содержания главных породообразующих минералов в пегматитах варьируют в следующих пределах, %: калишпат 10—25, кварц 15—20, «фарфоровидный» альбит 15—30, таблитчатый и пластинчатый альбит 30—40, слюды мусковит-лепидолитового ряда (резко преобладает рубидиевый мусковит) 4—5. Второстепенные минералы представлены петалитом, сподуменом, монтебразитом, литиофиллитом, топазом, алатитом, бериллом, рудные — танталитом, микролитом, иксопитом, воджинитом, касситеритом. В вертикальном разрезе сверху вниз от первой жильной серии к третьей параллельно со снижением количества слюд возрастает доля литиевой минерализации (сподумен, петалит).

Отличительной чертой пегматитов поля III служат резко повышенные средние содержания Rb_2O , достигающие 0,58%. Среднее содержание Ta_2O_5 в пегматитах поля составляет 0,026%, Nb_2O_5 — 0,008, Sn — 0,021%, причем $Ta/Nb = 3,2$, т. е. оно наиболее высокое для пегматитов описываемого пояса [Емельянов и др., 1976].

Для лития отмечается тенденция к увеличению средних содержаний в пегматитах по простиранию жильных серий с востока на запад, а максимумы содержаний рубидия и цезия приходятся на центральную часть участка. По вертикали от одной жильной серии к другой наблюдается относительное снижение сверху вниз содержаний в пегматитах рубидия и цезия, увеличение содержаний лития, бериллия, а также рост значений отношений $K/(Rb + Cs)$ и Rb/Cs .

Описанные пегматиты не укладываются в рамки существующих классификаций. Поэтому естественна попытка Н. Н. Вишнякова и Е. Л. Емельянова [1974] выделить на их основе новый парагенетический тип редкометальных пегматитов — микроклин-альбитовые пегматиты с рубидиевым мусковитом и лепидолитом. Г. С. Луговской выделяет их в особый тип микроклин-петалит-альбитовых пегматитов с замещенным петалитом [Руб, Луговской, 1976].

Пегматитовые жилы других участков, как правило, имеют калишпат-альбитовый, в некоторых разрезах существенно альбитовый состав. Зональность в них проявлена слабее, собственно литиевая минерализация практически отсутствует. По минеральному и химическому составу такие жилы аналогичны богатым альбитом частям пегматитовых тел наиболее изученной центральной части поля.

Поле IV располагается в той же горстовой структуре, что и поле III, примерно в 20 км севернее него; приурочено к пачке частого переслаивания сланцеватых амфиболитов с метаморфизованными терригенными породами — биотитовыми, двуслюдяными и узловатыми андалузит-слюдистыми сланцами. Преобладают амфиболиты. Среди сланцеватых амфиболитов залегают линзовидные тела массивных амфиболитов. Поле расположено в районе северо-восточного экзоконтакта гранитного массива и с севера ограничено широтным разломом. В узкой экзоконтактной зоне гранитного массива развиты существенно микроклиновые пегматиты шерл-мусковитового типа. В гранитах пегматиты отсутствуют. На расстоянии 300—500 м от контакта гранитов развиты кругопадающие жилы альбит-микроклиновых пегматитов с непромышленной редкометальной минерализацией (берилл, касситерит).

Еще далее на северо-восток от гранитов располагается зона развития наиболее интересных в практическом отношении редкометальных микроклин-альбитовых пегматитов с лепидолитом и петалитом, сгруппированных в серии по несколько жил. Жилы полого падают на северо-запад и, как правило, не выходят за пределы тел массивных амфиболитов.

ФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ПЕГМАТИТОВ И НЕСУЩЕЙ ИХ СРЕДЫ

Петрофизические свойства горных пород и редкометалльных пегматитов исследовались главным образом путем лабораторных измерений на образцах, отбираемых из коренных обнажений, а также по данным интерпретации полевых геофизических материалов и каротажа. Объемы выполненных измерений говорят об их достаточной представительности: в структуре поля I С. И. Галанов, И. М. Оськин в 1959 г. и А. Ю. Давыденко, А. М. Фадеев в 1973—1974 гг. изучили более 1200 штуфов, в районе поля II М. Ф. Анискович и Г. Н. Блюммер в 1959 г. — около 400 образцов горных пород, в поле III А. М. Фадеев в 1976—1979 гг. — 1900 образцов.

Изучены магнитная восприимчивость (χ), плотность (σ), кажущаяся поляризуемость (η_K), удельное электрическое сопротивление (ρ_0), радиоактивные и некоторые другие физические параметры. Результаты массовых измерений физических свойств обработаны статистически с помощью ЭВМ либо на вероятностном графариете. Далее в тексте для любой случайной величины x (будь то χ , σ , η_K или какой-либо другой параметр), распределенной по закону Гаусса, \bar{x} означает ее среднее арифметическое значение, найденное по выборке, а S — стандартное отклонение. При условии логарифмически нормального распределения случайной величины x \tilde{x} означает ее среднее геометрическое значение, а ε — стандартный множитель, равный антилогу логарифмического стандарта.

Магнитная восприимчивость и плотность особенно детально изучены для горных пород полей I (рис. 4) и III (табл. 1). В целом по этим параметрам породы дифференцированы слабо. В частности, пегматиты мало отличаются по магнитной восприимчивости от вмещающих их ортоамфиболитов, бластомилонитов и метаморфических кристаллических сланцев. Аномально высокие значения магнитной восприимчивости характерны для диабазов и вторичных кварцитов, обогащенных магнетитом (см. рис. 4, табл. 1). Как показали специальные исследования, диабазы обладают высоким остаточным намагничиванием: $\bar{I}_n = 1100 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС, средний угол склонения 104° , наклонение 40° . Обычно они залегают в виде крутопадающих даек и выделяются линейными интенсивными (до 2000 нТл и более) магнитными аномалиями с глубокими минимумами за счет наклона вектора намагниченности. Наиболее плотными породами, способными создать ощутимый положительный гравитационный эффект, являются ортоамфиболиты и габбро-диабазы.

Различия выборочных средних значений $\tilde{\chi}$ и $\bar{\sigma}$ разных групп пород оценены статистически с помощью критерия Стьюдента. Большинство из

Таблица 1
Магнитная восприимчивость и плотность горных пород поля III
(по А. М. Фадееву)

Порода	Число образцов	$\chi, 10^{-6}$ ед. СГС		$\sigma, \text{г/см}^3$	
		$\tilde{\chi}$	ε	$\bar{\sigma}$	S
Пегматиты	101	<1	3,57	2,57	0,05
Граниты	95	2	1,70	2,56	0,04
Бластомилониты	168	6	1,70	2,61	0,12
Слюдистые сланцы	57	12	1,46	2,59	0,07
Металесчаники	25	8	1,69	2,60	0,05
Биотит-амфиболовые гнейсы	24	18	2,10	2,75	0,13
Ортоамфиболиты	624	32	1,68	2,97	0,07
Диабазы, габбро-диабазы	148	400	3,25	2,92	0,07
Вторичные кварциты с магнетитом	49	3160	2,40	2,82	0,18



П о р о д а	n	$\kappa, 4\pi \cdot 10^6 \text{ ед. СИ}$						$\sigma, \text{ г/см}^3$								
		$\frac{\sigma}{\kappa}$	10	2	5	10 ²	2	5	10 ³	2	5	10 ⁴	$\frac{\sigma}{\kappa}$	2,4	2,6	2,8
1. Пегматиты	60	$\frac{<1}{1}$										$\frac{2,61}{0,11}$				
2. Граниты, гранодиориты	37	$\frac{11}{1,5}$										$\frac{2,63}{0,17}$				
3. Кварц-биотитовые сланцы	225	$\frac{19}{16}$										$\frac{2,73}{0,07}$				
4. Конгломераты и гравелиты	33	$\frac{23}{1,4}$										$\frac{2,73}{0,10}$				
5. Андалузитовые и двуслюбяные сланцы	49	$\frac{24}{1,25}$										$\frac{2,73}{0,06}$				
6. Биотит-амфиболовые сланцы	76	$\frac{30}{1,5}$										$\frac{2,81}{0,11}$				
7. Ортоамфиболиты	104	$\frac{50}{1,4}$										$\frac{2,95}{0,05}$				
8. Диабазы	56	$\frac{2500}{11}$										$\frac{2,98}{0,06}$				

Рис. 4. Распределение магнитной восприимчивости (κ) и плотности пород (σ) поля I.

них формально отличаются между собой по величине средних значений обоих параметров при 1%-ном уровне значимости (табл. 2).

В порядке возрастания средних значений магнитной восприимчивости и плотности породы можно расположить в такой ряд: пегматиты — граниты, гранодиориты — осадочно-метаморфические породы (кварц-биотитовые сланцы, песчаники, конгломераты, биотит-амфиболовые сланцы) — ортоамфиболиты — диабазы и габбро-диабазы.

Удельное электрическое сопротивление (ρ_0) изучали в 1959 г. С. И. Галанов, И. М. Оськин (поле I) и М. Ф. Анискович (поле II) на более чем 100 образцах кварц-биотитовых сланцев и нескольких десятках образцов пегматитов. Наибольшие значения этого параметра отмечаются у пегматитов. Среднее арифметическое равно $50 \cdot 10^3$ Ом·м при размахе значений от $10 \cdot 10^3$ до $100 \cdot 10^3$ Ом·м. Величины ρ_0 и размах для кварц-биотитовых сланцев соответственно равны $20 \cdot 10^3$ Ом·м и $1 \cdot 10^3$ — $38 \cdot 10^3$ Ом·м. Так как этот параметр в значительной степени зависит от структуры порового пространства и минерализации грунтовых вод, то для монолитных пород — пегматитов, измеренные значения более близки к истинным. Кварц-биотитовые сланцы в различной степени трещиноваты, и поэтому среднее значение ρ_0 , полученное по образцам, завышено. Интерпретация результатов метода ВЭЗ, выполненная в 1973 г., показывает, что значения ρ_0 для кварц-био-

Таблица 2

Матрица сравнения средних значений магнитной восприимчивости (верхний треугольник) и плотности (нижний треугольник) горных пород

Порядковый индекс породы по рис. 4	2	3	4	5	6	7
2	0,00	6,67	8,13	11,25	12,25	25,73
3	6,17	0,00	2,24	3,37	7,54	18,82
4	2,91	0,00	0,00	0,66	3,40	11,48
5	3,95	0,00	0,00	0,00	3,50	13,82
6	6,71	7,33	3,55	4,62	0,00	9,18
7	19,91	28,74	16,67	23,60	11,39	0,00

Примечание. Подчеркнуты значимые при 1%-ном уровне величины.

Рис. 5. Зависимость поляризуемости образцов горных пород от расстояния до пегматитовой жилы.

титовых, двуслюдяных сланцев колеблются от $2 \cdot 10^3$ до 8000 Ом·м, гранитов и гранодиоритов — от $10 \cdot 10^3$ до $20 \cdot 10^3$ Ом·м. Это согласуется с результатами работ методом дипольного электропрофилирования (см. рис. 3, а).

По М. И. Голоду [1978], среднее значение удельного электрического сопротивления пегматитов Кольского полуострова составляет $46,5 \cdot 10^3$ Ом·м, Северной Карелии — $22,1 \cdot 10^3$ Ом·м, в то время как удельное сопротивление вмещающих дистено-гранато-биотитовых гнейсов колеблется от $12,8$ до $18,7 \cdot 10^3$ Ом·м. Эти данные хорошо согласуются с приведенными выше. М. И. Голод весьма скрупулезно изучил и другие электрические параметры пегматитов, в частности диэлектрическую проницаемость, характеризующую способность породы поляризоваться в электрическом поле. Установлено, что наибольшую диэлектрическую проницаемость (порядка $11,7-13,0$) имеют пегматитоносные тектонические зоны, для неизмененных гнейсов этот параметр, как правило, составляет $7,7-8,6$. У пегматитов и аплитов средняя диэлектрическая проницаемость $5,0$. Все измерения выполнены при частоте 1000 Гц. По итогам измерения тангенса диэлектрических потерь лучшими диэлектриками являются минералы пегматитовых жил — микроклин и плагиоклаз, худшими — дистен-гранат-биотитовые гнейсы [Голод, 1978].

Поляризуемость изучена на 400 образцах поля I. Результаты измерений показывают, что для осадочно-метаморфических пород, гранитоидов и ортоамфиболитов кажущаяся поляризуемость η_k не превышает $0,6\%$. Исключение составляют графитизированные ($\eta_k = 1-10\%$) и сульфидизированные (η_k до 38%) породы. Это подтверждает приуроченность аномалий потенциала ЕП к зонам развития разрывных нарушений с сульфидной минерализацией, а также к графитизированным породам третьей свиты (см. рис. 3, б), в которых минераграфическим анализом установлены пирит, марказит, пирротин и халькопирит.

Измерения М. И. Голода [1978], также выполненные на образцах, показали, что наименьшей поляризуемостью в пегматитовой провинции Карелии и Кольского полуострова обладают собственно пегматиты ($\bar{\eta}_k = 1,3\%$), вмещающие их гнейсы имеют повышенную поляризуемость порядка $2,5-3,1\%$. Кажущаяся поляризуемость гидротермально измененных гнейсов составляет в среднем 5% (рис. 5). Аномальная поляризуемость и повышение диэлектрической проницаемости боковых пород, затронутых процессами метасоматоза, связаны с появлением в них рудных минералов, в первую очередь пирротина и пирита.

Радиоактивные свойства пород могут быть оценены по данным полевых гамма-спектрометрических определений содержания естественных радиоактивных элементов в горных породах in situ. Измерения с прибором СП-3М на обнажениях и по полотну горных выработок показали, что, не-

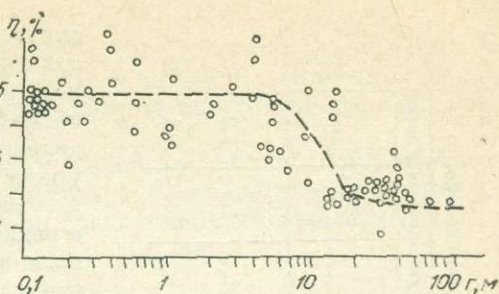


Таблица 3

Распределение естественных радиоактивных элементов в горных породах поля I, %

Порода	Объем выработки	U·10 ⁴ /ε	Th·10 ⁴ /ε	K/ε
Редкометалльные пегматиты	84	7,2/1,54	8,0/1,54	2,42/1,38
Ортоамфиболиты	38	4,1/1,24	9,9/1,24	1,64/1,20
Кварц-биотитовые сланцы	73	5,8/1,29	16,8/1,14	2,70/1,18

Расчетные диффузионные параметры для тепловых нейтронов основных разновидностей пород поля III (по В. Ф. Верниковскому)

Порода	Химический состав, %											Нейтронные диффузионные параметры					
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	H ₂ O	σ , г/см ²	λ	$\tau \cdot 10^3$, с	$D \cdot 10^5$, см ² /с	L, см
	74,34	0,03	15,6	—	0,74	0,04	4,0	0,70	3,6	5,6	—	—					
Редкометалльные пегматиты	48,90	1,02	14,70	9,60	2,19	0,19	10,80	7,10	0,57	2,29	0,03	0,12	2,65	44,1	4,5	7,2	32,8
Рудовмещающие ортоамфиболиты													2,98	9,1	0,9	7,1	25,4

Примечание. Тире — содержание ниже чувствительности определения.

смотря на небольшие в абсолютном выражении содержания урана (по радио) и тория в горных породах, редкометалльные пегматиты на фоне вмещающих пород выделяются повышенными концентрациями урана и пониженными — тория (табл. 3).

Распределение концентраций калия в редкометалльных пегматитах неравномерно и в значительной степени зависит от структурно-минералогических особенностей пегматитов, отражающих степень их метасоматического изменения. Средние содержания калия в пегматитах близки к таковым для кварц-биотитовых сланцев, но выше, чем в амфиболсодержащих породах (см. табл. 3). Как будет показано в гл. 3, многомерный анализ полевых гамма-спектрометрических данных позволяет по содержаниям естественных радиоактивных элементов надежно различать все три разновидности пород [Давыденко, 1978].

Нейтронные параметры изучены для тепловых нейтронов с целью выяснить принципиальные возможности нейтрон-нейтронного каротажа при выделении и экспрессном опробовании пегматитовых жил в геологическом разрезе скважин.

Как известно [Разведочная ядерная геофизика, 1977], диффузия тепловых нейтронов в веществе определяется массовыми микроскопическими сечениями их поглощения и рассеивания ядром, а также производными от этих величин: полным свободным пробегом теплового нейтрона λ и средними пробегами по отношению к рассеянию λ_s и захвату λ_a . По этим данным были рассчитаны коэффициент диффузии D , среднее время жизни тепловых нейтронов τ и длина диффузии L , вычисляемая при условии $\lambda_a \gg \lambda_s$:

$$D = \lambda_s \cdot V/3, \quad (1)$$

$$\tau = \lambda_a/V, \quad (2)$$

$$L^2 = \lambda_s \cdot \lambda_a/3.$$

Здесь V — скорость тепловых нейтронов, равная $2,2 \cdot 10^5$ см/с.

Указанные нейтронные параметры рассчитаны для пегматитов (объект поисков) и ортоамфиболитов (вмещающая среда) (табл. 4). Химический состав пегматитов и амфиболитов принят средним для поля III.

Судя по данным табл. 4, пегматитовые жилы должны уверенно выделяться в геологическом разрезе скважин методом ННК. Возможные расхождения осредненных нейтронных параметров с фактическими их значениями для условий естественного залегания горных пород могут сводиться к следующему:

длина диффузии тепловых нейтронов будет убывать пропорционально возрастанию влагонасыщенности среды, а также с увеличением содержания элементов с большими сечениями поглощения тепловых нейтронов, например, лития;

увеличение содержания в породах элементов, сильно поглощающих тепловые нейтроны, приведет к значительно более резкому сокращению времени жизни тепловых нейтронов по сравнению с уменьшением длины диффузии.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВМЕЩАЮЩИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Состав вмещающих пород

Среди вмещающих пегматитовых пород по составу можно выделить четыре группы: слюдистые кристаллические сланцы; амфиболовые кристаллические сланцы; амфиболиты; метаморфизованные кислые вулканиды — фельзиты и кварцевые порфиры. Для пегматитового поля I типичны породы двух первых групп с подчиненным развитием амфиболитов, а в поле II резко преобладают амфиболиты, в гораздо меньшей степени развиты слюдистые сланцы и кислые вулканиды.

Слюдистые кристаллические сланцы. Эту группу пород составляют различные биотитсодержащие сланцы: кварц-биотитовые, андалузит-биотитовые, гранат-биотитовые, амфибол-биотитовые, полевошпат-кварц-биотитовые, кварц-двуслюдяные. В основном это мелкозернистые породы лепидогранобластовой, реже порфиробластовой (сланцы с гранатом и андалузитом) структуры. Текстура сланцеватая, иногда полосчатая.

Биотит служит общим минералом слюдистых кристаллических сланцев, составляя до 60% породы. Его чешуйки ориентированы по сланцеватости, размеры их обычно не превышают десятых долей миллиметра. Биотит плеохроирует в бурых тонах, $Nm = 1,640-1,655$. Кварц распространен в виде мелких зерен, иногда образует линзочки и полосы, встречается также в виде включений в другие минералы. Угасание волнистое. Иногда наблюдается рекристаллизация зерен. Полевой шпат представлен обычно плагиоклазом № 25-30, наблюдается в виде изометричных мелких зерен или (реже) порфиробластов, амфибол — в основном роговой обманкой, удлиненные зерна которой ориентированы по сланцеватости. Плеохроирует в зеленых тонах. $C : Ng = 18-20^\circ$. Андалузит и гранат образуют порфиробласты. Мусковит наблюдается в виде чешуек, расположенных обычно параллельно чешуйкам биотита, изредка они субперпендикулярны сланцеватости. Из аксессуарных минералов присутствуют сфен, циркон, ставролит, пирит, апатит, ортит.

У амфиболовых кристаллических сланцев (кварц-амфиболовые, полевошпат-амфиболовые, кварц-биотит-амфиболовые) сланцеватая текстура и нематогранобластовая структура. Часто это полосчатые породы, в которых видно переслаивание агрегата удлиненно-призматических зерен амфибола и полос кварца и плагиоклаза. Минеральный состав пород, %: роговая обманка (до 50), плагиоклаз (10—30), кварц (15—30), биотит (до 25), аксессуарные минералы — ильменит, апатит, сфен, ортит.

Роговая обманка образует вытянутые в плоскости сланцеватости призматические или изометричные зерна и сноповидные агрегаты. Плеохроирует в зеленых тонах. $C : Ng = 18-20^\circ$. Плагиоклаз (№ 30-45) представлен порфиробластами или мелкими зернами. В порфиробластах минерал более основной. Часто корродирован кварцем, вместе с которым создает лейкократовые прослои в сланцах. Кварц наблюдается обычно в виде агрегатов мелких зерен, иногда включений в плагиоклазе.

Амфиболовые сланцы всегда представляют собой метаморфические парапороды, тогда как среди амфиболитов выделяются как пара-, так и ортоамфиболиты.

Амфиболиты — тонко-мелкозернистые массивные, реже рассланцованные темно-серые или зеленовато-черные породы, состоящие из обыкновенной роговой обманки (60—85%) и плагиоклаза (15—40%), с незначительной примесью кварца и биотита. Из аксессуарных минералов наиболее типичен ильменит, реже встречаются циркон, апатит. Структуры пород разнообразны: гетеробластовая, гранонематобластовая, нематогранобластовая, бластоофитовая, бластопойкилоофитовая. В поле III нередко наблюдаются реликтовые диабазовые структуры. В полях I и II преобладают параамфиболиты.

Роговая обманка в массивных разностях амфиболитов обычно образует спутанно-шестоватый агрегат игольчатых, тонкопризматических зерен; в рассланцованных разностях кристаллы ее имеют закономерную субпараллельную ориентировку.

Плагиоклаз в амфиболитах с реликтовыми диабазовыми структурами представлен двумя генерациями: первая — таблитчатыми бластопорфировыми выделениями андезина № 35-50, которые при метаморфизме подвергаются рекристаллизации параллельно с «раскислением» его до олигоклаза. В результате образуется тонкозернистый гранобластовый агрегат плагиоклаза второй генерации, иногда с примесью кварца. При рассланцевании лейкократовый материал амфиболитов образует линзочки, субпараллельные зонки и еще более гранулируется.

Фельзиты и кварцевые порфиры — это афанитовые или тонкозернистые светло-серые породы, состоящие из кварца, плагиоклаза, биотита, иногда калишпата. Структура пород микрогранобластовая и бластопорфировая. Порфировые вкрапленники представлены кварцем, реже плагиоклазом.

Эти породы всегда в той или иной степени милонитизированы. Милонитизация сопровождается перекристаллизацией и дифференциацией материала. Одни участки обогащаются лейкократовым материалом, другие — биотитом. При интенсивном проявлении деформаций и перекристаллизации породы приобретают типичную бластомилонитовую структуру. При этом иногда в них заметно возрастает количество калишпата и биотита ($Nm = 1,655—1,658$). Вмещающие метаморфические породы в пегматитовых полях испытывают разнообразные до-, син- и постпегматитовые изменения.

Изменения вмещающих пород вне связи с пегматитами

В метаморфических толщах пестрого состава выделять до- и постпегматитовые процессы изменения пород довольно сложно, так как минералогически те и другие в ряде случаев бывают очень близки.

Заключительный этап регионального метаморфизма (диафторез) сопровождался перекристаллизацией, мусковитизацией и хлоритизацией мусковита, слабой мусковитизацией андалузита в сланцах. В амфиболовых породах наблюдается, кроме того, замещение амфибола эпидотом и цоизитом вне связи с пегматитовыми телами.

К несомненно допегматитовым изменениям относится процесс преобразования фельзитов и кварцевых порфиров в бластомилониты, а также развитие тонких пунктирно-прерывистых прожилков и линейных зонк существенно плагиоклазового, кварц-плагиоклазового или кварцевого состава, нередко сопровождаемых мелкочешуйчатым биотитом ($Nm = 1,647—1,649$). Иногда совместно с биотитом вокруг линз и прожилков развивается хлорит ($Nm = 1,605$). Кроме того, отмечаются пирит, халькопирит. Интенсивность таких допегматитовых изменений амфиболитов варьирует довольно значительно. Обычно они проявлены слабо, но иногда процесс охватывает большой объем пород, и в этих случаях, как правило, возрастает роль кварца вплоть до образования сети тонких анхимономинеральных кварцевых прожилков, придающих породе полосчатый облик,

что особенно характерно для поля III. В участках развития пегматитов такая полосчатость пересекается контактами жильных тел.

В некоторых полях СССР допегматитовые процессы кремнещелочного метасоматоза развиты очень широко и проявляются в виде серий весьма протяженных и мощных зон биотитизации [Глебов и др., 1973; Кузнецова и др., 1976]. На одном из полей мезозойских сподуменовых пегматитов Сибири процесс допегматитового ослюдения вмещающих пород доходит до образования линз анхимономинеральных протолитионитовых слюдитов в углисто-глинистых сланцах.

Широко развита в изученном поясе эпидотизация как в виде равномерно рассеянной вкрапленности эпидота, так и в виде прожилков, количество которых на отдельных участках может составлять до 40 об. %. Кроме эпидотовых встречаются прожилки разнообразного состава: мономинеральные карбонатные, пренитовые, полевошпатовые, различные полиминеральные с участием названных минералов. В участках, сопряженных с постпегматитовыми тектоническими нарушениями, проявлен также процесс поздней хлоритизации.

Минеральные изменения вмещающих пород вокруг пегматитов

В экзоконтактах пегматитов вмещающие породы практически всегда в той или иной степени изменены. Вблизи жил наблюдается множество новообразованных минералов: щелочной амфибол, эпидот-цоизит, микроклин, кальцит, сфен, альбит, сульфиды. Еще более характерны для околожильных ореолов мусковит, апатит и флюорит. Однако наиболее типичные экзоконтактовые минералы редкометалльных жил — это литийсодержащие железо-магнезиальные слюды, гольмквистит, турмалин, литиевые хлориты. Определенный набор вторичных минералов и стадийный характер околожильных метасоматических процессов отражают общие закономерности формирования ореолов редкометалльных пегматитов. Однако в разных полях особенности минеральных преобразований могут существенно различаться в зависимости от типа пегматитов и состава вмещающих пород. Более того, последовательность их может быть неодинаковой в связи с различным ходом процессов кристаллизации и аутометасоматических изменений пегматитов.

Практически всегда можно выделить магматический и послемагматический этапы формирования редкометалльных пегматитов, но в разных полях роль каждого из них, а также последовательность разных стадий послемагматического этапа не всегда одинаковы. Так, в поле I вслед за магматическим этапом в пегматитах следует стадия гидролиза — образования метасоматических ассоциаций с преобладанием кварца и мусковита, которая предшествует на послемагматическом этапе стадии метасоматической альбитизации. В поле II аналогичный гидролизу по своей сути процесс грейзенизации протекает позже формирования альбитовых зон, что обусловлено высоким потенциалом натрия в расплаве-растворе, приводящем к первичной кристаллизации основной массы альбита еще на позднемагматическом этапе. Это находит отражение и при формировании ореолов.

Минеральные преобразования стадии гидролиза, наиболее характерные для поля I, определяются активностью летучих компонентов при пониженной щелочности растворов и выражаются в мусковитизации плагиоклаза и биотита, новообразовании апатита, турмалина. Мусковитизация проявляется только в биотитсодержащих сланцах. Замещающая первичный (метаморфического этапа) биотит, мусковит сохраняет его ориентировку. Мощность ореолов мусковитизации от 5 до 15, иногда до 25 м. Наиболее сильно этот процесс развивается около жил с интенсивно проявленным кварц-мусковитовым замещением. Для этих же жил характерно развитие в ореолах турмалина. В узких приконтактовых оторочках с резким преобладанием турмалина присутствуют, кроме того, мусковит,

кварц и апатит. Мелкие зерна турмалина наблюдаются в сланцах на расстоянии до 7 м от контактов.

Параллельно с мусковитизацией биотитсодержащих сланцев в амфиболитах и амфиболовых сланцах происходит замещение роговой обманки вторичным амфиболом ($N_g = 1,672$, $N_p = 1,655$), сопровождаемое раскислением плагиоклаза от андезина № 30-40 до олигоклаза № 20-25. Эти изменения наиболее присущи внешним зонам ореолов.

Самыми характерными экзоконтактовыми изменениями редкометалльных пегматитов любых типов являются процессы развития в щелочную стадию гольмквистита, слюд ряда биотит — циннвальдит и литиевого хлорита, коррелирующиеся по времени с формированием в пегматитах альбитовых зон, независимо от способа образования последних. В связи с этим необходимо отметить, что в поле III при преимущественном развитии альбитовых зон в лежащем боку пологих жил интенсивность экзоконтактовых процессов и размеры ореолов значительно больше со стороны лежащего, а не висячего контакта жил.

Четкие зональные метасоматические колонки в экзоконтактах жил относительно редки и наблюдаются лишь в однородной вмещающей среде, чаще всего в массивных амфиболитах, где мощность минеральных ореолов обычно незначительна. В одностадийных колонках внешние зоны перекристаллизации пород последовательно сменяются зонами гольмквиститизации, ослюденения (биотит — циннвальдит), реже хлоритизации. Зоны хлоритизации широко развиты лишь в поле III. В отдельных разрезах та или иная зона может выпадать. Часто встречаются ореолы, представленные только одной зоной.

В приконтактовых зонах интенсивных преобразований амфиболовых пород возникают специфические биотит-гольмквиститовые метасоматиты, содержащие иногда эпидот-цоизит и карбонат, анхимономинеральные слюдиты и хлоритолиты [Загорский, 1978]. Слюдиты и хлоритолиты часто содержат флюорит. Анхимономинеральные метасоматиты не образуют сплошных оторочек. Слюдиты, хлоритолиты, гольмквистит-биотитовые, цоизит-биотитовые метасоматиты щелочной стадии представляют собой фациальные аналоги, формирующиеся в условиях различных соотношений активностей летучих компонентов и щелочей в воздействующих растворах [Загорский, Макагон, 1980].

Гольмквистит развивается преимущественно в амфиболсодержащих породах, гораздо реже его можно встретить в биотитовых сланцах. Он образует игольчатые, длиннопризматические, копьевидные кристаллы от светло-серого с буроватым оттенком до темно-фиолетового цветов. Нередко гольмквистит нарастает на концы зерен роговой обманки, как бы продолжая их в виде длинных тонких игл. Следует подчеркнуть тесную связь гольмквистита с вторичным биотитом, однако в анхимономинеральных слюдитах он не встречается. В поле III при наличии слюдитов гольмквистит появляется на некотором расстоянии от контактов жил — в зонах слабой или умеренной биотитизации амфиболитов; с удалением от пегматитов он нередко становится единственным вторичным минералом во внешних зонах измененных пород. Но ореолы гольмквиститизации без биотита крайне редки, тогда как ореолы биотитизации без гольмквистита обычны. В поле I, где наблюдается частое переслаивание различных по составу и характеру трещиноватости сланцев, распределение гольмквистита в экзоконтактах пегматитов очень неравномерное. Интенсивно гольмквиститизированные прослои могут чередоваться с биотитизированными либо практически неизмененными разностями пород. Гольмквистит фиксируется на расстоянии до 15 м от пегматитовых жил.

Процесс образования вторичных слюд в ореолах* развит наиболее широко. В массивных амфиболитах поля II единичные чешуйки коричневого биотита появляются на расстоянии 2—3 м, иногда до 20 м от пегматитовых жил. Вблизи контактов слабо ослюденелые амфиболиты нередко

* Далее будем именовать его биотитизацией.

постепенно, но на коротком интервале, переходят в слюдиты, состоящие на 80—95% из среднечешуйчатого агрегата слюды с примесью флюорита, кварца, рудных минералов, равномерно рассеянных в виде мелких включений в слюде. Ильменит замещается каемками сфена. Структура пород лепидобластовая, с элементами пойкилобластовой. Мощность слюдитовых оторочек достигает 1,5 м.

Иногда на контакте с альбитовым пегматитом в зоне 0,2—0,3 м слюдиты приобретают «очковую» текстуру за счет порфиробласт альбита № 8-10 с нечеткими границами, количество которых увеличивается ближе к контактам. Порфиробласты альбита содержат включения апатита — минерала, типоморфного для приконтактовых альбитовых зон пегматита.

В поле IV выделяются два типа слюдитов: флюорит-биотитовые с обильным арсенопиритом (до 8%), описанные А. И. Гинзбургом с соавторами [1972] и М. П. Глебовым с соавторами [1974]; апатит-цинвальдитовые, ассоциирующие с анхимономинеральными турмалинитами.

В амфиболсодержащих сланцах, так же как и в амфиболитах, биотит развивается в первую очередь по амфиболу параллельно с замещением ильменита сфеном. Вторичный биотит отличается от метаморфического по более светлым цветам плеохроизма, «лапчатой» форме чешуек, ориентированных иногда под углом к плоскости сланцеватости, по отсутствию углистых включений. Показатель преломления N_m варьирует в широких пределах (1,590—1,640). В безамфиболовых слюдитых сланцах происходит интенсивная перекристаллизация первичного биотита (с обогащением его редкими щелочами).

Корреляции между мощностью пегматитовых жил и мощностью ореолов биотитизации обычно не наблюдается, но отмечается прямая связь интенсивности этого процесса с количеством альбита в пегматитах.

Распределение вторичного биотита в экзоконтактовых породах неравномерное, что обусловлено большим разнообразием состава пород и особенностями характера их трещиноватости. Иногда вторичный биотит развивается от контактов пегматитовых жил в виде полос по зонам рассланцевания. Ореолы биотитизации в сланцах обычно гораздо шире, чем в амфиболитах. Так, в поле I новообразованный биотит в сланцах отмечается на расстоянии до 70 м от жильных тел, а в зоне мощностью около 20 м он является обычным минералом, тогда как в амфиболитах биотитизация, как правило, распространена в более узких зонах. В поле II интенсивность ослюденения амфиболитов может существенно различаться даже на соседних участках экзоконтакта одного и того же тела. Общая ширина минеральных ореолов заметно возрастает в тех случаях, когда кроме приконтактовой зоны интенсивного ослюденения этот процесс спорадически проявляется в участках наибольшей трещиноватости и рассланцевания пород, чередующихся с неизменными амфиболитами.

Процессы биотитизации вмещающих пород часто сопровождаются раскислением плагиоклаза до альбита, образованием сульфидов, из которых наиболее характерны пирит, халькопирит, арсенопирит, лёллингит. Альбитизация плагиоклаза происходит обычно одновременно с понижением общего количества этого минерала в породе.

В поле III кроме описанных процессов исключительно широко развита хлоритизация вмещающих пород в экзоконтактах пегматитов. По распространенности в ореолах хлорит здесь вполне сопоставим с биотитом, а на некоторых участках преобладает. Как и биотит, он образуется в щелочную стадию.

Очень часто на контактах с пегматитами амфиболиты преобразуются в специфические мелкочешуйчатые зеленовато-серые породы, состоящие из хлорита (60—90%), кварца (7—35%), лейкоксена (2—3%), олигоклаза № 20-25 (до 2%), кальцита (0—3%), флюорита (до 10%), очень редко эпидота (до 2%). В единичных случаях отмечаются апатит и турмалин. Структура пород пойкилолепидобластовая, редко гранолепидобластовая. Хлорит слабо плеохроирует в зеленовато-серых и светло-серых тонах, по составу соответствует прохлориту, показатель преломления N_m ко-

того варьирует в пределах 1,618—1,628. Присутствующий в породе лейкоксен разбивается, вероятнее всего, по ильмениту, реликтов которого не сохраняется.

Описанные существенно хлоритовые породы (хлоритолиты) развиты только на контактах с пегматитами в виде прерывистых оторочек мощностью до 1,2 м и в ксенолитах. Мощность зон частичной хлоритизации может достигать нескольких метров. Практически везде, где на контактах с пегматитами отсутствуют зоны биотитизации, имеет место хлоритизация амфиболитов. В то же время хлоритовые породы иногда участвуют в строении зональных ореолов, занимая тыловые позиции по отношению к внешним зонам ослюденения. Но в таких колонках никогда не участвуют анхимономинальные слюдиты. Количество биотита во внешних зонах ослюденения обычно не превышает 30%. Часто породы, визуальнo диагностируемые как слюдиты, оказываются на 50—80% сложены хлоритом в ассоциации с биотитом.

По простирацию пегматитовых жил наблюдается то зона хлоритизации амфиболитов, то зональная колонка (редко) с внутренней зоной хлоритизации и внешней — биотитизации, то зона биотитизации, развивающаяся непосредственно от контакта. Наблюдались и более сложные случаи зональности в экзоконтактах отдельных жил, когда внутренняя зона представлена турмалинитом, промежуточной служит зона хлоритизации, а внешней — зона биотитизации. В экзоконтактовых зонах пегматитов в поле I количество хлорита обычно невелико.

Наиболее инертными породами в процессах экзоконтактовых изменений являются кислые вулканиты — в различной степени милонитизированные фельзиты и кварцевые порфиры. Для них характерна лишь хлоритизация биотита на расстоянии до 6 м, а иногда (по локальным зонам) до 15 м от пегматитовых тел. В единичных случаях в них отмечаются апатит, флюорит и биотит-протолитионит, аналогичный вторичным слюдам из экзоконтактов пегматитов в амфиболитах. Несколько чаще встречается турмалин.

В экзоконтактах пегматитовых тел с проявленной более поздней с т а д и е й г р е й з е н и з а ц и и развивается кварц-мусковит-турмалиновая ассоциация вплоть до образования непосредственно на контактах маломощных (2—7 см) оторочек анхимономинальных турмалинитов. Данная минеральная ассоциация часто накладывается на метасоматиты щелочной стадии. В некоторых случаях при этом происходит осветление вторичных экзоконтактовых слюд с изменением их состава в сторону фенгит-мусковита [Загорский, Макрыгин, 1976].

Состав вмещающих пород оказывает активное влияние на интенсивность развития продуктов той или иной стадии метасоматоза в ореолах пегматитов, служа своеобразным «буфером» экзоконтактовых процессов. Особенно наглядно это проявляется при залегании пегматитовых жил в толщах переслаивания контрастных по составу пород. В результате около одного и того же тела в основных амфиболовых сланцах и амфиболитах интенсивно протекают процессы развития гольмквистита, биотита-динивальдита, литиевых хлоритов, тогда как в более кислых слюдистых сланцах или гранитах гораздо интенсивнее реализуются процессы стадии гидролиза (грейзенизации) — мусковитизация, турмалинизация. Однако следует отметить, что турмалин представляет собой проходящий минерал и может развиваться также и в щелочную стадию совместно с биотитом при наличии бора в растворах, хотя и не столь интенсивно, как в стадию гидролиза или грейзенизации пегматитов. А в поле I турмалин развивается и в связи с гранитообразованием, создавая ореол вокруг гранитного массива, а также в связи с поздними кварцевыми прожилками, т. е. здесь поступление бора в зоны минералообразования осуществлялось на всех этапах преобразования пород.

В пегматитовых полях характер и интенсивность экзоконтактовых преобразований одних и тех же пород могут существенно варьировать. Показательный пример — главный участок поля III, который по особен-

постям ореолов можно разделить на три части, пространственно совпадающие с тектоническими блоками [Загорский, 1977]. Подробнее этот вопрос будет рассмотрен далее.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРВИЧНОГО ПОЛЯ РАССЕЙНИЯ

Внедрение пегматитовых расплавов во вмещающие породы и особенно эволюция их в процессе кристаллизации сопровождаются явлениями массообмена, которые неизбежно приводят к образованию ореолов (геохимических аномалий) различных элементов вокруг пегматитовых жил. Изменения химического состава вмещающих пород определяются характером их минеральных преобразований в экзоконтактах пегматитов. По сравнению со сланцами амфиболиты подвергаются более интенсивным химическим преобразованиям в связи со значительным отличием их состава от состава пегматитовых расплавов и соответственно их флюидных отщеплений, обуславливающих экзоконтактовые процессы.

Петрогенные элементы

Петрохимические особенности эндогенных ореолов редкометалльных пегматитов рассмотрены авторами ранее [Загорский, Макагон, 1980]. Данные о химическом составе пород из экзоконтактов пегматитов только двух наиболее детально изученных полей приведены в табл. 5. Метаморфические породы подразделяются на три группы, наиболее резко различающиеся по главным компонентам: разнообразные биотитовые сланцы; амфиболиты и амфиболовые сланцы; кислые метаэффузивы — метаморфизованные и в различной степени милонитизированные фельзиты и кварцевые порфиры. В первых из них высоки содержания Si, K и H₂O, во вторых — Ti, Fe, Mg, Ca, Na (см. табл. 5), что согласуется с их минеральным составом. Амфиболиты близки к среднему составу габбро, а фельзиты и кварцевые порфиры ближе всего стоят к липаритам — риолитам по Р. Дэли [Четвериков, 1956].

Допегматитовые процессы биотитизации и окварцевания амфиболовых пород близки по химической направленности к процессу гранитизации и приводят к обогащению их кремнием, калием, натрием и водой параллельно с выносом кальция, магния, алюминия, железа и титана. Аналогичные по химизму изменения характерны и для процесса кремнещелочного метасоматоза при формировании редкометалльных пегматитов европейской части Советского Союза [Глебов и др., 1973; Кузнецова и др., 1976].

Милонитизация кислых эффузивов с преобразованием их в бласто-милониты сопровождается привносом калия, натрия, алюминия, магния, железа, воды и выносом кремния. При этом наблюдается сближение составов продуктов допегматитовых изменений основных пород и милонитизации (с метасоматозом) кислых эффузивов.

При гольмквиститизации амфиболсодержащих сланцев и амфиболитов во вмещающие породы привносятся Li, а выносятся Ca, Na, Mg, Fe²⁺, иногда Ti. Повышенные содержания K в них обусловлены наличием сингенетического с гольмквиститом биотита, часто присутствующего в зонах гольмквиститизации.

Гораздо более резкое изменение химического состава пород, в первую очередь амфиболитов, происходит при их ослоденении, особенно при образовании анхимономинеральных слюдитов. Сущность этого процесса во всех полях заключается в привносе в экзоконтактовые зоны больших количеств K (и редких щелочей), F, H₂O, очень часто P и выносе Ca, Na, Mg, Fe. Поведение Si, Al, Ti зависит от особенностей пегматитов и состава вмещающих пород. Как показывают результаты расчетов баланса вещества атомно-объемным методом, в поле II Si при образовании слюдитов по амфиболитам выносятся из экзоконтактовых зон, тогда как в поле I на-

Химический состав пород в экзокон

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O
Поле I											
1	48,34	2,32	13,85	3,57	12,84	0,22	5,48	10,20	1,35	0,22	0,060
2	50,65	2,01	13,89	3,08	11,67	0,25	4,74	6,84	2,18	0,32	Не опр.
3	48,93	3,34	13,03	3,83	17,51	0,29	3,97	2,70	0,40	1,17	»
4	50,10	2,14	13,92	3,60	12,48	0,29	5,26	5,27	0,24	1,17	»
5	57,98	1,28	12,57	1,19	15,62	0,26	1,78	3,84	0,61	0,94	»
6	56,18	0,52	11,87	2,37	10,42	0,18	4,94	0,23	0,05	3,56	»
7	62,16	1,40	15,56	1,75	6,02	0,10	2,25	5,10	0,93	1,96	0,056
8	62,32	1,18	15,38	2,07	5,48	0,06	2,47	1,64	2,37	3,16	0,021
9	60,30	1,04	16,22	3,14	6,11	0,07	2,47	1,58	2,10	4,16	0,045
10	62,30	1,10	15,80	2,70	5,60	0,06	2,30	1,02	1,65	3,40	
Поле II											
11	49,10	1,69	13,48	2,51	12,66	0,24	5,64	9,94	2,44	0,22	0,005
12	47,52	1,67	13,24	3,15	10,96	0,27	7,70	11,31	1,90	0,28	0,005
13	48,09	1,55	13,36	15,51*	Не опр.	0,31	6,47	11,11	1,90	0,29	0,005
14	60,00	0,62	10,31	14,72*	»	0,21	4,47	4,90	2,23	0,77	0,010
15	48,98	2,06	11,58	2,64	14,36	0,28	6,10	7,85	2,21	0,15	Не опр.
16	49,25	1,71	13,88	2,46	11,85	0,31	6,32	9,11	1,75	0,85	»
17	48,80	1,43	13,34	14,90*	Не опр.	0,37	6,92	9,26	1,44	0,95	»
18	44,04	1,80	12,08	1,90	11,49	0,20	5,85	5,32	0,03	4,62	»
19	45,37	1,09	17,15	10,59*	Не опр.	0,31	4,11	5,08	0,43	5,09	»
20	50,26	1,45	13,36	4,07	9,51	0,33	6,35	7,01	1,15	0,61	»
21	49,64	1,56	14,49	2,85	13,29	0,23	8,66	1,19	0,14	0,22	0,060
22	46,49	1,15	15,36	16,58*	Не опр.	0,60	7,15	1,41	0,18	0,29	Не опр.
23	48,16	1,78	13,03	2,47	11,31	0,25	6,45	6,66	0,75	0,12	»
24	43,88	1,82	12,61	4,31	9,51	0,57	6,41	9,39	0,31	0,41	»
25	75,20	0,44	11,91	0,64	3,71	0,06	0,03	1,91	2,04	3,00	0,030
26	69,81	0,40	12,94	5,95*	Не опр.	0,05	0,73	1,20	2,64	4,90	0,090
27	46,47	0,89	19,98	8,65*	»	0,25	3,81	1,36	0,14	6,16	Не опр.

Примечания: 1. Образцы: 1 — неизменный амфиболит; 2 — очень слабо биотитизированный; 5 — интенсивно голмквиститизированный кварц-амфиболовый сланец с биотитом; 6 — 10 — кварц-биотитовый сланец с мусковитом, турмалином и перекристаллизованным биотитом; амфиболит в зоне допегматитовых изменений (среднее из 3); 15 — голмквиститизированный амфиболит (среднее из 4); 18 — протолитионитовый слюдит; 19 — то же (среднее из 6); 23 — хлорит с флюоритом; 24 — кварц-биотит-хлоритовый метасоматит; 25 — фельзит; 26 — бла. А анализы образцов 13, 14, 17, 19, 22, 26, 27 выполнены рентгеноспектральным методом.

2. В графе Fe₂O₃ звездочкой помечены анализы суммарного железа.

блюдается незначительное увеличение его содержания в зонах интенсивного ослюденения. При образовании биотитовых слюдитов в поле I Al выносятся из приконтактных зон, а в поле II образование протолитионитовых и цинвальдитовых слюдитов по амфиболитам сопровождается его привносом во вмещающие породы. Преобразование фельзитов в слюдиты протекает при интенсивном выносе из пород кремния и натрия и привносе алюминия, калия, магния и железа.

По содержаниям петрогенных элементов вторичные хлоритовые породы довольно близки к амфиболитам, за исключением более низких (иногда на порядок) содержаний Ca и Na, а также очень больших количеств летучих компонентов. Однако расчеты баланса вещества показывают, что при интенсивной хлоритизации амфиболитов из экзоконтактных зон выносятся также Si, Al, Fe, Mg, Ti. Поведение Ca определяется активностью F, связывающего Ca во флюорите.

Сланцы в экзоконтактах пегматитов обычно испытывают менее резкие химические преобразования. Интенсивная мусковитизация их приводит к снижению в экзоконтактных зонах содержаний Ca, Na, иногда Ti и повышению содержания Si. Процессы перекристаллизации первичного биотита и особенно новообразования вторичного биотита сопровождаются, как и при ослюденении амфиболитов, привносом из пегматитов в экзоконтактные зоны K (и редких щелочей), иногда R, H₂O.

тактах редкометалльных пегматитов

Rb ₂ O	Cs ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O общ	F	П. п. п.	-F=O	Σ
Поле I							
0,003	0,007	0,24	0,84	Не обн.	Не опр.	Не обн.	99,73
0,010	0,080	0,31	2,16	»	»	»	99,31
0,080	0,300	0,09	2,80	0,20	»	0,08	99,94
0,310	1,640	0,05	1,68	0,15	»	0,06	100,44
0,040	0,120	0,17	1,98	0,12	»	0,05	99,20
1,120	5,060	0,25	2,62	0,58	»	0,24	100,31
0,009	0,004	0,22	2,48	Не обн.	»	Не обн.	99,94
0,013	0,002	0,23	3,49	»	»	»	99,94
0,014	0,002	0,20	2,30	»	»	»	99,74
0,160	0,210	0,10	2,30	0,35	»	0,14	99,37
Поле II							
0,002	Не обн.	0,22	2,05	Не обн.	Не опр.	Не обн.	100,17
0,002	0,001	0,25	1,66	»	»	»	99,92
0,003	Не обн.	0,15	Не опр.	Не опр.	0,90	Не опр.	99,65
0,003	0,002	0,26	»	1,45	1,45	»	99,96
0,070	0,010	0,29	2,11	0,40	Не опр.	0,04	99,28
0,080	0,020	0,19	1,23	0,30	»	0,10	99,83
0,070	0,050	0,14	Не опр.	Не опр.	0,71	Не опр.	99,52
2,83	2,760	0,29	4,30	1,20	Не опр.	0,50	99,18
1,86	1,220	0,25	Не опр.	Не опр.	4,70	Не опр.	99,63
0,040	0,010	0,32	4,48	0,20	Не опр.	0,08	99,42
0,100	0,005	0,06	7,32	0,12	»	0,05	100,01
0,050	0,010	0,22	Не опр.	»	9,71	Не опр.	99,49
0,030	0,030	0,28	6,32	3,55	Не опр.	1,49	100,06
0,090	0,050	0,31	6,19	6,55	»	2,75	99,98
0,010	0,010	0,03	0,49	0,20	»	0,08	99,61
0,020	0,035	Не обн.	1,10	0,23	»	0,09	99,93
2,89	1,630	0,58	2,98	3,12	»	1,32	99,80

рованный амфиболит; 3, 4 — интенсивно гольмквиститизированные амфиболиты со слабой биотитизацией; 7 — полвошпат-кварц-биотитовый сланец; 8, 9 — кварц-биотитовые сланцы; 11, 12 — амфиболит; 13 — амфиболит (среднее из 9); 14 — биотитизированный окварцованный амфиболит; 16 — гольмквиститизированный амфиболит с биотитом (среднее из 3); 17 — биотитизированный амфиболит; 20 — интенсивно хлоритизированный амфиболит; 21 — хлоритолит; 22 — то же (среднее из 3); 23 — мильонит по фельзиту; 27 — протолитизированный слюдит по милонитизированному фельзиту.

Таким образом, наиболее общими петрохимическими признаками любых минеральных преобразований вмещающих пород в экзоконтактах редкометалльных пегматитов являются снижение содержания кальция и натрия и обогащение другими щелочными элементами и летучими компонентами, особенно водой и фтором.

Несмотря на довольно существенные изменения химического состава вмещающих пород в экзоконтактах пегматитов, мощности зон, аномальных по содержанию петрогенных элементов, невелики (1,5—2 м). Такие зоны пространственно совпадают с визуально хорошо диагностируемыми зонами интенсивных минеральных преобразований вмещающих пород, особенно с анхимономинеральными слюдитами и хлоритолитами. Для фтора сказанное иллюстрируется данными табл. 6.

Редкие щелочные элементы

Эта группа элементов представляет наибольший интерес при изучении ореолов редкометалльных пегматитов. Именно их принято считать основными индикаторами редкометалльных пегматитов во вмещающих породах [Виноградова и др., 1972; Геохимические поиски..., 1968; Загорский и др., 1977; Зубов, 1978; Макагон и др., 1974; Щербин, Осетров, 1961; и др.].

В табл. 6 приведены средние содержания редких щелочей в различных

Среднее содержание калия, натрия, фтора (%) и редких щелочных элементов (г/т) в экзоконтактах пегматитов

Порода	Кол-во проб	K	Na	Li	Rb	Cs	$\frac{K}{Rb+Cs}$	$\frac{K}{Cs}$	$\frac{Li}{Rb+Cs}$	$\frac{Rb}{Cs}$	F
Поле I											
Неизмененные амфиболиты и амфиболовые сланцы с биотитом	13	1,25	1,47	144	73	20	134	658	1,5	3,6	0,05(10)
Неизмененные биотитовые сланцы	31	2,60	1,10	175	152	40	135	650	0,1	3,8	0,12(20)
Слабо биотитизированные амфиболиты	5	0,71	1,47	400	242	528	9,2	13	0,8	0,5	Не опр.
Амфиболовые породы, слабо биотитизированные и интенсивно гольмквиститизированные	7	0,78	0,39	Не опр.	545	1453	3,9	15		3,8	0,15(5)
Зоны интенсивной биотитизации в амфиболовых породах	11	2,22	0,88	Не опр.	3087	8991	1,7	2,5	0,1	0,9	Не опр.
Слабо измененные биотитовые сланцы	16	2,92	1,07	500	318	513	31	57	0,8	0,6	0,12(20)
Интенсивно перекристаллизованные биотитовые сланцы, иногда с мусковитом	7	3,22	0,89	Не опр.	1301	1753	11	19		0,8	0,28(15)
Турмалинитовые оторочки	7	1,22	1,40	500	720	106	15	12	0,9	0,7	Не опр.
Поле III											
Амфиболиты											
за пределами пегматитового поля	12	0,30	1,60	17	10	4	188	750	1,1	1,7	Не опр.
неизмененные в пределах поля	14	0,32	1,67	50	17	6	150	533	2,3	3,8	0,07(15)
в зонах донепегматитовой биотитизации	10	0,89	1,68	78	26	8	280	1112	2,3	4,2	Не опр.
вблизи контактов пегматитов	5	0,67	1,10	315	250	220	16	30	1,4	1,0	»
без видимых минеральных изменений											
вблизи контактов пегматитов	19	0,28	1,58	271	85	16	35	175	3,8	15	»
гольмквиститизированные с редким биотитом	10	0,25	1,96	500	124	48	18	52	4,7	4,6	0,11(13)
слабо биотитизированные	12	0,46	1,60	500	210	105	24	44	1,7	2,3	0,09(10)
интенсивно биотитизированные	14	1,24	1,00	500	2120	1510	8,1	8,2	1,6	1,6	0,61(25)
Анхимономинеральные слюдиты	8	5,90	0,37	Не опр.	2,36%	1,33%	1,4	4,3	2,2	2,2	2,11(19)
Хлоритизированные амфиболиты с биотитом	5	0,69	0,63	500	284	110	24	6,3	1,3	4,2	0,93(15)
Анхимономинеральные хлоритолиты	8	0,21	0,72	500	107	110	15	1,9		1,7	
Милонитизированные фельзиты и кварцевые порфиры	14	2,98	1,82	90	97	13	334	2290	1,7	14	Не опр.
Они же вблизи пегматитов	17	2,22	1,53	452	205	91	94	244	1,6	3,7	»
Бластомилониты по кварцевым порфирам вдали от пегматитов	2	6,24	1,21	190	362	24	178	2600	0,46	16	»
Слабо ослюденелые фельзиты в экзоконтакте пегматита	2	1,97	2,13	500	757	453	27	43	0,42	1,4	»
Анхимономинеральный слюдит по бластомилониту	1	6,16	0,10	Не опр.	2,6%	1,55%	1,5	4,0		1,6	»

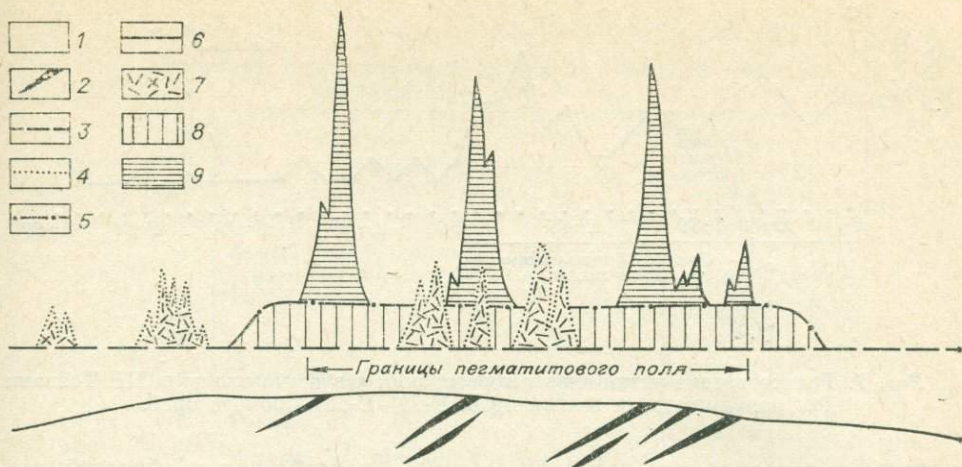


Рис. 6. Обобщенный геохимический профиль через пегматитовое поле.

1 — амфиболиты; 2 — пегматитовые жилы; 3 — уровень первичных содержаний элементов во вмещающих породах; 4 — аномалии этапа допегматитового метасоматоза; 5 — ореол пегматитового поля в целом; 6 — синпегматитовые околожильные ореолы; 7—9 — компоненты полигенных аномалий: допегматитового этапа (7), ореола пегматитового поля в целом (8), синпегматитовых околожильных ореолов (9).

типах метаморфических и метасоматических пород, вмещающих редкометалльные пегматиты, а на рис. 6 — обобщенный геохимический профиль через пегматитовое поле для редких щелочей.

Так же как и в полях гидротермальных рудных месторождений [Таусон, 1974], эндогенные ореолы в редкометалльных пегматитовых полях полигенны [Загорский и др., 1977]. Поэтому очень важно выделить синпегматитовую компоненту в той общей картине полей аномальных концентраций, которую получает исследователь при геохимическом изучении вмещающих пород, испытавших до-, син-, а часто и постпегматитовые преобразования.

Процессы формирования допегматитовых метасоматитов приводят к образованию аномалий редких щелочей, контрастность которых обычно невелика (в 2—5 раз выше фона). Однако иногда, как уже указывалось выше, эти процессы локально могут быть проявлены очень интенсивно, вплоть до образования линз анхимономинеральных слюдитов. В таких случаях допегматитовые аномалии сопоставимы по контрастности с околожильными ореолами и могут даже превосходить их.

В полях с однородными по составу вмещающими породами удается надежно выявить малоcontrastные, но устойчивые в большом объеме, объединяющем все редкометалльные пегматиты, аномалии редких щелочей, чаще всего Li, с низкой дисперсией содержаний. Это ореолы пегматитовых полей в целом (см. рис. 6). Так, в поле III, по данным количественного анализа, за пределами области развития пегматитовых жил содержания Li в 3, Rb в 1,7, Cs в 1,5 раза ниже, чем в неизмененных породах вдали от пегматитов, но в пределах поля. Однако, по данным приближенно-количественного анализа, ореол поля надежно устанавливается лишь для лития. В плане литиевый ореол поля распространяется на расстояние до 800 м от границ выходов на поверхность пегматитовых тел (рис. 7). Такие ореолы не сопровождаются появлением новых минералов-концентраторов, а обусловлены изоморфным вхождением щелочных элементов в амфиболы (Li) и слюды (Li, Rb, Cs). Так, в пегматитовом поле III роговая обманка амфиболитов в ореоле поля содержит в 3—4 раза больше лития, чем в тех же породах, но за пределами полосы развития пегматитов.

Для ореолов поля характерна низкая дисперсия содержаний. Они формируются непосредственно перед внедрением пегматитов, вероятнее всего под воздействием газовых эманаций, имеющих общий источник с пегматитовыми расплавами-растворами, но опережающих последние. Прост-

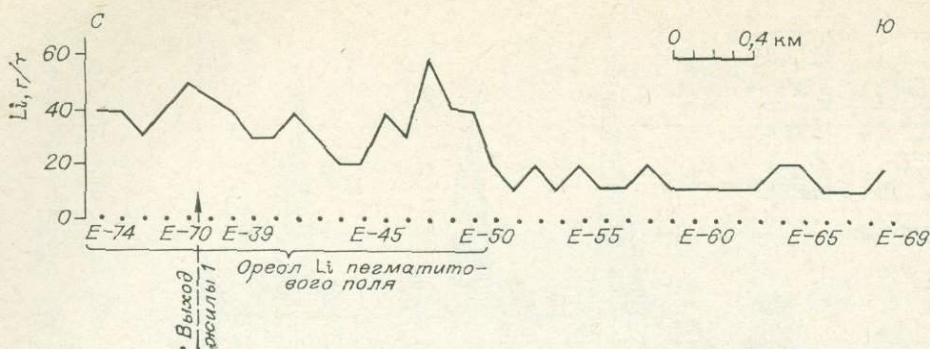


Рис. 7. Распределение лития вкост простирания пегматитового поля III. Точками показаны места взятия проб. E-74—E-69 — номера проб.

ранственное совпадение результатов такого воздействия и областей распространения пегматитовых жил объясняется, скорее всего, повышенной проницаемостью этих зон как в предпегматитовый, так и в собственно пегматитовый этапы развития единой магматической системы. Генетически такие ореолы параллелизуются с эманационными ореолами интрузий по Л. В. Таусону [1974].

Ореолы полей служат фоном для околожилных ореолов пегматитовых жил (см. рис. 6). В различных типах пород фоновые содержания редких щелочей неодинаковы. Разные биотитовые сланцы по сравнению с амфиболовыми сланцами и амфиболитами обогащены всеми редкими щелочами, особенно рубидием и цезием. Амфиболиты поля III в 3—5 раз беднее этими элементами, чем амфиболовые породы поля I. Кислые метаэффузивы по содержаниям Rb близки к амфиболовым породам поля I, но содержат в 1,5 раза меньше лития и цезия. Главный минерал-концентратор редких щелочей, особенно Rb и Cs, — биотит. Это подтверждается четкой положительной корреляцией между калием, который является показателем количества биотита, и Rb и Cs, а также близкими значениями отношения $K/(Rb + Cs)$ в породах с неодинаковыми уровнями содержания щелочей.

Распределение редких щелочей в ореолах вокруг пегматитовых жил находится в соответствии с особенностями экзоконтактовых изменений вмещающих пород (см. табл. 6). Биотитизация амфиболитов и амфиболовых сланцев и перекристаллизация биотита в биотитовых сланцах — наиболее широко развитый процесс, приводящий к обогащению экзоконтактовых зон пегматитов этими элементами. Уже в слабо биотитизированных амфиболитах по сравнению с фоном концентрации Li, Rb и Cs увеличиваются на порядок. В зонах гольмквиститизации преимущественно накапливается Li, концентрации Rb и Cs возрастают от почти фоновых до превышающих фон в 20—25 раз (что зависит от количества биотита, обычно присутствующего в этих зонах). Гольмквиститизированные породы выделяются среди измененных пород максимальными значениями отношения $Li/(Rb + Cs)$. Наиболее высокий уровень содержания редких щелочей характерен для анхимономинеральных слюдитов — до 3,5% рубидия и 5% цезия.

С усилением биотитизации в экзоконтактовых зонах возрастает относительная роль наиболее щелочных элементов — Rb и Cs. В ряду пород с разным количеством биотита от неизмененных безбиотитовых амфиболитов до слюдитов значения отношения $K/(Rb + Cs)$ снижаются на 1—2 порядка, и в цезиеносных полях могут опускаться до 0,5—0,6. Соотношения между Li, Rb и Cs в специализированных поясах редкометальных пегматитов различные. Кроме наиболее широко известных в связи с поллукитовыми пегматитами цезиевых биотитовых слюдитов [Овчинников и др., 1972] выделяются цезий-рубидиевые ($Li : Rb : Cs = 1,5 : 6,5 : 3,0$) протолитионит-циннвальдитовые с содержаниями Rb до 3% в экзоконтактах танталоносных пегматитов, цезий-литий-рубидиевые ($Li : Rb : Cs = 3,5 :$

Таблица 7

Содержание лития в роговой обманке из экзоконтактовых зон танталоносных пегматитов, г/т

№ образца	Характеристика пород	Расстояние от пегматита, м	Li
1	Амфиболит за пределами области развития пегматитов	>700	<2
2	То же	700	8
3	»	700	6
4	»	700	<2
5	Неизменный («фоновый») амфиболит в пределах ореола поля	100	20
6	То же	120	30
7	Условно неизменный амфиболит из внешней («изоморфной») зоны околожильного ореола	1,6	260
8	То же	1,0	240
9	»	7,3	280
10	Биотитизированный амфиболит	0,5	390
11	»	1,0	320
12	»	0,1	370
13	»	0,1	370
14	Гольмквиститизированный амфиболит	1,6	350
15	»	2,0	370

: 4,0 : 2,5) апатит-цинвальдитовые и рубидий-цезиевые ($Li : Rb : Cs = 0,3 : 2,0 : 7,7$) флюорит-биотитовые разности этих пород в полях комплексного типа [Загорский, Макагон, 1980].

Интенсивное ослюденение кислых эффузивов в экзоконтактах пегматитов приводит к формированию слюдитов, которые аналогичны по содержанию редких щелочей и их соотношениям слюдитам, развивающимся по амфиболовым породам, т. е. околожильный метасоматоз приводит к сближению даже резко различных по химизму вмещающих пород.

С экзоконтактовыми зонами хлоритизации связаны аномалии главным образом лития. По содержаниям этого элемента хлоритолиты наиболее сопоставимы с зонами интенсивной биотитизации амфиболитов в полях танталоносных пегматитов. Аномалии Rb и Cs в этих зонах гораздо менее контрастны.

Ореолы редких щелочей обычно шире минеральных ореолов, поскольку во внешних зонах последних происходит перекристаллизация первичных минералов вмещающих пород с изменением их состава в отношении элементов-примесей. В частности, для Li в этом можно убедиться даже на примере роговой обманки — минерала с ограниченной изоморфной емкостью в отношении щелочных элементов (табл. 7). В роговой обманке фоновых амфиболитов вдали от пегматитов, но в пределах ореола поля, содержится 20—30 г/т Li, тогда как в «условно неизменных» (перекристаллизованных) амфиболитах из внешних зон околожильных ореолов содержания Li в этом минерале возрастают на порядок. Биотиты внешних зон ореолов концентрируют кроме лития также рубидий и цезий. «Изоморфную» природу имеют и ореолы пегматитовых полей в целом.

Поскольку зоны высококонтрастных аномалий элементов-индикаторов около пегматитов обычно нешироки и в большинстве случаев совпадают с легко диагностируемыми (визуально или под биноклем) зонами минеральных изменений вмещающих пород, большое значение при поисках пегматитовых жил приобретают именно периферические относительно слабоконтрастные зоны ореолов, где существует статистическая вероятность отнесения к ореольным некоторой части фоновых проб, и наоборот. Кроме того, в связи с допегматитовыми процессами кремнекалиевого метасоматоза могут появляться «ложные» аномалии редких щелочей. В связи

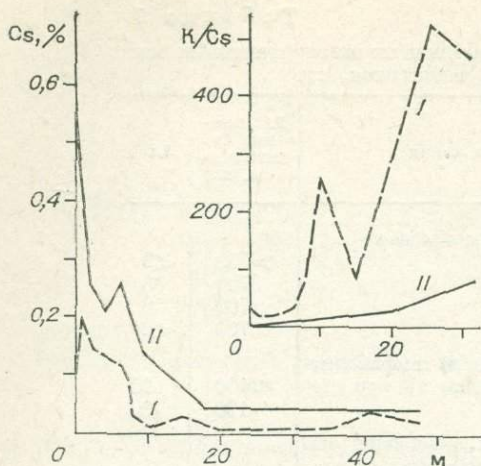


Рис. 8. Распределение цезия и отношение K/Cs в экзоконтактах жил с литиевой (I) и комплексной (II) специализацией.

с этим возникает проблема разбраковки слабоконтрастных аномалий.

Как показывает опыт, наиболее простыми и надежными критериями разбраковки аномалий служат величины отношения калия к редким щелочным элементам, такие как $K/(Rb + Cs)$, K/Cs , K/Rb . В околожилльных ореолах значения их величин даже в случаях только литиевых аномалий

значительно меньше, чем в «ложных» аномалиях. Это обусловлено тем, что Rb и Cs входят в минералы на позиции калия, а околожилльные процессы, в отличие от процессов, не связанных с формированием пегматитов, приводят к накоплению в породах редких щелочей относительно калия, причем в тем большей степени, чем интенсивнее проявлены эти процессы (см. табл. 6). Для каждого из полей, а иногда и для разных типов пород области значений индикаторных отношений, соответствующие околожилльным ореолам и «ложным» аномалиям, индивидуальны и определяются опытным путем.

В методическом отношении поиски пегматитов эффективнее всего было бы вести по ореолам низких значений индикаторных отношений калия к редким щелочным элементам. Однако это невозможно из-за отсутствия экспрессной методики определения калия в породах.

В разных полях в зависимости от особенностей процессов формирования и специализации пегматитов, состава и структурно-текстурных особенностей вмещающих пород, характера их трещиноватости размеры, контрастность и морфология ореолов могут существенно различаться.

Таблица 8

Характеристика ореолов калия, рубидия и цезия около различных пегматитовых жил

Поле	Тип пегматитов	Номер разреза	K, %	Rb		Cs		K/Rb	K/Cs
				г/т		г/т			
I	Плагноклаз-микроклинный	1	3,66—1,00	146—34	14—3	240—379	1640—6000		
		2	2,86—1,16	872—228	168—26	33—116	170—777		
		3	3,28—0,96	860—240	142—30	25—101	217—867		
II	Альбит-микроклинный	1	3,48—0,72	1674—244	234—22	19—40	147—372		
		2	3,00—0,82	812—68	128—36	31—121	130—315		
		3	3,08—1,52	1340—186	656—30	23—121	36—680		
III	Микроклин-альбитовый со сподуменом	1	5,20—1,52	5360—232	1156—31	8—128	24—961		
		2	3,54—0,51	836—94	620—34	39—130	50—529		
IV	Усредненный Фон	4,10—0,02	6200—100	29600—21	5—125	1—509			
		3,58—0,40	244—12	60—сл.	147—267	852—1386			

Примечания: 1. В числителе — содержание элемента, в знаменателе — мощность ореолов, м. 2. Сл. — менее 2 г/т. 3. В разрезе 1 даны только содержания.

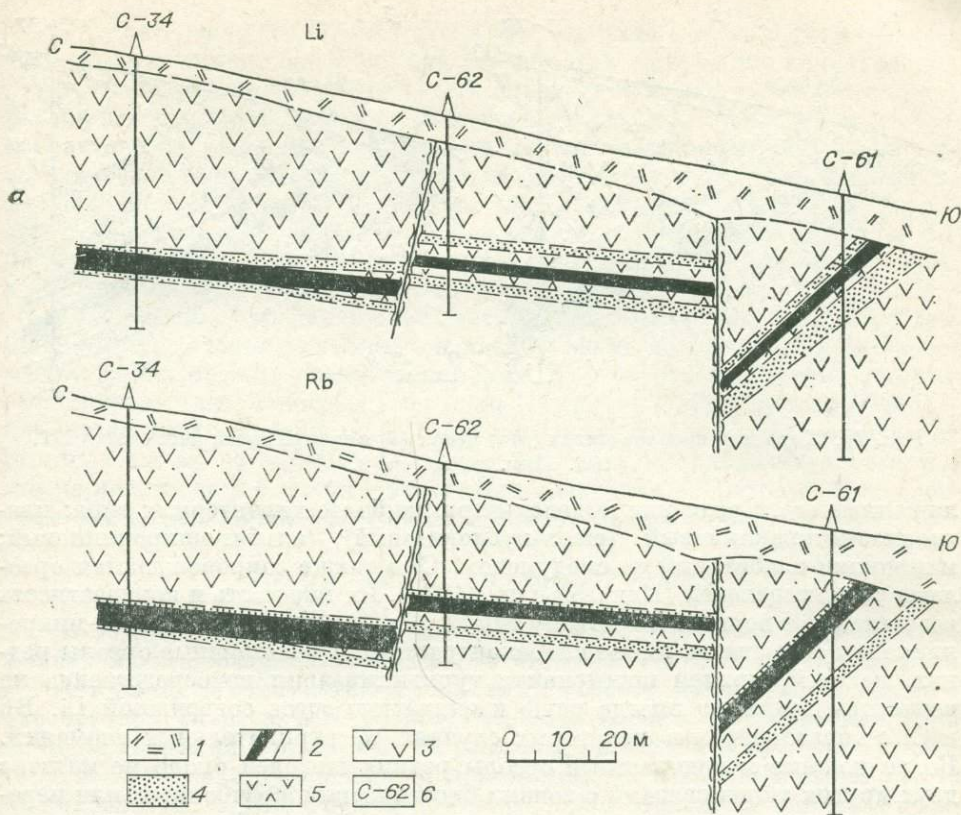


Рис. 9. Характер ореолов лития (а) и рубидия (б) в восточной части поля III. 1 — деловый, 2 — пегматиты, 3 — амфиболиты, 4, 5 — зоны аномалий с вероятностью 95% (4) и 99,9% (5), 6 — номера скважин.

В общем случае в сланцевых толщах ореолы имеют гораздо более сложную форму, большие размеры, но меньшую контрастность, чем в массивных основных породах типа амфиболитов.

Состав и редкометалльная специализация пегматитов сказываются прежде всего на контрастности и размерах ореолов. Так, в поле I, где наибольший интерес представляют комплексные редкометалльные пегматиты со сподуменом и поллукитом, наиболее широкие и контрастные ореолы характерны для цезия. Они наблюдаются на расстоянии до 90 м от контактов жильных серий. Коэффициенты контрастности ореолов превышают 100, достигая иногда 1000. Отношение $K : Cs$ в ореолах снижается до 1—20. Менее широкие и контрастные ореолы образует литий. Коэффициенты контрастности его ореолов, максимальные в зонах гольмквиститизации, достигают 70. Ширина ореолов Li обычно около 20 м. Еще более узки (до 10 м) зоны ореолов рубидия. Они характеризуются слабой контрастностью, редко имеющей десятикратное превышение над фоном.

Наиболее высокая контрастность ореолов Cs по сравнению с Rb и Li обусловлена тем, что привнос этого элемента во вмещающие породы больше, чем привнос рубидия, и соизмерим с привносом лития, тогда как фоновые содержания Cs значительно ниже, чем лития и рубидия. Преобладающий привнос Cs по сравнению с Rb приводит к тому, что если в первичных метаморфических породах концентрации рубидия примерно в 4 раза выше, чем цезия, то в экзоконтактных зонах цезий преобладает над рубидием.

В поле I в зоне распространения пегматитовых жил с $Ta-Li-Cs$ оруденением ореолы Cs более широкие и контрастные, чем в участках распространения жильных серий с $Li-Ta$ оруденением (рис. 8). В районе пегматитового поля I имеются участки (поля) развития других типов пегматитов с гораздо более бедным редкометалльным оруденением, либо вообще

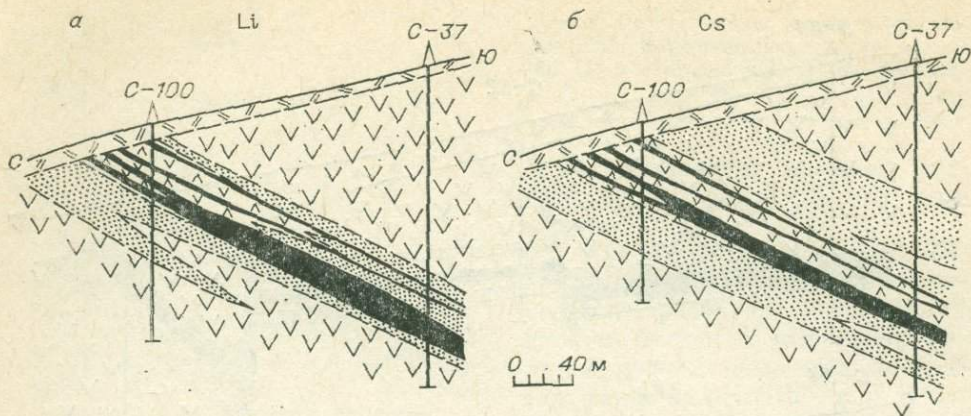


Рис. 10. Характер ореолов лития (а) и цезия (б) в центральной части поля III.
Усл. обозн. см. на рис. 9.

лишенные его. Среди них выделены три наиболее характерных типа: плагиоклаз-микроклиновый (шерл-мусковитовый); альбит-микроклиновый; микроклин-альбитовый со сподуменом. Они также сопровождаются ореолами редких щелочей [Макагон и др., 1976]. Их мощность и контрастность возрастают от первого к третьему типу (табл. 8). Жилы плагиоклаз-микроклиновых пегматитов имеют слабоконтрастные и маломощные ореолы редких щелочей, причем интенсивная турмалинизация непосредственно на контактах приводит иногда даже к снижению здесь содержаний Li, Rb и Cs с образованием в некоторых случаях их отрицательных аномалий. Более мощные и контрастные ореолы редких щелочей около пегматитов двух других типов связаны с зонами биотитизации амфиболитов или перекристаллизации первичного биотита сланцев (иногда биотитизации сланцев), а Li — также с зонами развития гольмквистита. Характерно, что ореолы Cs в экзоконтактах этих пегматитов значительно менее контрастные и более узкие, чем около описанных выше пегматитов поля I.

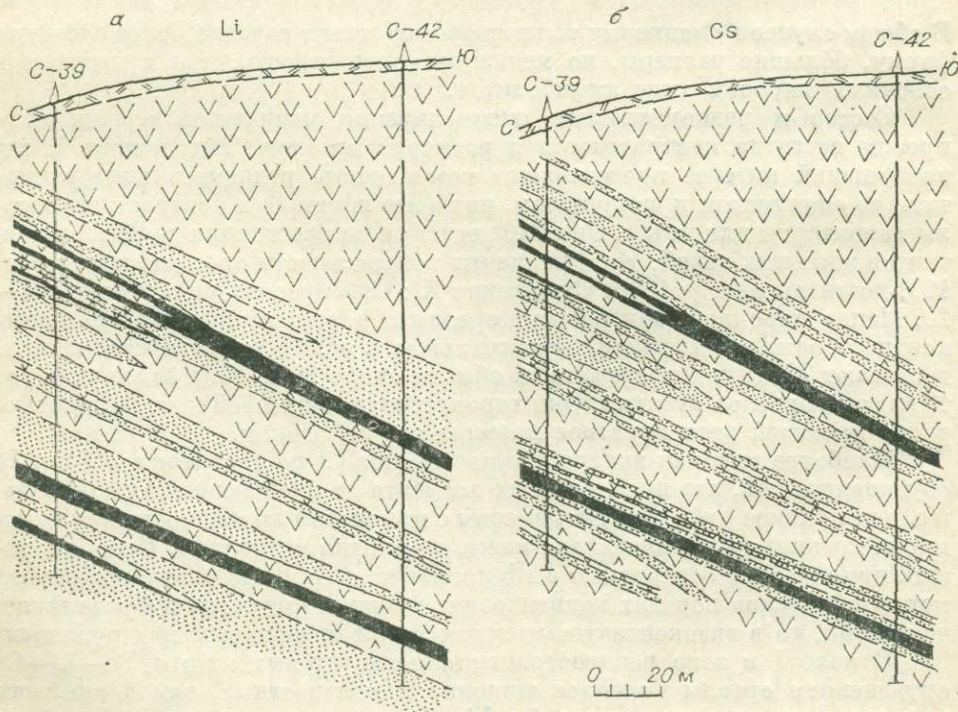


Рис. 11. Характер ореолов лития (а) и цезия (б) в западной части поля III.
Усл. обозн. см. на рис. 9.

Распределение редких щелочей в ореолах поля I очень неравномерное, хотя и подчиняется общей для них тенденции к понижению концентраций с удалением от контактов жил. Это определяется как влиянием состава различных переслаивающихся разновидностей вмещающих пород на вид экзоконтактовых изменений, так и неодинаковой трещиноватостью, а следовательно, и проницаемостью пород для воздействующих на них растворов.

Немаловажное значение имеют также форма пегматитовых жил и строение жильных серий, которые нередко окружены непрерывными зонами измененных пород и связанных с ними аномалий редких щелочей, в которых ореолы конкретных тел выделить невозможно.

В массивных породах около пластинчатых жил ореолы имеют простейшую форму, которая усложняется лишь в зонах повышенной трещиноватости. Такие ореолы очень характерны для пологозалегающих в ортоамфиболитах танталоносных жил поля III (рис. 9—11). Здесь нередко наблюдается довольно отчетливая тенденция к увеличению размеров ореолов редких щелочей со стороны лежащего бока жил по сравнению с висячим, что коррелируется с преимущественным развитием альбитовых зон в пегматитовых телах также со стороны лежащего бока (см. рис. 9).

Тантал, ниобий, цирконий, гафний

В литературе сведения о распределении элементов данной группы в экзоконтактах редкометалльных пегматитов крайне ограничены. А. А. Беус с соавторами [Геохимические поиски..., 1968], подчеркивая отсутствие ореолов Ta в связи с редкометалльными пегматитами, указывали на наличие аномалий Nb, но, считая роль этого элемента в качестве индикатора пегматитов второстепенной, конкретных материалов в своей работе не привели. Н. А. Виноградова [1974] сообщила о наличии широких ореолов тантала и ниобия и ореолов «выноса» циркония.

Из-за очень низкого уровня содержаний Ta, Nb, Hf в исследуемых породах мы использовали высокочувствительный спектрохимический метод анализа с предварительным обогащением [Криберг, Цыханский, 1962].

Фоновые содержания тантала и ниобия в метаморфических породах поля I составляют соответственно 0,3—1,0 г/т и 3,5—12 г/т при $Ta/Nb < 0,1$. Аномальные их концентрации наблюдаются в зоне непосредствен-

Таблица 9

Содержания тантала, ниобия, циркония и гафния в зонах экзоконтактовых измененных пегматитовых жил поля I, г/т

Порода	Кол-во проб	Ta	Nb	Zr	Hf	Ta/Nb (среднее)
Биотитовые сланцы	19	$\frac{0,6-1,0}{0,8}$	$\frac{7,2-12,1}{10,2}$	$\frac{110-229}{170}$	$\frac{2,5-5,2}{4,4}$	0,08
Амфиболиты и амфиболовые сланцы	13	$\frac{0,5-0,9}{0,6}$	$\frac{4,8-9,5}{7,6}$	$\frac{72-318}{147}$	$\frac{1,5-5,1}{3,1}$	0,08
Гольмквиститизированные амфиболиты и амфиболовые сланцы	5	$\frac{0,5-2,9}{1,1}$	$\frac{1,5-13,4}{8,0}$	$\frac{90-448}{321}$	$\frac{2-12,9}{7,0}$	0,14
Слюдиты и зоны интенсивной биотитизации	5	$\frac{1-70}{27,0}$	$\frac{8-35}{18,9}$	$\frac{100-230}{161}$	$\frac{2-6,0}{3,4}$	1,43
Зоны турмалинизации (непосредственно на контактах)	3	$\frac{3,0-22,0}{11,0}$	$\frac{9,5-25}{12,2}$	$\frac{140-170}{157}$	$\frac{3,0-5,0}{4,2}$	0,90

Примечание. В числителе даны пределы содержаний, в знаменателе — среднее арифметическое.

Содержания тантала, ниобия, циркония и гафния в экзоконтактах пегматитов поля III, г/т

Порода, минерал	Ta	Nb	Zr	Hf	$\frac{Ta}{Nb}$	$\frac{Zr}{Hf}$
Амфиболит (среднее из 18)	1,0	3,8	163	3,8	0,26	43,1
Гольмквиститизированный амфиболит (среднее из 4)	0,8	2,6	170	2,8	0,31	60,7
Однородный слюдит	41	11	30	—	3,7	—
»	13	23	90	1,5	0,6	60,0
»	1,5	4	220	4	0,37	55,0
Слюда (протолитионит) из этой же породы	1,3	5	85	3	0,26	28,0
Однородный слюдит осветленный	250	22	105	6	1,4	30,0
Слюда (цинвальдит) из этой же породы	11,5	30	675	9	0,38	74,0
Однородный слюдит осветленный на контакте с альбитовым пегматитом	659	89	47	2	7,4	23,5
Слюда из этой же породы	170	136	17	1,7	1,25	10,0
Однородный слюдит в 10 см от того же контакта	33	16,5	80	3,7	2,0	21,6
Однородный слюдит в 20 см от того же контакта	5,6	5	130	4,5	1,1	30,0
Очковый слюдит	122	41	60	2,2	3,0	27,3
»	650	120	170	2,8	5,4	60,0
Очковый слюдит (на контакте)	640	40	20	3,0	16,0	6,6
Слюда (протолитионит-литиевый фенгит) из этой же породы	40	30	40	2,0	1,3	20,0
Однородный слюдит в 15 см от контакта	60	43	60	1,5	1,4	40,0
Слюда (протолитионит-литиевый фенгит) из этой же породы	124	93	40	1,4	1,3	28,5
Биотитизированный амфиболит в 40 см от контакта	0,5	2	150	3,0	23,8	50,0
Пегматитизированный (обогащенный альбитом) светло-буроватый слюдит	547	23	14	3,3	23,8	4,2
Слюда из этой же породы	148	108	86	4,0	13,8	21,5
Осветленный слюдит на контакте с грейзеновой зоной пегматита	310	41	15	Не обн.	7,6	Не обн.
Слюда (литиевый фенгит) из этой же породы	84	50	15	3,0	1,7	5,0
Темно-серый однородный слюдит в 10 см от того же контакта	33	15	80	Не обн.	2,2	Не обн.
Однородный слюдит в 30 см от контакта	0,5	0,9	70	2,0	0,33	35,0
» » ксенолита на контакте с грейзеновым прожилком	95	57	60	2,0	1,7	30,0
Аналогичный слюдит в 10 см от прожилка	36	23	90	1,5	1,6	60
Хлоритовая порода на контакте с пегматитом	4	6	230	2,5	0,67	92,0
Хлоритовая порода в 0,5 м от того же контакта	1	3	150	3,5	0,33	43,0
Хлоритизированный амфиболит в 1 м от контакта	—	2,5	120	2,0	—	60,0
Неизменный амфиболит в 2 м от контакта	0,5	1,8	116	2,3	0,27	50,4
Хлоритовая порода с флюоритом	3	45	130	—	0,06	—

ного экзоконтакта, где в слюдах содержится до 70 г/т Та и 35 г/т Nb. Отношение Та/Nb здесь повышается на порядок. Слабые ореолы этих элементов могут наблюдаться на расстоянии до 1 м от контакта жил. Наиболее высокие концентрации тантала и ниобия встречены в слюдах с высоким содержанием лития. Здесь протолитионит содержит до 100 г/т Та и 47 г/т Nb. В безлитиевых слюдах количество Та достигает 22 г/т, а Nb — не превышает фонового. Зоны гольмквиститизации содержат очень малые концентрации этих элементов: Та — от менее 0,3 г/т до 2,9 г/т, Nb — 1,5—13,4 г/т (табл. 9).

В поле III минимальные количества Та и Nb (соответственно 0,5—1,5 и 0,9—3,8 г/т) содержат неизменные гольмквиститизированные и биотитизированные амфиболиты (табл. 10). Такие же концентрации этих эле-

Рис. 12. Характер распределения тантала, ниобия, циркония и гафния в экзоконтактах пегматитов поля III (скв. 24).

1 — амфиболиты, 2, 3 — гольмквиститизированные (2) и биотитизированные (3) амфиболиты, 4 — слюдиты, 5 — пегматиты.

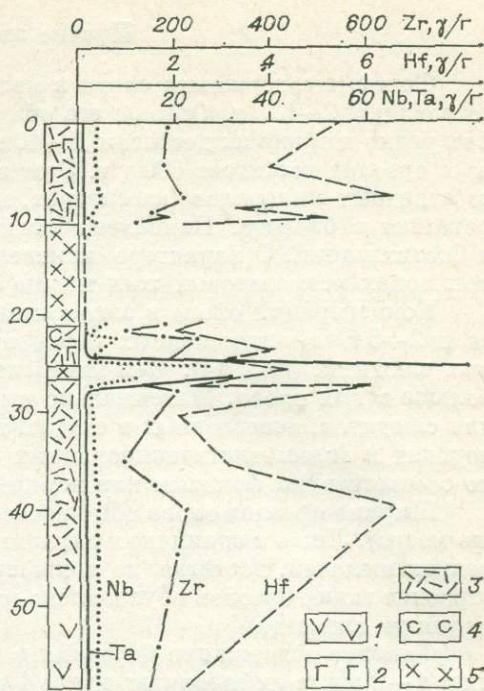
ментов обычны и для анхимономинеральных слюдитов на удалении более 0,2—0,3 м от контактов с пегматитами, и лишь в очень узкой приконтактной зоне они содержат обычно примерно на порядок больше тантала и ниобия, причем соотношение их изменяется в пользу тантала. Резкое увеличение содержаний Ta и Nb наблюдается в редко встречающихся альбитсодержащих «очковых» слюдитах и в приконтактных образцах, осветленных параллельно с формированием очковых разностей этих пород. Концентрации Ta достигают 500—600 г/т, а отношение Ta/Nb возрастает до 7—24. Аналогичные закономерности, но выраженные несколько менее ярко, присущи и слюдитам, осветленным на контактах с грейзеновыми зонами пегматита и около секущих слюдиты грейзеновых прожилков. Важно подчеркнуть, что контрастные аномалии Ta и Nb наблюдаются только в «очковых» и осветленных слюдитах, которые весьма ограниченно развиты в узких приконтактных зонах. С удалением от контактов концентрации этих элементов резко снижаются и уже на расстоянии 15—30 см от них приближаются к фоновым (рис. 12). В существенно хлоритовых породах содержания Ta и Nb низки — на уровне неизменных амфиболитов.

Для экзоконтактовых слюд характерны те же закономерности распределения Ta и Nb, что и для слюдитов. От однородных анхимономинеральных слюдитов к «очковым» и осветленным разностям в ряду протолитионит — циннвальдит и далее к литиевым фенгит-мусковитам содержания Ta и Nb возрастают параллельно с увеличением значений отношения Ta : Nb.

Содержания Ta в валовых пробах нередко оказываются на порядок более высокими, чем в слюдах из этих пород. Значит, слюды — не единственные минералы-носители тантала. Должны быть его собственные минеральные фазы, что подтверждается находкой минерала ряда фергюссонит — форманит, развитого в виде очень мелкой вкрапленности в некоторых образцах слюдитов.

В поле IV аномалии Ta и Nb наблюдаются лишь в апатит-циннвальдитовых слюдитах, а ниобия там в 3—6 раз больше, чем в амфиболитах. Отношение Ta/Nb равно 1,6—8. Во всех остальных породах даже непосредственно на контактах, в том числе и во флюорит-биотитовых слюдитах, Ta и Nb не концентрируются, оставаясь примерно на уровне неизменных амфиболитов.

Поведение Zr в экзоконтактах пегматитов различных полей может существенно различаться. Так, в поле I содержания его вблизи пегматитовых жил не испытывают существенных изменений, тогда как в поле III Zr спорадически образует узкие отрицательные аномалии в породах с высокими содержаниями Ta непосредственно на контактах пегматитов. Концентрации Hf в экзоконтактах пегматитовых тел изменяются незначительно и практически не зависят от типа минеральных изменений пород и расстояния от контактов (см. табл. 9, 10; рис. 12).



Прочие элементы

Фоновые содержания олова в метаморфических породах полей I и II составляют 2—6 г/т. Ореолы его обычно наблюдаются на расстоянии до 2 м, редко ширина их достигает 5—10 м. Максимальная концентрация олова в ореолах достигает 600 г/т. Этот элемент находится в породах в виде собственных минералов (касситерит, нигерит), а также может концентрироваться в биотите. Наиболее обогащены оловом зоны турмалинизации и биотитизации. О характере изменения содержаний его в экзоконтактных зонах пегматитовых жил можно судить по рис. 13.

Концентрации олова в экзоконтактах пегматитов поля III колеблются от 2—5 г/т в неизменных амфиболитах до 240 г/т в анхимономинеральных слюдитах (рис. 14). Чем интенсивнее ослюденение амфиболитов, тем больше в них олова. Максимально высокие концентрации Sn характерны для слюдитов, осветленных в стадию грейзенизации. В кварц-хлоритовых породах и гольмквиститизированных амфиболитах содержания его обычно соответствуют фоновым или же незначительно превышают фон.

Ширина ореолов олова обычно составляет первые десятки сантиметров (до метра). Лишь в единичных случаях ореолы Sn сопоставимы с ореолами редких щелочей, достигая по мощности нескольких метров. Прерывистое строение таких ореолов обусловлено наличием «окон» с фоновыми концентрациями элемента.

Фоновое содержание бериллия в биотитовых сланцах поля I составляет 1—2 г/т, в амфиболитах менее 1 г/т. В экзоконтактных зонах пегматитовых жил элемент образует узкие (не более 0,5 м) слабоконтрастные ореолы (см. рис. 13), где содержание его достигает 10 г/т.

По результатам экспрессного (приблизительно-количественного) спектрального метода анализа в поле III аномалии бериллия фиксируются в отдельных разрозненных пробах непосредственно в экзоконтактах пегматитов. Обычно же его концентрации во вмещающих породах ниже порога чувствительности этого метода. По данным количественного спектрального анализа, ореолы Be также очень узки, не более 0,5—0,6 м, и очень прерывисты. Концентрации элемента варьируют от 0,4—0,8 г/т в неизменных или слабо биотитизированных амфиболитах до 16 г/т в слюдитах.

Максимальные по размерам ореолы бериллия (до 4 м) установлены около калишпат-альбитовых жил с берилл-касситеритовой минерализацией в поле IV. В этом же поле около зональных калишпат-альбитовых жил с комплексной минерализацией аномалии Be фиксируются лишь в единичных разрозненных пробах непосредственно на контактах.

Содержания бора во вмещающих пегматиты породах определяются интенсивностью процесса турмалинизации и не зависят от минеральных преобразований в экзоконтактных зонах.

В поле I и II содержания бора в неизменных экзоконтактными процессами метаморфических породах составляет 6—150 г/т, в среднем 103 г/т для биотитовых сланцев и 11 г/т для амфиболовых сланцев (табл. 11). В экзоконтактных зонах количество бора иногда превышает 1%, обычно же оно составляет 0,2—0,4%. Однако ореолы этого элемента с высокой контрастностью ограничены очень узкими приконтактными зонами (до 0,5—2 м от контакта), хотя аномальные концентрации его иногда наблюдаются и на значительном расстоянии от пегматитовых жил (до 50—100 м). Здесь они связаны с зонами турмалинизации, развивающимися по трещинам в сланцах и амфиболитах. С другой стороны, зоны интенсивной биотитизации (слюдиты) или гольмквиститизации могут содержать всего 10—30 г/т бора.

В поле III в гольмквиститизированных амфиболитах, анхимономинеральных слюдитах и существенно хлоритовых породах (если в них нет турмалина) концентрации бора колеблются в пределах, характерных для неизменных («фоновых») амфиболитов, в которых содержится от 9 до 48 г/т бора. В турмалинизированных породах содержания бора достигают 600 г/т и более.

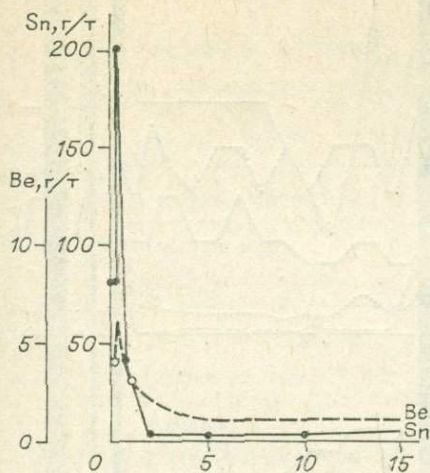


Рис. 13. Характер распределения олова и бериллия в экзоконтактах пегматитов поля I.

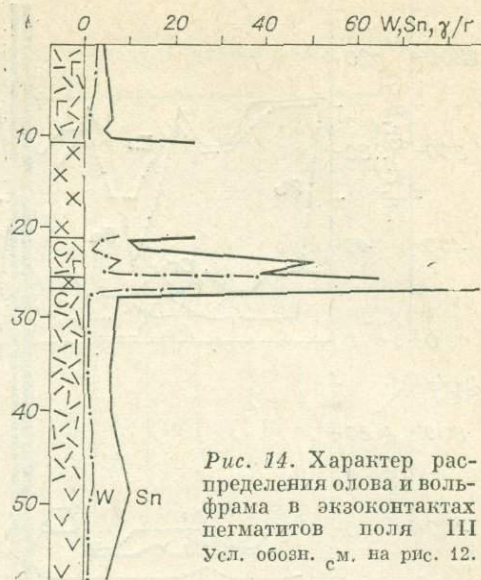


Рис. 14. Характер распределения олова и вольфрама в экзоконтактах пегматитов поля III
Усл. обозн. м. на рис. 12.

Подавляющее число аномальных по бору проб приурочено непосредственно к контактам пегматитов. В некоторых случаях ореолы его достигают по мощности нескольких метров, а иногда даже десятков метров. При этом может происходить «слияние» ореолов соседних тел с образованием довольно мощных аномальных по бору зон. Но подавляющее большинство пегматитовых тел все же не сопровождается ореолами этого элемента. Очень обычны единичные разрозненные аномальные пробы, иногда на некотором удалении от жильных тел, тогда как непосредственно на контактах фиксируются фоновые содержания бора. Это объясняется преимущественным развитием турмалина во вмещающих породах по отдельным трещинам, трещиноватым зонкам, оперяющим жилловмещающие полости под разными углами.

Сурьма, мышьяк, вольфрам. Содержание сурьмы в метаморфических породах полей I и II ниже чувствительности приближенно-количественного спектрального метода.

Фоновые содержания мышьяка для метаморфических пород поля I составляют 40—60 г/т. В экзоконтактовых зонах пегматитовых жил As образует узкий ореол (до 1—2 м шириной), контрастность которого обычно не превышает 10 единиц. Максимальная концентрация его в ореолах обычно составляет 200—600 г/т, очень редко достигает 0,1%. Он концентрируется в рудных минералах (арсенопирит, лёллингит).

Вольфрам в метаморфических породах поля I содержится в количестве

Таблица 11

Содержание бора в экзоконтактах пегматитовых жил поля I, г/т

Порода	Число проб	Содержания	
		Пределы колебаний	Среднее арифметическое
Неизменные амфиболиты и амфиболовые сланцы	10	6—17	11
Неизменные биотитовые сланцы	13	48—220	103
Зоны слабых изменений в амфиболитах	10	18—320	145
Зоны биотитовых сланцах	20	75—630	227
Зоны интенсивной турмалинизации (в различных породах)	20	1110—1%	2661*

* Среднее значение занижено в связи с тем, что спектральное определение бора возможно при содержаниях не более 0,5%.

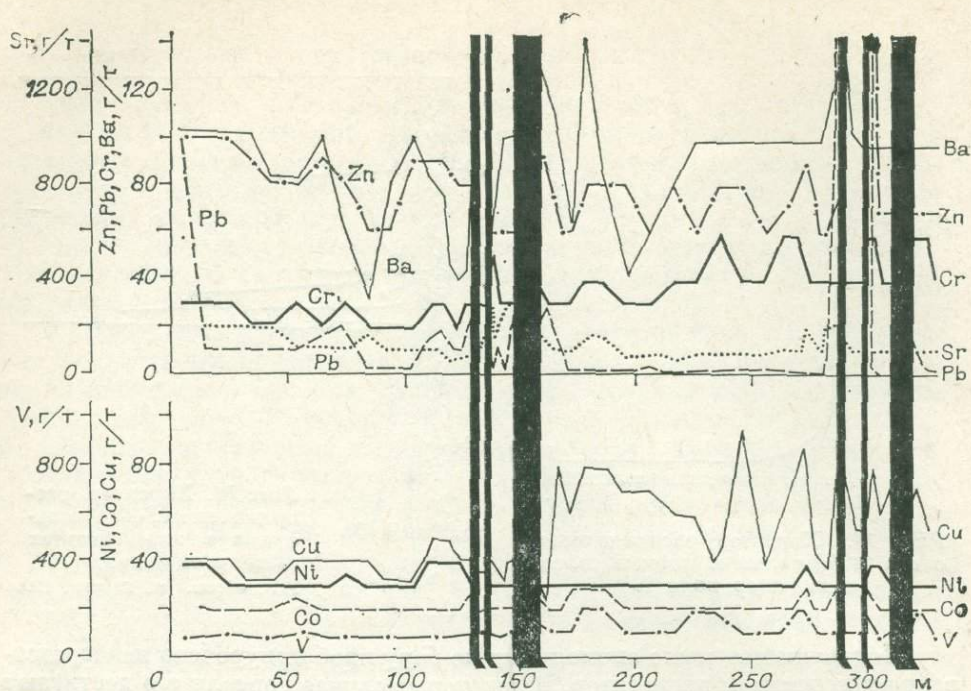


Рис. 15. Распределение элементов в экзоконтактах пегматитов поля III.
Черное — пегматитовые жилы.

от >2 г/т до 4 г/т. Он не образует сплошных ореолов около контактов пегматитовых жил, очень редко на контакте наблюдаются его повышенные концентрации, достигающие 10–40 г/т.

В поле III содержания As, Sb, W в околожилльных ореолах, как правило, ниже чувствительности приближенно-количественного метода спектрального анализа. Лишь иногда в слюдитах фиксируется 3–5 г/т (редко до 20 г/т) вольфрама.

По данным количественного спектрального анализа, As и W также не образуют ореолов. Концентрации As в околожилльных породах варьируют от 1 до 8 г/т независимо от расстояния до контактов пегматитов, типа и интенсивности минеральных преобразований пород. Концентрации Sb, за редким исключением, ниже порога чувствительности количественного метода анализа. Более широкие вариации содержания характерны для W. В неизмененных и слабо измененных амфиболитах на удалении от контактов W содержится в количествах от «следов» до 2 г/т, а в анхимономинеральных слюдитах до 26–37 г/т. Но аномалии его, как правило, фиксируются лишь непосредственно на контактах и в интенсивно измененных ксенолитах (рис. 14). Высокие концентрации As присущи только содержащим арсенопирит флюорит-биотитовым слюдитам поля IV.

Другие элементы. В последние годы в ряде публикаций [Литохимические методы..., 1976; и др.] появились указания на то, что в редкометалльных пегматитах, в том числе и в пегматитах полей I и III [Виноградова, 1974], обычны так называемые «ореолы выноса» большой группы элементов: Co, Ni, Cr, W, Pb, Zn, Ti, Ba, St, Cu и др. Имеющиеся у нас обширные материалы по распределению названных элементов в экзоконтактах различных типов редкометалльных пегматитов не подтверждают такие сведения. Легче всего убедиться в этом на примере поля III, для которого характерна очень однородная по минеральному и химическому составу вмещающая среда.

По результатам экспрессного приближенно-количественного спектрального анализа, в поле отсутствуют концентрации V и Ti, которые можно было бы уверенно отнести к аномалиям (как положительным, так и отрицательным). Для Sr, Zn, Cr и особенно Ba более обычны положительные

Таблица 12

Распределение аномалий различных элементов относительно пегматитов (поле III)*

Пробы	Ba	Sr	Pb	Zn	Cu	Co	Ni	Cr
Положительно аномальные на контактах пегматитов и вблизи них	101	91	127	77	12	0	15	47
вдали от пегматитов	69	84	108	90	10	6	28	15
Всего . . .	170	175	235	167	22	6	43	62
Отрицательно аномальные на контактах пегматитов и вблизи них	10	31	67	14	28	37	16	3
вдали от пегматитов	9	46	126	12	18	17	15	1
Всего . . .	19	77	193	26	46	54	31	4

* По выборке объемом 1000 проб.

аномалии (табл. 12). Количество положительных и отрицательных аномалий Pb и Ni примерно одинаковы. Ни для одного из этих элементов не устанавливается какая-либо отчетливая закономерность в распределении аномальных концентраций относительно пегматитов. Около подавляющего большинства пегматитовых тел аномалии любого знака отсутствуют. Типичную картину распределения в экзоконтактах пегматитов элементов, якобы образующих «ореолы выноса», иллюстрирует рис. 15. Отсутствие закономерной связи пониженных концентраций перечисленных элементов с экзоконтактовыми зонами пегматитов подтверждается и данными количественного анализа околожильных пород.

Лишь в отношении Cu и Co можно говорить о тенденции к снижению их содержаний в слюдитах, прилегающих непосредственно к контактам пегматитов. Но даже в этих случаях отрицательные аномалии фиксируются далеко не всегда. Только в осветленных слюдитах, измененных в стадию грейзенизации, наблюдается резкое понижение содержаний всех элементов группы железа и свинца.

Отсутствие закономерностей в распределении аномальных концентраций элементов, причисленных Н. А. Виноградовой и С. В. Григорьяном к так называемой «группе выноса», относительно жильных тел, указывает на то, что образование их аномалий необходимо связывать с процессами, не имеющими отношения к формированию пегматитов. Это различные до- и постпегматитовые изменения вмещающих пород, часто сопровождаемые образованием сульфидов и карбонатов.

ВОПРОСЫ ЗОНАЛЬНОСТИ ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛОВ

В предыдущем разделе рассмотрены главные закономерности распределения элементов в породах, вмещающих редкометалльные пегматитовые жилы. Однако в одном и том же поле и даже около одной и той же жильной серии или пегматитовой жилы особенности ореолов могут существенно различаться, в результате чего объемная структура ореолов месторождений оказывается обычно довольно сложной. К сожалению, иногда зональность, выявленную на примере какой-либо одной жилы или даже отдельных разрезов, распространяют затем на изучаемый объект (месторождение) вообще. В таких случаях в ранг зональности может быть возведена любая неоднородность изученного поля концентраций. В связи с этим само понятие зональности требует конкретизации. Под термином «зональность ореолов»

мы предлагаем понимать *закономерные взаимосвязанные изменения содержания элементов в заданном направлении, устойчивые для изучаемого типа (месторождения) пегматитов*. Только в этом случае зональность ореолов можно использовать в целях прогноза при поисково-разведочных работах.

Зональность может быть: вкрест простирания пегматитовых тел — по нормали к контактам жил, независимо от их положения в пространстве (поперечная); по простиранию пегматитовых тел (продольная); по падению пегматитовых тел; вертикальная. В случае вертикальных и крутопадающих жил зональность по падению аналогична вертикальной. Однако их следует различать в полях с располагающимися одна над другой сериями пологозалегающих жильных тел.

Наиболее обычный для ореолов редкометалльных пегматитов тип зональности — поперечная. Однако она не одинакова для любых редкометалльных пегматитов и может определяться как типом пегматитов, так и составом вмещающих пород, проявляясь как в минеральных, так и в элементных ореолах.

О зональности минеральных ореолов уже говорилось выше. Смена зон перекристаллизации амфиболитов зонами гольмквиститизации и ослюденения в направлении к пегматитам обуславливает более широкие ореолы Li по сравнению с ореолами Rb и Cs, концентрирующихся главным образом в зонах ослюденения. Но даже если зона гольмквиститизации и выпадает из колонки, литий, изоморфно входящий во внешних зонах перекристаллизации в амфибол, образует более широкий ореол, чем рубидий и цезий. Во внутренних зонах ослюденения параллельно с возрастанием роли Rb и Cs ореолообразующими элементами становятся F и Sn, а в непосредственно экзоконтактных зонах круг их расширяется еще более (Be, Ta, Nb и др.). В описанной зональности коэффициенты контрастности всех элементов возрастают в направлении к жильным телам. Картина зональности усложняется при развитии на контактах зон хлоритизации или турмалинизации с относительно низкими коэффициентами концентраций лития и особенно рубидия и цезия.

В различных биотитсодержащих сланцах, где возможности изоморфного вхождения всех редких щелочей в биотит близки, более существенное влияние (по сравнению с амфиболитами) на характер зональности оказывают тип и специализация пегматитов. Так, в полях с комплексным Ta—Li—Cs оруденением редкие щелочи по размерам и контрастности ореолов образуют ряд $Cs > Rb \gg Li$. В полях с ведущей литиевой минерализацией (сподумен) на первое место перемещается литий. В общем случае чем однороднее среда, тем устойчивее параметры зональности ореолов. В полях, приуроченных к толщам с частым переслаиванием различных по составу пород, поперечная зональность устанавливается далеко не всегда.

На некоторых месторождениях с большой протяженностью жильных тел (серий) выявляется продольная зональность, выражающаяся в закономерном изменении интенсивности и соотношений различных экзоконтактных преобразований вмещающих пород, размеров и контрастности ореолов рассеяния и соотношений в них элементов по простиранию пегматитовых жил (серий). Пример такой зональности описан ранее для пегматитов поля III, в котором по комплексу признаков выделяются три части: восточная, центральная и западная [Загорский, 1977].

В восточной части месторождения размеры ореолов минимальны. Здесь наиболее широко развит процесс хлоритизации амфиболитов с образованием анхимономинеральных хлоритолитов в зоне до 1,5 м от контактов, слабее проявлено ослюденение. Ширина ореолов редких щелочей колеблется от долей метра до 8—9 м, а в отдельных скважинах до 15—17 м. Ореолы Li характерны как для всячего, так и для лежащего экзоконтактов жил, тогда как ореолы Rb и Cs обычно шире и контрастнее со стороны лежащего бока (см. рис. 8). В ореолах Li и Rb резко преобладают в количественном отношении над Cs при соизмеримых количествах лития и рубидия. Иногда лития в ореолах несколько больше, чем рубидия, но более

Коэффициенты относительного накопления (K) и значения отношений продуктивностей (P) редких щелочных элементов в ореолах танталосных пегматитов поля II

Часть поля	№ скв.	№ жильной серии	K_{Li}	K_{Rb}	K_{Cs}	$\frac{P_{Li}}{P_{Rb}}$	$\frac{P_{Li}}{P_{Cs}}$	$\frac{P_{Rb}}{P_{Cs}}$	
Восточная	32	1	0,29	0,65	0,06	0,44	5,0	11,4	
	30	1	0,49	0,48	0,03	1,08	15,8	14,7	
	33	1	0,21	0,77	0,02	0,27	25,9	95,6	
	34	1	0,16	0,81	0,03	0,20	7,8	38,7	
	Среднее . . .			0,30	0,67	0,03	0,45	11,2	25,1
Центральная	33	2	0,24	0,73	0,03	0,32	9,4	28,7	
	24	1	0,27	0,41	0,32	0,66	0,9	1,3	
	26	1	0,28	0,37	0,35	0,74	0,8	1,1	
	100	1	0,10	0,53	0,37	0,18	0,3	1,5	
	37	1	0,34	0,53	0,23	0,64	2,8	4,6	
	Среднее . . .			0,18	0,49	0,33	0,24	0,33	1,4
	98	2	0,37	0,43	0,20	0,86	1,7	2,7	
	57	2	0,18	0,60	0,22	0,30	0,8	2,7	
	99	2	0,49	0,37	0,14	1,32	3,2	2,4	
	100	2	0,66	0,30	0,04	2,22	20,0	8,6	
	37	2	0,42	0,34	0,26	1,25	1,7	1,4	
	Среднее . . .			0,36	0,47	0,17	0,78	2,1	2,8
	98	3	0,23	0,60	0,18	0,39	1,3	3,3	
	57	3	0,67	0,30	0,13	2,29	21,4	9,4	
	99	3	0,51	0,30	0,29	1,89	2,4	1,3	
Среднее . . .			0,49	0,37	0,12	1,25	4,3	3,5	
Западная	39	1	0,57	0,33	0,10	1,56	6,3	3,6	
	42	1	0,48	0,42	0,10	1,14	5,0	4,3	
	40	1	0,59	0,32	0,09	1,85	6,4	3,5	
	Среднее . . .			0,57	0,33	0,10	1,72	6,2	3,6
	39	2	0,74	0,22	0,04	3,31	22,1	6,6	
	42	2	0,88	0,07	0,05	12,81	12,8	1,0	
	40	2	0,63	0,24	0,13	2,68	4,8	1,8	
	Среднее . . .			0,69	0,21	0,10	3,21	6,6	2,0

показательны обратные соотношения (табл. 13). По размерам же ореолов литий, как правило, превосходит рубидий.

В центральной части поля наиболее интенсивны изменения вмещающих пород, в первую очередь развитие вторичных слюд, приводящее к преобразованию амфиболитов в слюдиты. Широко развит в ореолах также голмквистит, гораздо слабее проявлена хлоритизация. Ореолы редких щелочей, особенно Rb и Cs, часто почти полностью повторяют друг друга, однако в весовом отношении Rb и Cs в ореолах преобладают над Li (см. табл. 13), для которого типична меньшая контрастность аномалий. Ширина ореолов колеблется от 17—18 до 40 м (см. рис. 9).

В западной части поля наблюдаются также экзоконтактовые изменения вмещающих пород, как и в центральной, но (за исключением хлоритизации) они проявлены слабее. Зоны слюдитов редки. Голмквистит в шлифах и протолочках встречается в 6—7 раз реже вторичных слюд.

Характер ореолов редких щелочей наглядно прослеживается на рис. 10. Несмотря на то, что концентрации рубидия в ореолах выше, чем цезия, наиболее узкие ореолы образует рубидий. Нередко его аномалии фиксируются лишь непосредственно на контактах с жилами. Размеры ореолов цезия сильно варьируют, но обычно составляют 3—40 м. Самые широкие ореолы образует литий. В участках, где наблюдается сближение большого количества пегматитовых тел в жилы серии, литиевые ореолы создают аномальные (с вероятностью 0,95) зоны мощностью до 200 м, в пределах которых отдельные тела окружены более узкими зонами повышенных аномальных концентраций (с вероятностью 0,99 и выше). Последние, будучи достаточно широкими, но все же разобщенными, являются одновременно и наиболее надежными указателями отдельных жил в мощных аномальных зонах, особенно в тех случаях, когда относительно высококонтрастные аномалии лития сопровождаются аномалиями рубидия и цезия.

Наиболее наглядно различия особенностей ореолов разных частей месторождения видны при сравнении коэффициентов относительного накопления редких щелочей и соотношений их продуктивностей в ореолах, особенно по отношениям продуктивностей Li—Cs и Rb—Cs. Литий доминирует в ореолах западного блока (см. табл. 13), тогда как в центральном и восточном блоках ведущий элемент ореолов — Cs, но в восточной части роль его резко понижается, в то время как лития, наоборот, возрастает.

На наличие продольной зональности ореолов для двух других полей редкометалльных пегматитов указывает М. А. Зубов [1978], использовавший для выявления зональности мажоритарные ряды элементов. К сожалению, метод расчета мажоритарных рядов позволяет найти в них свое место любому из проанализированных элементов независимо от их генетической связи с изучаемыми процессами (т. е. не типоморфных для ореолов редкометалльных пегматитов элементов, таких, например, как Ba, Sr, Zn, Mo и др.). Кроме того, этот метод маскирует действительную картину распределения каждого из элементов в пространстве, так же как и любые другие приемы обработки геохимической информации с использованием «веса» того или иного элемента, отнесенного к сумме всех элементов в данной выборке (точке, разрезе, объеме). Этого в известной мере удается избежать при изучении полей рассеяния и концентрации элементов методом многомерного анализа на ЭВМ с построением карт ассоциаций элементов, каждая из которых, будучи обособленной пространственно, отличается от других ассоциаций не только набором элементов, но и количественными параметрами их распределения (коэффициентами аномальности, т. е.

Физико-геологическая модель для стадии прогноза

Геологический объект	Геометрия частных моделей	Физиче	
		$\times \cdot e^{\pm 1}$, ед. 10^{-6} СГС	
Интрузии гранитоидов	Неограниченные на глубину штоки с площадью сечения $n \times 1$ км ²	11.1,5 ± 1	
Тела амфиболитов и пачки существенно амфиболовых пород	Неограниченные на глубину крутопадающие пласты мощностью $n \times 100$ м, протяженностью $n \times 1$ км	50.1,4 ± 1	
Региональные разломы и оперяющие их крупные дизъюнктивы	Неограниченные на глубину вертикальные пласты мощностью от $n \times 10$ м до $n \times 100$ м	500.3,0 ± 1	
Различные сланцы осадочно-метаморфизированной толщи	Нижнее полупространство	(20—30).1,5 ± 1	

* Данные Г. Я. Абрамовича [1970].

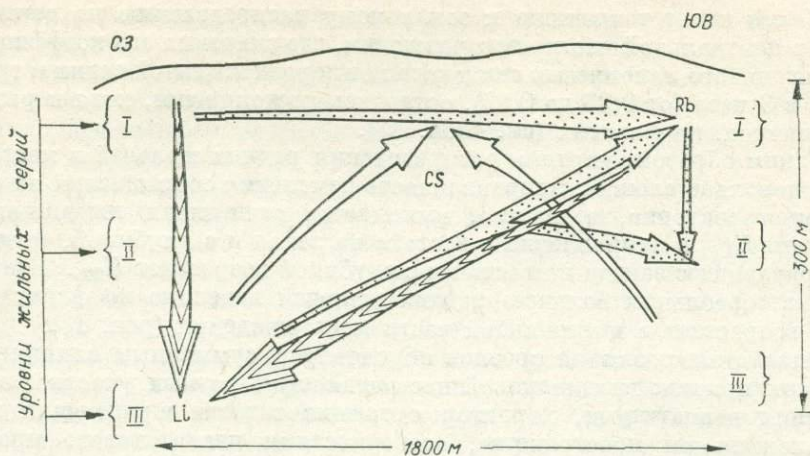


Рис. 16. Характер зональности ореолов редких щелочей в вертикальном разрезе по простиранию жильных серий поля III. Стрелками показано направление увеличения относительной роли каждого элемента в общем балансе редких щелочей (по данным табл. 14).

уровнями содержаний, дисперсией и т. д.) [Евдокимова, 1978]. Эта методика позволяет представлять результаты исследований геохимических полей в обобщенном и наглядном виде, сохраняя информацию о главных особенностях распределения отдельных элементов в исследуемом пространстве.

Вертикальная зональность ореолов для пологозалегающих одна над другой пегматитовых жил либо жильных серий в литературе не описана, хотя очевидные тенденции зонального распределения элементов по вертикали имеются. Так, в поле III наблюдается закономерное возрастание с глубиной относительной роли Li и снижение Rb от первой жильной серии к третьей. В центральной части месторождения коэффициент относительного накопления Li (K) возрастает с глубиной от 0,18 до 0,49, а на западном фланге — от 0,57 до 0,69, в то время как для Rb значения этого показателя снижаются соответственно от 0,49 до 0,37 и от 0,33 до 0,21 (см. табл. 13). Однако на восточном фланге, где основное значение имеет Rb, описанная выше тенденция меняется на обратную, т. е. здесь с глубиной от первой жилы ко второй величина K_{Rb} возрастает, хотя и незначительно (от 0,67 до 0,73), а K_{Li} , наоборот, снижается (от 0,30 до 0,24).

Таблица 14

рования месторождений редкометалльных пегматитов

ские параметры		Характер радиохимических полей	Содержание редких щелочей, г/т		
$\bar{\sigma} \pm S, \text{ г/см}^3$	$\rho_k, \text{ Ом} \cdot \text{м}$		Li	Rb	Cs
2,63±0,17	10·10 ³ 30·10 ³	Комплексные уран-торий-калиевые аномалии	41*	121*	Нет данных
2,95±0,05	10·10 ³ 20·10 ³	Нормальные радиоактивные поля	144	73	19
2,7±2	0,2·10 ³ 2·10 ³	Преимущественно уран-ториевые аномалии	Нет данных		
2,73±0,10	2·10 ³ —15·10 ³	Нормальные радиоактивные поля	175	152	40

Цезий имеет тенденцию к зональному распределению по вертикали лишь в центральной части месторождения, где значения его коэффициента относительного накопления снижаются от первой жильной серии к третьей почти в 3 раза (от 0,33 до 0,12), оставаясь постоянными, хотя и разными по величине, на флангах (см. табл. 13).

Таким образом, картина распределения редких щелочей в месторождении довольно сложна: направленность изменения соотношений их в ореолах многовекторна, а именно, выявляется отчетливая тенденция возрастания K_{Li} в направлении с востока на запад и с глубиной, тогда как в направлении с запада на восток и с глубиной возрастает K_{Rb} . Значение цезия в «ореольном балансе» редких щелочей невелико на флангах, но резко возрастает в центральной части месторождения (рис. 16).

Описанные различия ореолов обусловлены суммарным влиянием нескольких причин: неодинаковой насыщенностью разных участков месторождения пегматитами, характером трещиноватости вмещающих пород в околожильном пространстве, особенностями пегматитового процесса в разных частях протяженных жильных тел (серий). Проведенное по особенностям ореолов разделение месторождения на три части удовлетворительно согласуется с распределением различных типов руд в пегматитах и особенностями состава последних. Однако выявленные закономерности на других участках этого же поля не выдерживаются.

Зональность по падению жильных тел, трактуемая обычно как вертикальная, что вполне допустимо для крутопадающих жил, описана в методических рекомендациях по геохимическим методам поисков редкометалльных пегматитов на примере полей Украины, Сибири и Северо-Запада СССР [Литохимические методы..., 1976]. Однако детальные работы на тех же объектах, проведенные М. А. Зубовым (Украина) и нами (Сибирь), не подтвердили наличия устойчивой зональности по падению жил ни на основе показателей зональности, ни с использованием различных рекомендованных индикаторных отношений типа $\frac{Li^2}{Rb \cdot Cs}$, изменение которых по падению жил, как правило, не линейно. Даже на соседних разрезах одного месторождения поведение их может быть резко различным. Однако нет оснований категорически отрицать возможность выявления зональности по падению для всех месторождений редкометалльных пегматитов вообще. Теоретически в полях с большими размерами жил либо жильных серий по падению вероятность ее обнаружения, по крайней мере в виде устойчивой тенденции изменения комплекса признаков, должна быть не меньшей, чем для продольной зональности. Но на столь большую глубину месторождения обычно не развиты, либо не разведываются. Вместе с тем нет оснований надеяться, что такая зональность окажется универсальной для редкометалльных пегматитов вообще.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ

Изучение геологии редкометалльных пегматитов, специфических особенностей распределения присущих им аномальных физических полей и геохимических полей рассеяния элементов-индикаторов свидетельствуют о том, что практически невозможно создать модель рудного объекта в виде изолированной компактной залежи в однородной вмещающей среде с контрастными различиями физических параметров. Задача геохимических и геофизических методов поисков в этих условиях сводится к изучению контролирующей развитие рудного процесса сложной геологической системы, которая может быть аппроксимирована несколькими иерархически соподчиненными физико-геологическими моделями (ФГМ), отражающими наиболее существенные закономерности локализации промышленного редкометалльного оруденения.

Как известно, под физико-геологической моделью объекта геофизических поисков (ФГМ) понимают систему абстрактных возмущающих тел,

обобщенные размеры, форма и физические свойства которых с той или иной степенью приближения аппроксимируют реальные геологические или рудные тела, подлежащие обнаружению [Вахромеев, 1978]. Относя к физическим свойствам объектов и их геохимические характеристики, данное определение ФГМ можно использовать и применительно к геохимическим методам поисков.

При формировании ФГМ геологических объектов, представляющих принципиальный интерес при прогнозировании и поисках редкометалльных пегматитов, учитывались следующие основные факторы рудоконтроля, изученные преимущественно на примере рудных полей I и III:

приуроченность к экзоконтактной зоне материнских гранитоидов второй фазы шириной около 3 км (оптимальное расстояние 1—1,5 км). В продуктивных гранитоидах повышены по сравнению с кларками средние содержания рубидия, цезия, бериллия, олова, а иногда и лития;

локализация в узлах пересечения крупных внутриблоковых разрывных нарушений северо-западного и субмеридионального направлений со сквозьструктурными разломами северо-восточного и субширотного планов либо в зонах сочленения линейных структур с кольцевыми;

залегание в породах основного состава (ортоамфиболитах), за пределами которых содержание полезных компонентов в пегматитах резко снижается и они становятся безрудными;

тяготение продуктивных пегматитовых серий с промышленным оруденением к блокам с наиболее глубоким уровнем эрозионного среза, от-

Таблица 15

Физико-геологическая модель отдельных пегматитовых жил различного типа для поля I

Аппроксимируемый объект	Пегматитовая жила с Ta — Li — Cs минерализацией в породах основного состава	Пегматитовая жила с Ta—Li минерализацией в кварц-биотитовых породах	Безрудные пегматитовые жилы в кварц-биотитовых породах
Средние значения физических и геохимических параметров пегматитов (числитель) и вмещающих пород (знаменатель)			
$\kappa \cdot 10^6$, ед. СГС	$\frac{40}{2,61}$	$\frac{20}{2,61}$	$\frac{20}{2,61}$
σ , г/см ³	$\frac{2,9}{50 \cdot 10^3}$	$\frac{2,73}{50 \cdot 10^3}$	$\frac{2,73}{50 \cdot 10^3}$
ρ_K , Ом·м	$\frac{7,2}{20 \cdot 10^3}$	$\frac{7,2}{5 \cdot 10^3}$	$\frac{50 \cdot 10^3}{5 \cdot 10^3}$
U · 10 ⁴ , %	$\frac{4,1}{8,0}$	$\frac{5,8}{8,0}$	Нет данных 5,8
Th · 10 ⁴ , %	$\frac{9,9}{2,42}$	$\frac{16,8}{2,42}$	Нет данных 16,8
K, %	$\frac{1,64}{0,228}$	$\frac{2,70}{0,103}$	Нет данных 2,70
Rb, %	$\frac{0,620-0,0073}{0,702}$	$\frac{0,536-0,0152}{0,0136}$	Нет данных 0,134—0,0152
Cs, %	$\frac{2,96-0,0019}{0,1156-0,0040}$	$\frac{0,1156-0,0040}{0,0234-0,0040}$	Нет данных 0,0234—0,0040

Примечания: 1. Пегматитовые жилы аппроксимированы тонкими крутопадающими пластами мощностью в первые метры с длиной по простиранию в несколько десятков метров. 2. Для Rb и Cs первое число в знаменателе — максимальное аномальное содержание, второе — фоновое содержание.

Физико-геологическая модель участка сосредоточения редкометалльных пегматитов

Аппроксимируемый объект	Участки сосредоточения редкометалльных пегматитов с Ta — Li — Cs минерализацией в породах основного состава	Участки сосредоточения редкометалльных пегматитов с Ta — Li минерализацией в кварц-биотитовых породах
Средние значения физических и геохимических параметров пегматитов (числитель) и вмещающих пород (знаменатель)		
$\times 10^6$, ед. СГС	$\frac{30}{40}$	$\frac{15}{20}$
σ , г/см ³	$\frac{2,7}{2,9}$	$\frac{2,7}{2,7}$
ρ_k , Ом·м	$\frac{5 \cdot 10^3 - 10 \cdot 10^3}{10 \cdot 10^3 - 20 \cdot 10^3}$	$\frac{2 \cdot 10^3 - 10 \cdot 10^3}{2 \cdot 10^3 - 10 \cdot 10^3}$
U · 10 ⁴ , %	$\frac{5,0}{4,1}$	$\frac{6,2}{5,8}$
Th · 10 ⁴ , %	$\frac{9,6}{9,9}$	$\frac{14,1}{16,8}$
K, %	$\frac{1,87}{1,64}$	$\frac{2,67}{2,70}$

Примечание. Участки сосредоточения аппроксимированы неоднородными по строению крутопадающими пластами мощностью $n \times 10 - 100$ м с глубиной залегания верхней кромки 3—5 м, нижней — более 200 м, длина по простиранию $n \times 100$ м.

вещающим элидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям метаморфизма и абиссальной фации рудогенерирующих гранитоидов.

Связь редкометалльных пегматитов с долгоживущими глубинными разломами в докембрийских грабеновых структурах, их преимущественное залегание в амфиболсодержащих горных породах подтверждают многие исследователи [Недумов, 1965; Гинзбург и др., 1975; Колотухина, 1977; Емельянов и др., 1976].

Ведущая роль магматического, литологического и тектонического факторов контроля редкометалльного оруденения определила в качестве главных объектов изучения геофизическими методами гранитоидные интрузии, тела пород основного состава и структуры разломного типа, морфология и физические параметры которых показаны в табл. 14. Объемное картирование кислых интрузий, ортоамфиболитов и крупных дизъюнктивов возможно традиционным комплексом аэромагнитных, аэрогамма-спектрометрических и гравиметрических съемок. Литогеохимические поиски по потокам рассеяния и результаты геологосъемочных работ позволяют обоснованно выбирать площади, перспективные для проведения детальных поисков.

На стадии общих и детальных поисков, с учетом совокупности геолого-геофизических и геохимических сведений о характере редкометалльного оруденения перед комплексом геофизических и геохимических методов, возможна постановка одной из двух задач: поиск отдельных пегматитовых тел, либо их жильных серий (участков их сосредоточения). В табл. 15 и 16

приведены характеристики ФГМ, разработанных для обоих типов потенциальных объектов поисков. При этом средние значения физических параметров ФГМ участков сосредоточения пегматитовых тел были рассчитаны исходя из того, что содержание пегматитового материала в их пределах составляет около 30%.

Анализ параметров ФГМ пегматитовых жил (см. табл. 15) показывает, что их малые размеры и слабые различия физических свойств пегматитов и вмещающих пород не дают оснований ориентировать геофизические поиски на выявление отдельных жил. Опыт проведения детальных магнитно-и электроразведочных работ на площади полей I, II и III показал, что с помощью этих методов целесообразно решать задачи детального геологического картирования. Выделить же большинство пегматитовых жил мощностью менее 10 м из-за близкого расположения, наличия большого числа аномалий-помех, обусловленных широким развитием зон окварцевания и разрывной тектоники, практически невозможно. Благодаря тому, что жилы группируются в жильные серии, литогеохимическая съемка по вторичным ореолам рассеяния выделяет не самостоятельные тела, а участки их сосредоточения.

Опыт детального геологического картирования и разведки поля I убедительно доказывает, что жильные серии — это самостоятельные геологические объекты. Они контролируются четкими структурными и литологическим факторами. Именно в них, а не в отдельных пегматитовых жилах, сосредоточены основные промышленные запасы редких элементов. Поэтому целесообразно в качестве главного объекта поисков выбирать участки сосредоточения тантал-литий-цезиевых пегматитов первого типа в амфиболсодержащих породах, богатое комплексное редкометальное оруденение которых локализуется не только в пегматитовых жилах, но и в экзоконтактовых метасоматитах. Для пегматитов этого типа установлена четкая приуроченность к породам основного состава, которые успешно картируются магнитной съемкой. Для выявления и прослеживания разрывных нарушений и литологического картирования целесообразно использовать методы электропрофилирования и ЕП. Как прямой метод поисков важное значение имеет литогеохимическая съемка по вторичным ореолам рассеяния.

Прослеживать отдельные пегматитовые жилы необходимо лишь в некоторых случаях на стадии детальных поисков и разведки, например, это оправданно при пологом залегании пегматитовых тел поля III.

Глава 2

АНАЛИЗ ВОЗМОЖНОСТЕЙ ПОИСКОВЫХ МЕТОДОВ

Особенности применения геофизических и геохимических методов при решении геологических задач, возникающих при прогнозировании, поисках и разведке редкометальных пегматитов, иллюстрируются главным образом оригинальными материалами, и лишь в отдельных случаях привлекаются сведения, взятые из литературных источников по пегматитовым месторождениям Украины и Кольского полуострова. При этом обсуждаются с привлечением широких материалов в основном те задачи, которые можно реализовать традиционными способами качественной и количественной интерпретации данных, получаемых с помощью каждого из поисковых методов в отдельности. Современные методики комплексной интерпретации материалов нескольких методов одновременно с целью установить геологическую природу слабых аномальных признаков, не коррелируемых визуально, будут рассмотрены в главе 3.

ГРАВИРАЗВЕДКА

Результаты гравirazведочных работ, проведенных на полях I и III редкометального пегматитового пояса, указывают на целесообразность привлечения данных этого метода для решения структурно-тектонических задач. С помощью гравirazведки выяснена морфология поля I, уточнено положение контактов рудоконтролирующего гранитоидного массива и выделены ограничивающие его разломы.

По данным детальной гравиметрической съемки доказана блоковая структура пегматитового поля III, установлено положение структурных

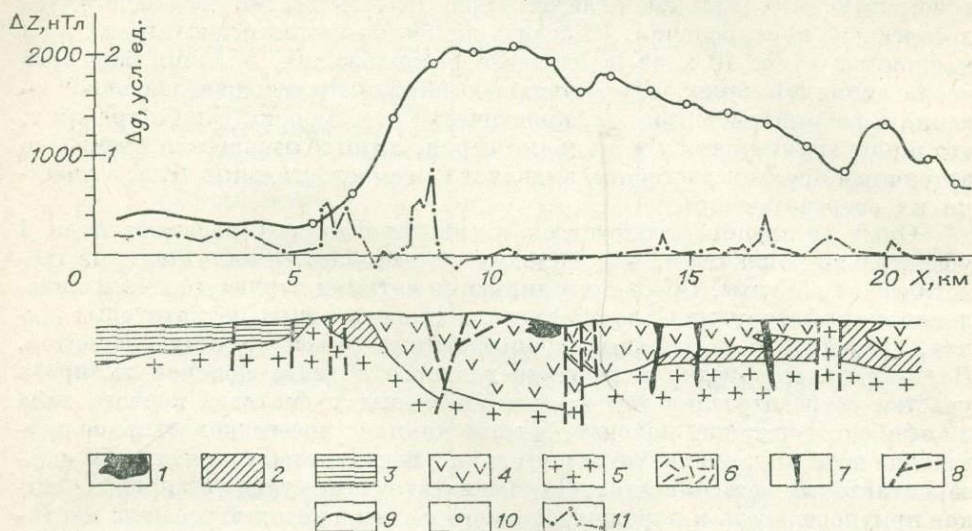


Рис. 17. Геолого-геофизический разрез по простиранию поля III (по Е. Л. Емельянову и А. М. Фадееву).

1 — участок редкометальной минерализации; 2 — метаморфические сланцы; 3 — терригенно-карбонатные породы; 4 — ортоамфиболиты; 5 — граниты; 6 — кислые аффузивы; 7 — дайки габбро-диабазов; 8 — разрывные нарушения; 9 — экспериментальная кривая Δg ; 10 — расчетные значения Δg ; 11 — экспериментальная кривая ΔZ .

швов, ограничивающих горст. Дизъюнктивы, секущие рудомещающую интрузию основного состава, фиксируются зонами высоких градиентов аномальных значений силы тяжести. Количественная интерпретация гравитационных аномалий позволила изучить объемную структуру массива амфиболитов и определить глубину залегания нижних контактов отдельных его блоков с гранитоидами (рис. 17). Исследования, проведенные Е. Л. Емельяновым и А. М. Фадеевым, показали, что все известные в пределах поля III месторождения редкометальных пегматитов залегают в наиболее благоприятном для формирования редкометального оруденения вертикальном диапазоне расстояний от кровли материнских гранитов, составляющем 1—3 км. Это позволило провести районирование площади рудного поля по глубине эрозионного среза редкометальных пегматитовых месторождений.

По данным М. И. Голода с соавторами [Геофизические методы..., 1973], при поисках слюдоносных пегматитов гравirazведка также позволяет решать задачи по выделению структур, контролирующих размещение месторождений мусковита. М. И. Голод [1978] указывает также на принципиальную возможность использования гравirazведки для выделения тектонических пегматитоносных зон.

МАГНИТОРАЗВЕДКА

Магниторазведочные данные позволяют решать довольно широкий спектр задач геологического картирования: выделять и трассировать зоны разломов, оконтуривать в плане и изучать объемное строение массивов

кислых, основных и ультраосновных магматических пород, расчленять в благоприятных случаях метаморфическую толщу.

В качестве примера приведем краткое описание результатов детальной наземной магнитной съемки пегматитового поля I. Общее направление аномалий ΔZ соответствует генеральному северо-западному простиранию его пород (см. рис. 2). Амплитуда магнитного поля закономерно возрастает к востоку — в направлении к региональному разлому. Непосредственно над ним, в зоне шириной около 1 км, значения ΔZ достигают 200 нТл и более. В северном направлении единая региональная магнитная аномалия разветвляется. Правая ветвь соответствует региональному разлому, а левая прослеживается в центральной части площади и приурочена к третьей пачке второй свиты, сложенной преимущественно амфиболовыми породами. На севере амплитуда и размеры этой аномалии резко увеличиваются за счет крупной иластообразной интрузии ортоамфиболитов. Меньшие по размерам интрузии ортоамфиболитов или метадиабазов, например на западном фланге центральной части площади, отмечаются более слабыми (30—50 нТл) магнитными аномалиями с расплывчатыми контурами. Дайковым телам диабазов и габбро-диабазов соответствуют линейные хорошо коррелирующиеся между профилями магнитные аномалии амплитудой до первых тысяч нанотесла. Изометричную положительную аномалию ΔZ на юго-западе площади создает штокообразное тело ультраосновных пород.

Расчленить осадочно-метаморфическую толщу более детально, равно как и выделить участки сосредоточения пегматитовых жил, визуальным анализом поля ΔZ не удастся (см. рис. 2). В то же время статистический анализ значений магнитного поля над разными комплексами пород подтверждает объективную возможность решения с помощью магниторазведки некоторых дополнительных задач, в том числе такой важной, как прогнозирование площадей скопления пегматитовых тел с редкометальным оруденением. Подробно этот вопрос будет разобран ниже.

Прямые поиски отдельных пегматитовых тел магниторазведкой с теоретической точки зрения в принципе возможны, но практически реализуются в крайне редких идеальных случаях, поскольку малоамплитудные, в лучшем случае порядка нескольких десятков нанотесла, аномалии пониженных значений ΔZ над немагнитными пегматитами не выделяются на фоне неоднородно намагниченных вмещающих метаморфических пород.

По данным детальной магнитной съемки, на поле III уверенно картируются структурные швы, ограничивающие горст, выходы гранитоидов и пород основного состава. Ортогональные системы разрывов северо-восточного и северо-западного простираний фиксируются интенсивными (сотни — первые тысячи нанотесла) линейными аномалиями магнитного поля, за счет контроля этих разрывов дайками диабазов. Известные участки сосредоточения редкометальных пегматитов сколько-нибудь заметными магнитными полями не выделяются.

ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКА

Методы сопротивлений

Методы сопротивлений, преимущественно в модификации электропрофилирования на постоянном и низкочастотном переменном токе, широко применяют главным образом для картирования разноплановых разрывных нарушений.

Разберем результаты таких работ на примере поля I. Глубина исследования применявшейся здесь установки дипольного электропрофилирования (ДЭП) с разносом приемного и питающего диполей $O'O = 60$ м заведомо превышает среднюю мощность рыхлых отложений (2—3 м). Поэтому можно предполагать, что на большей части площади съемки значения R_k отражают удельное электрическое сопротивление коренных пород

верхней части разреза. Для изученной площади в целом типичны относительно высокие значения ρ_k , более 5000 Ом·м. Измеренные величины кажущихся сопротивлений в основном зависят от степени трещиноватости горных пород, отражая косвенно их литологический состав. Так, монолитным и слабо трещиноватым породам (гранитоидам на юго-западе площади, интрузии ортоамфиболитов на севере и андалузит-кварц-биотитовым сланцам первой свиты на восточном фланге) соответствуют области высоких, до $10 \cdot 10^3$ — $20 \cdot 10^3$ Ом·м, сопротивлений, а тектонически переработанные графитизированные и углистые кристаллосланцы третьей свиты выделяются аномалиями проводимости порядка 100 Ом·м. В целом же строение плана изом (см. рис. 3, а) определяется конфигурацией пониженных значений ρ_k над зонами повышенной трещиноватости горных пород, которые связаны с разрывными нарушениями различных простираний.

Наиболее отчетливо, по данным ДЭП, выражена система аномалий, относящаяся к региональному разлому и оперяющим его дизъюнктивам северо-западного простирания. Значения кажущихся сопротивлений над тектоническими швами в зоне разлома уменьшаются до $n \cdot 1$ — $n \cdot 10$ Ом·м. По характеру геофизических аномалий разрывные нарушения северо-западного простирания могут быть подразделены на два типа. К первому отнесены взбросо-сдвиги, определяющие блоковое строение рудного поля и в основном соответствующие границам между свитами. За счет интенсивной милонитизации и сульфидизации пород в зонах сместителей этих разрывов они надежно выделяются линейными аномалиями проводимости (ρ_k менее 100—200 Ом·м). Разрывы второго типа представлены рудоконтролирующими сбросо-сдвигами того же простирания с характерным для них наложенным окварцеванием зоны сместителя, что позволяет выделить в лучшем случае только фрагменты таких дизъюнктивов, проявленных некоонтрастными аномалиями повышенной проводимости. Увязывая эти факты с историей геологического развития поля I, логично предположить, что, в отличие от взбросо-сдвигов, рудоконтролирующие дизъюнктивы северо-западного направления закончили свое развитие на орогенном этапе.

По данным электроразведки, в поле I впервые были выделены крупные зоны дробления и повышенной трещиноватости северо-восточного простирания [Вахромеев и др., 1974]. Они отчетливо картируются аномалиями пониженных значений кажущихся сопротивлений с амплитудой $0,5 \cdot 10^3$ — $1 \cdot 10^3$ Ом·м (см. рис. 3, а). Геоморфологические аномалии проводимости северо-восточного простирания часто совпадают с ручьями и временными водотоками, мощность рыхлых аллювиальных отложений в долинах которых, по результатам количественных расчетов кривых вертикальных электрических зондирований, может достигать первых десятков метров.

В местах пересечения электрических аномалий северо-западного и северо-восточного простираний часто наблюдаются более или менее изометричные области пониженных сопротивлений и нарушение корреляции магнитного и естественного электрического полей. По геологическим данным, мощность рыхлых отложений на таких участках возрастает до 10—15 м за счет развития кор выветривания.

Сопоставление результатов метода ДЭП с опорными геологическими разрезами показывает, что однозначное визуальное выделение большинства литологических разновидностей горных пород, а также участков сосредоточения редкометалльных пегматитов невозможно (рис. 18). Кроме пород зоны регионального разлома, по данным ДЭП можно выделить только массив гранитоидов в южной части площади, над которым наблюдаются аномально высокие значения ρ_k порядка $15 \cdot 10^3$ — $20 \cdot 10^3$ Ом·м.

По опыту электроразведочных работ на рудных полях I—III уверенно коррелируются дайки диабазов. Над ними наблюдаются выдержанные линейные аномалии сопротивления амплитудой $n \cdot 10^4$ Ом·м, пространственно совпадающие с положительными магнитными аномалиями.

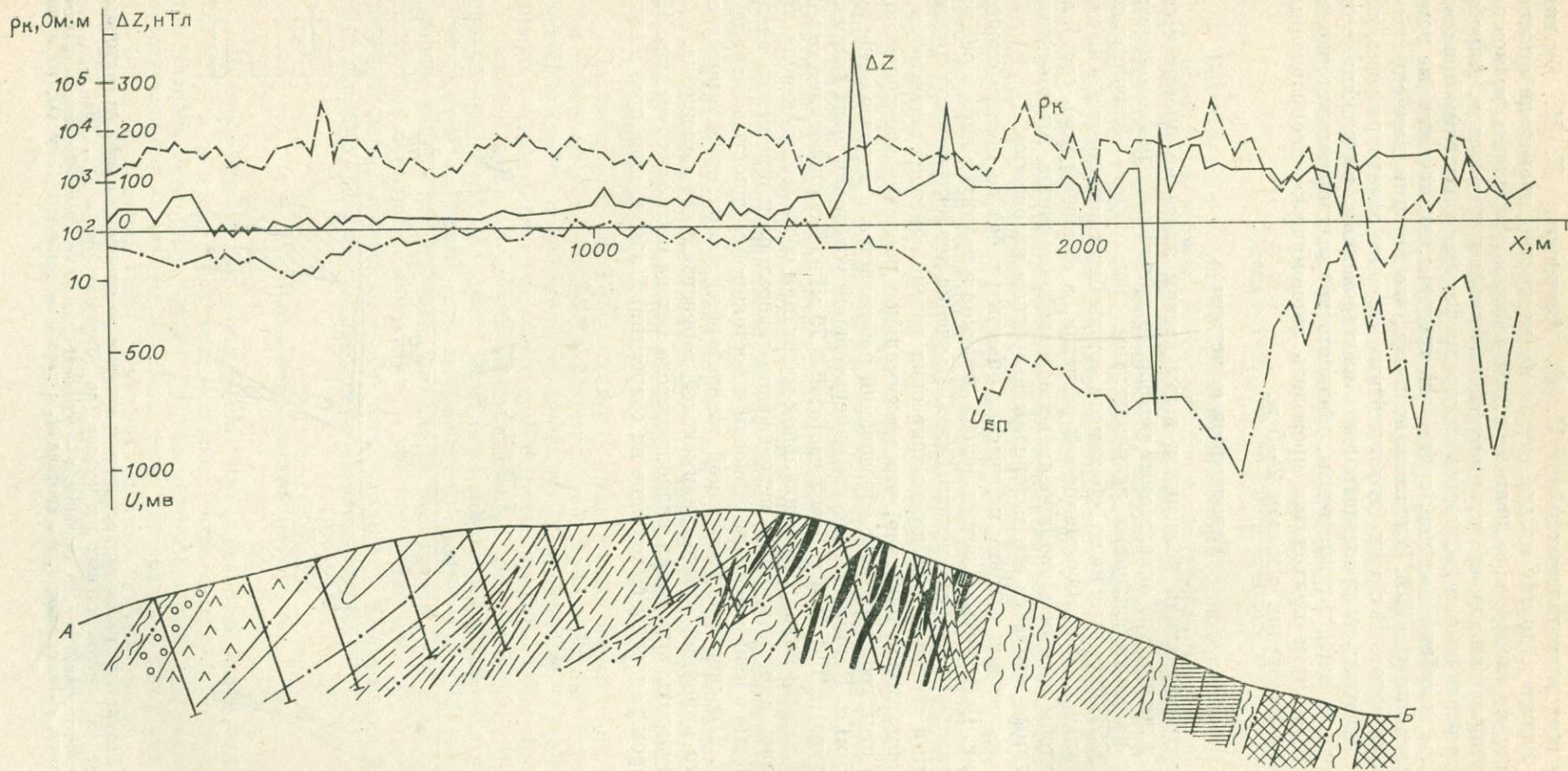


Рис. 18. Геолого-геофизический разрез по опорному профилю поля I.
Усл. обозн. см. на рис. 2.

Во всех пегматитовых полях М. Ф. Анискович, И. М. Оськин, В. М. Фадеев и другие исследователи неоднократно проводили опытно-методические электроразведочные работы с целью установить возможности картирования непосредственно редкометалльных пегматитов. Апробировались различные модификации электропрофилирования: симметричное, дипольное, комбинированное, срединный градиент, низкочастотные измерения с комплектом ИЖ. В итоге выяснилось, что метод не дает однозначных результатов. В самых благоприятных случаях электроразведка позволяет выделить и проследить лишь изолированные, выдержанные по простиранию пегматитовые жилы, мощность которых превышает первые метры. При этом приходится проводить экономически неоправданные детальные измерения с шагом 2—5 м.

Радиоволновые методы

Электромагнитная разведка в пегматитовом поясе не проводилась. Однако в литературе описан опыт успешного применения радиоволновых методов на месторождениях редкометалльных пегматитов [Задегголова и др., 1975]. Несмотря на то, что там эти методы были использованы на стадии детальной и эксплуатационной разведок, а основная цель состояла в том, чтобы выделить изолированные пегматитовые жилы, мы посчитали необходимым привести эти материалы в кратком изложении.

Геологические условия на участке опытных работ во многом сходны с нашими. Пегматиты залегают непосредственно в гранитах либо в районе их экзоконтактов, среди метадиабазов. Изучение диэлектрической проницаемости и тангенса угла диэлектрических потерь образцов пегматитов и вмещающих пород показало, что максимальное различие электрических свойств этих геологических образований наблюдается в диапазоне частот 1,0—3,5 мГц. Поэтому в качестве измерительной установки была выбрана аппаратура РРК-1,76 с рабочей частотой 1,76 мГц. Использовался отвесный магнитный диполь. Вертикальная магнитная составляющая поля H_z измерялась при синхронном перемещении генератора и приемника вдоль по профилю с неизменным разносом и постоянной мощностью сигнала в антенне. Плоскость вертикальной генераторной рамки ориентировалась на центр приемной рамки, занимающей горизонтальное положение.

Результаты апробации радиоволнового метода иллюстрирует рис. 19, на котором показаны выходящие на современный эрозионный срез пегма-

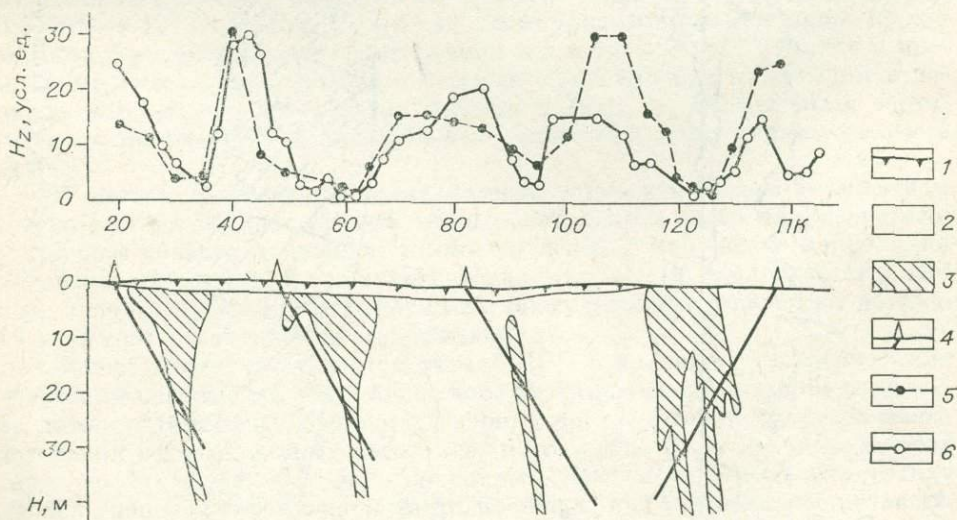


Рис. 19. Результаты работ радиоволновым методом по опорному профилю месторождения редкометалльных пегматитов (по [Задегголова и др., 1975]).

1 — почвенно-растительный слой, суглинки; 2 — мусковит-биотитовые, гранат-биотитовые сланцы; 3 — пегматиты; 4 — скважины; 5, 6 — графики H_z с разносами установки 15 м (5), 20 м (6).

титовые тела, вскрытые канавами и скважинами по данным электромагнитной разведки.

К недостаткам радиоволнового метода относятся его ограниченная глубинность, сильное неконтролируемое влияние рельефа, геологических неоднородностей и разнообразных технических помех, возникающих за счет электрических и телефонных линий, трубопроводов, рельсовых путей и т. д. По этим причинам радиоволновой метод в качестве поискового использовать невыгодно. Область его применения ограничена решением частных задач детальной разведки пегматитовых месторождений в относительно несложных геоэлектрических условиях.

Метод естественного электрического поля

Возможности метода естественного электрического поля (ЕП) во многом идентичны возможностям электропрофилирования (см. рис. 3, б, рис. 18). В основном он позволяет картировать разрывную тектонику. Система дизъюнктивов регионального разлома северо-западного направления в поле I проявлена в физическом поле естественной электрохимической активности ветвящимися линейными отрицательными аномалиями потенциала амплитудой до -1500 мВ (см. рис. 3, б). Причина возникновения столь контрастных аномалий естественного электрического поля заключается в обильной сульфидизации разрывных тектонических нарушений, а также в повышенном содержании в них графита, образовавшегося за счет регионального метаморфизма. Гранитоидный массив в южной части поля I отмечается положительной аномалией ЕП с амплитудой до $+120$ мВ.

Результаты работ методом ЕП на поле III показали отсутствие отчетливо выраженных аномалий или характерных особенностей естественного электрического поля. Это связано с низкой степенью сульфидизации дизъюнктивов. Только обработка по программам автоматизированной фильтрации (см. главу 3) позволила выделить и проследить слабые аномалии ЕП, связанные с разрывной, в том числе рудоконтролирующей, тектоникой.

Таким образом, возможности метода ЕП ограничены решением общих задач геологического картирования. Редкометалльные пегматитовые тела и участки их сосредоточения визуально не проявляются в поле естественных потенциалов.

По данным М. И. Голода [1978], слюдоносным пегматитоносным зонам Северной Карелии и Кольского полуострова отвечают широкие по размерам слабые положительные аномалии ЕП амплитудой в десятки милливольт, нередко совмещенные с неконтрастно проявленными аномалиями кажущейся поляризуемости, интенсивность которых редко превышает первые проценты. Появление указанных аномалий объясняется присутствием убогой вкрапленности пирротина в метасоматически измененных гнейсах района экзоконтакта слюдяных пегматитов. Эти факты должны послужить отправным моментом для более углубленного изучения в перспективе петрофизических особенностей гидротермально измененных пород, несущих редкометалльное пегматитовое оруденение.

Пьезоэлектрический метод

Пьезоэлектрический метод (ПЭМ) был разработан советскими геофизиками для поисков и разведки месторождений горного хрусталя, кварца для плавки, руднокварцевых и других месторождений, полезные или сопутствующие компоненты которых несут минералы-пьезоэлектрики.

Опыт применения ПЭМ на месторождениях редкометалльных пегматитов крайне ограничен. В литературе имеется только одна ссылка на достаточно высокие значения пьезоэлектрического модуля редкометалльных пегматитов, достигающие $7,6 \cdot 10^{-14}$ Кл/Н [Кондрашев, 1980].

На месторождениях пегматитового пояса ПЭМ нами не применялся, однако, согласно устному сообщению П. А. Петрова, у пегматитов поля III наблюдаются аномальные пьезоэлектрические свойства. Учитывая невысокие технико-экономические показатели ПЭМ, можно надеяться, что он будет с успехом использоваться при детальной разведке в благоприятных геолого-геофизических условиях.

РАДИОМЕТРИЧЕСКИЕ И ЯДЕРНО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Аэrorадиохимические аномалии, выявляемые в полях редкометалльных пегматитов, имеют существенно ториевую природу и связаны с кислыми эффузивами, выходами гранитоидов и зонами тектонической переработки различных по составу горных пород. Результаты наземных измерений общей радиоактивности по данным гамма-съемок, проведенных в поверхностном и шуровом вариантах, с точки зрения выявления тел редкометалльных пегматитов оказались отрицательными. В то же время, судя по данным гамма-спектрометрических измерений коренных горных пород в выработках (см. табл. 3), существуют определенные объективные предпосылки для картирования пегматитовых жил с редкометалльной минерализацией. Как будет показано дальше, с помощью специальных приемов интерпретации, основанных на многомерном анализе результатов поверхностных гамма-спектрометрических съемок, выделять слабые радиоактивные аномалии, отвечающие редкометалльным пегматитам, в принципе возможно. Значительно более эффективно применение каротажных радиометрических и ядерно-геофизических методов на стадии детальной разведки пегматитовых месторождений.

Физическая основа определения концентраций редких элементов ядерно-геофизическими методами состоит в том, что минералы редкометалльных пегматитов и вмещающих пород различаются по степени поглощения медленных нейтронов (см. табл. 4) и по характеристическому рентгеновскому излучению [Крапивский и др., 1976].

Основные ядерно-геофизические методы каротажа выбирают исходя из сопоставления минимальных промышленных концентраций редких элементов в рудах с минимальными пределами обнаружения данным методом. Проведение дополнительных ядерно-геофизических исследований необходимо для учета влияния мешающих факторов, снижающих достоверность основных методов (кавернозность скважин, экранирующий эффект глинистой корки, оценка суммарных эквивалентных концентраций мешающих элементов и т. п.) (табл. 17).

Таблица 17

Характеристика комплекса ядерно-геофизических методов каротажа при определении концентраций редких элементов в пегматитах (по Е. И. Крапивскому)

Элемент, описел	Минимальный предел обнаружения методами каротажа, %	Вид каротажа		Мешающие элементы
		основной	дополнительный	
Li Rb	0,03—0,05 0,02	ННК-нт/т РРК	МК, ГНК-нт, ННК-нт МК	В Sr, Y, Zr, Nb
Cs	0,03	РРК, ННК-р	МК	Ba, Li, В
Be (BeO)	0,002—0,004	ГНК-нт	ННК-нт/т	В, Li, Cs
Nb	0,05—0,1	РРК	МК	Sr, Zr
Ta	0,05	ННК-р	МК, ННК-нт/т	В, Li

Примечание. ННК — нейтрон-нейтронный каротаж по надтепловым (нт), тепловым (т) нейтронам, (р) — резонансный; ГНК — гамма-нейтронный каротаж; РРК — рентгено-радиометрический каротаж; МК — микрокавернометрия скважин.

Выделение рудных тел на фоне вмещающих пород осуществляется по результатам интерпретации данных комплекса методов в составе нейтрон-нейтронного каротажа по надтепловым нейтронам, гамма-гамма каротажа плотностного, гамма-каротажа, гамма-нейтронного каротажа.

Под руководством Е. А. Крапивского в редкометальном поясе изучено более 250 разведочных скважин общим метражом около 50 000 м. Среднеквадратические случайные расхождения между данными ядерно-геофизического и химического опробования керна составили при определении содержания бериллия 20%, цезия — до 25%. Это свидетельствует о целесообразности широкого внедрения комплекса ядерно-физических методов для определения содержания этих элементов в пегматитах.

АНАЛИЗ СТАТИСТИК И СТРУКТУРЫ ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Качественная интерпретация геофизических данных показывает, что с помощью методов визуального анализа физических полей возможно картирование выходов интрузий гранитоидов и ультраосновных пород, даек диабазов и в общих чертах — контуров распространения пород основного состава. Известные участки сосредоточения редкометалльных пегматитов не выделяются ни по одному из геофизических методов. С помощью традиционных приемов визуального анализа геофизической информации в поле I можно картировать только два типа разрывных нарушений. Выявление и трассирование рудоконтролирующих дизъюнктивов северо-западного, субмеридионального и субширотного простираний не обеспечивается.

Для объективной оценки возможностей геофизических методов и выбора путей и способов обработки исходных данных необходимо иметь в виду результаты дисперсионного анализа (табл. 18), позволяющего установить по соотношениям между природными и техническими дисперсиями разрешающую способность геофизических съемок [Вахромеев, 1978].

Значения общих дисперсий ($D_{\text{общ}}$) рассчитаны по выборкам физических полей над соответствующими разновидностями горных пород, технических (D_1) — по результатам контрольных измерений, а природных (D_0) — по формуле $D_0 = D_{\text{общ}} - D_1$. Анализ соотношений дисперсий показывает, что, за единственным исключением, повышение точности геофизических съемок не может помочь при выделении слабых аномалий, так как практически не изменит характера физических полей, значительно осложненных природными неоднородностями. Только увеличение точности магнитной съемки может в некоторой степени повысить ее разрешающую способность при расчленении слабомангнитных разновидностей осадочно-метаморфизованных пород.

Возможности извлечения геологической информации из данных комплексных геофизических съемок не исчерпываются приемами визуального анализа, так как во многих случаях особенности геологического строения

Т а б л и ц а 18

Дисперсии физических полей для некоторых разновидностей горных пород поля I

Физическое поле	Дисперсии полей				
	Ед. изм.	$D_{\text{общ}}$	D_1	D_0	D_0/D
Поле ρ_k над кварц-биотитовыми сланцами и конгломератами	Отн. ед.	0,054	0,001	0,053	53
Поле ΔZ над кварц-биотитовыми сланцами	нТл ²	441	94	347	3,7
Поле ΔZ над конгломератами	нТл ²	121	94	27	0,3
Поле $U_{\text{ЕП}}$ над конгломератами	мВ ²	2916	85	2831	33,3

Порода	n	$\rho_k, \text{Ом}\cdot\text{м}$		$\Delta Z, \text{нТл}$				$U_{\text{ЕП}}, \text{мВ}$				
		$\frac{\bar{\rho}}{s}$	10^3 10^4	$\frac{\Delta \bar{Z}}{s}$	-100 0 100 200 300	\bar{U} s	-800 -600 -400 -200 0					
1. Пачка существенно амфиболовых пород	81	$\frac{3500}{1,86}$		$\frac{81}{125}$		$\frac{-168}{99}$						
2. Кварц-биотитовые сланцы	81	$\frac{4900}{2,63}$		$\frac{36}{21}$		$\frac{-154}{63}$						
3. Конгломераты	90	$\frac{4100}{2,14}$		$\frac{29}{11}$		$\frac{-150}{54}$						
4. Ортоамфиболиты	104	$\frac{3500}{2,24}$		$\frac{61}{61}$		$\frac{-214}{145}$						
5. Биотитовые сланцы с рудным и углистым веществом	29	$\frac{3200}{2,51}$		$\frac{101}{121}$		$\frac{-659}{89}$						
6. Полевшипат-кварц-биотитовые сланцы	44	$\frac{6600}{1,90}$		$\frac{28}{22}$		$\frac{-159}{92}$						
7. Гранитоиды I фазы	64	$\frac{19900}{2,11}$		$\frac{-6}{11}$		$\frac{118}{36}$						

б

Порода	n	$\rho_k, \text{Ом}\cdot\text{м}$		$\Delta Z, \text{нТл}$				$U_{\text{ЕП}}, \text{мВ}$			
		$\frac{\bar{\rho}}{s}$	10^3 10^4	$\frac{\Delta \bar{Z}}{s}$	-100 0 100 200 300	\bar{U} s	-300 -200 -100 0 100				
1. Участки сосредоточения редкометалльных пегматитов в породах основного состава	125	$\frac{4200}{1,70}$		$\frac{94}{70}$		$\frac{-144}{72}$					
2. Серии безрудных пегматитов в кварц-биотитовых сланцах	140	$\frac{5600}{2,30}$		$\frac{33}{12}$		$\frac{-102}{56}$					
3. Пачка существенно амфиболовых пород	81	$\frac{3500}{1,86}$		$\frac{81}{125}$		$\frac{-168}{99}$					
4. Кварц-биотитовые сланцы	81	$\frac{4900}{2,63}$		$\frac{56}{21}$		$\frac{-154}{63}$					

Рис. 20. Распределения физических полей над разновидностями горных пород поля I (а) и над участками сосредоточения редкометалльных пегматитов и вмещающими породами (б); ε и S — соответственно безразмерный стандартный множитель (для логарифмически нормального распределения) и стандартное отклонение (нормальное распределение).

могут быть проявлены в физических полях не явно, а в виде тех или иных статистических закономерностей. В подобных ситуациях для выяснения геологических возможностей геофизических методов используют статистико-информационные способы оценки количества информации [Вахромеев, 1978; Количественные методы..., 1972; Никитин, 1979; Тархов и др., 1977].

Статистический анализ распределения физических полей

Основной целью проведенного нами анализа была оценка статистических различий в распределении физических полей над теми разновидностями пород, выделение которых принципиально для решения задач поисков и геологического картирования. Выборки значений полей ΔZ , ρ_k и $U_{\text{ЕП}}$ были сделаны внутри контуров, охватывающих соответствующие геологические объекты в пределах хорошо изученных полей I и III. Обработка выборок, параметры которых для поля I приведены на рис. 20, выполнена на вероятностном трафарете.

Матрицы надежности разделения горных пород по полю ρ_K (верхний треугольник) и полю ΔZ (нижний треугольник)

Порядковый индекс породы по рис. 20, а	1	2	3	4	5	6
1		0,62	0,57	0,68	0,60	0,69
2	0,85		0,51	0,59	0,59	0,62
3	0,92	0,69		0,54	0,57	0,64
4	0,67	0,75	0,87		0,54	0,68
5	0,91	0,94	0,99	0,78		0,69
6	0,85	0,57	0,68	0,76	0,95	

Примечание. Здесь и в табл. 20 1 — амфиболовые породы; 2 — кварц-биотитовые сланцы; 3 — конгломераты; 4 — ортоамфиболиты; 5 — углистые сланцы; 6 — полевошпат-кварц-биотитовые сланцы.

Эти данные показывают, что лучше всего, хотя и со значительными перекрытиями, породы различаются по средним значениям и дисперсии поля ΔZ . Над породами основного состава (первая и четвертая разновидности на рис. 20, а) за счет повышенного содержания в них магнитных и сульфидных минералов возрастает не только средний уровень, но и изрезанность магнитного и естественного электрического полей. Из всех разновидностей горных пород только гранитоиды и углистые сланцы надежно выделяются по геофизическим данным.

Над участками сосредоточения редкометалльных пегматитов по сравнению с «безрудными» площадями наблюдается значительно более высокое и изрезанное поле ΔZ (см. рис. 20, б), что обусловлено приуроченностью жильных серий пегматитов к породам основного состава и перерас-

Таблица 20

Матрицы различия статистик геофизических полей по t -критерию (верхние треугольники) и F -критерию (нижние треугольники)

Поле	Порядковый индекс породы по рис. 20, а	1	2	3	4	5	6
ΔZ	1		3,2	3,7	1,3	1,4	3,7
	2	35,4		2,7	3,9	14,3	1,9
	3	156,2	4,4		5,3	17,8	0,3
	4	4,2	8,4	3,7		5,6	4,8
	5	1,5	23,1	102,0	2,7		14,2
	6	19,9	1,8	7,8	4,8	13,0	
ρ_K	1		2,70	1,50	0,00	0,50	5,40
	2	2,42		1,36	2,59	2,16	2,06
	3	1,58	1,52		1,41	1,33	3,80
	4	1,68	1,44	1,09		0,49	5,15
	5	2,19	1,10	1,42	1,31		3,74
	6	1,08	2,25	1,47	1,56	2,04	
$U_{EП}$	1		1,07	1,45	2,57	25,0	0,51
	2	2,45		2,00	2,92	27,8	0,32
	3	3,36	1,36		4,20	29,6	0,60
	4	2,14	5,30	7,21		20,7	2,78
	5	1,24	2,00	2,72	2,65		23,40
	6	1,16	2,13	2,90	2,48	1,07	

Примечание. Здесь и в табл. 21 подчеркнуты значимые величины критериев.

Таблица 21

Матрицы различия статистик геофизических полей по t -критерию (верхние треугольники) и F -критерию (нижние треугольники)

Поле	Порядковый номер породы по рис. 20, б	1	2	3	4
ΔZ	1		9,6	0,8	8,7
	2	34,0		3,4	1,2
	3	3,2	108,0		3,2
	4	11,1	3,1	35,4	
ρ_K	1		3,5	2,2	1,4
	2	2,4		4,9	1,1
	3	1,4	1,8		5,8
	4	3,3	2,4	2,4	
$U_{EП}$	1		5,2	1,9	1,0
	2	1,6		5,5	6,2
	3	1,9	3,1		1,1
	4	1,3	1,3	2,5	

нормальному закону, значения α и β для каждой пары классов с индексами j и $j + 1$ были определены интегрированием соответствующих функций условных нормальных плотностей вероятностей геофизического поля X

$$f(x/H_j) = S_j^{-1} \cdot (2\pi)^{-1/2} \cdot \exp \left[- (x - \bar{x}_j)^2 / 2S_j^2 \right] \quad (4)$$

в пределах, определяемых абсциссами точек пересечения кривых $f(x/H_j)$ и $f(x/H_{j+1})$.

В табл. 19 приведены матрицы парных значений показателя надежности Γ , вычисленные по формуле (1) для первых шести разновидностей пород по статистикам полей ρ_K и ΔZ (см. рис. 20). Все без исключения разновидности пород по полю ΔZ в среднем различаются более надежно ($\bar{\Gamma} = 0,81$), нежели по полю ρ_K ($\bar{\Gamma} = 0,61$) (см. табл. 19).

Надежность, вычисленная таким образом, является интегральной характеристикой различия распределений. Вместе с тем, с точки зрения содержательного анализа возможностей геофизических методов, желательно также иметь информацию о статистическом различии средних и дисперсий. С этой целью был использован аппарат теории проверки статистических гипотез о равенстве средних и дисперсий. Нулевые гипотезы H_0 : $\mu_j = \mu_{j+1}$ и H'_0 : $\sigma_j^2 = \sigma_{j+1}^2$ проверялись соответственно по t -критерию Стьюдента и F -критерию Фишера при 5%-ном уровне значимости двустороннего критерия. Вычисления, результаты которых представлены в табл. 20 и 21, проведены по данным рис. 20, причем в случаях, когда выполнялась альтернативная гипотеза H'_1 : $\sigma_j^2 \neq$

пределением магнитных минералов в них в процессе пегматитообразования. Необходимо подчеркнуть, что подобные тенденции повышения уровня магнитного поля и его изменчивости вблизи участков развития пегматитов отмечены для редкометалльных пегматитов других районов Советского Союза [Игнатьева, 1961], а также для слюдоносных и слюдоносно-керамических пегматитов [Голод, 1978].

Для количественной характеристики различий распределений физических полей используется показатель надежности Γ разделения двух статистических классов, предложенный А. А. Никитиным [1979]:

$$\Gamma = 1 - (\alpha + \beta), \quad (3)$$

где α и β — соответственно ошибки классификации 1-го и 2-го рода. Так как распределения значений физических полей или логарифмов этих значений не противоречат (при 5%-ном уровне значимости критерия А. Н. Колмогорова)

Таблица 22
Значения средней информативности (I') статистик физических полей

Физическое поле	По данным табл. 20		По данным табл. 21	
	по t -критерию	по F -критерию	по t -критерию	по F -критерию
ΔZ	0,73	0,90	0,67	1,00
ρ_K	0,53	0,43	0,67	0,75
$U_{EП}$	0,67	0,73	0,50	0,67

$\neq \sigma_{j+1}^2$, для проверки гипотезы о равенстве средних использовалась соответствующая модификация t -критерия [Закс, 1976].

Все литологические разновидности метаморфических горных пород и жильные пегматитовые серии различаются между собой по тем или иным статистикам физических полей (см. табл. 20, 21). Наиболее информативный метод с точки зрения литологического расчленения — магнито-разведка.

Для количественной оценки средней информативности некоторой статистики геофизического поля был использован простой прием. Для каждой из матриц табл. 20 и 21 вычислены величины $I' = N_k/N$, где N_k — число элементов верхнего (нижнего) треугольника матрицы, превышающих критическое значение при данном уровне значимости, а N — общее число элементов в соответствующем треугольнике. Очевидно, значения I' (табл. 22) отражают средние возможности использования соответствующей статистики при решении задач литологического расчленения толщи пород рудного поля.

Результаты расчетов количественно подтверждают вывод о том, что наиболее информативным методом в данном случае является магнито-разведка, причем значительную часть геологической информации несет дисперсия магнитного поля (см. табл. 22).

В связи с тем, что все выделенные разновидности горных пород в различной степени распознаваемы либо по средним значениям, либо по дисперсиям тех или иных признаков, проверка гипотез о равенстве векторов средних значений или ковариационных матриц, служащих соответственно многомерными аналогами средних и дисперсий одномерных признаков, не проводилась. Более интересен и принципиален вопрос о наличии и тесноте корреляционных связей между значениями физических полей над

Т а б л и ц а 23

Корреляционные матрицы геофизических полей для основных литологических разновидностей горных пород поля I

Порода	Поле	ρ_K	ΔZ	U_{EP}
Пачка существенно амфи- боловых пород	ρ_K	1,00	0,06	0,14
	ΔZ	0,06	1,00	-0,02
	U_{EP}	0,14	-0,02	1,00
Кварц-биотитовые сланцы	ρ_K	1,00	0,19	0,08
	ΔZ	0,19	1,00	<u>0,34</u>
	U_{EP}	0,08	<u>0,34</u>	1,00
Конгломераты	ρ_K	1,00	<u>0,27</u>	-0,11
	ΔZ	<u>0,27</u>	1,00	0,17
	U_{EP}	-0,11	0,17	1,00
Ортоамфиболиты	ρ_K	1,00	-0,10	-0,18
	ΔZ	-0,10	1,00	<u>-0,38</u>
	U_{EP}	-0,18	<u>-0,38</u>	1,00
Биотитовые сланцы с рудным веществом	ρ_K	1,00	<u>0,57</u>	<u>-0,44</u>
	ΔZ	<u>0,57</u>	1,00	0,16
	U_{EP}	<u>-0,44</u>	0,16	1,00
Полевошпат-кварц-био- титовые сланцы	ρ_K	1,00	0,24	<u>-0,68</u>
	Δt	0,24	1,00	<u>-0,35</u>
	U_{EP}	-0,68	<u>-0,35</u>	1,00

Примечание. Подчеркнуты коэффициенты корреляции, значимые при 5%-ном уровне.

Таблица 24

Проверка попарного равенства корреляционных матриц, приведенных в табл. 23, по M -статистике, аппроксимированной χ^2 -распределением

Номера разновидностей пород	1	2	3	4	5	6
1		15,25	12,01	14,76	9,37	26,75
2	15,25		3,84	33,68	8,02	31,67
3	12,01	3,84		26,05	10,46	20,78
4	14,76	33,68	26,05		28,98	13,88
5	9,37	8,02	10,46	28,98		32,76
6	26,75	31,67	20,78	13,88	32,76	

Примечание. Подчеркнуты значимые при 5%-ном уровне величины M -статистики.

Для проверки гипотезы о равенстве всех шести корреляционных матриц $H_0: [\Sigma_1^2] = \dots = [\Sigma_6^2]$ воспользуемся M -статистикой, аппроксимированной χ^2 -распределением с числом степеней свободы

$$v = (k - 1) \cdot m \cdot (m + 1) / 2$$

[Дэвис, 1977]:

$$\chi^2 = M \cdot C^{-1}, \quad (5)$$

где $M = \left[\left(\sum_{i=1}^k n_i \right) - k \right] \cdot \ln | [S_p^2] | - \sum_{i=1}^k \{ (n_i - 1) \cdot \ln | [S_i^2] | \}$; $[S_p^2]$ — обобщенная оценка корреляционной матрицы, вычисленной для K выборок, через частные корреляционные матрицы $[S_i^2]$; $| |$ — символ определителя; n_i — объем i -й выборки; m — число признаков, а

$$C^{-1} = 1 - \frac{2m^2 + 3m - 1}{6(m+1) \cdot (k-1)} \cdot \left[\sum_{i=1}^k \frac{1}{(n_i - 1)} - \frac{1}{\left(\sum_{i=1}^k n_i \right) - k} \right].$$

При $K = 6$ и $m = 3$ значение χ^2 , вычисленное по формуле (5) с использованием данных табл. 23, равно 54,7, что превышает $\chi_{0,05;30}^2 = 43,8$. Следовательно, гипотезу H_0 можно отвергнуть. Попарные различия корреляционных матриц иллюстрирует табл. 24, в которой подчеркнуты значения χ^2 -статистики, превышающие критические. Из этой таблицы следует, что ортоамфиболиты и полевошпат-кварц-биотитовые сланцы особенно резко отличаются от остальных разновидностей горных пород по характеру корреляционных связей.

По данным табл. 24 построена дендрограмма, которая четко иллюстрирует разделение пород по характеру корреляционных связей физических полей на две группы (рис. 21). Для первой, объединяющей осадочно-метаморфические породы, более типичны положительные корреляцион-

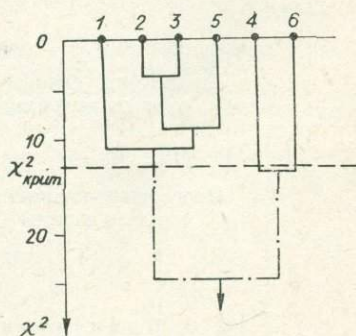


Рис. 21. Дендрограмма иерархической группировки пород по сходству корреляционных матриц физических полей с использованием M -статистики. 1 — существенно амфиболовые породы; 2 — кварц-биотитовые сланцы; 3 — конгломераты; 4 — ортоамфиболиты; 5 — биотитовые сланцы с рудным и углистым веществом; 6 — полевошпат-кварц-биотитовые сланцы.

ные связи геофизических полей, а для второй, включающей ортоамфиболиты и полевошпат-кварц-биотитовые сланцы, — отрицательные. Интересно, что полевошпат-кварц-биотитовые сланцы, слабо отличающиеся по одномерным статистикам физических полей от конгломератов и кварц-биотитовых сланцев, по типу корреляционных зависимостей резко обособляются от этих пород, что, возможно, говорит о различной степени их гидротермально-метасоматических изменений.

Характеристика структуры геофизических полей

Использование геофизических данных при картировании разрывной тектоники пегматитовых полей обусловлено определяющей ролью структурного фактора контроля редкометального оруденения. Возможности традиционных приемов визуального анализа физических полей в условиях рассматриваемого редкометального пояса ограничены, они обеспечивают выделение только некоторых типов дизъюнктивов. Например, для поля I это взбросо-сдвиги северо-западного простирания и зоны повышенной трещиноватости северо-восточного простирания. В то же время рудоконтролирующие сбросо-сдвиги северо-западного простирания, субмеридиональные и субширотные разрывные нарушения в физических полях отчетливо не отражены, и для выделения их нужны специальные приемы фильтрации слабых геофизических аномалий. Эффективная реализация большинства способов выделения слабых сигналов, скрытых помехами, возможна только на ЭВМ, а это, естественно, подразумевает исследование структуры геофизических полей.

Одной из важных характеристик двумерных геофизических полей является их анизотропия, изучение которой проводится различными способами [Боровко, 1971; Барышев, 1976; Тархов и др., 1977].

Для анализа анизотропии полей ΔZ , ρ_k , $U_{\text{ЕП}}$ воспользуемся методикой построения роз-диаграмм, подобно тому, как это принято при обработке планшетов микромагнитной съемки. С этой целью в поле I были выбраны две площадки размером 1×1 км: первая находится в контуре известного месторождения редкометальных пегматитов, вторая — на безрудном участке. Для исключения влияния анизотропии съемочной сети изолинии физических полей были проведены по измеренным значениям, вынесенным по сети 100×100 м. Каждую изолинию разбили на отрезки длиной 50 м, общее число таких отрезков по каждому из физических полей варьировало в пределах от 300 до 550. Группировка азимутов касательных по отрезкам изолиний была проведена для десятиградусных интервалов. В результате такой обработки построены розы-диаграммы (рис. 22). Для каждой из них проверены статистические гипотезы об изотропности физических полей. Очевидно, если эти гипотезы верны, то законы распределения азимутов касательных в интервале от 0 до 180° должны быть близки к равномерным. Проверка этого предположения проведена по критерию χ^2 . В результате во всех случаях полученное значение χ^2 превышает критическое $\chi_{0,05;17}^2 = 27,6$. Таким образом, гипотеза об изотропности физических полей может быть отвергнута.

Общее для всех роз-диаграмм — ярко выраженные субмеридиональное и субширотное направления изолиний, т. е. именно те простирания, которые слабо отражены на исходном геофизическом материале (см. рис. 2, 3). Отчетливо фиксируется и северо-западное простирание аномалий, совпадающее с генеральным простиранием горных пород и основных тектонических швов рудного поля. Исключение составляет лишь роза-диаграмма поля ΔZ для рудного участка. В целом же над участком сосредоточения редкометальных пегматитов, по сравнению с «безрудным», более ярко выражено северо-восточное и относительно слабо северо-западное простирание изолиний полей ΔZ и ρ_k (см. рис. 22). Это свидетельствует об особенностях тектонической обстановки, способствовавшей формированию промышленного редкометального оруденения, в частности о рудоконтролирующем характере северо-восточных разрывных наруше-

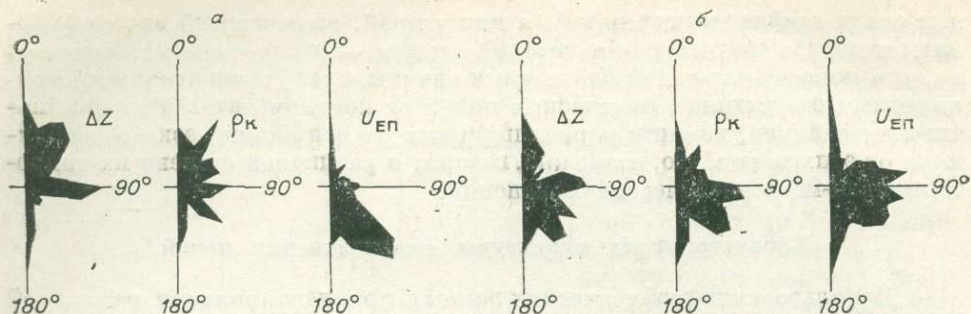


Рис. 22. Розы-диаграммы направлений изолиний физических полей над участком сосредоточения редкометалльных пегматитов (а) и «безрудным» участком (б).

ний. Различия распределений азимутов касательных на рудном (см. рис. 22, а) и безрудном (см. рис. 22, б) участках не случайны, что доказывают отрицательные результаты проверки гипотез об однородности этих распределений по соответствующей модификации критерия χ^2 [Смирнов, Душин-Барковский, 1965]. Лишь для роз-диаграмм поля ρ_k экспериментальное значение $\chi^2 = 27,2$ незначительно меньше критического $\chi_{0,05;17}^2 = 27,6$.

В целом физические поля характеризуются четырьмя основными простираниями изолиний: субмеридиональным, северо-восточным (30°), субширотным и северо-западным ($310-330^\circ$). Направление макроанизотропии физических полей совпадает с простиранием разрывных нарушений, известных или предполагаемых в рудном поле [Овчинников и др., 1976]. Следовательно, наличие невыделяемых обычными приемами интерпретации слабых геофизических аномалий, соответствующих разным системам дизъюнктивов, вполне вероятно.

Для определения преобладающих размеров геофизических аномалий для одного из участков поля I с известной редкометалльной минерализацией были рассчитаны автокорреляционные функции (АКФ) физических полей. Значения АКФ $K(p)$ поля $f(x)$, заданного по некоторому профилю x , определяется по формуле [Тархов и др., 1977]

$$K(p) = \frac{1}{n-p} \sum_{i=1}^{n-p} [f(x_i) - \bar{f}] \cdot [f(x_{i+p}) - \bar{f}], \quad (6)$$

где $x_i = i \cdot \Delta x$ — абсцисса i -й точки; Δx — шаг расчета АКФ; n — длина реализации поля в единицах Δx ; p — число смещений в единицах Δx ($p = 0, 1, \dots, p$). Чаще используют нормированную АКФ $K_n(p) = K(p)/K(0)$, где $K(0)$ — значение АКФ при нулевом смещении, равное дисперсии исходных значений поля. В этом случае значения АКФ равны коэффициентам корреляции между сдвинутыми друг относительно друга на величину $p \cdot \Delta x$ отрезками исследуемой реализации. Для повышения надежности нормированные АКФ были осреднены по 12 профилям эталонного участка. При этом $\Delta x = 20$ м, $n = 150$ (длина профиля 3 км), $p = 0, 1, 2, \dots, 10$. Характер полученных АКФ физических полей (рис. 23) можно объяснить следующим образом.

Резкий спад начала ветви АКФ поля ΔZ указывает на преобладание узких магнитных аномалий, радиус автокорреляции которых не превышает 20 м. Природу их можно объ-

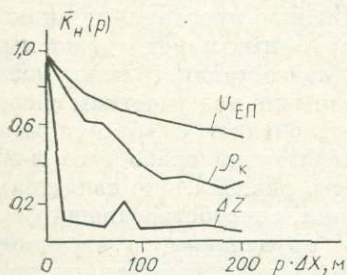


Рис. 23. Осредненные автокорреляционные функции геофизических полей эталонного участка.

яснить широким распространением маломощных даек диабазов, пропластков орто- и параамфиболитов, зон с магнетит-сульфидной минерализацией и тектонических швов северо-западного простирания, а также ярко выраженной из-за небольшой мощности рыхлых отложений ступенчатообразной формой графика ΔZ в районе контактов горных пород. Отчетливый локальный максимум АКФ при смещении $p \cdot \Delta x = 80$ м указывает на тенденцию к повторяемости характера поля ΔZ с этим периодом, что скорее всего связано со ступенеобразным возрастанием магнитного поля в направлении к региональному разлому (см. рис. 2).

Более плавное изменение графика АКФ поля ρ_k обусловлено наличием относительно широких (200—300 м) аномалий пониженных значений сопротивлений, отвечающих в основном дизъюнктивам северо-западного простирания. Кроме того, медленное убывание АКФ связано с влиянием широкой зоны аномалий проводимости, приуроченной к региональному разлому. При смещении $p \cdot \Delta x = 80$ м наблюдается резкий спад АКФ поля ρ_k . Вполне вероятно, что это отражает присутствие относительно слабых аномалий проводимости со средней шириной порядка 80—100 м, приуроченных к разрывным нарушениям более высокого порядка, нежели взбросо-сдвиги северо-западного простирания.

На поведение АКФ поля $U_{\text{ЕП}}$ решающее влияние оказала широкая зона интенсивных отрицательных аномалий, фиксирующихся над региональным разломом. Меньшие по размерам и амплитуде аномалии $U_{\text{ЕП}}$, которые сопровождают разрывные нарушения, опережающие разлом, на форме АКФ практически не сказались.

Таким образом, анализ структуры геофизических полей показывает, что в них отражен более широкий спектр аномалий, чем тот, который может быть выявлен визуальными приемами качественной интерпретации. Особого внимания заслуживает установление факта анизотропии физических полей, осложненных, в частности, аномалиями субмеридионального и субширотного направлений, а также выявление слабых аномалий северо-западного простирания, которые могут быть связаны с рудоконтролирующими дизъюнктивами.

Таким образом, проведенный статистический анализ позволил обнаружить благоприятные предпосылки для применения машинных способов комплексной интерпретации и автоматизированного выделения слабых геофизических аномалий с целью решения задач геологического картирования и поисков редкометалльных пегматитов.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ МЕТОД

Использование метода наиболее эффективно в комплексе с геохимическим методом поисков по первичным ореолам рассеяния. Размеры минеральных ореолов в различных полях варьируют очень широко: от нескольких дециметров до нескольких десятков метров, в зависимости от структурно-текстурных особенностей и состава вмещающих пород, характера их трещиноватости, особенностей процессов формирования пегматитовых тел и интенсивности их оруденения. Минеральные ореолы — важный поисковый признак редкометалльных пегматитов. Они могут быть выявлены как при изучении шлифов, так и визуально. Весьма эффективно, особенно в однородных по составу породах типа амфиболитов, оперативное (в процессе проходки скважин, выработок) изучение под биноклем проб. Наличие ореолов типичных околожильных минералов (гольмквистита, биотита-циннвальдита, турмалина, хлорита) позволяет еще до получения результатов анализа геохимических проб решить вопрос о направлении дальнейших горных или буровых работ. Нередко устанавливается прямая корреляция интенсивности внутрижильных и экзоконтактовых метасоматических процессов.

Опыт изучения пегматитового поля III, залегающего в амфиболитах, показал, что эффективность выявления минеральных ореолов по прото-

лочкам выше, чем по шлифам, особенно в участках слабых минеральных преобразований, так как редкие чешуйки вторичного биотита или зерна гольмквистита не всегда попадают в шлиф, тогда как протолочкой можно охарактеризовать сразу интервал в несколько метров (при «пунктирном» отборе сколков породы). Определенные затруднения при таком минералогическом изучении вмещающих пород могут возникать в связи с развитием в них аналогичных минералов, не сингенетичных пегматитам, например в зонах допегматитовой биотитизации. Однако при известном опыте работы синпегматитовые генерации минералов обычно можно отличить по ряду признаков: форме, размерам, цвету. В сомнительных случаях пробы с такими минералами должны в первую очередь подвергаться геохимическому анализу, позволяющему надежно отличать синпегматитовые изменения вмещающих пород от изменений, не связанных генетически с пегматитами.

Практическое значение допегматитовых метасоматитов двойное. С одной стороны, они осложняют поиски конкретных пегматитовых тел по их ореолам, но с другой, будучи парагенетически связанными с редкометальными пегматитами, служат поисковым признаком пегматитовых полей в целом. Находки таких специфических пород в слабоизученных районах указывают на возможность выявления новых редкометальных пегматитовых полей.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Первичные ореолы рассеяния

Как уже указывалось в главе 1, геохимические аномалии в пегматитовых полях полигенны. Кроме допегматитовых аномалий выделяются ореолы пегматитовых полей в целом и ореолы пегматитовых жил либо жильных серий. Широкое развитие аномалий редких щелочей, связанных с допегматитовыми метасоматитами — благоприятный признак, указывающий на наличие редкометальных пегматитов в новых районах.

Ореолы поля надежно устанавливаются лишь в однородных по составу вмещающих породах с низкой дисперсией фоновых содержаний элементов. Их можно использовать для уточнения контура пегматитовых полей, а в случаях проявления интенсивной постпегматитовой тектоники (как, например, в поле III) также и для разбраковки тектонических блоков на перспективные и неперспективные для последующих детальных поисков. Для этого необходимо проводить сколковое геохимическое опробование вмещающих пород из делювия и имеющих естественных коренных обнажений.

Параметры собственно околожильных ореолов (размеры, контрастность, дисперсия содержаний, морфология) в разных полях различны и определяются составом и структурно-текстурными особенностями вмещающих пород, характером их трещиноватости, спецификой состава и особенностями процессов формирования пегматитов. В зависимости от конкретных условий и ореолы имеют различное поисковое значение. В одних случаях их можно использовать для поисков отдельных пегматитовых тел, в других — для поисков жильных серий, которые располагаются в мощных зонах аномальных концентраций, образующихся при слиянии ореолов сближенных пегматитовых тел. Поиски отдельных жил в этих зонах затруднены или невозможны, но они обычно и не нужны, так как объект поиска здесь — жильная серия.

При поисках пегматитовых жил особо важное значение приобретают периферические слабоконтрастные зоны околожильных ореолов как наиболее удаленные от жильных тел. В связи с этим возникает проблема разбраковки слабоконтрастных аномалий, потому что они могут быть и «ложными», обусловленными, например, допегматитовыми процессами либо минеральным составом отдельных прослоев в пачках переслаивания

различных по составу вмещающих пород. Опыт показывает, что наиболее простыми и надежными критериями разбраковки аномалий являются величины отношений калия к редким щелочным элементам, такие как K/Rb , K/Cs , $K/(Rb + Cs)$. В околожильных ореолах значения их величин всегда (даже в случае только литиевых ореолов) значительно меньше, чем в «ложных» аномалиях. Для каждого из полей области значения индикаторных отношений, соответствующие околожильным ореолам и «ложным» аномалиям, индивидуальны и определяются опытным путем.

Вообще поиски пегматитов эффективнее всего было бы вести по ореолам низких значений индикаторных отношений калия к редким щелочам, наиболее чутко реагирующих на процессы синпегматитовых преобразований вмещающих пород. Однако это сдерживается отсутствием достаточно экспрессной методики определения калия в породах. Для Li , Rb и Cs нет необходимости в относительно дорогостоящем анализе методом фотометрии пламени. Применительно к поискам пегматитов по их ореолам, не только редкометальным, но и слюдоносным [Загорский, 1973], отлично зарекомендовала себя экспрессная достаточно высокочувствительная модификация спектрального анализа на редкие щелочи с введением пробы в дуговой разряд методом просыпки. Относительная ошибка определения концентраций (воспроизводимость метода) — около 30%.

Индикаторные отношения калия к рубидию и цезию во вмещающих породах можно использовать при наличии изученных эталонных объектов и для оценки специализации слабо вскрытых и «слепых» пегматитовых жил. Так, в поле I уровня значений отношения K/Cs в экзоконтактах поллуцитоносных жил существенно ниже, чем около жил с литий-танталовым оруденением (см. рис. 8). С этой же целью можно использовать и соотношения редких щелочей в ореолах. Так, содержания цезия, соизмеримые с содержаниями лития и рубидия в ореолах, и особенно преобладание цезия над рубидием в зонах биотитизации, служат признаками цезиевого оруденения. В ореолах же танталоносных пегматитов обычно наблюдаются высокие концентрации лития и рубидия, но относительно низкие — цезия. Еще более эффективно использование для этих целей мономинеральных проб слюд из ореолов.

Литогеохимические съемки по потокам и вторичным ореолам рассеяния

Типичные для рассматриваемого района резко расчлененный рельеф, развитая гидросеть и широкое распространение вторичных ореолов рассеяния редких элементов в условиях активной денудации создают благоприятные условия для формирования потоков рассеяния этих элементов. Исследования Ю. Т. Усикова [1966] показали, что опробование песчано-глинистых русловых отложений водотоков позволяет достаточно надежно выделять потоки рассеяния лития, цезия, бериллия и олова, связанные с месторождениями редкометальных пегматитов. Протяженность и контрастность аномальных потоков рассеяния элементов-индикаторов различна. Для лития и цезия она составляет $4 \div 10$ км при контрастностях по отношению к фоновым содержаниям $3 \div 5$ единиц. Потоки рассеяния бериллия прерывисты, с длиной от 1 до 10 км при контрастности 2—3 единицы. Протяженность потоков рассеяния олова в среднем составляет 2—5 км при значительной интенсивности — до первых десятков единиц контрастности. Съемка по потокам рассеяния позволяет выделять рудоносные долины и проводить их более детальные исследования с целью дальнейшей локализации редкометального оруденения.

Опыт изучения вторичных ореолов рассеяния редких элементов в рассматриваемом пегматитовом поясе достаточно велик. Как показали исследования В. А. Загоскина и А. А. Шиманского [1971], в таких ландшафтно-геохимических условиях литогеохимический метод поисков имеет несомненное преимущество перед биогеохимическим.

Таблица 25

Распределение редких элементов в вертикальном разрезе вторичного ореола рассеяния

Номер горизонта	Глубина пробоотбора, м	$\frac{Mx_j}{Mx_1}$			
		Li	Rb	Cs	Sn
1	0,2	1,00	1,00	1,00	1,00
2	0,4	1,24	1,22	1,98	0,96
3	0,6	1,04	0,82	1,69	1,28
4	0,8	1,21	1,34	1,68	1,19

Результаты площадных крупномасштабных литогеохимических съемок по вторичным ореолам рассеяния позволяют сделать вывод о сходстве в строении и закономерностях формирования ореолов лития, рубидия, цезия, олова и бериллия на I и III полях редкометальных пегматитов. Для обоих полей характерны обширные (особенно для редкощелочных элементов) ореолы рассеяния редких элементов с повышенными по сравнению с фоновыми в среднем в 2—10 раз концентрациями.

Более подробно рассмотрим результаты литогеохимической съемки на площади поля I. Для выбора более рациональной глубины отбора проб и оценки местного коэффициента пропорциональности $K = M_{o.p}/M_{p.t}$ были выполнены опытные работы. Опробование проводилось по бортам канав на всю мощность рыхлых отложений с шагом по вертикали 0,2 м и расстоянием между линиями пробоотбора $\Delta x = 20$ м. Всего было отобрано около 500 проб. По результатам спектрального анализа проб рассчитывалось количество металла Mx_j в каждом горизонтальном слое ореола рассеяния на единицу его длины по простиранию по формуле

$$Mx_j = \Delta x \left(\sum_{i=1}^n Cx_{ij} - nC_{\phi} \right), \quad (7)$$

где n — число точек опробования в j -м исследуемом горизонте; C_{ϕ} — фоновое содержание элемента, %; Cx_{ij} — содержание элемента в i -й пробе, %.

Результаты расчетов приведены в табл. 25. Оптимальная глубина отбора проб, отвечающая наиболее высоким и устойчивым содержаниям большинства элементов-индикаторов, составляет 0,4 м (см. табл. 25). Для этой глубины были рассчитаны значения местных коэффициентов пропорциональности K между параметрами пегматитовых тел и отвечающими им вторичными ореолами рассеяния. Для лития, рубидия, цезия и олова эти коэффициенты соответственно равны 1,8; 0,9; 2,7; 0,86. Значения коэффициента больше единицы для лития и цезия связаны с увеличением концентраций этих элементов в экзоконтактных метасоматитах, поскольку величина K рассчитывалась по результатам опробования только пегматитовых жил.

Выявленные ореолы рассеяния редких элементов пегматитового поля имеют как общие, так и специфические черты (рис. 24, 25, б). Данные расчетов на ЭВМ коэффициентов корреляции между содержаниями элементов (табл. 26) показывают существование довольно тесных зависимостей в группе редких щелочных металлов. Особенно это типично для цезия, вторичные ореолы которого имеют сходную конфигурацию и размеры порядка 1—1,5 км по простиранию и до 500—700 м в ширину. На южной половине участка съемки они сливаются в обширный ореол, восточная часть которого включает контур одного месторождения. Повышенные концентрации рубидия наблюдаются также над гранитоидами юга участка, подчеркивая редкометальную специализацию этой интрузии (см. рис. 25, б). Аналогичное поведение ореолов рубидия отмечено и на поле III.

Морфология вторичных ореолов рассеяния олова (см. рис. 24, а) значительно отличается от таковой для редких щелочных металлов. Это вызвано тем, что повышение концентраций лития, рубидия и цезия наблюдается не только в пегматитах, но и в экзоконтактных метасоматитах. Вторичные ореолы рассеяния олова преимущественно расположены в центральной части поля, протягиваясь полосой, ширина которой составляет 200—500 м, практически через всю изученную площадь.

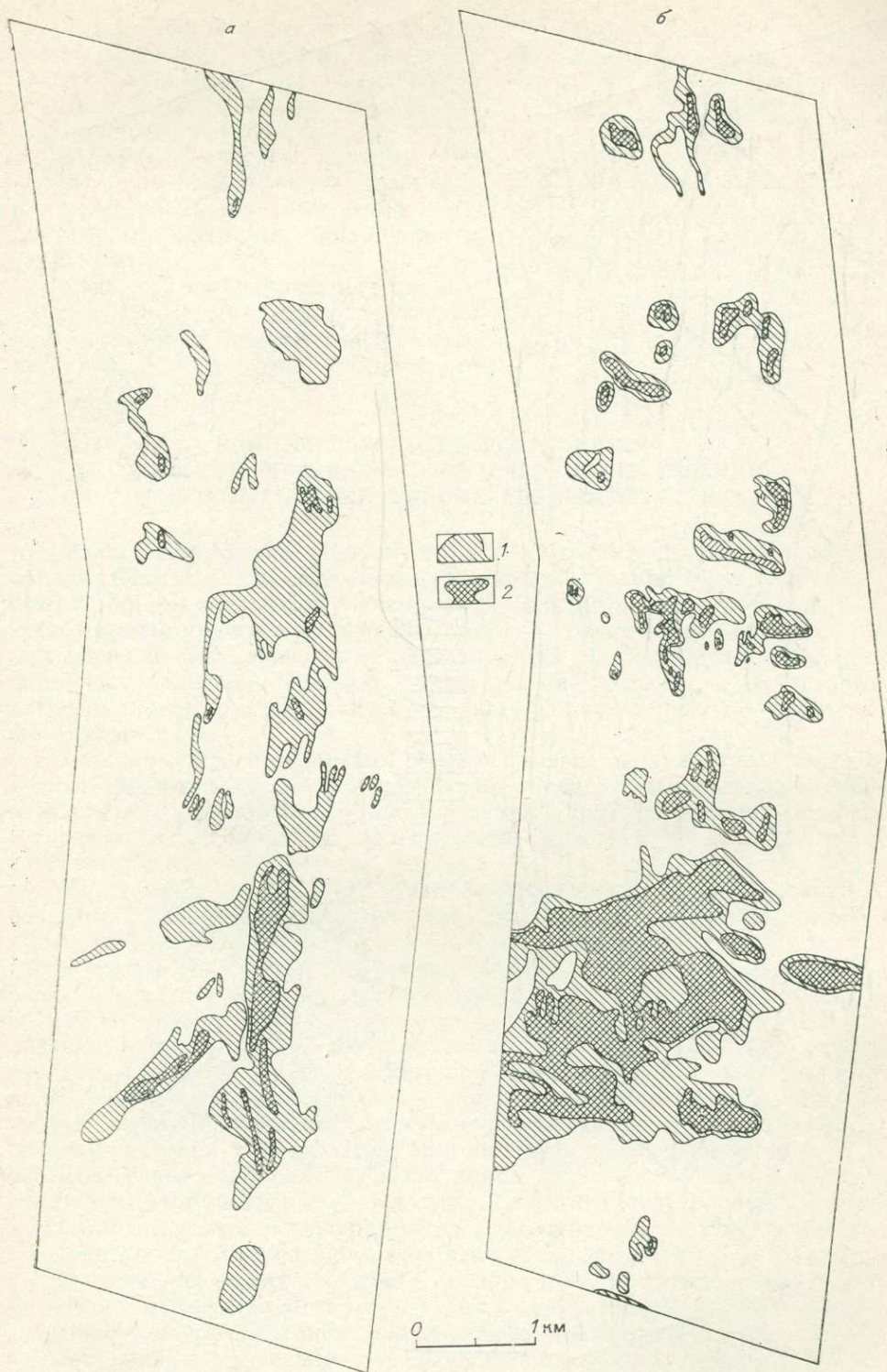


Рис. 24. Планы изоконцентрат олова (а) и лития (б) по результатам литогеохимической съемки по вторичным ореолам рассеяния.
 1, 2 — области содержания элементов, превышающие нижние аномальные значения при уровнях значимости соответственно 5 и 1%.

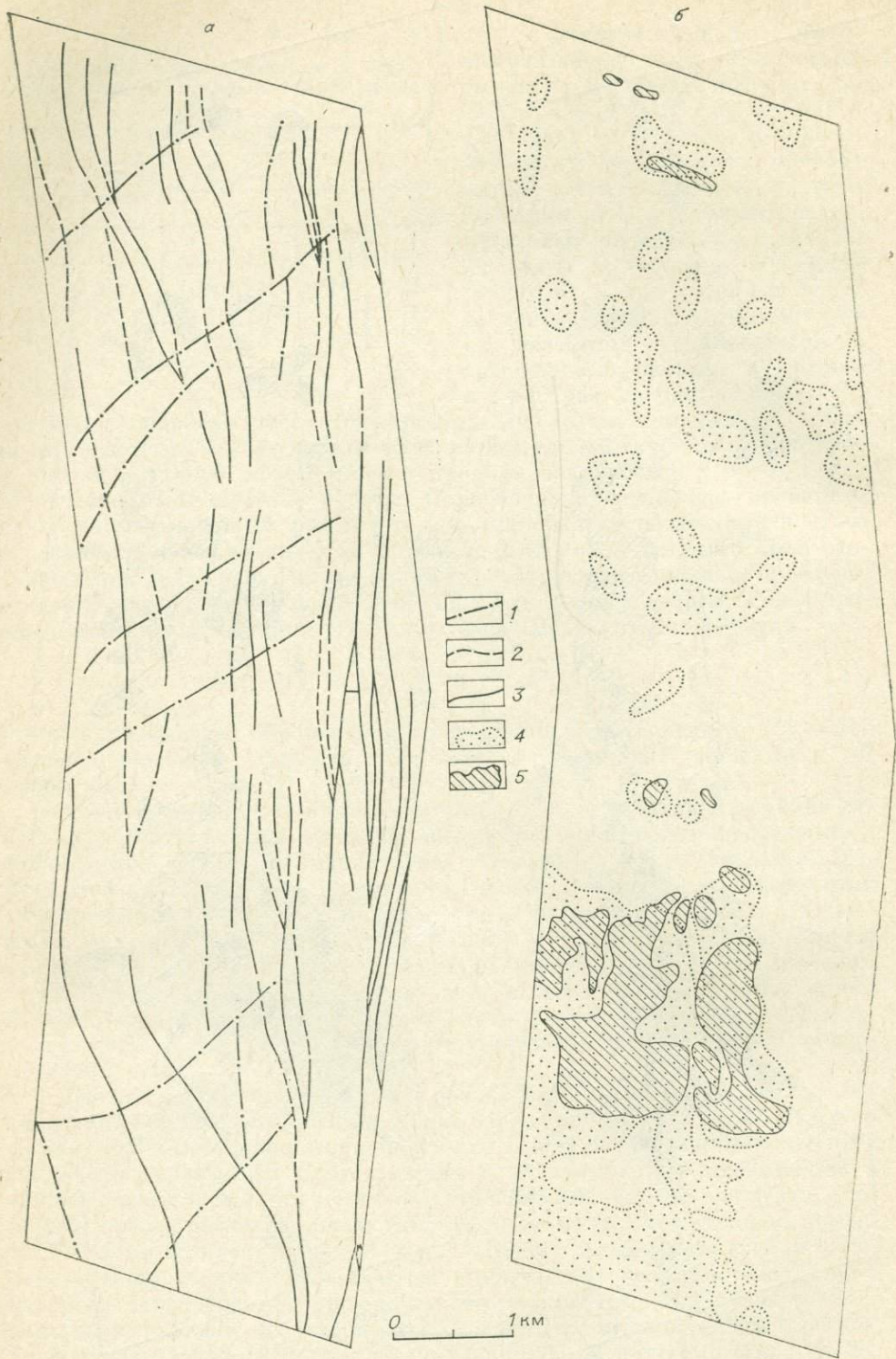


Рис. 25. Корреляционная схема аномалий, выделенных визуальным анализом электрических полей ρ_K и $U_{EП}$ (а) и вторичные ореолы рассеяния рубидия и цезия (б). 1—3 — корреляционные оси аномалий проводимости (1), минимальных значений $U_{EП}$ (2) и совпадающие аномалии (3); 4, 5 — ореолы рассеяния рубидия (4) и цезия (5).

Таким образом, за счет формирования широких ореолов рассеяния редких элементов по результатам литогеохимической съемки можно судить о перспективности того или иного обширного участка площади, но вопрос о местоположении, размерах и конфигурации жильных серий и отдельных пегматитовых жил остается открытым.

Судя по опубликованным данным [Бугаец, 1970], этот вывод справедлив и для некоторых других полей редкометалльных пегматитов Советского Союза.

Таблица 26

Корреляционная матрица содержания редких элементов в рыхлых отложениях пегматитового поля

Элемент	Li	Rb	Cs	Sn
Li	1,000	0,385	0,619	0,353
Rb	0,385	1,000	0,475	0,095
Cs	0,619	0,475	1,000	0,245
Sn	0,353	0,095	0,245	1,000

Примечание. Объем выборки 7500 проб.

КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ, ПОИСКАХ И ОЦЕНКЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Итак, возможности геофизических и геохимических методов неодинаковы; в связи с этим совершенно очевидна необходимость их рационального комплексирования. В зависимости от стадии работ, а следовательно, и типа решаемых задач, роль каждого метода существенно меняется. В целом значение геофизических методов от стадии прогнозирования к стадии детальных поисков и разведки месторождений снижается, минералогопетрографического и геохимического (по первичным ореолам рассеяния) же — возрастает.

На стадии прогнозирования основная задача состоит в том, чтобы выделить геологические структуры и достаточно крупные площади, перспективные на обнаружение полей редкометалльных пегматитов. Наряду с традиционными методами геологического картирования большое место здесь занимают геофизические методы.

Морфология и параметры физико-геологических моделей основных объектов стадии прогнозирования (см. табл. 14), а также опыт геофизических и геохимических работ в изученном поясе редкометалльных пегматитов указывают на то, что картирование интрузий гранитоидов, с которыми генетически и пространственно могут быть связаны редкометалльные пегматиты пород основного состава, весьма благоприятных для их локализации, а также выделение наиболее крупных разрывных нарушений, нередко контролирующих размещение редкометалльных пегматитовых полей, эффективно проводится традиционным комплексом крупномасштабных аэрогеофизических (гамма-спектрометрическая и магнитная) и гравиметрических съемок. При благоприятно расчлененном рельефе с развитой гидросетью целесообразно также использовать литогеохимический метод по потокам рассеяния лития, цезия, бериллия, олова и других элементов. Комплекс названных методов позволяет обоснованно выбирать площади для проведения работ на стадии общих поисков.

Цель стадии общих поисков — обнаружение собственно полей редкометалльных пегматитов и отдельных достаточно крупных участков сосредоточения пегматитовых жил. Это довольно сложная задача в связи с тем, что пегматиты и вмещающие породы по физическим параметрам различаются слабо, размеры пегматитовых тел малы, а число аномалий-помех велико.

Усложнение задачи приводит к расширению поисковых комплексов. Кроме методов геологического и геофизического картирования на данной стадии целесообразно использовать геохимические поиски по первичным и вторичным ореолам рассеяния, а также проводить петрографические исследования, чтобы выявить специфические метасоматиты — как до-, так и синпегматитовые, типичные для редкометалльных пегматитовых полей.

Исследования первичного поля рассеяния химических элементов преследуют двоякую цель: во-первых, выявить ореолы пегматитовых полей в целом, для чего, как показывает опыт работы в поле III, можно использовать сеть опробования 500×100 либо 500×50 м; во-вторых, сливающиеся в достаточно мощные зоны аномальных концентраций ореолы серий сближенных пегматитовых тел с использованием более плотной сети опробования ($250 \times 20 - 100 \times 10$ м).

Значение минералого-петрографических методов при поисках жильных серий в общем комплексе поисковых работ еще более возрастает.

Целесообразность ориентирования на поиски не отдельных пегматитовых тел, а участков их сосредоточения в виде жильных серий на обсуждаемом этапе подтверждает многолетний опыт комплексных геофизических и геохимических работ. Материалы разведки доказывают, что жильные серии пегматитов с параметрами ФГМ, аналогичными показанным в табл. 16, служат самостоятельными геологическими объектами, имеющими промышленное значение.

При картировании структурно-литологических факторов локализации участков сосредоточения пегматитовых жил положительно зарекомендовал себя комплекс методов в составе магниторазведки, электропрофилеирования на постоянном токе, метода естественного электрического поля, литогеохимической съемки по вторичным ореолам рассеяния редких элементов-индикаторов (лития, бериллия, цезия, олова). Перечисленные методы выполняют в вариантах детальных наземных съемок по сети $200 \times 40 \div 100 \times 20$ м. При этом литогеохимическую съемку целесообразно проводить по сети, разреженной вдвое по сравнению с сетью геофизических наблюдений. Это оправдано не только с экономической, но и с геологической точки зрения. Выше было показано, что по результатам литогеохимической съемки по вторичным ореолам рассеяния возможно выделить лишь довольно обширные перспективные площади, значительно превышающие размеры реальных участков сосредоточения редкометалльных пегматитов. Уточнение контуров таких участков невозможно без привлечения комплекса геофизических признаков и геохимического изучения первичного поля рассеяния.

На стадии детальных поисково-разведочных работ основная задача состоит в детализации строения участков сосредоточения жильных тел (жильных серий), а также поисках отдельных редкометалльных пегматитовых жил. Использование подавляющего большинства геофизических методов, а также геохимических методов поисков по потокам и вторичным ореолам рассеяния, недостаточно эффективно.

Опыт работы с детальными магнито- и электроразведочными методами показал, что их целесообразно использовать при детальном геологическом картировании (рис. 25, а). Выделение же и прослеживание отдельных пегматитовых жил возможно только в редких случаях для наиболее крупных тел мощностью более 10 м. Большинство пегматитовых жил имеет мощность 1—3 м и не всегда выдержано по простиранию. Сложные геолого-геофизические условия разматриваемых рудных полей, выражающиеся в значительном количестве аномалий-помех, вызываемых зонами окварцевания, разрывной тектоникой и другими причинами, затрудняют проведение радиоволновых и пьезоэлектрических исследований на стадии детальных поисков и разведки.

При проведении детальных поисков масштабов крупнее 1 : 10 000, разведке и эксплуатации месторождений наилучшие результаты дает геохимический метод поисков по первичным ореолам рассеяния в комплексе с детальными минералого-петрографическими исследованиями. Однако обычно во многих, в том числе и в опытно-методических работах, исследуется лишь чисто геохимический аспект эндогенных ореолов, тогда как минералого-петрографическая сторона вопроса остается открытой. Вместе с тем именно она, как правило, наиболее информативна для понимания закономерностей формирования ореолов, что очень важно в практическом плане, так как только знание этих закономерностей позволяет более целе-

направленно выявлять, а главное, квалифицированно интерпретировать геохимические аномалии. Изучение минерало-геохимических особенностей ореолов позволяет также оценивать специализацию, а следовательно, в известной мере и промышленную значимость плохо вскрытых и «слепых» жильных тел.

На стадии детальных поисково-разведочных работ использование геохимического метода явно сдерживается нередко значительным интервалом времени между опробованием и получением аналитических результатов. В закрытых районах, где для геохимического опробования по первичным ореолам необходимо проходить горные выработки либо создавать сеть мелких скважин, на практике предпочтение обычно отдается гораздо более дорогому, но сразу дающему исчерпывающую информацию разбуриванию месторождения по сети. Однако эта проблема скорее организационная, чем научно-методическая. Экспедициям, специализирующимся на поисках редкометального сырья, необходимо иметь в нужном объеме собственную аналитическую базу непосредственно на месторождениях.

Из геофизических методов на стадии разведки месторождений успешно используются лишь различные модификации нейтронного каротажа для выделения в разрезе пегматитовых жил (в условиях низкого выхода керна) и определения содержания редких элементов с достаточной точностью [Крапивский и др., 1976].

Глава 3

МЕТОДИКА КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Как установлено выше, успех геохимических и особенно геофизических поисков таких сложных объектов, как редкометальные пегматиты, во многом зависит от того, насколько успешно можно выделить и классифицировать слабые аномалии на фоне помех. Эта задача может быть реализована по данным частных методов (способы автоматизированной фильтрации) и по комплексу методов (программы автоматической классификации и распознавания).

Большое число известных способов автоматизированной фильтрации и комплексной интерпретации порождает проблему выбора наиболее эффективных из них и обоснования определенной методики интерпретации. Поэтому целесообразно на некотором эталонном участке сравнить возможности различных приемов математической обработки геофизической информации. В качестве такового был выбран участок, занимающий часть площади известного месторождения, где присутствуют практически все разновидности горных пород, типичных для поля 1 (рис. 26, а). Размер эталонного участка около 3,3 км². Для этой площади по каждому из геофизических методов были подготовлены цифровые модели, причем любая из них состояла более чем из 1800 значений поля (см. рис. 26; рис. 27). Эти значения были преобразованы в относительные безразмерные величины показателей контрастности γ центрированием и нормированием измеренных значений относительно оценок соответственно средних и стандартных отклонений физических полей над наиболее распространенными вмещающими породами — кварц-биотитовыми сланцами (см. рис. 26, а).

АВТОМАТИЗИРОВАННАЯ ФИЛЬТРАЦИЯ

Для выделения и трассирования локальных аномалий могут быть использованы различные приемы фильтрации. Их можно подразделить на две большие группы [Вахромеев, 1978].

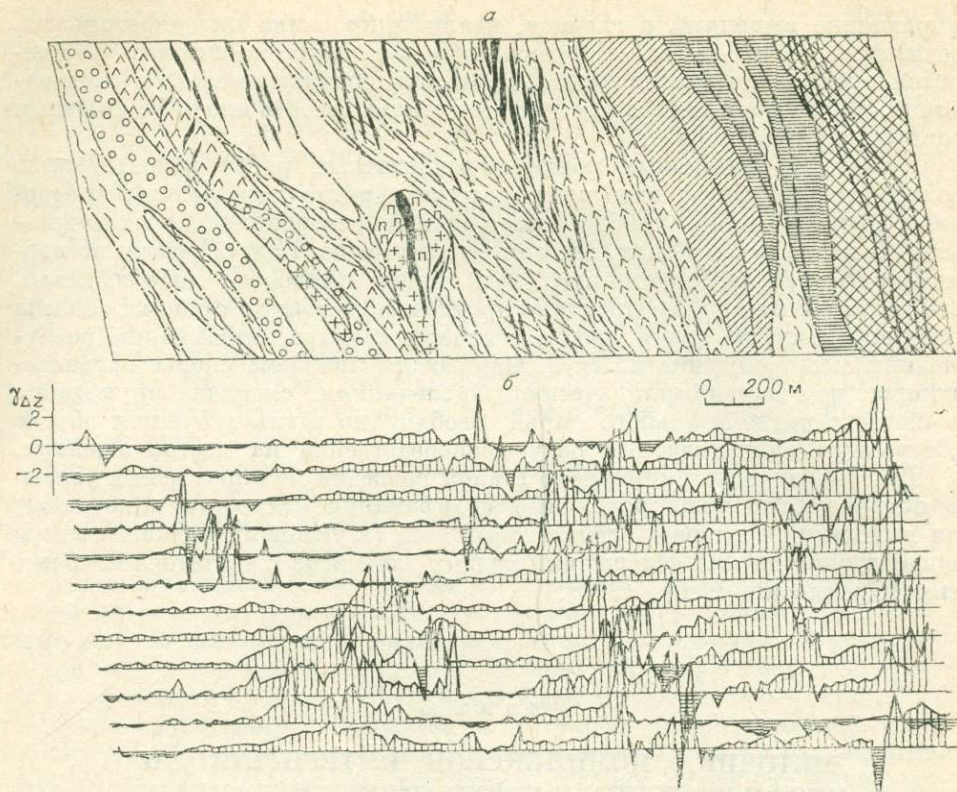


Рис. 26. Фрагменты геологической карты (а) и плана графиков поля $\gamma_{\Delta Z}$ (б) для эталонного участка.

Усл. обозн. к геологической карте см. на рис. 2.

Во-первых, способы вычитания из наблюдаемого поля региональной составляющей, которая может быть аппроксимирована поверхностью тренда [Аронов, 1977; Дэвис, 1977; Кендал, Стьюарт, 1976], получена пересчетами потенциальных полей на высоту [Логачев, Захаров, 1973], осреднением или сглаживанием [Ветров, 1972; Трофимова и др., 1975; Вахромеев, Давыденко, 1976] и другими способами, реализующими фильтрацию низкочастотных составляющих физических полей. Возможности этих приемов ограничены, так как полученное в результате таких трансформаций поле содержит не только локальные аномалии, но и высокочастотные помехи и, следовательно, нуждается в дополнительной обработке.

Во-вторых, специализированные приемы фильтрации полей [Тархов и др., 1977; Никитин, 1979], базирующиеся на аппарате статистической теории обнаружения слабых сигналов на фоне помех. Эта группа методов позволяет отыскивать оптимальные (при определенных условиях) правила принятия решений относительно наличия сигнала и оценивать статистическую надежность такого решения.

В рудной геофизике наибольшее распространение получили способы выделения слабых аномалий, разработанные в МГРИ [Тархов и др., 1977]. Это — способ обратных вероятностей, требующий задания параметров искомым аномалий, способ межпрофильной корреляции, предназначенный для выделения аномалий неизвестной формы, но определенного простирания, и, наконец, способ самонастраивающейся фильтрации (СНФ), в принципе позволяющий выделять аномалии как неизвестной формы, так и неизвестного простирания. Все они применимы к площадным (двумерным) геофизическим данным и позволяют проводить фильтрацию аномалий, соизмеримых с величиной стандартного отклонения помех. В их основе лежит аддитивная модель поля $f(x) = a(x) + n(x)$, где $a(x)$ — аномалия; $n(x)$ — нормально распределенная помеха. Несколько ограничи-

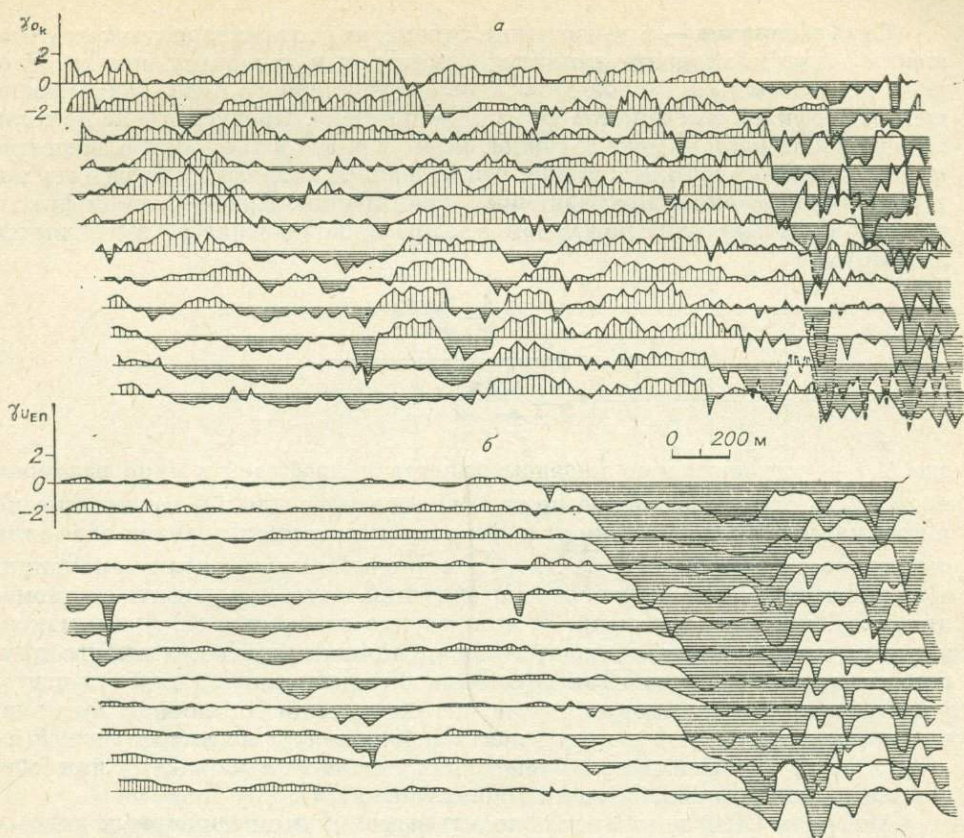


Рис. 27. Фрагменты планов графиков γ_{ρ_k} (а) и $\gamma_{U_{EП}}$ (б) для эталонного участка.

вает возможности указанных фильтров необходимость предварительного исключения региональной составляющей.

Весьма перспективны также способы фильтрации двумерных полей на основе их разложения по естественным ортогональным функциям, что позволяет автоматически определять параметры линейных фильтров за счет учета структуры поля, задаваемой двумерной АКФ [Кленчин и др., 1978; Давыденко, 1979].

В сложных геологических условиях рассматриваемого редкометального пояса практически невозможно более или менее точно определить не только размеры, но и форму слабых геофизических аномалий над искомыми объектами. Поэтому представляется целесообразным использовать для выделения полезных сигналов в первую очередь алгоритмы, требующие минимума априорной информации: самонастраивающейся фильтрации (СНФ), разложения полей на ортогональные составляющие.

Самонастраивающаяся фильтрация с распознаванием формы аномалий

Способ самонастраивающейся фильтрации (СНФ), предложенный Г. В. Демурой с соавторами [1973], позволяет выделять слабые геофизические аномалии на фоне помех при минимуме априорной информации. Для него разработан аппарат оценки надежности и разрешающей способности фильтрации [Лукина, Никитин, 1973]. Положительный опыт использования способа СНФ, накопленный при обработке модельных и практических примеров [Тархов и др., 1977; Никитин, 1979; Давыденко, 1979], свидетельствует о том, что необходимо шире внедрять этот способ в практику интерпретации геофизических данных.

Суть алгоритма — в вычислении параметра μ , характеризующего отношения среднего квадрата амплитуды аномалии к дисперсии помехи. Расчеты ведутся для скользящего по площади двумерного окна, захватывающего n профилей и m пикетов на каждом профиле. Предусмотрено не только изменение местоположения окна, но и угла его наклона по отношению к направлению профиля в плане, что позволяет выделять и разделять интерферирующие аномалии различных простираний. При некотором фиксированном наклоне окна под углом φ к профилю значение μ_φ вычисляется по формуле

$$\mu_\varphi = \frac{\frac{1}{m} \sum_{i=1}^m \bar{f}_i^2}{\frac{1}{n \cdot m} \sum_{j=1}^n \sum_{i=1}^m (f_{ij} - \bar{f}_i)^2}, \quad (8)$$

где i, j — соответственно индексы пикетов и профилей в окне размером $n \times m$; \bar{f}_i — среднее значение поля f , вычисленное для i -й точки окна по n профилям. При совпадении угла наклона окна с простиранием аномалии совокупность значений $\bar{f}_1, \bar{f}_2, \dots, \bar{f}_m$ в числителе дает оценку аномалии, а знаменатель — оценку дисперсии значений поля, очищенных от аномалии, т. е. дисперсию помехи. В этом случае отношение (8) будет максимальным по сравнению со значениями μ , вычисленными для любого другого угла наклона окна. Для оценки вероятности ошибок первого и второго рода при выделении аномалии, а также для выбора порогового значения $\mu_{\text{пор}}$ используют центральное $F(0, m, m \cdot n)$ и нецентральное $F(\mu \cdot m \cdot n, m, n)$ распределения Фишера для статистики $\mu \cdot (n + 1)$ или специальные номограммы [Лукина, Никитин, 1973].

Алгоритм СНФ позволяет обходиться минимумом априорных данных для выделения аномалий самой различной формы. Одновременно это и недостаток методики, так как выход нелинейного фильтра (формула (8)) дает информацию только об энергетическом отношении аномалия/помеха без каких-либо сведений о форме аномалии, хотя заметим, что промежуточным результатом работы алгоритма является вычисление осредненной по n профилям аномалии. В то же время даже качественная характеристика формы аномалии несет существенную геологическую информацию об объекте. Например, сочетанием отрицательной аномалии ΔZ с аномалией пониженного кажущегося сопротивления обычно фиксируются зоны разрывных нарушений, а аналогичная аномалия ΔZ , сопровождаемая аномалией повышенных значений ρ_R , может наблюдаться над крупными пегматитовыми жилами или зонами интенсивного окварцевания. В другом примере тектонический контакт между магнитными и слабomagнитными разновидностями пород с наложенной сульфидной минерализацией картируется ступенчатым переходом поля ΔZ и аномалиями пониженных значений ρ_R и $U_{\text{ЕП}}$. Таким образом, даже самые общие представления о формах аномалий и их сочетаниях могут существенно снизить неопределенность при геологическом истолковании природы геофизических аномалий, выделенных способом СНФ.

Для определения типа таких аномалий ранее был предложен алгоритм распознавания формы аномалий (РФА), основанный на непараметрическом преобразовании вектора исходных значений поля в пределах скользящего окна и последующем сравнении преобразованного вектора с эталонами, характеризующими форму заданных для распознавания аномалий [Давыденко, 1979]. Алгоритм позволяет качественно классифицировать аномалии по форме на положительные, отрицательные, знакопеременные и т. п. Этого вполне достаточно для характеристики слабых аномалий, оценка количественных параметров которых ненадежна из-за сильного искажения сигналов помехами.

В способе РФА использована замена средних аномальных значений $\bar{f}_1, \dots, \bar{f}_m$ (см. формулу (8)) их рангами: R_1, \dots, R_m , т. е. порядковыми

Непараметрическое представление «положительных» аномалий ($A1, A2$) и «положительных» градиентов ($G1, G2$) в виде их рангов ($RA1, RA2, RG1, RG2$)

$\frac{A}{RA}, \frac{G}{RG}$	Номер аномальной точки по оси x						
	1	2	3	4	5	6	7
$\frac{A1}{RA1}$	30 1	60 3	80 4	140 7	110 6	90 5	50 2
$\frac{A2}{RA2}$	-2,0 1	-0,9 4	-0,6 5,5	-0,4 7	-0,6 5,5	-1,3 3	-1,8 2
$\frac{G1}{RG1}$	3 1	5 2	15 3	20 4	27 5	34 6	36 7
$\frac{G2}{RG2}$	0,8 2	1,0 3	1,6 4	0,5 1	2,4 5	3,6 6	6,4 7

Примечание. Исходные аномальные значения даны в условных единицах.

номера значений \bar{f}_i в вариационном ряду, составленном из m исходных чисел, расположенных в порядке возрастания.

Подобное преобразование позволяет представить сигналы одной и той же формы, но различной амплитуды в виде непараметрических аналогов, отражающих только форму сигнала (табл. 27).

Очевидно, что для классификации аномалий по форме необходимо задать определенный набором (алфавитом) эталонных аномалий, в качестве которых следует брать сигналы, не осложненные помехами. В общем случае алфавит может быть весьма обширен — симметричные и несимметричные аномалии обоих знаков, знакопеременные аномалии, градиенты и др. Для практических целей необходим такой алфавит, эталоны которого достаточно просты и хорошо различаются между собой. В результате специальных исследований свойств различных эталонных алфавитов, выполненных с помощью метода главных компонент, установлено, что достаточную надежность распознавания обеспечивает следующий алфавит:

- 1-й класс — «ровное» поле,
- 2-й класс — «положительный» градиент,
- 3-й класс — «отрицательный» градиент,
- 4-й класс — «положительная» симметричная аномалия,
- 5-й класс — «отрицательная» симметричная аномалия.

В табл. 28 приведена непараметрическая характеристика этих аномалий при задании эталонов для сигналов, выделяющихся на семи точках профиля.

Построение формальных правил для вычисления значений эталонных аномалий указанных классов при других размерах сигналов по профилю вполне очевидно. Таким образом, процесс распознавания аномалий заданной ширины сводится к их непараметрическому преобразованию, описанному выше, и сравнению с эталонами, заданными таблицей, подобной табл. 28. В качестве меры сходства целесообразно выбрать коэффициент ранговой корреляции Спирмена [Закс, 1976]:

$$r_s = 1 - \frac{6 \sum_{i=1}^m d_i^2}{m(m^2 - 1)}, \quad (9)$$

где $\sum_{i=1}^m d_i^2 = \sum_{i=1}^m (RX_i - R_i)^2$; RX_i и R_i — соответственно ранги i -го значения распознаваемой и эталонной аномалий; m — число точек задания эталонной аномалии (ширина скользящего по профилю окна).

Описание эталонных аномалий рангами

№ класса	Номер точки в направлении оси x						
	1	2	3	4	5	6	7
1	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0
2	1,0	2,0	3,0	4,0	5,0	6,0	7,0
3	7,0	6,0	5,0	4,0	3,0	2,0	1,0
4	1,5	3,5	5,5	7,0	5,5	3,5	1,5
5	6,5	4,5	2,5	1,0	2,5	4,5	6,5

максимальной будет значимая корреляция ($r_{s_1} = 0,902$; $r_{s_2} = 0,982$) с «положительной» аномалией (4-й класс в табл. 28). Поэтому данные реализации следует классифицировать как «положительные» аномалии. Аналогично аномалии $G1$ и $G2$ (см. табл. 27) идентифицируются с «положительным» градиентом (см. табл. 28), так как значения r_s с эталоном 2-го класса максимальны и соответственно равны 1,0 и 0,821.

Если максимальное значение коэффициента корреляции распознаваемой аномалии с эталонами получается меньше критического, следует считать такую аномалию нераспознанной, т. е. не имеющей аналога формы в эталонном алфавите, и выделять в «нулевой» класс.

На рис. 28 проиллюстрирована возможность алгоритма РФА на примере обработки данных метода естественного электрического поля. Результаты распознавания на ЭВМ с окном шириной 160 м ($m = 9$) показывают, что автоматическая классификация формы аномалий хорошо совпадает с нашими представлениями о поведении этого графика, что подтверждает работоспособность алгоритма РФА и возможность его практического использования. Заметим также, что изменение размеров окна ($m = 7, 9, 11$) незначительно сказывается на результатах распознавания (см. рис. 28, б, в).

Таким образом, самостоятельную обработку по алгоритму РФА можно представить в следующем виде.

1. Ввод исходных значений поля по профилю, информации об эталонах и размерах окна, задание $r_s^{\text{крит}}$.
2. Выбор значений поля при очередном положении окна.
3. Ранжирование выбранных значений и формирование вектора RX .
4. Вычисление значений коэффициентов ранговой корреляции вектора RX с каждой из эталонных аномалий (r_{s_1}, \dots, r_{s_5}).
5. Определение $\max(r_{s_1}, \dots, r_{s_5}) = r_s^{\text{max}}$ и соответствующего ему номера эталонного класса — NK .
6. Сравнение $r_s^{\text{крит}}$ с критическим значением $r_s^{\text{крит}}$, если $r_s^{\text{max}} < r_s^{\text{крит}}$, присвоение точке, соответствующей положению центра окна, «нулевого» индекса $KL = 0$. В противном случае присваивается индекс $KL = NK$.
7. Сдвиг окна на заданный шаг.
8. Вывод значений: номер точки, KL , r_s^{max} .

Результаты РФА могут быть использованы как самостоятельно, так и в качестве признака, описывающего особенности геофизических полей, для логических программ распознавания. Однако наибольшее значение имеет применение этого алгоритма для усиления разрешающей способности программы самонастраивающейся фильтрации. Программа СНФ + РФА позволяет не просто выделять некоторые аномальные оси, но и определять форму аномалий, что особенно важно с точки зрения геологической интерпретации результатов фильтрации.

Последовательность операций в алгоритме СНФ + РФА такова.

1. Ввод информации: значения поля, размеры обрабатываемой площади, размеры и углы наклона двумерного окна, данные для алгоритма РФА.

Очевидно, что значение $\sum d_i^2$ тем меньше, а следовательно, величина r_s тем больше, чем ближе формы распознаваемой и эталонной аномалий. Достоинство предлагаемой меры сходства заключается также в возможности статистической оценки силы корреляционной связи [Закс, 1976]. Используя данные табл. 27 и 28, легко проверить, что для аномалий $RA1$ и $RA2$ (см. табл. 27) макси-

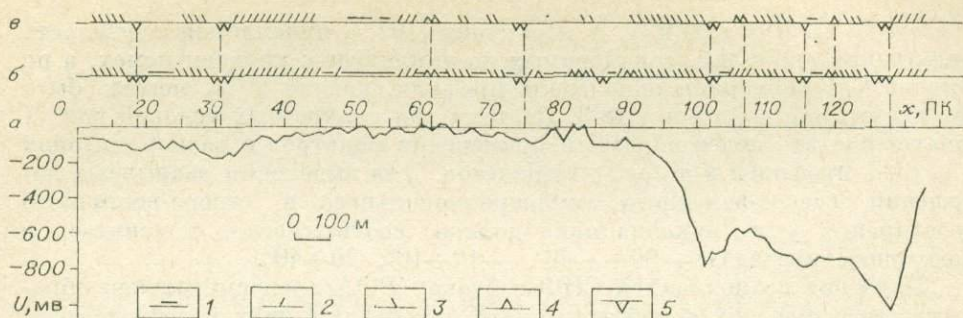


Рис. 28. Результаты распознавания формы аномалий $U_{EП}$ по программе РФА. а — график $U_{EП}$; б — результаты распознавания с окном при $m = 9$; в — результаты распознавания, совпадающие при размерах окон $m = 7, 9, 11$; 1—5 — номера классов аномалий по табл. 28.

2. Определение границ передвижения скользящего окна с учетом его возможных наклонов.

3. Цикл для сдвига окна на очередной профиль. Конец цикла (КЦ) п. 9.

4. Цикл для сдвига окна на очередную точку. КЦ п. 9.

5. Цикл для изменения наклона окна. КЦ п. 9.

6. Выбор значений поля в окне. Вычисление осредненных по профилям, в направлении наклона окна, значений $\bar{f}_1, \bar{f}_2, \dots, \bar{f}_m$ и величин $\mu_1, \mu_2, \dots, \mu_\phi$ (формула (8)).

7. Определение μ_{\max} и соответствующих ему \bar{f}_i и наклона ϕ . Сравнение μ_{\max} с $\mu_{\text{крит}}$ и, если μ_{\max} больше $\mu_{\text{крит}}$, то п. 8, иначе — п. 9.

8. Блок распознавания формы аномалии по значениям $\bar{f}_1, \bar{f}_2, \dots, \bar{f}_m$.

9. Конец циклов 5, 4, 3.

10. Вывод: номеров профилей, пикетов, значений μ_{\max} , ϕ , KL .

Потенциальные возможности СНФ как алгоритма самообучения достаточно широки, так как энергетическое отношение аномалия/помеха (формула (8)) может быть максимизировано не только за счет изменения наклона скользящего окна, но и варьированием его размеров (длины, ширины) или формы (для выделения нелинейных в плане аномалий). Тем не менее, с практической точки зрения, фильтрация в подобном режиме может оказаться малоэффективной, так как в большинстве случаев фильтр будет настраиваться на интенсивные и крупные по размерам аномалии, выделение которых возможно более простыми приемами, а слабые сигналы при этом будут пропущены. Обработка значительных площадей по программе, реализующей полный режим самообучения, требует значительных затрат машинного времени. Поэтому для повышения геологической и экономической эффективности СНФ целесообразно сужать диапазон изменения параметров фильтра за счет привлечения дополнительной геолого-геофизической информации о вероятных размерах и простирациях ожидаемых аномалий.

Проанализируем методику и результаты самонастраивающейся фильтрации физических полей с распознаванием форм выделенных аномалий на примере обработки данных по эталонному участку. Алгоритм СНФ + РФА реализован в системе СОД ЕС [Система..., 1977], а также в виде независимого пакета программ на языке ФОРТРАН-IV в ОС ЕС.

Анализ АКФ полей ΔZ и ρ_k показал, что ожидаемые слабые аномалии могут иметь ширину порядка 80—100 м, т. е. они должны фиксироваться минимумом по 5—7 пикетам одного профиля. Опыт геологического картирования площади рудного поля показывает, что большинство разрывных нарушений линейны в плане и прослеживаются на расстояние не менее 500 м. Крутые, порядка 60—70°, углы падения сместителей не дают оснований предполагать значительных искажений линейности осей соответствующих им геофизических аномалий за счет влияния рельефа. По

данным О. П. Лукиной и А. А. Никитина [1973], приемлемая надежность фильтрации аномалий, соизмеримых по амплитуде с уровнем помех, а по ширине — с размерами окна вдоль профиля, равная 90%, может быть достигнута при $m \geq 5$ и $n \geq 3$. Поэтому для конкретных условий поля I следует считать целесообразным применение фильтров с размерами окон $n = 3 \div 5$ профилей и $m = 7 \div 11$ пикетов. Для выделения разрывных нарушений северо-западного, субмеридионального и северо-восточного простираний углы наклона окна должны соответственно изменяться в следующих пределах: $-60 \div -40^\circ$, $-10 \div 10^\circ$, $20 \div 40^\circ$.

Изучение возможностей СНФ с блоком РФА предусматривало обработку геофизических полей эталонного участка при двух размерах окна: $n \times m = 3 \times 7$ и $n \times m = 5 \times 11$ и при различных режимах настройки фильтров: в широком диапазоне $-60^\circ \leq \varphi \leq 60^\circ$ и в узком (в пределах, указанных выше). Анализ результатов фильтрации показывает, что более целесообразно использование окна меньшего размера (рис. 29). Обработка поля $U_{\text{ЕП}}$ с окном $n \times m = 5 \times 11$ (рис. 30, а) приводит к выделению широких и интенсивных аномалий, многие из которых могут быть прослежены и визуальным на плане графиков $U_{\text{ЕП}}$ (см. рис. 27, б). Фильтрация же с окном $n \times m = 3 \times 7$ позволяет получить значительно более детальную схему корреляции аномалий (см. рис. 29, в).

На участках с полями сложной структуры фильтрация при широком диапазоне настройки фильтра по углу менее эффективна и иногда вызывает

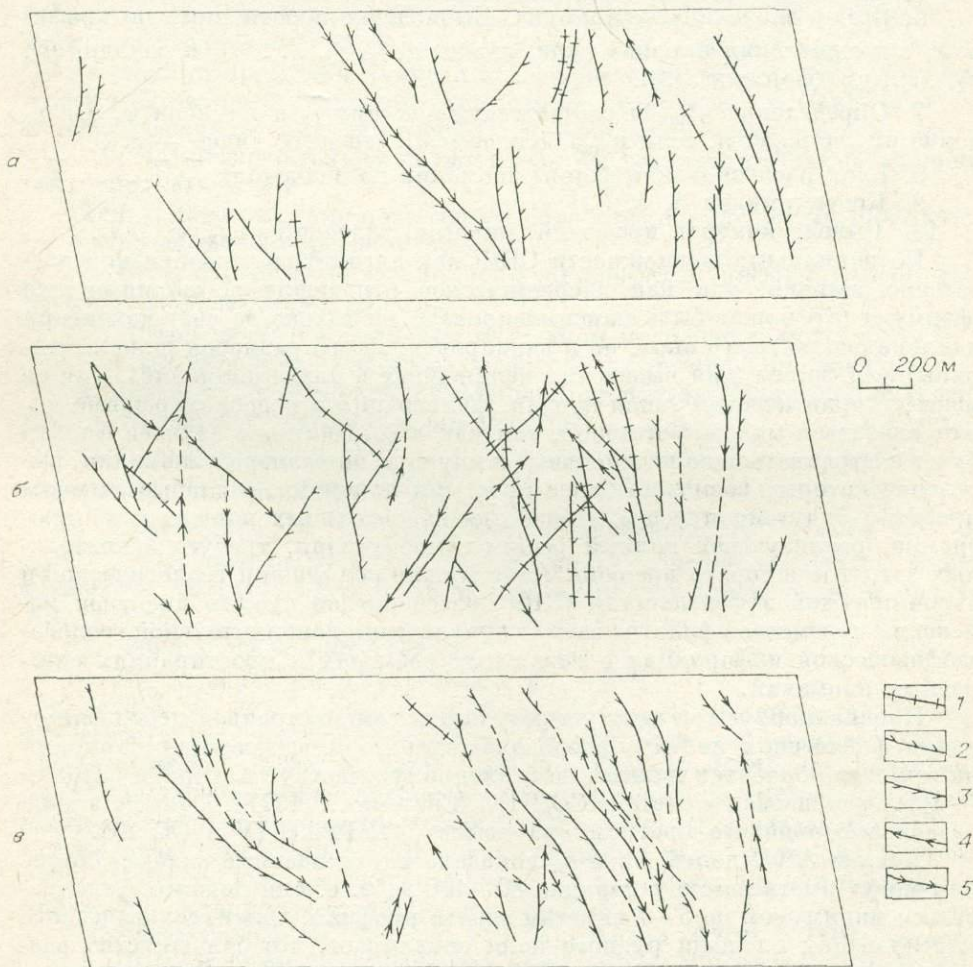


Рис. 29. Корреляционные оси аномалий полей ΔZ (а), ρ_k (б), $U_{\text{ЕП}}$ (в), выделенные на эталонном участке по программе СНФ + РФА с окном $n \times m = 3 \times 7$. 1—5 — оси аномалий, номера классов которых указаны в табл. 28.

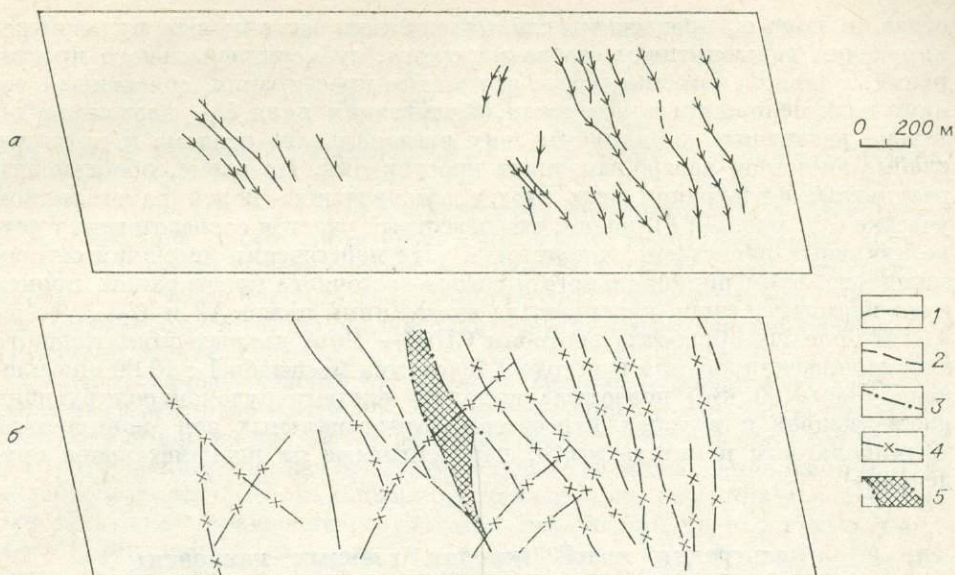


Рис. 30. Корреляционные оси аномалий $U_{\text{ЕП}}$, выделенные с помощью программ СНФ с окном $n \times m = 5 \times 11$ (а), и обобщенная схема результатов фильтрации на эталонном участке (б).

Оси аномалий, соответствующие литологическим границам (1), неуверенной корреляции аномалии (2), дизъюнктивам, ограничивающим участок сосредоточения редкометальных пегматитов (3), разрывным нарушениям (4); 5 — участок сосредоточения редкометальных пегматитов.

выделение «ложных» аномалий. Так, в зоне регионального разлома (см. рис. 26, а), для которой характерна частая перемежаемость аномалий, близких по форме, амплитуде и простиранию, при значительном отклонении фильтра от простирания прослеживаемой аномалии может происходить выделение осей ложной корреляции за счет суммирования эффектов соседних аномалий.

Применение блока РФА значительно облегчает геологическую интерпретацию аномалий, выделенных способом СНФ. Например, в магнитном поле преобладают аномалии северо-западного простирания типа «положительный» градиент (см. рис. 29, а), что говорит об их преимущественной приуроченности к литологическим границам и об общем повышении уровня поля ΔZ , а следовательно, и магнитности горных пород в направлении к региональному разлому. Распознавание формы аномалий позволяет избежать выделения «лишних» осей корреляции в тех случаях, когда аномалии имеют значительные размеры. Так, широкая аномалия $U_{\text{ЕП}}$ северо-западного простирания в западной части эталонного участка (см. рис. 27, б) выделена субпараллельными осями корреляции боковых градиентов и минимальных значений поля (см. рис. 29, в). Если эти аномалии по форме не классифицировать, то вполне вероятно выделение трех самостоятельных осей корреляции. С другой стороны, по боковым градиентам аномалии прослеживаются обычно проще и надежнее, нежели по значениям в области экстремумов. В такой ситуации программа РФА позволяет определить тип аномалии по характеру ее боковых градиентов (см. рис. 29, в), что способствует выделению аномалий, ширина которых значительно превышает размеры окна по профилю. Например, последовательная смена на профиле следующих типов аномалий: «положительный» градиент, «положительная» аномалия, «отрицательный» градиент может быть вызвана широкой положительной аномалией.

Обработка данных по программе СНФ с блоком РФА позволила получить детальные корреляционные схемы по методам, обеспечивая выделение слабых геофизических аномалий, пропускаемых при визуальном анализе поля. Фильтрацией поля ΔZ выделены аномалии, соответствующие в основном литологическим границам, в том числе породам основного со-

става. В поле ρ_k прослежены слабые аномалии, отвечающие рудоконтролирующим дизъюнктивам северо-западного, субмеридионального простираний, а также аномалии северо-восточного простирания, связанные с зонами повышенной трещиноватости. Фльтрация поля $U_{\text{ЕП}}$ позволила детально расчлнить аномальную зону регионального разлома и выделить слабые аномалии северо-западного простирания. По схеме, обобщающей результаты фильтрации всех трех геофизических полей на эталонном участке (см. рис. 30, б), видно, что известный участок сосредоточения редкометальных пегматитов находится в узле пересечения аномалий северо-западного, субмеридионального и северо-восточного простираний, причем его границы частично картируются аномалиями полей ΔZ и $U_{\text{ЕП}}$.

В поле III обработка способом СНФ + РФА данных симметричного электропрофилеирования и метода ЕП (съемка масштаба 1 : 10 000 на площади около 60 км²) позволила выделить систему рудоконтролирующих дизъюнктивов и в узлах пересечения ортогональных зон повышенной трещиноватости наметить места, перспективные на редкометальное ору-денение.

Фльтрация полей методом главных компонент

Анализ возможностей способа СНФ показывает, что в сложных условиях его эффективность существенно зависит от наличия априорной информации о простирании и размерах аномалий, от соблюдения в пределах окна линейности аномальных осей. Для получения подобной информации, а также для выделения изометричных в плане аномалий и аномалий с простиранием, близким к направлению профилей, целесообразно привлекать способы фильтрации, основанные на использовании автокорреляционных свойств изучаемых полей.

Способ разложения полей по естественным ортогональным функциям (ЕОФ) основан на аппроксимации поля быстросходящимся рядом некоторой ортонормированной системы базисных функций. Разработан для анализа метеорологических [Багров, 1959; Обухов, 1960], геологических [Смирнова, 1970] и геофизических полей [Горбунов, Кленчин, 1976; Кленчин, 1977; Макагонов, 1977].

Способ ЕОФ использует математический аппарат метода главных компонент (МГК) для анализа поля f_{ij} , заданного по прямоугольной сети наблюдений ($i = 1, 2, \dots, N$; $j = 1, 2, \dots, M$ — соответственно индексы профилей и точек на профиле). Вначале рассчитывают матрицы ковариаций центрированных значений поля между профилями:

$$A = \frac{1}{N} F^T \cdot F, \quad (10)$$

где F^T — транспонированная матрица F , и определяют собственные значения и матрицы собственных векторов V . Это позволяет, используя свойство ортогональности собственных векторов ($V^T \cdot V = I$ [Беклемишев, 1976]), выразить матрицу исходных значений поля через матрицу главных компонент T :

$$F = V^T \cdot T. \quad (11)$$

В индексной форме записи это выражение выглядит так:

$$f_{ij} = \sum_{k=1}^N t_{kj} \cdot v_{ki}, \quad (12)$$

где $t_{kj} = \sum_{i=1}^N f_{ij} \cdot v_{ki}$ — значение k -й главной компоненты на j -й точке профиля. Поскольку каждая из главных компонент, упорядоченных по убыванию собственных значений, учитывает максимум суммарной дисперсии значений поля, то во многих случаях вполне приемлемую аппроксимацию

можно получить, ограничиваясь первыми членами ряда (12):

$$f_{ij} = \sum_{k=1}^p t_{kj} \cdot v_{ki} + \Delta f_{ij}, \quad (13)$$

где Δf_{ij} — остаточная составляющая, а p — число первых компонент ($p < N$).

Практическая апробация алгоритма [Кленчин, 1977; Макагонов, 1977] показала возможность разделения полей на региональные, локальные и случайные составляющие, каждая из которых отождествляется с определенным членом ряда (13). При быстрой сходимости ряда метод может быть, кроме того, использован для свертки геофизической информации [Кленчин, 1977].

Существенный недостаток данного способа — зависимость порядка матрицы \mathbf{A} от числа профилей. Обработка одного и того же поля, заданного, например, на двух и на десяти профилях, даст существенно различные разложения, так как в первом случае его можно аппроксимировать максимум двумя ортогональными составляющими, а во втором — десятью. Это затрудняет сравнение результатов фильтрации на различных участках. Эффективность алгоритма будет низкой и в тех случаях, когда проекции аномалий на направление профилей не перекрываются, так как в этом случае при независимой и нормально распределенной помехе все элементы матрицы, за исключением диагональных, будут статистически близки к нулю за счет независимости реализаций поля на соседних профилях в направлении, им перпендикулярном.

Развивает способ ЕОФ алгоритм автоматического определения параметров линейного двумерного фильтра на основе учета структуры поля, задаваемой двумерной АКФ [Кленчин и др., 1978]. Весовыми функциями фильтров являются собственные векторы матрицы, построенной по значениям двумерной АКФ (ДАКФ). Фильтр выбирают по среднестатистическим размерам и простиранию интересующих аномалий, отражающихся на форме собственных векторов.

Способ энергетической фильтрации основан на свертке поля по профилю по формуле [Трофимова и др., 1975]:

$$y_k = \sum_{j=1}^m h_j \cdot f_{kj}, \quad (14)$$

где y_k и f_k — соответственно значения отфильтрованного и исходного полей в центре скользящего окна шириной m пикетов. Весовые коэффициенты фильтра h_j равны компонентам собственного вектора, соответствующего максимальному собственному значению корреляционной матрицы, составленной по значениям АКФ поля. Фильтр, описываемый формулой (14), обеспечивает на выходе максимум энергетического отношения аномалия/помеха. Поэтому в случаях, когда поле на профиле представлено суперпозицией аномалий различных энергий, в частности различной ширины или интенсивности, и возникает необходимость выделить локальные слабые аномалии, процесс фильтрации необходимо неоднократно повторять, последовательно исключая из наблюдаемого поля аномальные значения, отфильтрованные на предыдущих этапах.

Способ фильтрации методом главных компонент (ФМГК) [Давыденко, 1979] основан на подходе к фильтрации полей как к процедуре многомерного статистического анализа выборки, составленной из многомерных векторов, компонентами которых служат значения поля, попавшие в соответствующие точки скользящего окна. Эта выборка служит основой для ее анализа МГК с целью определения весовых функций линейных фильтров.

Процедуру формирования многомерной выборки рассмотрим на примере обработки площади, включающей N профилей по M точек на каждом профиле, окном, захватывающим n профилей и шириной m точек. Для определенности положим $n \times m = 2 \times 3$. Тогда, если принять нумера-

Многомерная выборка, сформированная с помощью двумерного скользящего окна
($n \times m = 2 \times 3$)

Координаты центра окна		Признаки (значения поля f)					
номер профиля	номер точки	1	2	3	4	5	6
1,5	2	f_{11}	f_{12}	f_{13}	f_{21}	f_{22}	f_{23}
1,5	3	f_{12}	f_{13}	f_{14}	f_{22}	f_{23}	f_{24}
1,5	4	f_{13}	f_{14}	f_{15}	f_{23}	f_{24}	f_{25}
...
1,5	$M-1$	$f_{1,M-2}$	$f_{1,M-1}$	$f_{1,M}$	$f_{2,M-2}$	$f_{2,M-1}$	$f_{2,M}$
...
$j+0,5$...	$f_{j,i-1}$	$f_{j,i}$	$f_{j,i+1}$	$f_{j+1,i-1}$	$f_{j+1,i}$	$f_{j+1,i+1}$
...
$N-0,5$	$M-1$	$f_{N-1,M-2}$	$f_{N-1,M-1}$	$f_{N-1,M}$	$f_{N,M-2}$	$f_{N,M-1}$	$f_{N,M}$
Средние по признакам		\bar{f}_1	\bar{f}_2	\bar{f}_3	\bar{f}_4	\bar{f}_5	\bar{f}_6

цию признаков в порядке чтения значений поля f , попавших в окно, слева направо и сверху вниз, то шестимерная выборка, сформированная в результате скольжения окна по площади, будет иметь вид, показанный в табл. 29. По этой выборке можно вычислить ковариационную (автоковариационную) матрицу A , элементами которой будут ковариации между i -м и j -м признаками — cov_{ij} ($i, j = 1, 2, \dots, n \times m$).

Рассмотрим, что отражает эта ковариационная матрица.

Как известно [Тархов и др., 1973], ДАКФ вычисляют по формуле

$$K(p, r) = \frac{1}{(N-p)(M-r)} \sum_{j=1}^{N-p} \sum_{i=1}^{M-r} f_{ij} \cdot f_{i+r, j+p}, \quad (15)$$

где f_{ij} — центрированные значения поля на j -м профиле в i -й точке; p — смещение между профилями, $p = 0, \pm 1, \pm 2, \dots, \pm(N-1)$; r — смещение вдоль профиля, $r = 0, \pm 1, \pm 2, \dots, \pm(M-1)$; N — общее число профилей; M — общее число точек на профиле.

Для наглядности предположим, что $\bar{f}_1 = \bar{f}_2 = \dots = \bar{f}_6 = 0$, тогда, например, ковариации между признаками 1 и 2, 1 и 5 из табл. 29 запишутся в виде

$$\text{cov}_{12} = \frac{1}{(N-1)(M-2)} \sum_{j=1}^{N-1} \sum_{i=1}^{M-2} f_{ij} \cdot f_{i+1, j}; \quad (16)$$

$$\text{cov}_{15} = \frac{1}{(N-1)(M-2)} \sum_{j=1}^{N-1} \sum_{i=1}^{M-2} f_{ij} \cdot f_{i+1, j+1}. \quad (17)$$

При сравнении этих выражений с формулой (15) видно, что первая формула соответствует осредненной по $(N-1)$ профилям АКФ при сдвиге $r = 1$, а вторая (17) дает осредненное по $(N-1)$ профилям значение взаимно-корреляционной функции (ВКФ) по соседним профилям, сдвинутым друг относительно друга на $r = 1$. Рассматривая остальные элементы ковариационной матрицы A , построенной по данным табл. 29, можно убедиться в том, что они отражают автокорреляционные свойства двумерного поля, а следовательно, и его структуру.

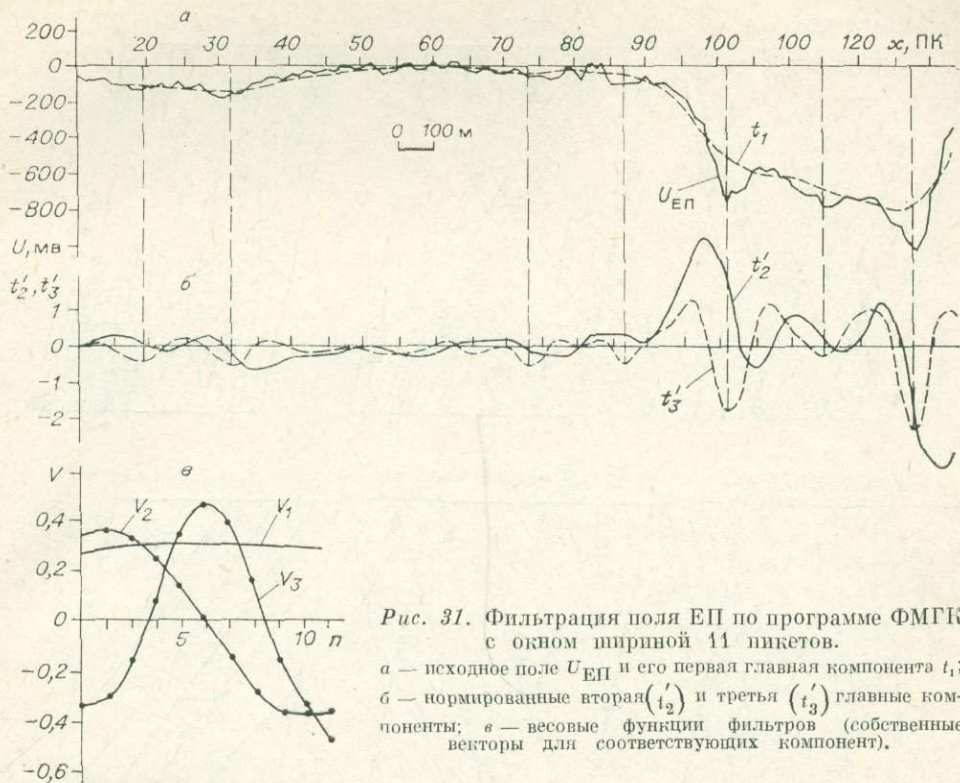


Рис. 31. Фильтрация поля ЕП по программе ФМГК с окном шириной 11 пикетов.

a — исходное поле U_{EP} и его первая главная компонента t_1 ; *б* — нормированные вторая (t'_2) и третья (t'_3) главные компоненты; *в* — весовые функции фильтров (собственные векторы для соответствующих компонент).

Предлагаемый способ формирования многомерной выборки и ковариационной (корреляционной) матрицы достаточно универсален и позволяет без особых вычислительных трудностей формировать выборки для участков с контурами произвольной формы, с отсутствием наблюдений на части площади.

После расчета автоковариационной матрицы A двумерного поля необходимо найти ее собственные значения λ и соответствующие им собственные векторы v , которые и будут весовыми функциями двумерных фильтров. В алгоритме ФМГК выделение аномалий определенного типа сводится к вычислению при каждом положении окна значений соответствующей главной компоненты. Выбор последней производят в результате анализа собственных векторов.

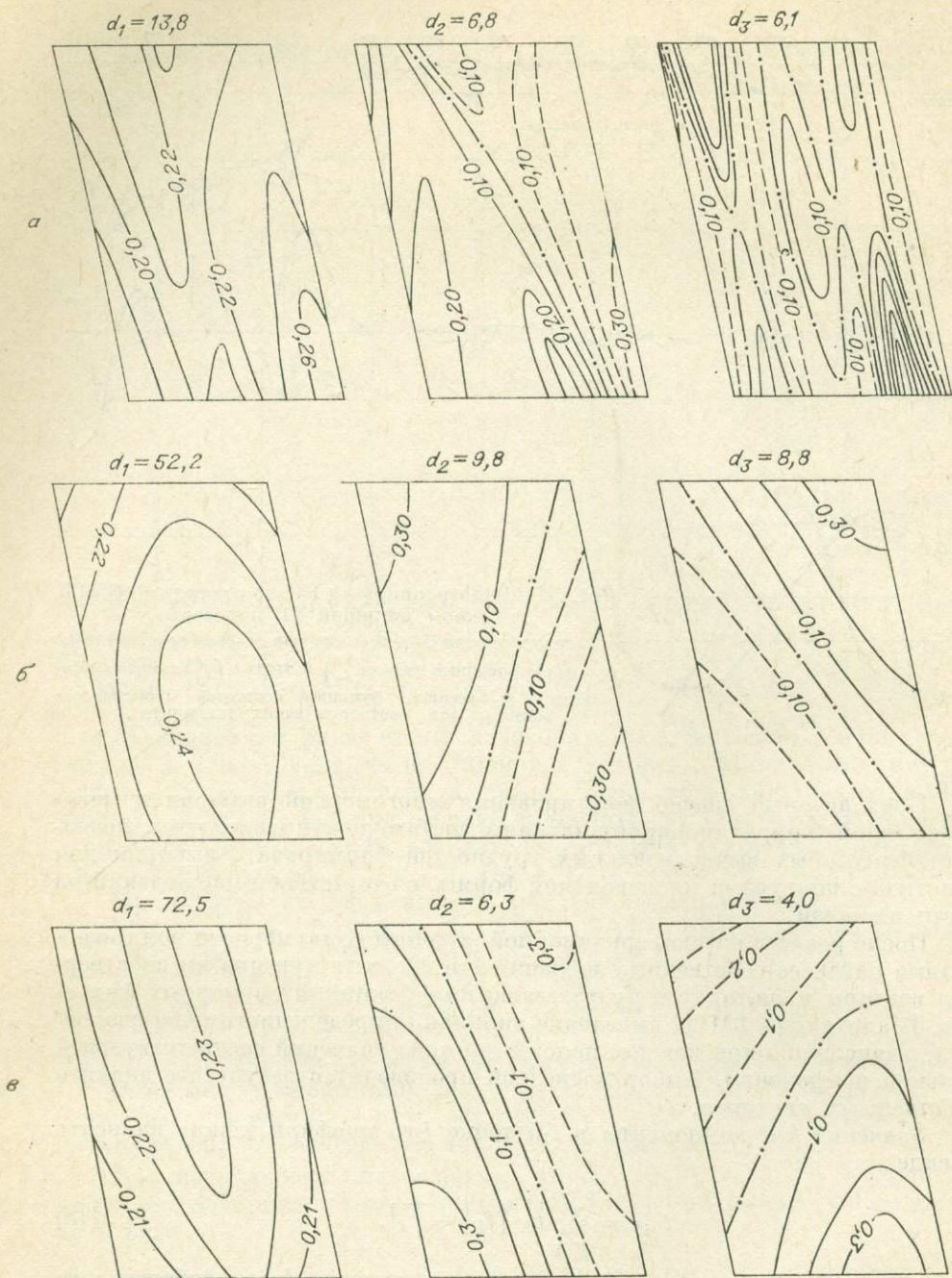
Значение k -й компоненты в i -й точке j -го профиля можно записать в виде

$$t_{kij} = \sum_{l=1}^{n \times m} v_{kl} [f_{lij} - \bar{f}_l], \quad (18)$$

где $v_{k1}, v_{k2}, \dots, v_{kl}, \dots, v_{k, n \times m}$ — составляющие k -го собственного вектора точек окна; $f_{1ij}, f_{2ij}, \dots, f_{lij}, \dots, f_{n \times m, ij}$ — выборка исходных значений поля в точках окна; \bar{f}_l — среднее значение поля по всей площади для l -й точки окна.

Так как общее число главных компонент равно порядку автоковариационной матрицы, т. е. $n \times m$, то окончательное решение о выборе того или иного фильтра должен принимать интерпретатор. При этом необходимо исходить не столько из формальных критериев, применяющихся в МГК, сколько из поставленной геологической задачи и геофизического смысла собственных векторов.

В качестве примера рассмотрим результаты фильтрации поля с использованием окна шириной $m = 11$ пикетов. Сравнительно простой характер исходного поля (рис. 31, *a*), представляющего суперпозицию отрицательных аномалий примерно одинаковой ширины, приводит к тому, что



86,6% суммарной дисперсии переменных приходится на первые три компоненты. Первая компонента t_1 характеризует изменение среднего уровня поля, а весовая функция соответствующего фильтра (собственный вектор v_1 на рис. 31, а) с точностью до постоянного множителя близка к таковой для фильтра скользящего среднеарифметического. Вторая и третья нормированные компоненты ($t'_2 = t_2/\sqrt{\lambda_2}$; $t'_3 = t_3/\sqrt{\lambda_3}$) соответственно выделяют экстремальными значениями градиенты поля и отрицательные аномалии (рис. 31, б), что объясняется видом второго и третьего собственных векторов (рис. 31, в), отражающих форму преобладающих элементов поля.

Таким образом, анализ собственных векторов позволяет выбрать определенный фильтр, ориентированный на выделение аномалии задан-

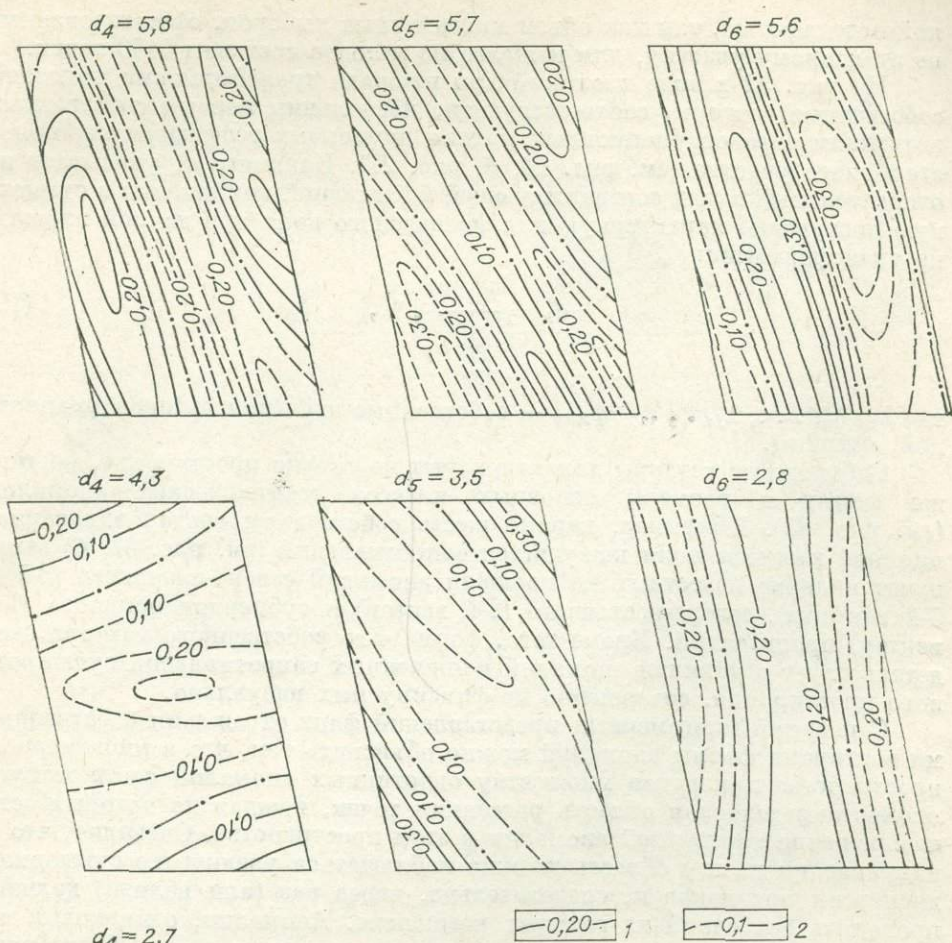


Рис. 32. Собственные векторы (весовые функции фильтров) автоковариационных матриц двумерных геофизических полей для площадки трансформации $n \times m = 3 \times 7$.

a — для поля ΔZ ; b — для поля ρ_F ; c — для поля U_{EP} ; d_k — вклад k -й главной компоненты в суммарную дисперсию физических полей, %; 1, 2 — соответственно положительные и отрицательные изолинии значений составляющих собственных векторов.

ной формы и определенной геологической природы. В частности, в приведенном примере для решения задачи по выделению зон сульфидной минерализации в качестве весовой функции фильтра целесообразно выбрать не первый, а третий собственный вектор.

Так как площадные геофизические съемки позволяют получить информацию не только о форме и размерах аномалий на некоторой линии, но и об изменении этих параметров в плане, вполне очевидно, что и эффективность двумерных фильтров должна быть значительно выше, чем одномерных. Это, в частности, видно по результатам фильтрации геофизических полей на эталонном участке. В данном случае скользящее окно имело форму параллелограмма с основанием, параллельным съемочным профилям, и наклоном в северо-западном направлении — по простиранию пород рудного поля. Размеры окна $n \times m = 3 \times 7$ были выбраны с учетом результатов обработки по способу самонастраивающейся фильтрации. Шаг скольжения 20 м по профилям и 100 м вкrest них. Элементы автоковариационных матриц 21-го порядка ($n \times m = 21$) рассчитаны с высо-

кой надежностью, так как объем многомерных выборок, сформированных по эталонному участку, для каждого из методов составил 1440 точек.

На рис. 32 в виде изолиний для площади трансформации показаны собственные векторы, соответствующие нескольким первым собственным значениям автоковариационных матриц двумерных геофизических полей эталонного участка (см. рис. 26, б, рис. 27). Параметр d_k указывает на относительный вклад соответствующей k -й главной компоненты в суммарную дисперсию, характерную для физического поля при данной площадке трансформации:

$$d_k = \frac{\lambda_k \cdot 100}{\sum_{j=1}^{n \times m} \lambda_j}, \% \quad (19)$$

где $\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_j, \dots, \lambda_{n \times m}$ — собственные значения автоковариационной матрицы.

Собственные векторы характеризуют не только простирание, но также форму и размеры основных классов геофизических аномалий (см. рис. 32). Например, первые шесть собственных векторов ковариационной матрицы поля кажущихся сопротивлений (см. рис. 32, б) отражают наличие известных на площади аномалий северо-западного (3-й и 5-й векторы), северо-восточного (2-й вектор) и субмеридионального (6-й вектор) простираний. Кроме того, форма 4-го собственного вектора свидетельствует о наличии аномалий пониженных сопротивлений субширотного простирания, совершенно не фиксируемых визуально.

С позиций многомерных представлений факт отражения собственными векторами формы аномалий можно объяснить тем, что в многомерном пространстве признаков множеству однотипных аномалий соответствует вполне определенная область рассеяния точек, каждая из которых есть изображение конкретной аномалии в этом пространстве. Очевидно, что в направлении на эту область должно наблюдаться увеличение суммарной дисперсии признаков и, следовательно, через нее (или вблизи) должна проходить ось одной из главных компонент. Аномалии, одинаковые по форме, размерам и простиранию, но отличающиеся по знаку, будут расположены симметрично относительно центра тяжести многомерной выборки, и поэтому для их описания достаточно одной главной компоненты. Например, третья компонента поля кажущихся сопротивлений (см. рис. 32, б) отражает наличие не только «положительного», но и «отрицательного» градиента северо-западного простирания. Таким образом, рассматривая собственные векторы в качестве обобщенных характеристик формы, размеров и простираний аномалий, можно выбирать фильтры для выделения сигналов определенных классов.

По мере увеличения номера собственного вектора (уменьшения собственных значений) для всех векторов наблюдается тенденция к уменьшению размеров характеризующих ими аномалий (см. рис. 32). Так как фильтрация наиболее эффективна в тех случаях, когда размеры окна близки к размерам аномалий, то целесообразно рассматривать собственные векторы, соответствующие только нескольким первым собственным значениям, а для выделения более мелких аномалий целесообразно проводить обработку с окном меньших размеров. В данном случае ограничимся рассмотрением первых шести собственных векторов магнитного поля ($\sum_1^6 d_k = 43,8\%$), поля кажущихся сопротивлений ($\sum_1^6 d_k = 81,4\%$) и четырех для поля ЕП ($\sum_1^4 d_k = 85,5\%$). Остальные векторы, не показанные на рис. 32, связаны с аномалиями, размеры которых значительно меньше, чем размеры выбранного окна.

С помощью фильтров, соответствующих максимальным собственным значениям, на площади эталонного участка выделены низкочастотные составляющие геофизических полей, обладающие наибольшей энергией

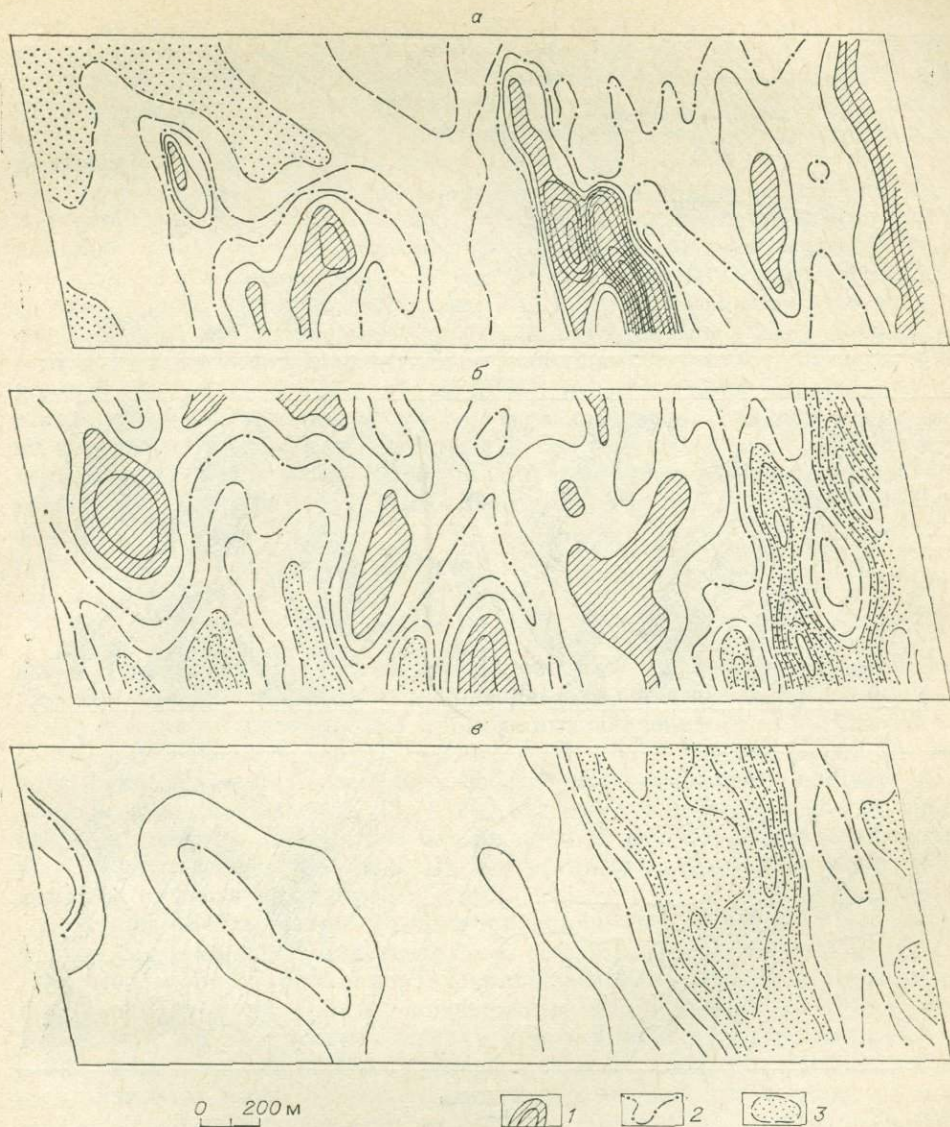
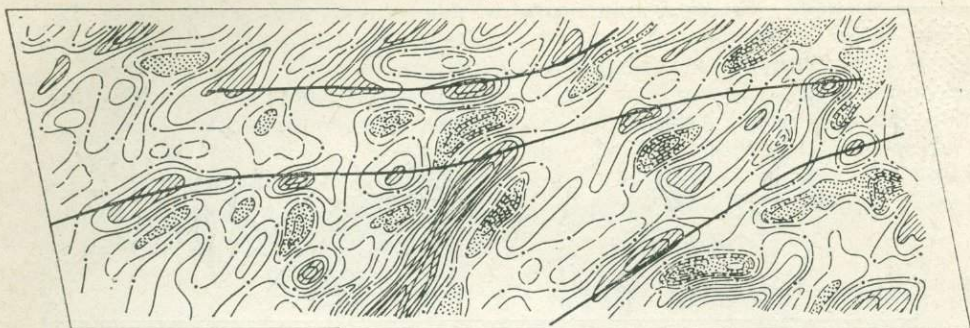


Рис. 33. Первые главные компоненты полей ΔZ (а), ρ_k (б) и $U_{БП}$ (в) для эталонного участка.

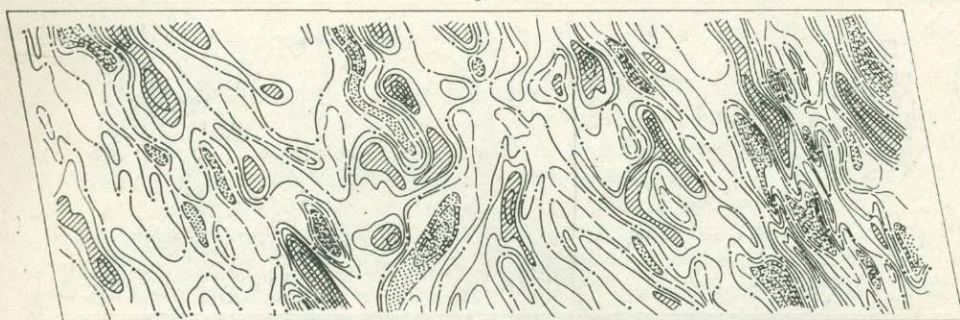
1 — области со значениями компонент, превышающими $\sqrt{\lambda}$; 2 — нулевая изолиния; 3 — области со значениями компонент, меньшими $-\sqrt{\lambda}$.

(рис. 33). Повышенными значениями первой компоненты поля ΔZ выделяются зона регионального разлома и площади распространения пород основного состава (рис. 33, а). Последние, как известно, контролируют размещение промышленного редкометального оруденения. По данным ДЭП выделены зоны пониженных значений кажущихся сопротивлений, приуроченные на востоке к региональному разлому, а на западе связанные с увеличением мощности рыхлых отложений в узлах пересечения разрывных нарушений (рис. 33, б). С поисковой точки зрения интересен тот факт, что, несмотря на близость к крупным геофизическим аномалиям над зоной регионального разлома, участок с известным промышленным оруденением расположен в зоне стабильных и относительно высоких значений отфильтрованного поля. Это явление можно объяснить мощной гидротермальной проработкой окружающих пород во время образования пегматитовых жил, особенно в период метасоматоза. Гидротермальные изменения вмещающих пород привели к нивелированию различий их

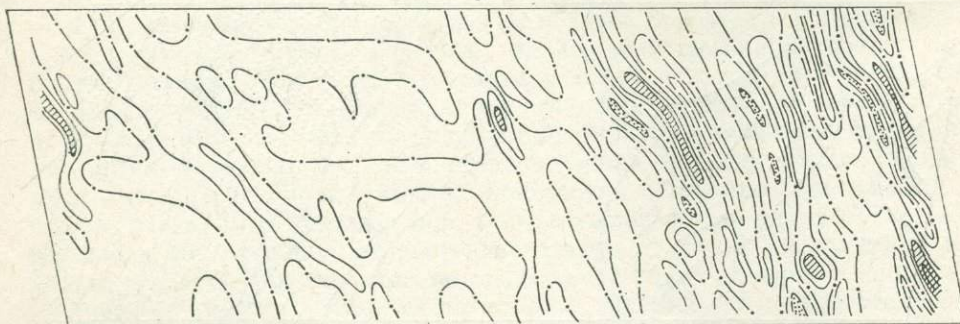
а



б



в



0 200 м

Рис. 34. Результаты фильтрации полей ρ_k и U_{EP} на эталонном участке.

а, б — соответственно 4-я и 5-я главные компоненты поля ρ_k ; в — 4-я главная компонента поля U_{EP} ; жирные линии — аномалии, соответствующие зонам повышенной трещиноватости субширотного простирания. Ост. усл. обозн. см. на рис. 33.

удельных сопротивлений и к общему повышению сопротивлений на участке развитого редкометального оруденения. О масштабах этих процессов можно судить хотя бы по тому, что область повышенных сопротивлений захватывает зону интенсивного влияния регионального разлома, восточная граница которой отчетливо выделяется первой компонентой потенциала ЕП (см. рис. 33, в).

Результаты выделения аномалий проводимости, связанных с разрывными нарушениями субширотного и северо-восточного простираний, показаны на рис. 34, а. В качестве весовой функции фильтра был использован четвертый собственный вектор (см. рис. 32, б), отражающий наличие в поле кажущихся сопротивлений аномалий подобного типа. Заметим, что методика СНФ не позволяет выделять аномалии с простиранием, совпадающим с направлением профилей (в данном случае субширотных аномалий). Аномалии, связанные с дизъюнктивами северо-западного простирания, надежно выделяются по 5-й главной компоненте поля ρ_k и по 4-й компоненте поля U_{EP} (рис. 34, б, в). Сопоставление аномалий ρ_k

и $U_{\text{ЕП}}$ позволяет классифицировать разрывные нарушения северо-западного простирания по степени их сульфидизации. Одновременное присутствие в системе разрывов этого типа зон сульфидизации и практически нессульфидизированных дизъюнктивов, скорее всего, связано с неоднократным подновлением этой системы.

Для магнитного поля, кроме первого, самостоятельное значение имеет также второй собственный вектор (см. рис. 32, а), с помощью которого на площади можно выявить ступенеобразные перепады магнитного поля северо-западного простирания, обусловленные сменой литологического состава пород. Остальные собственные векторы характеризуют практически схожие магнитные аномалии. Например, собственные значения для 3-го и 9-го векторов изменяются в небольших пределах: от $\lambda_3 = 164,4$ ($d_3 = 6,1\%$) до $\lambda_9 = 132,4$ ($d_9 = 4,9\%$), что может свидетельствовать о статистической неразличимости собственных чисел. Результаты проверки гипотезы о равенстве собственных чисел ($\lambda_3 = \lambda_4 = \dots = \lambda_9$) по критерию сферичности [Айвазян и др., 1974; Кендал, Стьюарт, 1976] подтверждают это предположение. Критерий сферичности вычисляют по формуле.

$$l_r = -(n-1) \left[\sum_{j=i}^{i+r-1} \ln \lambda_j - r \ln \left(\frac{1}{r} \sum_{j=i}^{i+r-1} \lambda_j \right) \right], \quad (20)$$

где n — объем выборки (в нашем случае 1440 точек); i — номер в вариационном ряду наибольшего из проверяемых собственных значений ($i = 3$); r — число проверяемых собственных значений ($r = 7$). Статистика l_r распределена по закону χ^2 со $(v = 0,5 \cdot r \cdot (r + 1) - 1)$ степенями свободы. Для третьего — девятого собственных значений величина $l_r = 31,54$, что меньше $\chi^2_{0,05; 27} = 40,11$. Это говорит о кратности собственных значений, т. е. о том, что ни одно из линейных преобразований, использующих третий — девятый собственные векторы, не имеет перед другими существенных преимуществ.

Подобное положение объясняется влиянием интенсивных локальных магнитных аномалий. Действительно, если при формировании многомерного пространства признаков в скользящее окно попадает интенсивная локальная аномалия, в этом пространстве будут наблюдаться «выбросы» точек, которые значительно скажутся на структуре ковариационной матрицы, подавляя влияние широко распространенных, но менее интенсивных элементов поля. Уменьшения влияния аномальных «выбросов» можно достичь двумя способами: либо нормализацией исходного поля, либо обработкой предварительно сглаженных реализаций, максимально исключаяющей влияние «ураганных выскоков». В последнем случае целесообразно использовать способ медианы [Ветров, 1972] или «энтропийное» осреднение [Вахромеев, Давыденко, 1976].

Таким образом, разработанный алгоритм фильтрации двумерных полей позволяет достаточно эффективно решать задачи по выделению и классификации аномалий, используя при этом минимум априорной информации. Нетрудно заметить, что известные приемы фильтрации полей, основанные на изучении их автокорреляционных свойств, являются частными случаями способа ФМГК: в способе энергетической фильтрации [Трофимова и др., 1975] ограничиваются выбором первого собственного вектора, а метод разложения полей по естественным ортогональным функциям [Кленчин, 1977] идентичен ФМГК при размере окна $n \times m = n \times 1$.

Весьма перспективным представляется синтез способов СНФ + РФА и ФМГК в единый алгоритм автоматизированной фильтрации геофизических полей. В настоящее время алгоритмы СНФ + РФА и ФМГК реализованы в виде комплекса программ на языке ФОРТРАН-IV в системе ОС ЕС.

Применение алгоритмов анализа структуры и автоматизированной фильтрации физических полей при поисках редкометалльных пегматитов

позволяет получить объективные оценки размеров и простираения ожидаемых слабых аномалий, выделять основные типы рудоконтролирующих разрывных нарушений и составлять детальные схемы корреляции геофизических аномалий.

РЕШЕНИЕ ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНЫХ ЗАДАЧ НА ОСНОВЕ МНОГОМЕРНОГО АНАЛИЗА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Статистически значимые различия в распределениях одномерных и многомерных геофизических и геохимических полей над литологически разнородными горными породами для участков сосредоточения редкометальных пегматитов и вмещающей толщи создают благоприятные предпосылки для решения задач прогнозирования и геологического картирования способами комплексного анализа геофизических и геохимических данных. Эти способы можно разделить на две группы [Вахромеев, Давиденко, 1976].

Способы первой группы предполагают последовательный анализ данных по каждому методу в отдельности с последующим обобщением результатов в итоговую схему комплексной интерпретации. Внедрение математических методов и ЭВМ при таком подходе позволяет за счет использования мощных статистических методов повысить разрешающую способность интерпретации данных частных методов, ее объективность и степень автоматизации. Например, в самообучающейся системе классификации геологических объектов по геофизическим данным [Демура и др., 1974] предусмотрено: выделение аномалий каждого метода способом СНФ; объединение по данным отдельных методов статистически однородных классов, границами которых являются аномалии, выделенные на первом этапе; классификация пунктов наблюдений с учетом максимума апостериорной вероятности по каждому из измеренных параметров; применение методов статистической теории распознавания (формула Байеса) для определения принадлежности пункта наблюдения к комплексному классу, выделенному как пересечение классов по отдельным методам.

Способы второй группы основаны на информационной теории интерпретации [Халфин, 1958] и с самого начала используют представление классифицируемых объектов в многомерном пространстве геофизических признаков. Это позволяет выявить и учесть при распознавании такие взаимосвязи, которые при визуальном анализе полей часто обнаружить очень трудно или принципиально невозможно.

Оба направления взаимно дополняют друг друга и успешно применяются при решении различных геологических и геофизических задач [Миллер, Кан, 1965; Родионов, 1968; Геология и математика, 1970; Крамбейн и др., 1973; Бугаец, Дуденко, 1976; Девис, 1977; Кренделев Ф., Кренделев С., 1977; Тархов и др., 1977; Вахромеев, 1978; Никитин, 1979; Бекшаришов и др., 1974; и др.].

Интенсивное развитие способов автоматического анализа результатов многомерных наблюдений породило множество самых разнообразных алгоритмов и их классификаций [Теосеев, 1974; Демура и др., 1974; Айвазян и др., 1974; Никитин, 1979]. В дальнейшем изложении мы будем придерживаться разделения всех алгоритмов на параметрические и непараметрические [Дуда, Харт, 1976]. Применение параметрических алгоритмов требует знания как минимум вида закона распределений анализируемых величин; для непараметрических способов это требование несущественно. По отношению к использованию эталонных объектов будем различать способы распознавания образов с обучением и способы классификации, основанные на принципах самообучения и частичного обучения.

Использование способов самообучения при комплексной интерпретации геофизических и геохимических данных служит в некоторой степени

вынужденной мерой, обусловленной значительными трудностями, а иногда и принципиальной невозможностью формирования эталонных выборок, достаточно полно отражающих свойства распознаваемых классов. Особенно значительна роль этих алгоритмов на начальном этапе интерпретации, для которого типична значительная неопределенность сведений о свойствах объектов и структуре характеризующего их многомерного поля. Ниже рассмотрены возможности линейных способов комплексного анализа информации, выбор которых в значительной степени объясняется их вычислительными преимуществами по сравнению, например, с методами кластер-анализа, наглядностью и относительной простотой интерпретации конечных результатов.

Функция комплексного показателя и метод главных компонент

Методика вычисления функции комплексного показателя (ФКП), предложенная Г. С. Вахромеевым [1970], основана на выделении слабых аномалий путем накопления сигналов по комплексу методов. Эффективный прием выделения слабых аномалий — линейная ФКП, имеющая вид [Вахромеев, Давыденко, 1978]

$$\Theta_i = \sum_{j=1}^m c_j \gamma_{ij}, \quad (21)$$

где Θ_i — значение ФКП, вычисленное для i -й расчетной точки по данным комплекса из m методов; c_j — вес j -го метода; γ_{ij} — значение показателя контрастности j -го метода в i -й расчетной точке, т. е. центрированное по фону и нормированное по его стандарту значение исходного поля.

Условимся выбирать весовые коэффициенты таким образом, чтобы $\sum_{j=1}^m c_j^2 = 1$. Если предположить, что фоновые значения $\gamma_{i\phi}$ по различным методам взаимно независимы и распределены нормально, то легко показать, что фоновые значения Θ_ϕ распределены нормально с математическим ожиданием $M(\Theta_\phi) = 0$ и дисперсией $D(\Theta_\phi) = 1$. В зависимости от характера априорной информации для определения весовых коэффициентов в формуле (18) можно использовать различные приемы. В том случае, когда для искомого объекта известны только знаки аномалий $\text{sign}(A_j)$ комплексируемых методов, целесообразно равновесное суммирование с коэффициентами

$$c_j = \text{sign}(A_j) \cdot m^{-1/2}. \quad (22)$$

Анализ соотношений физических свойств пород и руд, представления о физико-геологической модели объекта поисков, качественные представления о состоянии объекта позволяют проводить обучение на интуитивном уровне, изменяя величины весовых коэффициентов. Поскольку в данном случае процесс обучения не связан непосредственно с конкретными эталонными объектами, линейную модификацию ФКП можно отнести к эвристическим алгоритмам с частичным обучением.

В качестве примера ее использования рассмотрим результаты обработки гамма-спектрометрических наблюдений по одному из профилей эталонного участка (рис. 35). По исходным графикам концентраций урана (по радию), тория и калия, полученным по данным наземных гамма-спектрометрических измерений, практически невозможно выделить участки сосредоточения редкометалльных пегматитов. Однако используя информацию о том, что пегматитовые жилы в коренном залегании выделяют повышенными содержаниями урана и калия и пониженными — тория (см. табл. 3), целесообразно выбрать ФКП вида

$$\Theta = (\gamma_U + \gamma_K - \gamma_{Th}) / \sqrt{3}. \quad (23)$$

По повышенным значениям ФКП, рассчитанной с помощью формулы (23),

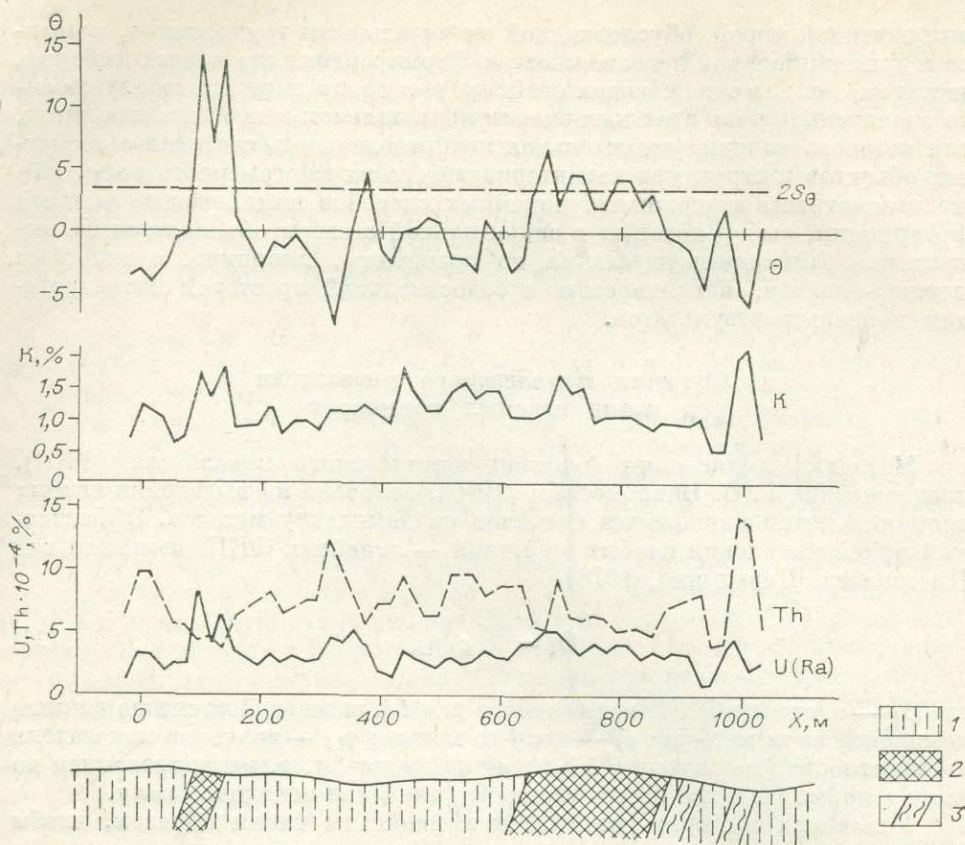


Рис. 35. Выделение участков сосредоточения редкометалльных пегматитов с помощью ФКП (Θ) по данным гамма-спектрометрии рыхлых отложений. 1 — кварц-биотитовые породы; 2 — участки сосредоточения редкометалльных пегматитов; 3 — зоны милонитизации.

участки сосредоточения редкометалльных пегматитов выделяются достаточно уверенно (см. рис. 35).

При наличии эталонных выборок обучение заключается в определении весовых коэффициентов по формуле [Вахромеев, Давыденко, 1978]

$$c_j = \frac{\bar{\gamma}_j}{\sqrt{\sum_{k=1}^m \gamma_k^2}}, \quad (24)$$

где $\bar{\gamma}_j$ — средняя контрастность аномалий j -го метода над выделяемым классом пород. Процедура вычисления ФКП по формуле (21) с весовыми коэффициентами (24) означает проектирование данных комплекса методов на i -м пикете на некоторую линию, проходящую через две точки в m -мерном пространстве признаков: начало координат (фон) и точку, соответствующую «типичной» комплексной аномалии. В такой интерпретации весовые коэффициенты представляют собой направляющие косинусы этой линии.

Рассмотрим возможности выделения участков сосредоточения редкометалльных пегматитов с помощью ФКП, используя для обучения выборки физических полей над этими участками и вмещающими породами. По полученным ранее данным (см. рис. 20, б) были вычислены весовые коэффициенты по формуле (24) для ФКП, нацеленных на решение двух задач: выделение участков сосредоточения редкометалльных пегматитов Θ_p ; картирование чачек существенно амфиболовых пород Θ_a . При этом за нормальное поле были приняты физические поля над кварц-биотитовыми

сланцами. Соответствующие ФКП имеют практически одинаковый вид:

$$\Theta_{\Pi} = -0,06\gamma_{\rho} + 0,99\gamma_Z + 0,06\gamma_{E\Pi} \quad (25)$$

и

$$\Theta_a = -0,16\gamma_{\rho} + 0,98\gamma_Z - 0,10\gamma_{E\Pi}.$$

Это объясняется близостью средних значений физических полей над сериями редкометалльных пегматитов и пачками существенно амфиболовых пород, к которым в основном и приурочено редкометалльное оруденение. Распределение весовых коэффициентов по методам в ФКП (формулы (25)) указывает на возможность выделения обеих разновидностей на фоне вмещающих пород. Но разделить их между собой практически невозможно. Вклад поля ΔZ в ФКП значительно превышает долю полей ρ_K и $U_{E\Pi}$. Это хорошо согласуется с приведенными выше результатами анализа возможностей магниторазведки и показывает, что задачу по выделению пачек существенно амфиболовых пород целесообразно решать, используя практически только магнитное поле.

Разработанная методика учета весовых коэффициентов в ФКП по этапам приводит к наиболее эффективному разделению вмещающих пород и участков сосредоточения редкометалльных пегматитов по сравнению с другими линейными преобразованиями исходной информации в некоторый обобщающий показатель, так как проектирование на любую другую линию в многомерном пространстве признаков не может привести к лучшему разделению «фонового» и «аномального» классов.

Рассмотрим, например, корреляционный способ выделения комплексных аномалий, предложенный Т. А. Трофимовой и А. А. Никитиным [Никитин, 1979]. Он основан на вычислении комплексного параметра S по формуле, аналогичной выражению (24), но, в отличие от ФКП, в нем весовые коэффициенты полностью определяются по принципу самообучения и равны первому собственному вектору выборочной корреляционной матрицы, рассчитанной по исходной многомерной выборке. Если на исследуемой площади, охарактеризованной комплексом признаков, имеются пространственно совмещенные аномалии разных методов, то в корреляционной матрице этой многомерной выборки будет наблюдаться увеличение абсолютных значений парных коэффициентов корреляции по сравнению с матрицей, рассчитанной для области фоновых значений. Наличие комплексных аномалий в m -мерном пространстве признаков отражается увеличением суммарной дисперсии выборки в направлении аномальных «выбросов». По этой причине составляющие первого собственного вектора, используемые в качестве весовых коэффициентов, позволяют выделять комплексные аномалии значительной амплитуды и протяженности, более всего распространенные на площади.

Как было показано [Вахромеев, Давыденко, 1978], сама по себе максимальная изменчивость, которой обладает проекция многомерной выборки на ось первой главной компоненты, далеко не во всех случаях может удовлетворять конкретным геологическим задачам исследований. Например, для корреляционной матрицы

Поле	ρ_K	ΔZ	$U_{E\Pi}$
ρ_K	1,000	-0,100	0,240
ΔZ	-0,100	1,000	-0,174
$U_{E\Pi}$	0,240	-0,174	1,000

рассчитанной по всей южной половине исследованной площади поля I (выборка объемом 7500 точек), максимальному собственному значению $\lambda_i = 1,349$ соответствует собственный вектор: -0,585; 0,490; -0,646. Таким образом, комплексный параметр S в каждой i -й точке площади в этом примере вычисляется по формуле

$$S_i = -0,585\gamma_{\rho_i} + 0,490\gamma_{Z_i} - 0,646\gamma_{E\Pi_i} \quad (26)$$

Корреляционная матрица содержаний естественных радиоактивных элементов, ее собственные значения (λ) и векторы

Элемент	U(Ra)	Th	K	Собственные векторы		
				$\lambda_1=1,33$	$\lambda_2=1,22$	$\lambda_3=0,45$
U(Ra)	1,00	-0,22	0,30	0,42	0,72	-0,56
Th	-0,22	1,00	0,30	0,44	-0,76	-0,56
K	0,30	0,30	1,00	0,79	0,01	0,61

Его максимальные значения соответствуют не участкам сосредоточения редкометалльных пегматитов, а сульфидизированным разрывным нарушениям. Значит, в общем случае о пригодности той или иной компоненты или их комбинации для решения конкретных геологических задач можно судить только после экспертной оценки некоторого числа главных компонент. Поэтому методика применения комплексного параметра S [Никитин, 1979] предусматривает последовательное исключение сигналов, выделенных на предыдущих этапах обработки корреляционной матрицы. Мы ранее показали, что элементы этой матрицы существенно зависят от соотношения фоновых и аномальных значений в исследуемой выборке [Вахромеев, Давыденко, 1978].

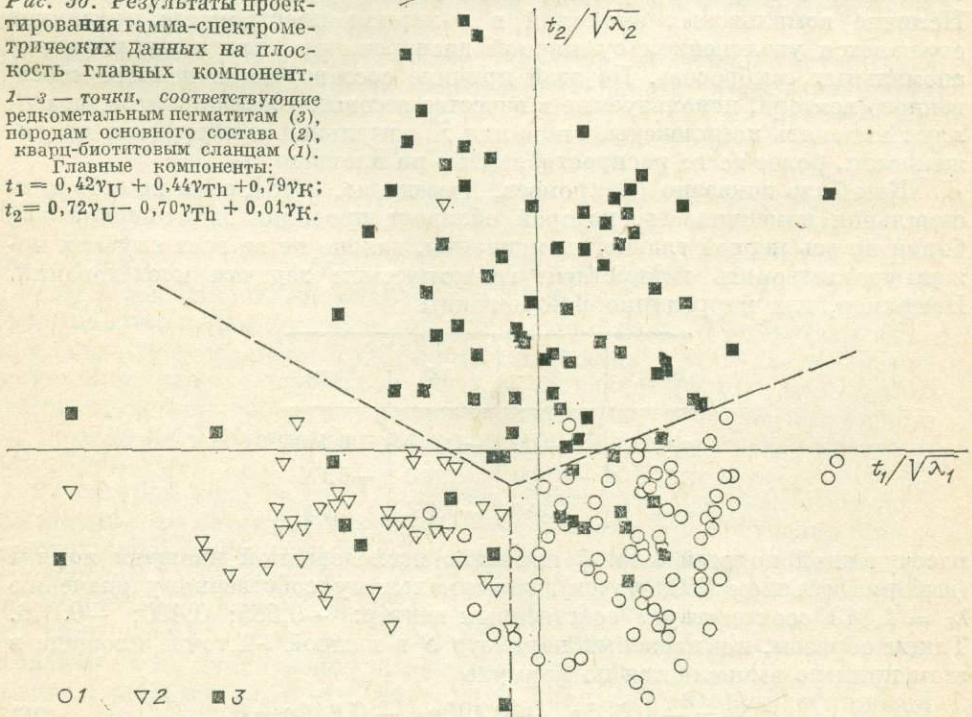
Метод главных компонент (МГК) с успехом применяют для свертки геофизической информации [Бугаец, Дуденко, 1976; Кленчин, 1977], для выбора ведущих комбинаций элементов в поисковой геохимии, а также для классификации многомерных наблюдений [Крамбейн и др., 1973; Дэвис, 1977]. Нами этот способ был использован для классификации наземных гамма-спектрометрических наблюдений. По результатам измерений содержания естественных радиоактивных элементов в коренных породах (редкометалльных пегматитах, амфиболитах и кварц-биотитовых сланцах) была рассчитана корреляционная матрица, ее собственные значения и собственные векторы (табл. 30).

Общий объем выборки, использованный для расчета этой матрицы, составил 197 точек. Из них 85 наблюдений было сделано на жилах редко-

Рис. 36. Результаты проецирования гамма-спектрометрических данных на плоскость главных компонент.

1—3 — точки, соответствующие редкометалльным пегматитам (3), породам основного состава (2), кварц-биотитовым сланцам (1).

Главные компоненты:
 $t_1 = 0,42\gamma_U + 0,44\gamma_{Th} + 0,79\gamma_K$;
 $t_2 = 0,72\gamma_U - 0,70\gamma_{Th} + 0,01\gamma_K$.



металлических пегматитов, 39 — на породах основного состава и 73 — на кварц-биотитовых и некоторых других разновидностях сланцев. Для классификации были выбраны две первые главные компоненты, на которые приходится 85% общей дисперсии признаков. Проекция исходной многомерной выборки на плоскость этих двух главных компонент показала, что в пространстве признаков все три класса разделяются довольно четко, хотя и наблюдается их некоторое перекрытие (рис. 36). Если же воспользоваться только первой главной компонентой, отражающей суммарное количество радиоактивных элементов в породах, то возможно разделение кварц-биотитовых сланцев и амфиболитов, но не редкометаллических пегматитов и вмещающих пород. Редкометаллические пегматиты можно выделить, только привлекая вторую главную компоненту.

Факторный анализ

Этот способ относится к методам классификации, реализующим принцип самообучения. Его применение требует только совокупности многомерных векторов, описывающих свойства классифицируемых объектов, и некоторых интуитивных предположений. Первоначально разработанный в экспериментальной психологии, этот метод в настоящее время стал самостоятельной ветвью многомерного статистического анализа [Харман, 1972; Айвазян и др., 1974] и используется в самых разных областях науки и техники, в том числе и в геологии [Крамбейн и др., 1973; Дэвис, 1977; Йёреског и др., 1980].

Предпосылкой для применения факторного анализа является предположение о том, что измеряемые на объектах признаки характеризуют объекты лишь косвенно, а на самом деле значения признаков определяются непосредственно ненаблюдаемыми факторами. Исследование внутренней структуры корреляционной матрицы параметров позволяет наилучшим (при заданном числе факторов) образом объяснить корреляцию между признаками и выразить их в виде линейных комбинаций этих факторов. Анализируя нагрузки на факторы и учитывая конкретные физико-геологические условия исследуемой площади, а также физические основы используемых методов, каждому из факторов можно дать содержательную геолого-геофизическую интерпретацию. Аппарат факторного анализа позволяет решать и обратную задачу: по наблюдаемым значениям признаков вычислять значения факторов, а так как факторы имеют геологическое объяснение, то данную процедуру правомерно рассматривать как способ решения задачи качественной интерпретации количественным методом многомерного анализа.

Модель факторного анализа принято записывать в виде [Харман, 1972]

$$x_j = a_{j1}f_1 + a_{j2}f_2 + \dots + a_{jp}f_p + d_jE_j = \sum_{h=1}^p a_{jh}f_h + d_jE_j, \quad (27)$$

где x_j — j -й исходный признак ($j = 1, 2, \dots, m$); p — заданное число факторов ($p < m$); f_k — k -й общий фактор; a_{jk} — нагрузка на k -й фактор для j -го признака; E_j — случайная компонента (характерный фактор), свойственная j -у признаку при заданном числе факторов; d_j — нагрузка характерного фактора.

Наиболее распространенный в настоящее время метод главных факторов использует математический аппарат МГК, однако в отличие от последнего в нем анализируют корреляционную матрицу, у которой на главной диагонали вместо единиц стоят значения общностей. Этот метод в пакете программ СОД «Комплексный анализ» ПГО «Иркутскгеофизика» [Система..., 1977] реализован следующим образом.

По выборочной корреляционной матрице находят ее p первых собственных значений $\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_p$ и соответствующие им собственные векторы v_1, v_2, \dots, v_p , по которым вычисляют элементы матрицы нагрузок на

Корреляционная матрица геофизических и геохимических признаков

При- знак	ρ_K	ΔZ	$U_{\text{ЕП}}$	C_{Li}	C_{Rb}	C_{Cs}	C_{Sn}
ρ_K	1,000	-0,100	-0,240	0,076	0,046	-0,067	-0,001
ΔZ	-0,100	1,000	-0,174	-0,072	-0,082	-0,069	-0,010
$U_{\text{ЕП}}$	0,240	-0,174	1,000	0,172	0,270	0,179	0,060
C_{Li}	-0,076	-0,072	0,172	1,000	0,385	0,619	0,353
C_{Rb}	0,046	-0,082	0,270	0,385	1,000	0,475	0,095
C_{Cs}	-0,067	-0,069	0,179	0,619	0,475	1,000	0,245
C_{Sn}	-0,001	-0,010	0,060	0,353	0,095	0,245	1,000

факторы $a_{jk} = \sqrt{\lambda_k} \cdot v_{jk}$, где v_{jk} — j -я составляющая k -го собственного вектора ($k = 1, 2, \dots, p$); j — индекс признака ($j = 1, 2, \dots, m$). Далее определяют первые приближения общностей $h_j^2 = \sum_{k=1}^p a_{jk}^2$, которые подставляют вместо единиц на главную диагональ корреляционной матрицы. Затем все вычисления собственных значений, векторов, нагрузок и общностей повторяются. Если новые значения общностей отличаются от полученных на предыдущем этапе меньше, чем на некоторую заданную величину, то итерационный процесс заканчивается, и наоборот. Очевидно, что первый итерационный цикл соответствует вычислительной схеме МГК, а отброшенные ($m - p$) компонент по смыслу аналогичны характерному фактору в формуле (27). Далее производится вращение полученных факторов методом «варимакс» [Харман, 1972], что приводит к получению новой матрицы факторных нагрузок, которая с такой же полнотой, как и исходная матрица нагрузок, объясняет выборочную корреляционную матрицу; однако факторам, полученным после вращения, легче дать содержательную интерпретацию, так как они обычно объясняют определенную группу признаков. На последнем этапе способом наименьших квадратов по исходным векторам признаков x_i для каждого i -го объекта вычисляют значения факторов f_{ik} ($k = 1, 2, \dots, p$).

По программе факторного анализа обработана южная половина площади поля I. При этом корреляционная матрица геофизических и геохимических признаков (табл. 31) была рассчитана с высокой надежностью по выборке объемом более 7500 точек. Рассмотренные в процессе обработки варианты с двумя и тремя факторами показали, что в последнем случае факторы лучше поддаются интерпретации, поэтому ниже анализируется именно этот вариант (табл. 32).

Эти три фактора учитывают 52% суммарной дисперсии, причем вклады их составляют соответственно 24,8; 14,2 и 13,0%. Анализируя нагруз-

Таблица 32

Матрицы факторных нагрузок ($p = 3$)

При- знак	До вращения			После вращения		
	F_1	F_2	F_3	F_1	F_2	F_3
ρ_K	0,012	0,697	0,315	-0,204	0,734	0,075
ΔZ	0,138	-0,240	-0,001	-0,095	-0,259	0,019
$U_{\text{ЕП}}$	0,355	0,514	0,005	0,256	0,570	-0,017
C_{Li}	0,773	-0,158	-0,042	0,732	0,019	0,295
C_{Rb}	0,612	0,177	-0,268	0,642	0,248	-0,063
C_{Cs}	0,780	-0,094	-0,203	0,798	0,045	0,137
C_{Sn}	0,489	-0,281	0,714	0,175	0,004	0,893

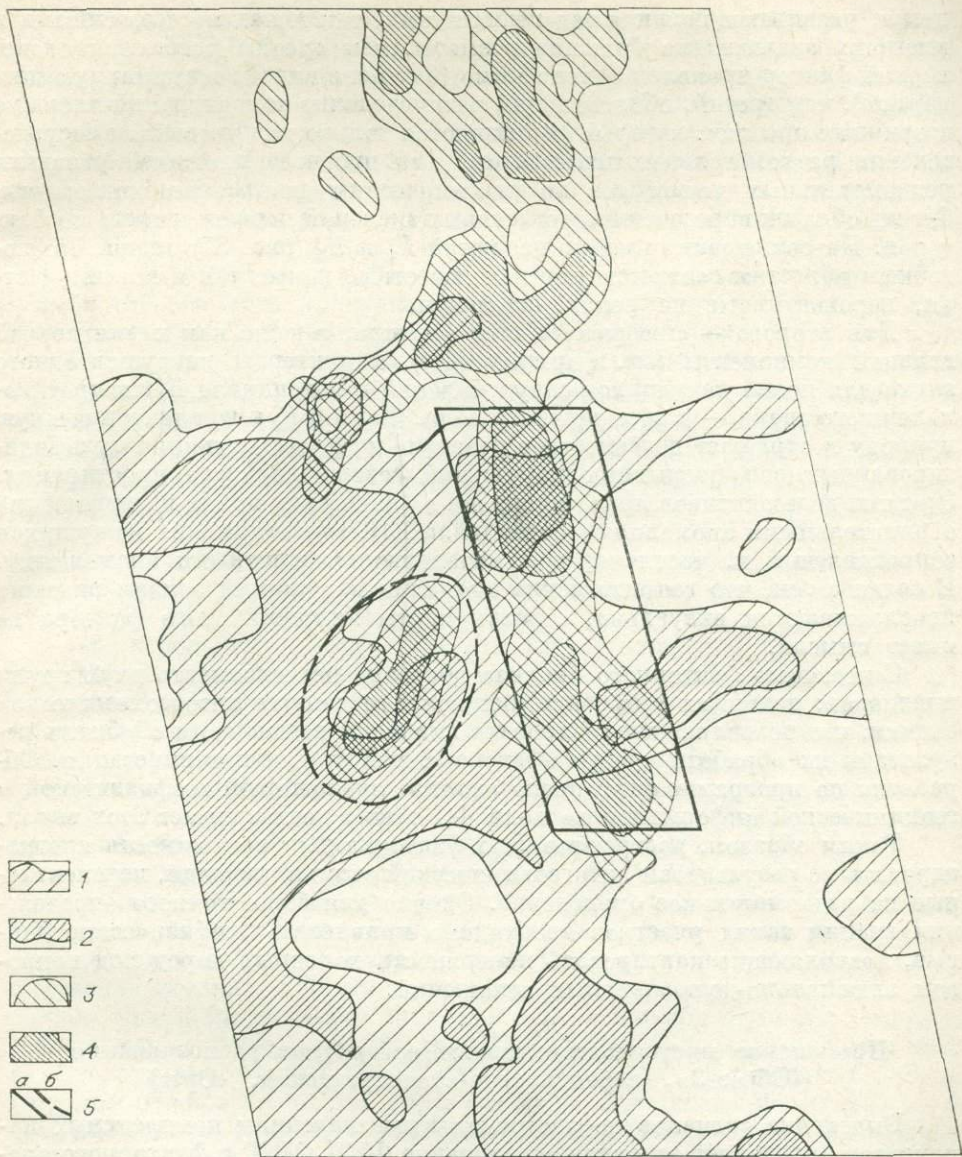


Рис. 37. План изолиний факторов F_1 и F_3 южной половины площади пегматитового поля I.

1—4 — соответственно значения $F_1 > 0,25$; $F_3 > 0,75$; $F_3 > 0,75$; $F_3 > 1,25$; 5 — контур известного участка сосредоточения редкометалльных пегматитов (а) и рекомендуемого к детальным поискам (б).

ки, полученные до вращения (см. табл. 32), можно выделить факторы с существенно геохимической (F_1 и F_3) и преимущественно геофизической (F_2) природой. Вращение еще более усиливает эти тенденции, подчеркивая редкометалльную щелочную специализацию первого фактора и оловянную — третьего, а у второго фактора увеличиваются веса по первому (ρ_R) и третьему (U_{EP}) геофизическим признакам.

Выявление двух геохимических факторов можно объяснить исходя из существующих представлений о закономерностях редкометалльного оруденения рассматриваемого типа. Как было показано в главе 1, для рудного поля характерны два типа оруденения: в редкометалльных пегматитах и экзоконтактовых метасоматитах. Для пегматитов типичен весь комплекс из семи редких элементов, включая редкие щелочи и олово, а для экзоконтактовых метасоматитов — только редкие щелочные металлы. Поэтому вполне естественно, что за счет вторичных ореолов лития, рубидия и

цезия, развивающихся как над пегматитами, так и над метасоматитами и имеющих значительно большие размеры, чем ореолы рассеяния олова, первый фактор проявлен более весомо (в смысле вклада в суммарную дисперсию), чем третий, объясняющий распределение концентраций олова во вторичных ореолах, которые формируются только над участками сосредоточения редкометалльных пегматитов. Для прогноза площадей развития редкометалльных пегматитов по геохимическим данным необходимо выбирать области пересечения повышенных значений первого и третьего факторов. На совмещенном плане изолиний F_1 и F_3 (рис. 37) видно, что подобным областям соответствуют как известные ранее, так и новые участки, перспективные на редкие элементы.

Для второго — «геофизического» фактора, так же как и для первой главной компоненты (см. формулу (26)), характерны нагрузки одного знака для полей кажущихся сопротивлений и потенциала ЕП и противоположного знака — для магнитного поля. Фактор F_2 имеет тектоническую природу и отражает повсеместное развитие на площади поля I сульфидизированных зон разрывных нарушений северо-западного простирания. Этот тип дизъюнктивов ярко проявлен в физических полях интенсивными отрицательными аномалиями потенциала ЕП, зонами низких кажущихся сопротивлений и, частично, положительными магнитными аномалиями. В связи с тем, что геофизические аномалии над такими зонами надежно прослеживаются визуально, строить карты значений этого фактора не имеет смысла.

С помощью факторного анализа доказана независимость двух групп признаков: исходных геофизических полей и данных литогеохимической съемки, что позволяет анализировать признаки отдельно и обобщать результаты их обработки уже на завершающей стадии интерпретации. Обработка по программе факторного анализа аналогичной геофизической и геохимической информации по полю III также подтверждает этот вывод.

Таким образом, построение карт факторов дает возможность прогнозировать по результатам литогеохимической съемки площади, перспективные на редкометалльное оруденение. Однако для более точного определения границ таких участков необходимо привлекать геофизические данные, позволяющие картировать поверхность коренных пород под покровом элювиально-делювиальных отложений.

Применение многоальтернативных алгоритмов распознавания («Образ-3», вероятностно-статистический, «Орт»)

Выделение сигналов по экстремальным значениям комплексных параметров определяет основное ограничение ФКП, МКГ и факторного анализа, присущее всем способам, в которых используется тот или иной вариант алгебраического суммирования информации: когда пиковые значения аномалий частных методов над искомыми объектами меньше амплитуды аномалий-помех, суммирование информации не эффективно, так как возможны ситуации, когда помехи выделяются более интенсивными комплексными аномалиями. Кроме того, с помощью некоторого комплексного параметра объекты разделяются, как правило, только на два класса: на комплексные аномалии, выделение которых заложено в формуле суммирования информации, и остальные объекты (фон и аномалии-помехи). Широкое и достаточно эффективное применение различных способов суммирования геохимической информации объясняется как раз тем, что искомое оруденение выделяется ореолами максимальных значений полезных элементов.

В практике геологической интерпретации геофизических данных часто необходимо выделять несколько классов объектов, что требует применения многоальтернативных программ распознавания, возможности которых шире, чем у рассмотренных выше алгоритмов, но они требуют, как правило, более сложного математического обеспечения и эталонных выборок.

Из класса непараметрических был использован алгоритм «Образ-3» [Ломтадзе, 1972]. Он относится к группе логических способов распознавания, основанных на непараметрическом преобразовании исходной информации и представлении ее в виде набора градаций различных признаков. Подобное кодирование позволяет использовать как качественные, так и количественные характеристики объектов, в чем состоит важное преимущество непараметрических алгоритмов перед параметрическими.

Обучение по программе «Образ-3» проводится в два этапа [Ломтадзе, 1972]. На первом, который заключается в выявлении диагностических сочетаний, для эталонных объектов каждого из T классов перебираются возможные сочетания признаков по три, а затем также и сочетания градаций признаков. После подсчета частоты (P) встречи каждого i -го сочетания в объектах 1, 2, ..., t -го класса определяется максимальное значение. Если $P_{it}^{\max} > P_0$ (где P_0 — некоторое пороговое значение), то это сочетание считается диагностическим. По оценкам вероятностей P_{it} можно определять информативность признаков и их градаций. На втором этапе обучения исходные векторы, закодированные для каждого эталонного объекта, заменяют вектором с составляющими $\theta_t = \sum_i P_{it}$, $t = 1, 2, \dots, T$. В накоплении значений θ_t участвуют диагностические сочетания, присущие рассматриваемому объекту. Параметры θ_t определяют степень «похожести» объекта на каждую эталонную выборку.

При распознавании j -й объект относится к классу t в том случае, если каждая из компонент вектора θ_j попадет в диапазон, свойственный данному классу. Соответствующие диапазоны устанавливаются для каждого класса непосредственно на втором этапе обучения при распознавании эталонных объектов. В программе использована аппроксимация распределения вектора θ многомерным нормальным законом, что позволяет вычислить для каждого распознаваемого объекта логарифмические функции правдоподобия принадлежности его к каждому из классов.

Использование программы «Образ-3» для комплексной интерпретации данных по полю I предусматривало выделение на площади следующих четырех классов пород: участки сосредоточения редкометалльных пегматитов; серии «безрудных» пегматитовых жил; пачки пород существенно основного состава; вмещающие породы, представленные в основном кварц-биотитовыми сланцами. На этапе обучения по детальной геологической карте было выбрано 40—70 эталонных точек каждого класса. Эталонные объекты были расположены в наиболее изученной в геологическом отношении южной половине поля. Распознавание проведено по всей площади детальных геофизических съемок (свыше 15 000 точек) в системе СОД «Геофизика».

Объекты распознавания (точки наблюдения) характеризовались значениями полей ΔZ , ρ_k , $U_{\text{ЭП}}$, концентрациями лития, рубидия, цезия и олова во вторичных ореолах рассеяния. Кроме того, для каждого из геофизических полей на ЭВМ рассчитывались две трансформанты: «интенсивность» и «изрезанность» в скользящем по профилям окне из семи точек.

«Интенсивность» — $I = \sum_{i=1}^m |\Delta_i|$, где Δ_i — приращение поля между i -й и $(i + 1)$ -й точками окна шириной m пикетов. Очевидно, что этот параметр описывает общую длину графика в пределах окна. Для определения «изрезанности» применялась формула $B = 1 - \sum_{i=1}^m \Delta_i / I$, вычисление по которой приводит к максимальным значениям B при пилообразной форме графика и к минимальным при монотонном изменении функции. Таким образом, каждая точка площади описана 13 признаками (7 исходных и 6 трансформант).

Анализ результатов обработки показывает хорошее качество распознавания объектов первого класса, наибольшая плотность которых наблюдается на участке с известным промышленным редкометалльным орудене-

нием (рис. 38). Перспективность рекомендованных участков подтверждена результатами геологических работ, выявивших на них ряд редкометалльных пегматитовых жил.

Распознавание подтверждает приуроченность редкометального оруденения к породам основного состава, так как объекты первого класса чаще всего встречаются внутри контуров, ограничивающих объекты третьего класса. В целом контуры пород основного состава определены верно, хотя к третьему классу отнесены некоторые породы зоны регионального разлома и частично даже гранитоиды на юге площади. Появление ошибок второго рода объясняется тем, что указанные разновидности пород не были включены в алфавит эталонов, а использованный вариант программы «Образ-3» не предусматривал отказов при распознавании объектов, «непохожих» ни на один из заданных классов. Второй и четвертый классы (серии безрудных пегматитов и вмещающие кварц-биотитовые сланцы) различаются плохо, что лишний раз подтверждает большое сходство физических и геохимических полей над этими комплексами.

В целом применение программы «Образ-3» вполне удовлетворительно обеспечивает прогнозирование участков сосредоточения редкометалльных пегматитов.

Параметрические алгоритмы распознавания основаны на использовании статистических решающих правил и весьма широко применяются при интерпретации данных геофизических и геохимических исследований [Никитин, 1979; и др.]. Они предполагают знание параметров многомерных законов распределений, оцениваемых обычно по эталонным выборкам. Многообразие используемых алгоритмов в основном обусловлено теми или иными модификациями байесовского решающего правила, формулируемого следующим образом [Дуда, Харт, 1976].

Принимаем гипотезу H_j , если

$$P(H_j/x) > P(H_k/x) \quad (28)$$

для всех $k \neq j$, $j, k = 1, 2, \dots, c$. В формуле (28) $P(H_j/x)$ — апостериорная вероятность принадлежности многомерного вектора x к j -у классу (гипотеза H_j); c — общее число распознаваемых классов. Для вычисления апостериорных вероятностей в общем случае используется формула Байеса

$$P(H_j/x) = \frac{f(x/H_j) \cdot P(H_j)}{\sum_{i=1}^c f(x/H_i) P(H_i)} \quad (29)$$

где $f(x/H_j)$ — условная плотность вероятности распределения вектора x ; $P(H_j)$ — априорная вероятность j -й гипотезы.

Без ущерба для качества распознавания апостериорные вероятности можно заменить на логарифмические функции правдоподобия (разделяющие функции) $g_j(x)$:

$$g_j(x) = \ln f(x/H_j) + \ln P(H_j) \quad (30)$$

при значениях параметра $j = 1, 2, \dots, c$. Таким образом, решение о принадлежности вектора x к некоторому классу можно принимать по $\max(g_1(x), \dots, g_c(x))$.

Структура конкретного байесовского классификатора определяется в основном типом условных плотностей и ограничениями, принятыми на число классов и признаков, на зависимость признаков и др. Например, при разделении объектов на два класса, генеральные совокупности которых распределены по многомерному нормальному закону с равными ковариационными матрицами, наиболее целесообразно пользоваться аппаратом дискриминантного анализа. В тех случаях, когда признаки независимы, можно применять для распознавания алгоритм А. А. Никитина [1979], свободный от ограничений, накладываемых на законы распределений отдельных параметров. Однако в общем случае при решении многоальтернативных задач желательно применять универсальное правило (28)

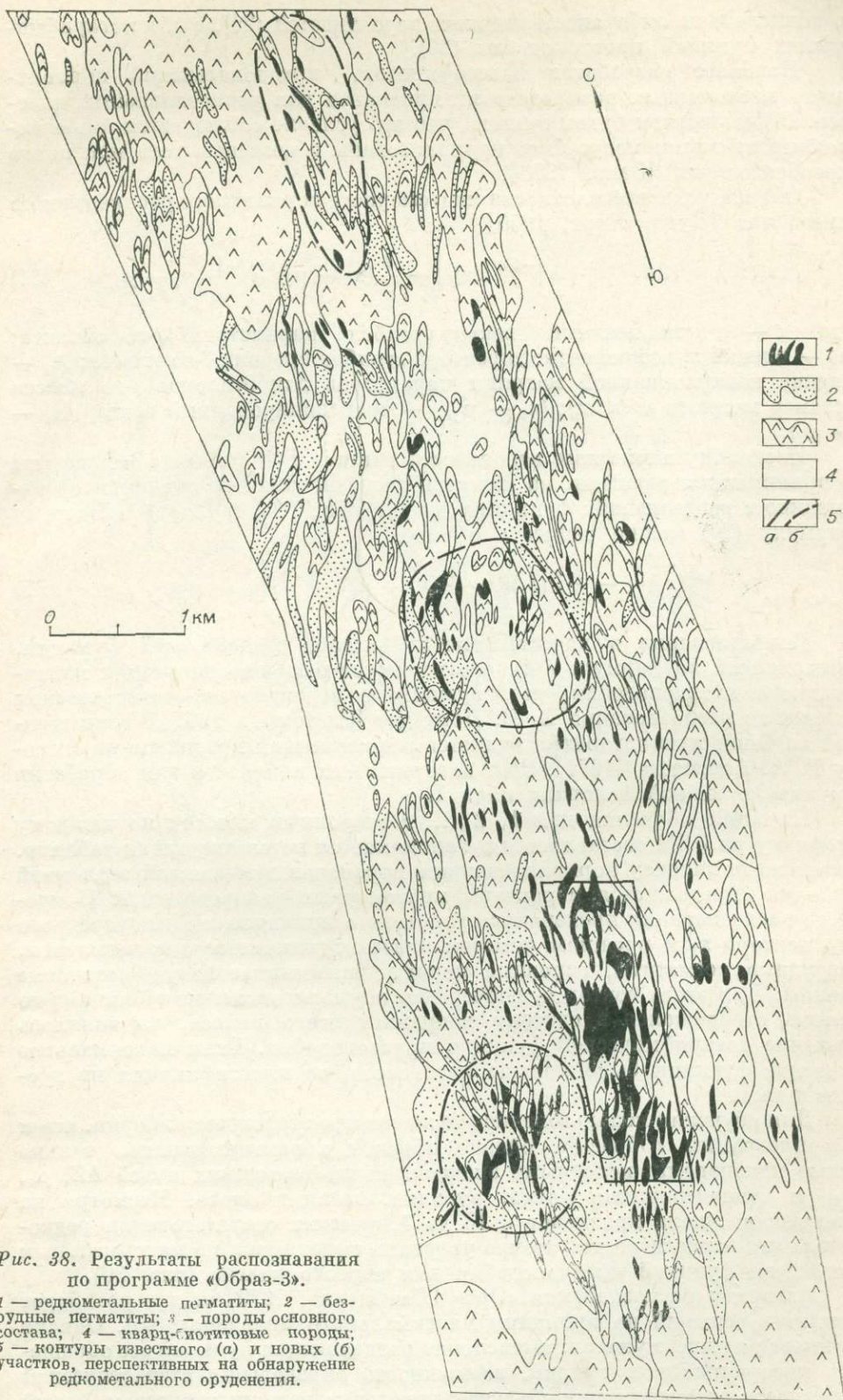


Рис. 38. Результаты распознавания по программе «Образ-3».

1 — редкометальные пегматиты; 2 — безрудные пегматиты; 3 — породы основного состава; 4 — кварц-мусcovитовые породы; 5 — контуры известного (а) и новых (б) участков, перспективных на обнаружение редкометального оруденения.

с вычислением либо апостериорных вероятностей (29), либо логарифмических функций правдоподобия (30).

Наиболее разработан классификатор, предполагающий нормальность многомерных распределений признаков для распознаваемых классов. В дальнейшем будем считать, что это условие соблюдается, либо исходные признаки могут быть нормализованы с помощью того или иного преобразования [Закс, 1976].

Оценка условной плотности многомерного нормального распределения имеет вид [Дуда, Харт, 1976]

$$f(\mathbf{x}_i/H_j) = (2\pi)^{-m/2} \cdot |\mathbf{A}|^{-1/2} \cdot \exp \left[-\frac{1}{2} (\mathbf{x}_i - \boldsymbol{\mu}_j)^t \cdot \mathbf{A}^{-1} \cdot (\mathbf{x}_i - \boldsymbol{\mu}_j) \right], \quad (31)$$

где \mathbf{x} — m -компонентный вектор-столбец параметров j -го объекта; $\boldsymbol{\mu}_j$ — оценка m -компонентного вектора-столбца средних j -го класса; \mathbf{A}_j — оценка ковариационной матрицы параметров для эталонов j -го класса (размер матрицы $m \times m$); $(\mathbf{x}_i - \boldsymbol{\mu}_j)^t$ — транспонированный вектор $(\mathbf{x}_i - \boldsymbol{\mu}_j)$.

Поскольку априорные вероятности гипотез $P(H_j)$ обычно неизвестны и принимаются равными, на качестве распознавания не скажется отбрасывание в разделяющих функциях логарифмов $P(H_j)$ и $(2\pi)^{-m/2}$. Поэтому формулу (30) можно записать в виде

$$g_j(\mathbf{x}_i) = -\frac{1}{2} \ln |\mathbf{A}| - \frac{1}{2} (\mathbf{x}_i - \boldsymbol{\mu}_j)^t \cdot \mathbf{A}^{-1} \cdot (\mathbf{x}_i - \boldsymbol{\mu}_j). \quad (32)$$

Использование в качестве классификатора разделяющей функции, вычисляемой по формуле (32), соответствует решению по методу максимального правдоподобия, реализуемому в вероятностно-статистическом алгоритме распознавания В. В. Ломтадзе [Система..., 1977]. Существенной особенностью алгоритма является нормализация признаков по способу Г. А. Алексеева [1971]. Этот алгоритм был привлечен для обработки данных по южной половине поля I.

На этапе обучения для 1, 2, ..., s эталонных классов по каждому признаку на ЭВМ составляется и запоминается нормализующая таблица. Затем по комплексу нормализованных признаков для каждой эталонной выборки определяются параметры многомерных распределений. В процессе распознавания проверялись гипотезы о принадлежности очередного i -го вектора \mathbf{x}_i к прежним четырем классам: редкометалльные пегматиты, безрудные пегматиты, основные породы, вмещающие кварц-биотитовые сланцы. Для этого вектор \mathbf{x}_i поочередно нормализовался по таблицам j -го класса, отображался в систему координат этого класса, вычислялось значение логарифмической функции правдоподобия. Если максимальное значение функции было меньше порогового, то классификация не производилась.

Для обучения использовались те же четыре эталонные выборки, что и для программы «Образ-3», однако объекты характеризовались только семью признаками: исходными значениями геофизических полей ΔZ , ρ_k , $U_{\text{ЕП}}$ и концентрациями лития, рубидия, цезия и олова. Несмотря на уменьшение числа признаков с 13 до 7, участки сосредоточения редкометалльных пегматитов достаточно уверенно выделяются по максимальным значениям функций правдоподобия для первого класса (рис. 39).

Алгоритм распознавания «Орт» [Давыденко, 1979] также реализует принятие решений по принципу максимального правдоподобия. Однако он имеет ряд преимуществ: вычисление разделяющих функций без обращения ковариационных матриц, возможность определения статистической значимости идентификации объекта с некоторым заданным классом, новый принцип формирования признаков для объектов обучения и распознавания.

Довольно неустойчивой в вычислительном отношении процедуры обращения выборочной ковариационной матрицы j -го эталонного класса

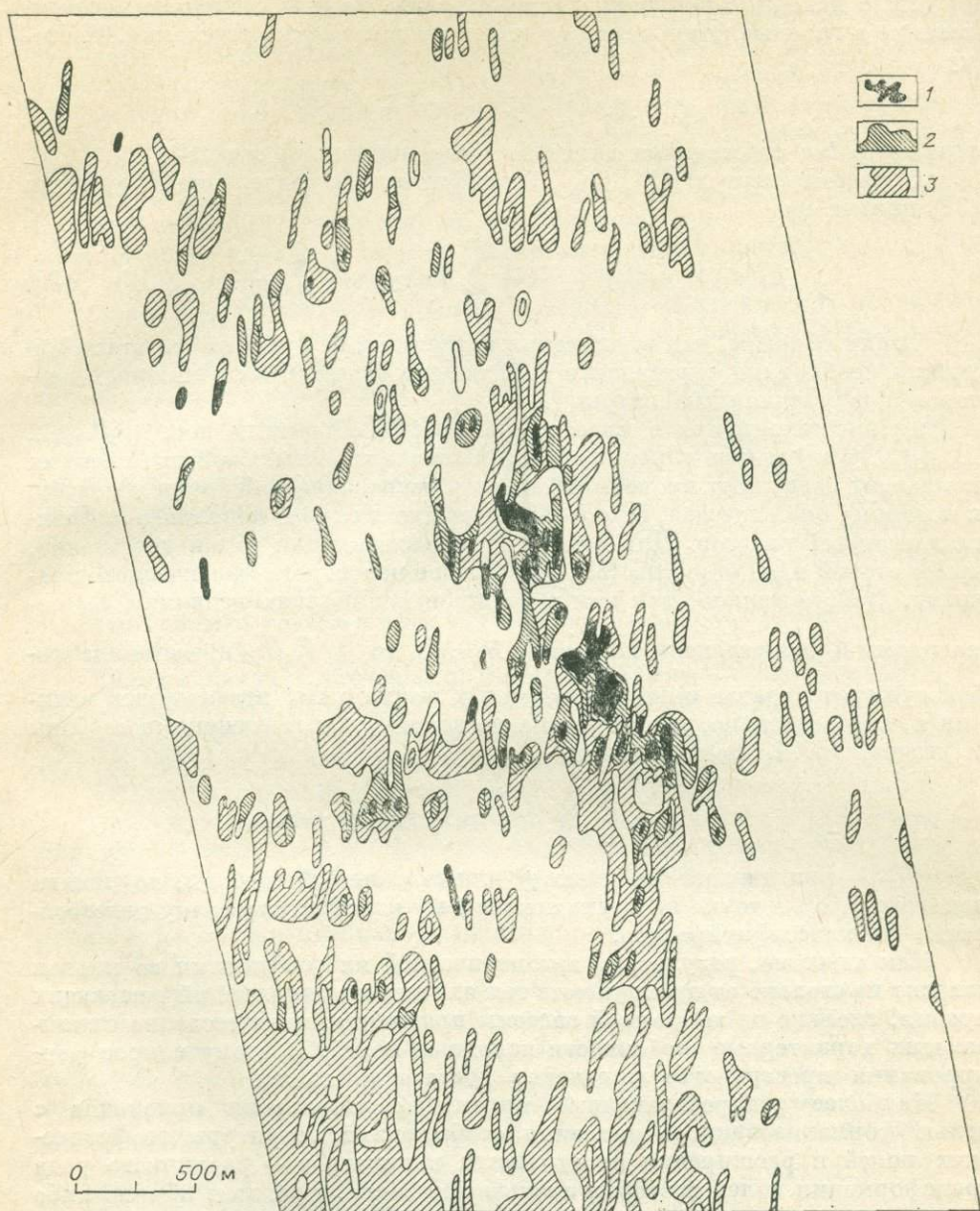


Рис. 39. План изолиний значений функции правдоподобия для пород первого класса (редкометалльные пегматиты) на южную половину поля I.
1—3 — соответственно значения функции: >-15 ; >-20 ; <-20

А, можно избежать переходом к главным осям многомерного эллипсоида, применяя метод главных компонент. Замена исходных признаков их главными компонентами, некоррелированными между собой, позволяет записать значение многомерной условной плотности i -го вектора x_i в виде

$$f(x_i/H_j) = \varphi_j(t_{ij}) = \prod_{k=1}^m \varphi_k(t_{ijk}), \quad (33)$$

где t_{ij} — вектор главных компонент i -й точки с проекциями на оси главных компонент t_{ijk} ; $\varphi_k(t_{ijk})$ — плотность распределения k -й компоненты при условии принадлежности i -й точки классу j ; m — размерность пространства признаков (число главных компонент).

Если исходные признаки нормализованы, то и их линейное преобразование в главные компоненты не изменяет закона распределения. Поэтому

$$\varphi_k(t_{ijk}) = 2\pi^{-1/2} \cdot \lambda_{jk}^{-1/2} \cdot \exp(-t_{ijk}^2/2\lambda_{jk}), \quad (34)$$

где λ_{jk} — k -е собственное значение ковариационной матрицы A_j .

С учетом формул (33), (34) логарифмическая разделяющая функция (32) примет вид

$$g_j(x_i) = g_j(t_{ij}) = -\frac{1}{2} \sum_{k=1}^m \ln \lambda_{jk} - \frac{1}{2} \sum_{k=1}^m \frac{t_{ijk}^2}{\lambda_{jk}}. \quad (35)$$

Таким образом, для вычисления разделяющих функций на этапе обучения необходимо определение собственных значений и собственных векторов ковариационных матриц A_j .

Принятие решения о классификации i -го объекта по макс $[g_1(t_{i1}), \dots, g_c(t_{ic})]$ в алгоритме «Орт» не является окончательным. Свойства главных компонент позволяют проверять близость распознаваемой точки к классу, к которому она отнесена. Это особенно важно в случае неполного алфавита эталонных классов. Для отказа от классификации точки достаточно, чтобы второй член формулы (35) был больше некоторого критического значения. Действительно, так как в эталонных выборках величины t_{jk} независимы и распределены по закону $N(0, \lambda)$, то $\sum_{k=1}^m t_{ijk}^2/\lambda_{jk}$ представляет собой сумму квадратов стандартизованных нормальных независимых величин и, следовательно, распределена по закону χ^2 с m степенями свободы [Пугачев, 1979]. Поэтому если

$$\chi_{ij}^2 = \sum_{k=1}^m t_{ijk}^2/\lambda_{jk} > \chi_{\alpha, m}^2, \quad (36)$$

где $\chi_{\alpha, m}^2$ — критическое значение χ^2 для m степеней свободы, то можно полагать, что i -я точка не принадлежит j -му классу и эту точку целесообразно не классифицировать.

Как известно, результаты автоматической классификации во многом зависят не столько от преимуществ тех или иных модификаций решающих правил, сколько от выбранной системы признаков, количественно описывающих характерные особенности исходных полей. Поэтому вопрос формирования пространства признаков достаточно важен.

Наиболее распространенные приемы формирования признаков с целью формализованного описания особенностей структуры геофизических полей и расширения пространства параметров — различного рода трансформации полей способом скользящего окна. При этом обычно либо вычисляют некоторые оценки параметров случайных функций или такие характеристики, как «линейность», «изрезанность» и другие, в определенной степени моделирующие на ЭВМ особенности визуального восприятия геофизической информации, либо используют различные комбинации этих способов описания физических полей [Боровко, 1971; Ветров и др., 1977].

При решении задач диагностики такие приемы формирования пространства признаков имеют определенные недостатки. К ним можно отнести отсутствие объективных критериев полноты описания структуры физического поля, возможную зависимость получаемых признаков, необходимость в весьма разнообразном математическом обеспечении различных трансформаций и, наконец, основной недостаток — отсутствие подстройки вида трансформаций под свойства объектов распознаваемых классов. Подобный подход предполагает классификацию объекта в некотором многомерном пространстве с фиксированным базисом, при выборе которого особенности распределения физических полей над распознаваемыми классами объектов в лучшем случае учитываются интуитивным определением необходимого набора признаков.

В алгоритме «Орт» реализован избирательный способ формирования линейных ортогональных признаков. Типы трансформации исходных признаков фиксированы в нем не жестко, а зависят от того, с каким из эталонных классов сравнивается очередной распознаваемый объект. В качестве признаков используются линейные ортогональные комбинации исходных значений поля, попавших в скользящее окно. Конкретные параметры преобразований для каждого класса определяются автоматически по эталонным выборкам на этапе обучения. В алгоритме использован принцип описания эталонного объекта многомерным вектором, компонентами которого являются значения поля, попавшие в пределы окна с центром, находящимся в эталонной точке.

Сформированная таким образом по одному из физических полей многомерная эталонная выборка некоторого класса обрабатывается по методу главных компонент. Это позволяет получить параметры линейных ортогональных трансформаций (собственные векторы, составляющие которых служат весовыми коэффициентами для точек окна), присущие анализируемому полю и заданному классу объектов. Подобная операция проводится для эталонной выборки каждого класса по каждому физическому полю. Поскольку обратным преобразованием главных компонент можно полностью восстановить исходное поле в окрестности эталонной точки, подобный подход практически не приводит к потере информации, необходимой для характеристики объектов эталонных классов. Полнота описания свойств каждого класса в этом случае зависит лишь от размеров скользящего окна.

Далее в процессе обучения по формуле (35) вырабатываются разделяющие функции. На этом этапе учитываются также корреляционные связи, которые могут существовать между главными компонентами различных физических полей (методными компонентами).

Обработка данных по программе «Орт» проведена для эталонного участка. Для формирования признаков было использовано одномерное окно размером 5 точек по профилю. Обучение проведено по эталонным выборкам объемом 30—40 точек для объектов трех классов: редкометалльные пегматиты; кварц-биотитовые породы; породы основного состава. Для обучения и распознавания использованы только геофизические поля: значения ΔZ , ρ_k , $U_{\text{ЕП}}$.

Классификация объектов на эталонной площади была проведена при пороге $\chi^2_{0,01;15} = 30,58$. Сопоставление результатов распознавания по программе «Орт» (рис. 40) с геологической картой (см. рис. 26, а) показывает, что известные участки сосредоточения редкометалльных пегматитов и контуры пород основного состава околтурены более точно, чем, например, по программе «Образ-3» (см. рис. 38). Это объясняется тесной зави-

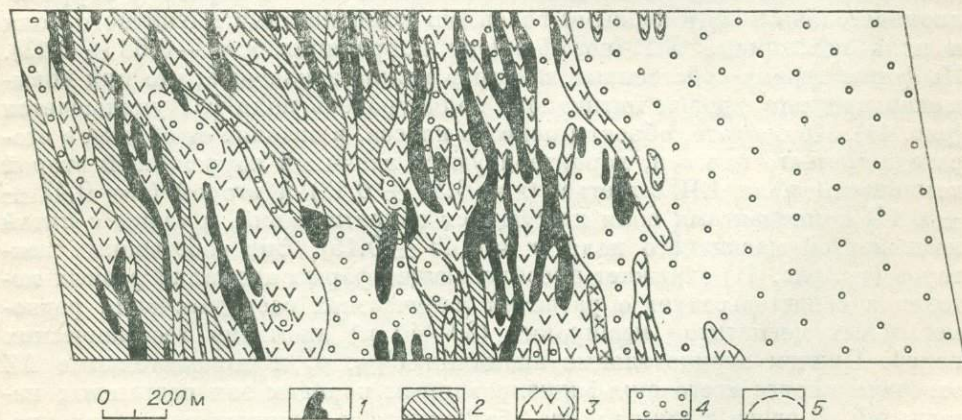


Рис. 40. Результаты распознавания на эталонном участке по программе «Орт». 1 — редкометалльные пегматиты; 2 — кварц-биотитовые сланцы; 3 — породы основного состава; 4 — области отказов от классификации; 5 — контуры неуверенно выделяемых областей.

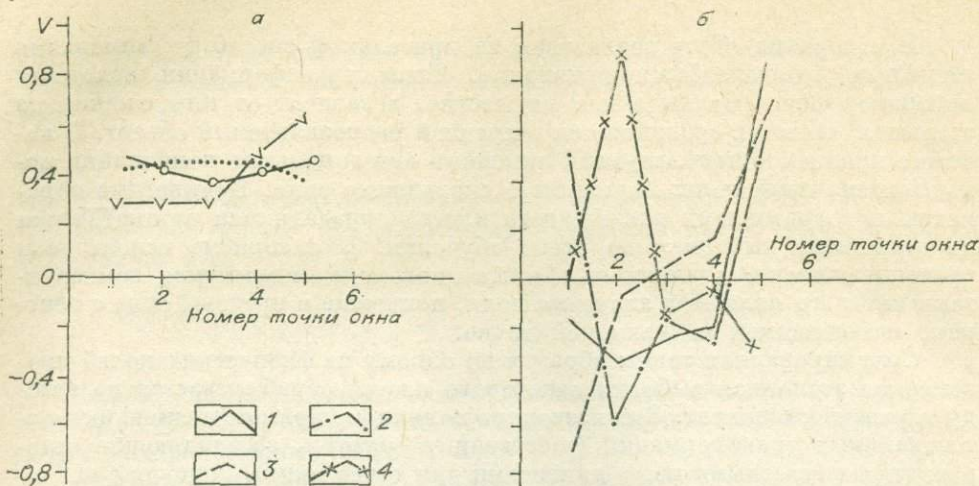


Рис. 41. «Методные» собственные векторы (весовые коэффициенты линейных трансформаций) геофизических полей, полученные в ходе обучения программы «Орт» на объектах первого класса (редкометалльных пегматитов)

а — первые собственные векторы, сверху вниз: ΔZ , ρ_K , U_{EP} ; б — некоторые другие векторы: 1 — второй собственный вектор поля U_{EP} , 2 — второй собственный вектор поля ρ_K , 3 — третий собственный вектор поля ρ_K , 4 — пятый собственный вектор поля ΔZ .

симостью геофизических признаков и их трансформант от литологического состава горных пород. С другой стороны, использование одних только геофизических признаков привело к выделению большого числа объектов первого класса. Привлечение геохимической информации помогает локализовать перспективные участки сосредоточения редкометалльных пегматитов; причем доказанная выше независимость геофизических и геохимических признаков позволяет обрабатывать геофизические и геохимические данные раздельно.

Существует определенный резерв повышения точности распознавания по геофизическим данным: переход от одномерного окна ($n \times m = 1 \times 5$) к двумерному (например, $n \times m = 3 \times 7$) позволит учесть анизотропию физических полей, которая, как было показано выше, представляет собой весьма важный признак отличия участков сосредоточения редкометалльных пегматитов от вмещающих пород.

Обработка по программе «Орт» позволяет делать некоторые геолого-геофизические выводы на основании анализа формы «методных» собственных векторов и корреляционных связей между различными «методными» компонентами. В рассматриваемом примере для участков сосредоточения редкометалльных пегматитов типична довольно тесная обратная корреляционная связь между первыми главными компонентами магнитного поля и поля потенциала ЕП (коэффициент корреляции $r = -0,58 \pm 0,13$). По форме первых собственных векторов можно заключить, что при повышении среднего уровня магнитного поля уровень поля ЕП уменьшается (рис. 41). Кроме того, объекты первого класса, в отличие от объектов второго и третьего классов, характеризуются значимой корреляцией второй компоненты поля ЕП с третьей ($r = 0,53 \pm 0,13$) и второй ($r = 0,47 \pm 0,14$) компонентами поля кажущихся сопротивлений, а также с пятой компонентой магнитного поля ($r = 0,43 \pm 0,15$). Вид собственных векторов (см. рис. 41) отражает преобладающие формы аномалий разных методов и свидетельствует о развитии на участках сосредоточения редкометалльных пегматитов нешироких (20—40 м) аномалий геофизических полей. Причем отрицательные аномалии U_{EP} , ρ_K и положительные ΔZ отвечают скорее всего сульфидизированным породам зон разрывных нарушений. В связи с этим просто объясняется и типичная для таких участков отрицательная корреляция средних уровней полей: магнитного и потенциала ЕП.

**СПЕЦИАЛИЗИРОВАННАЯ СИСТЕМА
АВТОМАТИЗИРОВАННОЙ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ**

Многообразие алгоритмов, пригодных для комплексного анализа геофизических данных, породило проблему сравнения их эффективности, выбора конкретных графов обработки и привело к разработке основ методологии комплексной интерпретации [Бугаец, Дуденко, 1976; Будянский, 1977; Страхов, 1977; Вахромеев, 1978; Никитин, 1979]. Наибольшая эффективность и оперативность обработки геофизической информации достигаются в автоматизированных системах [Ломтадзе, 1973; Вахромеев, 1974; Горбунов и др., 1978], разрабатываемых для решения определенных геологических задач.

Сложная геолого-геофизическая обстановка изученного пегматитового пояса, особенности ФГМ редкометального оруденения, формирующегося в условиях сочетания специфических структурных, литологических и магматических факторов, выдвигают на первый план следующие геологические задачи комплексных геофизических и геохимических работ: картирование рудоконтролирующей разрывной тектоники и оконтуривание пород основного состава и поиск участков сосредоточения редкометалльных пегматитов.

Возможности различных способов интерпретации при решении первой задачи иллюстрирует табл. 33. При выявлении структурного фактора контроля оруденения особого внимания заслуживают сбросо-сдвиги субмеридионального и северо-западного простирания. По геологическим данным, это рудоконтролирующие внутриблоковые разрывы; пегматитовые тела локализованы в трещинах, которые опережают их [Емельянов и др., 1976]. Анализ геофизических данных позволяет сделать вывод о формировании участков сосредоточения редкометалльных пегматитов в узлах пересечения этих дизъюнктивов с зонами повышенной трещиноватости северо-восточного и субширотного простираний, слабые аномалии от которых можно проследить лишь специальными приемами фильтрации сложных физических полей.

Алгоритмы автоматической фильтрации СНФ и ФМГК достаточно эффективно выделяют слабые геофизические аномалии на фоне помех. По сравнению с визуальным анализом у этих способов значительно большая разрешающая способность. Учитывая назначение и возможности алгоритмов, определенные достоинства и ограничения каждого из них, представляется целесообразным объединить их в единую подсистему автоматизированного выделения геофизических аномалий (рис. 42).

Обработка по этой схеме предусматривает использование алгоритма СНФ для выделения и детальной корреляции локальных аномалий, а

Таблица 33

Сравнительная характеристика способов выделения геофизических аномалий над различными типами дизъюнктивов на примере поля I

Тип разрывного нарушения	Алгоритм		
	визуальный анализ	СНФ+РФА	ФМГК
Тектонические швы зоны регионального разлома	+	+	+
Сбросо-сдвиги северо-западного простирания	+	+	+
Зоны повышенной трещиноватости северо-восточного простирания	+/-	+	+
Зоны повышенной трещиноватости субширотного простирания	-	-	+
Рудоконтролирующие сбросо-сдвиги северо-западного и субмеридионального простирания	-	+	+

Примечание. Аномалии над объектами выделяются: (+) — надежно, (+/-) — частично, (-) — не выделяются.

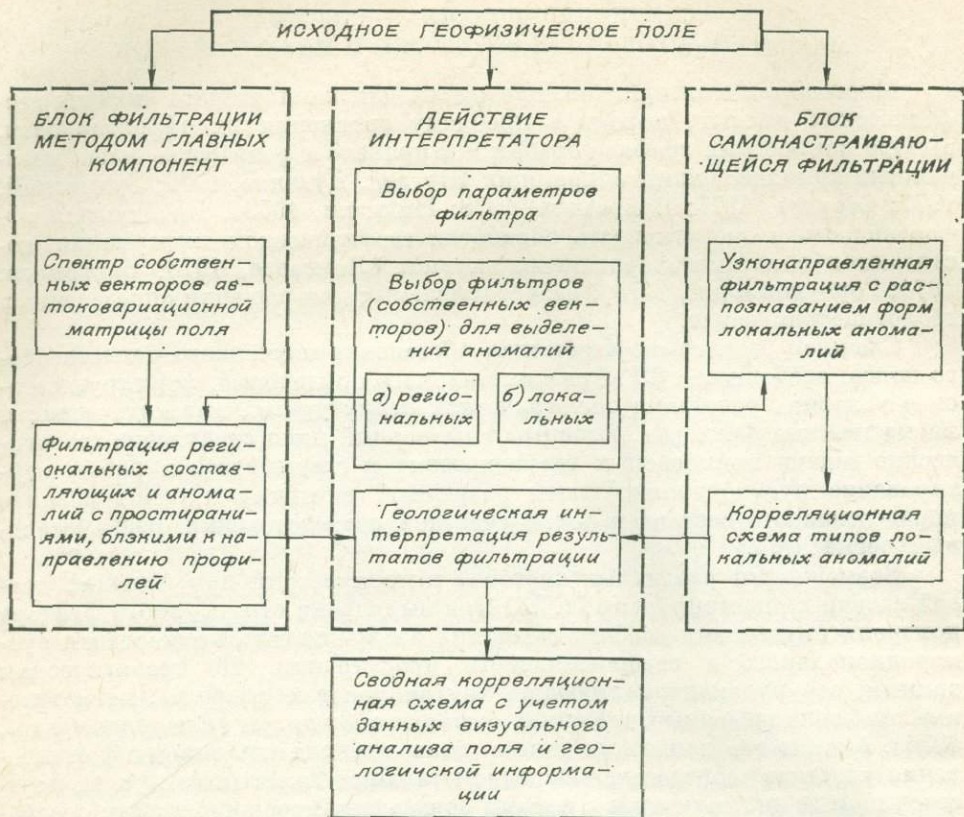


Рис. 42. Схема автоматизированной подсистемы выделения геофизических аномалий.

способа ФМГК — для фильтрации региональных составляющих физических полей и выделения аномалий с простиранием, близким к направлению профилей. Повышение эффективности СНФ в этой схеме достигается сужением диапазона настройки фильтра по направлению за счет использования информации, получаемой в ходе обработки по алгоритму ФМГК, а также за счет применения блока РФА, позволяющего дифференцировать аномалии одних и тех же простираний по форме аномальных сигналов. Заметим, что в случае необходимости по программе СНФ можно обрабатывать не только исходные данные, но и данные с предварительно исключенным региональным фоном, который может быть снят после применения программы ФМГК. Система, приведенная на рис. 42, автоматизирует наиболее трудоемкие операции по математической обработке геофизической информации; при этом сохраняется ведущая роль квалифицированного геофизика-интерпретатора, принимающего ответственные решения, которые в конечном итоге определяют качество фильтрации и геологической интерпретации геофизических данных.

Как уже отмечалось, основная задача геофизических и геохимических исследований состоит в прогнозировании участков сосредоточения редкометальных пегматитов. Опробование различных программ распознавания доказало возможность уверенного решения ее по комплексу геофизических и геохимических признаков.

С помощью факторного анализа поисковой информации установлена практическая независимость ассоциаций геофизических и геохимических признаков. Каждая из них может быть в той или иной мере использована для локального прогнозирования. При этом обработка геохимической информации позволяет установить по областям повышенных значений факторов контуры весьма обширных площадей, перспективных на редкометальное оруденение. Более точное определение геологических границ пер-

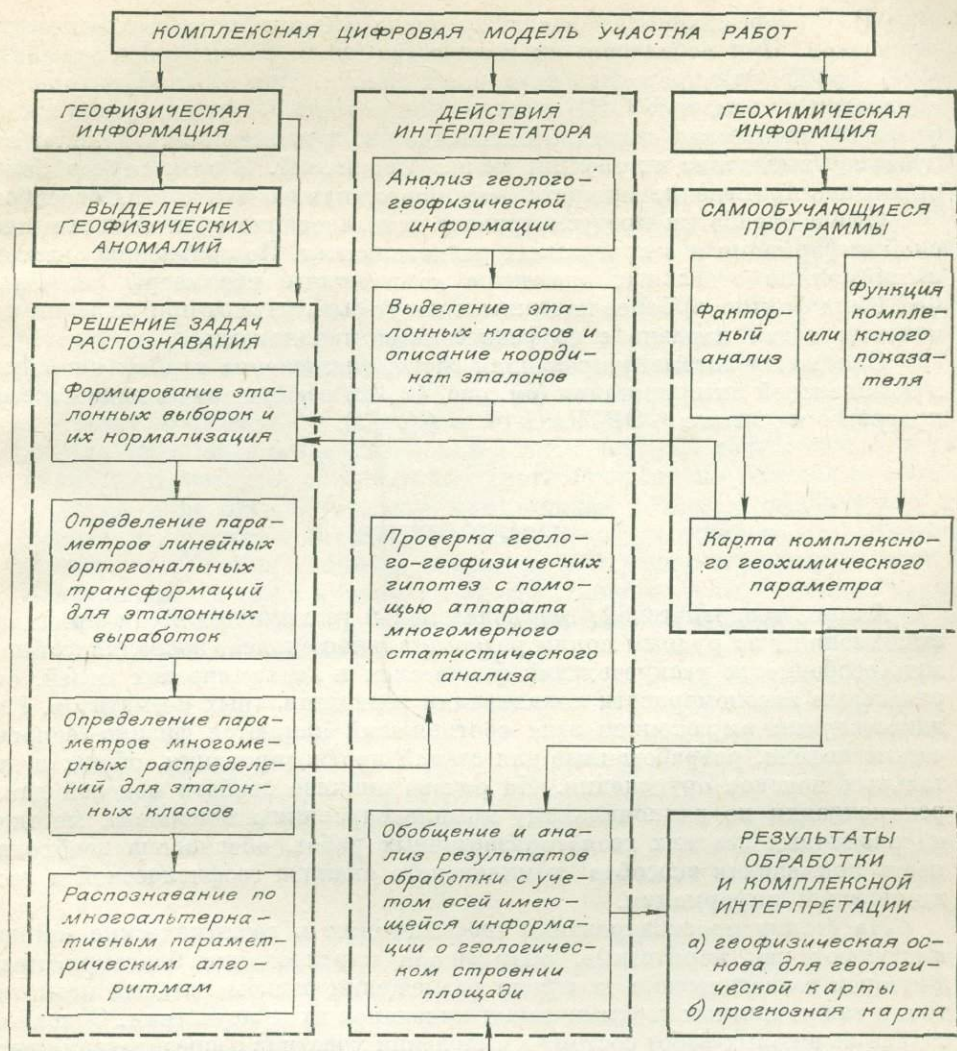


Рис. 43. Схема автоматизированной системы комплексной интерпретации геофизических и геохимических данных при поисках редкометалльных пегматитов.

спективных участков, а также их прогнозирование на площади развития слабых или закрытых вторичных ореолов рассеяния возможно лишь при комплексном анализе геофизической информации и анализе первичного поля рассеяния по программам распознавания. При обработке геофизических данных целесообразно использовать параметрический алгоритм распознавания «Орт», позволяющий эффективно применять аппарат многомерного статистического анализа для описания и классификации количественных геофизических полей.

Результаты исследований позволяют предложить схему автоматизированного процесса обработки данных комплексных геофизических и геохимических поисковых работ, разработанную применительно к поискам редкометалльных пегматитов (рис. 43). Схема предполагает использование ЭВМ на этапах, требующих выполнения трудоемких вычислительных операций. В то же время ведущая роль в ней отведена геофизику-интерпретатору, который имеет возможность активно вмешиваться в наиболее ответственные технологические этапы обработки данных. В случае необходимости он может изменять последовательность графов обработки и интерпретации получаемой информации.

Обработку геохимической информации можно проводить по двум алгоритмам: факторному анализу или функции комплексного показателя

(ФКП). Выбор алгоритма зависит от числа используемых геохимических признаков. При небольшом их количестве (до 5—7) выбирать линейные ФКП проще, чем проводить факторный анализ. При этом эффективность обработки с помощью ФКП обычно бывает выше за счет неформального учета геохимических связей. Увеличение числа элементов затрудняет визуальное выделение их геохимических ассоциаций. В этом случае более оправдано применение аппарата факторного анализа или других способов.

Схема обработки предусматривает использование сжатой геохимической информации и в программах распознавания. По сравнению с исходными полями отдельных элементов комплексные параметры (значения ФКП или факторов) более надежны и могут быть учтены при решении поисковых задач наравне с геофизическими признаками.

Описанная автоматизированная система выделения слабых аномалий и комплексной интерпретации (см. рис. 42, 43) реализована в виде пакетов программ на языке ФОРТРАН-IV в ОС ЕС.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ геологической, геофизической и геохимической информации, выполненный по рудным полям редкометального пояса, позволил установить особенности распределений физических и геохимических полей, отражающие закономерности локализации редкометальных пегматитов. Количественным выражением этих соотношений являются физико-геологические модели, разработанные для стадий прогнозирования, общих и детальных поисков оруденения. На основе анализа свойств моделей даны рекомендации по рациональному комплексированию поисковых методов на различных стадиях геологоразведочных работ, обоснована необходимость применения способов комплексного анализа геофизической и геохимической информации.

На стадии прогнозирования геофизические и геохимические методы выступают как паритетные, обеспечивая картирование благоприятных факторов геологического контроля размещения редкометальных пегматитов, а также прямых геохимических признаков их присутствия. Основная задача поисковых работ состоит в выделении участков сосредоточения пегматитовых тел, наиболее надежное оконтуривание которых возможно по данным комплекса геофизических методов и геохимической съемки по первичным ореолам рассеяния. При детальных поисково-разведочных работах проводят детализацию участков сосредоточения пегматитовых тел и поиски отдельных редкометальных пегматитовых жил. На этом этапе эффективен геохимический метод по первичным ореолам рассеяния в комплексе с минералого-петрографическим методом, а также способы ядерно-геофизического каротажа.

На основе статистического анализа распределений значений геофизических полей и изучения особенностей их структуры над участками сосредоточения пегматитовых тел и комплексами вмещающих пород установлено, что для успешного решения задач поисков и геологического картирования необходимо не только рациональное комплексирование полевых методов, но и разработка специализированных приемов обработки и комплексной интерпретации геофизических и геохимических данных. Предложенная методика комплексной интерпретации реализована в виде автоматизированной системы, основу которой составляют пакеты программ для выделения слабых аномалий и для комплексного анализа многомерных данных.

Алгоритмической базой подсистемы автоматизированной фильтрации служит значительно усовершенствованный способ самонастраивающейся фильтрации и фильтрация полей, использующая математический аппарат метода главных компонент. Обработка геофизических данных по этим, дополняющим друг друга алгоритмам, позволила выделить рудоконтроли-

рующие дизъюнктивы, эффективно решить некоторые задачи геологического картирования.

Для комплексного анализа геофизических и геохимических данных применены способы классификации как самообучающиеся (факторный анализ), так и процедуры распознавания образов (параметрические и непараметрические алгоритмы). Сравнение возможностей различных алгоритмов позволило рекомендовать их рациональное сочетание и последовательность в зависимости от этапов геологоразведочных работ и характера обрабатываемой информации. В частности, при решении главной поисковой задачи по геофизическим данным хорошо зарекомендовал себя параметрический алгоритм «Орт», основанный на новом принципе формирования количественных признаков, которые описывают структуру геофизических полей и определяются в зависимости от характера аномальных эффектов над объектами эталонных классов.

Опыт проведенных исследований показывает, что применение современных приемов комплексирования геологических, геофизических и геохимических методов, обеспеченных соответствующими способами математической обработки и анализа многомерной геолого-геофизической информации, позволяет значительно повысить эффективность геологических исследований таких сложных объектов, как редкометалльные пегматиты. Изложенные в работе приемы во многом универсальны, и можно надеяться, что они будут успешно применены при поисках и разведке других видов полезных ископаемых.

- Абрамович Г. Я. Геология, петрография, геохимические особенности протерозойских гранитоидов Урикско-Ийского грабена и части его обрамления (Восточный Саян). Автореф. канд. дис. Иркутск, 1970. 24 с.
- Абрамович Г. Я., Гундобин Г. М., Таскин А. П. Геохимические особенности гранитов и пегматитов разной глубины в пределах редкометальной провинции Восточной Сибири.— В кн.: Геохимия пегматитов Восточной Сибири. М.: Наука, 1971, с. 7—20.
- Айвазян С. А., Бежаева З. П., Староверов О. В. Классификация многомерных наблюдений. М.: Статистика, 1974. 240 с.
- Алексеев Г. А. Объективные методы выравнивания и нормализации корреляционных связей. Л.: Гидрометеоздат, 1971. 364 с.
- Аронов В. И. Методы математической обработки геологических данных на ЭВМ. М.: Недра, 1977. 168 с.
- Багров Н. А. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих.— В кн.: Труды Центрального института прогнозов. М.: Гидрометеоздат, 1959, с. 3—23.
- Барышев А. С. Основные элементы тектоники Восточного Саяна и Присаянья по геофизическим данным. М.: Недра, 1976. 119 с.
- Беклемишев Д. В. Курс аналитической геометрии и линейной алгебры. М.: Наука, 1976. 319 с.
- Бекшарилов К. Б., Горбунов П. Н., Кленчин А. Н., Коробкин Л. М. К методике комплексной интерпретации геофизических данных на ЭВМ.— В кн.: Тезисы семинара «Применение математических методов и ЭВМ в геологии». Алма-Ата: изд. КазВНИГ, 1974, с. 266—268.
- Беус А. А., Беренгилова В. В., Грабовская Л. И. и др. Геохимические поиски эндогенных месторождений (на примере тантала). М.: Недра, 1968. 264 с.
- Боровко Н. Н. Статистический анализ пространственных геологических закономерностей. Л.: Недра, 1971. 173 с.
- Будянский Ю. А. Общая схема геологической интерпретации геофизических данных. Новосибирск: изд. ВЦ СО АН СССР, 1977. 48 с.
- Бугаец А. Н. Статистические методы при поисках и оценке пегматитов по геохимическим данным. М.: Недра, 1970. 127 с.
- Бугаец А. Н. Прогнозирование месторождений полезных ископаемых как задача принятия решений в условиях неопределенности и математические методы ее решения.— В кн.: Математические методы при прогнозе рудоносности. М.: Наука, 1977, с. 24—41.
- Бугаец А. Н., Дуденко Л. Н. Математические методы при прогнозировании месторождений полезных ископаемых. Д.: Недра, 1976. 270 с.
- Вахромеев Г. С. Общие принципы комплексирования геофизических методов при поисках рудных месторождений. Иркутск: изд. Иркутск. политехн. ин-та, 1970. 120 с.
- Вахромеев Г. С. К построению системы обоснования комплексных геофизических и геохимических исследований при решении геологических задач.— В кн.: Тезисы семинара «Применение математических методов и ЭВМ в геологии». Алма-Ата: изд. КазВНИГ, 1974, с. 12.
- Вахромеев Г. С. Основы методологии комплексирования геофизических исследований при поисках рудных месторождений. М.: Недра, 1978. 152 с.
- Вахромеев Г. С., Давыденко А. Ю. Комплексная интерпретация данных геохимических и геофизических методов.— В кн.: Математическая обработка данных в поисковой геохимии. Новосибирск: Наука, 1976, с. 140—157.
- Вахромеев Г. С., Давыденко А. Ю. Сравнение многомерных способов комплексной интерпретации геофизических данных: функции комплексного показателя и метода главных компонент.— Геол. и геофиз., 1978, № 6, с. 77—85.
- Вахромеев Г. С., Давыденко А. Ю., Фадеев А. М., Артеменко Л. А. Предварительные результаты комплексных геофизических и геохимических исследований на редкометальных пегматитах.— В кн.: Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1974, с. 389—390.
- Ветров С. В. О возможности применения метода медианы и принципа Эджворта для обработки геофизических данных.— В кн.: Геофизические исследования при

- решении геологических задач в Восточной Сибири. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1972, с. 43—49.
- Ветров С. В., Чагин М. М., Макаровичина З. П.** О методике комплексной интерпретации геолого-геофизической информации.— Геол. и геофиз., 1977, № 5, с. 100—107.
- Виноградова Л. Г.** Первичные геохимические ореолы редкометалльных пегматитов и их поисковое значение. Автореф. канд. дис. М., 1974. 24 с.
- Виноградова Н. А., Григорян С. В., Егоров А. Е.** Первичные ореолы редкометалльных пегматитов декаембрия и их практическое значение.— В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений в докембрии. Апатиты: изд. Кольского филиала АН СССР, 1972, с. 133—137.
- Вишняков Н. Н., Емельянов Е. Л.** Микроклин-альбитовые пегматиты с рубидиевым мусковитом и лепидолитом— перспективный источник высококачественных танталовых руд.— В кн.: Геология и сырьевые ресурсы редких элементов в СССР. Апатиты: изд. ИМГРЭ, 1974, с. 42—44.
- Геология и математика. Задачи диагноза и распознавания в геологии, геохимии и геофизике/Воронин Ю. А., Ионина Н. А., Каратаев Г. Н. и др.** Новосибирск: Наука, 1970. 224 с.
- Геофизические методы при поисках слюдяных месторождений/Голод М. И., Гришин А. С., Игнатьева Г. С. и др.** Л.: Наука, 1973. 111 с.
- Гинзбург А. И., Заболотная Н. П., Куприянова И. И. и др.** Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия. М.: Недра, 1975. 247 с.
- Гинзбург А. И., Луговской Г. П., Рябенко В. Е.** Цезиевые слюдиты — новый тип оруденения.— Разв. и охрана недр, 1972, № 8, с. 3—7.
- Глебов М. П., Глюк Д. С., Собаченко В. Н., Шмакин Б. М.** Геохимические особенности процесса образования цезиевых слюдитов в амфиболитах.— Геохимия, 1974, № 9, с. 1342—1348.
- Глебов М. П., Ройзенман Ф. М., Шмакин Б. М.** О первичных ореолах редкометалльных пегматитов и их поисковом значении.— В кн.: Ежегодник-72 СибГЕОХИ. Иркутск: изд. Ин-та геохимии СО АН СССР, 1973, с. 305—309.
- Голод М. И.** Геофизические методы при поисках тектонических пегматитовых зон. Л.: Наука, 1978. 112 с.
- Горбунов П. Н., Гольдшмидт В. И., Симоненко А. Д.** Автоматизированные системы обработки и интерпретации геофизических материалов в Казахстане.— В кн.: Геофизические исследования при поисках и разведке рудных месторождений в Казахстане. Алма-Ата: изд. КазВИРГ, 1978, с. 9—11.
- Горбунов П. Н., Кленчин А. Н.** Разделение геофизических аномалий на основе разложения полей на естественные ортогональные составляющие.— В кн.: Геофизические исследования при крупномасштабном картировании и прогнозировании (Тезисы докладов). Л.: изд. ВИТР, 1976, с. 186—187.
- Давыденко А. Ю.** Решение прямой задачи гравиразведки для трехмерных тел способом численного интегрирования.— В кн.: Методика поисков и разведки глубоководных рудных месторождений. Свердловск: изд. Уральского политех. ин-та, 1977, с. 75—81.
- Давыденко А. Ю.** Методика обработки и интерпретации данных наземной гамма-спектрометрической съемки при поисках редкометалльных пегматитов.— В кн.: Геофизические методы поисков и разведки. Свердловск: изд. Уральского политех. ин-та, 1978, с. 102—110.
- Давыденко А. Ю.** Методика комплексной интерпретации геофизических данных при поисках редкометалльных пегматитов. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1979. 16 с.
- Демура Г. В., Лукина О. П., Никитин А. А., Тархов А. Г.** Выделение геофизических аномалий с помощью самообучающихся фильтров.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1973, № 9, с. 103—109.
- Демура Г. В., Никитин А. А., Тархов А. Г., Трофимова Т. А.** Классификация методов обработки геофизических данных.— В кн.: Тезисы семинара «Применение математических методов и ЭВМ в геологии». Алма-Ата: изд. КазВИРГ, 1974, с. 49—50.
- Дуда Р., Харт П.** Распознавание образцов и анализ сцен. М.: Мир, 1976. 511 с.
- Дэвис Дж.** Статистика и анализ геологических данных. М.: Мир, 1977. 572 с.
- Евдокимова В. Н.** Автоматизированная система обработки геолого-геохимической информации методом многомерных полей.— В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1978, с. 3—26.
- Емельянов Е. Л., Полетаев И. А., Вишняков Н. Н.** О региональной зональности в одном из пегматитовых поясов Восточной Сибири.— В кн.: Вопросы минералогии и геохимии пегматитов Восточной Сибири. Иркутск: изд. ин-та геохимии СО АН СССР, 1976, с. 7—19.
- Загорский В. Е.** Особенности ореолов измененных пород и геохимических аномалий в связи с поисками и оценкой мусковитовых пегматитов разных типов в Мамском районе. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1973. 24 с.
- Загорский В. Е.** Первичные ореолы танталовых пегматитов и их поисковое значение.— Разв. и охрана недр, 1977, № 5, с. 20—23.
- Загорский В. Е.** О хлоритизации в экзоконтактах редкометалльных пегматитов.— Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 4, с. 959—961.

- Загорский В. Е., Макагон В. М. Петрохимические особенности метасоматических процессов в экзоконтактах редкометальных пегматитов.— *Геохимия*, 1980, № 7, с. 1061—1069.
- Загорский В. Е., Макагон В. М., Шмакин Б. М. Главные закономерности формирования первичных ореолов редкометальных пегматитов.— В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. М.: Наука, 1977, с. 145—152.
- Загорский В. Е., Макрыгин А. П. Эволюция состава слюд в экзоконтактах танталосных пегматитов.— *Геохимия*, 1976, № 9, с. 1362—1369.
- Загоскин В. А., Вахромеев Г. С., Мясников А. А., Шиманский А. А. Основные принципы методики геохимических поисков золота, цветных и редких металлов в Вост. Сибири. М., 1969. 67 с. (Обзор ВИЭМС. Геология, методы поисков и разведки месторождений редких и благородных металлов).
- Загоскин В. А., Шиманский А. А. Вторичные лито- и биогеохимические ореолы рассеяния на редкометальных пегматитовых месторождениях.— В кн.: Ореолы рассеяния месторождений Восточной Сибири. М.: Наука, 1971, с. 127—140.
- Задериголова М. М., Стеценко В. Г., Розенберг Д. Ш. Радиоволновые методы при выделении и прослеживании редкометальных пегматитовых жил.— В кн.: Разведочная геофизика. М., Недра, 1975, с. 91—95.
- Закс Л. Статистическое оценивание. М.: Статистика, 1976. 598 с.
- Зубов М. А. Выделение и интерпретация первичных геохимических аномалий редкометальных пегматитов.— В кн.: Принципы крупномасштабного прогнозирования редкометальных месторождений. М.: изд. ИМГРЭ, 1978, с. 113—122.
- Игнатьева Т. С. Рекомендации по применению комплекса съемки срединных градиентов и микромагнитной съемки при поисках редкометальных пегматитовых жил.— В кн.: Новое в методике и технике геологоразведочных работ. М.: Госгеолтехиздат, 1961, с. 276—284.
- Йёреског К. Г., Клован Д. И., Реймент Р. А. Геологический факторный анализ. Л.: Недра, 1980. 223 с.
- Кендал М. Дж., Стьюарт А. Многомерный статистический анализ и временные ряды. М.: Наука, 1976. 735 с.
- Кленчин А. Н. Алгоритмы и методика анализа и комплексной интерпретации геофизических данных с применением ЭВМ. Автореф. канд дис. М.: изд. МГРИ, 1977. 16 с.
- Кленчин А. Н., Забожко В. А., Бекшарипов К. Б., Зозулин А. В. Фильтрация геофизических полей на основе ортогональных разложений по естественным функциям.— В кн.: Геофизические исследования при поисках и разведке рудных месторождений в Казахстане. Алма-Ата: изд. КазВИРГ, 1978, с. 268—269.
- Количественные методы комплексной интерпретации в рудной геофизике.— В кн.: Методы разведочной геофизики. Л.: Недра, 1972. 95 с.
- Колотухина С. Е. Структурное положение редкометальных провинций на древних платформах Южного полушария. М.: Наука, 1977. 87 с.
- Кондрашев С. Н. Пьезоэлектрический метод разведки. М.: Недра, 1980. 181 с.
- Крамбейн У., Кауфман М., Мак-Кеммон Р. Модели геологических процессов. М.: Мир, 1973. 150 с.
- Крапивский Е. И., Брем А. А., Вашестов Ю. В., Ценунин В. Ф. Применение ядерно-геофизического каротажа при разведке редкометальных пегматитов.— В кн.: Ядерная геофизика при поисках и разведке твердых полезных ископаемых. Якутск, 1976, с. 18—21.
- Кренделев Ф. П., Кренделев С. Ф. Эвристические методы в геологии. М.: Наука, 1977. 151 с.
- Кринберг И. А., Цыханский В. Д. Спектрохимическое определение малых количеств ниобия и тантала в горных породах.— *Журн. аналит. химии*, 1962, т. 17, вып. 4, с. 466—470.
- Кузнецова Л. Г., Рождественская В. А., Ройзенман Ф. М. О двух этапах метасоматоза в амфиболитах редкометального пегматитового поля.— В кн.: Ежегодник-75 СибГЕОХИ. Иркутск: изд. ин-та геохимии СО АН СССР, 1976, с. 144—149.
- Литохимические методы поисков редкометальных пегматитов (методические рекомендации)/Григорян С. В., Виноградова Н. А., Егоров А. Н., Ротанкова Т. В. М.: изд. ИМГРЭ, 1976. 78 с.
- Логачев А. А., Захаров В. П. Магниторазведка. Л.: Недра, 1973. 351 с.
- Ломтадзе В. В. Алгоритм «Образ-3» классификации изучаемых объектов по комплексу признаков.— В кн.: Методы разведочной геофизики. Л.: Недра, 1972, с. 38—40.
- Ломтадзе В. В. Принципы организации автоматизированной системы обработки геофизических данных.— *Прикладная геофизика*, 1973, № 72, с. 183—188.
- Луквина О. П., Никитин А. А. Надежность обнаружения аномалий и разрешающая способность самонастраивающегося фильтра.— *Изв. вузов. Геол. и разв.*, 1973, № 11, с. 104—113.
- Макагон В. М., Кузнецова Л. Г., Таусон Л. С. Экзоконтактовые изменения и первичные ореолы около пегматитов с различной минерализацией в зональном пегматитовом поясе.— В кн.: Ежегодник-1975 СибГЕОХИ. Иркутск: изд. ин-та геохимии СО АН СССР, 1976, с. 67—72.
- Макагон В. М., Несмелов Г. Г., Полегаев И. А., Шмакин Б. М. Экзоконтактовые изменения и геохимические аномалии вокруг пегматитов с Ta—Li—Cs специализацией.— *Докл. АН СССР*, 1974, т. 219, № 6, с. 1468—1472.

- Макагонов П. П.** Некоторые вопросы анализа двумерных полей методом естественных ортогональных составляющих. (Рукопись деп. в ВИНТИ 1.02.77 г., № 379—77 Деп.).
- Меньшиков В. А.** К вопросу количественной оценки слюдоносности площадей по геофизическим данным на примере одного из месторождений мусковита Мамско-Чуйской группы.— В кн.: Труды Иркутского политехнического института. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1971, с. 107—112.
- Миллер Р., Кан Дж.** Статистический анализ в геологических науках. М.: Мир, 1965. 482 с.
- Недумов И. Б.** Роль геологических факторов в формировании пегматитов и некоторых других эндогенных месторождений, связанных с гранитами.— В кн.: Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов. М.: Наука, 1965, с. 16—73.
- Никитин А. А.** Статистические методы выделения геофизических аномалий М.: Недра, 1979. 280 с.
- Обухов А. М.** О статистически ортогональных разложениях эмпирических функций.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1960, № 3, с. 432—439.
- Овчинников Л. Н., Кременецкий А. А., Скрыбин В. Ю.** Структурно-геохимический анализ условий формирования окологематитовых метасоматитов одного из месторождений Сибири.— Геол. рудных месторожд., 1976, № 6, с. 44—58.
- Овчинников Л. Н., Полетаев И. А., Рябенко В. Е. и др.** О цезиевом биотите как возможном источнике промышленного получения цезия и других щелочных металлов.— Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 3, с. 698—701.
- Пугачев В. С.** Теория вероятности и математическая статистика. М.: Наука, 1979. 495 с.
- Разведочная ядерная геофизика.** Справочник геофизика. М.: Недра, 1977. 296 с.
- Родионов Д. А.** Статистические методы разграничения геологических объектов по комплексу признаков. М.: Недра, 1968. 158 с.
- Руб А. К., Луговой Г. П.** О рубидиевых слюдах из редкометалльных пегматитов.— В кн.: Новое в минералогических исследованиях. М.: изд. ВИМС, 1976, с. 77—80.
- Руб А. К., Пантелеев А. И.** О возможности использования рубидиевых слюд для датирования возраста редкометалльных пегматитов.— В кн.: Тезисы докладов Всесоюзной научно-технической конференции «Новые методы поисков, изучения и оценки месторождений полезных ископаемых». М.: изд. ВИМС, 1975, с. 51—52.
- Рябенко В. Е.** Типы редкометалльных пегматитов одного из районов Сибири.— Сов. геология, 1974, № 9, с. 111—116.
- Рябенко В. Е., Глебов М. П., Собаченко В. Н., Макрыгин А. И.** Сравнение некоторых особенностей редкометалльных пегматитовых полей в пределах одного из поясов Сибири.— В кн.: Ежегодник-1969. Иркутск: изд. Ин-та геохимии СО АН СССР, 1970, с. 105—108.
- Скворцов В. А., Макагон В. М., Шмакин Б. М.** Типы танталоносных пегматитов, их эвоконтактные изменения и первичные ореолы рассеяния на одном из месторождений Сибири.— Геохимия, 1975, № 4, с. 584—594.
- Система обработки геофизических данных (СОД — «Геофизика»)/** Ломтадзе В. В., Шарыпов Р. Х., Хайдукова Е. П. и др. М.: изд. ВИЭМС, 1977. 75 с.
- Смирнова М. Н.** Аппроксимация геологических полей методом разложения эмпирической функции по естественным ортогональным составляющим.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1970, № 12, с. 106—111.
- Смирнов Н. В., Дунин-Барковский И. В.** Курс теории вероятностей и математической статистики для технических приложений. М.: Наука, 1965. 511 с.
- Страхов В. Н.** От вычислительной геофизики к геофизической кибернетике.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1977, № 5, с. 111—119.
- Сулоев А. И., Тимофеев В. Н., Ковалев Л. В. и др.** Геологическое строение, магматизм и история развития северо-восточной части Восточно-Саянского докембрийского складчатого массива. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 155 с.
- Тархов А. Г., Бондаренко В. М., Никитин А. А.** Принципы комплексирования в разведочной геофизике. М.: Недра, 1977. 221 с.
- Тархов А. Г., Никитин А. А., Демидович О. А.** Об использовании корреляционных функций при обработке и интерпретации геофизических данных.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1973, № 5, с. 118—126.
- Таусон Л. В.** Закономерности образования эндогенных ореолов рассеяния в полях рудных месторождений.— Геол. и геофиз., 1974, № 5, с. 113—123.
- Теосев А. В.** Алгоритмы и методы распознавания образов (возможности их использования для решения задач геологии). М., 1974. 59 с. (Обзор ВИЭМС. Серия II. Математические методы исследований в геологии).
- Теременная А. Г., Рябенко В. Е., Чернуха Ф. П. и др.** Некоторые закономерности пространственного распределения редкометалльных пегматитов на примере одного района.— Вестн. МГУ. Геология, 1973, № 3, с. 76—84.
- Трофимова Т. А., Никитин А. А., Тархов А. Г.** Энергетический фильтр для выделения геофизических аномалий.— В кн.: Прикладная геофизика. М.: Недра, 1975, с. 142—149.
- Усиков Ю. Т.** Геохимические поиски месторождений редкометалльных пегматитов по песочно-глинистым отложениям водостоков.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1966, № 5, с. 79—85.

- Учакин Ю. М., Шиманский А. А. Некоторые особенности поведения К и Rb в пегматитах Саяна.— В кн.: Материалы по геологии и геофизике Сибирской платформы. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1968, с. 302—313.
- Филиппова Ю. И. Геохимия редких элементов в слабодифференцированных поллукитоносных пегматитах Сибири.— В кн.: Пегматитовые редкометалльные месторождения. М.: изд. ИМГРЭ, 1971, с. 44—58.
- Халфин Л. А. Информационная теория интерпретации геофизических исследований.— Докл. АН СССР, 1958, т. 122, № 6, с. 1007—1010.
- Харман Г. Современный факторный анализ. М.: Статистика, 1972. 486 с.
- Хвостова В. А., Полетаев И. А., Липатов В. Н. Петрография, минералогия и геохимия метасоматитов. М.: Наука, 1978. 155 с.
- Четвериков С. Л. Руководство к петрохимическим пересчетам. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 245 с.
- Щербин С. С., Осетров О. А. Первичные ореолы рассеяния редких элементов пегматитов как критерий поисков скрытого оруденения.— Геол. рудных месторожд., 1961, № 6, с. 79—90.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. Физико-геологические модели стадий прогнозирования и поисков	
Структурно-геологические особенности локализации редкометалльных пегматитов	6
Физические параметры пегматитов и несущей их среды	17
Петрографическая характеристика вмещающих метаморфических пород	21
Геохимическая характеристика первичного поля рассеяния	27
Вопросы зональности первичных ореолов	43
Основные типы физико-геологических моделей	48
Глава 2. Анализ возможностей поисковых методов	51
Гравиразведка	52
Магниторазведка	—
Электроразведка	53
Радиометрические и ядерно-геофизические методы	58
Анализ статистик и структуры физических полей	59
Минералого-петрографический метод	67
Геохимические методы	68
Комплексирование геофизических и геохимических методов при прогнозировании, поисках и оценке редкометалльных пегматитов	73
Глава 3. Методика комплексной интерпретации геофизических и геохимических данных	75
Автоматизированная фильтрация	—
Решение поисково-оценочных задач на основе многомерного анализа геофизических и геохимических данных	94
Специализированная система автоматизированной обработки и интерпретации	111
Заключение	114
Литература	116

