Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное
учреждение высшего профессионального образования
«Иркутский государственный университет»

Г. М. Другов
А. И. Сизых
В. А. Черемных

Геология мусковитовых пегматитов Мамской слюдоносной провинции

МОНОГРАФИЯ

ИРКУТСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО
ИГУ
2011

УДК 553.677(571.5)
ББК 26.325.2(2Р54)
Д76

Научный редактор
профессор *А. И. Сизых*

Рецензенты:
профессор *А. Н. Иванов,* доцент *В. А. Булнаев*

Другов Г. М.

Д76 Геология мусковитовых пегматитов Мамской слюдоносной провинции : монография / Г. М. Другов, А. И. Сизых, В. А. Черемных. – Иркутск : Изд-во ИГУ, 2011. – 253 с.

ISBN 978-5-9624-0528-5

В монографии дана сводка новейших материалов по одному из интереснейших регионов Саяно-Байкальской горной области – Мамской слюдоносной провинции. В ней относительно подробно охарактеризована геология слюдоносных пегматитов. Дано расширенное описание вещественного состава и структурных особенностей мусковитовых пегматитов с привлечением оригинального фактического материала, собранного в последние двадцать лет. Сделан вывод о формировании мусковитоносных пегматитовых жил в условиях дистеновой метаморфической субфации амфиболитовой фации и выдержанного поперечного сжатия вмещающей Мамской толщи при левосдвиговых дислокациях в субмеридиональных и правосдвиговых в субширотных тектонических зонах.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов-геологов, аспирантов, студентов, магистрантов, а также лиц, занимающихся вопросами пегматитообразования в супракрустальных комплексах складчатого обрамления юга Сибирской платформы.

Библиогр. 99 назв. Ил. 83. Табл. 10

УДК 553.677(571.5)
ББК 26.325.2(2Р54)

ISBN 978-5-9624-0528-5

© Другов Г. М., Сизых А. И., Черемных В. А., 2011
© ФГБОУ ВПО «ИГУ», 2011

ВВЕДЕНИЕ

Эволюция, генезис и промышленная специализация мусковитовых пегматитов Мамской слюдоносной провинции изучены достаточно детально. Этому способствовал устойчивый промышленный спрос на товарный мусковит, в особенности в период 50–90 годов двадцатого столетия. С середины 90-х годов XX века, в связи с резким падением спроса на промышленный мусковит, в районе существенно сокращаются, вплоть до полного прекращения, поисковые, геологоразведочные и эксплуатационные, а также научно-исследовательские работ. Между тем Мамская провинция представляет значительный интерес как в геологическом, так и перспективном отношениях. Это – уникальный геологический объект, залегающий на древнем фундаменте и перекрывающийся на северо-востоке слабометаморфизованными породами бодайбинской подсерии, а её северо-западный и юго-восточный фланги перспективны на рудное золото. В настоящее время постепенно возрастает спрос на высококачественный и крупноразмерный промышленный мусковит.

В связи с этим остаются актуальными проблемами поиск и локальный прогноз обогащенных мусковитоносных пегматитовых жил с достаточно крупными запасами высококачественного крупноразмерного мусковита, определение геолого-структурных условий формирования мусковитовых пегматитов района.

В представляемой монографии изложены результаты исследований, связанные с решением этих задач, рассмотрены особенности структурной эволюции региона и последовательность формирования в них структур узлов концентрации жил мусковитовых пегматитов (слюдоносных узлов). Проведен анализ тектонических, метаморфических, литологических и других факторов контроля мусковитоносных пегматитовых жил и узлов. Установлена область их распространения на глубину. Впервые выявлены сдвигово-вращательные структуры, контролирующие формирование и размещение слюдоносных узлов.

Выявлены морфологические типы и вертикальная зональность мусковитоносных пегматитовых жил, их кустов и узлов. Разработаны модели формирования слюдоносных жил, кустов и узлов на основе данных геолого-структурного изучения этих объектов. На основе этих моделей разработаны критерии и методы оценки уровня эрозионного среза и глубины промышленного ослюденения по склонению мусковитоносных объектов, локального прогноза обогащенных мусковитоносных объектов (пегматитовых жил с высокими содержаниями и качеством крупноразмерного мусковита).

Исследования проводились по трем направлениям.

1. Геолого-структурные особенности, пегматитизация и метаморфизм мамской толщи.

2. Критерии оценки слюдоносности на глубину, пространственно-генетические модели крупных слюдоносных объектов, геолого-структурные условия формирования и структурно-вещественная зональность Мамской слюдоносной провинции.

3. Распределение крупных кристаллов слюд и обогащенных мусковитоносных столбов.

В основу работы положены материалы, полученные авторами при многолетних исследованиях, а также многочисленные материалы геологосъемочных, геологораз-

ведочных и эксплуатационных работ, геофизические материалы и космические снимки района.

Основные положения, идеи и методы, изложенные в монографии, обсуждались на III и IV Региональных Восточно-Сибирских петрографических совещаниях (1978 г.; 1985 г.), Всесоюзном симпозиуме по метаморфогенному рудообразованию в г. Киеве (1979 г.), Юбилейных конференциях ВостСибНИИГГиМСа (1979 г.; 1984 г.), выездных сессиях Секции НТС неметаллических полезных ископаемых Мингео СССР в г. Петрозаводске и пос. Мама (1979 г.; 1986 г.), III Всесоюзном пегматитовом совещании в Ленинграде (1982 г.), Всесоюзном совещании по гранито-гнейсовым куполам в г. Иркутске (1983 г.), XII сессии Совета КНИР БАМ в г. Якутске (1987 г.), Всесоюзной конференции по повышению эффективности научного обоснования локального прогноза в Москве (1987 г.), Юбилейной конференции Иркутского государственного университета (1998 г.), а также в научных статьях в Центральной печати, отмеченных в списке литературы.

Мы искренно признательны и благодарны наши коллегам – Л. Ф. Ковшовой, К. В. Протасову, Г. С. Фон-дер-Флаассу, Н. В. Пермяковой, которые оказали неоценимую помощь в проведении исследовательских работ, использованных в монографии. Л. Ф. Ковшовой проведены петрографические исследования, охватившие основные слюдоносные объекты Мамской слюдоносной провинции. Ею впервые выявлен магнезиальный кордиерит в метаморфических породах силлиманитовой зоны, оценена изменчивость минерального и химического составов в контактовых ореолах слюдоносных пегматитов Мамской толщи, определена структурно-минералогическая зональность узла гольцов Стланиковый – Чужой – Медвежий. К. В. Протасов впервые применил векторный анализ при оценке мусковитоносных столбов в пегматитовых жилах района, разработал геолого-генетические модели отдельных крупных промышленно-слюдоносных жил. Г. С. Фон-дер-Флаасс создал электронный вариант большей части иллюстраций, приведенных в монографии, разработал геолого-генетическую модель узла г. Бол. Арарат. Н. В. Пермякова выполнила на высоком профессиональном уровне большой объем картографических работ, учтенных в монографии. Особую благодарность выражаем директору ВостСибНИИГГиМС В. С. Богданову, без понимания и поддержки которого вряд ли возможно было бы выполнить необходимый объем работ по составлению монографии.

Издание этой монографии не было бы возможным без участия сотрудников ООО «Геолог»: Николая Александровича Сандимирова (директор), Николая Васильевича Терещенко (генеральный директор), Владимира Васильевича Федотова (главный геолог), Галины Романовны Орловой (экономист-геолог), а также Николая Андреевича Суслова (советник Управления по недропользованию по Иркутской области). Всем им – наша искренняя признательность. Отдельной благодарности и огромного уважения заслуживает их отношение к финансированию издания монографии. Безусловно, достойны благодарности и внимания все, кто способствовал публикации своим деятельным участием.

ГЛАВА 1
КРАТКИЙ ОБЗОР ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ ПРОВИНЦИИ

Для осуществления локального количественного прогноза необходим определенный объем геологической информации рассматриваемого участка, месторождения, группы месторождений, района и т. д. Недостаточность геологической информации приводит к значительным неопределенностям при оценке перспектив и локальном прогнозе скрытых на глубине слюдоносных объектов. Определенная часть информации содержится в проведенных ранее работах, которые необходимо учитывать при постановке исследований.

Проблема геолого-структурных закономерностей размещения и количественного прогноза крупных мусковитоносных объектов специально не разрабатывалась, несмотря на её актуальность. Но большинство геологоразведочных, геологосъемочных, геолого-структурных и тематических работ в различной степени затрагивают вопросы пространственного размещения мусковитоносных пегматитов.

В начале геологических исследований Мамско-Чуйских месторождений на обзорных и мелкомасштабных геологических картах структура мамской толщи рассматривалась как простой по строению синклинорий [Мишарев, 1932; Смирнов, 1936; и др.], а генезис мусковитовых пегматитов характеризовался многими исследователями в соответствии с представлениями академика А. Е. Ферсмана [1940]. С иных позиций рассматривал мусковитовые пегматиты Д. С. Коржинский [1937]. Он отметил тесную связь их формирования с постмагматическими растворами – флюидами, поступавшими из нижних частей Мамской толщи. С процессами перекристаллизации и метасоматоза связывалось и образование основных крупнокристаллических структур в пегматитах.

Структурная и возрастная позиции рассмотрены в работе Н. П. Семененко [1948]. Им впервые сопоставлены мусковитовые пегматиты с наложенными поперечными и флексурообразными складками, осложняющими изоклинальные чешуйчатые структуры, а также охарактеризованы многофазность формирования Мамского синклинория. При проведении среднемасштабных геологосъемочных работ были сопоставлены различно метаморфизованные крылья синклинория [Таевский, Таевская, 1961]. Тематическими исследованиями сотрудников Лаборатории геологии докембрия [Мамский комплекс…, 1963] было подтверждено сложное синклинорное строение района, метаморфически зональное, деформированное в центральной части купольным поднятием. Был выдвинут главенствующий метаморфический фактор контроля мусковитоносности пегматитовых жил.

Последующие исследования пегматитов также установили сложное многофазное строение пегматитовых полей Мамско-Чуйских месторождений. Так Н. С. Никаноровым [1959, 1962] выделены разновозрастные пегматиты зоны обильных инъекций: 1 – ранние плагиоклазовые; 2 – поздние плагиоклаз-микроклиновые, которые в

последствии рассматривались Ю. М. Соколовым [1970] как синкинематические и позднесинкинематические.

В. Д. Никитин [1964] вновь подчеркнул роль перекристаллизации мамских пегматитов и метасоматоза при формировании мусковита в них, разработал правила пространственного распределения слюдоносных зон в телах гранит-пегматитов. Представления В. Д. Никитина развивались В. Н. Мораховским [1967] и Г. А. Галкиным (1969 г.). Идеи разновозрастности и гетерогенности образования мамских пегматитов рассматривались в трудах В. Н. Чеснокова (1965 г.; 1968 г.), Б. М. Шмакина [1967]. Б. М. Шмакиным и В. А. Макрыгиной впервые изучены геохимические особенности процесса пегматитообразования и определен комплекс элементов – индикаторов для поисков слюдоносных пегматитовых тел.

Продолжались исследования и метаморфогенного фактора контроля мусковитовых пегматитов. Для юго-западной части района составлена сводная геологическая карта и выделены ступени метаморфизма В. П. Васильевой [1962]. Ю. М. Соколовым [1970] подробно разработан генезис метаморфогенных пегматитов. Г. М. Друговым и Л. Ф. Ковшовой (1971 г.) составлена карта метаморфической зональности районов Мамско-Чуйских месторождений и сопредельных районов.

Для Мамско-Чуйских месторождений Г. Г. Родионовым [1956; 1959; 1964] была разработана морфологическая классификация и определены структурно – тектонические особенности размещения пегматитовых жил и полей в связи с одноактными складчатыми деформациями, предложены интервалы глубин формирования слюдоносных пегматитов и их поисковые критерии. В более поздних морфогенетических классификациях (Гаврись и др., 1969 г.; Чесноков и др., 1978 г.) учитывались две возрастные группы пегматитов: согласных плагиоклазовых и секущих плагиоклаз-микроклиновых, – соответственно двум этапам складчатых деформаций Мамской толщи. Г. Г. Родионовым и А. Г. Бушевым (1979 г.) разработана типизация пегматитовых полей и пегматитовых тел крупных жил, а также промышленно-генетическая классификация пегматитов Витимского месторождения, исходя из двух этапов складчатости. В этой работе определен механизм образования пегматитовмещающих полостей крупных жил и их структурно-вещественная зональность. В. Н. Чесноковым (1965 г.; 1968 г.) выделены структурные блоки в пределах Мамского синклинория на основе устойчивой изменчивости элементов залегания вмещающих пород, отмечена неравномерность распространения в них мусковитовых пегматитов.

С 1958 г. в Мамско-Чуйском районе проводится детальное структурно-геологическое картирование масштабов 1:2 000–1:10 000. В результате картирования установлены на отдельных участках структурно-тектонические факторы контроля слюдоносных пегматитов, неравномерность их распределения и концентрацию в слюдоносные узлы (Кремляков, 1964 г.; Кочмарев, 1962 г.; Губарь, 1971 г.; Савин, 1967 г.; Кочнев, 1969 г., 1975 г.; Черемных, 1975 г.; Спиридонов 1973 г.; и др.). Геологами Мамско-Чуйской экспедиции Е. В. Тарасовым и др. [1972, 1975]. Г. А. Галкиным (1969 г., 1975 г.), В. С. Некрасовым и др. (1973 г., 1975 г.) установлена важная роль разрывных нарушений северо-западной и субмеридиональной ориентировок в распределении слюдоносных пегматитов. Одновременно в районе проводились геологосъемочные работы масштабов 1:25 000 и 1:50 000, составление сводной геологической карты Мамской слюдоносной провинции в масштабе 1:50 000 (Сычев, 1967 г., 1972 г.).

Начиная с 60-х годов двадцатого столетия, изучаются геофизическими методами более глубокие горизонты мамской толщи в связи с необходимостью поиска скрытых на глубине слюдоносных жил. Весь район охвачен среднемасштабной гра-

виметрической съемкой (Лихачев, Бычков, 1967 г., 1968 г.), отдельные площади детально изучены электро- и магниторазведочными методами (Дягилев и др., 1966; Нагулин и др., 1968 г., 1969 г., 1973 г.; и др.). Для выявления глубинного строения месторождений мусковитовых пегматитов впервые в районе проведены сейсморазведочные работы (Петров, Луппов, 1975 г.), показавшие возможность обнаружения участков сосредоточения «слепых» мусковитоносных пегматитовых жил на глубине свыше 500 м от поверхности.

В связи с детальной опоискованностью мусковитовых пегматитов с поверхности, возникла острая проблема поиска и количественного прогноза крупных слюдоносных объектов (крупных жил, кустов и узлов) на глубину, доступную для эксплуатационной отработки, а также необходимость разработки надежных способов оценки их уровня эрозионного среза. Такие задачи были поставлены ВостСибНИИГГиМСом впервые. Для решения этих задач изучены собственно слюдоносные объекты – мусковитоносные зоны в пегматитовых жилах, так как в предыдущих тематических работах рассматривались только генезис разновозрастных пегматитовых тел, а морфологические особенности сводились к упрощенной геометризации форм без учета особенностей процессов образования крупнокристаллического мусковита. С 1973 г. по 1988 г. проводились тематические исследования сотрудниками ВостСибНИИГГиМС – Г. М. Друговым, В. А. Черемных, Л. Ф. Ковшовой, К. В. Протасовым. Ими разработаны петрографические методы оценки слюдоносности пегматитов по их петрографическим ореолам, выяснена роль прогрессивных и регрессивных метаморфических процессов в размещении, локализации и слюдоносности мамских пегматитов, разработаны модели слюдоносных объектов и оптимальные критерии слюдоносности на глубину по совокупности геолого-геофизических данных. Основные объекты исследований – слюдоносные зоны и их совокупности – кусты и узлы. На основе геолого-структурных авторских исследований, дополненных надежными геологическими данными поисково-разведочных и эксплуатационных работ, были однозначно определены: морфология изученных слюдоносных зон в пегматитовых жилах, структуры, контролирующие размещение крупных жил, кустов и узлов; составлены модели отдельных кустов и узлов жил. Выявлена приуроченность крупных жил к локальным перегибам толщи, в пределах поперечных тектонических зон глубокого заложения: субмеридиональных – в пределах Витимской группы месторождений и субширотных – в пределах Согдиондонской группы. Эти зоны впервые выявлены авторами монографии по данным гравиметрической съемки. На поверхности они выражаются в виде взбросо-сдвиговых смещениях мамской толщи, а также формированием крупных секущих плагиоклаз-микроклиновых тел пегматитов. Разработана методология и принципы локального прогноза мусковитовых пегматитов района, которые основываются на строгой геолого-генетической модели и надежных критериях локального прогноза. Основные результаты этих работ изложены в настоящей монографии.

Геологической основой монографии является составленная авторами Специализированная геологическая карта Мамского слюдоносного района в масштабе 1:200 000. При составлении карты учтены следующие материалы: крупномасштабные геологосъемочные и детальные поисково-разведочные работы, структурное геологическое картирование территорий групп месторождений и мусковитоносных узлов, детальные послойные геологические разрезы, прослеженные маркирующие горизонты и пачки пород, ранее известные и выявленные новые геологические структуры, разномасштабные геофизические работы. Разработаны практические рекомендации для отдельных участков, где предполагались скрытые на глубине слюдонос-

ные жилы. По результатам заверки поисково-разведочными работами на участках № 5 на гольце Северном и № 7 на гольце Зеленом получены, положительны результаты.

Глава 2
Методика исследований

Исследования проводились по методике, разработанной нами в результате многолетнего изучения мусковитовых пегматитов Мамской слюдоносной провинции и достаточно подробно изложенной в тематических отчетах ВостСибНИИГГиМС выпусков 1977, 1980, 1983, 1986, 1988 гг. Поэтому остановимся лишь на основных методических принципах исследования мусковитовых пегматитов, которые могут быть использованы в слюдоносных различных районах. Наиболее важным представляется разработка методики их локального прогноза.

2.1. Методология и принципы локального прогноза

Понятие локального прогноза. Локальный прогноз неявно предполагает локализацию полезного ископаемого на различных иерархических уровнях и знание закономерностей его формирования, которые определяют необходимость, достаточность и эффективность критериев локального прогноза.

Надежность локального прогноза. Локальный прогноз не может быть жестко привязан к какому-либо крупному масштабу исследований, но с последовательным уменьшением масштаба локального прогноза существенно возрастает его неопределенность. Любой локальный прогноз только тогда имеет реальную основу, когда может быть определена его надежность (или другими словами – точность) не ниже 60 %. Для повышения надежности локального прогноза необходимо определить эволюцию геолого-структурных условий формирования полезного ископаемого, выявить геологические структуры и элементы, формирование которых вызывают его непосредственную локализацию. Очевидно, что локализация полезного ископаемого возможна на различных иерархических уровнях: от отдельных рудных тел до их природных ассоциаций – кустов и узлов концентрации. Определение и выявление локальных структур соответствующего иерархического уровня во многом определяет и успешность локального прогноза.

Прогноз начинается с определения факторов концентрации и закономерностей размещения полезного ископаемого. Затем разрабатывается его геолого-генетическая модель, которая должна наиболее полно отражать процесс формирования полезного ископаемого в пространстве и времени. В том случае, когда геолого-генетическая модель, а следовательно, и надежные критерии локального прогноза, не могут быть определены, обычно применяются эмпирические способы прогноза, например, распознавание образов, которые основываются на наборе различных факторов, исходя из оценки их информативности. Причем такая оценка должна базироваться на представительном объеме фактического материала, а значительная доля изменчивости

параметров полезного ископаемого должна определяться изменчивостью выбранных факторов. Такие условия трудно достижимы, так как требуют большого объема достоверных фактических данных, определяющих изменчивость параметров рудоносности, характеризующих количество и качество полезных ископаемых, а точность локального прогноза обычно не достигает необходимого уровня.

Эффективный локальный прогноз обычно предполагает наличие необходимых прямых признаков концентрации полезного ископаемого с параметрами выше пороговых (промышленных требований) на определенных локализованных площадях (наличие мелких рудных тел, отдельных гнезд и находок руды и т. д.). Казалось бы, наиболее простой путь обнаружения месторождений полезных ископаемых: не выявляя закономерностей его формирования, тщательно и последовательно проверять все площади с обнаруженными ранее признаками рудоносности. Но очевидно этот путь не рационален и требует огромных затрат.

Разработка строгой геолого-генетической модели и надежных критериев локального прогноза позволяет проводить целенаправленную и избирательную (дискретную) оценку площадей с выделением прогнозируемых концентраций полезного ископаемого в зависимости от иерархии прогноза. Естественно, более высокому иерархическому уровню прогнозируемой концентрации полезного ископаемого должен соответствовать и более сложный признак рудоносности. В противном случае, эффективность локального прогноза снижается и может быть неопределенной. Так, для иерархического уровня прогноза отдельных рудных тел необходимы простые признаки рудоносности – гнездовое оруденение, отдельные находки руды и т. д.; для уровня кустов – наличие отдельных рудоносных тел; уровня узлов – наличие отдельных рудоносных кустов и т. д. Таким образом, необходимый и достаточный уровень прямого признака рудоносности должен быть ниже уровня прогнозируемого локального объекта (узла, куста, отдельного рудного тела) не более чем на одну иерархическую ступень. В этом случае точность локального прогноза должна быть не ниже 0,6.

При разработке прогнозов эти требования обычно не выполняются, и их уровень зачастую превышает на две-три иерархические ступени уровень признака рудоносности. Отсюда и надежность таких прогнозов значительно ниже 60 %. В качестве удачного примера приведем локальный прогноз кустов мусковитоносных пегматитовых жил на гольцах Зеленом и Северном, где заверочным поисковым бурением выявлены скрытые на глубине («слепые») промышленно слюдоносные жилы по рекомендациям нашим и Мамско-Чуйской экспедиции. Обоснование рекомендаций приведено в главе 4.

Фактическая основа локального прогноза. Достижение уровня надежности локального прогноза возможно при наличии прямых признаков рудоносности, соответствующих иерархическому уровню прогноза, а также при необходимом и достаточном объеме геологической информации, при котором возможно применение локального прогноза. Необходимый объем фактического материала определяется масштабом геолого-структурных, геологосъемочных и исследовательских работ: крупнее 1:2 000 – для прогноза рудных тел, 1:2 000–1:10 000 – для прогноза кустов, 1:10 000–1:25 000 – для прогноза узлов.

Наиболее сложным представляется локальный прогноз «слепых» рудоносных объектов в пределах глубин, доступных для эксплуатации, без соответствующих прямых признаков рудоносности. Это относится к «закрытым» площадям с большой мощностью четвертичных отложений, прежде всего к северным склонам. Очевидно, необходим хотя бы минимальный объем геологической информации, позволяющий

выделять локальные рудоконтролирующие структуры. Возможно и использование косвенных данных: геофизических материалов, различные способы интерполяции и экстраполяции. Надежность локального прогноза «слепых» объектов без прямых признаков рудоносности и достаточного объема геологических данных значительно ниже 60 % и может оказаться весьма неопределенной. При использовании косвенных, прежде всего геофизических, данных в локально прогностических целях необходимы надежные геолого-генетические модели формирования полезных ископаемых, позволяющие интерпретировать отражение локальных рудоконтролирующих структур в физических полях.

Используемые и разрабатываемые методические приемы должны обеспечить добавочную надежность локального прогноза мусковитоносных пегматитов. Для этой цели необходимо разумное сочетание геолого-петрографических, геолого-структурных и петрохимических методов.

При расчете прогнозных ресурсов любой категории необходимы параметры концентрации и качества полезного ископаемого, определенные непосредственно или принятые по аналогии, и изменчивость этих параметров в допустимых пределах. Выявление рудоконтролирующих структур обычно определяет устойчивость этих параметров в пределах локализованного объекта.

2.2. Геолого-петрографические методы

При выборе объектов исследования, прежде всего, учитывалась возможность изучения промышленно-слюдоносных жил и узлов на глубину от кровли до их корневых частей. Это жилы (их номера, названия гольцов, групп месторождений): № 19, 83 – гольца Северного, № 39, 113 – г. Студенческого, № 155 и 169 – Резервного, № 15-а – Шумливого (все Витимской группы); № 259-а, 258 – Рудничного (Бол. Северный); слюдоносных жил Бол. Арарата (Колотовской); № 24, 24-а, 187 – Березового (Луговской); № 250, 76-а, 350, 315 – Поворотного, № 127-а – Третьего (Слюдянской); № 257-а, 87, 314, 330 Незаметного, № 360, 364 Скорняковского – (Согдиондонской); № 422 – Комсомольского, № 403 – Молодёжного (Олонгро). Все названные жилы были изучены на всех доступных горизонтах глубинности.

Проведению полевых работ предшествовала подборка материалов геологоразведочных работ (геология участка, структурно-тектоническая характеристика рамы, подробные петрографические данные о вмещающих породах и пегматитах, параметры пегматитовых жил и слюдоносных зон, результаты геофизических методов поисков и разведки слюдоносных пегматитовых жил). Собранный фактический материал дополнялся и заверялся в полевой период тщательной документацией пегматитовых тел, изучением вещественного состава вмещающих пород и пегматитов, определением структурно-минералогической изменчивости отдельных петрохимических разновидностей вмещающих пород по керну скважин с детальным отбором геолого-петрографического и аналитического материала.

Из пегматитов отбирались мономинеральные пробы плагиоклаза, микроклина, мусковита и граната, химический состав и физические свойства которых позволяют характеризовать физико-химические условия формирования мусковитоносных пегматитовых жил. Документация и опробование пегматитов и вмещающих пород производилась по специально разработанной Г. М. Друговым методике. Прежде всего,

при документации стенки выработок отмывались и зарисовывались с обязательной фиксацией крупных кристаллов слюд. А также блоков плагиоклаза и микроклина. Зарисовки сопровождались последовательным фотографированием вдоль мерной ленты. Структурно-минералогический состав пегматитов характеризовался по следующей последовательной схеме: структурные особенности – степень окварцевания или кварц-мусковитового замещения – соотношения полевых шпатов с указанием размеров зерен или блоков – слюды – акцессорная минерализация и сульфиды – особенности текстуры – информация о зональности пегматитового тела.

Структурные разновидности пегматитов: структуры кристаллизации – мелкозернистая, гранитовидная, графическая; структуры перекристаллизации – пегматоидная, блоковая, переходная, неясно графическая, апографическая, структуры замещения – кварц – мусковитовый комплекс, позднее замещение – кварцевое, альбитовое, кварца с зеленым мусковитом (жильбертитом) и т. д. Обязательно отмечалась преобладающая структура и доля гранитовидной (мелкозернистой) структуры в %, а также доля кварц-мусковитового замещения. Довольно часто встречались характерные порфиробластические структуры, когда на фоне мелкозернистой основной массы четко выделялись порфиробластические обособления свежего микроклина а также различного рода полосчатые и катакластические структуры (например, полосчатый пегматит с овоидами микроклина). Соотношения полевых шпатов определялось по преобладанию плагиоклаза (Пл) или микроклина (Ми). Разновозрастные фазы пегматитов определялись, главным образом, по соотношению секущих или согласных контактов пегматитовых тел между собой или относительно вмещающих пород.

Характеризовались соотношения биотита и мусковита, размер и форма их кристаллов, положение крупных кристаллов биотита и мусковита относительно контактов, выделение гнезд или агрегатов слюд с определением центров кристаллизации и их ориентировка в пространстве. В крупных горных выработках (подземных и поверхностных), в местах выходов пегматитов, насыщенных достаточно крупными кристаллами биотита и мусковита производился массовый замер элементов залегания кристаллов слюд по всем горизонтам глубинности слюдоносных объектов с целью выявления основных систем трещин домусковитовой и синмусковитовой стадий. Рассматривались взаимоотношения слюд, акцессорных минералов и сульфидов, преимущественное преобладание того или иного акцессория в слюдоносных пегматитах или их совместная встречаемость, а также размеры слюд, их кристаллографические формы, частота встречи, наличие включений, критерии их формирования во времени и т. д. Особое внимание обращалось на выявление возрастных генераций слюд и определение их типоморфизма.

При опробовании особое внимание обращалось на сосуществующие полевые шпаты – плагиоклаз и микроклин, которые отражают PT-условия их образования (перекристаллизации) по определению в них альбитовой составляющей, а также некоторых элементов-индикаторов давления (цельзиановой и целестиновой составляющих), отражающих условия повышенных давлений. Мономинеральные пробы микроклина и плагиоклаза отбирались из сосуществующих блоков пегматитов структур перекристаллизации – крупнографической, пегматоидной и переходной, реже, – неясно графической.

Большое значение придавалось соотношениям граната и биотита, которые могут характеризовать интенсивность Fe–Mg метасоматоза, а также регистрации и опробованию минералов, характеризующих активность летучих компонентов, – турмалина, апатитов, сульфидов. Сульфиды – индикаторы окислительно – восстановитель-

ного потенциала условий минералообразования. Так, возрастание встречаемости сульфидов в кровле пегматитовых тел может характеризовать возрастание концентрации летучих компонентов.

Нами изучались, главным образом, промышленно-слюдоносные жилы, для которых обычно имеются геологические планы масштаба 1:500–1 000 с данными опробования промышленного мусковита. Эта информация позволяет характеризовать, в первом приближении, неравномерность структурно-вещественного состава пегматитов по неравномерности промышленного ослюденения, однозначно определять контуры промышленной зоны, а внутри её обогащенные участки, в целом характеризующие степень распространенности переходной структуры. В общем случае, промышленно-слюдоносные жилы могут определяться как участки перекристаллизации и кварц-мусковитового замещения на общем фоне мелкозернистого, графического или неяснографического пегматита. Если пегматитовые тела сложены фоном, то наблюдение проводились через 50–100 м в зависимости от размеров пегматитовых тел, с тщательным описанием пегматитов в промежутках между точками наблюдения. В промышленной зоне, наблюдения проводились вкрест простирания жилы. Расстояние между профилями 10–20 м в зависимости от размеров и неравномерности ослюденения жилы.

В подземных выработках штолен и восстающих наблюдения проводились по стенкам и забоям, реже, – по кровлям выработок, с обязательной отмывкой стенок ручными распылителями. На поверхности промышленно-слюдоносные жилы изучались в карьерах и крупных траншеях. Наблюдения проводились на всей протяженности стенок карьеров с интервалом 10 м.

2.3. Геолого-структурные методы

Для каждой крупной жилы или слюдоносного куста характеризовались особенности складчатой или разрывной контролирующей структуры с выделение структурных элементов линейной и наложенной складчатости, а также разновозрастных разрывных нарушений. Проводился массовый замер плоскостных элементов залегания крупных кристаллов биотита и мусковита на различных горизонтах глубинности отдельных жил и узлов с целью выявления закономерностей основных систем трещин, контролирующих сосредоточение крупных кристаллов мусковита в пределах данной жилы, куста или узла.

Особое внимание уделялось выявленным нами агрегатам крупнокристаллического мусковита и биотита различных генераций, которые мы в дальнейшем называем системами крупнокристаллических слюд, имеющими четко выраженное погружение (удлинение). Анализ этих систем показывает определенную ориентировку в пространстве, которая отражает пути поступления мусковито-формирующих флюидов. Преимущественное направление погружений крупнокристаллических слюд позволяет характеризовать направление погружений зон богатого ослюденения (обогащенных мусковитоносных столбов) и прогнозировать их на глубину, что имеет непосредственное практическое значение как при геологоразведочных, так и при эксплуатационных работах.

При интерпретации систем использован метод векторного анализа. Применимость его определяется безусловной направленностью и определенной интенсивно-

стью поступления «струй» флюидов, которые могут характеризоваться как интегральные векторные величины. Тогда составляющими их элементами могут быть определены элементарные векторы – системы крупнокристаллических слюд. Длина этих векторов определяет их величину, а погружения – их ориентировку. Проводилось геометрическое сложение векторов с использованием методов ближайшего соседа, что позволило характеризовать в крупных жилах ориентировку и размерность как обогащенных мусковитоносных столбов, так и слюдоносных зон самих жил.

Пространственное моделирование крупных жил проводилось на основе детального геологоразведочного материала: погоризонтных планов, совмещенных разрезов, продольных проекций и т. д. На погоризонтых планах характеризовались основные слюдоконтролирующие структурные элементы, изменчивость содержаний, качества и размерности мусковита, выявлялся тренд изменчивости этих величин. В конечном счете составлялись объемные модели и разрабатывались критерии типизации крупных жил. Выявлялись основные морфологические типы крупных жил, узлов с целью составления объективной классификации этих объектов. Внутри отдельных пегматитовых тел и кустов оценивались выявленные ранее и выделялись новые тектонические разрывные нарушения регионального и локального характера, характеризовались линейность, интенсивность и разновидность складчатости с выделением куполовидных структур, надразломных и приразломных деформаций, явлений катаклаза и милонитизации. Рассматривались процессы окварцевания, мусковитизации, эпидотизации, хлоритизации, сульфидизации, протекающие при резком возрастании химического потенциала воды в тектонически ослабленных зонах – разломах.

Для выявления локальных структур, контролирующих пространственное групповых объектов – кустов и узлов, использовались космические снимки масштаба 1:200 000 и частично – 1:500 000, на которых отчетливо определяются некоторые складчатые структуры третьего – четвертого порядков, фиксируется их деформация, определяющая формирование наложенной флексурной складчатости , смещение их крыльев, а также вращение отдельных их фрагментов. Результаты дешифрирования сопоставлялись с фактическими геологическими материалами, выяснялась природа дешифрированных космических элементов.

В основу методики исследований положен структурно-вещественный анализ складчато-разрывных дислокаций, изложенный в работах [Хиллс, 1967; Николаев, 1977; Уилсон, 1985], метод поясов [Данилович, 1961]. При реконструкции полей тектонических напряжений использована методика М. В. Гзовского [1975] с дополнениями и усовершенствованиями А. И. Гущенко [1979].

В основу работы положены материалы, полученные авторами в 1970–1987 гг. при исследовании геологии района, слюдоносных жил, кустов и узлов Витимской, Бол. Северной, Колотовской, Луговской, Слюдянской, Согдиондонской, Олонгринской, Довгакитской, Чуйской, Мочикитской групп месторождений, а также многочисленные материалы геологосъемочных, структурно-съемочных, геологоразведочных и эксплуатационных работ, геофизические материалы и космические снимки Мамско-Чуйского и сопредельных районов.

Глава 3
Геология Мамской слюдоносной провинции

В геологическую основу монографии положены составленная нами Специализированная геологическая карта Мамского слюдоносного района в масштабе 1:200 000 и многочисленные геолого-геофизические материалы, отмеченные в первой главе. Установлено более сложное тектоническое строение Мамской структуры. Выявлены особенности её сочленения с пограничными антиклинорными структурами и Бодайбинским внутренним прогибом. Взаимоотношения этих структур рассмотрены ниже (рис. 1, 2).

3.1. Структурная позиция района

В структурном отношении исследуемая провинция находится в северо-западной части Байкало-Патомского нагорья, в пределах сложной по строению Мамской синклинорной структуры и её сочленения на западе и северо-западе с Чуйской антиклинорной структурой, на северо-востоке – с Бодайбинским внутренним прогибом, на юго-востоке – с Конкудерской антиклинорной структурой. В пределах района докембрийские породы представлены метаморфогенно-осадочными и вулканогенными толщами нижнего и верхнего протерозоя, приуроченными к разным структурно-фациальным поясам (внешнему и внутреннему) геосинклинальной системы Байкалид [Салоп, 1964; 1967].

Нижнепротерозойские вулканогенно-осадочные образования представлены отложениями Чуйской (внешний пояс Байкалид) и Муйской (внутренний пояс Байкалид) толщ. Породы Чуйской толщи слагают Чуйскую антиклинорную структуру, выходят на дневную поверхность на юго-западе (Укучиктинская серия по Мануйловой и др. [1964]) и северо-западе района. Чуйская антиклинорная структура прослеживается в северо-восточном направлении от бассейнов рек Окунайки и М. Мини (Сев. Прибайкалье) до р. Витим. На правобережье р. Витим, в бассейнах рек Верхней Язовой и Быстрой, происходит быстрое погружение структуры под толщу пород верхнепротерозойского (рифейского) комплекса. Центральная (сводная) часть сложена гранитоидами Чуйско-Кодарского и Ирельского плутонических комплексов [Салоп, 1967]. Слоистость и кристаллизационная сланцеватость имеют северо-восточное простирание с крутыми углами падения (СВ 40–50°∠50–80°), преимущественно на юго-восток. Дизъюнктивные дислокации представлены зонами дробления и разрывов типа сбросов, развитых в основном в зоне Чуйского глубинного разлома. В целом он имеет крутое юго-восточное падение (ЮВ ∠40–70°), срезает нижнюю часть мамской подсерии. Юго-восточное крыло Чуйской структуры сложено эффузивно-

терригенными образованиями чуйской свиты, терригенными породами верхнего комплекса протерозоя (тепторгинская, мамская, баллаганахская подсерии).

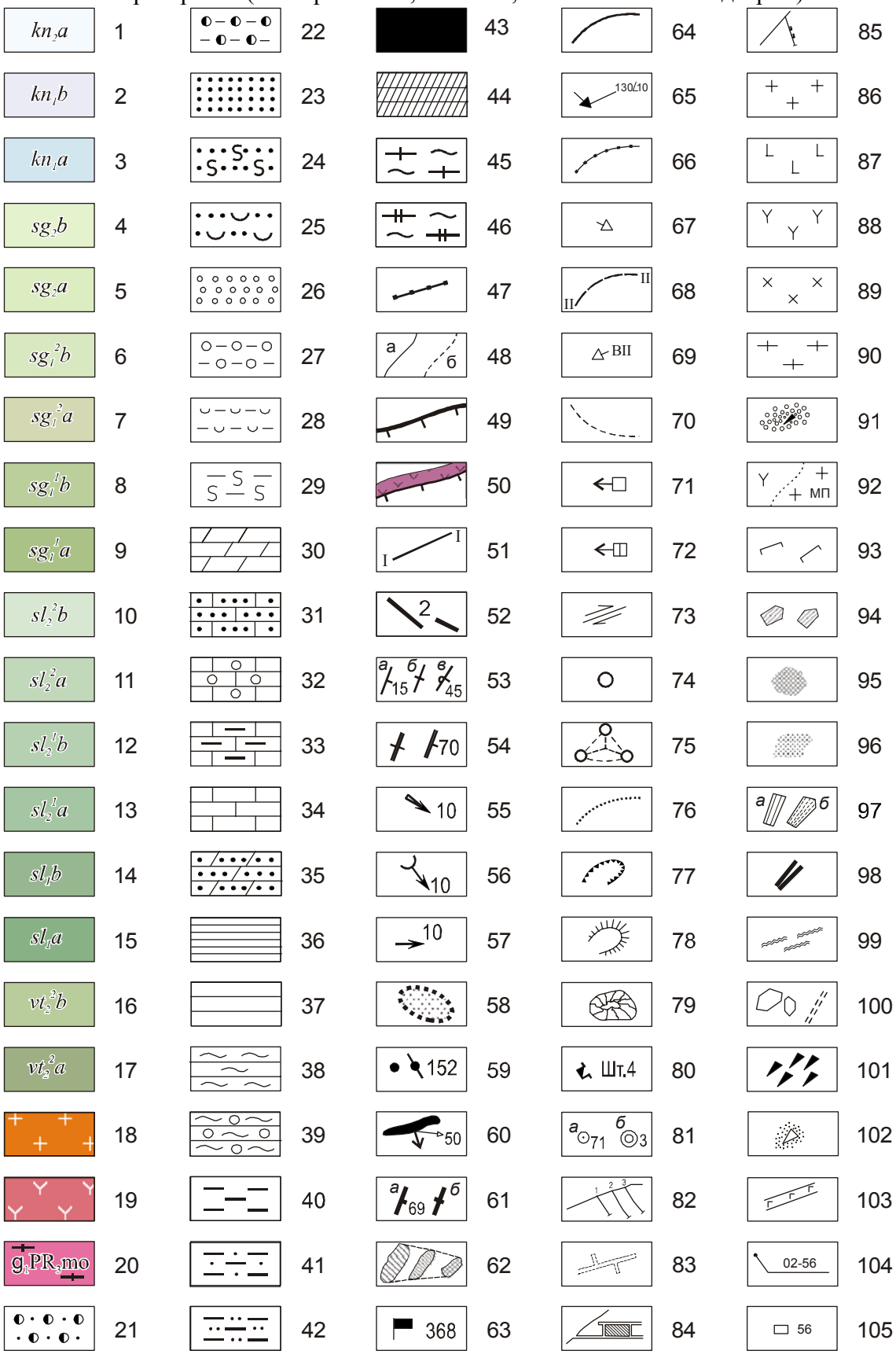


Рис. 1. Условные обозначения, принятые в остальных рисунках.

Стратиграфические комплексы пород (1 – 17): 1– 3 – кадаликанская подсерия, флишоидное переслаивание свита: 1– верхняя подсвита, горизонт *a*: мраморы, известковистые биотитовые гнейсы, узловато-пятнистые гранат-биотитовые и гранат-амфибол-биотитовые гнейсы, кварциты, 2–3 – нижняя подсвита: 2 – горизонт *b*: дистен-гранат-двуслюдяные, гранат-двуслюдяные и двуслюдяные гнейсы и сланцы, 3 – горизонт *a*: мраморы, биотит-кварцевые, гранат-биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы, кварциты, гранат-амфибол-кварцевые скарноиды; Мамская подсерия (4–17): 4–9 – согдиондонская свита: 4–5 –верхняя подсвита: 4 – горизонт *b*: дистен-гранат-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, дистен-гранат-двуслюдяные, гранат-двуслюдяные и двуслюдяные гнейсы и сланцы, 5 – горизонт *a*: графит-биотитовые, скаполит-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, кальцифиры, мраморы, кварциты, кварцито-гнейсы, двуслюдяные сланцы; 6–9 – нижняя подсвита: 6 – верхний горизонт *b*: дистен-гранат-двуслюдяные, гранат-двуслюдяные и двуслюдяные сланцы, гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы, 7 – верхний горизонт *a*: биотитовые микро гнейсы, графит-биотитовые, графит-скаполит-биотитовые и гранат-амфибол-биотитовые гнейсы, гранат-амфибол-кварцевые скарноиды, мраморы, в центральной части – прослои дистен-двуслюдяных и двуслюдяных сланцев; 8–нижний горизонт *b*: дистен-гранат-двуслюдяные, гранат-двуслюдяные и двуслюдяные сланцы, гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы; 9 – нижний горизонт *a*: биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, гранат-амфибол-кварцевые скарноиды, прослои дистен-двуслюдяных и двуслюдяных сланцев; 10–15 – слюдянкинская свита: 10–13 – верхняя подсвита: 10 – верхний горизонт *b*: дистен-гранат-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, дистен-гранат-двуслюдяные, гранат-двуслюдяные и двуслюдяные гнейсы и сланцы, 11 – верхний горизонт *a*: узловато-пятнистые гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы, скаполит-биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы, известково-силикатные породы, биотит-кварцевые гнейсы; 12 – нижний горизонт *b*: дистен-гранат-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, дистен-гранат-двуслюдяные, гранат-двуслюдяные и двуслюдяные сланцы; 13 – нижний горизонт *a*: биотит-кварцевые, гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы, гранат-амфибол-биотитовые и амфиболовые гнейсы, мраморы, известково-силикатные породы, кварциты; 14–15 – нижняя подсвита: 14 – горизонт *b*: дистен-гранат-биотитовые и гранат – биотитовые гнейсы, дистен – гранат-двуслюдяные, гранат-двуслюдяные и двуслюдяные сланцы; 15 – горизонт *a*: известково-силикатные породы, мраморы, графит-биотитовые гнейсы; 16–17 – витимская свита, верхняя подсвита: 16 – горизонт *b*: дистен-гранат-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, дистен-гранат-двуслюдяные и гранат-двуслюдяные сланцы, амфибол-биотитовые гнейсы; 17 – горизонт *a*: амфиболовые и амфибол-биотитовые гнейсы, мраморы с тремолитом, кварцито-гнейсы, графит-скаполит-биотитовые гнейсы.

Интрузивные образования: 18–20 – Мамско-Оронский комплекс: 18 – 1 фаза: существенно плагиоклазовые пегматиты, гнейсо-граниты; 19 – 2 фаза: калишпатовые пегматиты; 20 – гнейсо-граниты (1 фаза).

Литологические разновидности пород (21–40): 21 – конгломераты с песчаниковым цементом, 22 – конгломераты с серицит-хлоритовым цементом; 23 – песчаники; 24 – песчаники с серицитом; 25 – углисто-кварцевые, гравелистые песчаники; 26 – кварциты; 27 – кварцито-сланцы, мусковит-кварцевые сланцы; 28 – углисто-кварцевые и филлитовидные сланцы; 29 – мусковит-серицитовые, серицит-хлоритовые, мусковит-серицит-хлоритовые сланцы; 30 – известковистые сланцы; 31 – известковистые песчаники; 32 – известковистые кварциты; 33 – известковистые филлиты; 34 – мраморы; 35 – кальцифиры (известково-силикатные породы); 36 – узловато-пятнистые микрогнейсы; 37 – биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы; 38 – графитовые и графит-биотитовые сланцы; 39 – графит-кварцевые сланцы; 40 – двуслюдяные и гранат-двуслюдяные сланцы; 41 – дистен-гранат-двуслюдяные сланцы; 42 – силлиманит-двуслюдяные гнейсы и сланцы; 43 – амфиболовые и амфибол-биотитовые гнейсы, амфиболиты; 44 – ортоамфиболиты; 45 – биотитовые мигматиты, биотит-полевошпатовые гнейсы; 46 – амфиболовые и биотит-амфиболовые мигматиты; 47 – дайки жильных гранитов; 48 – границы между разновозрастными геологическими образованиями, а – прослеженные, б – предполагаемые; 49 – зоны локальных надвигов; 50 – зона регионального надвига выполненного гранат-биотитовыми тектонитами с магнетитом; 51 – линии геологических разрезов на геологической карте рис. 2; 52 – линии опорных разрезов на схеме к рис. 3;

Элементы залегания (53–57): 53 – слоистости парапород с указанием угла падения: а – наклонное залегание, б – вертикальное, в – опрокинутое; 54 – контактов пегматитовых тел: а – вертикальное залегание, б – наклонное; 55–56 – погружение шарниров складок: 55 – изоклинальных

и асимметричных 1 этапа, 56 – флексурообразных и куполовидных 2 этапа; 57 – погружение линейности дистена;

Слюдоносные жилы, кусты и узлы их концентрации на геологических планах (58–63): 58 – контуры слюдоносных кустов и узлов жил; 59–60 – промышленно-слюдоносные жилы: 59 – с указанием их простирания и номера; 60 – с указанием их плоскости падения (короткая стрелка) и погружения (длинная стрелка) с указанием угла погружения; 61 – плоскости падения слюдоносных зон: а – наклонное с указанием угла падения, б – вертикальное; 62 – совмещенные погоризонтные планы слюдоносных зон промышленно-слюдоносных жил; 63 – промышленно-слюдоносные жилы и их номера на детальных планах.

Структурные элементы в проекции на верхнюю полусферу (64–76): 64 – граммопроекции слоистости парапород; 65 – полюса слоистости, их номера, азимут падения слоистости; 66 – граммопроекции контактов пегматитовых тел; 67 – полюса контактов пегматитовых тел; 68 – осевые линии поясов структурных элементов и их номера; 69 – полюса поясов и их номера; 70 – плоскости векторов главных нормальных напряжений; 71–72 – ориентировка тангенциальных напряжений: 71 – в поясах структурных элементов, 72 – в основном поясе II–II; 73 – направления сдвиговых смещений в сопряженных плоскостях рудной (слюдоносной) трещиноватости; 74 – ориентировка осей главных нормальных напряжений на структурных диаграммах: 1 – σ_1, 2 – σ_2, 3 – σ_3; 75 – сферический треугольник главных нормальных напряжений; 76 – плоскости вращения полюсов структурных элементов;

Горные выработки и скважины (77 – 85): 77 – карьеры; 78 – отвалы; 79 – коренные выходы пород; 80 – устья штолен на геологических планах и их номера; 81 – скважины на планах и их номера: а – поискового и разведочного бурения, б – рекомендуемые, 82 – скважины на разрезах и их номера; 83 – погоризонтные планы горных выработок (штольни, штреки, орта); 84 – подземные горные выработки на разрезах, вертикальных проекциях (заштрихованы отработанные блоки слюдоносных зон); 85 – скважины на разрезах с промышленными пробами мусковита.

Зарисовки деталей промышленно-слюдоносных жил: 86–91 – структурные разновидности пегматитов: 86 – гранитовидная, гранитная; 87 – графическая; 88 – неясно графическая; 89 – апографическая; 90 – пегматоидная; 91 – кварц-мусковитовый комплекс; 92 – границы распространения разновидностей пегматитов по структурам и составу полевых шпатов; 93 – пегматит крупноблоковой структуры плагиоклаз-микроклинового состава;

Минералы в слюдоносных пегматитах (94–102): 94 – кристаллы плагиоклаза; 95 – кристаллы микроклина; 96 – кварц; 97 – кристаллы биотита 1 генерации (а), II генерации (б); 98 – лейсты биотита; 99 – чешуйчатый биотит; 100 – кристаллы крупнокристаллического мусковита; 101 – кристаллы мелко-и средне-кристаллического мусковита; 102 – биотит-кварцевые скопления;

Прочие обозначения: 103 – дайки жильных гранитов Конкудеро-Мамаканского комплекса; 104 – места отбора проб и образцов и их номера; 105 – места отбора штуфов и их номера

Породы Чуйской толщи испытали катаклаз, милонитизацию и бластомилонитизацию в период складчатости в Мамской толще. В Чуйской толще присутствуют секущие тела гранитов ирельского комплекса и дайки габбро-диабазов, испытавших регрессивный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации. Региональный метаморфизм пород толщи относится к андалузит-силлиманитовому типу, а метаморфизм мамской толщи — к силлиманит-дистеновому типу в условиях амфиболитовой фации. По изотопному возрасту самые древние образования Чуйской толщи относятся к нижнепротерозойскому – верхнеархейскому времени [Мамский комплекс…, 1963; Соколов, 1970].

Бодайбинский внутренний прогиб представляет собой внутреннюю впадину, фундамент которой погружен на различную глубину. Наибольшая мощность осадков наблюдается в его центральной части. Региональный метаморфизм пород не превышает условий зеленосланцевой фации. Породы толщи смяты в коробчатые синклинальные и гребневидные антиклинальные складки. Осевые плоскости основных складок имеют выдержанное субширотное простирание и опрокинуты к центру проги-

ба. Шарниры складок также погружаются к его центру [Ленский…, 1971]. Бодайбинский прогиб торцово сочленяется с Мамской структурой в верховьях р. Бол. Патом.

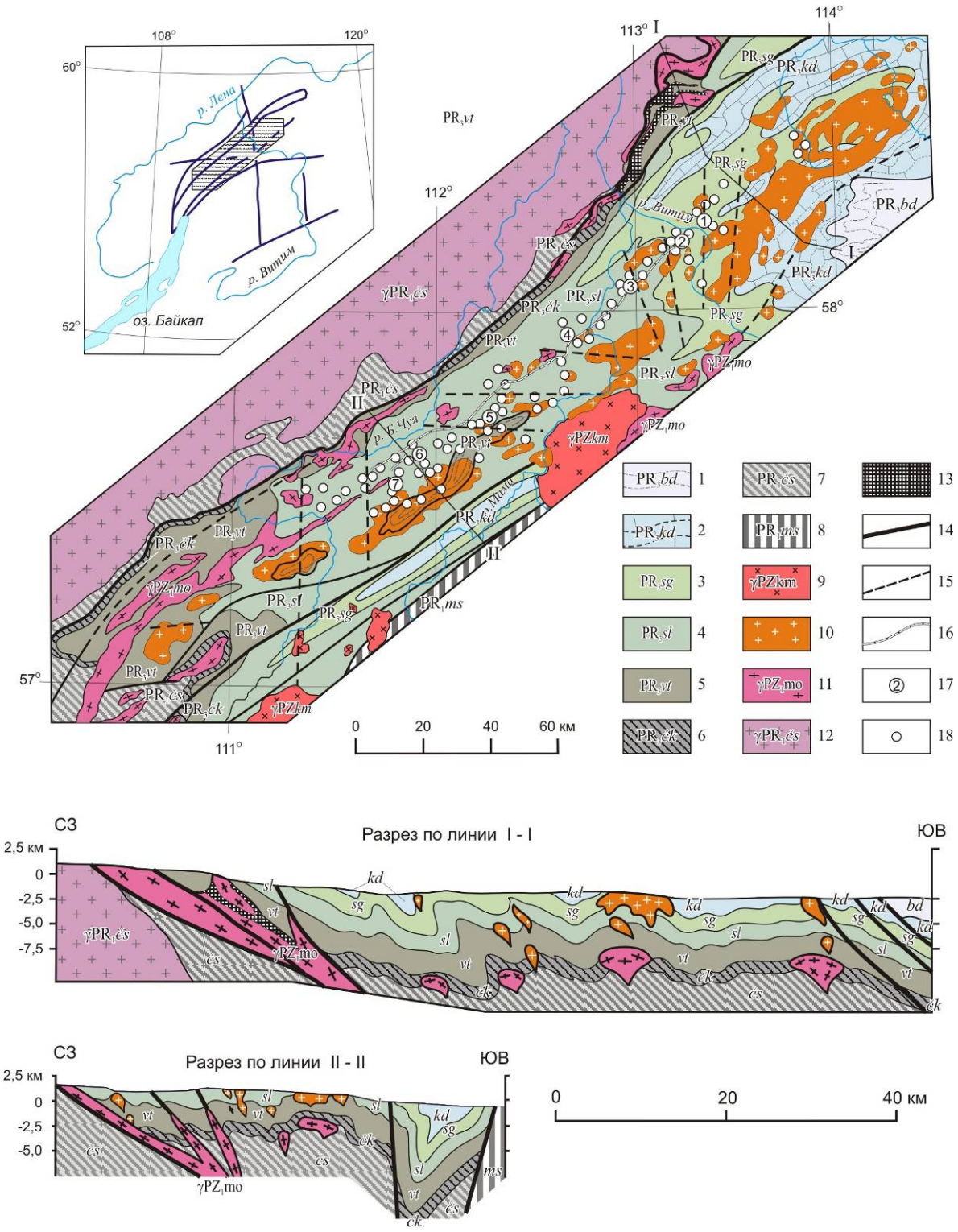


Рис. 2. Геологическая карта и геологические разрезы Мамской слюдоносной провинции.

1 – бадайбинская подсерия: вачская, анангрская, догалдынская и илигирская объединенные свиты – углистые кварциты, углистые сланцы, песчаники алевролиты, филлитовидные сланцы; 2– кадаликанская подсерия: конкудерская, шусманская, хомолхинская, имняхская, бодайбокан-

ская объединенные свиты – скаполит-биотитовых и биотитовых пятнистых сланцев и кристаллических известняков, мраморы, в зонах слабого метаморфизма – серицит-кварцевые «углистые» известняки; 3–6 – Мамская подсерия: 3 – согдиондонская свита – , 4 – слюдянкинская свита, 5 – витимская свита (разновидности пород для всех трех выше обозначенных свит подсерии приведены на рис. 1), 6 – чукчинская и якдакарская объединенные свиты – метагравелиты и метааркозы, кварциты, амфиболиты и амфиболовые гнейсы, дистен-гранат-ставролитовые и двуслюдяные сланцы; 7 – Чуйская и Укучиктинская толщи: мигматиты и гранито-гнейсы, биотитовые, роговообманково-биотитовые и пироксеновые гнейсы, силлиманитовые сланцы; 8 – Муйская толща – песчаники, алевролиты, хлорит-биотитовые, кварц – серицитовые и биотитовые сланцы, кварциты, ортосланцы; 9 – Конкудеро-Мамаканский комплекс – амфибол – биотитовые и биотитовые граниты, гранодиориты и граносиениты; 10–11 – Мамско-Оронский комплекс: 10 – 2 фаза: гранит-пегматиты, калишпатовые пегматиты, слюдоносные пегматиты; 11 – 1 фаза: амфибол – биотитовые и биотитовые гнейсо-граниты, плагиограниты, существенно плагиоклазовые пегматиты; 12 – Чуйско-Кодарский комплекс – порфировидные и равномернозернистые роговообманково-биотитовые и биотитовые граниты, лейкократовые граниты, плагиограниты, пегматиты; 13 – ортоамфиболиты; 14 – тектонические нарушения, прослеженные и подтвержденные по геофизическим данным; 15 – предполагаемые тектонические нарушения по геофизическим материалам, 16 – зоны надвигов, выполненные тектонитами, мигматизированными гнейсами с магнетитом («метасоматиты»); 17 – номера типоморфных кустов и узлов слюдоносных пегматитовых жил: 1 – узлы Витимской группы месторождений, 2 – узел г. Бол. Арарат Колотовской группы, 3 – узел гг. Березовый, Медвежий, Олений Луговской группы, 4 – узлы гг. Третий и Второй Слюдянской группы, 5 – узлы гг. Северный, Незаметный, Одинокий, Скорняковский Согдиондонской группы, 6 – узел гольцы Стланиковый, Чужой, Медвежий группы Олонгро, 7 – кусты жил № 403, 422 Довгокитской группы, 8 – кусты жил № 110, 588 Мочикитской группы; 18 – крупные промышленно – слюдоносные жилы и кусты жил.

Конкудерская антиклинорная структура, шириной до 50 км, протягивается в северо-восточном направлении несколько сот км. Замыкание её происходит в междуречье рек Мама – Витим – Мамакан с погружением шарнира структуры в северо-восточном направлении. На исследованной площади вскрыто её северо-западное крыло, сложенное высокометаморфизованными породами нижнепротерозойской муйской серии, гранитоидами и габброидами муйского комплекса, верхнепротерозойскими образованиями мамской и кадаликанской подсерий, палеозойскими гранитоидами конкудеро-мамаканского комплекса. Это крыло осложнено Мамским глубинным разломом, состоящим из параллельных и ветвящихся разломов, ступенчатых сбросов с крутым падением плоскостей смещения на северо-запад. Заложение разлома произошло в нижнепротерозойское время, в эпипротерозое он контролировал размещение ультраосновных интрузий довыренского комплекса, а в палеозое – гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса и щелочных пород сыннырского комплекса [Салоп, 1974].

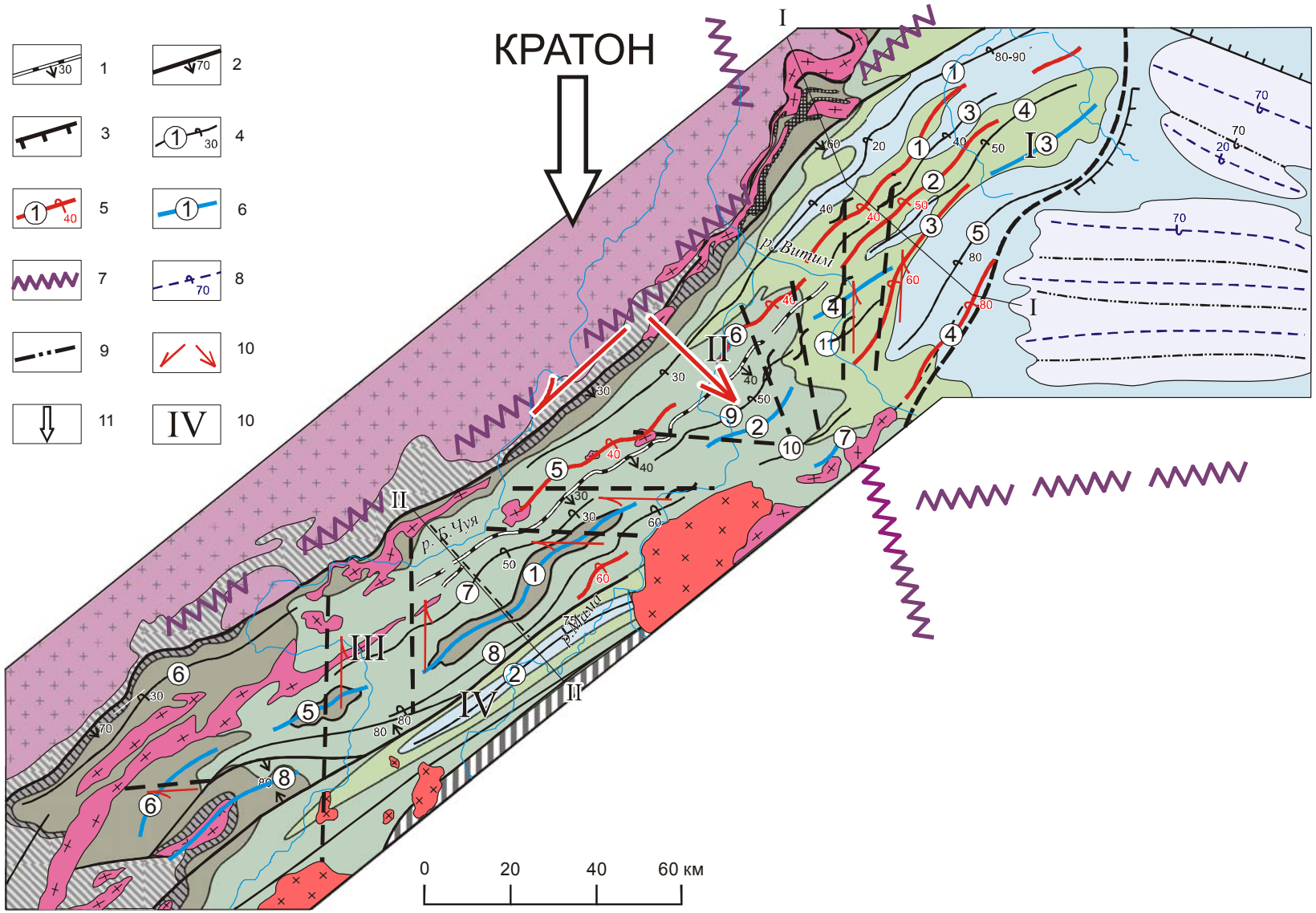
Мамская синклинорно-троговая структура (дальше просто – Мамская структура) прослеживается в северо-восточном направлении от верховьев р. Чаи и р. Чуи до верховьев р. Бол. Патома на расстоянии более 300 км полосой шириной 30–40 км. В юго-восточной части она ограничивается посторогенными гранитоидами палеозойского интрузивного комплекса (см. рис. 2). Многими исследователями [Завалишин, Львова, 1954; Соколов, 1970; и др.] она представлялась простой асимметричной структурой, ось которой проводилась через её центральную часть, где в настоящее время выявлены куполовидные складки. Структура имеет резко асимметричное строение, обусловленное пологим (∠ 20–30°) залеганием пород в его северо-западном крыле и крутым – (∠ 70–85°) в юго-восточном. Слабометаморфизованные

отложения, залегающие в юго-восточном крыле, коррелируются с отложениями северо-западного крыла.

Установлено, что ось Мамской структуры проходит через Конкудерскую синклиналь (на юго-востоке района, рис. 3), смещается за пределы изученной площади, прослеживается в виде субширотной ветви Мамского разлома, вдоль оси Мамаканской синклинали, погружаясь под Бодайбинский прогиб. Здесь наблюдается максимальная мощность пород кадаликанской подсерии, более 8 000 м [Ленский…, 1971]. Зарождение синклинорной структуры (структурно-фациальной зоны Мамско-Бодайбинского внутреннего прогиба по Л. И. Салопу [1967]) произошло в среднепротерозойское время. В верхнем протерозое происходило интенсивное опускание и накопление мощных терригенных отложений. Мамская структура ограничивается глубинными разломами, которые фиксируются сближенными полосами узколинейных, преимущественно отрицательных магнитных аномалий северо-восточного простирания, совпадающими в плане с гравитационными ступенями первого порядка [Егоров, 1978]. В этих крупных тектонических зонах широко развиты пластинчатые тела гранито-гнейсов, а также развиты процессы милонитизации и катаклаза. Внутри Мамской структуры разрывные нарушения северо-восточного простирания проявлены фрагментарно и фиксируются в фундаменте гравитационными ступенями второго порядка, совпадающими с линейными магнитными аномалиями. По ним развиваются пластинообразные тела гнейсогранитов на юго-западе площади, в центральной части – они совпадают с линейными зонами мигматизированных гранат-биотитовых гнейсов («метасоматитов). Поперечные разломы глубокого заложения, отражающиеся в фундаменте Мамской толщи, в гравитационном поле выделяются в виде ступеней различных порядков, развитием эшелонированных флексурообразных надразломных складок, а также насыщенностью многочисленными телами плагиоклаз-микроклиновых пегматитов. Таким образом, большинство продольных разломов в фундаменте прослеживается в верхнепротерозойской мамской метаморфической толще, поперечные же разломы отражаются в ней в виде пластических деформаций (рис. 3).

Все месторождения мусковитовых пегматитов находятся в области распространения Мамской толщи, сложенной ритмично слоистыми карбонатно-терригенными метаморфизованными осадками мамской подсерии патомской серии. Парапороды Мамской толщи смяты в северо-восточные линейные складки, осложненные поперечными флексурообразными изгибами. Основу складчатой структуры района представляет голоморфная линейная складчатость северо-восточного простирания первого этапа. По интенсивности и характеру проявления линейной складчатости Мамская толща разделяется вкрест простирания на три структурные зоны: северо-западную, центральную и юго-восточную. Северо-западная зона характеризуется развитием асимметричных и изоклинальных складок с осевыми поверхностями, опрокинутыми на северо-запад. Зона контролируется выявленной нами Патомской синклинальной складкой второго порядка, длиной более 120 км, шириной 10–20 км, погружение – северо-восточное. В центральной зоне преобладают асимметричные куполовидные складки. Наиболее крупной из них является структура второго порядка так называемое Центральное антиклинальное поднятие (ЦАП) длиной более 70 км и шириной 10–12 км. В своде ЦАП наблюдаются лежачие линейные складки, а в крыльях – сжатые складки с крутыми осевыми плоскостями. Для юго-восточной зоны характерны изоклинальные складки с крутыми осевыми плоскостями, запрокинутыми на юго-восток. Здесь находится синклинальная складка второго порядка дли-

ной более 120 км, шириной 10–20 км, погружение – северо-восточное. Крылья складки сорваны глубинными разломами. Таким образом, наблюдается веерообразное опрокидывание складок от центральной структурной зоны и расплющивание их в центральной зоне.



КРАТОН
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
IV
10
I
II
III
IV
р. Витим
р. Б. Чуя
р. Мама
0
20
40
60 км

Рис. 3. Тектоническая карта Мамской слюдоносной провинции (фрагмент карты по составлен с использованием материалов Ю. П. Казакевича и др., 1971).

1 – зоны надвигов, выполненные тектонитами, мигматизированными гнейсами с магнетитом, с указанием углов плоскостей падения; 2 – зоны разломов и углы падения плоскостей сместителей, *Ч – Чуйский, М – Мамский, А – Абчадский*; 3 – зона надвига со штрихами по падению сместителя; 4–6 – следы осевых поверхностей складок: 4 – северо-восточных синклиналей (складки $F_{1)}$: *1 – Патомская синклиналь, 2 – Конкудерская, 3 – Максимихинская, 4 – Гремучинская, 5 – Тахтыганская, 6 – Когандинская, 7 – Чуе-Согдиондонская, 8 – Грековская, 9 – Кочекто-Витимская, 10 – Малоуглинская*; 5 – северо-восточных антиклиналей (складки $F_{1)}$: *1 – Онуфриевско-Марская, 2 – Максимихинская, 3 – Тахтыганская, 4 – Дивуканская, 5 – Согдиондонско-Слюдянская, 6 – Колотовская*; 6 –северо-восточных куполовидных складок с субвертикальными осевыми плоскостями (складки F_2): *1 – Центральное антиклинальное поднятие (ЦАП), 2 – Краснинский купол, 3 – Маро-Анангринский купол, 4 – Большесеверская куполовидная антиклиналь, 5 – Гилиндринский купол, 6 – Асиктакская грибовидная антиклиналь, 7 – Малоуглинская куполовидная антиклиналь, 8 – Чарвинская грибовидная антиклиналь;* 7 – зоны глубинных разломов, выделенных по данным гравиметрии и ГСЗ; 8–9 – следы осевых поверхностей складок в Бодайбинском синклинории и углы падения их осевых поверхностей: 8 – субширотных коробчатых синклиналей; 9 – субширотных гребневидных антиклиналей с субвертикальными осевыми плоскостями; 10 – направления сдвиговых деформаций и вдавливания Центрального тектонического блока (стрелка); 11 – ориентировка вектора внешней силы – Восточно-Сибирского кратона. 12 – тектонические блоки: I – Северо-Восточный, II – Центральный, III – Юго-Западный, IV – Юго-Восточный

Метаморфический комплекс Мамской толщи отнесен нами [Другов, Карпов, Дорогокупец, 1976] к зональной дистен-филлитово-гнейсовой формации складчатых поясов по классификации Н. Л. Добрецова [1975]. Метаморфические изограды биотита, граната, ставролита, дистена сближены и повторяют контур пегматитового поля. Метаморфическая зональность определяется локальным расположением высокотемпературных зон (термальных антиклиналей). Формирование их тесно связано с подъемом геоизотерм при инверсии Мамской структуры [Другов, Карпов, 1979]. С эволюцией термальных антиклиналей связаны высокотемпературные метаморфические преобразования, гранитизация нижних и пегматитизация верхних частей толщи.

Весь комплекс первично-осадочных образований верхнего протерозоя залегает со стратиграфическим или тектоническим несогласием на высокометаморфизованных и гранитизированных породах раннедокембрийского фундамента, который вскрыт эрозионным срезом в юго-западной части района (Чуйская толща). В юго-восточной части этот фундамент находится на глубине 8–10 км и дешифрируется по гравимагнитным данным в виде блоков повышенной плотности и магнитности, чем контрастно отличается от отложений Чуйской толщи, выходящих на эрозионный срез. Тектоническая анизотропия фундамента определяет структурную неоднородность Мамской толщи по простиранию (Другов, 1982 г.). В пределах Мамской синклинорной структуры геолого-структурным и гравимагнитным данным выделено четыре крупных структурных блока (см. рис. 3): I – Северо-восточный; II – Центральный; III – Юго-Западный; IV – Юго-Восточный. Конфигурация Центрального блока близка к аналогичному блоку, выделенному В. Н. Чесноковым [1971]. Но его северо-восточная граница, интерпретируемая как Гремучинской субмеридиональный скрытый на глубине разлом, и тектонические пластины впервые определены нами по гравиметрическим и геолого-структурным данным. Блоки ограничены региональными разломами глубокого заложения и каждый из них имеет свои особенности геологического строения. Глубина залегания фундамента неравномерно возрастает с юго-запада на северо-восток и с северо-запада на юго-восток. Наиболее приподнят III

блок на юго-западном фланге синклинорной структуры, где фиксируются нижние горизонты Мамской толщи и грибовидные выжимки реоморфизованного фундамента (см. рис. 2, 3). Поднятие блоков происходило, в основном, после формирования северо-восточных линейных складок, которые деформированы по поперечным разломам. Относительно опущенный Юго-Восточный блок метаморфизован в условиях зеленосланцевой фации. Большинство слюдоносных узлов сосредоточено, в основном, в пределах дистеновой метаморфической зоны Центрального блока [Другов, Карпов, 1979].

Центральный блок приподнят и сдвинут на юго-восток относительно северо-западного и Чуйского блоков на 10 км, что устанавливается по смещению северо-западной границы района, как это видно из рис. 2, положению надразломных флексурообразных изгибов на границах блоков, смещению осевых поверхностей линейных северо-восточных складок и зон соскладчатых надвигов: в северо-восточной части блока они смещены относительно друг друга влево, в юго-западной – вправо. Блок состоит из серии пластин, последовательно приподнятых к центру блока. Перемещение блока произошло после формирования складок F_1, так как они деформированы в зонах поперечных разломов. Эти разломы – меридиональные и субширотные – появились позднее продольных (северо-восточных) разломов, так как смещают их. В зонах поперечных разломов переориентируются тела гнейсогранитов, к ним приурочены плагиоклаз-микроклиновые пегматитовые тела, дайки и мелкие тела палеозойских гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса.

Складчатая структура мамской толщи сформировалась в два этапа. Первый этап определяется поперечным сжатием, формированием линейной голоморфной складчатости (складки F_1), завершается дистеновым типом метаморфизма и формированием плагиоклазовых пегматитов (первая группа пегматитов). Основное значение при формировании пегматитов придается разрывным нарушениям, сопровождающим линейную (продольную) северо-восточную складчатость, и более поздним северо-восточным левосторонним продольным сдвиговым дислокациям, которые завершают первый этап эволюции толщи. По разрывным нарушениям продольных сдвигов формируются отдельные тела и массивы плагиоклазовых пегматитов. Второй этап характеризуется ослабеванием сил поперечного сжатия, снижением пластичности фундамента, возникновением сдвиговых поперечных напряжений, локальным анатексисом толщи и формированием плагиоклаз-микроклиновых пегматитов (вторая группа). Сдвиговые субмеридиональные и субширотные дислокации наиболее полно проявились в Центральном блоке треугольной формы. Эти тектонические зоны отражаются в толще интенсивной деформацией линейных складок, развитием куполовидных складок и поперечных флексурообразных изгибов, кулисных S-образных складок сдвига с крутыми шарнирами, часто имеющих облик вихревых или спиралевидных структур. К ним приурочены изометричные тела (штоки) гранитогнейсов в нижней части разреза толщи и гранитовидных плагиоклаз-микроклиновых пегматитов – в верхней её части. По ориентировке эшелонированных флексурообразных складок нами определены левые направления субмеридиональных сдвигов и правые – субширотных.

Наиболее крупные флексурообразные складки развиты на границах тектонических блоков в пределах Гремучинского, Слюдянского и Согдиондонского разломов. Смыкающие крылья их ориентированы в субмеридиональном (Большеслюдянская, Краснореченская, Камчатская и другие флексуры) и субширотном (Согдиондонская, Кочектинская) направлениях. Флексурообразные изгибы являются часто элементами

куполовидных выступов, в ядрах которых находятся «штоки» гнейсогранитов. Ими деформируются складки F_1 и соскладчатые надвиги вместе с заключенными в них телами плагиоклазовых пегматитов. С трещиноватостью, возникшей при формировании флексурообразных складок связано становление плагиоклаз-микроклиновых пегматитов и промышленной слюдоносности. Возникли они при активизации тектонических движений в связи с подъемом и юго-восточным смещением Центрального тектонического блока и развивались синхронно с косыми купольными структурами F_2.

Образование гнейсогранитов, гранит-пегматитов и пегматитов, развитых внутри Мамской толщи, сингенетично двум этапам складчатости, региональному метаморфизму и ультраметаморфизму предположительно верхнепротерозойского – нижнепалеозойского возраста [Шаров, Шмотов, Коновалов, 1978]. Имеются также указания о более древнем раннепротерозойском возрасте Мамской толщи [Геологический…, 1985].

3.2. Стратиграфия

Для выяснения геолого-структурных условий формирования крупных слюдоносных объектов – кустов и узлов жил необходимо надежное и детальное расчленение мамской толщи, позволяющее однозначно интерпретировать складчатые структуры второго и третьего порядков. Разделение толщи на свиты, горизонты и прослеживание маркирующих горизонтов по простиранию позволяет их сопоставить, уточнить структурное положение слюдоносных кустов и узлов жил, надежно выделять структурные элементы более поздней складчатости, с которыми связано формирование крупнокристаллического мусковита в пегматитах.

Базальные конгломераты в основании толщи относятся к пурпольской и медвежевской свитам тепторгинской подсерии среднего протерозоя, которая структурно и фациально тесно связана с породами баллаганахской подсерии среднего протерозоя и испытала единую складчатость и метаморфизм [Мамский комплекс, 1963; Кориковский, Федоровский, 1980]. Стратиграфическими аналогами её считаются отложения чукчинской и якдокарской свит мамской подсерии, представленные амфиболитами, гранат-дистен-ставролитовыми, мусковитовыми и амфиболовыми сланцами, в зонах низкого метаморфизма – метааркозами, метагравелитами, конгломератами.

При проведении поисково-съемочных, поисково-разведочных, структурно-геологических и геофизических работ в пределах Мамской провинции использовались в основном стратиграфические схемы, разработанные В. М. Таевским и З. К. Таевской [1961] для всей Мамской структуры и М. А. Завалишиным и Н. А. Львовой [1954] для её центральной части. Но в связи с определением более сложного тектонического строения Мамской структуры возникла необходимость уточнить объемы, границы и положение свит толщи.

В результате многолетних исследований нами проведена по материалам детальных работ корреляция опорных разрезов и определены объемы, границы и положение витимской, слюдянкинской, согдиондонской и конкудерской свит Мамской толщи [Черемных, Другов, 1986].

Единая мамско-бодайбинская (патомская) серия [Салоп, 1964] одновозрастных пород, но в различной степени метаморфизованных, была разделена на три подсерии: нижнюю – терригенную (мамскую); среднюю – терригенно-карбонатную (кадаликан-

скую) и верхнюю – терригенную (бодайбинскую) [Перевалов, Григоров, 1970; Таевский, Таевская, 1961; и др.]. Мамская толща, контролирующая мусковитовые пегматиты, составляет нижнюю часть серии и залегает со стратиграфическим или тектоническим несогласием на нижнепротерозойских вулканогенно-осадочных образованиях муйской серии и её аналогах [Великославинский и др., 1963; Головенок, 1961; Салоп, 1964; Таевский, Таевская, 1961; и др.]. Толща слагает сложно построенную асимметричную Мамскую синклинорную структуру, которая погружается на северо-восток (см. рис. 2). Линейные складки в близосевой части Мамской структуры деформированы куполовидными антиклинальными структурами второго и третьего порядков. В центральных частях этих куполов на эрозионный срез выходят породы более низких стратиграфических уровней, чем на их крыльях. Наращивание разреза мамской толщи происходит с юго-запада на северо-восток соответственно погружению структуры: на юго-западном фланге на поверхность выходят породы – чукчинской и витимской (опорные разрезы 2, 3, 4), в центральной части – слюдянкинской, а на северо-восточном фланге – согдиондонской свит (рис. 4, опорные разрезы 9–12).

Базальные конгломераты в основании толщи относятся к тепторгинской подсерии, которая структурно тесно связана с баллаганахской подсерией, развитой во внутренней зоне Патомского нагорья, испытавшей единую с ней складчатость и метаморфизм [Кориковский, Федоровский, 1980]. Стратиграфическими аналогами её считаются отложения чукчинской и якдокарской свит, представленные амфиболитами, гранат-дистен-ставролитовыми, мусковитовыми и амфиболовыми сланцами, в зонах низкого метаморфизма – метааркозами, метагравелитами, конгломератами [Салоп, 1964, 1974; Таевский, Таевская, 1961]. Чукчинская свита в северо-западном крыле структуры: представлена пачкой переслаивания амфиболовых гнейсов, амфиболитов, биотитовых мигматитов, кварцитов, гранат-дистен-ставролитовых сланцев (см. рис. 3, разрез 2), либо только одним горизонтом гранат-дистен-ставролитовых сланцев. Установлено, что в северо-западном крыле Мамской структуры чукчинская и большая часть витимской свит срезаются зоной Чуйского разлома с катаклазитами, милонитами и многочисленными пластинообразными телами реоморфизованных гнейсогранитов, ортоамфиболитов.

Ранее выявленное в близосевой части Мамской синклинорной структуры Центральное антиклинальное поднятие (далее просто ЦАП) [Мамский комплекс…, 1963; Васильева, Сычев, 1966] по материалам детальных исследований имеет форму асимметричной веерообразной антиклинали длиной более 70 км и шириной 10–12 км. В её крыльях развиты узкие глубокие линейные складки, при этом на юго-восточном крыле осевые плоскости этих складок круто наклонены на северо-запад или юго-восток или вертикальны, а на северо-западном крыле осевые плоскости складок имеют преимущественное падение на юго-восток, будучи конформными с развитыми здесь чешуйчатыми надвигами. Сводовая часть ЦАП состоит из цепочки эллипсовидных куполов размером 20 на 5–10 км, удлиненных в субширотном направлении, и является длительно развивающейся структурой, наложенной на линейную складчатость.

Прослеживание по простиранию маркирующего горизонта дистен-гранат-двуслюдяных сланцев Vt_2^2b в кровле витимской свиты, и сопоставление детальных литолого-стратиграфических колонок, построенных по 7 опорным разрезам в зоне ЦАП, позволило существенно упростить представления о стратиграфии данного участка. Ранее здесь выделялись фактически все свиты Мамской толщи: витимская, слюдянкинская, согдиондонская, а также вышележащая конкудерская свита. Как выяснилось, стратиграфически ниже упомянутого маркирующего горизонта

развита единая пачка пород мощностью более 1 800 м, которая вместе с горизонтом дистен-гранат-двуслюдяных сланцев образует витимскую свиту.

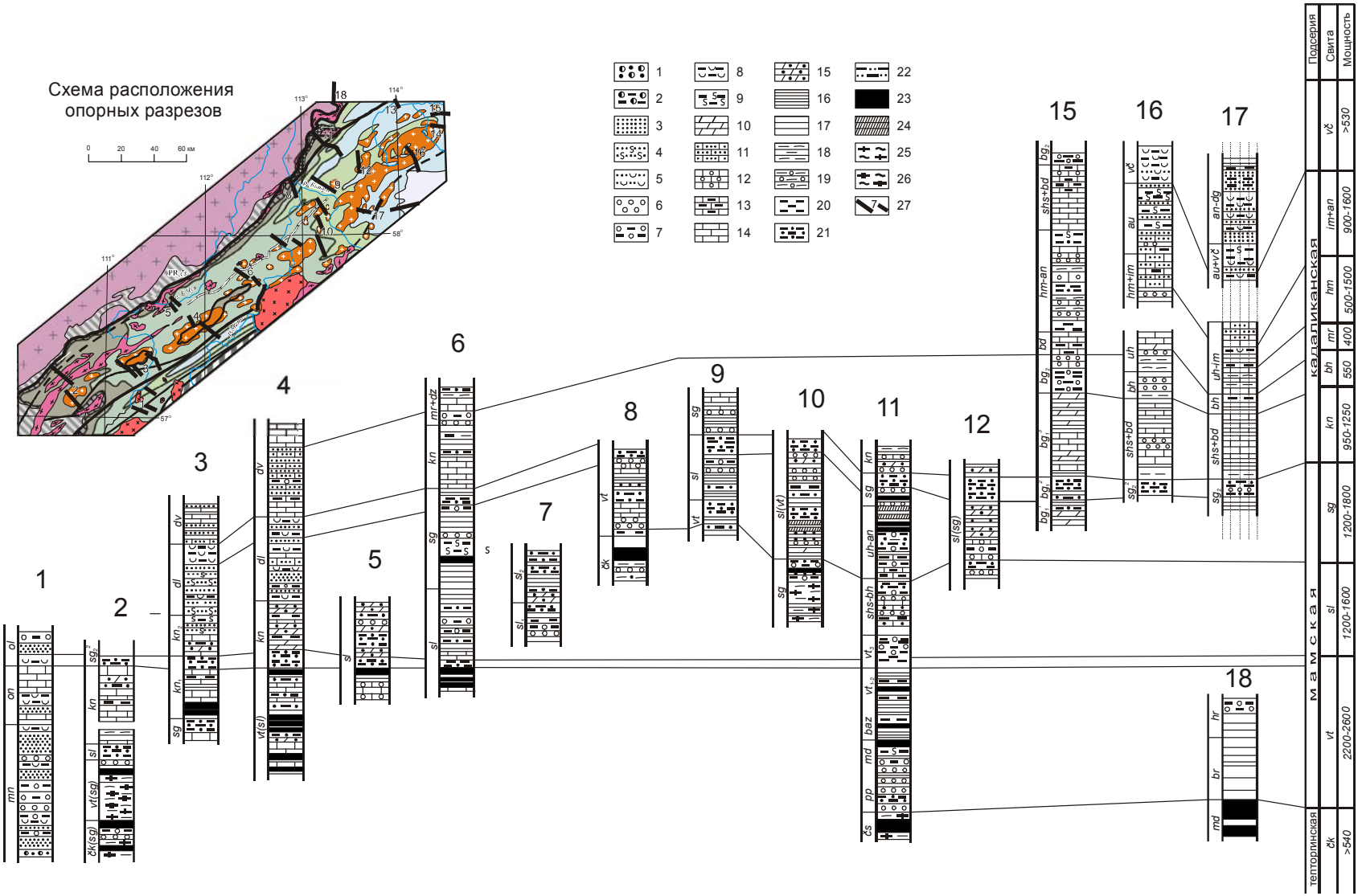


Рис. 4. Сопоставление литолого-стратиграфических колонок, составленных авторами по опорным разрезам Мамской толщи. Условные обозначения см. на рис. 1.

Слюдянкинская свита, представленная здесь чередованием биотит-кварцевых, гранат-биотитовых гнейсов и известково-силикатных пород, залегает стратиграфически выше дистен-гранат-двуслюдяных сланцев маркирующего горизонта Vt_2^2b, что однозначно устанавливается в Грековской антиклинали (см. рис. 4, разрез 6).

Разрез витимской свиты, изученный в ЦАП, следующий (сверху вниз).

1. Дистен-гранат-двуслюдяные сланцы маркирующего горизонта Vt_2^2b. Мощность 120–160 м.
2. Биотитовые гнейсы, мраморы, кальцифиры, прослои амфибол-биотитовых и амфиболовых гнейсов, двуслюдяных сланцев, кварцито-сланцев, 380-400 м.
3. Дистен-гранат-двуслюдяные и двуслюдяные сланцы, биотитовые гнейсы, прослои кварцито-сланцев и амфибол-биотитовых гнейсов, 130–140 м.
4. Мраморы, кальцифиры, амфибол-биотитовые и амфиболовые гнейсы, прослои биотитовых и дистен-гранат-биотитовых гнейсов, 180–200 м.
5. Дистен-гранат-двуслюдяные и двуслюдяные сланцы, кварцито-сланцы, 50–80 м.
6. Мраморы с тремолитом, прослои амфиболовых амфибол-биотитовых и биотитовых гнейсов, дистен-гранат-двуслюдяных сланцев, до 600 м.
7. Двуслюдяные и дистен-гранат-двуслюдяные сланцы, кварцито-сланцы, 120 м.
8. Мраморы, амфиболовые гнейсы, амфиболиты, прослои биотитовых гнейсов и двуслюдяных сланцев, более 170 м.

На юго-запад от структуры ЦАП выделяются меньшие по размерам Гилиндринский купол и Асиктакская «антиформа». В своде последней зафиксированы лежачие изоклинальные складки и она, по мнению А. С. Флаасса [1971], составляет единую с ЦАП структуру. Сравнение разрезов в ядрах этих структур указывает на однотипность литологического набора пород и одинаковый стратиграфический уровень, соответствующий витимской свите (см. рис. 4, разрезы 2–4).

Разрез терригенной слюдянкинской свиты изучен на Слюдянско-Кочектинской и Камнижской площадях (см. рис. 4, разрезы 6, 7). Мощность свиты достигает 1 500 м, сложена она, в основном, узловато-пятнистыми биотитовыми и гранат-биотитовыми микрогнейсами, с прослоями известково-силикатных пород, с тремя горизонтами дистен-гранат-двуслюдяных сланцев (горизонты 12, 14, 16, здесь и далее номера горизонтов приводятся по стратиграфической схеме Н. А. Львовой [1959]. Нормальный разрез свиты, следующий (снизу).

1. Переслаивание кальцифиров, биотитовых и графит-биотитовых гнейсов, мраморов и двуслюдяных сланцев. В средней части – маркирующий горизонт двуслюдяных и дистен-гранат-двуслюдяных сланцев. Мощность пачки 500–600 м.
2. Дистен-гранат-двуслюдяные сланцы, гранат-биотитовые гнейсы, до 100–150 м.
3. Биотитовые, амфибол-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, узловато-пятнистые биотитовые микрогнейсы, известково-силикатные породы. Маркирующий горизонт (40–60 м) дистен-гранат-биотитовых гнейсов. Общая мощность 280–350 м.
4. Дистен-гранат-биотитовые и двуслюдяные гнейсы и сланцы. Маркирующий горизонт Sl_2^1b (горизонт 14), 100–120 м.
5. Узловато-пятнистые гранат-биотитовые микрогнейсы, биотитовые гнейсы, известково-силикатные породы, 170–200 м.
6. Дистен-гранат-двуслюдяные сланцы с прослоями биотитовых гнейсов. Маркирующий горизонт Sl_2^2b (горизонт 16), более 60 м.

На Слюдянско-Кочектинской площади вскрывается только нижняя часть маркирующей пачки 6. Полная её мощность (100–120 м) установлена на Колотовско-Луговской площади, где горизонт хорошо прослежен по простиранию, а по его кровле проводится граница между слюдянкинской и вышележащей согдиондонской, свитами. Общая мощность пород слюдянкинской свиты 1 250–1 550 м.

Карбонатно-терригенная согдиондонская свита мощностью 1 200–1 800 м распространена преимущественно на северо-востоке и юго-востоке Мамской структуры. Разрез свиты изучен в пределах площадей детального структурногеологического картирования на северо-востоке района, почти полностью он вскрыт по р. Витим. Нормальный разрез свиты, представляется в следующем виде (снизу).

1. Переслаивание биотитовых, биотит-кварцевых и графит-биотитовых гнейсов с кальцифирами и мраморами, 250–300 м.
2. Горизонт дистен-гранат-двуслюдяных сланцев и гранат-биотитовых гнейсов, 60 м.
3. Биотитовые и графит-биотитовые гнейсы, узловато-пятнистые биотитовые микрогнейсы в переслаивании с кальцифирами и мраморами, двуслюдяными сланцами, 250–350 м.
4. Горизонт дистен-гранат-двуслюдяных сланцев и гранат-биотитовых гнейсов, 100–140 м.
5. Переслаивание узловато-пятнистых гранат-биотитовых микрогнейсов, кварцито-гнейсов, графит-биотитовых гнейсов, кальцифиров, мраморов, двуслюдяных сланцев, 350–550 м.
6. Дистен-гранат-двуслюдяные и двуслюдяные сланцы, гранат-биотитовые гнейсы (маркирующий горизонт 24), более 200 м.

Мощным маркирующим горизонтом дистен-гранат-двуслюдяных сланцев и гранат-биотитовых гнейсов разрез мамской кристаллической толщи завершается. Суммарная мощность всех трех её свит – чукчинской, витимской, слюдянкинской и согдиондонской – составляет 4 600–6 000 м. Приведенный разрез как литологически, так и по объему существенно отличается от одной из последних опубликованных стратиграфических схем Мамской толщи по результатам работ в северо-западном крыле Мамской структуры [Спиридонов, 1980]. По нашему мнению, толща А. В. Спиридонова в объеме шести свит мощностью 650–875 м и с тремя горизонтами высокоглиноземистых сланцев соответствует неполному объему одной только слюдянкинской свиты.

Стратиграфически выше согдиондонской свиты залегают существенно карбонатные метаморфические породы в ядрах Гремучинской и Могучинской синклинальных складок, в ядре Конкудерской синклинальной складки длиной более 120 км и шириной 10–20 км в бассейне среднего течения р. Мамы (см. рис. 4, разрезы 3, 4, 6). Центриклинальное замыкание карбонатных пород, относимых к конкудерской и довгакитской свитам, в связи с северо-восточным погружением этой структуры наблюдается на аэрофотоснимках и устанавливается по опорным разрезам 1 и 3 (см. рис. 4). Общая мощность свиты более 1 400 м.

Наиболее полный разрез (мощностью 3 000–4 000 м) комплекса карбонатных пород вскрыт в бассейне рек Патом – Ананграа (см. рис. 4, опорный разрез 15) в Патомской синклинали. Центриклинальное замыкание горизонтов карбонатных пород наблюдается на правобережье р. Витим в бассейне р. Черная Речка (см. рис. 2). Наращивание разреза происходит по погружению этой синклинальной складки в северо-восточном направлении. Осевая плоскость её повсеместно запрокинута к северо-

западу под углами 20–40° и становится крутой – до вертикальной – на северо-востоке. Сопоставление литолого-стратиграфических колонок, составленных по опорным разрезам в пределах Патомской синклинали (рис. 4), [Черемных, Другов, 1986, с. 66], позволяет отнести весь разрез к кадаликанской подсерии и утверждать об отсутствии в Мамской подзоне на современном эрозионном срезе пород бодайбинской подсерии. Не вызывает также сомнения более высокое стратиграфическое положение последней относительно мамской подсерии. Граница между породами согдиондонской и конкудерской свит проводится по кровле маркирующего горизонта Sg_2 b дистен-гранат-двуслюдяных сланцев (24 горизонт), прослеженного по детальным работам в пределах Витимского, Максимихинского и Большесеверного рудничных полей и по материалам геологосъемочных работ на площади, расположенной северо-западнее Витимского рудничного поля. Этот единый горизонт слагает крылья Патомской синклинали, центриклинальное замыкание его наблюдается на правобережье р. Мама (см. рис. 4, опорный разрез 8). Однако различными исследователями он относился к слюдянкинской (разрезы 9, 9^a,12), витимской (разрез 8^a) либо к согдиондонской (разрез 11) свитам, так как залегание пород в этом районе считалось моноклинальным с наращиванием стратиграфического разреза на юго-восток.

Конкудерская свита в Мамской подзоне слагает низы кадаликанской подсерии и состоит из следующих пород (снизу):

1. Мраморы с биотитом и амфиболом, гнейсы биотитовые с графитом, известковистые кварциты, 250–300 м.
2. Дистен-гранат-двуслюдяные и двуслюдяные сланцы, биотитовые гнейсы, 50 м.
3. Переслаивание узловато-пятнистых гранат-биотитовых и скаполит-графит-биотитовых гнейсов, кальцифиров, мраморов, 100–150 м.
4. Мраморы и известковистые кварциты, 150–250 м.
5. Переслаивание узловато-пятнистых гранат-биотитовых микрогнейсов, мраморов, кальцифиров, 400–450 м.

Суммарная мощность конкудерской свиты более 1 200 м.

Непосредственное соприкосновение высокометаморфизованных пород мамской и кадаликанской подсерий с вышележащими слабометаморфизованными отложениями бодайбинской подсерии наблюдается на северо-восточном фланге района. В ядре Маро-Анангринской куполовидной антиклинальной складки вскрыты дистен-гранат-двуслюдяные сланцы согдиондонской свиты. Крылья этих складок сложены известковистыми породами кадаликанской подсерии. Центральная часть антиклинали характеризуется максимальной пегматитизацией и высокой степенью метаморфизма пород мамской подсерии, достигающей амфиболитовой фации с резким метаморфическим градиентом в области сочленения на юго-востоке с породами бодайбинской подсерии и пологим – на северо-западе. Резкий метаморфический градиент и асимметричность термальной антиклинали объясняется более высоким стратиграфическим уровнем пород бодайбинской подсерии. Пологий метаморфический градиент и постепенное снижение пегматитизации в сторону Патомского нагорья вызваны близкими стратиграфическми уровнями пород мамской и баллаганахской (внутренней зоны нагорья) подсерий

Основные выводы по стратиграфии района.

1. Мамская структурная зона имеет сложное тектоническое строение: линейные северо-восточные складки деформированы в близосевой её части куполовидными структурами. В ядрах Центрального, Гилиндринского и Асиктакского поднятий

вскрыты породы, залегающие ниже разреза слюдянкинской свиты. Они соответствуют витимской свите, а не более молодым отложениям, как это считалось ранее.

2. Наращивание разреза мамской толщи происходит с юго-запада на северо-восток, поэтому породы кадаликанской подсерии распространены преимущественно в северо-восточной части Мамской структуры. Установлено в её пределах практически отсутствие бодайбинской подсерии. От структуры ЦАП происходит наращивание разреза к юго-востоку, в сторону наиболее прогнутой части Мамской структуры, где в её ядре вскрываются карбонатные породы конкудерской свиты.

3. Северо-западное крыло Мамской структуры осложнено крупной синклинальной складкой, погружающейся на северо-восток. В ядре её залегают карбонатные породы кадаликанской подсерии. В центральной части сопряженной с ней Маро-Анангрской куполовидной антиклинали вскрыты породы согдиондонской свиты.

4. Горизонт ставролит-дистен-гранат-двуслюдяных сланцев, относимый ранее к чукчинской свите и считавшийся аркозовым контактом Мамской толщи, является верхним глиноземистым горизонтом вышележащей витимской свиты.

3.3. МАГМАТИЗМ И СТРУКТУРЫ ПОЛЕЙ ГРАНИТ-ПЕГМАТИТОВЫХ КУПОЛОВ

В пределах Мамской провинции широко распространены магматические гранитоидные образования (см. рис. 2), которые традиционно относятся к мамско-оронскому и конкудеро-мамаканскому палеозойским интрузивным комплексам [Салоп, 1967]. Нами принят верхнепротерозойский возраст мамских пегматитов, гранит-пегматитов и гранитогнейсов. Ниже приводится их сопоставление с мамско-оронским комплексом, отнесенным к нижнему палеозою на изданной в 1980 г. «Геологической карте юга Восточной Сибири и северной части МНР, масштаба 1:1 500 000», гл. редактор А. Л. Яншин. К первой фазе мамско-оронского комплекса отнесены гнейсограниты, плагиоклазовые пегматиты и граниты, мигматиты, ко второй фазе – плагиоклаз-микроклиновые пегматиты, граниты, гранит-пегматиты, в т. ч. слюдоносные пегматиты (см. рис. 2). Однако такое отнесение весьма условно. Так, гнейсограниты и их производные представляют собой реоморфизованные гранитоиды нижнепротерозойского фундамента [Залуцкий, 1967]. Но это не выступы фундамента, как считают некоторые геологи [Спиридонов, Ажимова, 1983], а лишь его реоморфизованные выжимки в нижние части Мамской толщи. Их связь с фундаментом непосредственно видна на геологической карте юго-западного фланга толщи (см. рис. 2, 3), где протяженные тела гнейсогранитов прослеживаются по северо-восточным разрывам на 20–40 км из фундамента в нижние части толщи. Выше по разрезу, в пределах слюдянкинской свиты, реоморфизованные гнейсограниты встречаются в виде выжатых штокообразных тел (Согдиондонский, Слюдянский, Кочектинский штоки) северо-восточных разрывов первого этапа деформации и субширотных разломов – второго этапа в связи с тектоническими подвижками Центрального тектонического блока. В верхних горизонтах толщи – согдиондонской свите реоморфизованные гнейсограниты не встречаются. Минеральный состав гнейсогранитов достаточно однороден и выдержан, это, главным образом, плагиоклаз, микроклин, кварц, реже – биотит, роговая обманка, из акцессорных минералов встречаются маг-

нетит, апатит, циркон, сфен, ортит. Плагиоклазовые пегматиты сформировались в условиях регионального метаморфизма первого этапа, залегают в виде согласных мигматитовых образований и залежей по всему разрезу толщи.

Магматические и метасоматические пегматиты и граниты, относимые ко второй фазе мамско-оронского комплекса, встречаются в виде отдельных массивов, залежей и крупных тел разнообразной формы, сформировавшихся в купольных структурах термальных антиклиналей структуры ЦАП, а также – на юго-восточном и северо-восточном флангах толщи, в бассейнах рек соответственно Красная – Лабазная и Анангра.

Проведенные нами исследования указывают на низкое содержание воды в массивах гранитоидных пегматитов высокотемпературной зоны среднего междуречья Красной и Лабазной (юго-восточная часть района). Здесь наблюдаются их выхода в виде скалистых гряд, сложенные мелкозернистыми гранитоидными разностями полосчатой текстуры, часто катаклазированными. Из полевых шпатов преобладает плагиоклаз. Содержание микроклина в мелкозернистой массе – около 20 %, в полосчатых обособлениях – до 90 %. Полосчатость определяется ориентированным расположением микроклина в виде порфиробластов размером от 1 до 5 мм или овоидов, сложенных мелкими зернами микроклина и кварца, реже плагиоклаза, обтекаемых мелкими чешуйками биотита, а также – неотчетливой ориентировкой всех минералов основной массы, включая редкие зерна граната. Плагиоклаз (№ 25–35) замещается решетчатым микроклином. Катаклаз под микроскопом выражается в мозаичном и волнистом угасании зерен кварца, деформации и перемещении зерен плагиоклаза, овоидах микроклина, полосках кварца и цепочках граната. Встречаются две разновидности микроклина: деформированный – в овоидах и свежий – решетчатый, замещающий деформированный плагиоклаз.

Перекристаллизация пегматитов развита слабо: встречаются отдельные зерна микроклинового пегматоида с редкими лейстами биотита, при полном отсутствии мусковита. Полосчатость ориентирована в субширотном и субмеридиональном направлениях. В северо-западном направлении, по мере приближения к слюдоносным пегматитам, появляются крупнокристаллические и крупноблоковые разновидности пегматитов. Во вмещающих породах появляются кварцевые жилы, часто с крупнокристаллическим дистеном. В глиноземистых породах наблюдается активный рост дистена с захватом минералов основной ткани.

В бассейне среднего течения р. Анангры (северо-восточная часть провинции), вблизи разломов глубокого заложения, также распространены крупные массивы гранитоидных пегматитов. В этих пегматитах, в отличие от рассмотренных выше, постоянно встречаются мелкие кристаллы мусковита размером около 1 см. Характерно развитие крупных порфиробластов микроклина размером до 50 см. Довольно часто встречаются гнезда микроклинового пегматоида с лейстами биотита, но без мусковита.

При появлении крупных блоков плагиоклаза встречаются и крупные кристаллы мусковита. Порфиробласты микроклина обычно формируются в виде прерывистых крутопадающих субширотных зон протяженностью 2–3 м и мощностью 30–40 см. Иногда в них формируются гнезда до 3–5 м в поперечнике крупноблоковых структур с крупными блоками микроклина и плагиоклаза и кристаллами мусковита до 10–15 см. Эти гнезда редки и строго локализованы, а потому не представляют промышленного интереса.

Гранитоидные плагиоклаз-микроклиновые пегматиты с гранатом и магнетитом, фиксируемые в силлиманитовой (роговообманково-биотитовых гнейсов и миг-

матитов) метаморфической зоне, безусловно, формировались при температурах, превышающих предел устойчивости мусковита в расплаве. Но в силлиманит-дистеновой (двуслюдяных гнейсов и сланцев с дистеном и редким силлиманитом) и дистеновой (гранат-биотит-мусковитовой) зонах возможно формирование магматического мусковита в гомогенных пегматитах гранитной структуры с мелким призматическим мусковитом и столбчатым апатитом, равномерно распределенными по всему пегматитовому телу («серяк»). Форма залегания этих пегматитов – небольшие массивы и залежи. «Серяк» легко и однозначно диагностируется в поле. Структурные взаимоотношения мусковита с полевыми шпатами и кварцем в нем указывают на возможность его кристаллизации непосредственно из расплава, что отчетливо распознается при его сравнении с более поздними генерациями мусковита.

Формирование пегматитов происходило, как вследствие кристаллизации магматического расплава в последовательно раздвигаемых и одновременно выполняемых жильных полостях, так и путем перераспределения или автометасоматического замещения первичных минеральных ассоциаций при внутрижильной тектонике пегматитовых тел, а также в результате палингенного плавления метаморфических пород в участках толщи с переменным давлением. Геологические доказательства существования раздвига вмещающих пород с одновременным выполнением высвобождающего пространства пегматитов встречаются повсеместно.

Становление слюдоносных пегматитов Мамской провинции связано с эволюцией плагиоклаз-микроклиновых пегматитов второй фазы. Разновозрастность пегматитов и их формирование соответствуют двум этапам деформации толщи, эволюция послемагматических преобразований, в переменных PT-условиях минералообразования определяют разнообразие морфологии пегматитовых тел, степень их мусковитизации и локализации в виде групповых объектов – кустов и узлов концентрации слюдоносных пегматитов, групп месторождений.

В юго-восточной части метаморфическая толща ограничивается посторогенными гранитоидами интрузивного конкудеро-мамаканского комплекса (см. рис. 2). Гранитоиды представлены порфировидными амфибол-биотитовыми и биотитовыми гранитами. Порфировидная структура обусловлена таблитчатыми кристаллами микроклина, которые часто придают гранитам трахитоидный облик. Наиболее крупные порфировидные образования микроклина длиной до 5 см наблюдаются в районе контакта интрузии с вмещающими породами. При удалении от контакта количество и размеры порфиробластовых вкрапленников постепенно уменьшаются, становятся более меланократовыми, переходя в граносиениты и сиениты равномернозернистой структуры амфибол-пироксенового состава. Контактовые изменения вмещающих пород, вызванные интрузией, особенно хорошо наблюдаются в бассейне рек Монюкан и Шаман [Неелов, 1957; Мамский комплекс…, 1963] (Верхозин и др., 1966 г.).

Воздействие гранитов выражается в ороговиковании ранее регионально метаморфизованных пород. Во внутренней зоне контактового ореола Монюканского массива фиксируются кордиерит-биотитовые роговики, во внешней зоне – биотитовые роговики и слабоизмененные породы с порфиробластическим биотитом, которые внешне слабо отличаются от пород, не затронутых контактовым метаморфизмом. Вмещающие породы вблизи контакта с гранитоидами (на расстоянии первых сотен метров), по нашим наблюдениям, испытали перекристаллизацию и фельдшпатизацию.

Текстура пород характеризуется наличием мелких «очков» микроклина. Содержание микроклина здесь достигает 60–70 %. Кристаллы микроклина часто пере-

полнены включениями мусковита и кварца. На незначительную степень микроклинизации пород внешнего контакта с гранитоидами указывает слабое проявление этого процесса в гранитогнейсах мамско-оронского комплекса, выхода которого отмечаются вблизи конкудеро-мамаканских гранитоидов (кл. Протасов, р. Бол. Угли). Ореол высокотемпературных изменений вмещающих пород на контакте с конкудеро-мамаканскими гранитоидами не превышает 1000 м и не играет какой-либо существенной роли вне области их распространения в сравнении с масштабом регионального метаморфизма. Появление в роговиках «игольчатого» силлиманита вместо андалузита указывает, что процессы контактового метаморфизма происходили при значительных давлениях, порядка 3–4 кбар.

Пегматитовые поля в пределах мамской толщи наблюдаются как в виде овалов, приуроченных к антиклинальным складчатым структурам второго порядка, так и полос, развивающихся вдоль продольных разрывных нарушений и скрытых поперечных разломов. Мусковитоносные пегматитовые жилы пространственно приурочены к надразломным флексурообразным изгибам, продольным и поперечным разрывным нарушениям, а также, главным образом, к периферии и иногда апикальным частям купольных структур, прослеживающихся вдоль осевой части Мамской структуры.

Нами рассмотрены структуры гранит-пегматитовых полей различных уровней эрозионного среза Мамской толщи последовательно от северо-восточного фланга – к юго-западному. Глубина их залегания определялась относительно подошвы бодайбинской подсерии – верхнего стратиграфического подразделения патомской серии верхнего протерозоя. Основные параметры гранит-пегматитовых куполов в зависимости от глубины их эрозионного среза представлены в табл. 1.

Таблица 1

Изменчивость параметров гранит-пегматитовых куполов Мамской толщи

№ п п	Место расположения гранит-пегматитовых куполов	Глубина среза, км	Размер куполов по длин. оси ℓ, км	Коэфф. изометричности ℓ/b	Метаморфические индекс минералы вмещающей толщи
1	Бассейн рек Маара – Анангра	2	40	2	Ставролит+дистен
2	Бассейн рек Красная – Бол. Угли	4,5	24	3	Дистен
3	Бассейн рек Мочикит-Довгакит – Олонгро (Центральный купол)	6,2	30	4	Дистен
4	Верховье рек Налимда – Асиктака	6	16	4	Дистен+силлиманит +кордиерит

Как видно из данных табл. 1, глубина их эрозионного среза последовательно возрастает от северо-восточного фланга – к юго-западному, в этом же направлении существенно уменьшаются их размеры, и купола, близкие на срезе к изометричным, сменяются – вытянутыми. При сопоставлении куполов из эрозионных срезов различной глубины выявлен их грибовидный облик с быстрым выклиниванием. Купола, как это говорилось ранее, характеризуются сложной структурой: на их крыльях фиксируются узкие линейные (изоклинальные) складки, в ядрах – деформированные лежачие изоклинальные складки, повторно смятые складки изгиба и наложенные флексурообразные складки, которые и определяют основной этап формирования куполов.

Гранитогнейсовые поля в пределах Мамской толщи встречаются на глубине свыше 4 км от подошвы бодайбинской подсерии. Причем в нижней части толщи характерны крупные линейно вытянутые тела (ℓ = 40–50 км, ℓ/b = 4), которые выше по разрезу сменяются изометричными в плане, мелкими штоковидными телами (ℓ = 3–8 км, ℓ/b = 1–3). Тела гранитогнейсов достигают наибольших размеров в древнем фундаменте толщи и контролируются разрывными нарушениями надвигового типа. В целом характерна пространственная разобщенность полей гранитогнейсов и гранит-пегматитов, но мелкие тела гранитогнейсов начинают появляться в пределах Асиктакской структуры. Таким образом, глубины образования гранит-пегматитовых куполов соответствуют 2–6 км от подошвы бодайбинской подсерии или 4–8 км от поверхности, исходя из реальных соотношений литолого-петрографических разновидностей. Глубина формирования гранитогнейсовых полей – 4–10 км от подошвы бодайбинской подсерии или 6–11 км от поверхности. Их корни, расширяясь, уходят в фундамент.

Морфология купольных структур гранит-пегматитовых полей близка к грибовидной. Причем купольные структуры и поля обобщают локальные положительные структуры – деформированные линейные антиклинали (гольцы Третий – Первый) и куполовидные антиклинали и структуры (голец Бол. Арарат). Следовательно, грибовидная форма универсальна для Мамской провинции и отчетливо проявляется при достаточно больших размерах пегматитовых полей, начиная приблизительно с 1 км в диаметре. Если размеры пегматитового тела меньше, то его форма соответствует вмещающей полости. Уплощенная грибовидная форма сохраняется и для пегматитовых жил. В целом, купольные пегматитовые структуры – сложные образования, в которых выделяются подводящие структуры вытянутой формы (пластинчатые и трубчатые – у отдельных пегматитовых тел), переходящие в расширенные овальные формы. Этот вид структуры универсален на любом иерархическом уровне: пегматитовое тело – куст – узел – поле. Купольные структуры деформируют линейную складчатость. Особенно это характерно для Центрального купола: сжатые линейные синклинали по бортам купола и деформированные лежачие складки в ядре. Деформация линейных структур четко фиксируется на локальных структурах. Например, на г. Бол. Арарат наблюдается разрыв ядра антиклинальной складки и деформация линейных складок вплоть до их раздавливания.

Основной этап формирования купольных структур соответствует этапу надразломной флексурообразной складчатости. Поперечная складчатость отчетливо фиксируется при деформации зоны надвигов, сопровождающих линейную складчатость, флексурообразными складками – правыми на юго-западной границе Мамского тектонического блока и левыми на северо-восточной его границе. Эта зона легко определяется по маркирующим однородным темным биотитовым гнейсам («метасоматитам»), развитым в зоне надвига. При общем юго-западном падении пород они характеризуют подъем блока и его смещение в юго-восточном направлении около 10 км.

Купольные структуры гранит-пегматитов приурочены к участкам высокотемпературного метаморфического преобразования вмещающих пород и интерпретируются как термальные антиклинали. С эволюцией последних связаны высокотемпературные метаморфические преобразования, гранитизация нижних и пегматитизация верхних частей мамской толщи. Характерно резкое снижение степени метаморфизма на участках отсутствия пегматитов – в ядрах крупных синклиналей второго порядка (Патомская, Тахтыганская, Верхнемамская синклинали). Высокотемпературный ме-

таморфизм связан с развитием термальных антиклиналей по зоне проницаемости вдоль осевой части Мамской структуры.

В настоящее время в Мамско-Чуйском районе известны две возрастные группы пегматитов: 1 – согласные плагиоклазовые; 2 – секущие плагиоклаз-микроклиновые. Плагиоклазовые пегматиты сформировались в конце этапа линейной складчатости; залегают согласно, реже – пологосекуще во вмещающих породах. Плагиоклаз-микроклиновые пегматиты возникают позже, пересекают пегматиты первой группы, которые часто остаются только в виде реликтов. Формированию плагиоклаз-микроклиновых пегматитов предшествовал К – метасоматоз, развитие порфиробластов микроклина и последующий анатексис, на что указывают хорошо проявленная зональность пегматитовых тел и их морфология. В этот же этап образуются и мусковит-плагиоклазовые жилы в результате порфиробластеза и перекристаллизации пегматитов первой группы. Такие жилы развиваются в древних зонах рассланцевания. Тенденция увеличения активностей щелочей Na и K с повышением метаморфизма пород Мамской слюдоносной провинции фиксируется и во вмещающей толще [Буряк, Другов, Шаров, 1972].

Формирование мусковитоносных столбов и зон в пегматитах завершает эволюцию купольных гранит-пегматитовых структур. Мусковитоносные пегматитовые жилы развиваются по периферии на срезе и кровле (невскрытых куполов) этих структур, вдоль линейных – продольных и поперечных – тектонических зон глубокого заложения, и связны с формированием локальных флексурообразных структур при отсутствии сквозных тектонических нарушений и наличии надежных экранирующих пачек глиноземистых пород.

Таким образом, условия формирования гранит-пегматитовых куполов следующие:

1. Гранит-пегматитовые купола развивались последовательно от натриевого к калиевому этапам, не проходя стадии гранитогнейсов в следующей последовательности: формирование согласных плагиоклазовых пегматитов в мамской толще при подъеме геоизотерм, микроклиновый порфиробластез плагиоклазовых пегматитов, последующий анатексис и формирование плагиоклаз-микроклиновых пегматитов;
2. Гранит-пегматитовые купольные структуры – сложные образования, в которых выделяются верхние овальные элементы и подводящие линейные структуры. Этот вид структуры универсален на любом иерархическом уровне гранитоидных пегматитовых образований мамской толщи;
3. Купольные структуры связаны с продольными и поперечными тектоническими зонами глубокого заложения и высокой проницаемости:
4. Эволюция купольных гранит-пегматитовых структур соответствует последовательному поднятию – инверсионному этапу развития Мамской структуры.

3.4. Геологический возраст мамской толщи

При рассмотрении структурной позиции и возрастных взаимоотношений осадочно-метаморфических и магматических комплексов района, авторами учтены традиционные положения, изложенные в работе Л. И. Салопа [1964]. Вместе с тем результаты предварительного анализа геолого-структурных и геофизических материа-

лов, указанных в конце первой главы, позволяют не только существенно уточнить, но, возможно, и кардинально изменить представления о геологии, структуре исследуемой территории Байкало-Патомского нагорья. Так, глубинный разлом, ограничивающий Чуйскую антиклинорную структуру с юго-востока, прослеживается в северо-восточном направлении за пределы изученной площади до Чипикетского купола, где соединяется с таким же глубинным северо-западным разломом, образуя своеобразный клин.

Здесь породы баллаганахской подсерии патомской серии разделяются на две зоны: 1 – пород, залегающих к юго-востоку и юго-западу от разломов и метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации дистенового типа; 2 – неметаморфизованных – к северо-востоку и северо-западу. По геофизическим данным [Лобачевский, Ветров, 1976; Егоров, 1978] эти разломы – корово-мантийные. Они разделяют крупные блоки земной коры: Мамско-Бодайбинский, Чуйский, Тонодский, Лонгдорский. Метаморфизованные породы баллаганахской подсерии, относимые ранее к лухтахской и йоконкурской свитам [Ленский…, 1971], сопоставляются с верхней частью мамской подсерии.

Неметаморфизованные породы баллаганахской подсерии – моложе, так как в их базальных конгломератах (харлухтахская свита) обнаружены гальки ставролит-двуслюдяных и двуслюдяных сланцев, мусковитовых кварцитов пурпольской свиты [Кондратьев, 1971]. Разделение баллаганахской подсерии на метаморфизованные и неметаморфизованные породы с аркозовым контактом в северной части Лонгдорского поднятия выявлено С. П. Кориковским и В. С. Федоровским [1980]. Из состава нижнепротерозойских отложений ими выделены неизвестные ранее архейские кристаллические образования гранулитовой фации метаморфизма.

Аналогичные породы обнаружены в районе р. Чуйская Брамья Чуйской антиклинорной структуры [Макрыгина, 1977; Соколов, 1967]. Нами установлен структурный единый план парапород мамской и кадаликанской подсерий, смятых в северо-восточные линейные складки и (голоморфная складчатость) и торцовое их сочленение с субширотными коробчатыми синклиналями и гребневидными антиклиналями (эжективная складчатость) Бодайбинского прогиба. Это структурное несогласие отчетливо проявляется в подошве вачской свиты, т. е. на границе кадаликанской и бодайбинской подсерий. Породы нерасчлененной аунакитской свиты, сложенные различными кристаллическими сланцами и мраморами, особенно в южной части Бодайбинского прогиба, смятые в север-северо-восточные складки, должны быть отнесены к кадаликанской подсерии.

Приведенные взаимоотношения кадаликанской и бодайбинской подсерий, возможно, указывают на стратиграфическое несогласие между ними. Таким образом, кристаллические парапороды мамской и кадаликанской подсерий составляют единую толщу с общим структурным планом, магматизмом, метаморфизмом дистенового типа и являются древнее толщи пород бодайбинской подсерии. Толща, включающая мамскую и кадаликанскую подсерии, залегает с аркозовым или тектоническим контактом на вулканогенно-осадочных породах чуйской и укучиктинской серий, метаморфизованных в условиях иной формации андалузит – силлиманитового типа. Отсюда возможность определения возраста Мамской толщи древнее, чем рифейский.

Как видно из предыдущего раздела, магматические образования сложены разновозрастными комплексами пород. Так, по данным свинцового метода по акцессорному циркону [Геологический…, 1985], определен возраст гранитогнейсов «Слюдянкинского» тела – 1 900 млн лет, «микроклиновых пегматитов II группы» – 840–1 260

млн лет, «двуслюдяных гранитов» (вероятно, конкудеро-мамаканских ?) – 310–380 млн лет. Единичные, более древние определения «плагиопегматитов» I группы приведены без достаточно определенной геологической и петрографической привязки. Возраст Мамской толщи очевидно значительно моложе возраста комплексов пород фундамента, который приведен в вышеобозначенной работе в интервале 2 420–1 820 млн лет. Нижний предел возраста кристаллических сланцев Мамской толщи по данным Pb–Pb-датирования [Pb–Pb-датирования..., 1991, 1995] определяется в интервале 1 900–1 400 млн лет. Верхний возрастной предел должен быть ниже 350 млн лет – возраста конкудеро-мамаканских гранитоидов. В этом возрастном промежутке формировались: осадконакопление, высокотемпературный метаморфизм, вызванный подъемом геоизотерм, два этапа деформации, пегматитизация и слюдообразование в пегматитах. Для более надежного определения абсолютного возраста Мамской толщи необходимы дополнительные исследования.

Из рассмотренных особенностей геологического строения Мамско-Чуйского района можно сделать следующие выводы:

1. Мамская слюдоносная провинция мусковита находится в северо-западной части Байкало-Патомского нагорья, в пределах складчатого обрамления Сибирской платформы, и приурочена к асимметричной синклинорно-троговой структуре северо-восточного простирания с пологим – северо-западным и крутым юго-восточным крыльями, ограниченной с северо-запада и юго-востока глубинными разломами.

2. Вмещающая Мамская верхнепротерозойская толща сложена ритмично-слоистыми флишоидного типа карбонатно-терригенными первично осадочными породами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации дистенового типа. Неоднородность состава толщи определяется чередованием литологических горизонтов низкоглиноземистых и глиноземистых (дистеновых) пород, представляющих собой маркирующие горизонты.

3. Мамская толща, в объёме мамской подсерии, включающей чукчинскую, витимскую, слюдянкинскую и согдиондонскую свиты общей мощностью 5 700 м [Таевский, Таевская, 1961], перекрывается терригенно-карбонатными породами каделиканской подсерии (мощностью более 2 700 м), которые встречаются в ядрах крупных линейных синклинальных складок на северо-восточном фланге. Породы вышележащей бодайбинской подсерии в пределах Мамской провинции отсутствуют.

4. Образование гнейсогранитов, гранит-пегматитов и пегматитов, развитых внутри Мамской толщи, сингенетично двум этапам складчатости, региональному метаморфизму и ультраметаморфизму.

5. Определения абсолютного возраста Мамской толщи свинцовым методом находятся в широком интервале от нижнего протерозоя до среднего рифея. По традиции принят возраст толщи – нижнерифейский. Для более надежного определения абсолютного возраста Мамской толщи необходимы дополнительные исследования

6. Нижнее ограничение Мамской толщи – древний гранитизированный фундамент раннепротерозойского (возможно, архейского) возраста – резко отличается по составу, степени мигматизации и гранитизации, принадлежностью к иной метаморфической формации. Важнейшими особенностями фундамента являются плотностная неоднородность и тектоническая сочлененность его разновеликих и разнородных блоков.

7. Тектоническая анизотропия фундамента определяет структурную неоднородность Мамской толщи по простиранию. По гравимагнитным и геолого-структурным данным нами выделяются четыре тектонических блока: 1 – Северо-Восточный, II – Центральный, III – Юго-Западный, IV – Юго-Восточный (бассейн

верхнего течения р. Мама). Блоки ограничены региональными разломами глубокого заложения, и каждый из них имеет свои особенности геологического строения. Наиболее приподнят Юго-Западный блок, где вскрываются интенсивно гранитизированные и мигматизированные породы чукчинской и витимской свит и реоморфизованный фундамент. Глубина залегания фундамента неравномерно возрастает с юго-запада на северо-восток и с северо-запада на юго-восток. Большинство слюдоносных узлов сосредоточено в основном в пределах Центрального и Юго-Западного блоков.

ГЛАВА Ч

СТРУКТУРНО-МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МАМСКОЙ СЛЮДОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Ч.1. СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МАМСКОЙ ТОЛЩИ

Структура Мамской толщи. Мамская толща представляет собой природную систему, состояние и устойчивость которой определяется неоднородностью её химического состава, вызванной литологической неоднородностью. Эта неоднородность выдерживается на протяжении всей эволюции Мамской толщи, сохраняя её первично-осадочную структуру. Как уже подчеркивалось выше, толща сложена ритмично-слоистыми флишоидного типа карбонатно-терригенными метаморфизованными первично-осадочными породами. М. А. Завалишиным и Н. А. Львовой [1954] выделены и Г. И. Леонтьевым [1970] детально изучены элементы ритмичности – нечетные горизонты *a*, соответствующие регрессивному ритму осадконакопления, и четные горизонты *b*, соответствующие трансгрессивному ритму. Обобщенно их можно характеризовать как горизонты низкоглиноземистых (бездистеновых) и высокоглиноземистых (дистеновых) пород. Многие из этих горизонтов мощностью свыше 100 м представляют собой прекрасные маркеры (например, 14 и 24 – глиноземистые , 17 и 25 – низкоглиноземистые горизонты) и успешно используются при геолого-структурном картировании.

Нижнее ограничение Мамской толщи – древний гранитизированный фундамент раннепротерозойского (возможно архейского) возраста резко отличается по составу, степени мигматизации и гранитизации, принадлежностью к иной метаморфической формации [Сизых, 1985]. Верхнее ограничение представляет собой стратиграфически согласно перекрывающую кадаликанскую толщу преимущественно известковистого состава, которая характеризуется резкой сменой режима осадкообразования и незначительным развитием глиноземистых горизонтов.

Первый этап эволюции определялся воздействием тангенциальных сил поперечного сжатия, в результате которого сформировались крупные линейные изоклинальные складки F_1 с осевыми поверхностями, вертикальными – в центральной и опрокинутыми на северо-запад и юго-восток в боковых частях выходов толщи. Формирование линейных складок сопровождалось продольными соскладчатыми надвигами. В более хрупком фундаменте при этом закладывались поперечные сколовые нарушения, ориентированные, главным образом, в субмеридиональном и субширотном направлениях и образующие в центре треугольный блок. Такая форма сколов в фундаменте объясняется также плотностной его неоднородностью: в центральной части, в междуречье Мамы и Витима фиксируется известный Краснинский треугольный гравиметровый максимум [Лобачевский, Ветров,1976]. Гранитизированное основание разделяется также на пологие пластины, которые перемещаются по зонам надвигов в нижние горизонты мамской толщи

В основе складчатой структуры Мамской толщи заложена голоморфная линейная складчатость северо-восточного простирания (см. рис. 3). По интенсивности и характеру проявления линейной складчатости (складки F_1) Мамская толща разделяется вкрест простирания на три структурные зоны: северо-западную, центральную и юго-восточную. Северо-западная зона характеризуется развитием асимметричных и изоклинальных складок с осевыми поверхностями, опрокинутыми на северо-запад. В центральной зоне преобладают асимметричные куполовидные складки, в сводах которых наблюдаются лежачие складки, а в крыльях – сжатые линейные складки с крутыми осевыми плоскостями. Для юго-восточной зоны характерны изоклинальные складки с крутыми осевыми плоскостями, запрокинутыми на юго-восток. Таким образом, наблюдается веерообразное опрокидывание складок F_1 от центральной структурной зоны и расплющивание их в центральной зоне. Вероятно, северо-западная и юго-восточная зоны являются краевыми частями ранее структурно единой зоны линейной складчатости, первоначально с крутыми осевыми поверхностями.

Основу северо-западной структурной зоны определяет выявленная нами Патомская синклинальная складка второго порядка, длиной более 150 км, шириной 10–12 км. Центриклинальное замыкание её по маркирующим горизонтам согдиондонской и слюдянкинской свит наблюдается в бассейне нижнего течения р. Мама и р. Орляк (см. рис. 2, 3). Складка погружается в северо-восточном направлении. В бассейне р. Бол. Патом, в её ядре залегают породы кадаликанской подсерии, метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Осевая плоскость складки, повсеместно запрокинутая на северо-запад ($\angle$ 20–40°), становится субвертикальной в районе р. Мара.

В юго-восточной структурной зоне располагается синклинальная складка 2-го порядка длиной более 120 км, шириной 10–20 км. Осевая поверхность складки круто опрокинута на юго-восток. В ядре ее залегают породы конкудерской свиты. Центриклинальное замыкание, в связи с северо-восточным погружением структуры, наблюдается на аэрофотоснимках и устанавливается по опорным разрезам 1 и 3 (см. рис. 3, 4). На северо-востоке синклинальная складка срезается Большеуглинским массивом конкудеро-мамаканских гранитоидов. Около него наблюдаются крутые погружения шарниров складок ($\angle$ 55–90°) на северо-восток и юго-запад. К юго-западу эта складка продолжается за пределы изученной площади, в верховья р. Тыи.

В близосевой части Мамской структуры, вдоль центральной надвиговой зоны, сформировались куполовидные складки, контролирующие пространственное размещение гранитовидных пегматитов (гранит-пегматитов). Наиболее крупной из них яв-

ляется Центральное антиклинальной поднятие (ЦАП) – структура второго порядка. На юго-запад от него прослеживаются меньшие по размерам Гилиндринский купол и Асиктакская «антиформа». В своде последней зафиксированы лежачие складки F_1 и она, по мнению А. С. Флаасса [1971], составляет единую структуру с ЦАП. К северо-востоку от поднятия, в центре Мамского тектонического блока расположен Краснинский купол, а в центре Анангринского – Маро-Анангринская куполовидная структура. В целом наблюдается повышение изометричности куполов при приближении к верхним частям разреза мамской толщи и уплощение – к нижним. ЦАП по материалам детального структурно-геологического картирования состоит из нескольких куполовидных структур (Мочикитский, Довгакитский купола, Грековская антиклиналь). Форма поднятия – асимметричная веерообразная северо-восточная антиклиналь длиной более 70 км и шириной 10–12 км. В её ядре вскрыты карбонатно-терригенные породы витимской свиты, крылья сложены терригенными породами слюдянкинской свиты (рис. 2, 3). Крылья поднятия смыкаются с узкими глубокими синклинальными складками F_1, при этом на юго-восточном крыле осевые плоскости этих складок круто наклонены на северо-запад или юго-восток под углами 50–70° или вертикальны. На северо-западном крыле расположены синклинальные и антиклинальные складки F_1 с осевыми плоскостями, падающими на юго-восток. Складки осложнены чешуйчатыми надвигами. В сводовой части расположены массивы гранит-пегматитов и пегматитов. ЦАП деформирует изоклинальную складчатость и представляет собой длительно развивающуюся структуру. Так, в северо-западной части Мочикитского купола сохранилась Светланинская антиклинальная складка F_1, сложенная породами витимской свиты и согласно залегающими массивами плагиоклазовых пегматитов [Черемных, Другов, 1986]. Мочикитский купол деформирует фланги Светланинской антиклинали, в сводовой части его вскрываются сетчатые залежи более поздних микроклин-плагиоклазовых гранит-пегматитов и плагиоклаз-микроклиновых пегматитов разнообразной ориентировки.

Зарождение ЦАП произошло в конце образования складок F_1 в связи с локализацией тектоно-метаморфических процессов вдоль продольного Центрального разлома, формированием ранних плагиоклазовых пегматитов, гранитов, гранито-гнейсов в виде овалов северо-восточного простирания. Во время второго этапа эволюции сформировались субширотные купола F_2 и флексурообразные складки. Образование их объясняется формированием массивов гранит-пегматитов и пегматитов в ядрах куполов с приращением объема [Летников, 1975].

Второй этап эволюции, известный среди мамских геологов как этап субширотной складчатости [Кочнев, 1975; Флаасс, 1971; Чесноков, 1975] определяется процессами инверсии Мамской структуры в условиях поперечного сжатия, вызванными смещением кратона в южном направлении. Эти процессы сопровождаются сдвиговыми дислокациями и формированием купольных структур – термальных антиклиналей, представляющих собой зарождение гнейсово-купольных структур [Другов, 1989]. Поступление тепловой энергии обеспечивается восходящими гранитизирующими растворами в наиболее проницаемых зонах, как правило, узлах пересечения тектонических зон глубокого заложения.

Купольные структуры характеризуются сложным строением: на их крыльях фиксируются узкие сжатые складки, в ядрах деформированные лежачие (расплющенные) складки, повторные складки изгиба и наложенные флексурообразные складки, которые и определяют этап формирования купольных структур. Флексурообразные изгибы ориентированы в субмеридиональном и субширотном направлениях (складки F_2).

Наиболее крупные флексурообразные складки развиты на границах тектонических блоков в пределах Гремучинского, Слюдянского и Согдиондонского разломов. Смыкающие крылья их ориентированы в субмеридиональном (Большеслюдянская, Краснореченская, Камчатская и другие флексуры) и субширотном (Согдиондонская, Кочектинская) направлениях, имеют длину 4–6 км и погружаются на юго-восток и восток. Флексурообразные изгибы являются часто элементами куполовидных выступов (Слюдянско-Кочектинская антиклиналь), в ядрах которых находятся «штоки» гнейсогранитов. Ими деформируются складки F_1 и соскладчатые надвиги вместе с заключенными в них телами плагиопегматитов.

Они окаймляют с висячего блока выжатые эллипсовидные Согдиондонский, Кочектинский, Слюдянский «штоки» и линзовидное Асанкинское тело гнейсогранитов. С трещиноватостью, возникшей при формировании флексурообразных складок связано становление плагиоклаз-микроклиновых пегматитов и промышленной слюдоносности. Возникли они при активизации тектонических движений в связи с подъемом и юго-восточным смещением Центрального тектонического блока и развивались синхронно с косыми купольными структурами F_2 .

Мамская толща в целом представляет собой хорошо упорядоченную структуру, которая определяется, прежде всего, её первично осадочным терригенно-карбонатным составом с выдержанными по мощности, пространственно и сравнительно равномерно распределенными и выдержанными по разрезу пластичными глиноземистыми горизонтами. Такой состав толщи обеспечивает её сохранность на протяжении всей структурно-метаморфической эволюции толщи. Лишь в зонах ультраметаморфизма толща теряет свои черты, становится относительно изотропной вследствие неустойчивости дистена, и, следовательно, и глиноземистых горизонтов при повышенном потенциале калия.

Основной причиной напряженного состояния толщи как первого, так и второго этапов, представляется внешняя сила, создаваемая смещением Сибирского кратона в южном направлении. Эта векторная сила, действуя как стресс, не только повышает давление флюида системы минералообразования, но и ускоряет кинетику метаморфических и метасоматических реакций при общем подъеме геоизотерм в центральной, наиболее проницаемой, части толщи.

Для понимания общего напряженного состояния толщи необходимо учитывать роль границ раздела самой толщи и сегментов внутри её на ориентировку тектонических сил. Мамская толща, как упорядоченная система, на северо-западе сочленяется с более древней (архей–нижний протерозой) Чуйской толщей по хорошо выдержанной границе – глубинному («корово-мантийному» по Лобачевскому и Ветрову [1976] разлому. Поэтому любое выдержанное давление кратона, оказываемое на Мамскую толщу, можно отразить в виде двух составляющих: тангенциальной (скалывающей) вдоль этой природной границы и поперечной – сжимающей. Величины этих двух составляющих будут определяться непосредственно его ориентировкой: увеличение сжимающих напряжений и соответственно уменьшение тангенциальных при изменении положения внешнего вектора от субмеридионального до северо-западного. Таким образом, внутри толщи сжимающие напряжения будут всегда поперечными, и каждая структурно-метаморфическая эволюция будет определяться этими условиями в зависимости от анизотропии и пространственного положения внутренних элементов толщи (продольных и поперечных пластин).

План и типы деформаций в толще определяются ориентировкой главных векторов напряжений: тангенциального (скалывающего) и сжимающего. На первом этапе эволюции толща, испытывая поперечное сжатие и левосдвиговые смещения по

северо-восточным границам раздела, реагирует образованием линейных северо-восточных складок, хорошо картируемых по маркирующим глиноземистым (дистеновым) горизонтам, и сдвигово-надвиговых (взбросо-сдвиговых) разрывов. Тангенциальная (скалывающая) сила вызывает левосдвиговые смещения по северо-западной границе глубинного разлома, а также по внутренним протяженным северо-восточным разрывам. Один из таких разрывов определяется в виде взбросо-надвиговой структуры, выраженной метасоматически преобразованными тектонитами («метасоматитами»). Второй этап определяется более сложной деформацией, разделяющей толщу на ряд сегментов – внутренних поперечных субмеридиональных и субширотных блоков, каждый из которых определяется спецификой напряженного состояния. Их совокупность отражает общее напряженное состояние толщи.

Кинематика тектонического блока. Сила внешнего давления Сибирского кратона ориентирована в южном направлении, вызывая формирование разломов в Мамской толще: субмеридиональных – в северо-восточной и субширотных – в юго-восточной частях, образуя, таким образом, в междуречье Мамы и Витима треугольный тектонический блок. В отличие от северо-восточных разломов, разрыва сплошности среды по ним не происходит. Сама система разломов определяется нами на уровне среза толщи по эшелонам флексурообразных изгибов пород. Наиболее крупные флексурные складки в направлении с северо-востока на юго-запад – Камчатская, Малосеверная, Большеараратская, Краснореченская, Согдиондонская закартированы и однозначно воспринимаются мамскими геологами.

Наиболее полно флексуры и поперечные разломы выражены на Витимском месторождении, где они выявлены нами по материалам гравиметровой съемки масштаба 1:25 000 (точность съемки 1:10 000) по субмеридиональным эшелонам резких изгибов и переломов осей корреляции гравитационных аномалий. На Колотовской, Луговской и Согдиондонской группах месторождений поперечные разломы также выражены по эшелонированным флексурообразным изгибам толщи и сопряженным поперечным надразломным складкам, а также по гравиметрическим материалам масштаба 1:200 000. Исходя из ориентировки флексурной складчатости, определены левосдвиговые смещения по субмеридиональным разломам, по субширотным – правосдвиговые. Таким образом, смещение (вдавливание) центрального блока происходит в юго-восточном направлении на 10–12 км, как это видно из изгиба Чуйского разлома на рис. 3. Такое смещение возможно как при горизонтальном, так и вертикальном смещении толщи. Учитывая горизонтальную сопряженную флексурную складчатость вдоль поперечных субмеридиональных и субширотных разломов, предпочтение отдается юго-восточному смещению. Пространственное размещение пегматитовых полей и отдельных жил второй группы, прежде всего, промышленно-слюдоносных пегматитов, контролируется разломной тектоникой второго этапа, а также подновленными структурными элементами первого этапа.

*Важно подчеркнуть, вращения геологических структур происходят в направлениях, противоположных сдвиговым смещениям: в субмеридиональных тектонических пластинах они стремятся принять субширотное положение, а в субширотных пластинах – субмеридиональное***.** Особенно эффективно это отражается на развороте крупных структур второго порядка. Так сложная Патомская синклиналь переориентируется в субширотном направлении в бассейне рек Мара, Ананграа. Такую же переориентировку испытывает и Гремучинская синклиналь. В субширотной же пластине, в бассейне рек Чуйское Олонгро и Чуйский Довгакит, структура ЦАП, наоборот переориентируется в субмеридиональном направлении. Этот, казалось бы, парадоксальный факт разворота структур в противоположных смещению тектонических пла-

стин направлениях, определяется сдвиговыми смещениями в условиях главного напряжения сжатия. В этом случае активными всегда будут боковые части пластин, а их центральные части – инертными. Боковые части пластин определяются ориентировкой эшелонированных сопряженных складок, которые характеризуются сжатыми – левыми и открытыми правыми элементами в субмеридиональных пластинах, и наоборот сжатыми – правыми и открытыми левыми элементами в субширотных пластинах. Следовательно, горизонты вмещающих пород будут разворачиваться по часовой стрелке, т. е. вправо – в субмеридиональных пластинах и влево – в субширотных, как это мы и видим на приведенных иллюстрациях в следующих разделах.

Вывод: В условиях главного напряжения сжатия формируется центральный блок мамской толщи – фигура вдавливания в результате юго-восточного смещения по субмеридиональным и субширотным разломам глубокого заложения. В образовавшихся поперечных пластинах геологические структуры разворачиваются в противоположных смещению тектонических пластин направлениях вследствие сдвиговых смещений в условиях главного напряжения сжатия.

Динамика тектонического блока. Сдвиговые смещения и хорошо выраженная северо-восточная линейная складчатость наиболее полно проявлены на первом этапе эволюции толщи при наиболее высоких как главном тангенциальном, так и главном нормальном напряжениях. Вероятно, давление кратона сопровождается поддвигом Чуйской (раннепротерозойской) пластины под Мамскую толщу, на что указывает пологое залегание северо-западного крыла. Главное нормальное напряжение сжатия σ_3 тогда будет ориентировано в северо-западном направлении под углом 25–30°, перпендикулярно осевым поверхностям складок. В центральной части, где преобладают открытые формы складок при близвертикальных осевых поверхностях, σ_3 будет также ориентировано в северо-западном направлении, но при более пологих углах. Под воздействие нормальной (юго-восточной) составляющей внешней силы по ослабленным зонам глубинных разломов, выраженных в юго-восточной части Мамской толщи, в фундаменте формируются зоны субмеридиональных и субширотных сколовых разрывов (в соответствии с горизонтальным эллипсоидом деформации).

Второй этап эволюции определяется также условиями поперечного тектонического сжатия при снижении тангенциального напряжения, так как существенных северо-восточных сдвиговых смещений не происходит. Изменение поля напряжений возможно связано с ослаблением внешнего вектора деформации. Значительные смещения Центрального блока (12 км) по субмеридиональным и субширотным разломам глубокого заложения в юго-восточном направлении определяется воздействием юго-восточной составляющей внешней силы (вектора). В центральной пластине возникают преимущественно напряжения юго-восточного сдвига, а в крыльях – вращательные, с отклонением внутренних структур – вправо в тектонических пластинах субмеридионального крыла и влево – в пластинах субширотного крыла. Таким образом, особенности тектонические деформации Мамской толщи обусловлены внешней силой – давлением Сибирского кратона, ориентированной в южном направлении, и внутренней структурой толщи, определенной хорошо выраженной слоистостью и соответственно северо-восточной голоморфной складчатостью. Очевидна неравномерность во времени воздействия кратона на Мамскую толщу, определяющая последовательность (этапность) её структурной эволюции. При правом сдвиге флексура толщи была бы правой, а сопряженные складки сдвига – *г*-образные в субмеридиональных пластинах и S-образные в субширотных.

В целом структура толщи представляет собой левый флексурообразный изгиб, который сформировался в условиях поперечного сжатия и левосдвигового смещения по северо-восточным разломам.

Структура вдавливания центрального блока толщи и формирование левой флексуры выделяются нами впервые. Образование подобных структур, вероятно, имеет более широкое распространение в складчатой области Восточно-Сибирского региона. Треугольная форма блока определяется концентрацией нормальных (сжимающих) усилий в центральной части толщи, предопределенной сочетанием здесь субширотных и субмеридиональных глубинных элементов (см. рис. 3). Близкие условия деформаций характерны и для северо-восточного и юго-западного флангов толщи. Дискретное воздействие внешней силы (кратона) в отдельных частях толщи определяется, таким образом, глубинными элементами фундамента.

Сдвигово-вращательные дислокации Мамской толщи. Формирование складчатой структуры мамской толщи сопровождалось сдвигово-вращательными дислокациями и образованием своеобразных структур вращения, впервые выделенных нами в Мамской слюдоносной провинции. Складчатые деформации обычно рассматриваются в зависимости от ориентировки горизонтального (*F*) или вертикального (*P)* сжатия. Но формирование сдвигово-вращательных структур определяется совместным их воздействием. В зависимости от этих величин, нами предлагается *PF*-диаграмма складчатых деформаций, представленная на рис. 5.

Особое значение представляет выделение складчатых деформаций при последовательном возрастании величин *P–F*, что сопровождается увеличением интенсивности деформации от локальных складок кручения до структур вращения и гнейсово-купольных структур. Структуры вращения представляют собой устойчивые рудогенерирующие корневые структуры. Следовательно, их выделение может иметь металлогеническое значение на различные виды полезных ископаемых, формирование которых тесно связано с рудоносными флюидами. Оптимальные условия формирования структур вращения достигаются в случае достаточно значительных и близких по величине горизонтальной и вертикальной тектонических сил, т. е. при $P = F$. Важно отметить, что складчатые деформации этого этапа не достигали стадии гнейсово-купольных структур.

На первом этапе складчатости в условиях тектонических напряжений левого сдвига формировались продольные линейные складки, рассмотренные ранее, которые сопровождались сдвиговой складчатостью, особенно отчетливо проявленной на юго-западном фланге толщи. Это асимметричные сопряженные складки, с округлым – правым и сжатым левым крыльями, приурочены к продольным взбросо-надвиговым разрывам. Проникающие по этим разрывам пластины реоморфизованных гранитогнейсов срывают левые элементы этих складок. Так формируются сопряженные складки (вкрест простирания): Когандинская – правая и сорванная гранитогнейсами – левая, Светланинская – правая и Чарвинская – левая. К ядрам этих структур приурочены выжатые из фундамента тела гранитогнейсов.

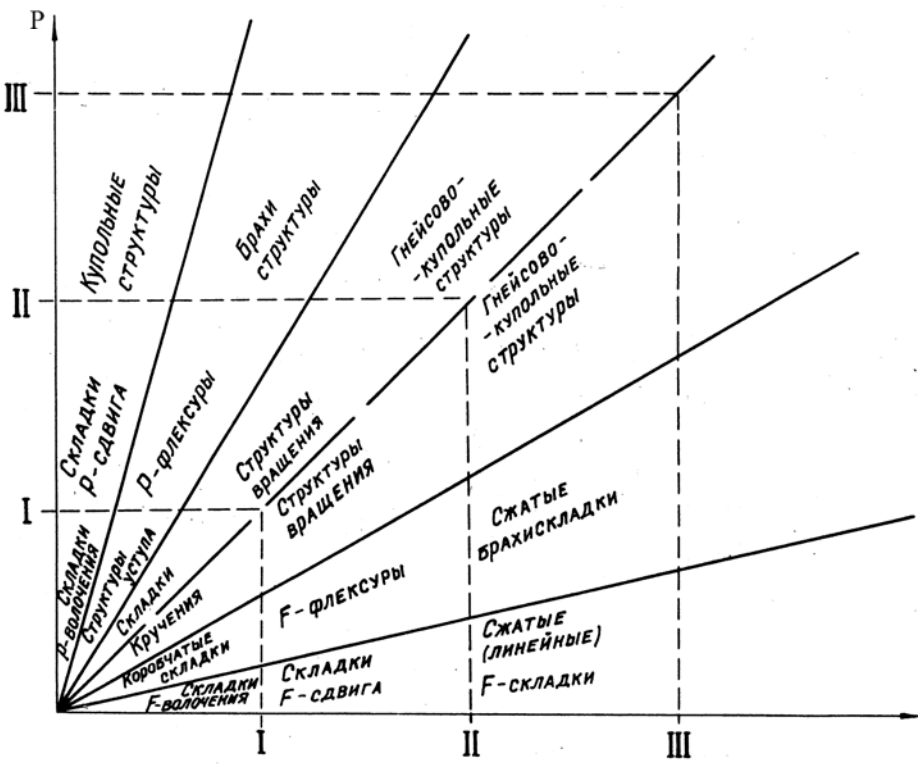


Рис. 5. PF-диаграмма складчатых деформаций. Объяснение в тексте

Внутри толщи также встречаются тела реоморфизованных гранитогнейсов. Это изометричные в плане пластины – Согдиондонский, Слюдянский, Кочектинский, Асанкинский «штоки», сформировавшиеся в ядрах складок левого взбросо-сдвига, выходящего на эрозионный срез в виде непрерывной полосы тектонитов («метасоматитов») в центральной части толщи.

Наиболее полно структуры вращения проявлены на втором этапе деформации толщи. Они связаны с формированием флексурообразных изгибов и сопровождающих их разрывов, прежде всего, отрывного (раздвигового) характера. Важно подчеркнуть, что все эти структуры как складчатые, так и разрывные, образовались в тектонических зонах глубокого заложения в результате смещения Центрального блока в юго-восточном направлении и образования тектонических поперечных пластин. Направление вращения внутри пластин определяется разворотом геологических структур толщи и их стремлением занять субширотную ориентировку в субмеридиональных пластинах и субмеридиональную – в субширотных пластинах. Юго-западные структуры вращения иногда отражают поворот куполов, которые образуют известную структуру второго порядка – ЦАП. Эта структура на правобережье р. Большой Чуи испытывает сравнительно слабое вращение, и поэтому здесь распространены купольные структуры. В северо-восточном направлении, по простиранию толщи, степень вращения возрастает, и типично купольные структуры сменяются «вихревыми» структурами вращения.

Нами выделены несколько типов структур вращения: 1) вихревые спиралевидные структуры; 2) купольные структуры со слабо выраженным вращением; 3) сдвиговые горизонтальные флексуры; 4) серии мелких структур вращения столбообразных будин в зонах рассланцевания относительно хрупкого комплекса пород, ограниченного пластичными дистенсодержащими слюдистыми сланцами. К этим структу-

рам приурочены мусковитоносные плагиоклаз-микроклиновые и олигоклаз-мусковит-кварцевые жилы, часто с крупноразмерным высококачественным мусковитом. Механизм формирования сдвигово-вращательных структур, очевидно, обеспечивает достаточно стационарные тектонические условия, необходимые для образования крупноразмерного высококачественного мусковита.

Последовательность формирования структуры вращения представляется следующим образом: формирование эшелонов флексурообразных изгибов и разрывов растяжения в пределах субмеридиональных и субширотных тектонических зон глубокого заложения – преобразование этих разрывов в структуры раздвига. Эти структуры последовательно трансформируются в трубчатые полости, выполненные пегматитом, по известному механизму эволюции отрывных структур (трещин) в зонах сдвига с появлением сколовых трещин Риделя представляют собой каналы для поступления потоков постмагматических флюидов, вызывающих образование зон с крупнокристаллическим мусковитом в пегматитовых телах структуры вращения. Таким образом, формируются рудоносные колонны чередующихся разрывов растяжения и сколов, сконцентрированных в пределах тектонических зон глубокого заложения.

Рудоносные колонны могут проникать на значительную глубину в виде своеобразных каналов для поступления флюидов (сквозьмагматических растворов), формирующих мусковитоносные объекты – кусты, узлы, поля пегматитовых жил с большими скоплениями крупных кристаллов мусковита. Следует подчеркнуть, что слюдоносные зоны формируются непрерывно на протяжении всего процесса формирования структуры вращения.

Ч.2. МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

Пространственно-временная локализация мамских месторождений мусковитовых пегматитов определяется особенностями состава, метаморфических процессов и тектонической структуры вмещающего метаморфического комплекса и его древнего гнейсового основания [Другов, 1981]. Минеральный состав метаморфической породы является функцией PT-условий и химических потенциалов компонентов среды минералообразования при условии постоянства других факторов метаморфизма, а в пределах одной изохимической группы будет определяться, в первом приближении, температурой и давлением. Поэтому важно определить петрохимический класс метаморфической породы, чтобы оценить изменчивость ее минерального и химического составов в процессе регионального метаморфизма.

Нами выделены следующие петрохимические группы пород:

1. Глиноземистая, соответствует низкокалиевым алевропелитам, характеризуется обычно присутствием Al-силикатов (пирофиллита, хлоритоида, дистена, ставролита, силлиманита), а также – высоко-калиевым алевропелитам (мусковитовым сланцам), в которых вместо Al-силикатов устойчивы мусковит и кварц.
2. Гнейсово-сланцевая, которая включает алевролиты и алевропсаммиты (полевошпатовые), в зонах высокого метаморфизма характеризуется слюдяными гнейсами и сланцами с полевым шпатом (плагиоклазом).
3. Известково-сланцевая, которая объединяет известковистые сланцы (наличие карбонатной минеральной фазы), мергели, а также известняки и мраморы.

4. Мусковито-сланцевая, соответствующая высококалиевым алевропелитам (мусковитовым сланцам), в которых вместо Al-силикатов устойчивы мусковит и кварц.

5. Кварцито-сланцевая, включает, главным образом, кварцевые песчаники, которые при повышении степени метаморфизма переходят в полиминеральные кварцевые породы.

6. Известковистая, представленная известняками и мраморами.

В петрографическом анализе нами использованы, главным образом первая, вторая и третья группы пород.

С увеличением степени метаморфизма происходит дифференциация групп (петрохимических классов) пород, отчетливо фиксируемая при петрографических исследованиях. Существенная неоднородность петрографического состава метаморфизованных толщ в значительной степени определяется неоднородностью их исходного литологического и химического составов. *Метаморфические процессы подчеркивают и усиливают эту особенность*, одновременно усложняя её появлением реакционно-метасоматических пород (разновидности скарноподобных и известково-силикатных пород, кальцифиров, глиноземистых и мусковито-сланцевых пород и т. д.), жильных образований (кварцевых жил, пегматитов, гранитогнейсов), ретроградных замещений.

В пределах зон зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, в основном происходит процесс дифференциации петрохимических типов пород. С появлением пегматитов связано образование скарноподобных разновидностей: амфиболовых, биотит-амфиболовых с гранатом, кварцевых пород. Усиливаются процессы локального метасоматоза в смысле В. С. Соболева и др. [Фации…, 1970], обусловленные термодинамической несовместимостью по химическому составу смежных пластов и анизотропностью напряжений, связанной с различной компетентностью пластов в пачках и горизонтах флишоида [Другов, Карпов, Дорогупец, 1976].

В глиноземистых, гнейсосланцевых и известковых кварцсодержащих породах нами выделено 7 метаморфических субфаций и составлена карта метаморфической зональности Мамско-Чуйской слюдоносной провинции масштаба 1:200 000 (Другов, Ковшова, 1971 г.), отражающая минеральные равновесия второго этапа эволюции Мамской толщи. В основу карты положены личные наблюдения авторов, а также материалы геологических съемок различного масштаба, проведенных Иркутским геологическим управлением. Её петрографическую основу составили данные свыше 14 000 шлифов – более 70 % петрографического материала, собранного за всю историю геологического изучения района. Схематическая основа карты и метаморфические субфаций представлены на рис. 6. Ниже приводится краткая характеристика метаморфических зон.

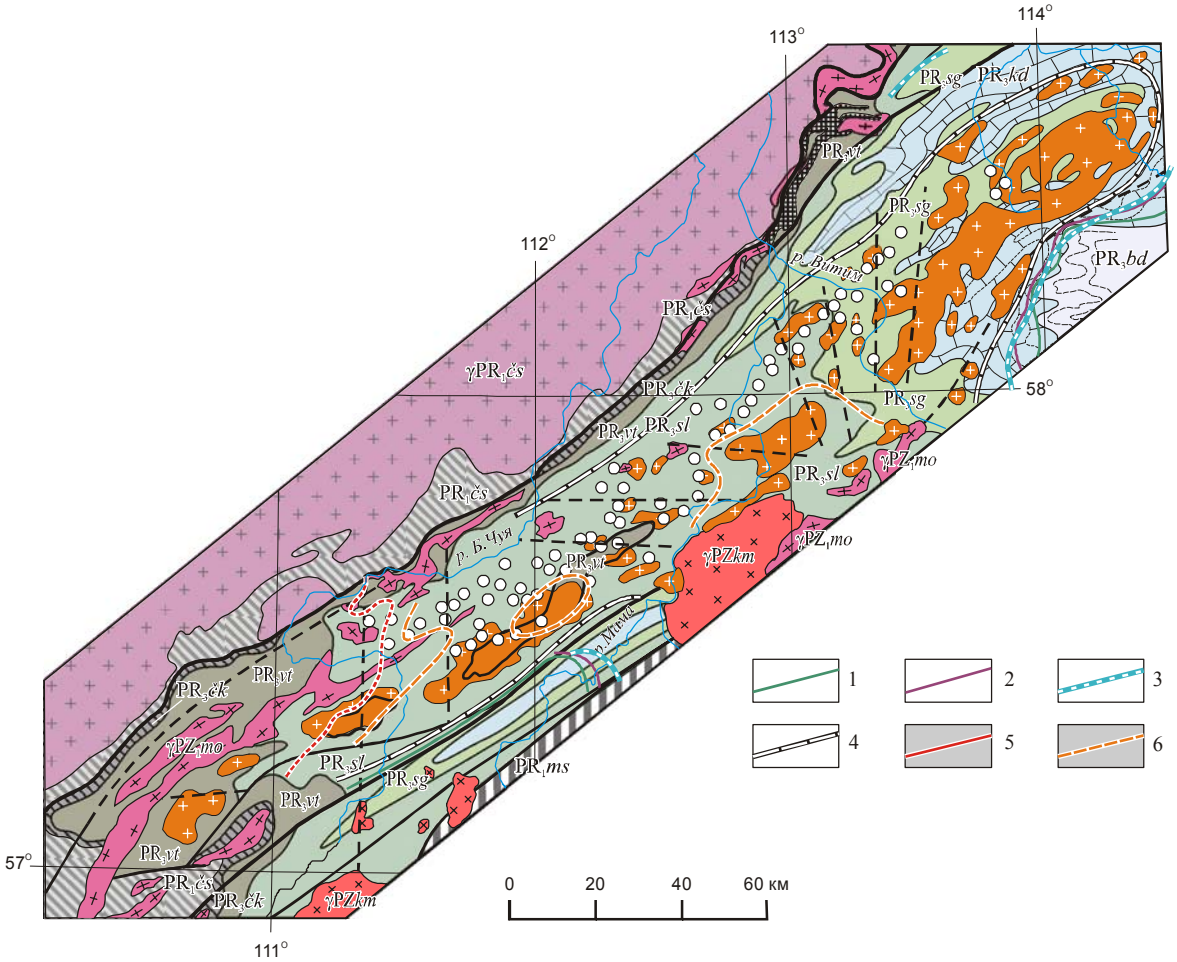


Рис. 6. Карта метаморфической зональности Мамской слюдоносной провинции

1 – 6 –метаморфические и петрографические границы: 1 – биотита, 2 – граната, 3 – ставролит и дистена, 4 – пегматитового поля, 5 – силлиманита, 6 – распространения пегматитов с крупнокристаллическим мусковитом. Остальные условные обозначения см. на рис. 2

Ч.2.1. МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Фация зеленых сланцев

I. Хлорит-серицитовая (филлитовая) зона. Характерны микроструктуры: алевропсаммитовые, алевритовые и их бластические аналоги: плойчатые, сланцеватые, ориентированные. Размеры зерен колеблются в пределах 0,04–0,2 мм, порфиробластов хлорита до 2–3 мм. В глиноземистых сланцах устойчив пирофиллит, в меньшей степени – хлоритоид. Пирофиллит характеризует физические условия фации зеленых сланцев при высоких водных давлениях, но Al-силикаты неустойчивы, так как дистен встречается, в основном, в метаморфических зонах эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, при специфичных условиях – в биотит-кварцевой субфации.

В высококалиевых алевропелитах характерно высокое содержание серицита, наряду с кварцем, часто в ассоциации с хлоритом и углистым веществом, реже альбитом. В известковых кварцсодержащих породах характерны парагенезисы с хлоритом, серицитом, рутилом, турмалином, углистым веществом. Из карбонатов, кроме кальцита и доломита, в железистых разностях встречается сидерит, иногда анкерит и магнетит. Амфибол встречается редко и представлен актинолитом в ассоциации с эпидотом. Устойчивость эпидота, вместо цоизита, указывает не только на низкие температуры, но относительно невысокие давления.

II. Биотит-хлоритовая (слюдисто-филлитовая) зона. Наиболее характерны микроструктуры пород: бластоалевритовые, порфиробластовые, узловатые, переходные к лепидо- и гранобластическим. Текстуры –сланцеватые и слабо-полосчатые. Размеры зерен основной массы 0,04–0,08 мм, порфиробластов биотита, мусковита, оттрелита – 1–2 мм, редко – 3–5 мм. В минеральных ассоциациях всех групп пород характерно появление чешуек и пластинок биотита, реже – мусковита. Гранат еще неустойчив, хотя и встречаются его отдельные мелкие зерна. В глиноземистых сланцах характерны минеральные ассоциации с хлоритоидом, а также – с альбитом, биотитом, хлоритом, серицитом, иногда мусковитом. В высокоглиноземистых низкокалиевых породах пурпольской свиты (метаморфизованных корах выветривания), распространенных в северо-западной части провинции, устойчив дистен в ассоциациях с кварцем, биотитом, иногда серицитом. Встречаемость дистена в породах зеленосланцевой фации определяется широкой областью PT-условий устойчивости этого минерала, но довольно узкими пределами кислотности-щелочности среды минералообразования: при высоком химическом потенциале калия дистен неустойчив.

В высококалиевых алевропелитах характерны минеральные ассоциации с биотитом, хлоритом, серицитом, иногда мусковитом и альбитом. Биотит и мусковит часто образуют порфиробласты, небольшие скопления и узелки. В алевропсаммитах развиваются минеральные ассоциации, аналогичные высококалиевым пелитам, но с высоким содержанием альбита и значительно меньшим – серицита и хлорита. В известковых кварцсодержащих породах становится неустойчивым сидерит. Наряду с тонко распыленным углистым веществом наблюдаются чешуйки графита. Как и в предыдущей зоне из амфиболов отмечается актинолит.

Эпидот-амфиболитовая фация

III. Гранат-хлоритовая зона. Микроструктуры пород – лепидо-, грано- и порфиробластические, в отдельных случаях – бласто-алевро-псаммитовые, значительно более крупнокристаллические, чем в хлорит-серицитовой и биотит-хлоритовая зонах. Текстуры – сланцеватые, ориентированные плойчатые, пятнистые.

Размеры зерен 0,05–0,2 мм, редко – 3–5 мм, порфиробластов граната ставролита, дистена – 1–3 до 5 мм. В высокоглиноземистых сланцах появляются такие типоморфные минералы, как гранат, ставролит, дистен, но исчезают пирофиллит и хлоритоид. В метаморфических высококалиевых алевропелитах главным представителем светлых слюд является мусковит, хотя и в значительных количествах встречается серицит. Биотит, содержащий многочисленные включения кварца, часто располагается под углом к сланцеватости, придавая породе пятнистость. Новообразования альмандинового граната встречаются в виде округлых зерен. Плагиоклаз представлен альбит-олигоклазом и реже олигоклаз-андезином, в отличие от метаморфических пород зеленосланцевой фации, где отмечается только альбит.

В известковых кварцсодержащих породах характерно появление четырех минералов: сфена, цоизита, граната, роговой обманки (в магнезиальных бедных железистых разностях – тремолита), устойчивость которых характеризует не только значительное повышение температуры, но, вероятно, и давления. Начиная с гранат-хлоритовой зоны, встречаемость сфена при повышении степени метаморфизма в целом увеличивается, а рутила – уменьшается. Наряду с типоморфными минералами эпидот-амфиболитовой фации (ставролит, дистен, альмандин) встречаются минералы, характерные для зеленосланцевой фации (хлорит, серицит). Из жильных образований встречаются кварцевые жилы со светлым и зеленым мусковитом, дистеном и плагиоклазом, а также редкие тела пегматитов.

IV. Ставролит-дистеновая (пятнистых слюдистых сланцев) зона. В метаморфических породах характерно полное исчезновение реликтовых структур, но – частая встречаемость узловатых текстур в слюдистых гнейсах и сланцах, обусловленная поперечным расположением чешуек и пластинок биотита (реже – мусковита) относительно сланцеватости пород. Микроструктуры пород – порфиробластические с элементами лепидо-, грано- и немато-бластовых. По сравнению с предыдущей зоной увеличивается зернистость основной ткани (0,2–0,5 мм) и порфиробластов дистена, граната и ставролита – до 5–7 мм. Ставролит встречается значительно реже, чем в предыдущей субфации. Изредка встречаются хлорит и серицит, но значительно увеличивается содержание мусковита. В группах гнейсосланцев и мусковитовых сланцев также исчезают альбит, хлорит и серицит. Их особенностью является также пятнистость, обусловленная поперечным расположением пластинок биотита и его узелковатыми агрегатами. Такая пятнистость не характерна для следующей, более высокотемпературной субфации. В карбонатных породах характерно появление скаполита. Нижняя граница зоны определяется по появлению многочисленных пегматитовых тел с мелкокристаллическим мусковитом. Таким образом, эпидот-амфиболитовая фация разделяется нами на две субфации: низкотемпературную – гранат-хлоритовую и относительно высокотемпературную – ставролит-дистеновую без хлорита.

Амфиболитовая фация

V. Дистеновая (гранат-биотит-мусковитовая) зона. В метаморфических породах этой зоны характерны кристаллические гнейсы и сланцы. Узловатые и пятнистые разновидности редки. Появляются специфичные скарноподобные породы, близкие по минеральным парагенезисам к известковым кварцсодержащим породам. В пегматитах зоны наиболее развиты процессы перекристаллизации с образованием блоковых структур и промышленного мусковита. Микроструктуры пород – порфиробластические с элементами грано- , лепидо-, немато- и порфиробластические; текстуры – сланцеватые и полосчатые. Размеры зерен 0,2–1 мм, реже – 2–4 мм, порфиробластов – до 7–10 мм.

В глиноземистых (дистеновых) породах неустойчивы такие минералы, как ставролит, хлорит, встречаемые в породах предыдущих зон, а силлиманит устойчив в более высокотемпературной зоне. Характерны минеральные ассоциации с крупнокристаллическим дистеном, альмандином, биотитом, мусковитом. В группах мусковитовых сланцев и гнейсосланцев фиксируются, в основном, те же минеральные ассоциации, что и для предыдущей гранат-мусковитовой зоны. В отличие от более высокотемпературных зон здесь повсеместно развивается пластинчатый и чешуйчатый мусковит. В известковых кварцсодержащих породах исчезает хлорит. Увеличивается содержание скаполита и появляется диопсид. Редкие минеральные ассоциации талька с тремолитом, изредка встречаемые в пределах зоны, объясняются как особенностями химического состава исходных пород, так и возможным локальным возрастанием водного давления во флюидной фазе, но обычно в карбонатных породах вместо талька устойчив тремолит.

Выделение дистеновой зоны имеет важное практическое значение, так как слюдоносные пегматиты встречаются, главным образом, в пределах этой зоны.

VI. Силлиманит-дистеновая (двуслюдяных гнейсов и сланцев с дистеном и редким силлиманитом). Нижняя граница определяется по исчезновению пегматитов с выдержанными скоплениями крупнокристаллического мусковита, исчезновению мусковита в известковистых метапелитах, появлению редкого силлиманита. Зона относится к высокотемпературным подразделениям метаморфических фаций. Начиная с этой зоны, наблюдается повышенная активность щелочей, что отражается, прежде всего, на устойчивости дистена в глиноземистых породах; становятся характерными парагенезисы с роговой обманкой, диопсидом, флогопитом, силлиманитом, плагиоклазом и микроклином, уменьшается зернистость пород. Среди жильных метаморфогенных образований выделяется ряд самостоятельных разновидностей: мигматиты, биотитовые пегматиты, кварцевые жилы с дистеном, силлиманитом, мусковитом. Кварцевые жилы встречаются значительно реже, чем в более низкотемпературных зонах. Микроструктуры пород – грано-, лепидо-, порфиро- и фибро-бластические; текстуры – сланцеватые, иногда пятнистые. Размеры зерен 0,1–0,6 мм, порфиробластов до 3–4 см.

В глиноземистых породах появляется силлиманит, иногда кордиерит. Содержание дистена значительно уменьшается. В минеральных ассоциациях мусковитовых сланцев и гнейсосланцев наблюдается уменьшение мусковита с одновременным увеличением биотита и граната. В известковых кварцсодержащих породах встречается в незначительном количестве или отсутствует мусковит, в то же время в безмусковитовых разностях увеличивается содержание роговой обманки, диопсида, скаполита, сфена и цоизита, но уменьшается – рутила и турмалина.

Зона VII. Силлиманитовая (роговообманково-биотитовых гнейсов и мигматитов). Нижняя граница – появление характерных парагенезисов с магнезиальным кордиеритом, призматическим и фибролитовым силлиманитом, плагиоклазом (андезином) и микроклином. Характерна неустойчивость дистена и появление микроклина в глиноземистых породах, что указывает на возросший потенциал калия среды минералообразования. Следовательно, на втором этапе эволюции Мамская толща представляет собой открытую систему относительно щелочей и кремнезема. В метаморфических породах значительно труднее, чем в предыдущих зонах выделить группы пород, вследствие их мигматизации и интенсивной гранитизации.

Микроструктуры пород, как и ранее, – грано-, лепидо-, порфиро- и фибробластические; текстуры – сланцеватые, полосчатые, иногда пятнистые. Размеры зерен

0,1–0,4 мм, в пределах пегматитовых полей и местах интенсивной гранитизации – 1–2 мм, порфиробластов до 2–3 см. В гнейсосланцевых породах увеличивается частота встречаемости роговой обманки и уменьшается – биотита. В известковых кварцсодержащих породах вместо тремолита устойчив диопсид, а вместо рутила – сфен [Другов, Карпов, Дорогупец, 1976]. Среди жильных образований выделяются самостоятельные разновидности мигматитов, микроклиновых пегматитов и гранитогнейсов.

Как это видно из характеристики метаморфических зон, их последовательность отчетливо фиксируется, как закономерно сменой типоморфных парагенезисов минералов, так и спецификой структурных преобразований: с увеличением степени метаморфизма укрупняется зернистость пород, новообразованные минералы обычно фиксируются в виде порфиробластов, отчетливо наблюдаемых при полевых исследованиях (порфиробласты биотита, граната, дистена, ставролита, силлиманита, кордиерита). Новообразования биотита (редко мусковита) в виде поперечно расположенных пластинок относительно сланцеватости придают породе характерный пятнистый облик.

С повышением степени метаморфизма породы теряют пятнистость и становятся более или менее равномернозернистыми, причем наибольшей крупнокристалличности они достигают в дистеновой зоне, что, вероятно, связано с поступлением водных флюидов из более высокотемпературных зон, способствовавших значительной перекристаллизации метаморфических минералов во вмещающих породах и возникновению структур блоковых и кварц-мусковитового замещения в пегматитах. Начиная с силлиманит-дистеновой зоны, кроме PT-условий, возрастает активность щелочей, что прежде всего отражается на устойчивости дистена, вместо которого в высокотемпературных зонах устойчивы мусковит + кварц.

Общая схема метаморфических субфаций в различных группах пород Мамского пегматитового поля, в том числе по результатам изучения нами разреза Мамской толщи от устья р. Каверги до устья р. Мамы, приведена в табл. 2. Приведенная характеристика метаморфической зональности отражает, главным образом, минеральные равновесия второго этапа эволюции толщи.

4.2.2. Зоны максимального проявления регионального метаморфизма

К этим зонам относятся проявления силлиманит-дистеновой и силлиманитовой субфаций, контролирующие метаморфическую зональность рассматриваемого района и интерпретируемые как термальные антиклинали. Постепенное исчезновение дистена, устойчивость кордиерита и силлиманита, встречаемость микроклина почти во всех группах пород, а также роговой обманки вместо биотита характеризуют высокие температурные условия и щелочную обстановку минералообразования в их пределах. Высокий химический потенциал калия обеспечивается с одной стороны высокими температурами, достигавшими плавления лейкократовых пород, с другой – поступлением калия из высокометаморфизованной, гранитизированной и мигматизированной нижнепротерозойской толщи фундамента. Возможность такого источника калия подтверждается преобразованием во время мамского метаморфизма угольканских (ранний протерозой) гранитоидов, которое заключатся, главным образом, в замещении сингенетичного микроклин-пертита свежим решетчатым микроклином с образованием промежуточных форм.

Таблица 2

Схема метаморфической зональности Мамского пегматитового поля

Фации метаморфизма	Метаморфические субфации по группам пород			Метаморфические субфации по данным изучения разреза Мамской толщи	Жильные образования
	Известковые кварцсодержащие	Гнейсосланцевые	Глиноземисты		
Зеленых сланцев	1. Хлорит-серицитовая	1. Хлорит-серицитовая	1. Хлорит-серицитовая с пирофиллитом	1. Филлитовидных серицитовых сланцев	Кварцевые жилы
	II. Биотит-хлоритовая	II. Биотит-хлоритовая	II. Биотит-хлоритовая	II. Биотит-хлоритовых сланцев и слюдистых филлитов	Кварцевые жилы
Эпидот-амфиболитовая	III. Гранат-хлоритовая	III. Гранат-хлоритовая	III. Гранат-хлоритовая со ставролитом	III. Мусковит-ставролитовых и пятнистых слюдистых сланцев	Кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы
	IV. Гранат-мусковитовая (с хлоритом)	IV. Узловатых двуслюдяных гнейсов и сланцев	IV. Ставролит- дистеновая	IV. Узловатых гранат двуслюдяных гнейсов и сланцев	Пегматиты с зеленым и обычным мусковитом
Амфиболитовая	V. Гранат-биотит-мусковитовая.	V. Гранат-двуслюдяных гнейсов и сланцев	V. Дистеновая	V. Крупнокристаллических дистен-гранат-двуслюдяных гнейсов и сланцев	Пегматиты с крупнокристаллическими биотитом и мусковитом
	VI. Биотит-роговообманковая	VI. Биотитовых и-роговообманково – биотитовых гнейсов	VI. Дистен-силлиманитовая	VI. Гранат двуслюдяных гнейсов с дистеном и с силлиманитом	Пегматиты с биотитом
	VII. Скаполит- роговообманковая	VII. Роговообманково-биотитовых гнейсов и мигматитов	VII. Силлиманитовая	VII. Биотитовых гранитогнейсов	Пегматиты с биотитом и бесслюдные

В юго-западной части района, в пределах силлиманитовой зоны, интенсивной гранитизации подверглись породы как Мамской, так и Чуйской толщ. По отношению к породам Чуйской толщи этот процесс гранитизации, очевидно, является вторичным, так как первый её этап проявился в этап раннепротерозойское время. В метаморфических образованиях рассматриваемой зоны характерно повсеместное развитие сфена не только в известковых кварцсодержащих породах, но и в гнейсосланцах. Зона интенсивной гранитизации определяет устойчивость из Al-силикатов только силлиманита. Как показывают геологические данные, из зон максимального проявления метаморфизма – термальных антиклиналей происходит вынос SiO_2 и Al_2O_3, а также Fe_2O_3. Перемещение указанных компонентов происходило на незначительные расстояния, так как кварцевые породы с крупнокристаллическим дистеном (или альмандином) возникают на периферии этих зон. Так, по периферии силлиманитовой зоны колена р. Бол. Чуи отмечается развитие кварцевых пород с дистеном, силлиманитом и гранатом, вплоть до образования мономинеральных кварцевых пород. Подобного типа крупнокристаллические породы с дистеном и гранатом фиксируются по периферии силлиманитовой зоны в районе руч. Двойного (Верхнее течение р. Олонгро) и в среднем течении р. Довгакит. Здесь же встречаются крупные выходы кварцевых жил со светлым или зеленоватым мусковитом. Образование кварц-гранат-дистеновых (или силлиманитовых) пород связано с выносом Al_2O_3 из высокоглиноземистых пород, подвергшихся высокотемпературному метаморфизму. Конечный состав мобилизата (мигматиты, гранитогнейсы, пегматиты) определяется составом исходных пород, режимом летучих и активностью щелочных компонентов. Гранитоидные массы перемещаются в пластическом состоянии в вышележащие горизонты (Согдиондонский, Кочектинский, Слюдянский штоки), не вызывая существенного изменения их состава на контакте с вмещающими породами.

Очевидно, в высокотемпературных зонах при активизации щелочей и мобилизации пегматоидного вещества происходило плавление исходных пород и возникновение высокощелочных минеральных парагенезисов: кварц + биотит + микроклин + плагиоклаз, кварц + биотит + микроклин. Наряду с появлением новых групп пород: кальцифиров, мигматитов, кварц-полевошпатовых пород и гранитогнейсов, – отчетливо проявляется тенденция их сближения.

В связи с высоким химическим потенциалом калия, в глиноземистых породах становится неустойчивым дистен, группа алевропелитов не всегда надежно может быть разделена на высоко- и низкокалиевые разности. Появление силлиманита в метаморфических породах не всегда может быть надежным критерием для выделения глиноземистых пород, так как повышение активности калия и соответственно уменьшение химического потенциала воды способствует устойчивости силлиманита в меланократовых породах. При достаточно высоких значениях P_{H_2O} область устойчивости силлиманита ограничивается глиноземистыми и гнейсосланцевыми породами. В группу мусковитовых сланцев, вероятно, могут попасть некоторые глиноземистые породы (в связи с неустойчивостью дистена), в свою очередь, гнейсосланцевые породы в областях интенсивной гранитизации и анатексиса не всегда могут быть отличимы от мусковито-сланцевой группы. Группы известковых кварцсодержащих пород, амфиболитов, скарноподобных пород, кальцифиров и мраморов имеют взаимные переходы, а часто и различный генезис. Эти породы объединяют, кроме перекристаллизованных первично-осадочных разновидностей, также реакционно-метасоматические образования, возникшие на контакте двух неравновесных сред и при формировании пегматитов и гранитогнейсов.

Пегматиты, кварц-полевошпатовые породы и гранитогнейсы в зонах анатексиса составляют единую группу. Сближенность многих групп пород в силлиманитовой зоне объясняется не только уменьшением количества специфичных минералов (упрощенностью минерального состава), но и интенсивными диффузионными процессами, способствующими выравниванию химических потенциалов компонентов в метаморфической толще. Таким образом, низко- и среднетемпературные метаморфические процессы способствуют дифференциации групп пород, подчеркивающей неоднородность литологического и химического составов исходных осадков. При высокотемпературных процессах, наряду с дифференциацией происходит сближенность групп пород, отражая общую тенденцию к гомогенизации метаморфитов.

Важной особенностью метаморфической зональности является ее гетерогенность, которая определяется очаговым, а не линейным, как считалось ранее расположением высокотемпературных зон – термальных антиклиналей. Очаговым характером термальных процессов определяется общая картина расположения метаморфических зон, а также контролируется размещение мусковитоносных пегматитовых жил. Промышленно-слюдоносные пегматитовые жилы сосредоточены, в основном, в пределах дистеновой зоны, в области распространения крупнокристаллических дистеновых пород. Встречаемость слюдоносных жил, размеры в них слюдоносных зон и качество мусковита закономерно уменьшаются в сторону повышения или понижения метаморфизма. Таким образом, область распространения слюдоносных пегматитов ограничивается устойчивостью дистена в метаморфических породах. Очевидно, увеличение глиноземистости среды минералообразования расширяет область устойчивости в координатах, температуры, давления и активности ионов щелочных компонентов. Поступление флюидов происходило по локально ослабленным зонам – каналам в метаморфической толще, приуроченным к узловым участкам фокусировки разломов. Мощная первично-осадочная толща с отдельными пачками пластичных высокоглиноземистых пород препятствует рассеиванию флюидного потока и благоприятствует возникновению высоких градиентов температуры и флюидного давления.

Высокое флюидное давление создается, главным образом, водой и углекислотой. Незначительный и постепенный спад общего давления способствует возрастанию давления воды в флюидной фазе, что в свою очередь вызывает процессы перекристаллизации, реакции гидролиза полевых шпатов и формирование крупных скоплений мусковита. Резкий спад давления, очевидно, является неблагоприятным фактором для формирования крупных кристаллов мусковита, так как вызывает интенсивное замещение полевых шпатов ассоциацией кварца и мелкого мусковита. Поэтому промышленно-мусковитоносные пегматиты отсутствуют в зонах влияния сквозных тектонических нарушений. Все крупные и большинство слюдоносных узлов сосредоточены в области крупнокристаллических дистеновых пород Центрального тектонического блока, границами которого служат поперечные субмеридиональные и субширотные разломы в фундаменте. К северо-западу от этой области наблюдается снижение метаморфических преобразований толщи и отсутствие термальных антиклиналей. На северо-восточном фланге характерна мелкомасштабность и редкая встречаемость мусковитоносных пегматитов, несмотря на наличие здесь очаговой метаморфической структуры.

4.2.3. ЭВОЛЮЦИЯ МИНЕРАЛЬНОГО И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД МАМСКОЙ ТОЛЩИ

С увеличением степени метаморфизма происходит закономерная изменчивость не только минеральных парагенезисов, но и содержаний породообразующих минералов. В известковых кварцсодержащих породах содержания одних минералов (сидерит, серицит, хлорит) при повышении степени метаморфизма уменьшаются вплоть до их исчезновения, других – (плагиоклаз, роговая обманка, скаполит, биотит, мусковит) достигают максимального значения, а затем уменьшаются. И только диопсида и цоизита – последовательно увеличиваются, а кварца – уменьшается. В гнейсосланцевых породах соответственно уменьшается содержание кварца, остальных минералов достигает максимального значения содержания в дистеновой или дистен-силлиманитовой зонах. Номер плагиоклаза последовательно возрастает от 25 в гранат-хлоритовой зоне до 42 – в силлиманитовой. В глиноземистых породах характерно максимальное развитие дистена в дистеновой зоне, а силлиманита – в силлиманитовой, тенденции остальных минералов, в основном, соответствуют гнейсосланцевым породам.

Учитывая соотношение главных петрохимических типов пород, подсчитанные нами по 14-детальным разрезам [Другов, Ковшова, 1971]: известково-сланцевые – 34 %, гнейсосланцевые – 34 %, глиноземистые – 16 %, – определены изменения содержаний главных породообразующих минералов в породах центральной и юго-западной частей Мамской толщи в гранат-хлоритовой – метаморфических зонах. В породах центральной части толщи при повышении степени метаморфизма существенно уменьшается содержание кварца. Для остальных минералов характерны максимумы содержаний, приуроченные к силлиманит-дистеновой зоне, мусковита и дистена – к дистеновой. Несколько иное положение на юго-западном фланге толщи. Здесь в метаморфических породах силлиманитовой зоны, наряду с увеличением плагиоклаза, возрастает содержание кварца и микроклина, а в высокоглиноземистых породах – мусковита. Такие различия объясняются повышенной активностью калия в высокотемпературных зонах.

Особенно характерны изменения минерального состава глиноземистых пород, которые являются своеобразным буфером для поступающего калия, что способствует неустойчивости дистена, а иногда и плагиоклаза, появлению вместо них мусковита и кварца в силлиманитовой зоне. Наиболее измененные глиноземистые разновидности представляют собой мусковито-сланцевые породы. Этим объясняется резкое уменьшение в них плагиоклаза, но возрастание мусковита и кварца в области интенсивной гранитизации силлиманитовой зоны.

Таким образом, в породах Мамской толщи при повышении метаморфизма последовательно уменьшается содержание кварца, которое компенсируется ростом плагиоклаза и биотита в ставролит-дистеновой – силлиманит-дистеновой зонах, ростом пироксена и амфибола в силлиманитовой зоне, т. е. происходит «реститовая» базификация толщи. Здесь происходит осветление гнейсов и сланцев (увеличение кварц-полевошпатовой части) и появление метасоматических амфиболитов до 10 %.

Проведенное нами сопоставление химических составов пород различных групп по метаморфическим зонам показало неизохимичность процессов регионального ме-

таморфизма не только по отношению к воде и углекислоте, но и другим петрогенным компонентам (Другов, Ковшова, 1971 г.), [Буряк, Другов, Шаров, 1972]. В составе толщи, без учета жильной фации, происходит с повышением метаморфизма отчетливое последовательное возрастание суммарного железа (в основном за счет роста FeO), а также глинозема, окиси магния и окиси натрия. Такая изменчивость химического состава хорошо согласуется с петрографическим данными: возрастание количества темноцветных минералов (биотита, граната, амфибола, пироксена), компенсация общего уменьшения кварца ростом плагиоклаза. Таким образом, в толще пород, начиная с дистеновой зоны, происходит базификация, что, вероятно, обусловлено «отгонкой» фемических компонентов при формировании в них пегматитов. При учете жильных метаморфических образований в Мамской толще последовательно возрастает содержание кремнезема, глинозема, щелочей (натрия и калия). Одновременно уменьшаются содержания летучих и окиси кальция. Содержание магния и суммарного железа остается неизменным, что, вероятно, свидетельствует в пользу инертности этих компонентов в процессе метаморфизма. Следовательно, на втором этапе эволюции Мамская толща представляет собой открытую систему относительно щелочей и кремнезема. Щелочи при образовании пегматитов, видимо, в основной своей массе привносятся из более глубоких горизонтов.

Выявленная эволюция состава метаморфических пород происходит как вследствие перераспределения (ионного обмена) петрогенных компонентов между различными группами пород, так и в результате однонаправленных процессов, обусловленных частичным привносом или выносом отдельных компонентов, а также вследствие образования пегматитов и гранитогнейсов на определенной стадии метаморфизма и концентрацией некоторой части вещества в них. Изменчивость петрографического и химических составов в значительной степени определяется составом исходных осадочных пород и характером их переслаивания, а также составом жильной фации (пегматитов, мигматитов, гранитогнейсов).

4.2.4. Физико-химические условия регионального метаморфизма

Область регионального метаморфизма Мамской толщи отражена на *PT*-диаграмме рис. 7, где использованы наиболее важные в петрологическом аспекте моновариантные равновесия, определенные экспериментально. Процессы регионального метаморфизма происходили последовательно соответственно структурно-метаморфической эволюции толщи. Метаморфические преобразования первого этапа ограничиваются областью устойчивости мусковита во всех типах пород и соответствуют температурному интервалу 450–600 °С. Минералы первой генерации в глиноземистых породах характеризуются повсеместной устойчивостью дистена в ассоциации с плагиоклазом (олигоклаз-андезином), кварцем, альмандиновым гранатом и слюдами. Характерно отсутствие в них калиевого полевого шпата. Верхний предел метаморфизма, вероятно, не достигает силлиманитовой ступени, так как призматический силлиманит, фибролит и магнезиальный кордиерит появляются на стадии ультраметаморфизма. Формирование плагиоклазовых пегматитов связано, в основном, с процессами метаморфической дифференциации. На участках с высоким содержанием летучих компонентов B_2O_3 и P_2O_5, на что указывают повышенные содержания

турмалина и апатита в некоторых пегматитовых телах, возможно появление расплава, как это видно из положения кривой *5* на PT-диаграмме.

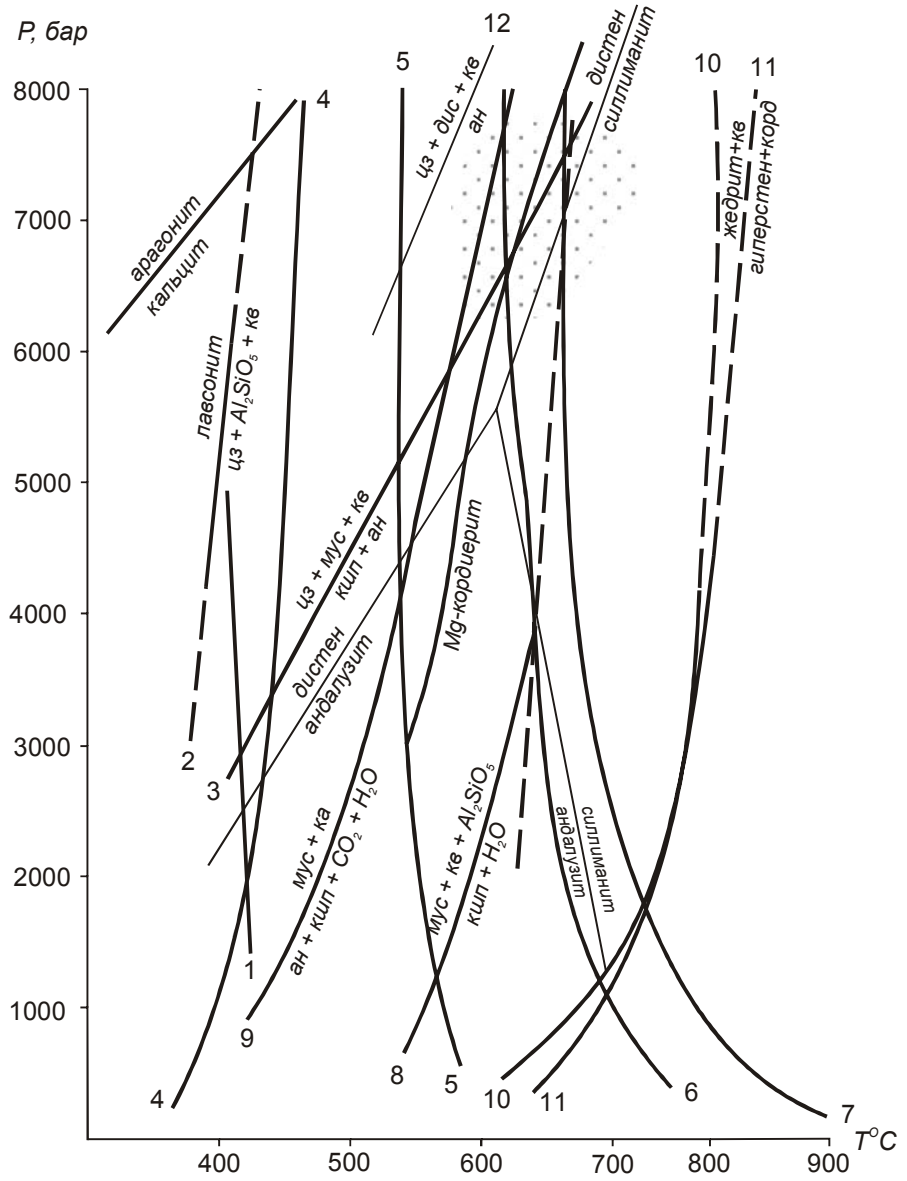


Рис. 7. Область регионального метаморфизма и ультраметаморфизма Мамской толщи на PT-диаграмме экспериментальных кривых критических реакций минералообразования. PT-диаграмма взята из работы Г. М. Другова [1989].

1–14 – экспериментальные кривые критических реакций минералообразования: 1 – устойчивость пренита [Liou, 1971]; 2 – реакции лавсонит = цоизит + Al_2SiO_5 + кварц + флюид [Nitsch, 1968]; 3 – цоизит+мусковит + кварц = анортит + микроклин + H_2O [Achermand, Karl, 1972]; 4 – пирофиллит = Al_2SiO_5 + H_2O [Kerrick, 1968]; 5 – начало плавления пегматита, содержащего фтор [Johns, Burnham, 1958]; 6 и 7 начало плавления гранитоидов составов: 6 – гранитного – кварц – ортоклаз – альбит – анортит [Johannes, 1984]; 7 – тоналитового – кварц – альбит – анортит – H_2O [Luth, Jahns,Tuttle, 1964]; 8 – реакции мусковит + кварц + Al_2SiO_5 = калиевый полевой шпат + H_2O [Kerrick, 1972]; 9 – мусковит + кальцит = анортит + калиевый полевой шпат + H_2O + CO_2 [Hewitt David, 1973]; 10 – граница устойчивости волластонита [Harker, Tuttle, 1956]; 11 – реакции жедрит + кварц = гиперстен + кордиерит [Akella, Winkler, 1966]; 12 – цоизит + дистен + кварц = анортит [Johannes, 1984; Newton, Kennedy, 1963]; 13 – ставролит + кварц =

альмандин + силлиманит [Richardson, 1968]; 14 – граница устойчивости магнезиального кордиерита [Schreyer, 1969–1970]. Тройная точка и поля устойчивости модификаций Al_2SiO_5 дистена, силлиманита и андалузита [Richardson, Gilbert, Bell, 1969]

Повсеместная устойчивость дистена в глиноземистых породах, эпидотовых минералов и плагиоклаза (андезина) в известково-силикатных разновидностях при отсутствии калиевого полевого шпата во всех группах пород характеризует область давлений $P_{общ.}$ в промежутке между кривыми *3* и *12*, т. е. интервале 5–6,5 кбар. Причем $P_{общ.}$ значительно превышает $P_{лит.}$. Высокое давление обеспечивается как за счет возрастания флюидного давления, так и избыточного стрессового давления. Отсутствие волластонита в известковых кварцсодержащих породах и повсеместно развитие в них цоизита позволяет предполагать достаточно высокое парциальное давление углекислоты, что подтверждается исследованиями жидких включений в дистене из метаморфических пород Мамской толщи [Макагон, 1977].

Метаморфические преобразования первого этапа вызваны тепловой энергией, поступающей в виде разогретых углекисловодных флюидов с нижних частей толщи без заметного поступления вещества. Поступление флюидов по наиболее проницаемым зонам подтверждается интенсивным развитием плагиоклазовых пегматитов в зонах северо-восточных надвигов. Таким образом, основные преобразования Мамской толщи характеризуют следующую последовательность событий: поперечное сжатие и формирование линейной складчатости, подъем геоизотерм и региональный метаморфизм, пегматитизация и формирование первичной каркасности системы. Каркасность обеспечивается выдавливанием гранитогнейсового полупластического материала по зонам надвигов, формированием плагиоклазовых пегматитов, обособлением антиклинального поднятия разломами глубокого заложения.

Второй этап эволюции мамской толщи характеризуется ослабеванием сил поперечного сжатия, возникновением сдвиговых напряжений в результате юго-восточного смещения Центрального тектонического блока, последующим разогревом толщи и формированием купольных структур – термальных антиклиналей, представляющих собой зарождение гнейсово-купольных структур. Поступление тепловой энергии обеспечивается восходящими гранитизирующими растворами в наиболее проницаемых зонах, как правило, узлах пересечения тектонических зон глубокого заложения. Термальные антиклинали объединяют зоны VI и VII субфаций, контролируют метаморфическую зональность района и формирование палингенных плагиоклаз-микроклиновых пегматитов. Нами выявлена вертикальная зональность очаговых высокотемпературных зон [Другов, Карпов, 1979; Другов, Черемных, 1983] от гранитогнейсовых полей фундамента к реоморфизованным телам гранито-гнейсов в низах толщи, которые сменяются выше по разрезу вытянутыми и изометричными грибовидными массивами гранит-пегматитов. Более подробно эта зональность рассмотрена в предыдущем разделе.

В метаморфических породах термальных антиклиналей формируются новые генерации крупнокристаллического дистена, альмандинового граната, призматического силлиманита и фибролита, олигоклаз-андезина и слюд, а также новообразований магнезиального кордиерита (глиноземистые разновидности), диопсида, скаполита, роговой обманки, граната, калиевого шпата (известковые кварцсодержащие породы). Парагенезисы минералов свидетельствуют о возрастании температуры среды минералообразования от 600–650 ^oC (верхнего предела первого этапа эволюции) до 700–750 ^oC на PT-диаграмме, что определяется исчезновением мусковита и устойчивости вместо него калиевого полевого шпата (кривая 8). Термальные антиклинали

представляют собой ультраметаморфические зоны, в которых широко распространены массивы гранитовидных плагиоклаз-микроклиновых пегматитов, проникающим по зонам тектонических разрывов в более верхние части толщи, задерживаясь природными барьерами – глиноземистыми горизонтами, образуя под этими природными экранами кусты, узлы и поля пегматитовых тел. Широкому формированию массивов гранит-пегматитов способствуют, вероятно, не только высокие температуры, но и повышение роли воды во флюиде. В частности, анализ флюидной фазы метапород зон ультраметаморфизма Мамской толщи, выделяемых нами ранее как очаговые высокотемпературные зоны [Другов, Карпов, 1979], показывают высокую степень окисления флюида и возрастания в нем роли воды. Так как формирование зон ультраметаморфизма происходило на инверсионном этапе эволюции толщи, то следовало ожидать падения давления, неизбежного в завершающеq стадии второго этапа. В начальной стадии инверсионного этапа происходит незначительный спад давления, на что указывает устойчивость парагенезисов с дистеном, альмандином, силлиманитом, магнезиальным кордиеритом. Отсутствие в них андалузита позволяет оценивать нижний предел давлений выше тройной точки на PT-диаграмме (см. рис. 7), т. е. выше 5,5 кбар. Верхняя граница давлений может достигать 7 кбар, так как в гранитовидных пегматитах становится он устойчивым, вероятно, магматического происхождения, мелкий призматический мусковит размером 0,5–1 см в равновесных соотношениях с кварцем, плагиоклазом и калиевым полевым шпатом (Карпов и др., 1976 г.).

Статистический анализ баланса химического состава метапород зон ультраметаморфизма показывает устойчивую тенденцию возрастания в них K_2O, NA_2O и SiO_2 [Буряк, Другов, Шаров, 1972]. Следовательно, на втором эволюции мамская толща представляет собой открытую систему относительно щелочей и кремнезема.

Процессы перекристаллизации завершают прогрессивную стадию регионального метаморфизма и протекают при PT-условиях соответствующих метаморфических зон, в участках толщи с переменным давлением (Другов, Ковшова, 1974 г.). Процессы перекристаллизации происходят при падении P_{CO_2} и возрастании P_{H_2O} во флюидной фазе, чему способствует спад (даже незначительный, порядка несколько сотен атмосфер) общего давления в локализованных участках разрывных нарушений.

Ч.2.5. Регрессивная стадия регионального метаморфизма

С понижением PT-условий метаморфизма процессы перекристаллизации переходят в регрессивные изменения, которые фиксируются во всех группах пород и жильных образованиях Мамской толщи. По петрографическим данным нами выделены четыре регрессивные стадии мусковитового замещения: высоко-, средне- и низкотемпературные и поздняянизко-температурная. В метаморфических породах VI и VII зон наиболее проявлена регрессивная высокотемпературная мусковитовая стадия, которая определяется замещением биотита и плагиоклаза № 35–40 ассоциацией кварц а, мусковита и волокнистого силлиманита (фибролита), часто с альмандином. Одновременно основной плагиоклаз раскисляется до № 25–30, нередко замещается средним скаполитом и цоизитом; пироксен замещается роговой обманкой. Среднетемпературная мусковитовая стадия замещения проявлена значительно слабее и фиксируется, главным образом, в переходной области к V зоне с высокой степенью перекристаллизации пород (г. Силлиманитовый) и в зонах разрывных тектонических на-

рушений (г. Надежда). Регрессивные минералы второй и третьей стадий замещения встречаются еще реже и приурочены, в основном к разрывным тектоническим зонам. На PT-диаграмме рис. 7 температурный интервал первой регрессивной стадии соответствует 550–600 °С – области устойчивости волокнистого силлиманита. Отсутствие андалузита позволяет предполагать достаточно высокое общее давление, выше тройной точки на *PT*-диаграмме, порядка 5,5–6 кбар. В зонах тектонических нарушений (г. Надежда) быстрый спад давления способствует падению P_{CO_2}, возрастанию P_{H_2O} и кислородного потенциала во флюидной фазе, что в свою очередь определяет неустойчивость плагиоклаза и граната и появлению вместо них эпидота, гематита и железистого биотита. Такие замещения благоприятствуют образованию многочисленных включений магнетита и гематита в крупных кристаллах мусковита в пегматитах, что отрицательно сказывается на его качестве.

В V метаморфической зоне интенсивно проявлена средне-температурная мусковитовая стадия замещения, которая характеризуется развитием ассоциации кварца с мелко-пластинчатым мусковитом, нередко секущим сланцеватость, по плагиоклазу № 30–40, биотиту и дистену; раскислением плагиоклаза до № 25, а также замещением его средним скаполитом; бурным ростом граната одновременно с мусковитом. Интенсивное проявление кварц-мусковитового замещения в породах этой зоны способствует образованию крупных скоплений мусковита (кварц-мусковитового замещающего комплекса) в пегматитах. Выделение областей с интенсивным проявлением среднетемпературной регрессивной стадии во вмещающих породах имеет непосредственное поисковое значение на мусковитоносные пегматиты.

Регрессивная минерализация второй и третьей стадий в заметных количествах (свыше 5 %) фиксируется в виде изолированных участков, часто расположенных по периферии слюдоносных узлов. Температурный интервал второй регрессивной стадии соответствует 500–550 °С. В IV зоне интенсивно проявлена регрессивная низкотемпературная мусковитовая стадия, которая определяется замещением плагиоклаза, биотита, дистена светлым и зеленым мусковитом в ассоциации с кварцем, иногда – хлоритом. Температурный интервал третьей стадии замещения соответствует 450–500 °С. Более интенсивно, чем в V–VII зонах, проявлена поздняя – низкотемпературная минерализация. В зонах I–III регрессивная минерализация мало чем отличается от прогрессивной стадии. Температурный интервал низкотемпературной регрессивной минерализации определяется в 400–300 °С по появлению гидрослюд, пренита, цеолитов. Спад давления от высоко- к низкотемпературной регрессивной стадии находится в интервале 5,5–3 кбар.

Каждый слюдоносный узел и отдельные слюдопроявления непременно фиксируются совместной встречаемостью в гнейсосланцевых и глиноземистых породах минералов стадий поздней перекристаллизации и мусковитового замещения. Такая последовательная сменяемость регрессивной минерализации представляет надежный критерий поиска мусковитоносных пегматитов. Вряд ли может иметь самостоятельное поисковое значение выделение зон поздней регрессивной низкотемпературной минерализации, которые определяются как различными тектоническим нарушениями, сформированными независимо от локализации мусковитовых пегматитов, так и процессами, сопровождающими их формирование.

4.2.6. Основные выводы к четвертой главе

Выявлена структурно-метаморфическая эволюция Мамской слюдоносной провинции, которая определяется двумя этапами деформации, регионального метаморфизма, пегматитизации, и слюдоносности пегматитов.

1. Первый этап эволюции определяется поперечным сжатием, формированием линейной голоморфной складчатости, завершается дистеновым типом метаморфизма и формированием плагиоклазовых пегматитов (первая группа пегматитов). Основное значение при формировании пегматитов придается разрывным нарушениям, сопровождающим линейную (продольную) северо-восточную складчатость, а также северо-восточным левосторонним продольным сдвиговым дислокациям, которые завершают первый этап эволюции толщи.

2. Второй этап характеризуется ослабеванием сил поперечного сжатия, снижением пластичности фундамента, возникновением сдвиговых поперечных напряжений, локальным анатексисом толщи, формированием купольных структур – термальных антиклиналей и образованием плагиоклаз – микроклиновых пегматитов (вторая группа).

3. Вся деформация, по нашим представлениям, определяется воздействием внешней силы – давлением Сибирского кратона в южном направлении. На первом этапе главная сила сжатия вызывает в толще формирование северо-восточных линейных складок, хорошо картируемых по маркирующим глиноземистым (дистеновым) горизонтам. Второй этап определяется более сложной деформацией, разделяющей толщу на ряд сегментов внутренних поперечных субмеридиональных и субширотных блоков, каждый из которых определяется спецификой напряженного состояния. Их совокупность отражает общее напряженное состояние толщи. Сдвиговые дислокации наиболее полно проявились в Центральном блоке в виде тектонических пластин, субмеридиональных на северо-востоке блока и субширотных – на юго-западе. Они отражаются в толще интенсивной деформацией линейных складок, развитием поперечных флексурообразных изгибов, кулисных S-образных складок сдвига с крутыми шарнирами, часто имеющих облик структур вращения – вихревых или спиралевидных структур. К ним приурочены изометричные тела (штоки) гранитогнейсов в нижней части разреза толщи и гранитовидных плагиоклаз-микроклиновых пегматитов – в верхней её части.

4. По ориентировке эшелонированных флексурообразных складок нами определены левые направления субмеридиональных сдвигов и правые – субширотных. В близосевой части Мамской структуры, вдоль центрального разлома, сформировались куполовидные складки, контролирующие пространственное размещение гранитовидных пегматитов (гранит-пегматитов). Наиболее крупной из этих складок является ЦАП – структура второго порядка.

5. Дискретность внешней силы определяется её концентрацией на северо-западной границе блоков, возникших внутри мамской толщи вследствие ослабленных глубинных субмеридиональной и субширотной зон в фундаменте. На границе двух разнородных сред происходит разложение этой силы на две составляющих: главную тангенциальную, ориентированную на юго-запад, вдоль северо-западной границы, и нормальную – главную сжимающую

6. Внутри толщи сжимающие напряжения будут всегда поперечными, и структурно-метаморфическая эволюция будет определяться этими условиями в зависимости от анизотропии и пространственного положения внутренних элементов толщи (продольных и поперечных пластин). Планы и типы деформаций в толще, таким образом, определяются ориентировкой главных векторов напряжений: тангенциального (скалывающего) и сжимающего.

7. В тектонических пластинах по субмеридиональным и субширотным разломам возникают напряжения вращения: в меридиональных пластинах – правые, а в субширотных – левые. В соответствии с такими напряжениями геологические структуры отклоняются соответственно вправо, приближаясь к субширотным, и влево – к субмеридиональным.

8. Сочетание S-образных надразломных изгибов и разворотов складчатых структур первого этапа внутри тектонических пластин Центрального блока определяет развитие локальных сдвиговых флексур – левых в субмеридиональном и правых в субширотном его крыльях. Таким образом, мы видим, в соответствии с законом подобия, формирование флексур на различных иерархических уровнях. В целом блок представляет собой структуру вдавливания, подобную региональному левому флексурообразному изгибу.

9. Эволюция структур растяжения (раздвига) в пределах сдвиговых субмеридиональных и субширотных зон региональной флексурообразной структуры мамской толщи определяет формирование рудоносных колонн, контролирующих кусты и узлы концентрации мусковитоносных пегматитовых жил в пределах Мамской толщи. Таким образом, пространственное размещение пегматитовых полей и отдельных жил второй группы, прежде всего, промышленно-слюдоносных пегматитов, контролируется складчато-разрывными дислокациями второго этапа эволюции толщи, среднетемпературными условиями регионального метаморфизма (V – дистеновая зона), а также подновленными структурными элементами первого этапа.

10. Минеральные равновесия регионального метаморфизма соответствуют двум этапам эволюции Мамской толщи. Верхний предел метаморфизма первого этапа, вероятно, не достигает силлиманитовой ступени, так как призматический силлиманит, фибролит и магнезиальный кордиерит появляются на стадии ультраметаморфизма. Повсеместная устойчивость дистена в глиноземистых породах, эпидотовых минералов и плагиоклаза (андезина) в известково-силикатных разновидностях при отсутствии калиевого полевого шпата во всех группах пород соответствуют температурному интервалу 450–600 °С и области давлений $P_{общ.}$ 5–6,5 кбар. Высокое давление обеспечивается как за счет возрастания флюидного давления, так и избыточного стрессового давления.

11. На втором этапе окончательно формируется метаморфическая зональность. Нами выделены 7 зон метаморфических субфаций, соответствующих зеленосланцевой (I и II субфации), эпидот-амфиболитовой (III и IV) и амфиболитовой (V–VII) фациям дистенового типа.

12. Термальные антиклинали представляют собой ультраметаморфические зоны VI–VII, в которых широко распространены массивы гранитовидных плагиоклаз-микроклиновых пегматитов, проникающих по зонам тектонических разрывов в более верхние части толщи, задерживаясь природными барьерами – глиноземистыми горизонтами, образуя под этими природными экранами кусты, узлы и поля пегматитовых тел. Формирование зон ультраметаморфизма происходило на инверсионном этапе эволюции толщи. В начальной его стадии происходит незначительный спад

давления, на что указывает устойчивость парагенезисов с дистеном, альмандином, силлиманитом и магнезиальным кордиеритом. Парагенезисы этих минералов свидетельствуют о возрастании температуры среды минералообразования от 600–650 °С (верхнего предела первого этапа эволюции) до 700–750°С, что определяется исчезновением мусковита и устойчивостью вместо него калиевого полевого шпата. Отсутствие в них андалузита позволяет оценивать нижний предел давлений выше тройной точки на РТ-диаграмме выше 5,5 кбар (см. рис. 7).

13. На втором этапе эволюции Мамская толща, по результатам статистического анализа баланса химического состава метапород зон ультраметаморфизма, представляет собой открытую систему относительно щелочей и кремнезема.

14. С понижением РТ-условий метаморфизма процессы перекристаллизации переходят в регрессивные изменения, которые фиксируются во всех группах пород и жильных образованиях Мамской толщи. Выделены четыре регрессивные стадии мусковитового замещения: высоко-, средне- и низкотемпературные и поздняя – низкотемпературная. На РТ-диаграмме условия формирования этих стадий соответствуют температурному интервалу: 550–300 °С. Спад общего давления оценивается соответственно от 5,5 кбар до 3 кбар. Важное поисковое значение имеет выделение среднетемпературной кварц-мусковитовой стадии замещения, проявление которой связано непосредственно с формированием крупных скоплений мусковита (кварц-мусковитового замещающего комплекса) в пегматитах.

ГЛАВА 5
ОСНОВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ И ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ СЛЮДОНОСНЫХ УЗЛОВ МАМСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Формирование мусковитовых пегматитов Мамской слюдоносной провинции обычно связывается с процессами складчатости и соскладчатыми надвигами. Сдвиговым дислокациям, в особенности субмеридиональным, придается второстепенное значение. Нет достаточно надежных моделей, объясняющих характерную встречаемость слюдоносных пегматитов в провинции в виде узлов концентрации (слюдоносных узлов), так как существующие представления учитывают, в основном, данные эрозионного среза. Целью настоящей главы является определение контролирущих структур, в особенности сдвиговых зон, в пространственном размещении мусковитовых пегматитов на основе детальных геолого-структурных данных.

В главе рассматриваются слюдоносные узлы как в субмеридиональном (Витимская и Колотовская группы месторождений), так и субширотном (Слюдянская, Согдиондонская, Олонгринская группы) крыльях сдвиговой флексурной структуры вдавливания. Отмечаются специфика их формирования, особенности складчатых наложенных деформаций, структур раздвига и закономерностей формирования в них промышленного мусковита. Подчеркивается протяженность слюдоносных узлов на глубину.

В Мамской слюдоносной провинции обычно выделялись кусты и узлы промышленно-слюдоносных пегматитовых жил. Слюдоносный узел характеризовался как пространственно сближенная совокупность мусковитоносных пегматитовых жил, сформировавшихся близко во времени, в сходных структурных и генетических условиях. Слюдоносные узлы, по представлению многих геологов, контролируются крупными антиклинальными складчатыми структурами, осложненными структурными элементами наложенной поперечной складчатости (Мейснер, 1966 г.; Спиридонов, 1973 г.); [Кремляков, 1984].

В настоящее время понятие слюдоносного узла, общепринятое для обозначения пространственно сближенных слюдоносных кустов и узлов, не употребляется и заменено понятиями пегматитовых полей [Кочнев, 1975; Родионов, 1964]. С такими представлениями трудно согласиться, так как особенностью достаточно крупных слюдоносных объектов (крупных жил, их кустов и узлов) Мамской провинции является их отражение в структурах глубокого заложения. Следовательно, они должны рассматриваться как объемные (корневые) объекты. В соответствии с этими представлениями, под мусковитоносным узлом нами понимается совокупность обособ-

ленных групп – кустов (в традиционном понимании полей) мусковитоносных пегматитовых жил, отражающаяся в структурах глубокого заложения. Поле пегматитовых жил, в этом случае представляет совокупность рудных полей месторождений, объединенных единством возраста, генезиса, геолого-структурных условий формирования. Под месторождением нами понимается отдельная пегматитовая жила (или куст жил) с промышленными скоплениями крупнокристаллического мусковита. Мусковитоносные кусты (поля) контролируются тектоническими складчато-разрывными дислокациями, развитыми или выраженными во вмещающей толще или в магматическом комплексе гранит- пегматитов.

Таким образом, месторождения мусковитовых пегматитов сформировались в виде узловых объектов, образующих последовательный ряд: слюдоносная жила или куст пегматитовых жил – узел концентрации слюдоносных кустов жил (слюдоносный узел) – группа слюдоносных узлов – рудный (слюдоносный) район – слюдоносная провинция. Ряду слюдоносных объектов соответствует аналогичный ряд рудоконтролирующих структур от элементарных узлов рудной трещиноватости до надразломных складчато-разрывных структур.

Геолого-структурные условия формирования слюдоносных жил, кустов и узлов концентрации рассмотрены в соответствующих разделах монографии. Группы месторождений, в общем случае, соответствуют рудничным полям, хотя последние часто выделялись по экономическим соображениям. Слюдоносные районы выделяются нами впервые в пределах Мамской провинции, а именно:

1. Витимско-Колотовский, включая Максимихинскую группу;
2. Луговский;
3. Слюдянско-Согдиондонский, включая Кочектинскую группу;
4. Довгокитско-Олонгринский;
5. Чуйско-Мочикитский.

Все эти слюдоносные районы контролируются структурными элементами крупных тектонических структур глубокого заложения, соответственно: субмеридиональным крылом Центрального тектонического блока (район 1); центральной его частью (район 2), субширотным крылом (район 3), купольными структурами ЦАП и разломами юго-западного блока (районы 4 и 5).

Северо-восточный и юго-западный фланги провинции, где известны соответственно Марская и Рыбачинская группы мелких слюдоносных жил, нами не рассматриваются вследствие недостаточной изученности.

5.1. Узлы месторождений Витимской группы

В пределах Витимской группы распространены групповые мусковитоносные объекты (кусты и узлы), разнообразные по геологическим условиям образования, степени изученности, ценности и запасам. Нами изучены слюдоносные жилы и кусты гольцов Северный, Зеленый, Лысый, Моховой, Богатый. Составлена Специализированная геологическая карта с элементами прогноза Витимской группы масштаба 1:25 000, определены глубинные контролирующие элементы слюдоносных узлов. Схема этой карты представлена на рис. 8.

Сопоставление литолого-стратиграфических колонок, составленных по опорным разрезам Витимской группы и сопредельных площадей, показывает, что распространенные на этой площади парапороды залегают выше стратотипического разреза слюдянкинской свиты, изученного на Слюдянской группе, и должны быть отнесены к вышележащей согдиондонской свите. Прослеживанием по простиранию маркирующих горизонтов высокоглиноземистых пород уточнены стратиграфическая последовательность напластования и геологические структуры. Установлен переход горизонта Sg_1^2b по простиранию из северо-западного крыла Гнейсовой синклинали в юго-восточное крыло и замковую часть антиклинали, откартированной на гольцах Скалистом, Соболином, Мшистом.

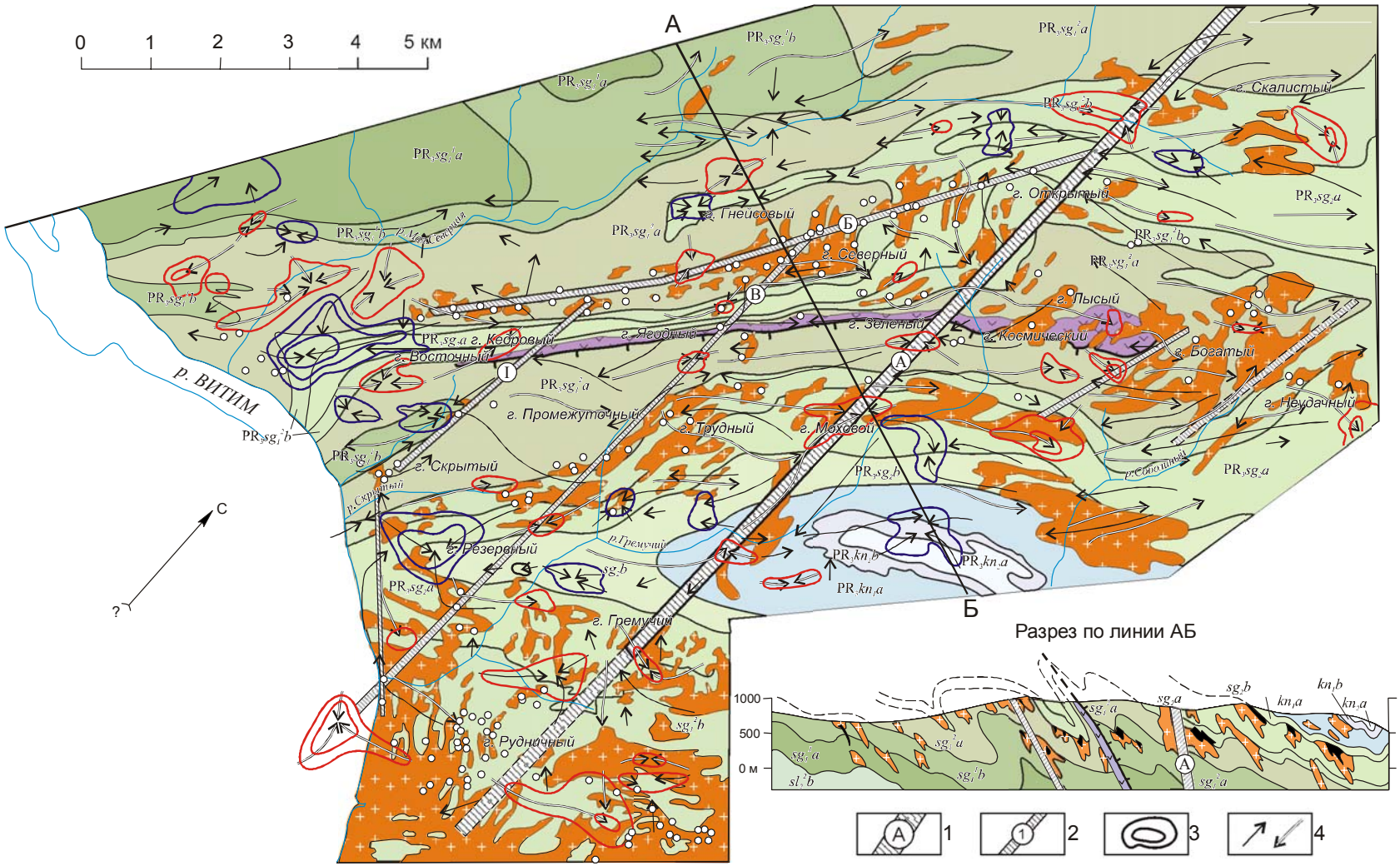


Рис. 8. Геолого-геофизическая карта Витимской группы месторождений.

1 – гравитационная ступень третьего порядка; 2 – гравитационная ступень четвертого и пятого порядков; 3 – аномалии силы тяжести: синие линии – положительные, красные – отрицательные; 2 – оси линейных аномалий силы тяжести: тонкие стрелки – положительные, двойные – отрицательные: АБ – линия геологического разреза; г. Зеленый и т. д. – названия гольцов. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

Складчатая структура Витимской группы определяется сжатыми северо-восточными асимметричные складками – F_1 третьего порядка, деформированными сдвиговыми складками и флексурами – F_2. Это – запрокинутые к северо-западу складчатые F_1-структуры, так называемые (с запада на восток) Онуфриевская антиклиналь, Гнейсовая синклиналь, Малосеверная антиклиналь, Кедровая синклиналь (название дано по гольцу Кедровому), Промежуточная антиклиналь (по гольцу Промежуточному), Гремучинская синклиналь, Больше-Северная антиклиналь. Длина их достигает 10–20 км, ширина около 2 км, редко 4 км, амплитуда 0,5–2 км. Погружение шарниров этих складок, в основном, северо-восточное.

Складчатые деформации второго этапа определяются левосдвиговыми тектоническими подвижками по субмеридиональной тектонической зоне глубокого заложения, формированием флексурообразных изгибов, северо-западных и субмеридиональных отрывных и сколовых трещин. В результате перемещения блоков фундамента образовались достаточно крупные флексурообразные складки, объединенные под названием Камчатской флексуры [Кремляков, 1966]. В ее пределах произошла переориентация первичных линейных складок и их шарниров. Эта структура, распространенная на гольцы Северный, Лысый, Космический, Богатый, Неудачный, имеет длину около сопряженного субмеридионального крыла около 3 км. Общий шарнир погружается в субширотном направлении под ∠ 10–20°. Наибольший разворот крыла структуры обнаруживается в районе жилы № 64 г. Северного, где резко меняются простирание и падение пород (см. рис. 8).

Разрывные нарушения представлены допегматитовыми, синпегматитовыми и постпегматитовыми нарушениями. Допегматитовый надвиг, выполненный гранат-биотитовыми метасоматитами, прослежен от г. Восточного до г. Богатого. Это хорошо подтверждается высокоинтенсивными магнитными аномалиями.

Синпегматитовые зоны дробления, взбросо-сдвиги имеют различную ориентировку. С линейной северо-восточной складчатостью связаны зоны, расположенные вдоль юго-восточного крыла Малосеверной антиклинали, прослеживаемой на гольцах Резервном, Трудном, Моховом. В пределах флексурообразной складчатости и зон субмеридиональной трещиноватости развиты разрывы, выполненные пегматитами северо-западной и субмеридиональной ориентировки, часто с юго-восточным и южным склонением.

Наиболее крупная Гремучинская (Соболиная*) синклиналь определяет структурную позицию Витимской группы. Длина её свыше 20 км, ширина около 5 км. Ядро и крылья синклинали деформированы сдвиговыми структурными элементами, как это видно на рис. 8, субмеридиональной тектонической зоной глубокого заложения.

Субмеридиональные тектонические зоны выделены нами по высокоточным гравиметрическим данным. Гравитационное поле Витимской группы преобразовано в виде своеобразных осей, проведенных через последовательные отчетливо выраженные изгибы изолиний Δg. Сопоставление гравиметрических данных с геологическим строением площадей, изученных детальными геологопоисковыми и поисково-разведочными работами, показало, что осложнения гравитационного поля вызваны, в основном, существенной разницей плотностей пегматитовых тел (плотность около 2,55 г/см^3) и вмещающей метаморфической толщи (средняя плотность около 2,67 г/см^3). Крупные северо-западные и субмеридиональные секущие пегматитовые

* Условное название дано по руч. Соболиному, пересекающему ядро складки в меридиональном направлении.

тела характеризуются локальными, часто изолированными аномалиями. Значительно более распространены пегматитовые тела, развивающиеся по разрывам, близким к слоистости и конформным к вмещающей толще. В гравитационном поле они отражаются в виде последовательных изгибов изолиний Δg в сторону возрастания (отрицательные оси) или убывания (положительные оси) их значений.

При анализе преобразованной карты аномалий силы тяжести нами выделен ряд гравитационных ступеней. В основу их положены следующие признаки:

1. Отрицательные оси Δg вблизи ступени изгибаются и прерываются, фиксируя отрицательную аномалию.
2. Крупные осевые линии Δg, переходя через гравитационную границу, резко перегибаются (переламываются) или же прослеживаются вдоль неё.
3. Отрицательные замкнутые аномалии концентрируются вблизи неё.

Гравитационная ступень третьего А прослеживается в меридиональном направлении, фиксируется по всем трем названным признакам: осевые линии, как положительные, непосредственно вблизи её изменяют направление от северо-восточного на меридиональное и очень редко проходят через неё с резким изгибом (переломом). Отрицательные замкнутые аномалии приурочены к ней на всем протяжении. Ступень разделяет поле Витимской группы на две части (северо-восточную и юго-западную) и, однозначно, прослеживается в меридиональном направлении от р. Бол. Северной до верховьев р. Мал. Северной.

Гравитационная ступень четвертого порядка – Б выделается по резким переломам мелких осевых линий внутри полосы северо-восточного направления шириной 500–800 м, в пределах Малосеверной антиклинали, где отрицательные осевые линии меняют свою традиционную северо-восточную ориентировку на субширотную. Остальные ступени четвертого порядка фиксируются в меридиональном направлении по всем трем признакам: резким переломам и параллельным перегибам осевых линий Δg, приуроченностью к ним мелких отрицательных аномалий.

Особенности геологического строения Витимской группы хорошо отображаются в неоднородностях гравитационного поля. Так синклинальные складчатые структуры 2–3 порядка приурочены к участкам сосредоточения положительных аномалий Δg, антиклинальные – к отрицательным, преимущественно открытым аномалиям. Ступень А, совпадающая с зоной Гремучинского разлома, выражается концентрацией пегматитовых массивов как закартированных с поверхности, так и скрытых на глубине, а также перегибами литолого-стратиграфических горизонтов, известных под названием Камчатской флексуры. Продольная ступень совпадает с центральной частью Малосеверной антиклинали третьего порядка. Остальные ступени характеризуются мелкими флексурными перегибами вмещающей толщи и конфигурацией пегматитовых массивов.

Гравитационные ступени контролируют размещение слюдоносных жил и их кустов. Разброс слюдоносных жил вокруг ступеней определяется влиянием коротких поперечных створов протяженностью не более 1–2 км.

Таким образом, выделенные нами гравитационные ступени отображают тектонические зоны глубокого заложения повышенной проницаемости, по которым проникали флюиды, вызвавшие пегматитизацию толщи и формирование слюдоносных жил. Тектонические зоны пересекают общий структурный план толщи и отражаются формированием в ней наложенных флексурообразных перегибов и локальных оперяющих разрывов – створов, к которым приурочены промышленно-слюдоносные жилы. Совпадение продольной тектонической зоны с центральной частью Малосеверной антиклинали третьего порядка предопределило формирование слюдоносных

узлов вдоль этой структуры под отчетливо выраженным экраном дистеновых пород, выступающих на её крыльях: узлы гольцов Восточного, Кедрового, Ягодного, Северного, Открытого.

Гравитационные ступени могут отождествляться в первом приближении с плоскими поверхностями с крутым – западным, близким к вертикальному (ступени А и В), и наклонным – юго-восточным, соответственно залеганию вмещающей толщи (ступень Б), падениями.

Все крупные жилы и слюдоносные узлы, протяженные на глубину, приурочены к перегибам сопряженных положительных и отрицательных осевых линий аномалий Δg, отражающих изгибы вмещающих пород. Так, перегиб положительной осевой линии в районе жилы № 19 подтверждается отклонением вмещающих пород от северо-восточного до меридионального направлений. Приуроченность крупных жил и кустов к положительным осевым линиям и отсутствие какой-либо их связи с отрицательными замкнутыми аномалиями определяется удаленностью промышленно-слюдоносных жил от крупных пегматитовых массивов.

Выделенные гравитационные ступени меридионального направления разрывают высокоинтенсивные линейные аномалии ΔZ. Представляют собой тектонические зоны, контролирующие распределение пегматитов и промышленно-слюдоносных жил Витимской группы. Тектоническая активность этих зон значительно проявилась после этапа линейной складчатости и соскладчатых надвигов и формировалась синхронно с наложенной складчатостью, образованием плагиоклаз-микроклиновых пегматитов и их слюдоносностью.

Главенствующее положение занимает так называемая Гремучинская тектоническая зона глубокого заложения взбросо-сдвигового характера, с левосторонней сдвиговой составляющей. Эта зона шириной около 5 км прослеживается в бассейне руч. Гремучий в меридиональном направлении от гольца Рудничного, в районе жилы № 46, через гольцы Гремучий, Попутный, далее Моховой, Зеленый, Открытый, Вершина Северки (в бассейне р. Малой Северной), Студенческий (на водоразделе рек Мал. Северной и Соболевки).

Проведенные нами геолого-структурные исследования коренных обнажений и горных выработок на протяжении всей зоны от г. Рудничного до г. Студенческого показывают:

1) изменение залегания вмещающих пород от генерального северо-восточного простирания до субмеридионального, а внутри тектонических пластин – до субширотного;

2) преобладание северо-западных и субмеридиональных разрывов в соответствии с одноименными контактами крупных плагиоклаз-микроклиновых пегматитовых тел слюдоносных жил.

Выявлена интенсивная деформация юго-восточного крыла Гремучинской (Соболиной) синклинали в пределах рассматриваемой тектонической зоны глубокого заложения: в районе гольцов Рудничный, Гремучий и Попутный. Выделены сопряженные сдвиговые синклинальнальная и антиклинальные складки с погружением шарниров соответственно в северо-восточном 34°∠30° и субширотном 70°∠45° направлениях (рис. 9). Такие погружения шарниров определяются сменой пологих северо-восточных падений пород западного крыла на крутые субмеридиональные – восточного крыла у наложенной сдвиговой синклинали, а у сопряженной сдвиговой антиклинали – сменой крутого субмеридионального западного крыла до северо-западного крутого – восточного крыла. Север-северо-восточные погружения шарниров сдвиговых складок соответствуют оси *b* левосдвигового эллипсоида деформации на рис. 9 вдоль субмеридиональной Гремучинской зоны.

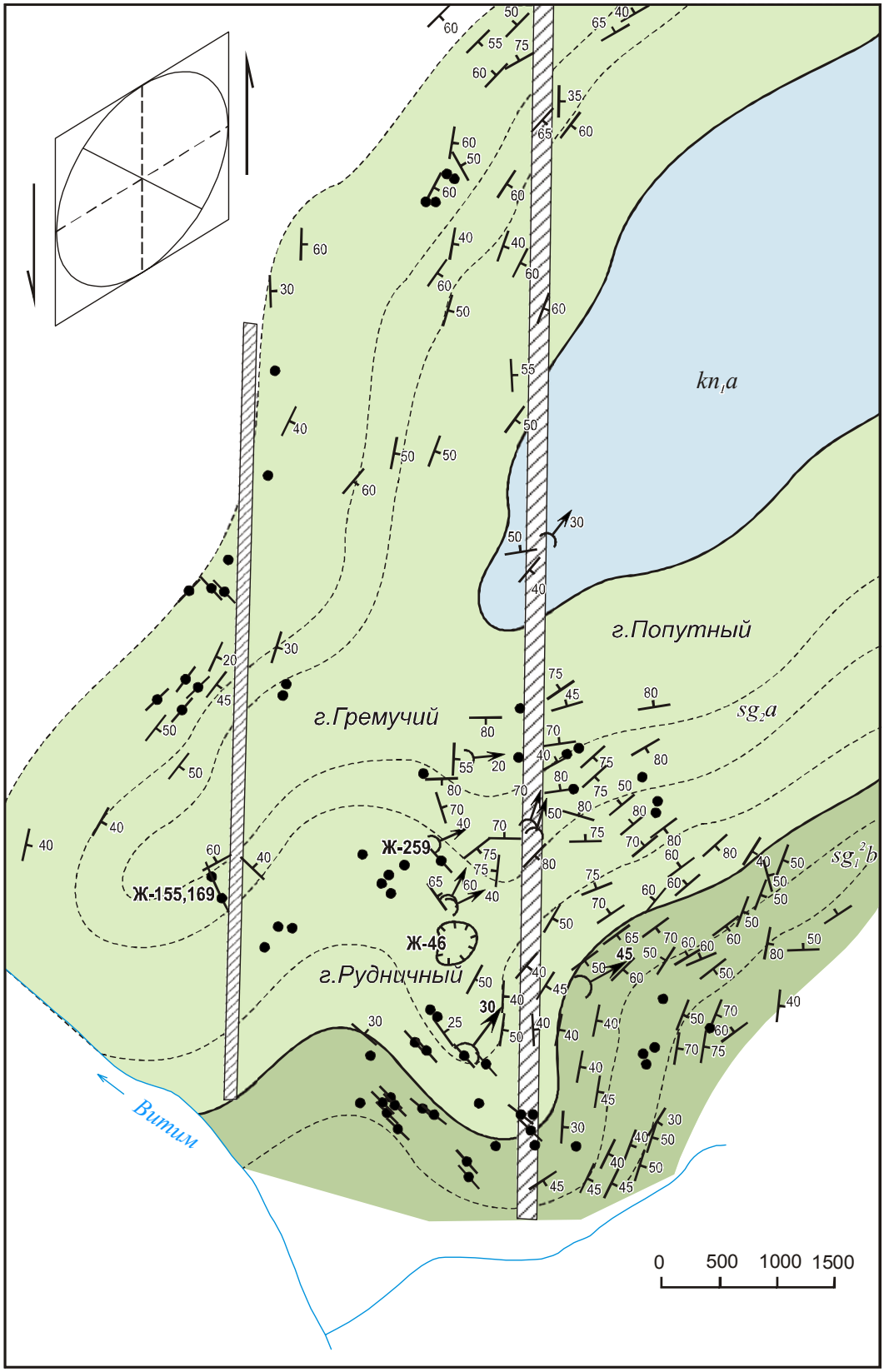


Рис. 9. Деформация юго-восточного крыла Гремучинской синклинали складками сдвига.
В левом верхнем углу показан эллипсоид деформации меридионального левого сдвига. Остальные условные обозначения см. на рис. 1 и 8

Таким образом, синклинальная сдвиговая складка на г. Рудничном, в районе жил № 46, 86, 24, 150, представляет собой асимметричную синклиналь, запрокинутую на северо-запад и погружающуюся на север-северо-восток. Сопряженная с ней складка в районе жил № 26, 27, 253, 254, 255 представляет собой антиклинальный перегиб, шарнир которого погружается в субширотном направлении.

Аналогичные, но менее выраженные сопряженные складки, деформирующие ядро Гремучинской (Соболиной) синклинали зафиксированы на гольцах Резервном и Гремучем. Эти складки сформировались также при левом сдвиге вдоль субмеридиональной тектонической зоны глубокого заложения. Левосдвиговые подвижки вдоль Гремучинской субмеридиональной тектонической зоны определяют в её пределах ориентировку микроскладок, шарниры которых круто погружаются на СВ 20–30°∠50–70° (см. рис. 9).

В пределах антиклинального перегиба, на г. Попутном, вблизи Гремучинской зоны выявлены S-образные изгибы с амплитудой 400–500 м и шириной изгиба 100–150 м: простирание пород изменяется от северо-восточного до субмеридионального, затем до субширотного и вновь до северо-восточного. Шарниры изгибов ориентированы также в север-северо-восточном направлении. Сдвиговые деформации сопровождаются более крутым залеганием вмещающих пород в пределах меридиональных тектонических зон.

На северо-западном крыле Гремучинской (Соболиной) синклинали, на участках гольцов Трудный Моховой, Лысый, Зеленый, а также на гольцах Открытом и Студенческом также фиксируются деформации линейных сжатых складок вблизи Гремучинской субмеридиональной тектонической зоны, аналогичные выявленным деформациям левого сдвига на юго-восточном крыле синклинали. Но в связи с выдержанным юго-восточным падением пород толщи и запрокинутостью линейных F_1-складок на северо-запад, шарниры сдвиговых складок и флексурообразных изгибов ориентированы в юго-восточном и субширотном направлениях. Все эти деформации в совокупности обычно выделяются под общим названием субширотной Камчатской флексуры (Кремляков, 1964 г.; 1984 г.); [Чесноков, 1975].

Таким образом, сдвиговый характер Гремучинской меридиональной тектонической зоны глубокого заложения подтверждается:

1) складками сдвига и погружением их шарниров на ССВ; флексурообразными и S-образными изгибами, осложняющими линейную складчатость первого этапа;

2) резким возрастанием крутизны падения вмещающих пород вплоть до вертикального вблизи тектонической зоны;

3) приуроченностью к ней крупных секущих северо-западных плагиоклаз-микроклиновых, а также субмеридиональных пегматитовых тел, сформировавшихся соответственно в трещинах отрыва и надразломного тектонического кливажа при деформациях меридионального левого сдвига.

Выявленные нами субмеридиональные зоны глубокого заложения и их тектоническая природа, очевидно, имеют важное прикладное значение, так как к ним приурочены крупные секущие субмеридиональные и северо-западные мусковитоносные пегматитовые жилы, такие как № 39 на г. Студенческом, № 46, 259-а и 258 на г. Рудничном, № 155 и 169 на г. Резервном, № 19 на г. Северном и т. д. К структурным элементам сдвиговой складчатости приурочены и такие известные в районе жилы с крупными запасами и качеством мусковита, как жилы 2 и 3 гольца Рудничного. Выделение таких рудоконтролирующих зон позволяет сконцентрировать поисково-

разведочные работы в пределах локализованных площадей и повысить их эффективность при поисках крупных мусковитоносных пегматитовых жил.

На основе выявленной нами закономерности – приуроченности известных крупных жил и кустов к резко выраженным локальным изгибам осей незамкнутых аномалий силы тяжести, отражающим локальные (флексурообразные) изгибы вмещающей толщи были представлены практические рекомендации в 1977 г.: на Специализированной прогнозно-геологической карте было показано 23 перспективных участка, из них 12 первоочередных, приуроченных к резким изгибам таких осей с предположением промышленной слюдоносности (слепых зон) – ориентировочных прогнозных запасов, определенных нами по оптимальным уравнениям связи, найденным методом многошаговой регрессии.

Геологический и экономический эффект Специализированной карты-77 подтверждается выявлением поисковым бурением Мамско-Чуйской экспедиции в 1979–1980 гг.:

1) двух крупных «слепых» промышленно-слюдоносных зон (жила 215) на двух участках № 5 и 7 (работы проводились по проекту экспедиции);

2) «слепых» промышленно-слюдоносных жил № 264 и 265 с общими запасами категории C_2 382 т, соответственно 92 и 290 т, на г. Зеленом (работы проводились по нашим рекомендациям на участке № 7).

Далее рассмотрим слюдоносный узел гольца Северного, который приурочен к меридиональной тектонической зоне глубокого заложения 3-го порядка

5.1.1. Слюдоносный узел гольца Северного

Этот узел слюдоносных жил находится в центральной части Витимской группы и является крупным мусковитоносным и керамическим объектом. С поверхности он изучен детальными поисково-разведочными работами масштаба 1:2 000–1:5 000, структурным геологическим картированием (Кремляков, 1964 г.) и геофизическими методами электроразведки, магнитометрии и гравиразведки. В пределах узла известны 23 промышленно-слюдоносные жилы, 9 перспективных слюдопроявлений.

Авторами монографии проведены структурно-петрографические исследования крупных жил № 19 и 83 как в поверхностных выработках (карьерах и траншеях), так и подземных выработках всех горизонтов штолен.

Структура узла определяется сочетанием северо-восточной Малосеверной антиклинали и складчато-разрывных элементов левосдвиговых подвижек по меридиональной тектонической зоне глубокого заложения. Слюдоносный узел приурочен к замковой части и нормальному крылу этой асимметричной, близкой к изоклинальной, антиклинали. Её шарнир погружается на СВ 15°∠15°. Ядро складки сложено пачкой переслаивания биотитовых, биотит-кварцевых гнейсов, мраморов, скарноподобных (известково-силикатных) пород горизонта Sg_1^2a, крылья – дистен-гранат-двуслюдяными сланцами горизонта Sg_1^2b. Периклинальное замыкание по границе горизонта Sg_1^2b наблюдается северо-восточнее жилы № 64. К северо-западу, на г. Гнейсовом (отм. >1000 м), прослеживается северо-восточная синклинальная складка изоклинального типа с центриклинальным замыканием по границе горизонта Sg_1^2b

на низком гипсометрическом уровне (+600 м). Складка подтверждается также электромагнитными и гравиметрическими данными.

Промышленно-слюдоносные жилы в пределах узла, как это видно из рис. 10, встречаются в виде своеобразных створов:

1) северо-западного – жилы № 19 протяженностью около 250 м;
2) северо-западного – жил № 83, 157, 74, 87 протяженностью около 750 м;
3) субмеридионального – жил № 23, 153, 20, 18, 84-а, 84, 85, 85-а, 59 протяженностью около 1 500 м;
4) северо-западного – жил № 126, 116, 93, 92, 23 протяженностью около 750 м.

Створы расположены с выдержанным интервалом 400–450 м друг от друга. Субмеридиональный «створ» жил приурочен к меридиональной тектонической зоне глубокого заложения (ступень В на рис. 8). Слюдоносные жилы в его пределах формировались в трещинах скалывания, реже – отрыва, в субмеридиональной зоне надразломного кливажа. Жилы № 1, 2 и 4 створов образовались, главным образом, в трещинах отрыва. Это наиболее богатые и протяженные на глубину промышленно-слюдоносные жилы. В пределах узла, наряду с круто залегающими секущими жилами, встречаются крупные пологопадающие слюдоносные жилы № 62, 63, 64, 26 и др., сформировавшиеся в пределах осевого кливажа Малосеверной антиклинали.

Формирование слюдоносного узла г. Северный произошло в следующих наиболее благоприятных условиях:

5) Узел находится в замковой части Малосеверной антиклинали, представляющей собой своеобразную природную структурную ловушку, определяющую концентрацию мусковитоформирующих растворов (флюидов).

6) Трубообразное тело плагиоклаз-микроклиновых пегматитов размером на уровне среза 500×800 м, мощностью около 40 м, с центром около жилы № 23, контролирующее размещение слюдоносных жил узла очевидно представляет собой подводящий канал для этих флюидов;

7) Механизм, обеспечивающий стационарные условия поступления и функционирования флюидов – левосдвиговые смещения вдоль меридиональной тектонической зоны глубокого заложения, вызывающие образование северо-западных трещин отрыва, субмеридиональных сколов непосредственно в тектонической зоне и подновление разрывов по системе осевого кливажа Малосеверной антиклинали;

8) Оптимальные условия формирования мусковитовых пегматитов: относительно хрупкие (компетентные) породы горизонта Sg_1^2a в ядре антиклинали и, наоборот, пластичные глиноземистые породы горизонта Sg_1^2b, экранирующие структуру узла, исключающие образование в них отрывных трещин и создающие благоприятные физико-химические условия – постоянство химического потенциала калия, необходимого для образования скоплений крупнокристаллического мусковита;

9) Незначительный уровень эрозионного среза, а следовательно и сохранность крупных жил при денудации.

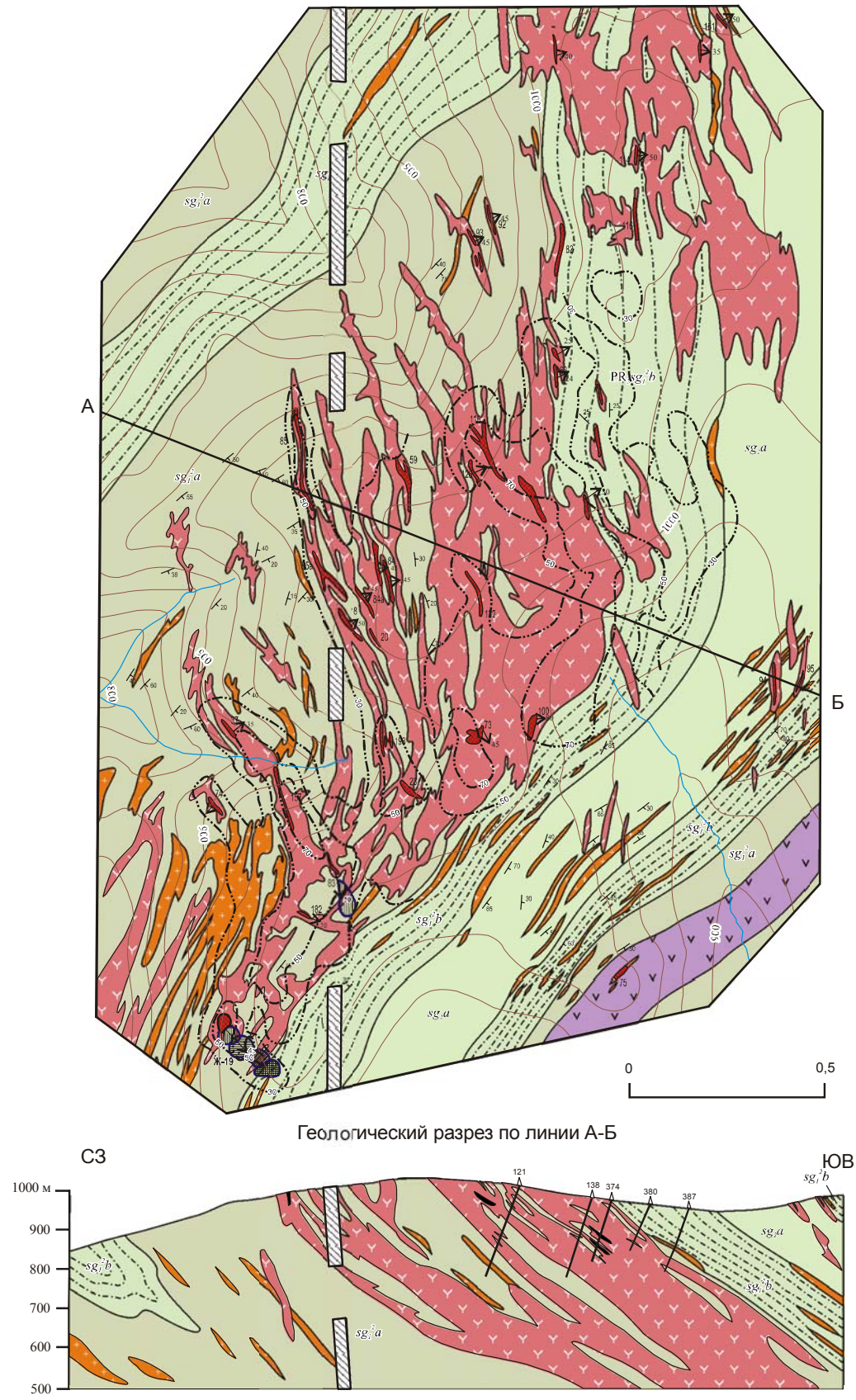


Рис. 10. Геологическая карта слюдоносного узла голец Северный.
Штриховыми линиями с двумя точками показаны изоконцентраты пегматитов (цифры); Ж-19 и т. д. – номера промышленно-слюдоносных жил. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

5.2. СТРУКТУРА КОЛОТОВСКОЙ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Рассматриваются структуры, в особенности меридиональные сдвиговые зоны, контролирующие размещение мусковитовых пегматитов на основе детальных геолого-структурных данных центральной части Мамской слюдоносной провинции, главным образом, Колотовской группы месторождений, и в ее пределах – пространственной модели слюдоносного узла гольца Большой Арарат, как одной из типоморфных моделей для провинции. В основу исследований положены материалы, полученные авторами при детальном изучении структуры слюдоносного узла центральной части гольца Большой Арарат, а также материалы геологосъемочных, структурно-съемочных, геологоразведочных и эксплуатационных работ.

По результатам детальных структурно-съемочных работ нами составлена геолого-структурная схема Колотовской группы месторождений (см. рис. 11). На этой схеме комплекс метаморфических парапород отнесен к слюдянкинской и согдиондонской свитам мамской подсерии. Наращивание разреза происходит в юго-восточном направлении, где в ядрах синклиналей выходят породы согдиондонской свиты.

Структурный план Колотовской группы определяется деформированными северо-восточными линейными складками, прослеживающимися с юго-запада на северо-восток. Протяженность складок свыше 10 км при ширине 0,8–1,5 км. Степень сжатости складок варьирует от открытых – на северо-западе и юго-востоке площади до сжатых изоклинальных, запрокинутых на северо-запад – на правобережье р. Колотовки. Линейная складчатость осложнена чешуйчатыми надвигами. В зоне надвига метапороды приобретают характерный облик однородных по составу темных биотитовых гнейсов со смоляно-черным биотитом, так называемых «метасоматитов». Ориентировка линейности дистена первой генерации в осевых частях складок соответствует ориентировке шарниров северо-восточных складок волочения.

Северо-восточные складки деформированы субмеридиональными сдвиговыми зонами, которые выделяются по эшелонам S-образных сопряженных сдвиговых складок с крутыми шарнирами, ориентированными по азимуту 0–40°. Характерна асимметричность сопряженных складок, которая выражается в значительно большей сжатости левых складок. Ориентировка крупнокристаллического дистена второй генерации соответствует ориентировке их шарниров.

Разрывные нарушения субмеридиональной сдвиговой деформации выражены субмеридиональными – сколовыми и северо-западными – отрывными, а также подновленными послойными северо-восточными разрывами, которые фиксируются по ориентировке плагиоклаз-микроклиновых слюдоносных пегматитовых и реже – кварцевых жил. Сравнительно редко встречаются субширотные (сколовые) пегматитовые жилы. Субмеридиональный кливаж разлома выражен неотчетливо, что свидетельствует о верхнем срезе сдвиговых зон, а также сравнительно слабой их выраженности, что позволяет отнести их к «зачаточному» сдвигу [Воронов, 1988]. Складчатые и разрывные структуры переориентируются в субмеридиональном направлении непосредственно в зонах сдвига и в субширотном – в межсдвиговых зонах, как это видно из ориентировки структур на г. Эпидотовом. К субмеридиональным сколам часто приурочены крупные промышленно-слюдоносные жилы, которые обычно встречаются в виде «цепочек» или кулисообразных зон, например, такие гигантские жилы, как № 27 и 90 на г. Валежном; № 46 – на г. Противорудничном; субмеридио-

нальный куст жил на гольце Голом; № 187, 153, 154 – на г. Большой Арарат.

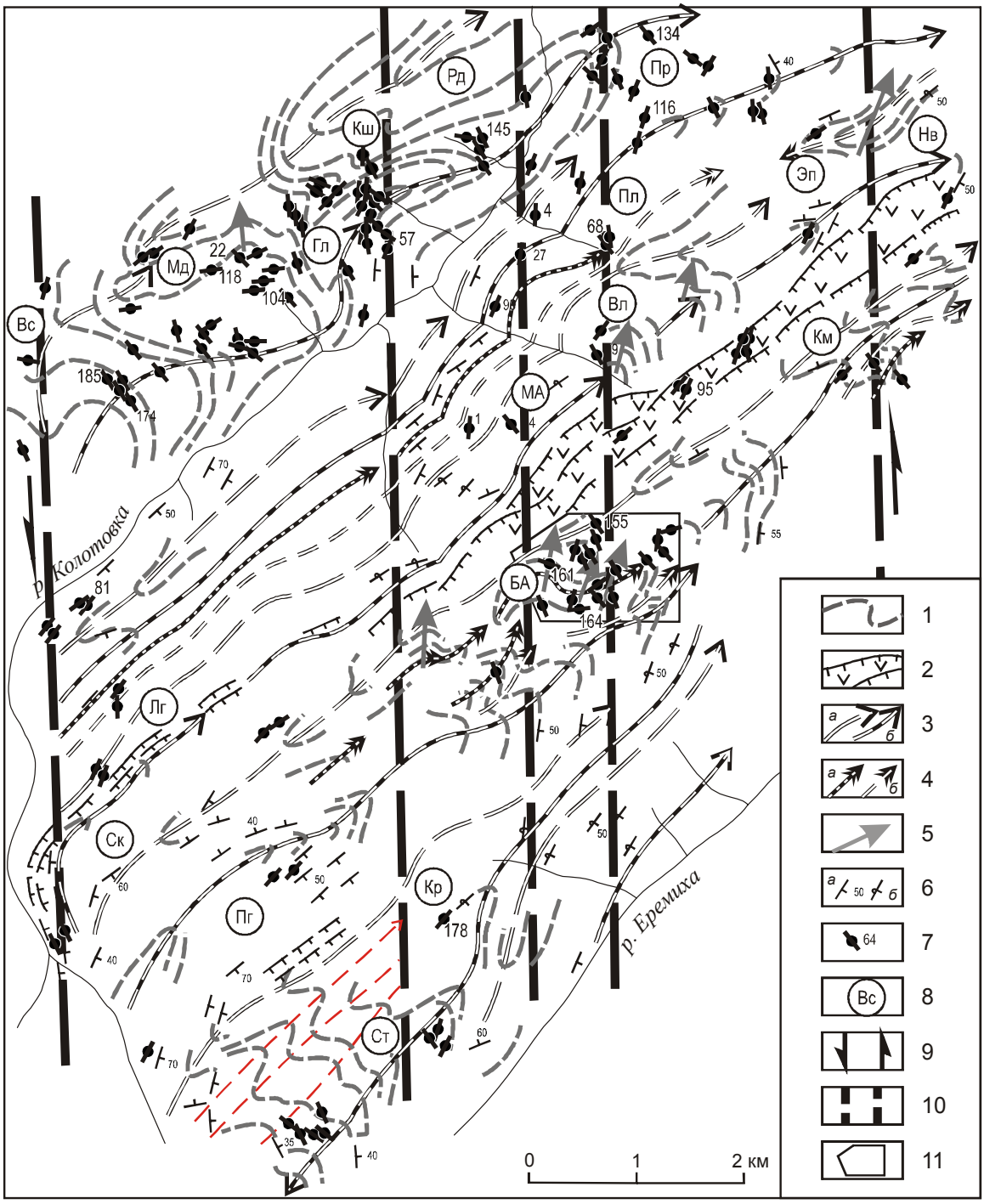


Рис. 11. Геолого-структурная схема Колотовской группы месторождений.

1 – структурные линии; 2 – зоны допегматитовых надвигов первого этапа, по которым развиваются биотитовые гнейсы метасоматического происхождения; 3–5 – основные элементы складок: 3 – оси линейных складок 2–3-го порядков: а – синклиналей, б – антиклиналей; 4 – оси линейных складок 4–5-го порядков; 5 – шарниры складок сдвига 2-го этапа; 6 – элементы залегания пород; 7 – промышленно-слюдоносные жилы; 8 – названия гольцов: ВС – Веселый, Мд – Медвежий, Кш – Кошмелевский, Рд – Рудничный, Пр – Противорудничный, Пл – Пеледуй, Эп – Эпидотовый, Нв – Новый, Вл – Валежный, МА – Малый Арарат, БА – Большой Арарат, Км – Каменный, Лг – Лагерный, Ск – Скалистый, Пг – Пегматитовый, Кр – Крайний, Ст –

Старательский; 9 – направление сдвиговых деформаций, 10 – меридиональные тектонические зоны глубокого заложения; 11 – местоположение слюдоносного узла гольца Большой Арарат

Отрывные жилы приурочены к наиболее компетентным пачкам пород, в которых преобладают амфиболовые, известково-силикатные или кварцевые разновидности. Как правило, это отдельные крупные северо-западные жилы или короткие цепочки, ограниченные мощностью наиболее компетентных пачек пород: например, жилы № 64 на г. Малый Арарат, № 68 – на г. Пеледуй, № 89 – на г. Валежный. Выявлено также повсеместное развитие северо-восточных пегматитовых жил в зонах рассланцевания и подновленных разрывах первого этапа. Сдвиговые дислокации осуществлялись, таким образом, в условиях северо-западного сжатия по субмеридиональным разломам глубокого заложения. Северо-западная ориентировка сжимающих напряжений сжатия подтверждается также развитием северо-западных крупных (уникальных), протяженных на глубину до 500–600 м промышленно-слюдоносных жил отрывного типа и на Витимском рудничном поле: жила № 19 на г. Северном, № 16 – на г. Шумливом, № 155 – на г. Резервном.

5.2.1. СТРУКТУРА СЛЮДОНОСНОГО УЗЛА ГОЛЬЦА БОЛЬШОЙ АРАРАТ

Слюдоносный узел центральной части гольца Большой Арарат (в дальнейшем – Бол. Арарат) находится в пределах субмеридиональной сдвиговой зоны Колотовской группы (см. рис. 11). Узел детально разведан: на поверхности (+1180 м) траншеями, карьерами, шурфами, расчистками, на глубину – подземными выработками горизонтов штолен № 4 (+1058 м) и № 5 (+962 м), скважинами поискового и разведочного бурения до горизонта +900 м, отдельными скважинами – до горизонта + 800 м. Детальная разведанность узла в целом на глубину составляет около 300 м. Важно подчеркнуть, что контакты большинства слюдоносных пегматитовых жил и зон подсечены горными выработками (поверхностными, подземными) или колонковыми скважинами, доступны для изучения и могут интерпретироваться однозначно. Нами изучено большинство слюдоносных жил в пределах узла в поверхностных и подземных выработках штолен 4 и 5, а также по керну отдельных скважин. За геологическую основу взяты материалы Ю. П. Волощука и Г. С. Фон-дер-Флаасса, под руководством которых осуществлялось производство геологоразведочных работ на г. Бол. Арарат.

В пределах узла распространены высокометаморфизованные породы, отнесенные к двум горизонтам согдиондонской свиты. Породы нижней части разреза ($Sg_1^3a_5$) – преимущественно слюдяные и гранат-двуслюдяные гнейсы и сланцы – фиксируются в ядре опрокинутой на юго-восток антиклинальной складки (рис. 12, 13), крылья которой сложены амфиболовыми гнейсами и извествково-силикатными породами, биотит-кварцевыми и биотитовыми гнейсами ($Sg_1^3 a_6$). Стратиграфически выше амфиболовых пород залегает неоднородный пласт $Sg_1^3 a_7$ переслаивающихся биотитовых, гранат-амфибол-биотитовых гнейсов, известково-силикатных пород, гранат-двуслюдяных сланцев, которые сменяются глиноземистыми породами – дистенсодержащими гнейсами и сланцами маркирующего горизонта Sg_1^3b. Этот горизонт мощностью 150–180 м экранирует слюдоносный узел на уровне эрозионного среза и прослеживается в синклинальных структурах на северо-западе и юго-востоке исследованной площади.

Структура узла характеризуется в виде сложной брахиантиклинали, деформирующей сопряженные антиклинальную и синклинальную складки северо-восточного простирания. Синклинальная складка отчетливо картируется маркирующим пластом мраморов и известково-силикатных пород ($Sg_1^3b_2$) мощностью около 15 м. Ориентировка шарниров синклинальной складки – 65°∠22°, антиклинальной – 70°∠20–25°; осевых поверхностей – 335°∠40°. Сложнодислоцированная антиклинальная складка опрокинута на юго-восток и осложнена сдвиговой складчатостью. Шарниры сдвиговых складок ориентированы в субмеридиональном направлении: в районе жилы № 161 – 10°∠40°, жилы № 164 – 25°∠40°, жилы № 127 – 25°∠40° (см. рис. 12, 13). Антиклинальная складка подвержена наибольшей деформации в центральной части узла (см. рис. 12, 13 разрезы К и И), где положение ее осевой поверхности приближается к горизонтальной с переориентировкой простирания от северо-восточного к субширотному, ядро растянуто и разорвано пегматитовым массивом.

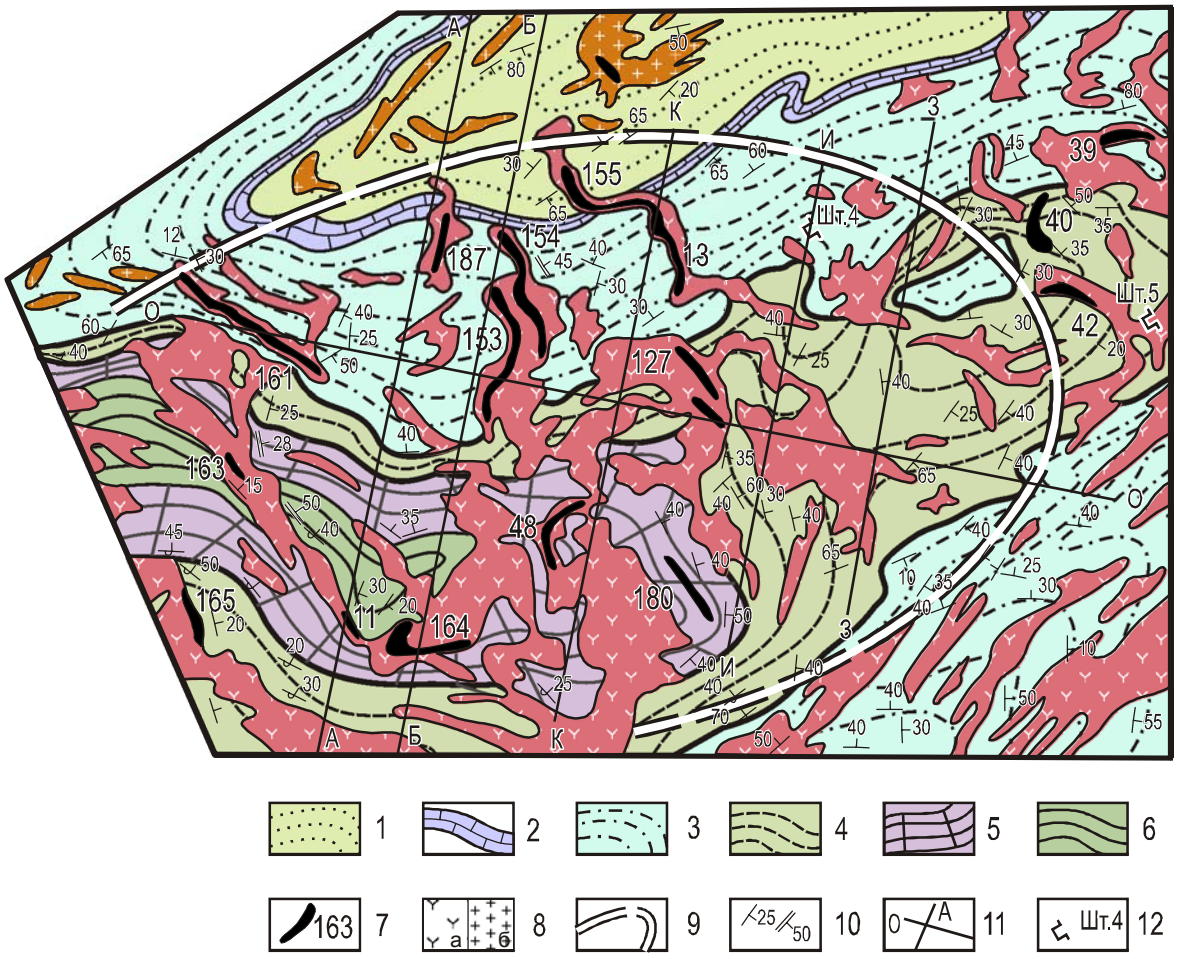


Рис. 12. Геологическая карта центральной части г. Большой Арарат.

1–6 – верхний комплекс протерозоя, мамская подсерия, согдиондонская свита, нижняя подсвита (PR_3Sg_1): 1 – горизонт дистен-гранат-двуслюдяных, гранат-двуслюдяных, гранат-биотитовых, биотитовых гнейсов и сланцев ($Sg_1\ b_3$), 2 – горизонт мраморов, известково-силикатных пород, амфибол-биотитовых гнейсов ($Sg_1\ b_2$), 3 – горизонт дистен-гранат-двуслюдяных, гранат-двуслюдяных, биотитовых гнейсов и сланцев ($Sg_1\ b_1$), 4 – пачка переслаивания гранат-амфибол-биотитовых гнейсов и известково-силикатных пород, двуслюдяных и гранат-двуслюдяных сланцев ($Sg_1\ a_7$), 5 – пачка амфиболовых, биотитовых и гранат-амфибол-биотитовых гнейсов, известково-силикатных пород ($Sg_1\ a_6$), 6 – пачка двуслюдяных,

гранат-двуслюдяных, биотитовых, и биотит-кварцевых гнейсов и сланцев, скарноподобных пород ($Sg_1 a_5$); 7 – промышленно-слюдоносные жилы и их номера; 8 – пегматиты: а – крупно-кристаллические, б – гранитовидные; 9 – граница распространения промышленно-слюдоносного узла; 10 – элементы залегания: а – слоистости, б – контактов пегматитовых тел; 11 – линии геологических разрезов; 12 – штольни и их номера

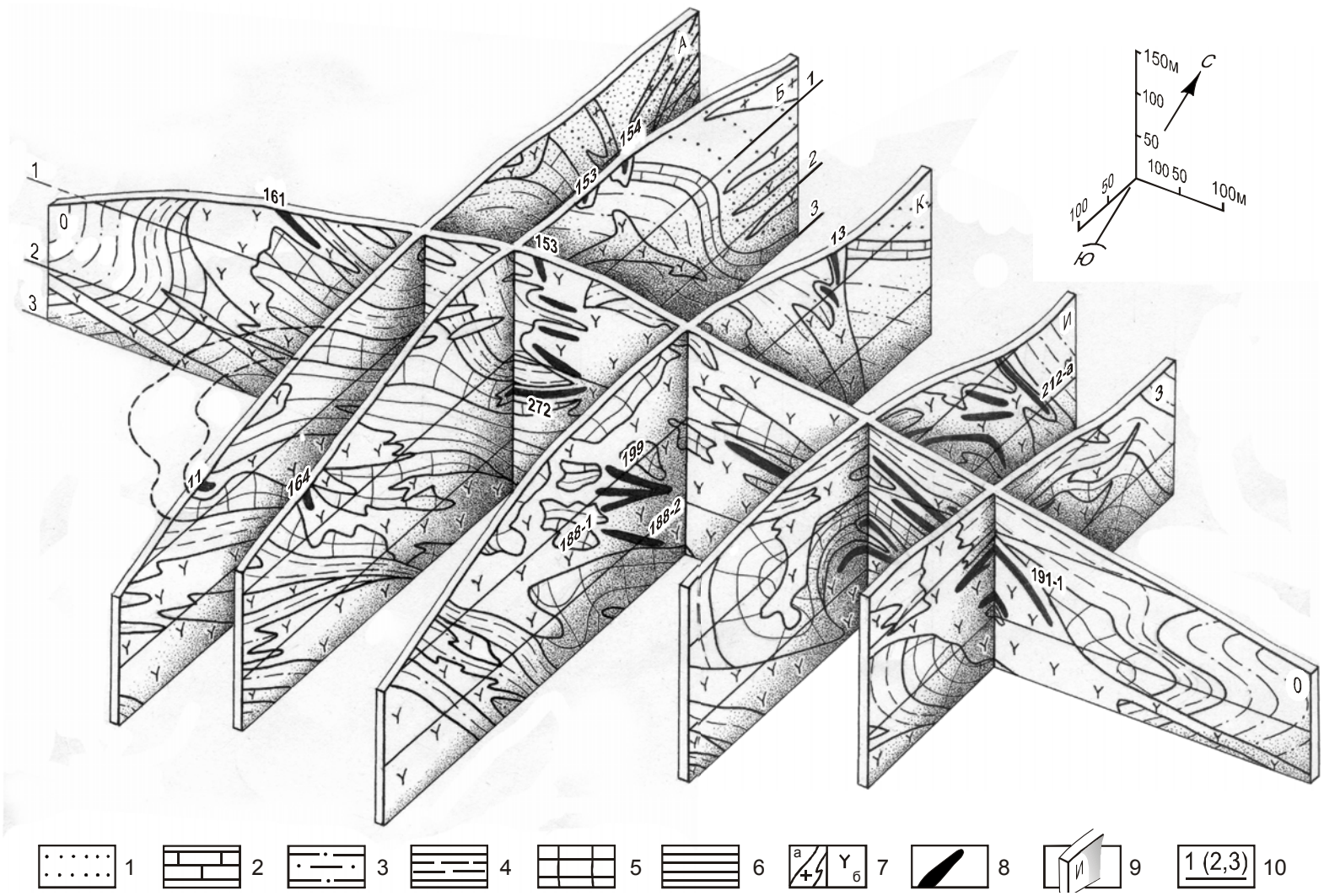


Рис. 13. Модель центральной части гольца Большой Арарат.

1–6 – то же, что на рис. 12; 7 – пегматиты: а – крупнокристаллические, б – гранитовидные; 8 – промышленно-слюдоносные жилы и их номера; 9 – геологические разрезы; 10 – горизонты детальной разведанности: 1 – штольни № 4 (+1058 м), 2 – штольни № 5 (+962 м); 3 – колонковых скважин (+900 м)

Высокая проницаемость складки обусловлена, вероятно, повышенной компетентностью амфиболовых пород ($Sg_1^3a_6$) относительно вышележащих двуслюдяных сланцев ($Sg_1^3a_7$) и дистеновых пород горизонта Sg_1^3b, играющих роль пластичной оболочки-экрана для пегматитового массива.

Разворот структуры от северо-восточного до субширотного направлений связан с формированием сдвиговой складки, ядро которой фиксируется в районе жилы № 165 (см. рис. 12), а также синхронным разворотом пегматитового массива. Аналогичные развороты, характерные для междвиговых зон, наблюдаются на гольцах Медвежьем, Рудничном, Противорудничном, Валежном и Эпидотовом. На совмещенном плане рис. 14 отчетливо проявлен поворот плана поверхности относительно более глубоких горизонтов. На поверхности – это секущие крутые жилы, которые сменяются в центральной части узла на пологие, протяженные на глубину жилы с переменной ориентировкой от северо-западного простирания до субширотного в зависимости от ориентировки вмещающего комплекса пород кровли или подошвы пегматитовых тел

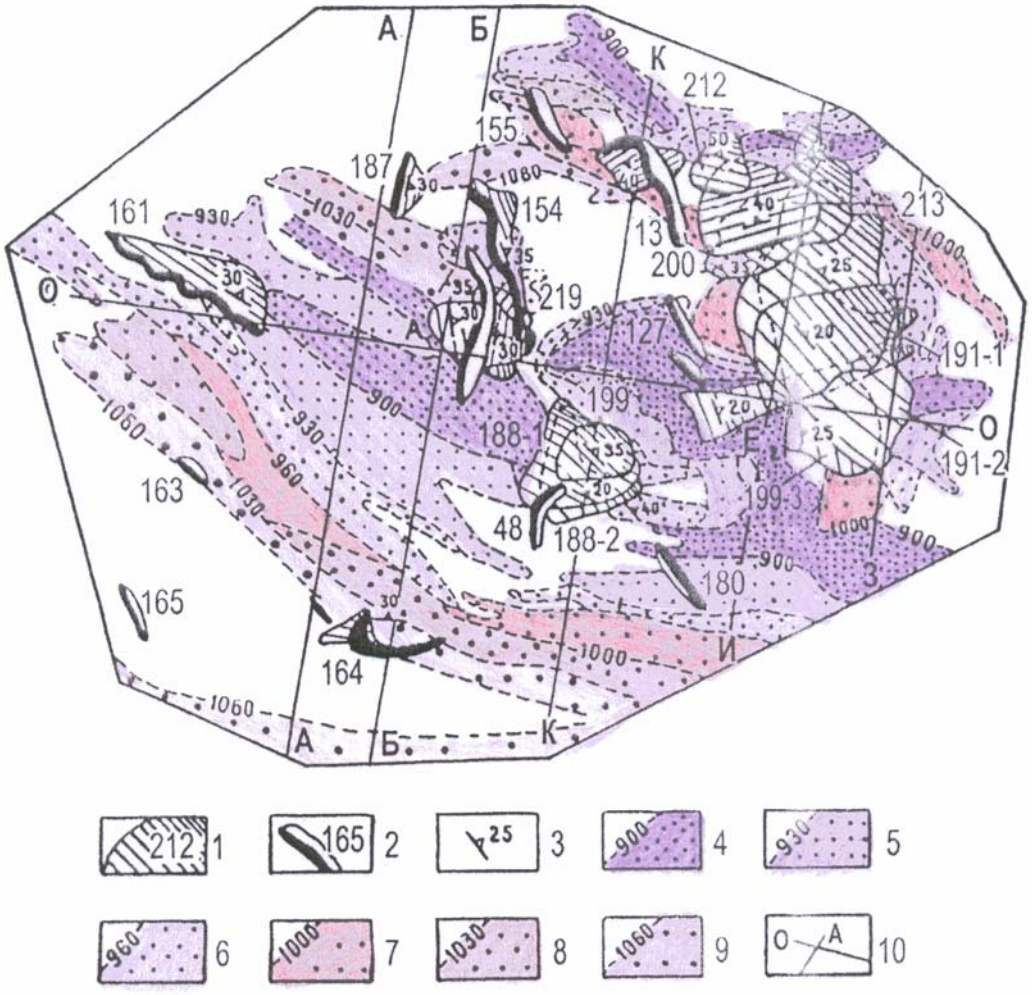


Рис. 14. Совмещенный погоризонтный план центральной части г. Большой Арарат.

1 – слюдоносные зоны, направление погружения зон обозначено более частой штриховкой; 2 – промышленно-слюдоносные жилы и их номера; 3 – погружения промышленно-слюдоносных жил; 4–9 – границы подошвы пегматитовых тел на горизонтах: 4 – +900 м, 5 – +930 м, 6 – +960 м, 7 – +1000 м, 8 – +1030 м, 9 – +1060 м; 10 – геологические разрезы.

Распределение пегматитов определяется структурой слюдоносного узла. Характерно кустовое расположение пегматитовых тел. Пегматитовые кусты сближаются на глубине, образуя грибовидную форму пегматитового поля, которая в плане выглядит в виде овальной структуры.

Структурно-минералогическая зональность характеризуется следующим образом. В центральной части узла распространены пегматиты с существенным преобладанием микроклина над плагиоклазом. К северо-западу и юго-востоку они сменяются пегматитами, в которых преобладает плагиоклаз. Крупные пегматитовые тела залегают конформно складчатой структуре узла со ступенчатыми и согласными контактами. Кроме того, встречаются маломощные, часто будинированные, тела плагиоклазовых пегматитов, вскрытые подземными выработками, которые пересекаются плагиоклаз-микроклиновыми пегматитами.

Разновозрастные пегматиты затронуты процессами перекристаллизации, которые сопровождаются раскислением плагиоклаза от номера 30–35 до номера 15–20. Наблюдается заметный рост порфиробластов микроклина. Согласные плагиоклазовые пегматиты наиболее многочисленны в породах кровли узла и на периферии, где их замещение более поздними плагиоклаз- микроклиновыми пегматитами значительно слабее, чем в центральной части. В центре узла наиболее развиты пегматиты крупно- и гиганто-кристаллических структур, на периферии возрастает встречаемость мелкозернистых и гранитовидных пегматитов.

Наиболее богатые слюдоносные жилы (№ 158, 154, 13, 127, 180, 48) также сосредоточены в центральной части узла. Характерно также последовательное возрастание степени перекристаллизации пегматитов от корней узла к его кровле, что сопровождается соответственным увеличением встречаемости крупноблоковых, графических и пегматоидных структур пегматитов и закономерным перераспределением альбитовой молекулы в сосуществующих полевых шпатах. Так, от нижнего горизонта глубинности узла (+952 м) – (поверхности, +1180 м) содержание альбитовой компоненты последовательно возрастает в плагиоклазе, но убывает – в сосуществующем микроклине (табл. 3), что по полевошпатовому геотермометру [Рябчиков, 1965; Jiama, 1966; Orvill, 1963] соответствует падению температур образования этих минералов. Такое распределение температур, безусловно, не характеризует истинную термометрию начальной стадии минералообразования слюдоносных пегматитов, но может отражать конечные температуры перекристаллизации полевых шпатов.

Степень перекристаллизации пегматитов существенно возрастает от корневой к верхним частям узла, а также от периферии к центру жил, кустов и узла в целом, что определяет пространственно-временной характер зональности.

Во вмещающих породах кровли слюдоносного узла отчетливо проявлены метасоматические процессы, связанные с эволюцией флюидов при минералообразовании. Это – окварцевание вмещающих пород и интенсивное развитие кварцевых жил мощностью до 2–3 м, образование крупных кристаллов дистена в виде друз с кварцем и возникновение фации кварц-мусковитовых сланцев с крупнокристаллическими гранатом и дистеном в глиноземистых породах, формирование крупнокристаллического граната и амфибола в амфиболовых породах. Эта наложенная минерализация во вмещающих породах в виде кольца ограничивает центральную часть слюдоносного узла, свидетельствуя о сравнительно неглубоком его эрозионном срезе.

Таблица 3

Статистическая оценка молекулярных составов сосуществующих полевых шпатов из блоковых мусковитовых пегматитов г. Бол. Арарат

Места взятия мономинеральных проб, их количество (*n*)	Статистический параметр	Плагиоклаз			Микроклин			T °C по полевошпат. геотермометру
		Алб	Орт	Ан	Алб	Орт	Ан	
Поверхность (+1180 – +1120) Жилы № 10, 13, 48, 127, 154, 177, 187. *n* = 18	min	71,37	4,37	0,44	18,06	72,84	0,21	570
	max	85,0	18,18	24,68	26,32	81,51	1,31	
	$\underline{X}$	**76,67**	**8,44**	**15,02**	**21,8**	**77,6**	**0,59**	
	σ_x	3,64	3,27	6,18	2,6	2,79	0,34	
	σ_{xx}	0,88	0,79	1,5	0,63	0,68	0,08	
	Эксцесс	2,62	5,06	3,57	1,82	1,77	2,78	
	Асимметрия	0,68	1,42	– 1,09	0,04	– 0,15	0,99	
Горизонт шт. 4 (+1058) Жилы № 188, 191, 199, 200, 220 *n* = 14	min	69,01	5,53	10,46	17,84	70,1	0,23	600
	max	81,8	12,17	21,33	27,9	82,15	4,06	
	$\underline{X}$	**74,87**	**8,4**	**16,67**	**24,25**	**74,31**	**1,27**	
	σ_x	3,88	1,8	3,37	2,52	2,89	0,89	
	σ_{xx}	1,08	0,5	0,94	0,7	0,8	0,25	
	Эксцесс	2,33	2,59	2,26	3,01	4,57	7,13	
	Асимметрия	0,42	0,31	– 0,49	– 1,07	1,1	2,02	
Горизонт шт. 5 (+952) *n* = 5	min	66,51	7,18	15,0	21,95	70,38	0,23	630
	max	77,79	13,12	22,46	29,8	82,15	4,06	
	$\underline{X}$	**72,8**	**9,11**	**18,06**	**25,5**	**75,03**	**1,11**	
	σ_x	3,33	2,42	3,16	2,89	3,45	0,89	
	σ_{xx}	1,92	1,4	1,83	1,67	0,92	0,24	
	Эксцесс	1,95	2,09	1,36	1,8	2,57	7,98	
	Асимметрия	0,3	0,9	0,27	0,33	0,83	2,24	

Примечание: $\underline{X}$ – среднеарифметическое значение выборки, σ_x – стандарт среднеарифметического значения, σ_{xx} – стандарт средней ошибки; молекулярные компоненты в мономинеральных пробах сосуществующих полевых шпатов: Алб – альбит, Орт – ортоклаз, Ан – анортит

Пегматитовые тела в целом конформны структуре вращения узла и с глубиной сближаются в замковой его части. Форма пегматитовых тел зависит от их положения в пространственной структуре узла. В корневой его части они имеют форму труб и конусов, расширяющихся в направлении воздымания узла (см. рис. 13, 14), линейно вытянутых пластин и плит, реже крутосекущих стволов. Трубообразные и столбовидные тела сменяются в средней части грибовидными. В верхней части и на периферии распространены преимущественно мелкие линзовидные (челночные) пегматитовые тела, ориентировка которых часто определяется допегматитовыми разрывами.

Слюдоносный узел включает 12 жил на поверхности (№ 161, 164, 165, 10, 180, 48, 153, 154, 187, 155, 13, 127) и 11 «слепых» зон (№ 191-1, 191-2, 191-3, 188-1, 188-2, 199, 200, 212, 212-а, 200-а, 196-2). Промышленная слюдоносность погружается в восточном направлении под углом 30°. Протяженность промышленного ослюденения составляет 400 м по погружению от уровня эрозионного среза до горизонта +900 м, с учетом эродированной верхней части узла – около 500 м. Максимальные размеры уз-

ла в центральной части 1300×900 м. Сумма произведений мощностей и длин слюдоносных зон (∑ml) последовательно убывает от поверхности на глубину. Средневзвешенное содержание промышленного мусковита в жилах на горизонте +1 058 м равно 22,5 кг/м^3, на поверхности уменьшается до 11,2 кг/м^3. При сокращении суммарных сечений жил (∑ml) на горизонте +1 058 в два раза относительно поверхности, удельные запасы промышленного мусковита ($C_{взв}$×ml) на этих горизонтах остаются на одном уровне, что указывает на падение концентрации флюидной фазы при формировании крупных кристаллов мусковита в головной части узла в два раза при соответствующем увеличении её объема. Сокращение объёма и возрастание концентрации флюидной фазы на средних горизонтах узла указывает на возможность встречи здесь новых «слепых» жил с высоким содержанием промышленного мусковита.

На глубине развиты пологозалегающие плоско-грибовидные жилы, которые формируются как по кровле (№ 191-1, 191-2, 191-3, 200, 212), так и подошве пегматитовых тел. В трубковидных пегматитовых телах корневой части узла промышленное оруденение возможно в виде пологозалегающих зон вблизи контактов кровли или подошвы пегматитовых тел, конусовидного столба, выклинивающегося на глубину, и мелких трубообразных жил (см. рис. 13, 14, разрез О), что подтверждается наличием здесь проб с промышленным содержанием мусковита по данным колонкового бурения.

5.2.2. Реконструкция полей палеонапряжений

По результатам исследований определены: выдержанная направленность сдвиговых дислокаций в пределах центральной части Мамской слюдоносной провинции: левосторонняя – для субмеридиональных и правосторонняя – для субширотных; северо-западная ориентировка крупных отрывных пегматитовых жил с промышленным мусковитом. Эти выводы положены в основу реконструкции полей напряжения в период формирования плагиоклаз-микроклиновых мусковитовых пегматитов как слюдоносного узла г. Бол. Арарат в частности, так и Колотовской группы месторождений в целом.

Ориентировка отрывных и сколовых рудных трещин, выраженных ориентировкой мусковитоносных пегматитовых жил, а также – складчатых структурных элементов второго этапа определяется условиями тектонических напряжений деформированной толщи. Для их реконструкции использованы статистические диаграммы элементов залегания вмещающих пород, контактов пегматитовых тел, слюдоносных зон, спайности крупных кристаллов слюд, а также – пегматитовых жил различной морфологии.

Анализ ориентировки сланцеватости, пегматитовых жил и их контактов Колотовской группы проведен на четырех участках (доменах) с выдержанной ориентировкой этих структурных элементов. На структурных диаграммах 1–9 (рис. 15) характерно поясовое расположение максимумов полюсов структурных элементов. Выделено шесть поясов, которые в той или иной степени отражены на диаграммах всех доменов. Основные пояса отражают главенствующие ориентировки: северо-восточную – сланцеватости и конформных ей разрывов (пояс II), северо-западную – отрывных жил и контактов (пояс 0I), субмеридиональную – сколовых жил и их контактов (пояс I), субширотную – сланцеватости и отдельных субширотных жил (пояс III). Характерно повсеместное развитие северо-западных промышленно-слюдоносных жил растяжения в пределах пояса 0I, таких как крупные жилы № 64,

86, 134 на диаграммах 4 и 5. Крупные субмеридиональные пластинчатые (сколовые) жилы, такие как № 27 и 90, приурочены к поясу I.

При определении ориентировки главных нормальных напряжений: осей «растяжения» σ_1 , «сжатия» σ_3 и промежуточного напряжения σ_2 учитывались, кроме вышеназванных, следующие условия: оси главных нормальных напряжений являются осями вращения плоскостей отрыва (σ_3) или скола (σ_1, σ_2); главные касательные напряжения τ выражены статистическими максимумами поясов, перпендикулярными сопряженным плоскостям смещения; они сходятся к оси σ_1 и расходятся от оси σ_3. Очевидно, что ось сжимающих напряжений σ_3 совпадет с осью пояса 01, к которому и приурочены отрывные жилы. Этот пояс наиболее проявлен в пределах первого и второго доменов Колотовской группы. Одновременно ось σ_3 находится в плоскости поясов II или III, а ось σ_1 – в плоскостях поясов 0I, I, II, и взаимноперпендикулярна с осью σ_3. Таким образом, σ_3 и σ_1 являются осями вращения названных поясов.

Главные пояса 0I, I, II, III, V обусловлены северо-западным сжатием и сдвиговыми подвижками по субмеридиональным зонам глубокого заложения. Остальные пояса (IV–VI), в различной степени выраженные на представленных диаграммах, являются отражением главных поясов, смещенных в результате последовательных деформаций в условиях сжатого сдвига. Это подтверждается переориентировкой складчатых и разрывных структур в субмеридиональном направлении непосредственно в зонах сдвига и в субширотном – в межсдвиговых зонах, как это видно из ориентировки структур на г. Эпидотовом. Тектонические условия сдвига соответствуют взбросо-сдвиговому полю напряжений при северо-западном сжатии в соответствии с реконструкцией полей напряжения на стереографической сетке (Вульфа) на сводной диаграмме 9 (см. рис. 15): $1(\sigma_1) = 44^o\angle 47^o$, $2(\sigma_2) = 260^o\angle 40^o$; $3(\sigma_3) = 150^o\angle 20^o$.

Проведен анализ структурных элементов вмещающих пород, пегматитовых тел, промышленно-слюдоносных жил (зон), протяженных на глубину, внутрирудной трещиноватости, выраженной ориентировкой крупных (свыше 7 см по плоскости спайности) кристаллов биотита и мусковита в крутых и пологих слюдоносных зонах узла г. Бол. Арарат. Учтены их массовые замеры по горизонтам глубинности на структурных диаграммах рис. 16, 17. Как и для Колотовской группы, характерно поясовое размещение полюсов всех структурных элементов. На всех диаграммах отмечается непротиворечивость и идентичность поясов. Выделены пояса 0I, I–VI. Пояс II выделяется на всех диаграммах, хорошо выражены также пояса I, III, V, остальные пояса встречаются реже. Пояс сжатия 0I отчетливо выражен только на диаграмме 5 полюсов падений слюдоносных жил, на остальных диаграммах он выражается как вторичный пояс (плоскость), в котором лежат полюса поясов II–VI, пересекающихся в точке 3. Особенностью структурных диаграмм представляется характерное пересечение поясов в двух точках – 1 (пересечение поясов 0I, I–III) и 3 (II–VI). Одновременно точка 3 представляет собой полюс пояса 0I. Пояс точки 1 характеризуется как вторичный. В нем лежат полюса поясов I, II, III. Вращение поясов связано с последовательной переориентировкой рудной трещиноватости при развороте структуры слюдоносного узла от генерального северо-восточного направления до субширотного. Формирование крупных кристаллов мусковита происходит, таким образом, последовательно во времени и в соответствии с разворотом структуры.

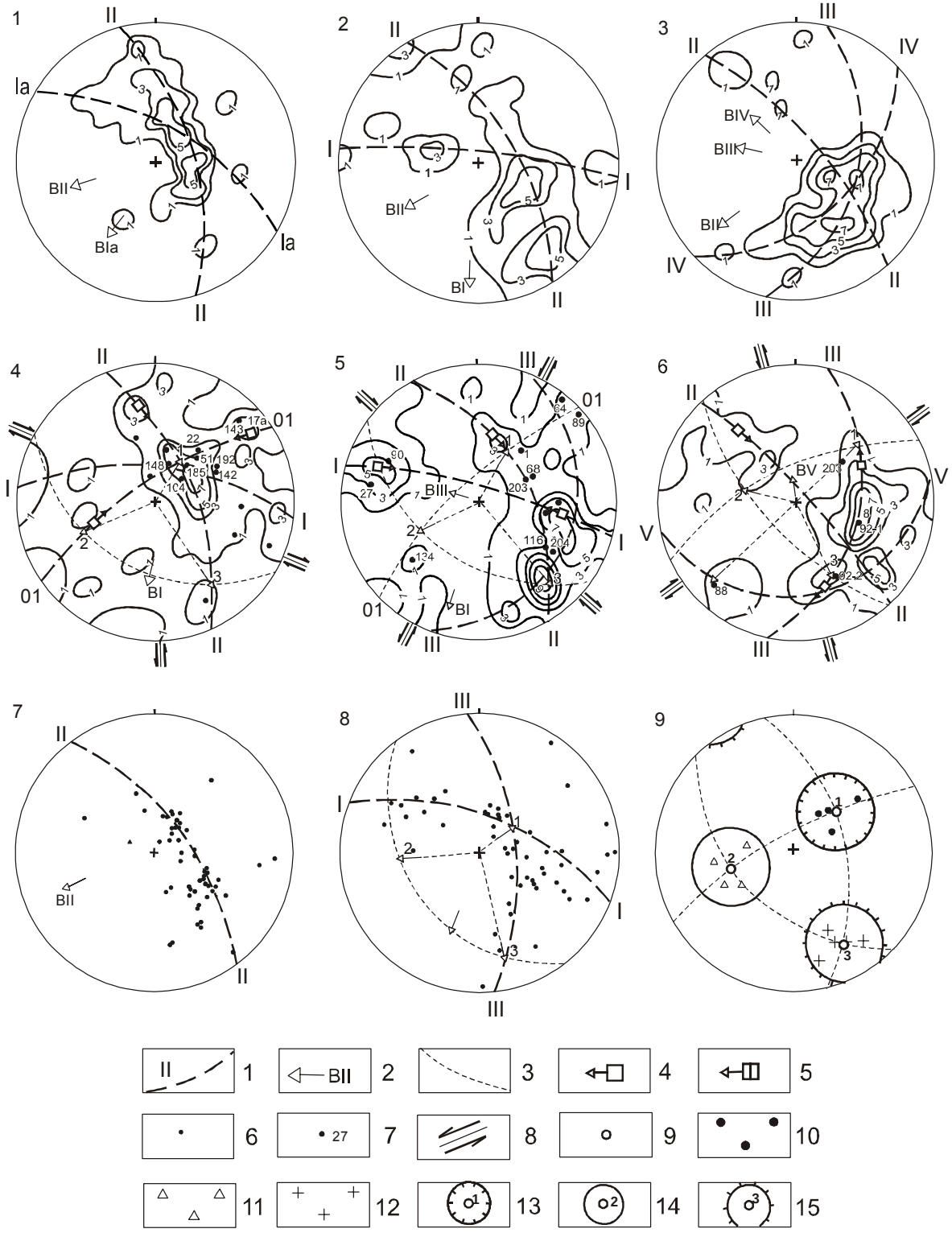


Рис. 15. Диаграммы структурных элементов вмещающих пород, слюдоносных пегматитовых жил и реконструкции полей тектонических напряжений в пределах участков (доменов) Колотовской группы месторождений.

Участки (домены) с выдержанной ориентировкой структурных элементов – А, Б, В, Г: А – на гольцах Медвежий, Голый; Б – на гольцах Пеледуй, Мал. Арарат, Валежный, Рудничный, Противорудничный; В – на гольце Эпидотовом; Г – на гольцах Крайний, Старательский, Лагерный.

Диаграммы: 1, 2, 3, 7 – залегание слоистости (сланцеватости) вмещающих пород: 1 – на участке А (N = 140), 2 – на участке Б (N = 218), 3 – на участке В (N = 121), 7 – на участке Г (N = 51); 4, 5, 6, 8 – залегание контактов пегматитовых тел: 4 – на участке А (N = 103), 5 – на участке Б (N = 130), 6 – на участке В (N = 96), 8 – на участке Г (N = 56); 9 – сводная диаграмма осей главных нормальных напряжений.

Структурные элементы в проекции на верхнюю полусферу: 1 – пояса структурных элементов и их номера; 2 – полюса поясов; 3 – плоскости векторов главных нормальных напряжений; 4–5 – ориентировка тангенциальных напряжений: 4 – в поясах структурных элементов, 5 – в основном поясе II; 6 – полюса замеров слоистости на диаграмме 7 и контактов пегматитовых тел на диаграмме 8; 7 – полюса элементов залегания слюдоносных жил и их номера; 8 – направление сдвиговых смещений в сопряженных плоскостях рудной трещиноватости; 9 – ориентировка осей главных нормальных напряжений на структурных диаграммах: 1 – σ_1, 2 – σ_2, 3 – σ_3; 10–12 – ориентировка осей главных нормальных напряжений на сводной диаграмме: 10 – σ_1, 11 – σ_2, 12 – σ_3; 13–15 – средние значения и области разброса ориентировок осей главных нормальных напряжений на сводной диаграмме: 13 – σ_1, 14 – σ_2, 15 – σ_3. N – число замеров структурных элементов данного типа; изолинии проведены через 1–3–5–7 %.

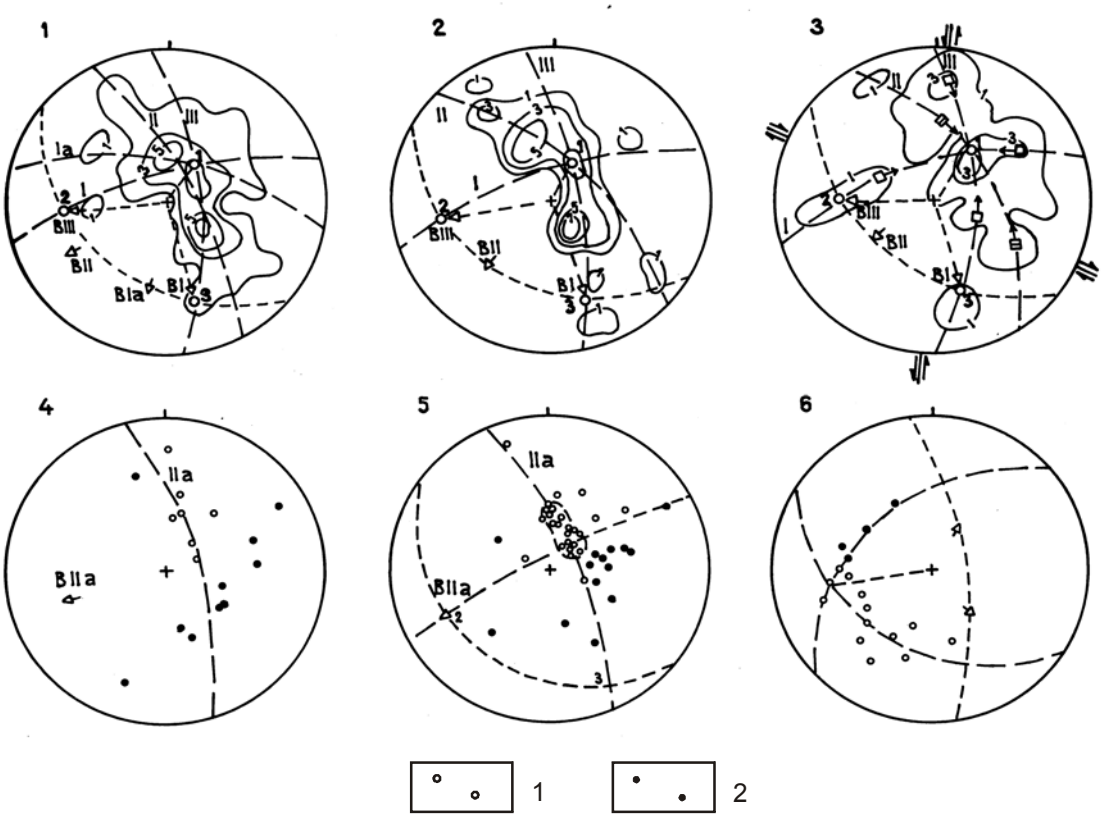


Рис. 16. Диаграммы структурных элементов вмещающих пород и слюдоносных пегматитовых жил центральной части гольца Большой Арарат.

Диаграммы: 1–2 – залегание слоистости (сланцеватости) вмещающих пород: 1 – на поверхности (N = 214), 2 – на горизонтах штолен № 4 и 5 (N = 84); 3 – залегание контактов пегматитовых тел совместно на поверхности и на горизонтах штолен № 4 и 5 (N = 163); 4 – крупных пегматитовых тел (N = 17); 5 – слюдоносных зон в пегматитовых телах (N = 42); 6 – склонения слюдоносных жил, зон (N = 17).

Структурные элементы в проекции на верхнюю полусферу: 1 – склонение слепых слюдоносных жил (зон); 2 – склонение слюдоносных жил (зон), выходящих на поверхность. Остальные условные обозначения см. на рис. 15

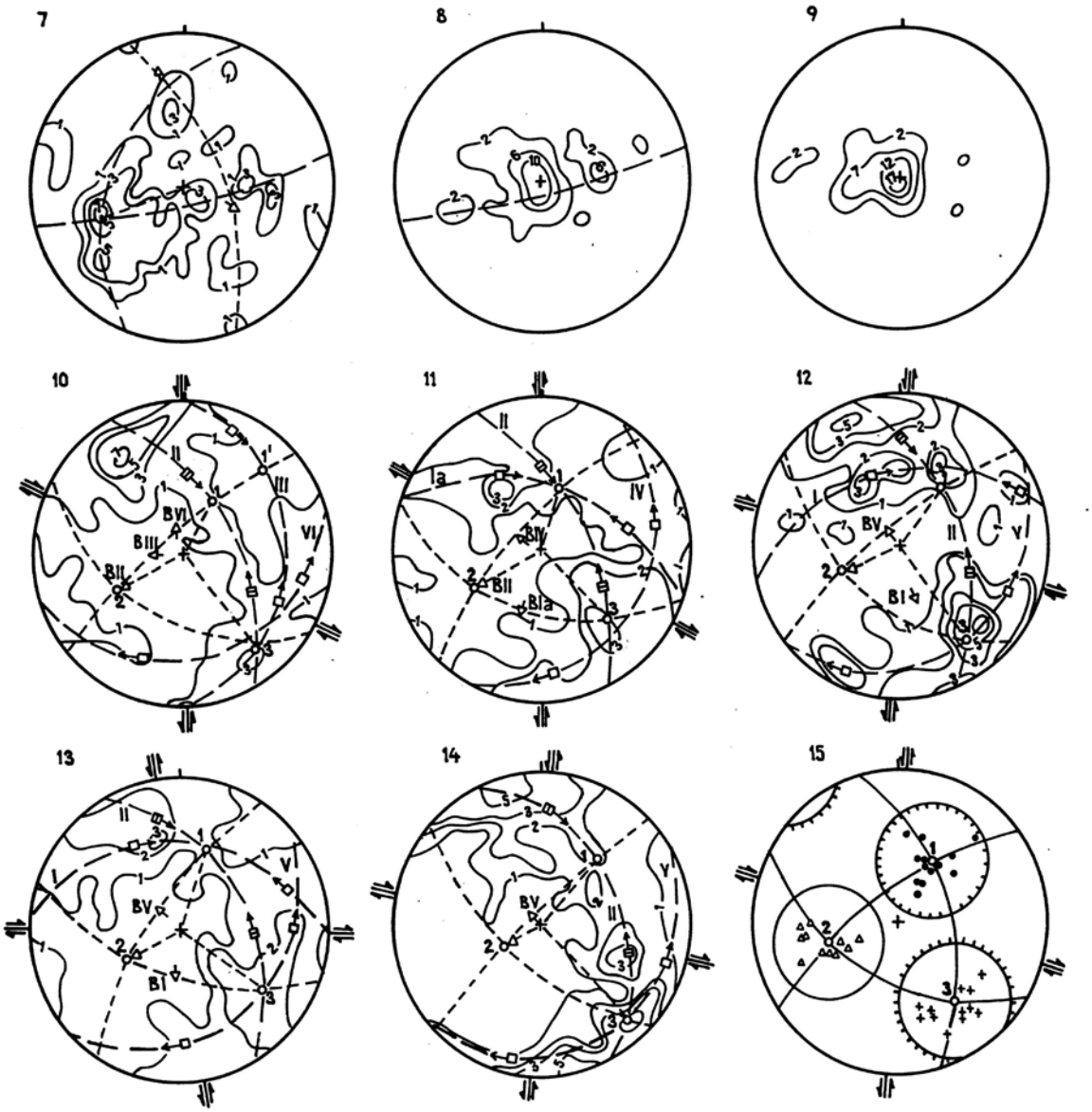


Рис. 17. Диаграммы структурных элементов крупных кристаллов слюд в слюдоносных пегматитовых жилах и реконструкции полей тектонических напряжений центральной части г. Бол. Арарат.

Структурные диаграммы замеров: 7–9 – удлинения крупных кристаллов биотита: 7 – на поверхности (N = 80), 8 – на горизонте штольни № 4 (N = 47), 9 – на горизонте штольни № 5 (N = 42); 10–14 – спайности крупных кристаллов слюд на различных горизонтах глубинности: 10 – биотита на поверхности совместно в пологих и крутых слюдоносных жилах (зонах) (N = 183), 11 – мусковита совместно в пологих и крутых слюдоносных жилах (зонах) на горизонте штольни № 4 (N = 614), 12 – совместно мусковита и биотита в крутозалегающих зонах на горизонте штольни № 4 (N = 417), 13 – совместно мусковита и биотита в пологозалегающих зонах на горизонте штольни № 5 (N = 498), 14 – совместно мусковита и биотита в крутозалегающих зонах на горизонте штольни № 5 (N = 290); 15 – сводная диаграмма осей главных нормальных напряжений. Остальные условные обозначения см. на рис. 15

Ориентировка контактов пегматитовых тел (дорудной трещиноватости), выраженная поясами I–III на диаграмме 3 , соответствует ориентировке слоистости на диаграммах 1–2, что определяется конформностью и синхронностью формирования отдельных пегматитовых тел и массива в структуре узла. Ориентировка падений крупных пегматитовых тел, прослеживающихся на глубину, на диаграмме 4 отвечает поясам II а и V, что отражает сближение пегматитовых тел на глубине, как это отчетливо видно из совмещенного плана (см. рис. 15). Ориентировка промышленно-слюдоносных жил (зон) на диаграмме 5 отвечает главным поясам 0I и II, причем большая часть жил залегает полого. Погружение (склонение) промышленно-слюдоносных жил в северо-восточном и юго-восточном направлениях на диаграмме 6 подчиняется ориентировке структуры узла, как это видно из соответствия полюсов этих плоскостей и максимумов слоистости на диаграммах 1 и 2. Ориентировка погружения слюд характеризуется линейной ориентировкой крупных кристаллов лейстовидного биотита (размером свыше 10 см по базопинакоиду 010). На поверхности погружение биотита соответствует погружению структуры узла (диаграмма 7) – 73–$8^{o}\angle 20^{o}$, но на глубоких горизонтах (диаграммы 8 и 9) приближается к вертикальному, что, возможно, определяется особенностью водных флюидов, поступающих из корневых частей узла и вызывающих перекристаллизацию в них пегматитов и слюд.

Наиболее информативны диаграммы 11–13 горизонта +1058 (шт. 4), где развиты наиболее доступные для наблюдения и наиболее крупные для узла промышленные жилы (зоны): выделены основные пояса слюд I, II, III, а также пояс V. С глубиной ориентировка слюд упрощается и выделяются только два основных пояса II и V (диаграмма 14). Появление дополнительных поясов IV, VI объясняется правым разворотом структуры узла.

Ориентировка до- и синрудных разрывных нарушений в условиях напряженного состояния пород в зоне субмеридиональных левосдвиговых подвижек существенно определяется анизотропией вмещающей толщи: формированием межслоевых разрывов соответственно северо-восточной ориентировке слоистости и последующей субширотной ориентировке структуры узла; подновлением контактов согласных пегматитовых тел первого этапа; образованием сколовых нарушений по северо-восточным и субширотным плоскостям максимальных касательных напряжений. Все эти разрывы определяют положение на диаграммах пояса II. В крутых жилах с их выдержанными и ограниченными мощностями ориентировка слюд более выдержана по сравнению с пологозалегающими жилами, в которых слюды ориентируются относительно невыдержанных перекрывающих или подстилающих контактов. Известна тенденция формирования крупных кристаллов слюд перпендикулярно или параллельно контактам с вмещающими породами. Вместе с тем, диаграммы крутых и пологих промышленных зон принципиально не отличаются и в основном идентичны друг другу, что определяется несущественностью влияния контактов на ориентировку слюд на статистических диаграммах.

Структура пегматитового массива и узла в целом контролируется северо-западным разрывом раздвигового типа, отчетливо выраженным на глубоких горизонтах +900–930 м в компетентных (амфиболитовых) породах ядерной части узла (см. рис. 13, 14). Первоначальная ориентировка сохраняется при последовательном развитии всей структуры и её правом развороте и формировании S-образной вихревой структуры.

Разрывные нарушения отрывного типа наиболее выдержаны на глубине. Разворот структуры и соответственно разрыва способствует последовательному нало-

жению более поздних разрывных нарушений в условиях выдержанного поля напряжений, разрастанию и последовательному раскрытию первоначального северо-западного разрыва. Правый разворот связан с деформацией внутри тектонической пластины при сдвиговых подвижках по субмеридиональным тектоническим зонам глубокого заложения в условиях выдержанного напряжения сжатия северо-западного направления.

Ориентировка касательных напряжений в сопряженных (главных) плоскостях трещиноватости соответствует направлению смещения в них. Это отражено на диаграммах 12, 13 (рис. 17) и 3, 10–14 (рис. 16 и 17). Ориентировка главных касательных напряжений в идентифицированных сопряженных плоскостях рудных трещин, исходя из определенных ранее субмеридиональных левых и субширотных правых сдвигов, однозначно определяет положение точек 1 и 3 – выход осей σ_1 и σ_3 на верхнюю полусферу. Это – фиксированные точки пересечения поясов трещиноватости на представленных диаграммах. Как это видно из сводной диаграммы (рис. 17), разброс выходов осей главных нормальных напряжений не превышает 30° проекции и в целом соответствует аналогичной диаграмме Колотовской группы. При сравнении эллипсоидов главных нормальных напряжений Колотовской группы и узла г. Бол. Арарат с эллипсоидом деформации первого этапа складчатости, определенным по ориентировке линейных складок – сопряженных антиклинали и синклинали на г. Бол. Арарат, выявлены следующие особенности (табл. 4).

Таблица 4

Средние величины ориентировок главных нормальных напряжений центральной части Мамской слюдоносной толщи

Место определения	σ_1 (*a*)	σ_2 (*b*)	σ_3 (*c*)
Колотовская группа	$44^o \angle 47^o$	$260^o \angle 40^o$	$150^o \angle 20^o$
Бол. Арарат (сводная диагр.)	$30^o \angle 45^o$	$256^o \angle 38^o$	$144^o \angle 25^o$
Бол. Арарат (синклинальная складка первого этапа)	$30^o \angle 70^o$	$240^o \angle 20^o$	$145^o \angle 10^o$

Для эллипсоида деформации первого этапа характерно крутое положение оси *a*, но пологое осей *b* и *c* . Ориентировки осей сжатия первого и второго этапов идентичны и соответствуют азимуту ЮВ 145–150°, отличаясь лишь более крутым углом склонения для второго этапа. Таким образом, существенной переориентировки вектора деформации для второго этапа не выявлено. Отличие этих эллипсоидов может определяться деформацией простого сдвига для второго этапа. Однако тип деформации существенно иной и изменяется от складчатого к складчато-взбросо-сдвиговому.

Следовательно, можно предполагать *устойчивые* условия поперечного сжатия толщи на протяжении основных этапов эволюции Мамской толщи. Такие условия напряжений можно объяснить силой периодического «давления» Сибирского кратона в южном направлении, вызывающего поперечное сжатие толщ и формирование продольной линейной складчатости и соскладчатых надвигов: северо-восточных – в Мамской и субширотных – в Бодайбинском провинциях. Тангенциальная составляющая обеспечивает сдвиговые смещения на границах раздела структурно-вещественных и тектонических неоднородностей, а при консолидации толщ – сдвиговые деформации и рудогенез, достигая максимальных значений в субмеридиональных тектонических зонах глубокого заложения.

Основные выводы по структуре Колотовской группы месторождений:

1. Размещение мусковитоносных пегматитовых жил Колотовской группы контролируется складчато-разрывными структурами второго этапа, генетически связанными с тектоническими сдвиговыми дислокациями по субмеридиональным зонам глубокого заложения. Это флексурообразные складки, короткие северо-западные разрывы отрывного типа, протяженные субмеридиональные зоны скалывания, подновленные северо-восточные разрывы и зоны рассланцевания первого этапа.

2. Сдвиговые дислокации осуществлялись в условиях выдержанного поперечного сжатия Мамской толщи без существенной переориентировки регионального вектора деформации тектонических условий как первого , так и второго этапов структурно-метаморфической эволюции толщи.

3. Крупные промышленно-слюдоносные жилы сформировались в условиях сжатого сдвига в северо-западных трещина отрыва, субмеридионального скалывания, а также в подновленных разрывах первого этапа.

4. Мусковитоносные пегматитовые жилы встречаются в виде отдельных кустов и узлов. Геолого-структурная модель слюдоносного узла гольца Бол. Арарат представляет собой компактную типовую модель сдвигово-вращательной структуры в виде сложной брахиантиклинали, обусловленной формированием пегматитового массива в тектонических условиях складчато-сдвиговой деформации второго этапа структурно-метаморфической эволюции толщи. Ориентировка крупных кристаллов мусковита в виде поясов определяется последовательным формированием структуры узла.

5.3. Слюдоносные узлы северо-восточной части Луговской группы

Слюдоносные узлы северо-восточной Луговской группы находятся в центральной части фигуры вдавливания, в пределах его субмеридионального крыла, внутри гравиметрического «Краснинского максимума» (Лихачев, и др., 1968 г.; Нагулин, 1973 г.).

В её пределах проведены детальные поисково-разведочные работы, структурно-геологическое картирование, геофизические работы методами гравиразведки, электро- и магниторазведки.

На рассматриваемой площади распространены высокометаморфизованные породы, отнесенные к слюдянкинской (Sl_2^2a и Sl_2^2b) согдиондонской (свит Sg_1a) свитам представленные высокоглиноземистыми (дистеновыми) гнейсами, сланцами и пачками переслаивания различных по составу гнейсов, сланцев и известково-силикатных пород.

Структура вмещающей толщи определяется линейной северо-восточной складчатостью третьего порядка, зоной допегматитового надвига вдоль осевых поверхностей линейных складок, и структурными элементами сдвиговой складчатости вдоль субмеридиональной тектонической зоны глубокого заложения. Линейные складки длиной свыше 10 км, шириной до 2 км, амплитудой 0,5–1 км резко запрокинуты на северо-запад, вплоть до горизонтального положения. Их шарниры погружаются преимущественно в северо-восточном направлении по аз. 30–50° $\angle$5–15°.

Надразломная флексурообразная складчатость проявилась в изгибе осевых поверхностей линейных складок, плоскостей зон допегматитовых надвигов. Шарниры надразломных складок с сопряженными крыльями длиной 0,5–1 км погружаются на ВЮВ∠30–40. Их совокупность в пределах площади определяется как Верхнелуговская флексура, сопряженное крыло которой длиной около 2,5 км ориентировано в субмеридиональном направлении.

Допегматитовые зоны надвигов, выполненных биотитовыми и гранат-амфибол-биотитовыми «метасоматитами» развиваются вдоль осевых поверхностей линейных антиклинальных складок. В местах проявления флексурообразной складчатости поверхности надвигов, изгибаясь, меняют ориентировку от северо-восточной на субмеридиональную и вновь на северо-восточную или субширотную, а углы их падения становятся более пологими.

Распределение пегматитовых тел и массивов, к которым приурочены слюдоносные пегматитовые жилы, определяется, главным образом, сочетанием линейных антиклинальных складок и надвигов первого этапа и надразломной флексурообразной складчатости. Так, крупный пегматитовый массив размером на уровне среза более 2 кв. км приурочен к сочленению северо-восточных Березовской синклинальной и сопряженной с ней антиклинальной складок и допегматитового надвига с Верхнелуговской субмеридиональной флексурой. По данным гравиразведки (Нагулин, 1973 г.) погружение массива происходит в юго-восточном направлении, прослеживаясь на глубине 400–700 м на гольце Оленьем, в месте погружения короткого крыла Верхнелуговской флексуры, вблизи зоны допегматитового надвига. Вдоль осевой поверхности северо-восточной антиклинальной складки, расположенной к юго-востоку вблизи зон допегматитового надвига и флексурообразной складчатости распространены крупные согласные и секущие мусковитоносные пегматитовые тела (гольцы Скалистый, Снежный). Секущие плагиоклаз-микроклиновые пегматитовые тела субмеридиональной и северо-западной ориентировки, часто с промышленной слюдоносностью, преобладают в местах проявления надразломной флексурообразной складчатости в пределах более жестких пород горизонта Sl_2^2а (гольцы Скалистый, Олений, Ягодный, Плоский).

Постпегматитовые нарушения выделяются дайками жильных гранитов субмеридиональной и северо-восточной ориентировки с падением на запад ∠40–50° (гольцы Березовый, Медвежий) или зонами дробления и сбросо-сдвигами, иногда содержащими сульфидную или карбонатную минерализацию.

5.3.1. Слюдоносный узел гольцов Березовый, Медвежий, Олений

Узел расположен в северо-восточной части Луговской группы месторождений и представляет собой крупный слюдоносный объект. С поверхности он изучен детальными поисково-разведочными работами масштаба 1:2 000–1:5 000, структурно-геологическим картированием поисковым по сети 160×60–80×60 и разведочным бурением, подземной разведкой и геофизическими электро- и магниторазведочными работами масштаба 1:10 000.

В пределах узла нами изучены как с поверхности, так и в подземных горных выработках крупные промышленно-слюдоносные жилы № 15 г. Медвежьего, № 24, 186, 187 г. Березового. С использованием материалов поискового бурения, прежде

всего колонок поисковых скважин, и геофизических данных проведена переинтерпретация геологического строения узла и распределения пегматитов в его структуре.

В пределах площади узла распространены породы горизонтов Sl_2^2 a и Sl_2^2b. Структурная позиция узла определяется сочетанием деформированных линейных сопряженных северо-восточных складок: синклинали (Березовской) и антиклинали,– и флексурообразных изгибов Верхнелуговской флексуры, сформировавшихся при левосдвиговых подвижках по региональной субмеридиональной тектонической зоне глубокого заложения, прослеживаемой в пределах узла на гольцах Медвежьем и Оленьем (рис. 18).

Ядерные части линейных складок обнаруживаются на г. Медвежьем, в районе жилы № 15, где они наклонены на СЗ с падением на ЮВ ∠40–50°. Погружение их шарниров – субмеридиональное по Аз. 10–20 ∠10°. На г. Березовом наблюдается выход сопряженного крыла, сложенного глиноземистыми породами Sl_2^2b с пологим залеганием ∠5–15°. Сопряженная антиклиналь здесь эродирована. Таким образом, наблюдается запрокидывание линейных складок, вплоть до их лежачего положения

В северо-восточной антиклинальной складке, вдоль её осевой поверхности, развит допегматитовый надвиг, выполненный биотитовыми и гранат-амфибол-биотитовыми «метасоматитами». Изменение простирания слоистости парапород в зоне надвига от северо-восточного до субмеридионального наблюдается в полосе проявления субширотной флексурообразной складчатости.

Пегматитовые тела с согласными, ступенчатыми и секущими контактами группируются в крупный гиганто-мигматитовый массив размером 2×1 км в пределах узла, вытянутый в СВ направлении. На г. Березовом пегматиты массива залегают полого, под ∠10–20°, и по данным поискового бурения прослеживаются до глубины 100–150 м. Максимальная концентрация пегматитов (около 70 %) наблюдается на г. Медвежьем в районе жил № 15 и 38, в виде трубообразного тела, размером 500×600 м на уровне среза, погружающегося в юго-восточном направлении под ∠40–50°. По данным гравиметрии на глубине 400–700 м размеры его сечения остаются постоянными.

Пегматитовые тела в пределах узла, сконцентрированные в виде субширотной полосы – на г. Березовом и субмеридиональной – на г. Оленьем полос, соединяются на глубине 300–400 м с трубообразным (центральным) пегматитовым телом. Таким образом, пегматитовый массив, в целом, представляет собой грибовидное тело с трубообразной корневой частью, выход которой и фиксируется на г. Медвежьем. В центральной его части развиты секущие плагиоклаз-микроклиновые мусковитоносные пегматитовые тела, которые на периферии и эродированной кровле сменяются слюдоносными плагиоклазовыми пегматитовыми жилами. Так, богатые промышленно-слюдоносные жилы № 24, 186, 187 развиты в глиноземистых породах горизонта Sl_2^2b сопряженного верхнего крыла Березовской синклинали, представляющего собой подошву грибовидного массива. Это согласные пегматитовые жилы с падением на восток или юго-восток ∠10–20°. Подобного рода богатые плагиоклазовые жилы, скорее всего, находились и в глиноземистых породах горизонта Sl_2^2b кровли (экрана) грибовидного массива.

Субмеридиональные пегматитовые жилы, мощностью 5–6 м и крутыми до вертикальны контактами на г. Березовом встречаются редко и приурочены к хрупким пластам среди горизонта Sl_2^2b. Они прослеживаются на небольшую глубину, но в них сосредоточены хорошее качество и высокие концентрации мусковита. Секущие плагиоклаз-микроклиновые пегматитовые жилы, вероятно, также были развиты в его

эродированной центральной части, сложенной более хрупкими породами горизонта Sl_2^2а. Часть таких жил сохранилась на гольцах Медвежьем и Оленьем (№ 15, 86, 12, 125, 152, 48, 150, 190 и др.). Это субмеридиональные жилы с восточным падением $\angle 40–70^o$, длиной от 40 до 200 м, мощностью от 2–5 м и более. На глубину они прослеживаются до 50 м, иногда до 165 м (жила № 15). Промышленное ослюденение развивается как по всему пегматитовому телу (жила № 12), так и может быть приурочено к висячему (№ 15, 86) или лежачему (№ 48) контактам.

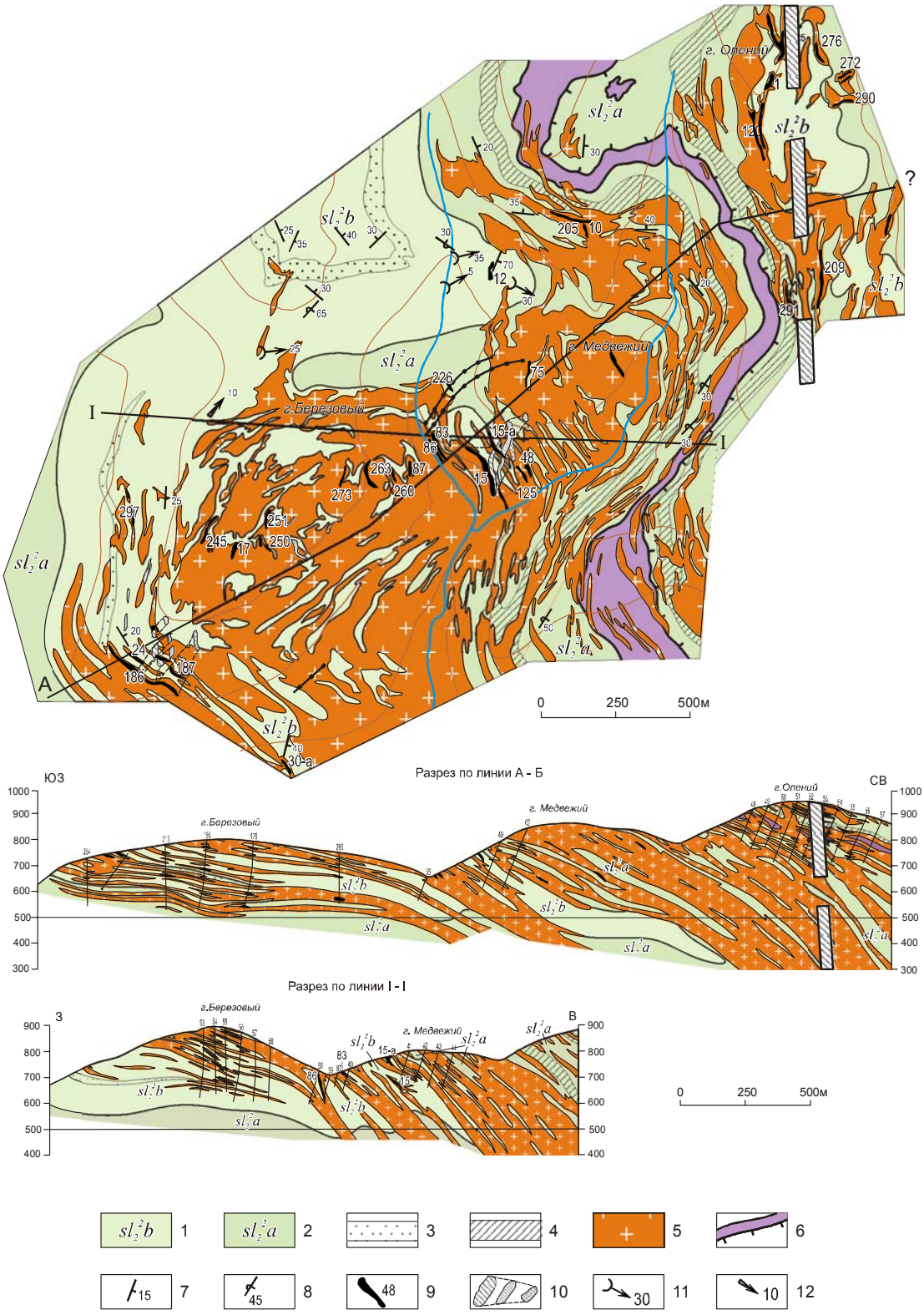


Рис. 18. Геологическая карта и геологические разрезы слюдоносного узла гольцов Березовый, Медвежий, Олений Луговской группы.

3 – пачка гранат-амфибол-кварцевых скарноподобных пород, биотит-кварцевых гнейсов, залегающая внутри горизонта высокоглиноземистых пород –Sl_2^2b; 4 – пачка дистен-гранат-двуслюдяных сланцев, гранат-двуслюдяных гнейсов внутри горизонта Sl_2^2a. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

Поисковым бурением выявлены «слепые» промышленно-слюдоносные жилы на г. Березовом на глубине 140 м от поверхности (отметка +620 м), на г. Медвежьем – на глубине 265 м (+855…+590 м). Промышленное ослюденение в пегматитах наблюдается до отметок +530…+540 м. Таким образом, глубина слюдоносного узла превышает 500 м, учитывая отметки поверхности от +700 до +1030 м, и в целом составляет около 1000 м.

В согласных субмеридиональных жилах г. Березового № 24, 186, 187 ориентировки базопинакоидов крупнокристаллических мусковита и биотита, определенные нами, на структурных диаграммах образуют субмеридиональные пояса (рис. 19). В секущей жиле № 15 эти слюды также образуют подобные пояса, что указывает на их формирование при субмеридиональном флексурообразном изгибе.

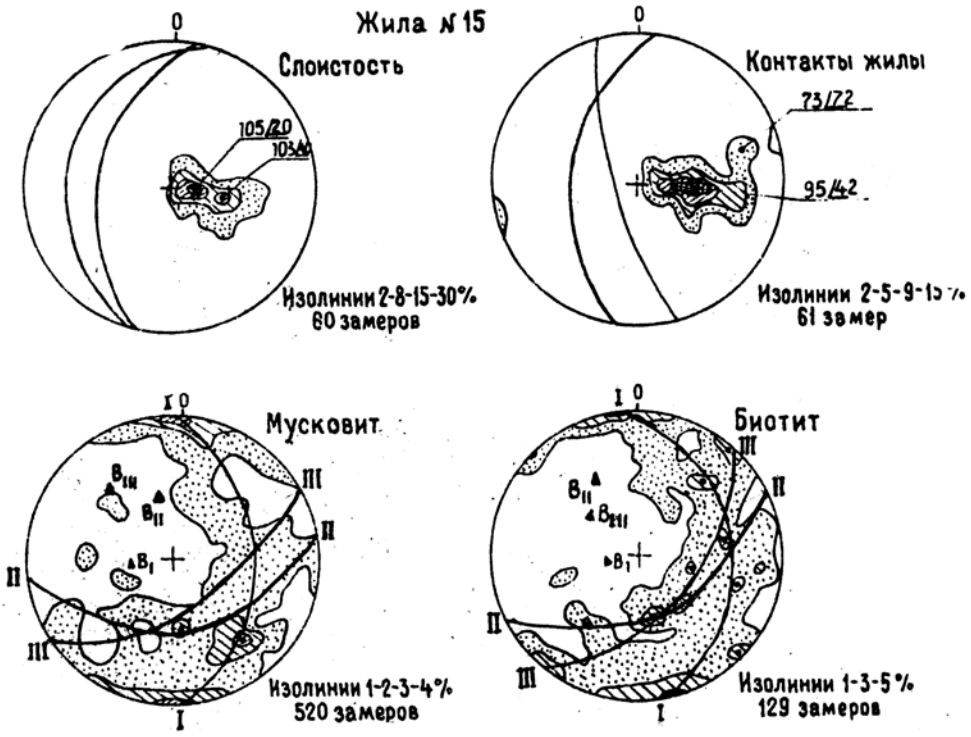


Рис. 19. Диаграммы структурных элементов по жиле № 15 г. Медвежий Луговской группы. Условные обозначения см. на рис. 1

Учитывая эродированность только верхней части узла, можно предполагать наличие преимущественно секущих слюдоносных крутопадающих пегматитовых тел и зон на глубине. В целом, ориентировка слюдоносных жил конформна пегматитовому массиву. Интенсивность промышленного ослюденения вероятно будет ослабевать по мере удаления от экранирующих слюдоносные пегматиты глиноземистых пород горизонта Sl_2^2b. Но наличие пласта глиноземистых пород мощностью 40–60 м внутри горизонта Sl_2^2a позволяет предполагать наличие промежуточных экранов, благоприятствующих формированию промышленной слюдоносности в пегматитах.

5.4. СТРУКТУРА СЛЮДЯНСКОЙ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Слюдянская группа месторождений мусковитовых пегматитов приурочена к субширотному крылу региональной тектонической сдвиговой структуры вдавливания. В состав группы включены слюдоносные узлы гольцов: Третий – Второй, Первый, Поворотный – Поисковый – Большеслюдянский – Польяновский – Мир.

На территории группы проведены: структурно-геологическое картирование (Кочнев, 1969 г.; Черемных, 1972 г., 1974 г.), поисковое бурение, поисково-разведочные, разведочные и эксплуатационные работы на промышленно-слюдоносных объектах, а также геофизические электро- и магниторазведочные, гравиметрические работы. В. А. Черемных разработана стратиграфическая схема и составлена геолого-структурная карта Слюдянской группы масштаба 1:5 000 на основе собственных исследований с учетом всех видов этих работ.

Структура Слюдянской группы (рис. 20) определяется сочетанием деформированных линейных складок третьего порядка, тектоническими разрывными элементами первого этапа и надразломной флексурной складчатостью второго этапа. Линейные северо-восточные сжатые складки длиной свыше 10 км, шириной около 2 км и амплитудой около 1 км, запрокинуты на северо-запад $\angle 30–60^{o}$. Их шарниры погружаются на северо-восток Аз $40–60^{o}$ $\angle 10–15^{o}$. Падение осевых поверхностей – юго-восточное, резко изменяется от пологих до крутых углов в близи надвигов первого этапа в местах наложенной флексурной складчатости. Линейность дистена обычно ориентирован по падению и простиранию плоскостей слоистости и сланцеватости метаморфических пород. В пределах флексурообразных складок преобладает суширотная ориентировка линейности.

Допегматитовые надвиги, выполненные мигматизированным гнейсами (метасоматитами), в виде двух тектонических зон приурочены к осевым поверхностям линейных складок, прослеживаются в северо-восточном направлении, полого пересекая по падению и простиранию слоистость вмещающей толщи. Надвиги интенсивно деформированы флексурной складчатостью второго этапа.

В юго-восточной части рассматриваемой территории находится выход штокообразного тела гранито-гнейсов, реоморфизованных и выжатых с нижних горизонтов мамской толщи при складкообразовании и высокотемпературном метаморфизме. Положение этого тела гранито-гнейсов как естественного упора, очевидно, существенно влияет на конфигурацию флексурной складчатости Слюдянской группы.

Флексурообразная складчатость проявилась в резком изгибе слоев в горизонтальной плоскости от северо-восточного до субмеридионального и субширотного направлений. Длина сопряженных субмеридиональных крыльев этих флексур – 2–2,5 км, субширотных – 2–3 км. Шарниры их ориентированы в субширотном направлении по аз. $80–110^{o}$ $\angle 20–30^{o}$.

На космических снимках эти флексуры выражаются в виде вихревых структур с левым разворотом. Отчетливо выделяются три структуры вращения, контролирующие слюдоносные узлы гольцов: Третий – Второй, Первый и Поворотный – Поисковый – Большеслюдянский. Наиболее полно выражена в космическом и геологическом аспектах структура вращения г. Третьего. Левый поворот всех этих структур определяется разворотом вмещающей толщи от северо-восточного до субмеридионального направлений при правосдвиговых подвижках вдоль субширотной тектони-

ческой зоны глубокого заложения. Все три узла контролируются в целом Больше-слюдянской флексурой, а их автономность определяется приуроченностью к различным структурам вращения.

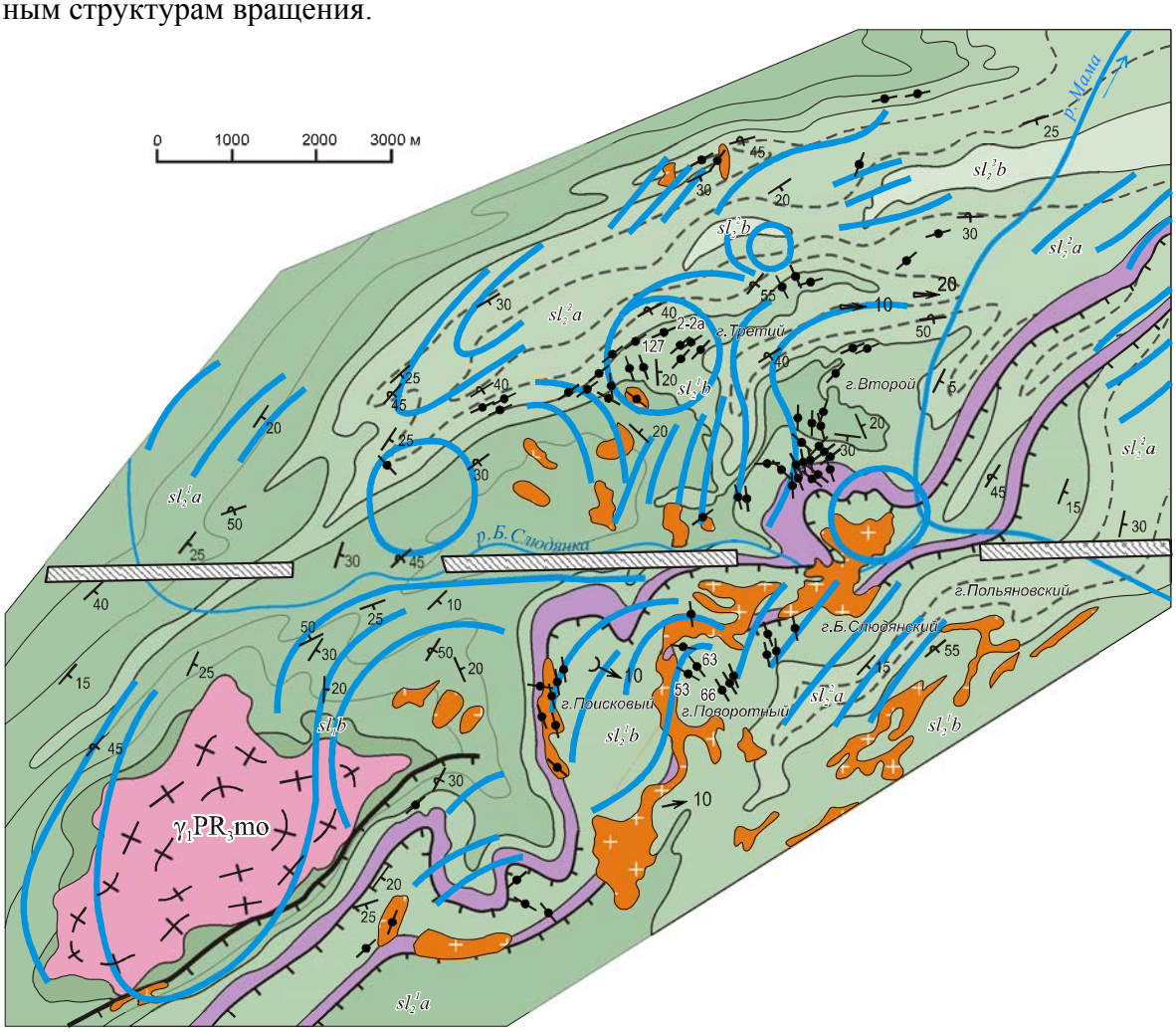


Рис. 20. Геологическая карта Слюдянской группы месторождений.

Синими линиями показаны элементы структурной интерпретации космоснимков. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

Пегматиты составляют от 15 до 25 % разреза вмещающей толщи Слюдянской группы. Крупные и пластово-секущие и согласные плагиоклазовые пегматитовые тела распространены в породах глиноземистых горизонтов, а также приурочены к полосе гранат-биотитовых «метасоматитов». Секущие плагиоклаз-микроклиновые пегматиты известны в менее глиноземистых, различных по составу парапородах.

Промышленно-слюдоносные пегматитовые жилы гольцов Третьего и Поворотного сосредоточены в центральных частях структур, а Поискового и Второго – в их крыльях. Они формируются в разрывах, сопровождающих формирование надразломой флексурообразной складчатости, а также – в подновленных послойных разрывах и тектонических зонах рассланцевания первого этапа складчатости. Богатые плагиоклазовые жилы № 2, 2-а, 45 и др. распространены в высокоглиноземистых породах горизонта Sl_2^1b, экранирующих слюдоносный узел г. Третьего.

5.4.1. Слюдоносный узел гольца Поворотного

Структура слюдоносного узла определяется сочетанием линейной северо-восточной сжатой антиклинальной складки и горизонтальной флексуры, отражающей правосдвиговые смещения вдоль субширотной тектонической зоны глубокого заложения. На космических снимках – это спиралевидная структура с левым разворотом. Промышленно-слюдоносные жилы гольца Поворотного приурочены к её центральной части, жилы гольцов Поискового и Большеслюдянского – к её крыльям (см. рис. 20).

В пределах узла известно 12 промышленно-слюдоносных жил, в т. ч. четыре крупные жилы № 53, 63, 66, 250. На жилах № 53, 63 завершены эксплуатационные работы. Нами изучены на поверхности (главным образом, в карьерах) жилы № 53, 63, в подземных горных выработках – жила № 250. Они связаны с субмеридиональными и северо-западными плагиоклаз-микроклиновыми пегматитовыми телами с пологим юго-восточным склонением ∠10–30°. Жилы приурочены к относительно хрупким породам и экранируются более пластичными дистеновыми породами антиклиналей горизонта Sl_2^1b.

Слюдоносность жил контролируется наложенной субширотной флексурообразной складкой (Большеслюдянской флексурой), максимальный перегиб которой около 90° (падение пород меняется от аз. 90° до аз. 180°) находится в районе жил № 63 и 53. Слюдоносные зоны развиваются в секущих брусковидных плагиоклаз-микроклиновых пегматитах. По данным поискового бурения наблюдается тенденция сближения слюдоносных жил № 53, 63, 66, 71, 71-а, 73 на глубине, что определяется наличием общей корневой системы проводников углекисло-водных флюидов. Подводящий канал – проводник, по данным поискового бурения, представляет собой трубообразное тело, которое погружается на ЮВ ∠20°. Слюдоносный узел г. Поворотного и куст жил г. Поискового, таким образом, представляет собой сложные кусты жил, объединенные общей проводниковой системой. Форма узла – асимметричная клиновидная с погружением на ЮВ. Отчетливо выражены: корневая со слабым ослюденением и центральная части узла. Центр узла фиксируется непосредственно под дистеновыми породами экрана. Головная часть узла, в основном, эродирована и сохранилась только на ЮВ-фланге, где залегают жилы № 71,71-а, 73. Форма жил центральной части – трубчатая (брусковидная) и грибовидная (№ 63,53).

5.4.2. Слюдоносный узел гольца Третьего

Узел находится в северо-западной части Слюдянской группы месторождений и является крупным объектом добычи мусковита. С поверхности он изучен детальными поисково-разведочными масштаба 1:2 000–1:5 000, структурно-геологическим картированием, поисковым и разведочным бурением, подземной разведкой и геофизическими электро- и магниторазведочными, сейсморазведочными и эксплуатационными работами.

На площади около 2 кв. км известно свыше 40 промышленно-слюдоносных жил (рис. 21). Нами проведены структурно-петрографические исследования в пределах слюдоносных жил № 8, 9, 151, 152, 161–158, 196, 127-а по подземным выработ-

кам и на поверхности. По первичным материалам Слюдянской ГРП, прежде всего по колонкам скважин поискового бурения уточнены структура слюдоносного узла, пространственное размещение пегматитов и их слюдоносность. На основе геофизических данных определена глубина структуры узла. По материалам структурно-геологического картирования, проведенного А. П. Кочневым и В. А. Черемных в 1966–1973 гг. определены и уточнены ранее откартированные структуры и разработана стратиграфическая схема, в соответствии с которой изменены стратиграфические уровни горизонтов на гольце Третьем.

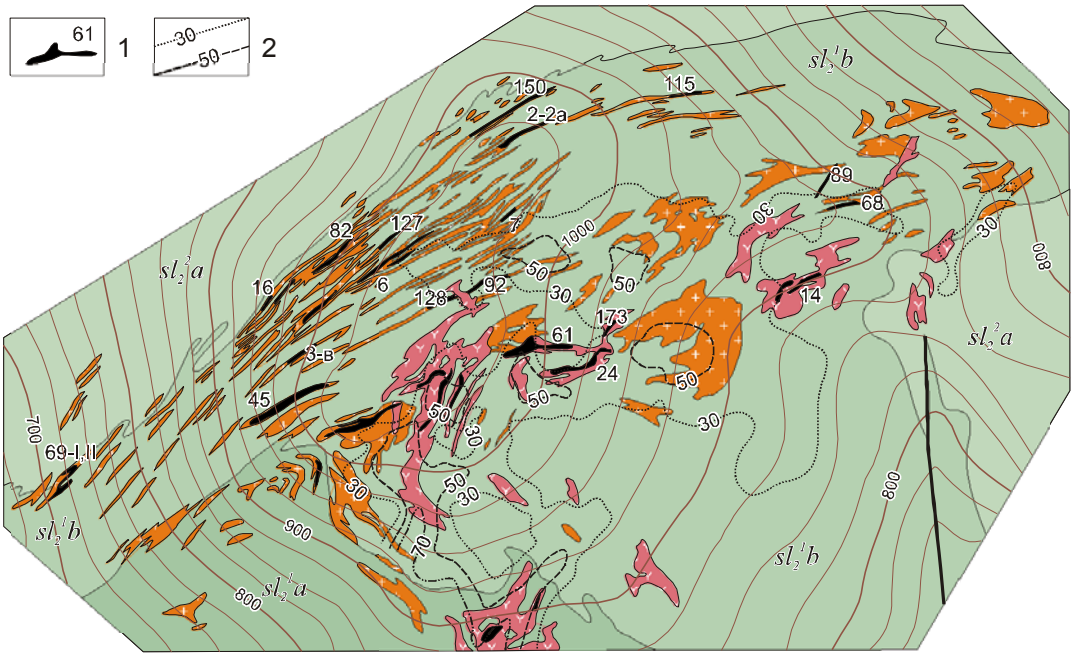


Рис. 21. Геологическая карта слюдоносного узла г. Третий Слюдянской группы.

Пунктирными и точечными линиями показаны изоконцентраты пегматитов. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

Прослежена северо-восточная антиклинальная складка, в ядре которой вскрываются кварц-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, переслаивающиеся с двуслюдяными сланцами, мраморами, известково-силикатными породами (горизонт Sl_2^1a). На крыльях выступают дистен-гранат-двуслюдяные гнейсы и сланцы в переслаивании с гранат-биотитовыми гнейсами (горизонт Sl_2^1b). Периклинальное замыкание этого горизонта зафиксировано на гг. Третьем и Осиновом. Элементы залегания северо-западного запрокинутого крыла антиклинали – аз. 150–160° ∠40–55°, юго-восточного – 120–150° ∠5–20°, кливажа осевой поверхности – 150° ∠25°. Шарнир антиклинали погружается на северо-восток под ∠5–15°. Между гольцами Третьим и Вторым прослеживается северо-восточная синклинальная складка, в ядре которой вскрываются породы горизонта Sl_2^2a, а в крыльях – Sl_2^1b.

Структура слюдоносного узла определяется сочетанием выше охарактеризованной сжатой антиклинальной складки и горизонтальной флексуры, отражающей правосдвиговые смещения по региональной субширотной тектонической зоне глубокого заложения. Горизонтальная флексура, деформирующая антиклинальную складку, осложнена более мелкими флексурообразными изгибами, шарниры которых по-

гружаются на юго-восток под ∠10–25°. Сопряженное крыло флексуры ориентировано в субмеридиональном направлении.

Наложенная флексурообразная складчатость проявилась в изменении залегания пород от северо-восточного до субмеридионального в сопряженном крыле флексуры (аз. пад. 80–100° ∠10–25°). Линейность дистена также ориентирована в этом направлении аз. пад. 80–100° ∠10–25°, что связано с его переориентировкой вдоль оси b флексурообразной складки.

На космоснимках структура гольца Третьего представляет собой вихревую структуру с левым разворотом, что связано с правым смещением тектонической пластины и стремление разворота горизонтов пород вмещающей толщи от генерального северо-восточного до субмеридионального в смыкающем крыле надразломной флексуры. Центральная часть структуры диаметром около 1,5 км, приурочена к замковой части деформированной антиклинальной складки и включает основные промышленно-слюдоносные жилы узла (рис. 21, 23). Вихревая структура отражает формирование пегматитового массива вблизи субширотной сдвиговой зоны глубокого заложения, возникновение крутящего момента сил и левый её разворот. Отклонение слоев толщи от генерального северо-восточного до субмеридионального направлений, т. е. влево, вызвано образованием флексурообразных изгибов. Важно подчеркнуть, что все эти изгибы формируются в субширотных пластинах при их правом смещении. Объяснение парадокса смещения влево структур вмещающей толщи при общем смещении тектонических пластин вправо при формировании структуры вдавливания приводится в пятой главе.

Связь формирования структуры слюдоносного узла г. Третьего с тектонической зоной глубокого заложения определяет протяженность её корней по сейсморазведочным данным на глубину до 2,5 км (рис. 22). К спиралевидным крыльям вихревой структуры приурочены слюдоносные узлы гольцов Осинового и Второго. Структура узла г. Первого, как и на г. Третьем, спиралевидная формировавшаяся в субширотном крыле Большеслюдянской флексуры. В отличие от Согдиондонской структуры вращения, слюдоносные жилы г. Третьего сконцентрированы в центральной части вихревой структуры, что, вероятно, связано с более верхним уровнем её среза.

Наибольшее количество пегматитовых тел сосредоточено в замковой части деформированной антиклинали, т. е. в центральной части вихревой структуры. Это крупные пластовые и пластово-секущие залежи преимущественно плагиоклазового состава. В пегматитах, распространенных в центральной части узла (район жил № 151, 152) и в пределах деформированного юго-восточного крыла антиклинали часто преобладает микроклин. Это крутопадающие пегматитовые тела, обычно наблюдаются внутри плагиоклазовых залежей в виде крутосекущих субмеридиональных зон, реже самостоятельных тел. С глубиной количество плагиоклаз-микроклиновых пегматитов увеличивается.

Крупные промышленно-слюдоносные жилы связаны, в основном с плагиоклазовыми пегматитами (жилы № 2, 2-а, 45, 127-а, 8, 8-а, 58, 161 и др.), значительно реже – с плагиоклаз-микроклиновыми (№ 89). Это крупные жилы с высоким содержанием крупноразмерного мусковита (жила № 127-а) – основные объекты Слюдянского рудничного участка. По сейсморазведочным данным метода регулируемого направленного приема (модификация метода отраженных волн) структура слюдоносного узла прослеживается на глубину 2,5 км (Луппов и др., 1977 г.), где фиксируется сближение корневых частей – структур гольцов Третьего и Второго (см. рис. 22). Как это видно из сейсмического разреза, структура глубоких горизонтов слюдоносного

узла определяется субширотным тектоническим нарушением, вероятно, взбрососдвигового характера, деформирующим ядро антиклинальной северо-восточной складки. Фиксируемые сейсморазведкой тектонические нарушения характеризуются относительно глубоким заложением и, вероятно, представляют собой систему проводников, по которым проникали флюиды, вызвавшие образование пегматитов и их мусковитизацию. В верхних горизонтах разреза отчетливо наблюдается разветвление тектонического нарушения, которое на поверхности фиксируется в виде створов, контролирующих размещение слюдоносных жил и кустов. Разветвление основной структуры начинается приблизительно с глубины около 1000 м от поверхности, что и определяет выклинивание слюдоносного узла г. Третьего.

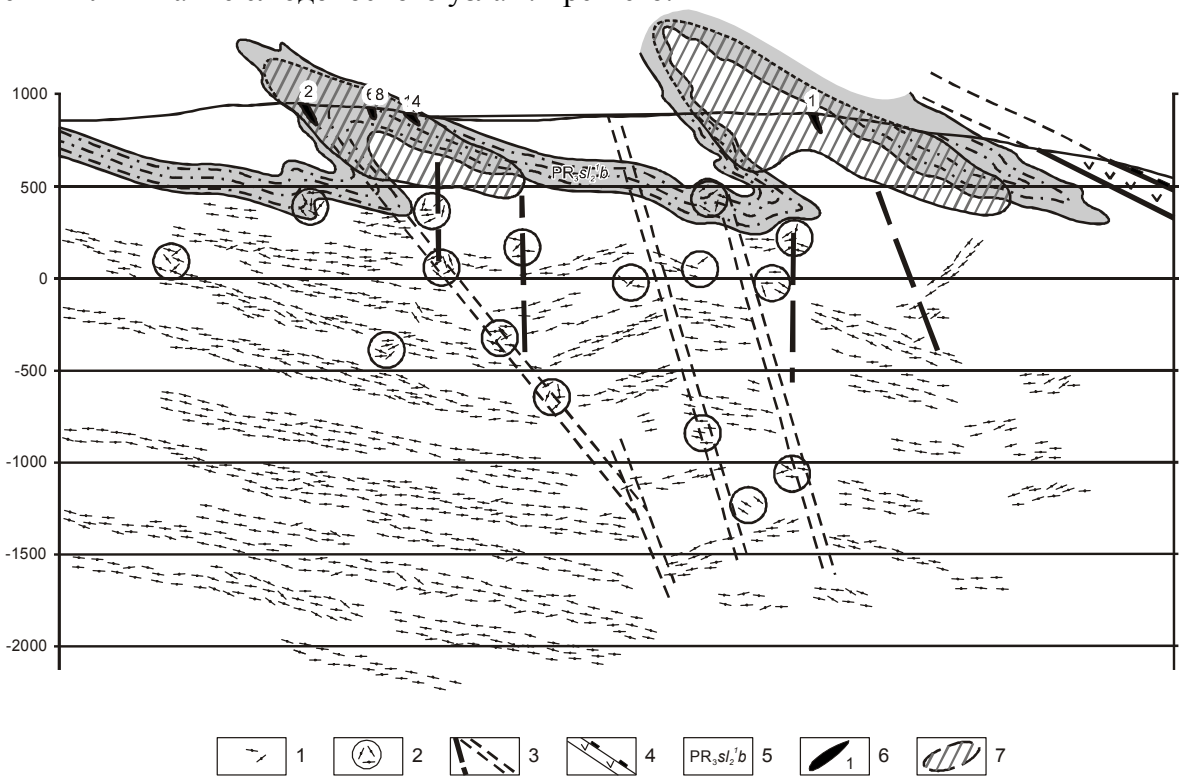


Рис. 22. Сейсмический разрез по методу РНП. Профиль через гольцы Третий, Второй Слюдянской группы.

1 – отражающие площадки, соответствующие фазам отражения; 2 – узлы дефракции; 3 – тектонические нарушения; 7 – контуры слюдоносных узлов. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

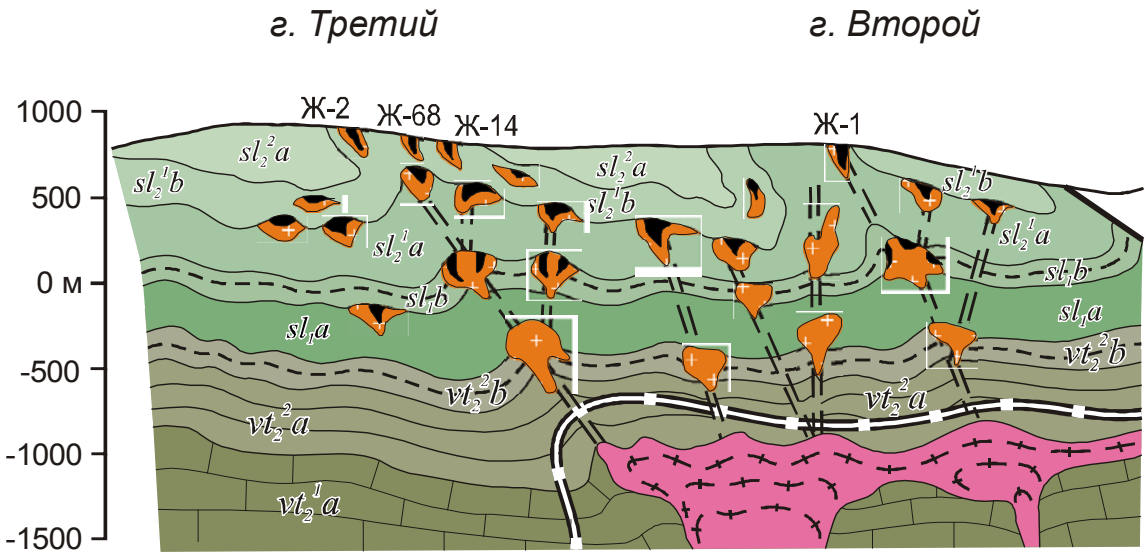


Рис. 23. Продольный геологический разрез слюдоносных узлов гольцов Третий, Второй Слюдянской группы. Условные обозначения см. на рис. 1 и 22

Крупные жилы узла приурочены к его головной части и фиксируются обычно непосредственно в глиноземистых породах экрана. Возможно, наличие крупных жил в более хрупких породах замковой части антиклинали до глубины 500 м от поверхности, особенно в пределах глубинных створов (разветвлений). Наличие крупных жил трубчатого типа, возможно, и в корневой части узла на глубинах от 500 до 1000 м от поверхности, при условии четко выраженного экранирующего эффекта промежуточных горизонтов глиноземистых пород в разрезе толщи. Размещение слюдоносных жил и кустов контролируется северо-восточными и субмеридиональными створами, с тенденцией их сближения на глубине. Максимальная длина узла в его центральной части – 2000 м, глубина по вертикали около 1000 м. Форма узла – грибовидная с расширением головной части и выклинивающимся корнем с подводящей (корневой) структурой до глубины 2,5 км от поверхности.

Слюдоносные узлы гольцов Третьего и Второго контролируются тектоническими структурами глубокого заложения, которые сходятся на глубине около 2,5 км. Учитывая этот факт, слюдоносные узлы могут быть объединены в один крупный сложный узел с общей подводящей корневой системой и левым разворотом при флексурном смятии вмещающей толщи (см. рис. 23).

5.5. Слюдоносные узлы гольцов Незаметный Одинокий Скорняков. Скил

При составлении геологической основы узлов нами использованы материалы Согдиондонской ГРП Мамско-Чуйской экспедиции. Рассматриваемые узлы находятся в пределах Согдиондонской флексуры, деформирующей Центральное антиклинальное поднятие (ЦАП), и включают основные объекты разведки, эксплуатации Со-

гдиондонской группы месторождений (рис. 24). Здесь сосредоточены крупные промышленно-слюдоносные жилы с большими запасами, высокими содержанием и качеством крупнокристаллического мусковита.

ЦАП протяженностью около 20 км в пределах Согдиондонской группы, при истинной мощности около 2 км, представляет собой сложную антиклинальную структуру, резко запрокинутую на северо-запад, вплоть до положения, близкого к горизонтальному, запрокинутого крыла. В её ядре залегают амфибол-биотитовые гнейсы, переслаивающиеся с мраморами и известково-силикатными породами горизонта Vt_2^2a. Запрокинутое крыло, где непосредственно залегают слюдоносные жилы рассматриваемых узлов, сложено вышележащими глиноземистыми породами горизонта Vt_2^2b и известково-силикатными породами и графит-биотитовыми гнейсами горизонта Sl_1a и осложнено синклинальным изгибом, представленным дистен содержащими гнейсами и сланцами горизонта Sl_1b. Таким образом, непосредственно экранирующими слюдоносные узлы выражены глиноземистые породы маркирующих горизонтов Vt_2^2b и Sl_1b (соответственно 10-й и 12-й горизонты по классификации Н. А. Львовой).

Слюдоносные узлы приурочены к запрокинутому крылу Центрального антиклинального поднятия, к участкам его осложнения Согдиондонской поперечной флексурой, которая отражает правосторонний взбросо-сдвиг вдоль субширотной тектонической зоны глубокого заложения. Формирование субширотной флексуры вызвало отклонение горизонтов вмещающей толщи от северо-восточного до субмеридионального направлений, т. е. влево, и формирование вихревой структуры, контролирующей пространственное размещение слюдоносных узлов.

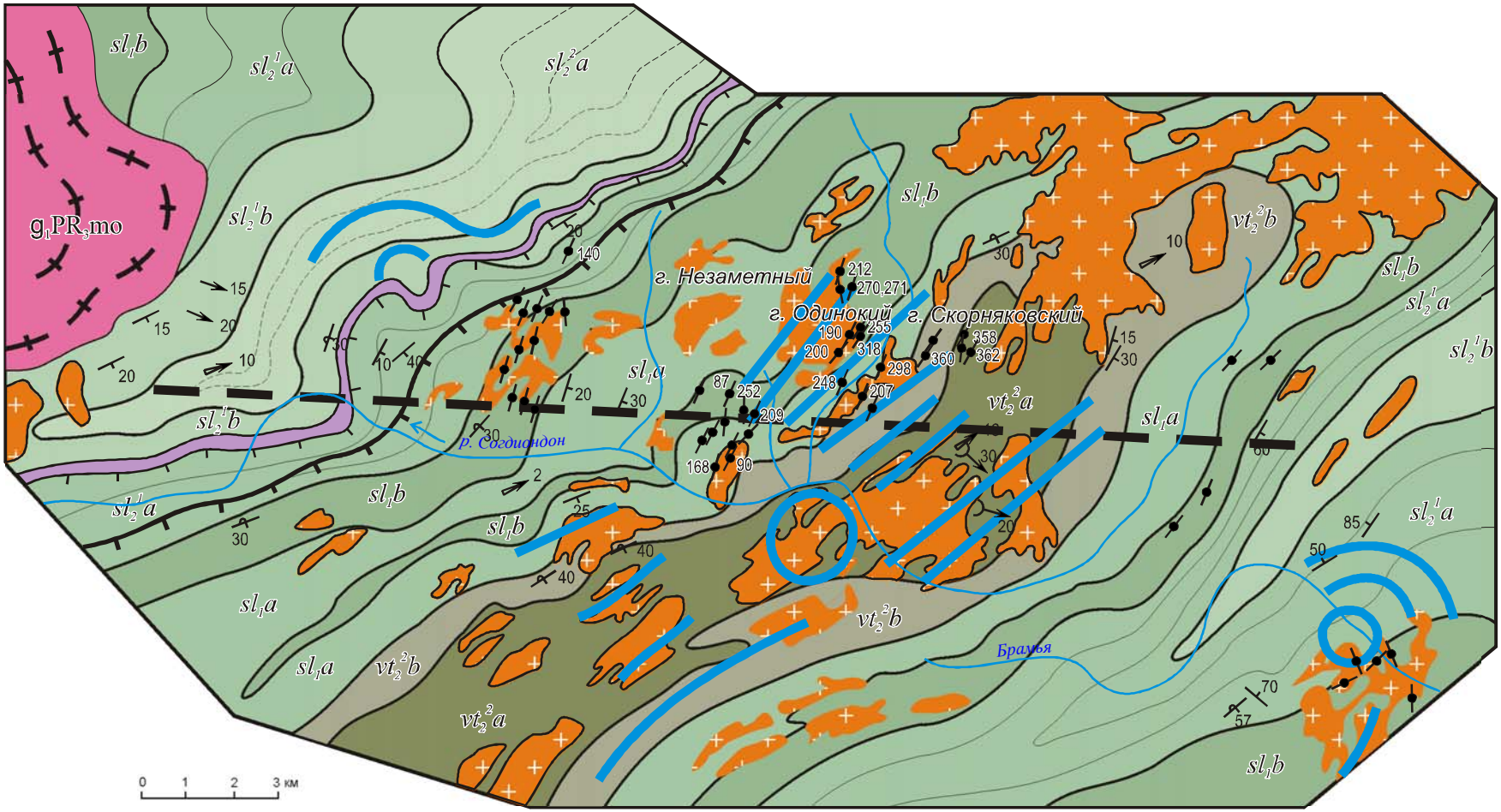


Рис. 24. Геологическая карта слюдоносных узлов гольцов Пегматитовый, Незаметный, Одиноки, Скорняковский Согдиондонской группы.

Условные обозначения см. на рис. 1 и 20

Согдиондонская флексура, протяженностью около 35 км от р. Бол. Чуи до р. Мамы, представляет собой тектоническую субширотную надразломную зону глубокого заложения, ограничивающую с юго-запада Краснинский блок в виде эшелонированной складки правостороннего сдвига. В её пределах горизонты пород толщи испытывают отклонение от генерального северо-восточного – до субширотного, затем – субмеридионального и снова северо-восточного направлений, образование структур вращения, непосредственно контролирующих размещение мусковитоносных пегматитов рассматриваемых узлов (см. рис. 24).

Флексура фактически представляет собой непрерывный субширотный эшелон сдвиговых флексурообразных складок с субмеридиональными и субширотными крыльями. Выдержанность размерности и ориентировки складок подчеркивает их приразломный характер. Погружение флексуры – юго-восточное аз. 110°–$120^{o}\angle 10$–20°. Линейность дистена, по нашим данным, ориентирована подобным образом: на г. Незаметном аз. от $130^{o}\angle 20^{o}$ до $80^{o}\angle 10^{o}$ и от $260^{o}\angle 5^{o}$ до $165^{o}\angle 10^{o}$; на г. Одиноком – от $120^{o}\angle 10^{o}$ до $90^{o}\angle 10^{o}$; на г. Скорняковском – от $180^{o}\angle 15^{o}$ до $260^{o}\angle 20^{o}$. Таким образом, ориентировка линейности дистена – от юго-восточного до восточного при пологих углах погружения, в основном, совпадает с ориентировкой шарниров флексурообразных изгибов. Противоположные погружения дистена связаны с ундуляцией шарниров флексур от юго-восточного – субширотного до противоположных направлений.

При мощном правосдвиговом смещении, как это видно из субширотных эшелонированных складок на рис. 24, следовало ожидать проявление субмеридиональных сколов – в крыльях, северо-западных отрывов и субширотных сколов – в осевой части Согдиондонской флексуры. Субмеридиональные сколы великолепно проявлены в виде протяженных створов промышленно-слюдоносных жил в пределах рассматриваемых узлов, а вот разрывы отрывного характера и субширотные сколы выражены менее отчетливо. Они приурочены непосредственно к хорошо выраженной долине р. Согдиондон, очевидно тектонического происхождения, с мощными аллювиальными и четвертичными отложениями. В северо-западных разрывах, судя по всему, формировались трубообразные пегматитовые тела, как это видно из рис. 24 и космических данных.

Промышленно-слюдоносные объекты представлены крупными продольносекущими плагиоклаз-микроклиновыми пегматитовыми жилами, ориентированными, преимущественно, в субмеридиональном и, реже, в северо-восточном направлениях. Жилы группируются в подобно ориентированные створы протяженностью до 1,5 км, представляющие собой сколовые разрывы, сформировавшиеся при правосторонней правосдвиговой деформацуии вмещающей толщи вдоль субширотной тектонической зоны глубокого заложения (Согдиондонского разлома). Слюдоносные жилы в пределах узлов – крупные, значительной протяженности (550 м – жила № 200, гол. Одинокий) и мощности, с отработанными и балансовыми запасами на отдельных жилах до 10 000 т и выше. Такие жилы – объекты эксплуатационной отработки: № 360, 357, 357-а, 349-а на г. Скорняковском; № 200, 205, 255 – на г. Одиноком; № 252, 252-а, 257, 257-а, 202, 87, 314–330 на г. Незаметном (рис. 25). Пегматитовые тела этих жил – обычно пластинчатой хорошо выдержанной формы. Морфологические разновидности слюдоносных жил: килевидные – на гольцах Одиноком и Скорняковском, килевидные и грибовидные – на Незаметном. На глубину жилы прослеживаются до 200 м и более.

Жилы сформировались, в основном, в трещинах скола, но, вероятно, в определенных сочетаниях с трещинами отрыва. Так, по нашим наблюдениям в карьерах, во вмещающих породах жилы № 87 г. Незаметного (рис. 26) пласт амфиболовых гнейсов мощностью около 7 м разорван на будины диаметром от 2 до 5, которые испытывали многократное вращение, о чем свидетельствует их совершенно круглая форма в попе-

речнике. Направление вращения будин подчеркивается ориентировкой гребневидных сдвиговых микроскладок в слюдистых сланцах. Круглые в поперечнике будины амфиболовых пород зафиксированы нами и в карьерах жилы № 108 на г. Скорняковском.

Все эти округлые в поперечном сечении будины в продольном направлении представляют собой столбовидные и веретенообразные тела, что указывает на условия растяжения при их формировании. Структуры будинажа сформировались при продольном растяжении пластов хрупких пород и проскальзывании ограничивающих их пластичных глиноземистых сланцев. При сдвиговой складчатости будины испытывали вращение, вследствие чего они приобрели столбообразные формы, округлые в поперечнике. Рассмотренные структуры будинажа свидетельствуют об интенсивных сдвиговых подвижках, которые испытывали вмещающие породы и пегматитовые тела в пределах крыльев спиралевидных структур вращения. Подобным образом сформировались и трубообразные пегматитовые тела и массивы в трещинах растяжения в осевой части Согдиондонской флексуры, и вероятно, Слюдянской флексуры (см. рис. 26).

Таким образом, приведенные геологические данные подтверждают формирование сдвигово-вращательных структур в результате сдвиговых подвижек по субширотной тектонической зоне глубокого заложения. Слюдоносные узлы гольцов Незаметный – Одинокий – Скорняковский с концентрацией крупных пегматитовых жил с повышенным содержанием высококачественного и крупноразмерного мусковита – основных объектов эксплуатационной отработки – приурочены к крыльям спиралевидной («вихревой») структуры и могут быть объединены в один узел, контролирующийся этой структурой (см. рис. 24, 26).

5.5.1. Слюдоносный узел гольца Скорняковского

Узел является составной частью группового слюдоносного узла гольцов Незаметный – Одинокий – Скорняковский. В его пределах проведены поисковое бурение, геологоразведочные и эксплуатационные работы на поверхности и подземные. Выявлено около 40 промышленно-слюдоносных жил. По результатам этих работ выявлена не только слюдоносность узла, но и морфология кустов жил.

В региональном плане узел жил приурочен к запрокинутому крылу структуры ЦАП, деформированной Согдиондонской надразломной субширотной флексурой. Вмещающие породы представлены переслаиванием амфибол-биотитовых гнейсов, мраморов и известково-силикатных пород горизонта Vt_2^2a и дистен-двуслюдяными сланцами и гранат-биотитовыми гнейсами горизонта Vt_2^2b. Пегматитовые тела и слюдоносные зоны пересекаются дайками мелкозернистых биотитовых гранитов.

Узел жил приурочен к крайней правой спирали структуры вращения (см. рис. 24), выраженной в виде субмеридионального скола, проходящего на плане узла (рис. 27) по скважинам № 128–152–52 на разрезах соответственно IX, XIII XVII (рис. 28). Нами изучены наиболее крупные кусты жил № 344, 352–368, 349, 357, 360. Более ранние согласно залегающие плагиоклазовые пегматиты, без заметных скоплений крупнокристаллического мусковита, пересекаются микроклин-плагиоклазовыми крутопадающими пегматитовыми телами, обычно содержащие конформные слюдоносные зоны. Они образуют сложные ветвящиеся кусты жил, сближающиеся на глубине к единому корню. Такая форма кустов определяется сочетанием разрывов основного субмеридионального скола и соответственно – растяжения в результате возникнове-

ния продольных растягивающих напряжений при левом развороте спиралевидной структуры. Наличие условий растяжения подтверждается хорошо выраженными структурами будинажа, отмеченных ранее, во вмещающих компетентных породах.

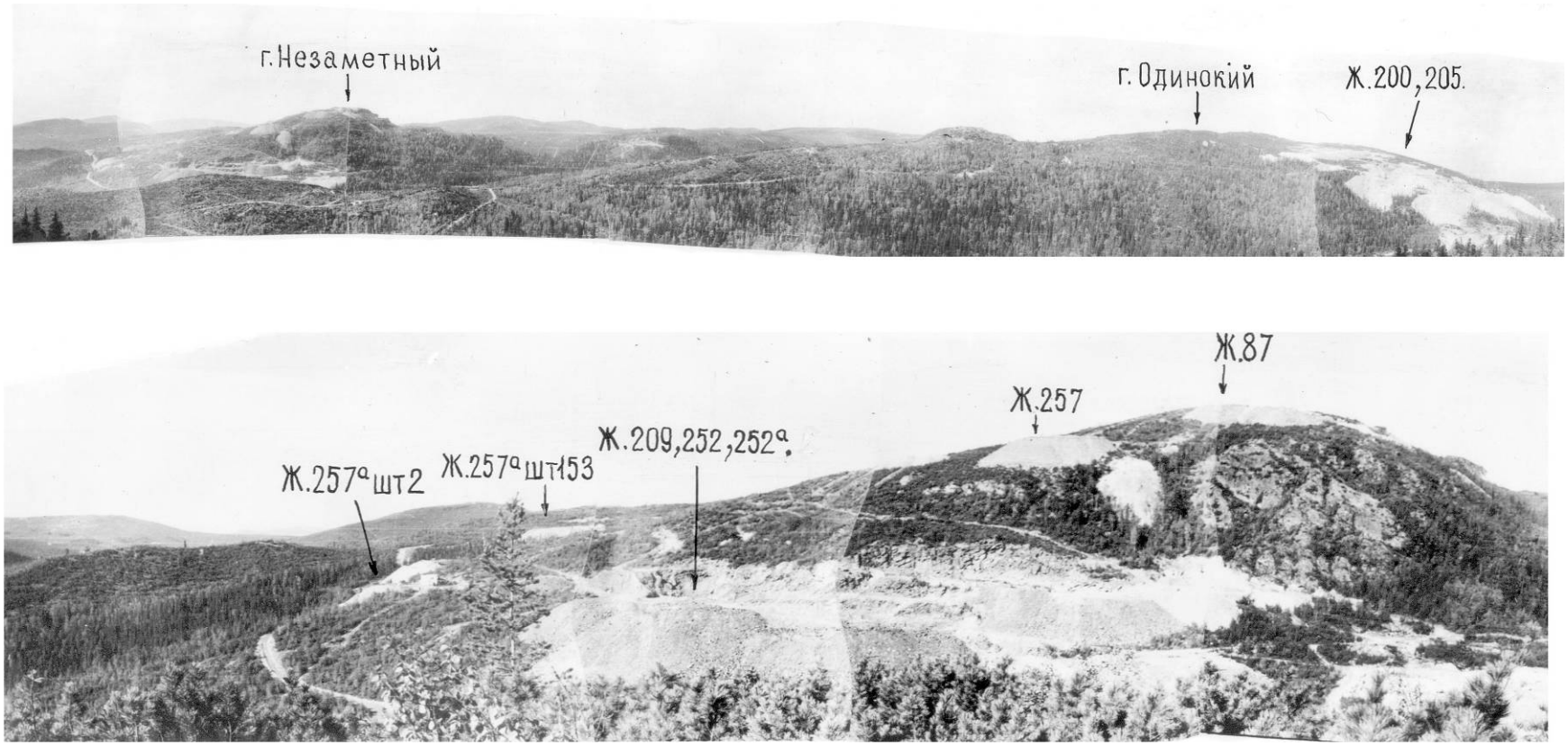


Рис. 25. Фотопанорамы: Вверху – гольцов Незаметного и Одинокого; видны отвалы крупных слюдоносных жил. Внизу – гольца Незаметного; видны системы отработки крупных жил, номера которых показаны на панораме

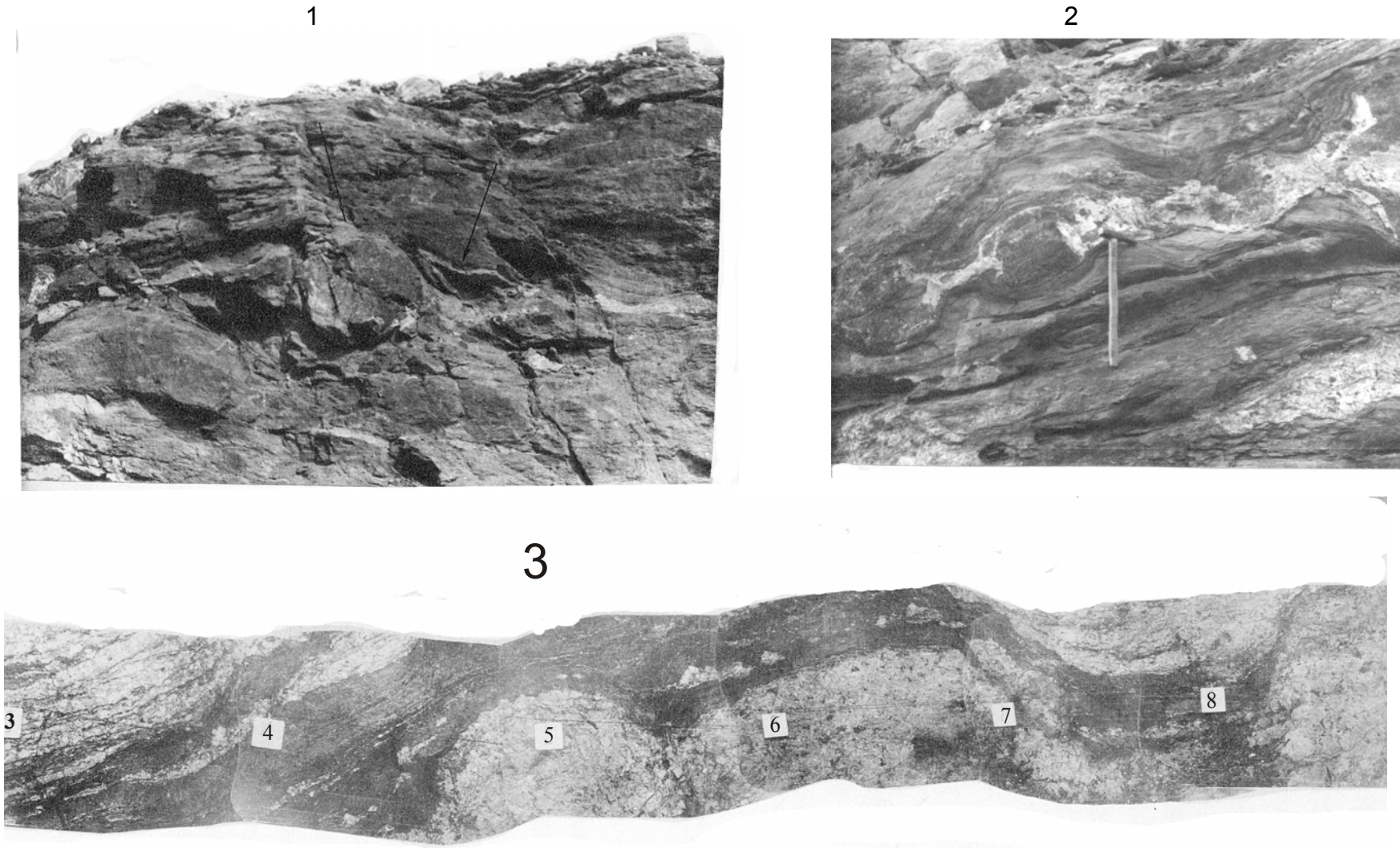


Рис. 26. Будинаж-структуры (1 – 3): 1 – 2 – будинаж-структуры и микроскладки сдвига в карьере жилы № 87 Согдиондонской группы; 3 – структуры вращения (будинажа) в пегматитах северной стенки орта 98, штольни 10, жилы 76-а г. Поворотного Слюдянской группы

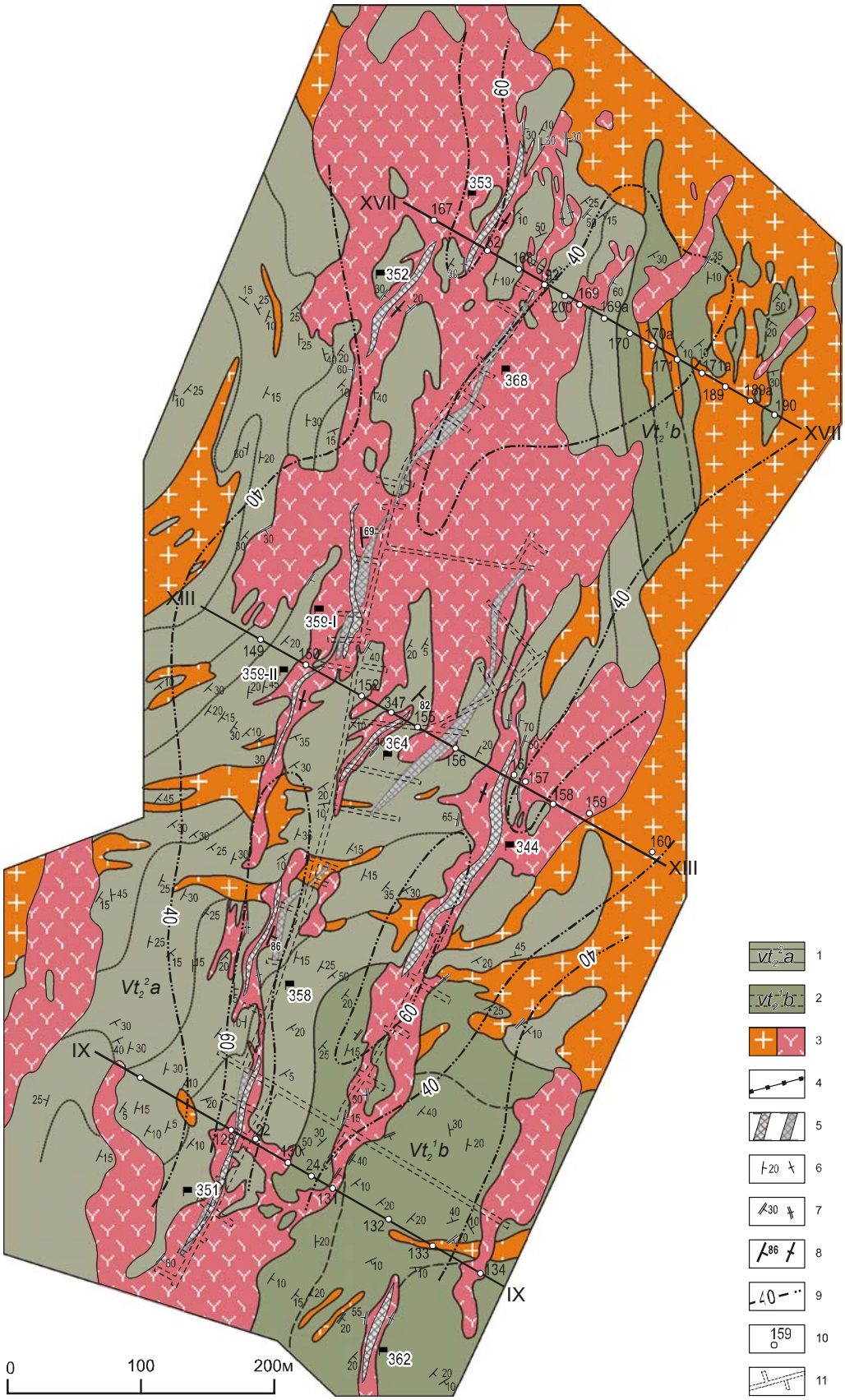


Рис. 27. Геологическая карта слюдоносного узла г. Скорняковский. Условные обозначения см. на рис. 1 и 21

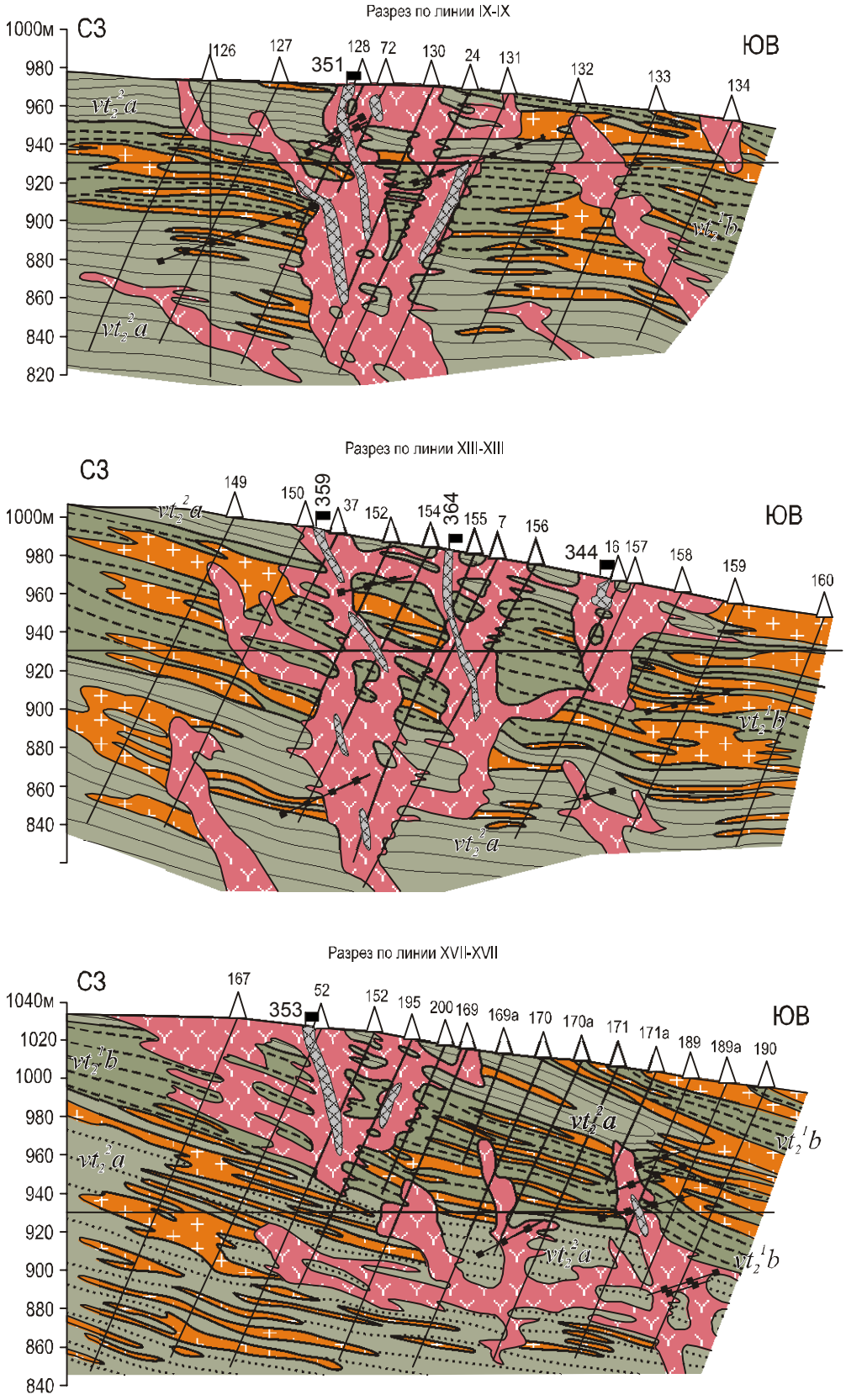


Рис. 28. Геологические разрезы к карте слюдоносного узла г. Скорняковского. Условные обозначения см. на рис. 1 и 21

Выделяются два куста промышленно-слюдоносных жил.

Первый куст жил № 344, 352–368, длиной 840 м, шириной 170 м, глубиной промышленного ослюденения до 130 м, расположен в северо-восточной части узла, ближе к сводовой части антиклинального поднятия, и включает 10 промышленно-слюдоносных зон, залегающих в секущих калишпатовых пегматитовых телах (рис. 29, I). По бурению промышленные пробы мусковита определены до глубины 200 м. Контакты жил – ступенчатые, простирание – северо-восточное до субмеридионального, падение – юго-восточное и северо-западное. Слюдоносные зоны, длиной от 100 до 200 м, ориентированы по аз. 10–40°, падение крутое преимущественно юго-восточное ∠65–90°. Наиболее протяженные слюдоносные зоны находятся в центральной части куста (жилы № 364, 368).

Второй куст жил № 349, 357, 360 представлен цепочкой калишпатовых пегматитовых тел, содержащих пять промышленно-слюдоносных зон, протяженных по аз. СВ 20° (рис. 29, II). Длина куста около 800 м, ширина – 80 м. Промышленно-слюдоносные зоны – длиной 100–250 м на поверхности, сокращаются до 60–120 м на горизонте штольни № 6, сближаясь на глубине. В целом наблюдается юго-западное склонение слюдоносных зон в направлении к жилам № 357-а, 360, где предполагается корневая часть куста. В подземных горных выработках установлен максимальный изгиб слоистости парапород по простиранию и падению (см. структурные диаграммы).

Таким образом, в обоих кустах жил вскрываются центральные части. Головные части и экранирующий горизонт глиноземистых пород эродированы. Глубина кустов жил 150–200 м представляет современный их эродированный остаток. Полная неэродированная протяженность кустов на глубину составляла около 300 м.

Нами изучены структурные элементы кустов жил на поверхности и в подземных выработках. На диаграммах I–VIII (рис. 30) представлены замеры: слоистости, контактов пегматитовых тел, элементов залегания спайности крупнокристаллических слюд – биотита и мусковита. Как видно из диаграмм I, II, V, пегматитовые тела залегают по простиранию согласно с вмещающими породами, но резко секут их по падению, отражая их продольносекущий облик. На диаграммах III–XII отражен поясовый характер элементов залегания слюд. Наиболее отчетливо и полно представлен северо-восточный пояс I, выражающий ориентировку рудной трещиноватости в соответствии с условиями напряжения северо-западного сжатия и соответственно северо-восток-юго-восточного растяжения. Причем кристаллы слюд, как это видно из максимумов на диаграммах, формируются в крутых трещинах под ∠70–80°. Ориентировка главного нормального напряжения сжатия, исходя из пространственного положения пояса I, соответствует направлению аз. 110–120°∠20–30° и соответственно – растяжения аз. 20–30°.

Для первого куста жил пояса слюд на диаграмме VII-3 ориентированы в направлениях: субмеридиональном и субширотном – на горизонте шт. № 139 (+995 м), на северо-восточном и северо-западном – на горизонте шт. № 6 (+910 м). Таким образом, наблюдается вращение поясов от верхних горизонтов к нижним по часовой стрелке. Погружение крупных лейст биотита, часто в ассоциации с мусковитом на диаграммах XII, XII также подтверждают такое вращение от субширотного на горизонтах шт. № 139 до юго-восточного – шт. № 6.

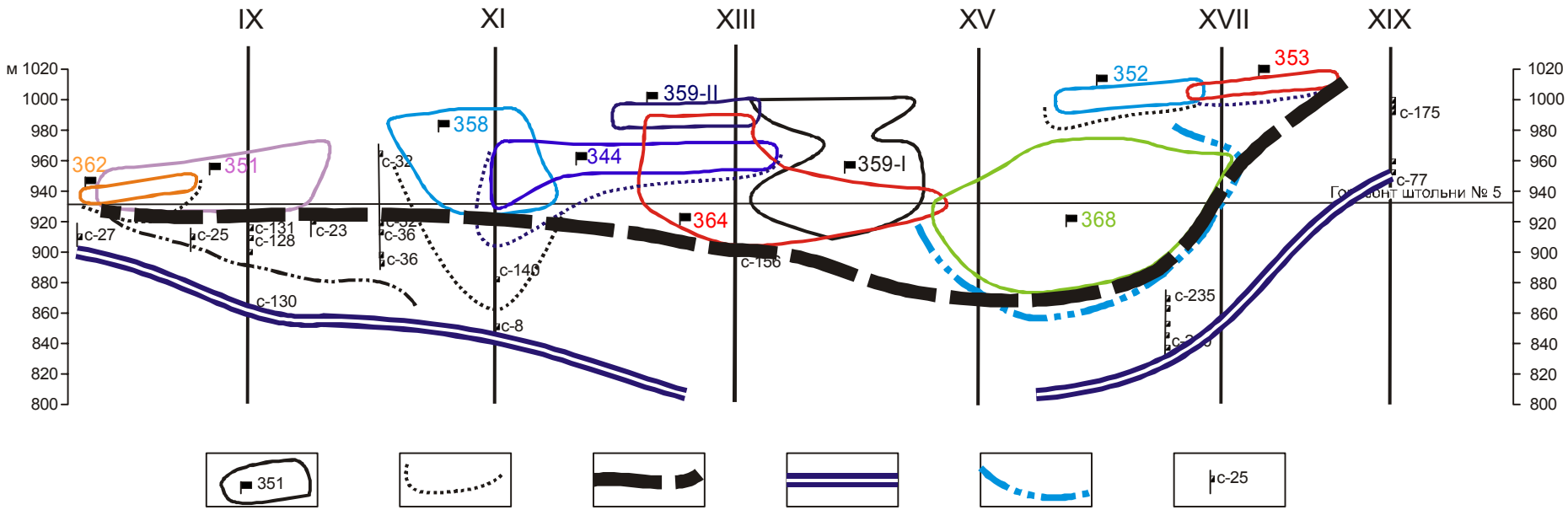


Рис. 29 – I. Проекция на вертикальную плоскость куста слюдоносных жил № 344, 352–368 г. Скорняковского.

1 – промышленно-слюдоносные жилы и их номера; 2 – контур промышленной слюдоносности для отдельных жил, установленный по скважинам; 3 – 4 – границы установленной промышленной слюдоносности: 3 – верхняя, 4 – нижняя; 5 – контур кустов промышленно-слюдоносных жил; 6 – пересечения контура промышленной слюдоносности скважинами с промышленными пробами по профилям

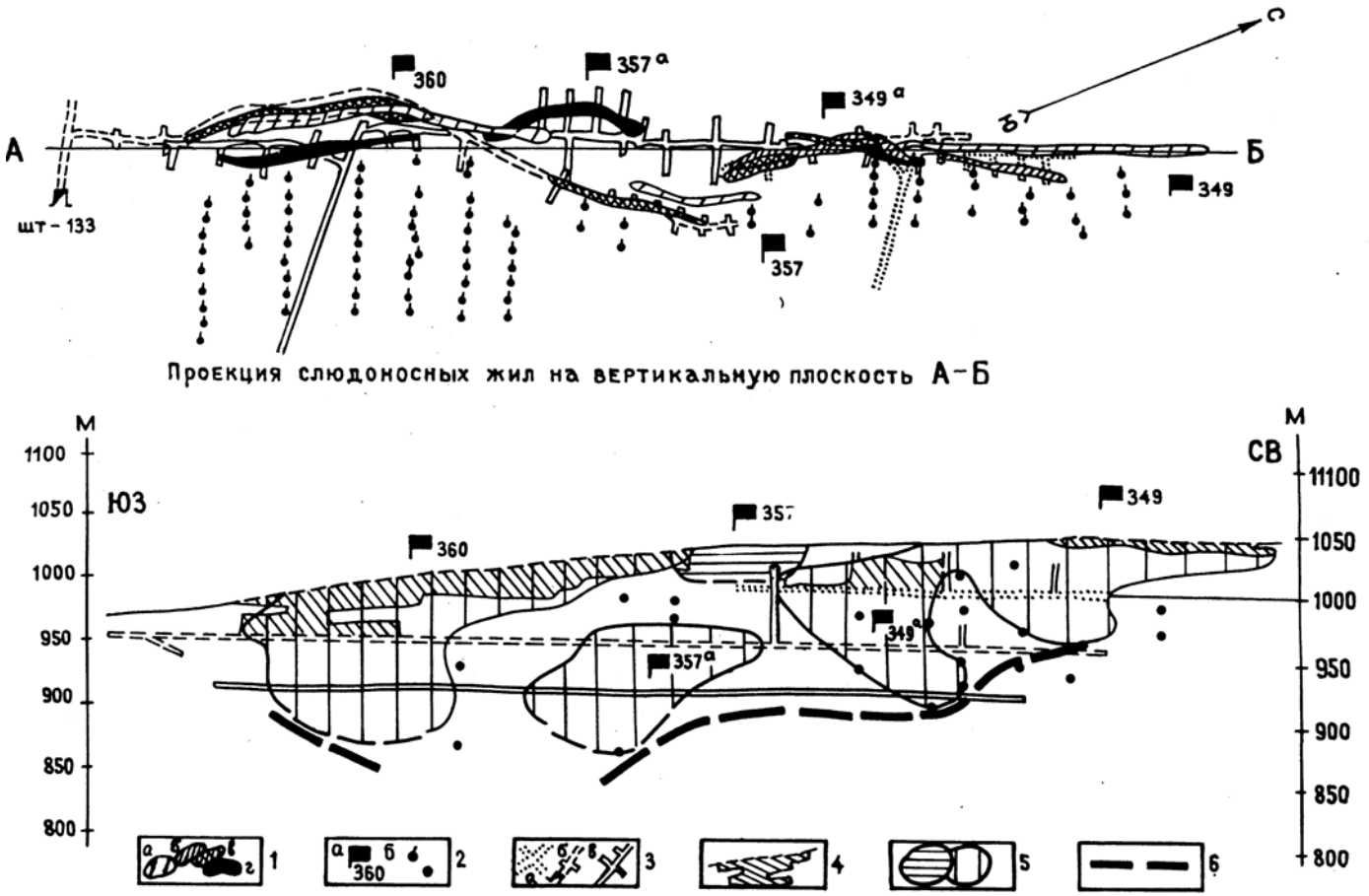


Рис. 29-II. План и проекция на вертикальную плоскость куста слюдоносных жил № 349, 357, 360 г. Скорняковского.

1 – контуры промышленно-слюдоносных зон: а – на поверхности, б – на горизонте штольни 139, в – штольни 133, г – штольни 6; 2 – а – промышленно-слюдоносные жилы и их номера, б – скважины и направления их бурения; 3 – планы подземных выработок штолен: а – 139, б – 133, в – 6; 4 – пространство слюдоносных жил, отработанное карьерами и подземных выработками; 5 – прослеженные и предполагаемые на глубину (тонкий пунктир) контуры промышленно-слюдоносных зон; 6 – нижняя граница установленной промышленной слюдоносности

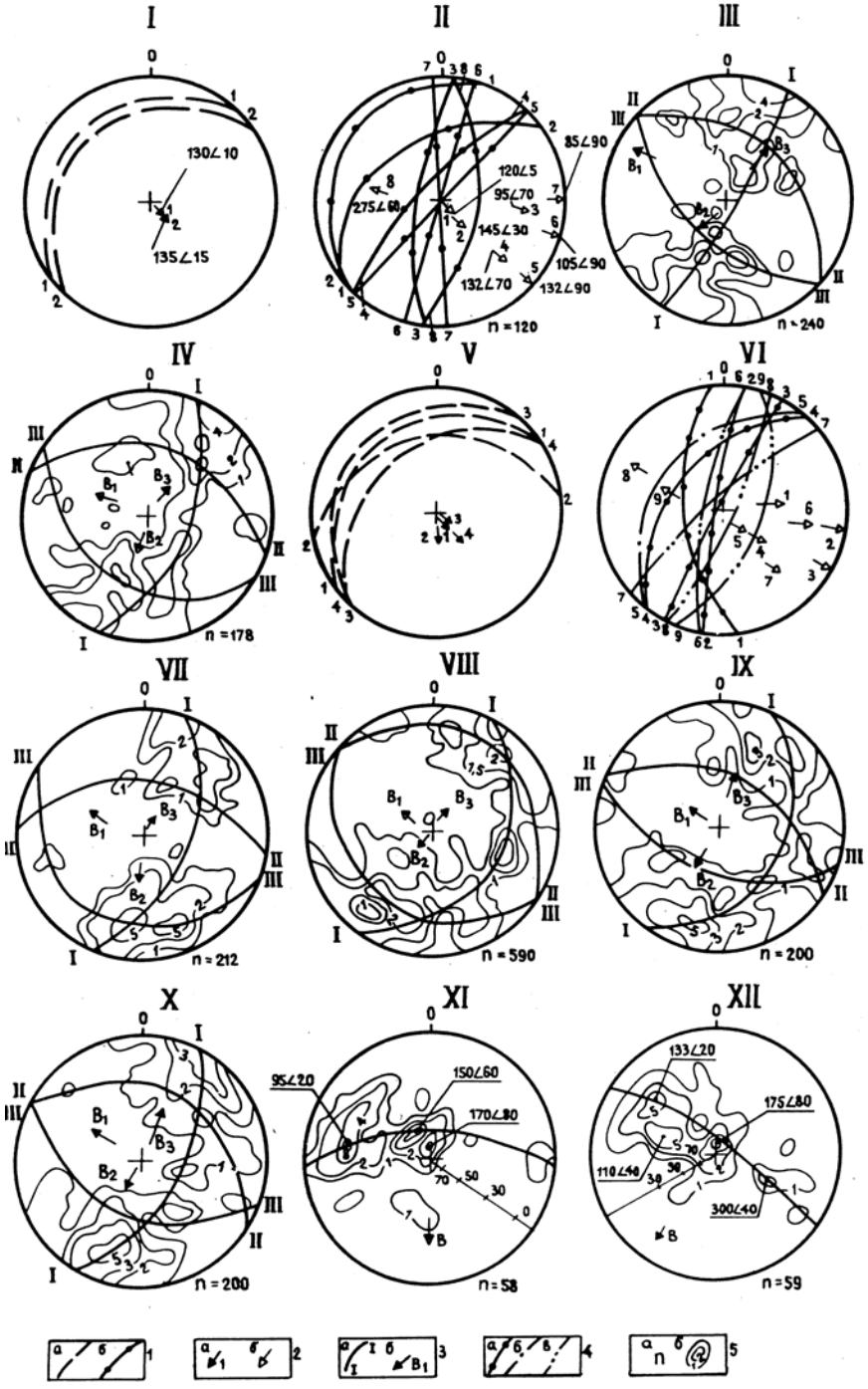


Рис. 30. Диаграммы структурных элементов вмещающих пород и слюдоносных жил гольца Скорняковского.

1 – граммопроекции, 2 – полюса: а – слоистости парапород, б – контактов жил; 3 – а – пояса трещиноватости, б – их полюса; 4 – граммопроекции контактов жил на горизонте штолен: а – 139, б – 133, в – 6; 5 – а – количество замеров, б – изолинии с указанием процентов. Диаграммы I–XII: I – слоистости парапород на поверхности в районе жил № 352 – 368; II – контактов слюдоносных пегматитов в районе жил № 352–368; III–IV – мусковита и биотита в штольне 5: III – в жилах № 359, 368, IV – в жиле № 364; V – слоистости парапород куста жил 349, 357, 360 (1 – в шт. 139: 2 – в шт. 133, 3–4 – в шт. 6), VI – контактов жил (1–4 – в шт. 139, 5 – шт. 133, 6 – шт. 6), VII–X – слюд: мусковита и биотита – VII – шт. 139, VIII – шт. 133, мусковита – IX – шт. 6, биотита – шт. 6; XI–XII – погружение лейст биотита: XI – шт. 139, XII – шт. 6

5.6. Слюдоносный узел гольцов Стланиковый – Чужой – Медвежий

В пределах узла проведены детальные поисково-разведочные работы: в районе сосредоточения жил – масштаба 1:500, в целом для узла 1:2 000. Нами изучены все слюдоносные жилы и минеральная зональность пегматитового поля. При составлении геологической карты использованы материалы Мамской ГРЭ и наши исследования.

Узел прослеживается в виде северо-западной полосы длиной 5,5 км и шириной 1,5–2 км. Приурочен к осевой части изгиба толщи от субмеридионального до северо-восточного и далее до субширотного направлений в пределах Согдиондонской флексуры (рис. 31). Изгиб вызван юго-восточным (правым) смещением Центрального блока по Согдиондонскому разлому глубокого заложения.

Структурная позиция узла определяется линейными северо-восточными складками, осложняющими запрокинутое на северо-запад крыло структуры ЦАП, деформированными поперечным изгибом толщи. В отличие от Согдиондонской флексуры, залегание пород в пределах узла значительно круче: падение увеличивается от 40° на г. Стланиковом, до 60° на г. Медвежьем (рис. 32). На геологической карте, как это видно из рис. 31 и 32, на гольцах Стланиковом и Чужом выделены четыре северо-восточные изоклинальные антиклинальные складки, сопряженные с пятью синклиналями. В ядрах антиклиналей и синклиналей залегают породы слюдянкинской свиты горизонтов соответственно Sl_1a и Sl_1b. На г. Медвежьем выделяются две сопряженные антиклинальные и синклинальные складки, запрокинутые на северо-запад. В их ядрах залегают породы витимской свиты горизонтов соответственно Vt_2^2a и Vt_2^2b . Общее простирание пород северо-восточное (аз. Пр. 30°), падение ЮВ $\angle 40–60^o$.

Витимская свита представлена биотит-роговообманковыми гнейсами с прослоями двуслюдяных сланцев и биотитовых гнейсов, темно-серыми узловатыми гранат-биотитовыми и графит-биотитовыми гнейсами, мраморами (Vt_2^2a – 9 горизонт по Н. А. Львовой), дистен-гранат-биотитовыми гнейсами, узловатыми гранат-биотитовыми гнейсами, гранат-двуслюдяными и гранат-мусковитовыми сланцами с прослоями кварцитов (10-й горизонт – Vt_2^2b). Породы слюдянкинской подсвиты также характеризуются двумя горизонтами: темными кварц-известковитстыми породами с прослоями мраморов, биотитовых гнейсов, двуслюдяных сланцев с графитом, дистеном (11-й горизонт – Sl_1a), «трухлявыми» дистен-гранат-двуслюдяными сланцами с прослоями гранат-амфибол-кварцевых пород, гранат-биотитовых гнейсов (12-й горизонт – Sl_1b).

Резкая расчлененность рельефа участков сосредоточения слюдоносных жил и их эксплуатационная отработка карьерами позволили нам изучить слюдоносные кусты на глубину до 150 м. Слюдоносные жилы в пределах северо-западной полосы сконцентрированы в три сложных куста соответственно на гольцах Стланниковом, Чужом и Медвежьем. Пегматитовое поле гольцов представляет одно целое с повышенным содержанием микроклина в пегматитах центральной части (г. Чужой).

Выявлена следующая сменяемость структурных разновидностей от периферии к центру узла: 1 – микроклин-плагиоклазовые гранитовидные пегматиты; 2 – неясно-графические микроклин-плагиоклазовые пегматиты; 3 – плагиоклазовые или плагиоклаз-микроклиновые пегматиты переходных от неясно-графических к графическим крупноблоковым и пегматоидным структурам с кварц-мусковитовым комплексом, во вмещающих породах интенсивно развиты кварцевые жилы; 4 – плагиоклаз-микроклиновые пегматиты переходных и пегматоидных структур с широко развиты-

ми кварц-мусковитовым комплексом и пегматоидным мусковитом; 5 – плагиоклаз-микроклиновые и микроклиновые крупноблоковые зональные – с пегматоидным мусковитом и, реже, кварц-мусковитовым комплексом. В юго-восточной части узла, в районе г. Медвежьего, окварцевание во вмещающих породах проявлено более интенсивно. Здесь развиты многочисленные кварцевые жилы (кварц полупрозрачный, дымчатый и сахаровидный). Вмещающие породы, главным образом, дистеновые гнейсы и сланцы, изменены до крупнокристаллических гранат-дистен-мусковит-кварцевых и гранат-мусковитовых сланцев с крупным ситовидным гранатом, реже – с крупными бирюзово-синими кристаллами дистена. В гранитовидных пегматитах часто встречаются небольшие зоны северо-западного простирания, содержащие скопления кристаллов мусковита размером 3–5 см и крупные порфировидные обособления микроклина.

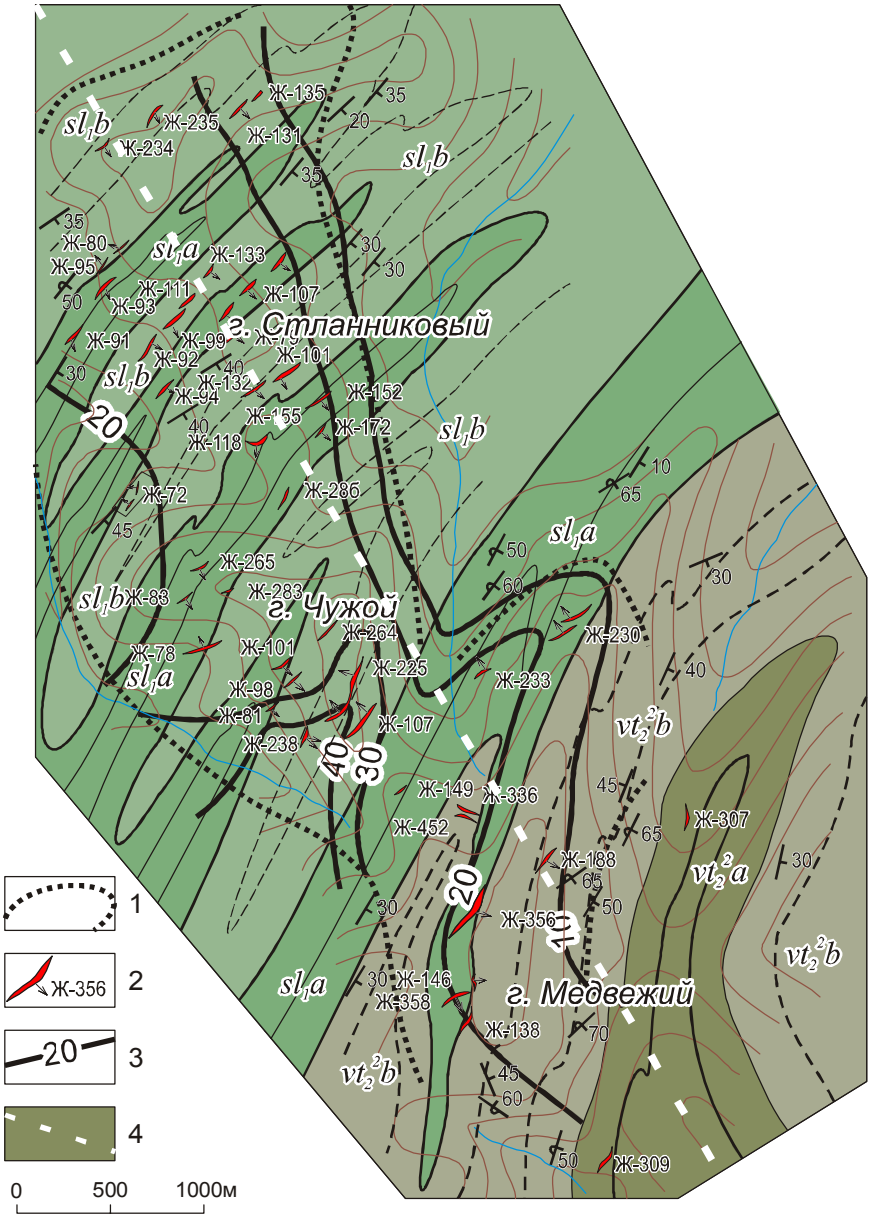


Рис. 31. Геологическая карта слюдоносного узла гольцов Стланиковый, Чужой, Медвежий (Олонгринская группа).

1 – граница слюдоносного узла; 2 – промышленно-слюдоносные жилы и их номера; 3 – изоконцентраты пегматитов. 4 – предполагаемая зона разлома глубокого заложения. Остальные условные обозначения см. рис. 1

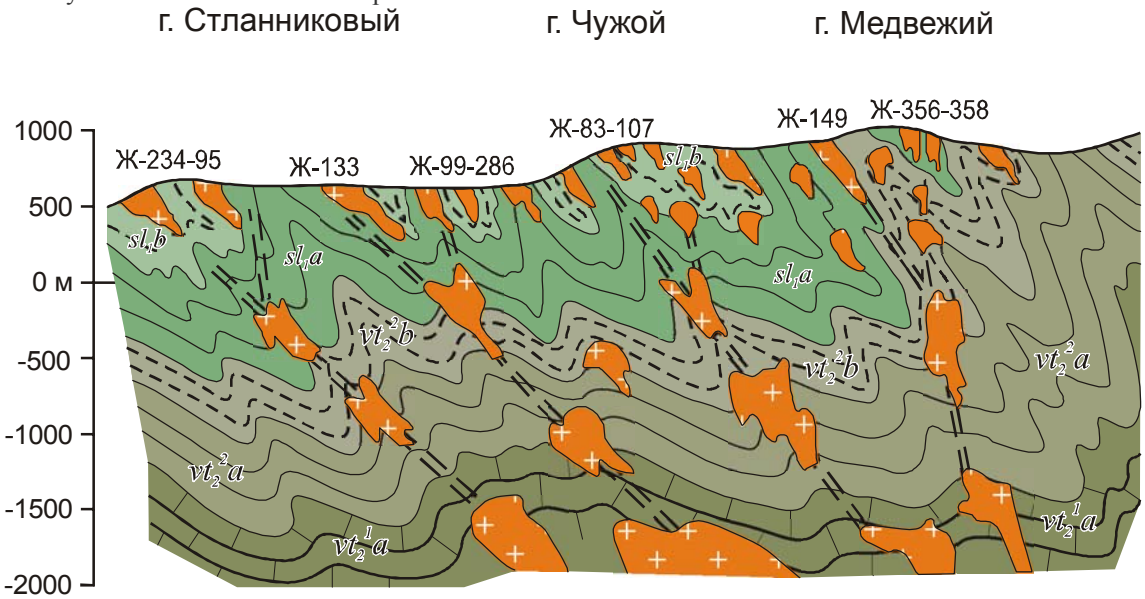


Рис. 32. Продольный геологический разрез слюдоносного узла гольцов Стланиковый, Чужой, Медвежий. Линией с белыми кубиками показана граница высокотемпературного метаморфизма. Остальные условные обозначения см. рис. 1

По интенсивности пегматитизации толщи, удельной слюдоносности и содержанию микроклина в пегматитах фиксируются два направления: главное – северо-западное, контролирующее пространственное всех слюдоносных кустов, осложненное северо-восточными створами, и субмеридиональное, наиболее полно проявленное на г. Медвежьем, в запрокинутом крыле ЦАП. Кусты приурочены к куполовидным и брахиантиклинальным структурам, деформирующим изоклинальные складки.

Особенности кустов жил, пространственно обособленных друг от друга кустов в пределах северо-западной полосы, представляются следующим образом. Слюдоносные кусты г. Стланикового находятся в северо-западной части узла. Вмещающие породы представлены гнейсосланцевыми, высокоглиноземистыми и известково-силикатными породами горизонтов Sl_1a и $S1_1b$ нижней подсвиты слюдянкинской свиты. Простирание пород – северо-восточное, падение ЮВ ∠30–40°. Слюдоносные жилы сконцентрированы в простые кусты, которые, в свою очередь, объединяются в один сложный куст. В его пределах фиксируются простые согласные и продольносекущие слюдоносные жилы челночной и реже плоско-грибовидной форм. В жилах обычно наблюдается зональность от мелкозернистой, гранитовидной, неясногра фической до переходной и пегматоидной структур плагиоклаз-микроклинового состава и кварцевого ядра.

Формирование крупноблоковых структур сопровождается правильным кристаллизационным ростом всех минералов, особенно микроклина и кварца, часто образующих кристаллизационные центры, ориентированные по погружению жил. Промышленный мусковит – пегматоидного типа, кварц-мусковитовый комплекс развит слабо. Гранитовидные структуры пегматита наиболее распространены в северо-западной части куста жил. Окварцевание и фация гранат-мусковитовых сланцев проявлены незначительно, что может определяться глубокой эродированностью сложного слюдоносного куста. Перспективы слюдоносного куста наиболее благоприятны на

участке сосредоточения жил № 91, 90, 93, 95, которые образуют северо-восточный створ, на продолжении которого фиксируется жила № 131, что указывает на возможность нахождения довольно крупных крутопадающих жил на глубине 200–300 м.

Слюдоносные кусты г. Чужого находятся в центральной части узла и залегают в различных по составу гнейсосланцевых, высокоглиноземистых и известково-силикатных породах горизонтов Sl_1a и $S1_1b$ слюдянкинской свиты. Простирание пород – северо-восточное, падение ЮВ $\angle 40–60^o$. Простые кусты образуют сложный слюдоносный куст жил г. Чужого, который представляет собой подобие купола с крупными слюдоносными плоско-грибовидными и килевидными жилами. Погружение жил ориентировано внутрь этого «купола», по направлению к его центру. Куст экранируется высокоглиноземистыми породами горизонта $S1_1b$. Судя по интенсивности окварцевания и проявления во вмещающих породах фации гранат-мусковитовых сланцев на периферии сложного слюдоносного куста, грибовидной форме жил и их погружениям, на эрозионный срез выходит его верх центральной части. Основной центр куста находится на глубине 300–400 м от поверхности куполовидной вершины г. Чужого, где и предполагается сосредоточение отдельных крупных промышленно-слюдоносных жил грибовидной формы. Поэтому глубина скважин при поисковом бурении должна быть около 400 м.

Промежуточный голец (вершина-обнажение) между гольцами Чужим и Медвежьим с северо-западными отрывными жилами, вероятно, представляет собой ответвление от центра узла, и, возможно, демонстрирует его корневую часть.

Пегматитовые жилы г. Чужого характеризуются зональным строением: от мелкозернистых и неяснографических плагиоклаз-микроклиновых разновидностей до микроклин-плагиоклазового пегматоида. Характерно широкое развитие процессов перекристаллизации. Как правило, к центру слюдоносных жил возрастают не только размеры кристаллов и блоков микроклина и плагиоклаза до 40–50 см, но и четкость их кристаллических форм. В стенках карьеров жил часто наблюдаются центры кристаллизации лейст биотита в виде стрел, звезд и вееров размером от 10 см до нескольких метров, по которым развиваются пластины мусковита. Между слюдами формируются правильные кристаллы микроклина и плагиоклаза, а также кварц-мусковитовой ассоциации (комплекса), которая располагается обособленными участками вытянутой и округлой гнездообразных форм (рис. 33, 34). Центры кристаллизации отчетливо ориентированы по погружению жил. Промышленный мусковит в большинстве жил связан с зонами пегматоида плагиоклаз-микроклинового состава, а также – с кварц-мусковитовым комплексом, развивающимся в переходных и крупноблоковых структурах пегматитов. В некоторых жилах (например, жила № 72) встречаются обособления крупных кристаллов (до 3–5 см) граната с сульфидами, в жиле № 225 встречен берилл.

Слюдоносный куст г. Медвежьего находится на юго-восточном фланге рассматриваемого узла. Приурочен к запрокинутому субмеридиональному крылу ЦАП. Вмещающие породы представлены кварц-известковистыми и гнейсосланцевыми породами горизонта Sl_1a – слюдянкинской и высокоглиноземистыми гнейсами и сланцами горизонта Vt_2^2b витимской свит. Более подробно состав пород горизонтов приведен на рис. 1. Во вмещающих породах интенсивно развита фация гранат-мусковитовых сланцев по дистен-гранат-биотитовым гнейсам и сланцам. Здесь наиболее распространены гранат-мусковитовые, дистен-гранат-двуслюдяные, гранат-двуслюдяные окварцованные сланцы. Породы в целом – перекристаллизованные.

Промышленно-слюдоносные жилы, погружающиеся по падению в направлениях от юго-восточного до субмеридионального, объединены в сложный куст. Формы слюдоносных жил – челночные и реже – плоско грибовидные. На эрозионный срез, вероятно, выходят верхние части куста, что определяется интенсивностью окварцевания и мусковитизации дистенсодержащих гнейсов и сланцев.

Интенсивное проявление фации гранат-мусковитовых сланцев и окварцевание характеризует неустойчивость экрана глиноземистых пород, возможно, их тектонический срыв, что определяет быстрое падение химического потенциала калия и возникновение неблагоприятных условий для формирования крупного слюдоносного куста жил. Для образования крупных слюдоносных объектов очевидно необходимы постепенные изменения условий кислотности-основности от стадии плагиоклаз-микроклиновых и микроклиновых пегматитов с пегматоидным мусковитом до крупноблокового плагиоклазового и микроклин-плагиоклазового пегматита с интенсивным проявлением кварц-мусковитового комплекса.

Таким образом, слюдоносные кусты гольцов Стланикового – Чужого – Медвежьего представляют взаимосвязанную систему и естественно объединяются в один крупный слюдоносный узел с тенденцией сближения его сложных кустов на глубине (см. рис. 32). Центральный куст жил находится на г. Чужом, фланговые – на гольцах Стланиковом и Медвежьем. Форма слюдоносного узла представляется в виде сложной антиклинали и купола на г. Чужом, сформировавшейся при северо-западном изгибе вмещающей толщи в этап флексурной складчатости, осложнившей северо-восточные складчатые структуры первого этапа. Уровень эрозионного среза слюдоносных кустов понижается в направлении от г. Медвежьего к гольцам Чужому и Стланиковому.

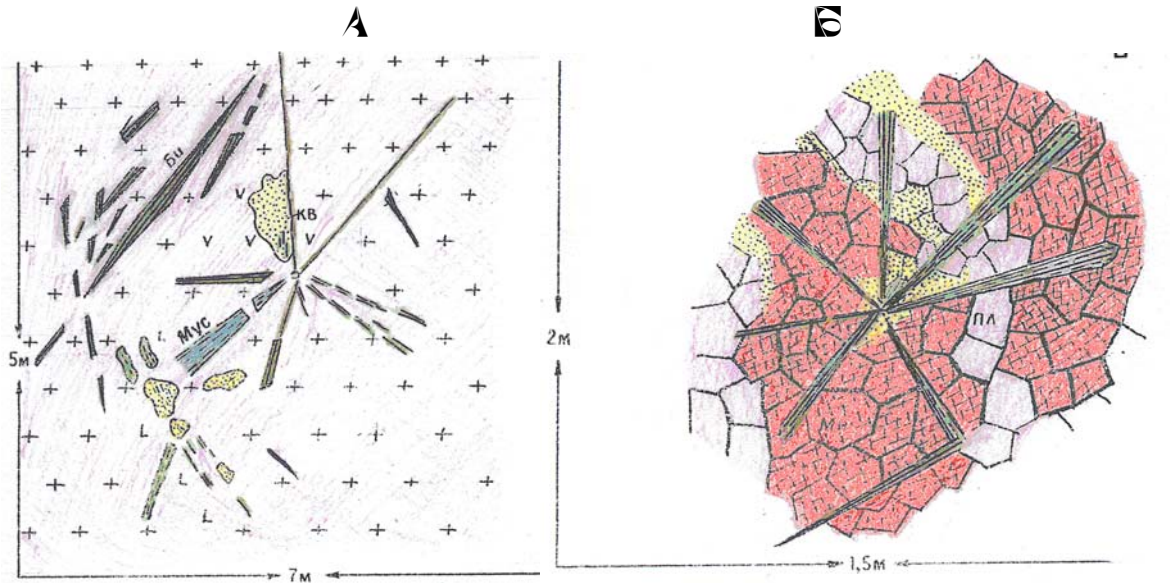


Рис. 33. Фигуры кристаллизации биотита, мусковита и кварца в слюдоносном пегматите. А и Б – фрагменты зарисовок стенок карьера жилы № 72 г. Чужого

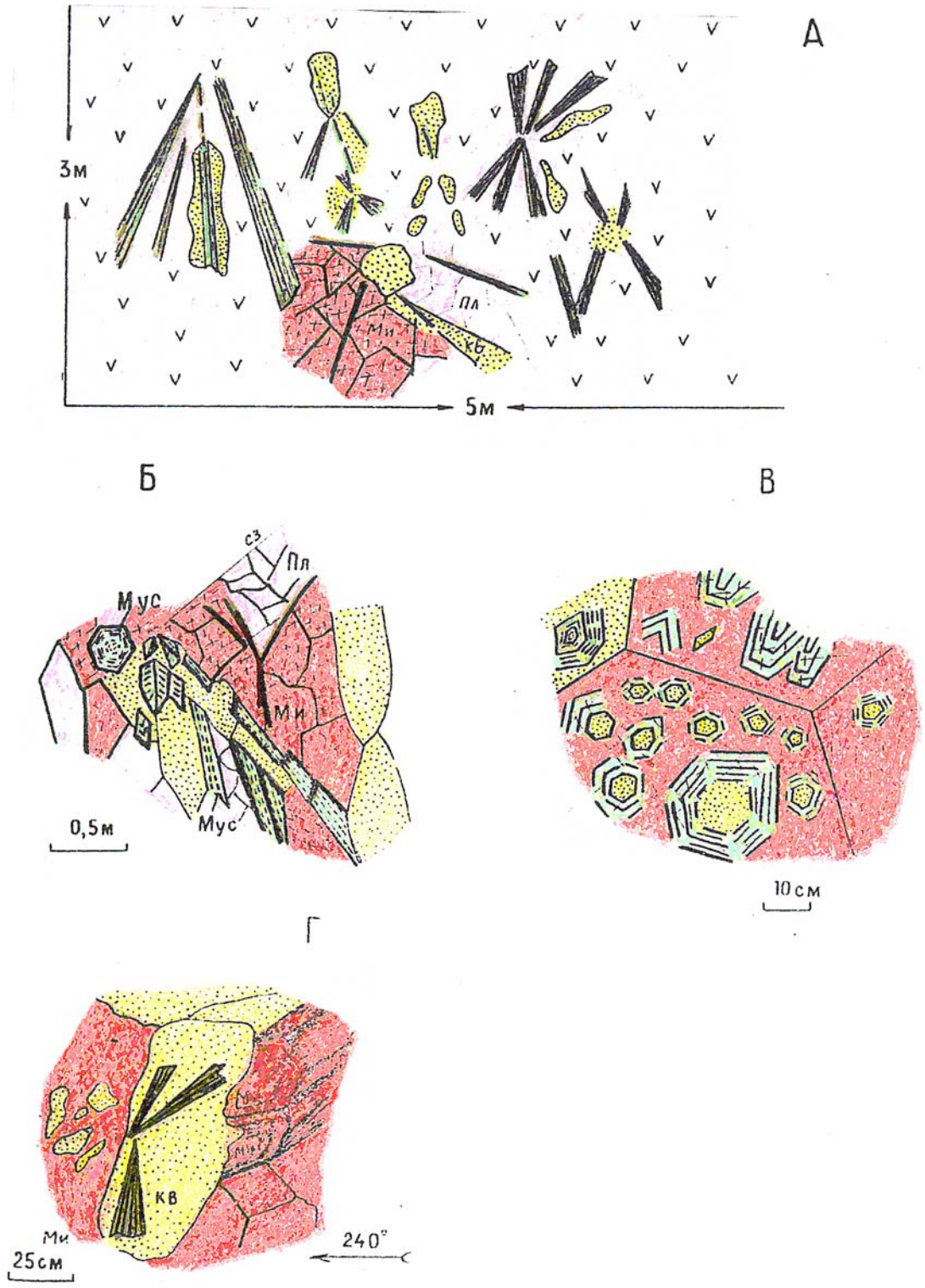


Рис. 34. Фрагменты зарисовок:

А – фигуры кристаллизации биотита, мусковита, кварца и микроклина в слюдоносном пегматите (стенка карьера жилы № 358 г. Медвежьего); Б – формы ориентированного роста кристаллов мусковита, плагиоклаза, микроклина и кварца (стенка карьера жилы № 107 г. Чужого); В – зоны роста кварца в блоках микроклина и кристаллов мусковита в блоках кварца, видны кристаллографические следы роста кварца в микроклине (жила № 163, г. Стланиковый)

Химические анализы полевых шпатов, отобранных нами из слюдоносных жил рассматриваемого узла, характеризуют некоторые различия физико-химических условий их образования. Так, полевые шпаты на г. Чужом обогащены альбитовой молекулой, а на гольцах Стланиковом и Медвежьем – обеднены ею. Такие особенности составов полевых шпатов характеризуют снижение основности минералообразования слюдоносных пегматитов в центральной части узла по сравнению с его периферией. Этот вывод подтверждается более интенсивным проявлением кварц-мусковитового замещения в слюдоносных жилах г. Чужого по сравнению с жилами гольцов Стланикового и Медвежьего.

При сопоставлении пегматитизации вмещающей толщи с отметками рельефа выявлена приуроченность максимальных содержаний пегматитов к вершинам гольцов, ориентированных в северо-западном направлении в виде единой полосы гольцов Моховой – Стланиковый – Чужой – Медвежий – Великан. Причем г. Моховой вытянут только в северо-западном направлении; Стланиковый имеет еще и короткие – северо-восточные; Чужой – субширотные и северо-восточные, Медвежий и Великан – длинные субмеридиональные, переходящие в северо-восточные отроги. Таким образом, к юго-востоку усиливается субмеридиональное направление, которое господствует на г. Медвежьем.

Учитывая приуроченность узла к северо-западному осевому перегибу толщи и региональные условия поперечного сжатия при формировании слюдоносных пегматитов, следовало ожидать формирование слюдоносных пегматитовых жил в северо-западных трещинах отрыва и субмеридиональных и субширотных трещинах скола. Однако северо-западные жилы в пределах рассматриваемого узла чрезвычайно редки: известен лишь куст жилы № 336 на западном отроге г. Медвежьего. Более широко распространены субмеридиональные и субширотные жилы, соответственно: № 131– на г. Стланиковом, № 72, 184, 225, 238 и № 265, 283 – на г. Чужом, № 146, 138, 309 и № 358, 356, 233 – на г. Медвежьем. Образование изгиба происходило при развороте структуры ЦАП от северо-восточного до субмеридионального направлений в результате смещения Центрального тектонического блока на юго-восток.

Таким образом, слюдоносные жилы узла сформировались в условиях регионального северо-западного (поперечного) сжатия и соответственно продольного растяжения в разрывах: подновленных – послойных и кливажных системах северо-восточной складчатости первого этапа, субширотных и субмеридиональных сколовых трещинах второго этапа, реже – в северо-западных отрывах.

5.7. Структуры слюдоносных узлов центральной части Мамской провинции

Как это видно из приведенных выше материалов, изученные слюдоносные узлы сформировались в условиях поперечного сжатия Мамской толщи и смещения Центрального тектонического блока в юго-восточном направлении. Структурная позиция узлов определяется сочетанием структурных элементов северо-восточной линейной складчатости и наложенной сдвиговой флексурообразной деформации второго этапа, которые существенно отличались в крыльях блока. В субмеридиональном

левом крыле развиты левосдвиговые смещения по субмеридиональным разломам глубокого заложения, которые сопровождались эшелонированной субмеридиональной флексурообразной складчатостью, деформирующей северо-восточные линейные складки. Ориентировка складок сдвига определяется условиями деформации регионального поперченного сжатия, левого сдвига и структурными элементами деформируемой линейной складчатости первого этапа.

При деформации нормальных открытых складок, как это видно из структурной позиции Колотовской группы месторождений (см. рис. 11), сопряженные сдвиговые складки ориентированы в северо-восточном и субмеридиональном направлениях под $\angle 40–50^{o}$. Их левые структурные элементы представляют собой отчетливо выраженные сжатые складки, ориентированы по направлению сдвига с крутыми погружениями шарниров в северо-восточном до субмеридионального направлениях. Правые элементы – более консервативные. Определение ориентировок их шарниров затруднено в запрокинутых F_1-складках, в связи с их сложной деформацией по левосдвиговым тектоническим зонам и переориентировкой в субширотном направлении внутри тектонических пластин. Отставание смещений правых крыльев сопряженных складок относительно – левых, при левом сдвиге субмеридионального крыла, обеспечивает переориентировку вмещающей толщи от северо-восточного до субмеридионального направлений. Отсюда ошибочность представлений о значительных размерах субширотных крыльев надразломных флексур в субмеридиональном крыле Центрального блока. Флексурообразные изгибы формируют здесь именно *субмеридиональные*, а не субширотные эшелоны.

Иное дело в субширотном крыле, где хорошо выраженные и сближенные эшелоны флексурообразных изгибов, сформировавшихся в соответствующих субширотных тектонических пластинах при правом сдвиге субширотного крыла Центрального тектонического блока, могут быть объединены в субширотные Большеслюдянскую и Согдиондонскую структуры или флексуры в общепринятом понимании геологов.

Слюдоносные жилы сформировались в разрывах: субмеридиональных и северо-восточных – сколовых, северо-западных – отрывных, а также – в подновленных структурных элементах северо-восточной складчатости: системах кливажа, послойных разрывах и отслоениях, замещения согласных плагиоклазовых пегматитов первой группы. Эти разрывы соответствуют эллипсоиду деформации субмеридионального левого сдвига. Характерна концентрация слюдоносных пегматитов в виде субмеридиональных, северо-восточных и северо-западных жильных зон – «створов», сближающихся на глубине и образующих кусты жил.

Для формирования слюдоносных узлов важным и необходимым условием представляется наличие экрана, обеспечивающего структурные «ловушки» углекисло-водных флюидов и устойчивость в них химических потенциалов щелочей, прежде всего калия и глинозема. Для узлов субмеридионального крыла таким условиям отвечают глиноземистые горизонты согдиондонской свиты в пределах Витимской группы месторождений, согдиондонской и слюдянкинской свит – Колотовской и Верхнелуговской групп месторождений.

Наиболее благоприятные структурные экраны – деформированные антиклинали линейных складок первого этапа: Малосеверная антиклиналь, структуры поворота-вращения второго этапа на гольцах Бол. Арарат, Третьем, Поворотном, флексурообразные и куполовидные складки на гольцах Березовом, Стланиковом, Чужом, Медвежьем.

Как уже говорилось ранее, смещение Центрального тектонического блока в юго-восточном направлении сопровождалось деформациями его субмеридионального и субширотного крыльев, соответственно – лево- и правосторонними.

Слюдоносные узлы в пределах субширотного крыла формировались в структурах эшелонированной субширотной складчатости, в разрывах, вызванных деформацией субширотного сжатого сдвига. В этих условиях формировались также структуры вращения-поворота при подъеме массивов гранитовидных пегматитов и высоко пегматитизированных участков вмещающей толщи. Эти структуры, контролирующие пространственное размещение промышленно-слюдоносных жил, наиболее проявлены в пределах Большеслюдянской флексуры.

Правосдвиговые смещения Центрального тектонического блока сопровождались образованием эшелонированных надразломных субширотных складок сдвига, выдержанных и близких по размерности. Здесь полностью оправдано выделение Большеслюдянской и Согдиондонской субширотных флексур, состоящих из совокупностей отдельных элементов правых флексурообразных *г*-структур, в отличие от субмеридиональных эшелонов S-образных изгибов левого крыла Центрального блока (ориентировка крыльев здесь и далее определяется по направлению смещения блока).

В сопряженных сдвиговых складках правого крыла блока активными являются именно правые элементы. Они ориентированы по направлению правого субширотного сдвига и определяют осевую часть субширотной флексурообразной надразломной структуры. Её крылья представляют собой левые отклонения вмещающей толщи от северо-восточного до субмеридионального направления. Особенно это хорошо видно на космических снимках (см. рис. 20, 24).

Важно подчеркнуть, что деформация толщи происходит в виде отдельных эшелонированных фрагментов – сопряженных сдвиговых складок в надразломных субмеридиональных и субширотных тектонических зонах. Поворот горизонтов толщи, а также штока реоморфизованных гранито-гнейсов, в субмеридиональном направлении хорошо виден при сопоставлении космических снимков и геологических контуров Согдиондонской эшелонированной зоны сдвиговых складок, шарниры которых погружаются в субширотном и юго-восточном направлениях.

Слюдоносные жилы субширотного крыла Центрального блока формировались в субмеридиональных сколовых зонах (створах). Субширотные сколовые зоны представляют собой надразломные сдвиговые структуры и приурочены к тектоническим долинам рек Бол. Слюдянка и Согдиондон. Более короткие северо-западные трещины растяжения проявились в виде структур будинажа в хрупких породах, ограниченных пластами пластичных глиноземистых сланцев. В структурах будинажа формировались крупные брусковидные промышленно- слюдоносные жилы № 63, 53 г. Поворотного.

Специфичны условия формирования слюдоносного узла гольцов Стланиковый – Чужой – Медвежий. Узел приурочен к северо-западному изгибу толщи в результате смещения Центрального тектонического блока. Изгиб представляет собой протяженную тектоническую зону поперечного сжатия и, следовательно, продольного растяжения. Слюдоносные жилы сформировались в субмеридиональных и северо-восточных сколовых разрывах в пределах этой зоны, в отличие от других рассмотренных выше узлов, которые образовались в протяженных сколовых, но коротких – отрывных разрывах.

В целом необходимо отметить, что все структуры слюдоносных узлов – корневые, т. е. прослеживаются на глубину. Сформировались они в разрывных структурах сжатого сдвига, в пределах надразломных тектонических зон, возникших при юго-восточном смещении Центрального блока.

При оценке уровня эрозионного среза узлов большое значение придается выявлению фации крупнокристаллических гранат-мусковитовых сланцев, представляющей собой продукт мусковитизации и окварцевания дистенсодержащих гнейсов и сланцев. Такие сланцы распространены обычно вблизи гранитогнейсовых массивов (штоков), в контактовых зонах мусковит содержащих пегматитовых массивов, в кровле слюдоносных узлов, а также вблизи разрывных тектонических зон. Нами проведен химический анализ составов мономинеральных проб граната, отобранных из дистен-гранат-двуслюдяных и гранат-биотитовых гнейсов, слюдоносных плагиоклаз-микроклиновых пегматитов и крупнокристаллических гранат-мусковитовых сланцев. Результаты анализа пересчитаны на альмандиновую, спессартиновую и пироповую составляющие и приведены на диаграмме рис. 35 и табл. 5.

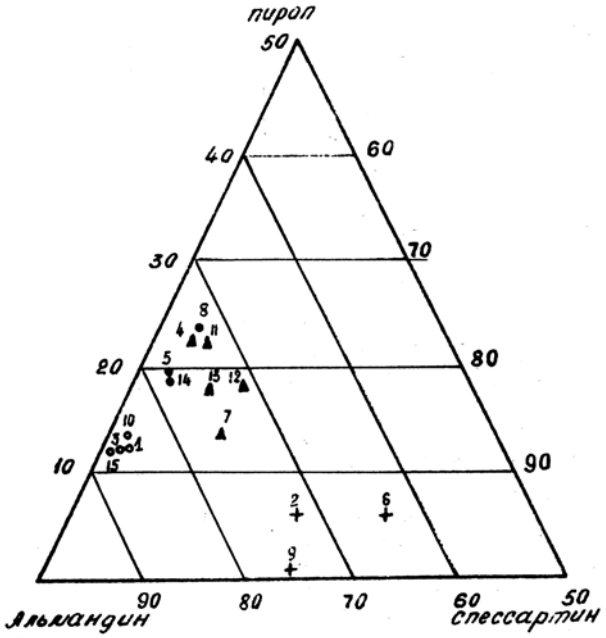


Рис. 35. Диаграмма составов гранатов, отобранных из метаморфических пород и слюдоносных пегматитов. Пустые кружки – гранат-мусковит – кварцевые сланцы (иногда с дистеном), треугольники – гранат-биотитовые гнейсы, залитые кружки – дистен-гранат-двуслюдяные гнейсы, крестики – слюдоносные пегматиты. 1 – дистен-гранат-мусковитовый гнейс (г. Медвежий), 2 – слюдоносный пегматит (г. Второй), 3 – дистен-гранат-мусковитовый сланец (около Слюдянского штока), 4 – гранат-биотитовый гнейс (г. Силлиманитовый), 5 – дистен-гранат-двуслюдяной гнейс (г. Мир), 6 – слюдоносный пегматит (г. Стланиковый), 7 – гранат-биотитовый гнейс (г. Пограничный), 8 – дистен-гранат-биотитовый гнейс (г. Стланиковый), 9 – слюдоносный пегматит (г. Северный), 10 – гранат-мусковитовый сланец (г. Медвежий), 11 – гранат-биотитовый гнейс (г. Стланиковый), 12 – гранат-двуслюдяной сланец (г. Пограничный), 13 – гранат-биотитовый гнейс (М-36, т. 4, Согдиондон), 14 – дистен-гранат-двуслюдяной гнейс (г. Мир), 15 – обособление граната с мусковитом в силлиманит-гранат-биотитовом гнейсе (г. Силлиманитовый)

Таблица 5

Химические составы гранатов из пегматитов и вмещающих пород, пересчитанных методом Барта

№ пп	№ обр	Компоненты							
		Si^{4+}	Al^{3+}	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn^{4+}	Ti^{4+}	Ca^{2+}	Mg^{2+}
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	1-а	3,29	1,86	0,04	2,27	0,06	0,005	0,28	0,34
2	1	3,13	1,87	–	2,02	0,65	Сл	0,15	0,13
3	6	3,11	1,07	–	2,53	0,07	–	0,02	0,36
4	7	3,12	1,83	–	2,12	0,13	–	0,10	0,64
5	6-213	3,15	1,80	0,03	2,19	0,10	–	0,10	0,56
6	163	3,11	1,98	–	1,73	0,83	–	0,09	0,16
7	523	3,09	1,85	–	2,12	0,30	–	0,23	0,39
8	591	3,22	1,78	–	1,98	0,12	–	0,14	0,63
9	6-58	3,13	1,85	–	2,21	0,68	–	0,04	0,03
10	1-б	3,10	1,85	–	2,38	0,06	–	0,21	0,38
11	409	3,12	1,79	0,03	1,71	0,12	0,01	0,48	0,56
12	516	3,17	1,83	–	1,93	0,32	–	0,17	0,50

№ пп	№ обр	Компоненты							
		Si^{4+}	Al^{3+}	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn^{4+}	Ti^{4+}	Ca^{2+}	Mg^{2+}
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
13	665	3,12	1,82	–	2,04	0,23	–	0,26	0,48
14	6-246	3,16	1,81	–	2,23	0,10	–	0,10	0,54
15	237	3,09	1,84	–	2,46	0,03	–	0,19	0,37

Как видно из диаграммы (см. рис. 35), все четыре разновидности гранатов группируются в три обособленные группы: 1 – метаморфические гнейсы и сланцы, 2 – крупнокристаллические гранат-мусковитовые сланцы, 3 – слюдоносные пегматиты.

Гранаты первой группы характеризуются значительной вариацией состава и повышенным содержанием пироповой составляющей. Гранаты второй группы выделяются устойчивостью состава и значительным уменьшением пропового члена по сравнению с дистеновыми гнейсами первой группы. В гранатах слюдоносных пегматитов наблюдается дальнейшее снижение пироповой составляющей, вплоть до полного её исчезновения, но значительное повышение спессартиновой составляющей. Таким образом, процессы мусковитизации и окварцевания вмещающих пород, а также формирование крупнокристаллического мусковита в пегматитах, проходит при последовательном снижении РТ-условий минералообразования.

Интенсивное проявление фации крупнокристаллических гранат-мусковитовых сланцев и окварцевание характеризуют неустойчивость экрана глиноземистых пород, возможно, их тектонический срыв, что определяет быстрое падение химического потенциала калия и возникновение неблагоприятных условий для формирования крупных слюдоносных кустов жил. Для их образования очевидно необходимы постепенные изменения условий кислотности-основности от стадии плагиоклаз-микроклиновых с пегматоидным мусковитом до крупноблокового плагиоклазового и микроклин-плагиоклазового пегматита с интенсивным проявлением кварц-мусковитового комплекса. Такие условия создаются при надежном экранировании флюидов глиноземистыми породами в центральных частях слюдоносных узлов. Геолого-генетическая модель слюдоносного узла приводится после геолого-структурной характеристики слюдоносных кустов и жил.

5.6. Выводы к пятой главе

Нами выявлены следующие особенности формирования и размещения слюдоносных групповых объектов кустов и узлов концентрации мусковитоносных пегматитовых жил.

1. Месторождения мусковитовых пегматитов сформировались в виде узловых объектов, образующих последовательный ряд: слюдоносная жила или куст пегматитовых жил – узел концентрации слюдоносных кустов жил (слюдоносный узел) – группа слюдоносных узлов – рудный (слюдоносный) район – слюдоносная провинция. Ряду слюдоносных объектов соответствует аналогичный ряд рудоконтролирующих структур от элементарных узлов рудной трещиноватости до надразломных складчато-разрывных структур.

2. Слюдоносный узел – это природная ассоциация простых или сложных кустов промышленно-слюдоносных жил, сближающихся к корневым частям и экранированных породами пластичного глиноземистого горизонта, как правило, в пределах од-

ной сдвигово-вращательной структуры или отдельных её элементов. По сейсморазведочным данным корни спиралевидной структуры прослеживаются до глубины 2,5 км.

3. Морфологическая структура узла определяется сочетанием положительных форм складчатых сдвиговых деформаций в верхней части и подводящей системы флюидов в нижней части узла. Конусовидные и грибовидные формы узлов и кустов определяются вращательным эффектом сдвиговых дислокаций по вертикали и латерали, а также спецификой среды и свойствами просачивающихся флюидов. В корневой части узла пегматитовые тела имеют форму труб и конусов, расширяющихся в направлении воздымания узла, линейно вытянутых пластин и плит, реже круто секущих стволов. Трубообразные и столбовидные тела сменяются в средней части узла грибовидными телами. В верхней части узла и на периферии грибовидные тела распадаются на ряд мелких линзовидных (челночных) тел. Пегматитовые кусты узла сходятся на глубине к одному корню и в целом определяют его форму.

4. Слюдоносные узлы объединяются также в природные ассоциации – мусковитоносные поля и группы месторождений, которые контролируются тектоническими зонами глубокого заложения.

5. Размещение слюдоносных узлов мусковитоносных центральной части района контролируется эшелонированными складчато-разрывными структурами второго этапа, генетически связанными с тектоническими дислокациями в условиях сжатого сдвига Центрального тектонического блока по субмеридиональным и субширотным зонам глубокого заложения. Это флексурообразные складки, короткие северо-западные разрывы отрывного типа, протяженные субмеридиональные и субширотные зоны скалывания, подновленные северо-восточные разрывы и зоны рассланцевания первого этапа. Субмеридиональные тектонические рудоконтролирующие зоны выделены нами впервые.

6. Механизм, обеспечивающий стационарные условия поступления и функционирования флюидов-смещения вдоль тектонических зон глубокого заложения, вызывающие образование контролирующих сдвигово-вращательных и флексурообразных структур, трещин отрыва и сколов непосредственно в тектонических зонах и подновление разрывов по системе осевого кливажа в антиклинальных складках первого этапа. Сдвиговые дислокации осуществлялись в условиях выдержанного поперечного сжатия Мамской толщи без существенной переориентировки регионального вектора деформации тектонических условий как первого, так и второго этапов структурно- метаморфической эволюции толщи.

ГЛАВА 6
ОСНОВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ И ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ КРУПНЫХ МУСКОВИТОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВЫХ ЖИЛ МАМСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Впервые рассмотрены пространственные и геолого-генетические модели крупных жил, распределение крупнокристаллического мусковита в слюдоносных столбах и зонах в зависимости от геолого-структурной обстановки вмещающей рамы.

Крупные промышленно-слюдоносные жилы с запасами мусковита свыше 500 т и высоким содержанием крупноразмерного мусковита представляют собой главенствующие объекты в пределах отдельных кустов и узлов жил, встречаясь в виде малочисленных ассоциаций или одиночных наиболее крупных жил. Вместе с тем крупные жилы обычно сопровождаются значительно меньшими по запасам, но более многочисленными ассоциациями мусковитоносных жил, в целом формируя характерную структуру слюдоносных кустов и узлов. Выявленные нами особенности морфологии, структуры, вертикальной зональности крупных и уникальных жил (с запасами свыше 5 тыс. тонн и высоким качеством мусковита) основаны на надежных и достоверных исходных данных, полученных при изучении слюдоносных объектов в горных разведочных или эксплуатационных выработках на поверхности и различных горизонтах глубинности.

Крупные мусковитоносные пегматитовые жилы – это сложные слюдоносные групповые объекты, которые представляют собой один из важнейших верхних элементов иерархического ряда: кристалл – система кристаллов – мусковитоносный обогащенный столб – мусковитоносная зона – крупная жила – куст жил – узел кустов и жил. Поэтому важно определить структурное соотношение элементов ряда как более высокого порядка – кристаллов, систем кристаллов, столбов и зон в пределах крупных жил, так и самих крупных жил в элементах ряда более низкого порядка – слюдоносных кустах и узлах.

Под крупной слюдоносной жилой нами понимается пегматитовое тело или его часть, содержащие зоны или участки скоплений крупнокристаллического мусковита, концентрация и качество которого, а также минимальная выемочная мощность, отвечают необходимым экономическим требованиям при эксплуатации слюдоносного объекта, а запасы промышленного мусковита превышают 500 т. Экономическое выделение крупной жилы имеет важное не только практическое, но и теоретическое значение, так как крупные жилы обычно занимают главенствующее положение в

природных ассоциациях слюдоносных объектов – кустах и узлах жил, сопровождаются серией более мелких объектов и характеризуются, как это будет показано ниже, спецификой геолого-структурных особенностей формирования.

Экономическое определение слюдоносной жилы оправдывается также закономерным возрастанием у большинства жил содержания мусковита от периферии к центральной части жил, хотя и создает определенные трудности при характеристике с бедным содержанием крупнокристаллического мусковита. Контур жилы проводился по двум сближенным промышленным пробам. По данным буровых работ учитывалось не только содержание, но и их балансовый показатель. Кроме того, нами выделялись обогащенные участки жил – мусковитоносные столбы с содержанием мусковита свыше 10 кг/м^3, свыше 20 кг/м^3 и т. д.

Для Мамско-Чуйских месторождений мусковита характерна тенденция обособления слюдоносных жил в отдельные группы, которые мы называем кустами жил. Такие ассоциации слюдоносных объектов носят отнюдь не случайный характер: жилы обычно сближаются на глубине, что уверенно определяется направлениями их погружений. Под кустом жил нами понимается совокупность пространственно сближенных промышленно-мусковитоносных пегматитовых жил, генетически связанных с эволюцией глубинных ультраметаморфических магматических колонн и имеющих общий подводящий канал или систему каналов, по которым продвигались мусковито-формирующие флюиды. Соответственно слюдоносный узел выступает как ассоциация кустов промышленно-слюдоносных жил. Крупнокристаллический мусковит формировался в пегматитовых телах, различных по морфологии, составу и генезису, которые зачастую интерпретируются далеко неоднозначно. Поэтому важно рассмотреть геолого-структурные закономерности формирования крупнокристаллического мусковита на детально разведанных и затронутых эксплуатацией слюдоносных объектах с верхним уровнем эрозионного среза.

6.1. Геологические и морфологические особенности крупных жил

Формирование мусковитовых пегматитов – сложный и длительный процесс, в котором каждая последующая стадия, в зависимости от интенсивности её проявления, затушёвывает предыдущие. Поэтому пегматиты Мамско-Чуйских месторождений представляют собой гетерогенные образования, минеральные равновесия которых отвечают условиям минералообразования наиболее поздних стадий пегматитового процесса. Неравновесные взаимоотношения характерны для реликтовых минералов.

Мусковитовые пегматиты формировались соответственно эволюции метаморфических, магматических и тектонических процессов Мамской толщи. Преимущественно согласные плагиоклазовые пегматиты возникли на завершающей стадии линейной северо-восточной складчатости при подъеме геоизотерм и появлении гнейсово-купольных структур. Секущие плагиоклаз-микроклиновые пегматиты сформировались позднее, в этап наложенной сдвиговой флексурообразном складчатости. К этому времени или несколько позднее, вероятно, относится и формирование олигок-

лаз-мусковит-кварцевых жил – поздних плагиоклазовых мусковитоносных пегматитов [Шмакин, Макрыгина, 1969].

На основе детального геолого-структурного материала нами выделена группа метасоматических микроклин-плагиоклазовых пегматитов – своеобразных промежуточных разностей между метаморфогенными плагиоклазовыми пегматитами и магматогенными плагиоклаз-микроклиновыми пегматитами. В пегматитах этой группы характерно метасоматическое развитие порфиробластического микроклина, предшествующее формированию магматических плагиоклаз-микроклиновых пегматитов. Формирование метасоматического микроклина в плагиоклазовых пегматитах снижает температуру их плавления, приближая её к температуре плавления олигоклаз-калишпат-кварцевой эвтектики. Непосредственные взаимоотношения разновозрастных пегматитов приведены в следующем параграфе.

6.1.1. Взаимоотношения плагиоклазовых и плагиоклаз-микроклиновых пегматитов

Сложные секущие взаимоотношения плагиоклазовых и плагиоклаз-микроклиновых пегматитов и развитие метасоматического микроклина в них хорошо прослеживается в подземных горных выработках. Так, на гольце Бол. Арарат (Колотовская группа) подземными выработками штолен № 4 и 5 вскрыты продольносекущие будинированные плагиоклазовые пегматитовые тела, которые пресекаются плагиоклаз-микроклиновыми пегматитами. Их контактовые оторочки сложены мелкозернистым и мелкографическим пегматитом (рис. 36). Те и другие пегматиты затронуты процессами перекристаллизации, которые сопровождаются раскислением плагиоклаза от номера 30 до – 15–20. В поперечно-секущих плагиоклазовых дайках наблюдается рост порфиробластов микроклина.

Аналогичные многостадийные взаимоотношения характерны и для пегматитовых тел жилы № 364 гольца Скорняковского, вскрытых подземными выработками штольни 6 (рис. 37, 38). Здесь отчетливо фиксируются согласные и секущие плагиоклазовые пегматитовые тела, в которых формируются порфиробластические образования метасоматического микроклина. В свою очередь плагиоклазовые пегматиты пересекаются дайкой крупноблокового плагиоклаз-микроклинового пегматита с интенсивно развитым крупнокристаллическим мусковитом. Крупные промышленные кристаллы мусковита формируются в виде отдельных гнезд и систем, ориентированных одинаково с порфиробластами метасоматического микроклина и дайкой крупноблокового пегматита, которая, в свою очередь пересекается более поздней дайкой жильного гранита.

Таким образом, наблюдается закономерная последовательность формирования пегматитов от бесслюдных плагиоклазовых к мусковитоносным плагиоклазовым и плагиоклаз-микроклиновым. Процесс формирования мусковитоносных пегматитов завершается внедрением даек жильного гранита.

Развитее метасоматического микроклина далеко не всегда приводит к образованию магматических пегматитов, но указывает на возрастающую активность флюидов в щелочной стадии и в некоторых случаях может служить поисковым признаком на мусковитоносность пегматитов, если щелочная стадия сменяется достаточно интенсивными процессами собирательной перекристаллизации и кварц-мусковитового замещения.

6.12. Геолого-генетические типы мусковита в пегматитах

При экономической оценке крупных жил обычно выделяются следующие промышленные типы мусковита: 1 – «трещинный» мусковит в плагиоклазовых пегматитах; 2 – мусковит, развивающийся по лейстовому биотиту в плагиоклаз-микроклиновых пегматитах; 3 – мусковит, связанный с пегматоидными разновидностями пегматитов; 4 – мусковит, связанный с кварц-мусковитовым замещением, который развивается по блоковому плагиоклазовому и плагиоклаз-микроклиновому, а также по любым другим разновидностям пегматитов.

Плагиоклазовые пегматитовые жилы с «трещинным» мусковитом образовались в результате перекристаллизации первичных мелкозернистых плагиоклазовых метаморфогенных пегматитов. «Трещинный» мусковит приурочен к зонам высокой концентрации биотита, развивается по прямолинейным и изогнутым трещинам в виде каёмок, пластин, лентовидных и лейстовидных, короткостолбчатых, реже шестигранных изометричных кристаллов. В некоторых случаях мусковит нацело замещает биотит и формирует гнезда скоплений крупнокристаллического мусковита в ассоциации с кварцем.

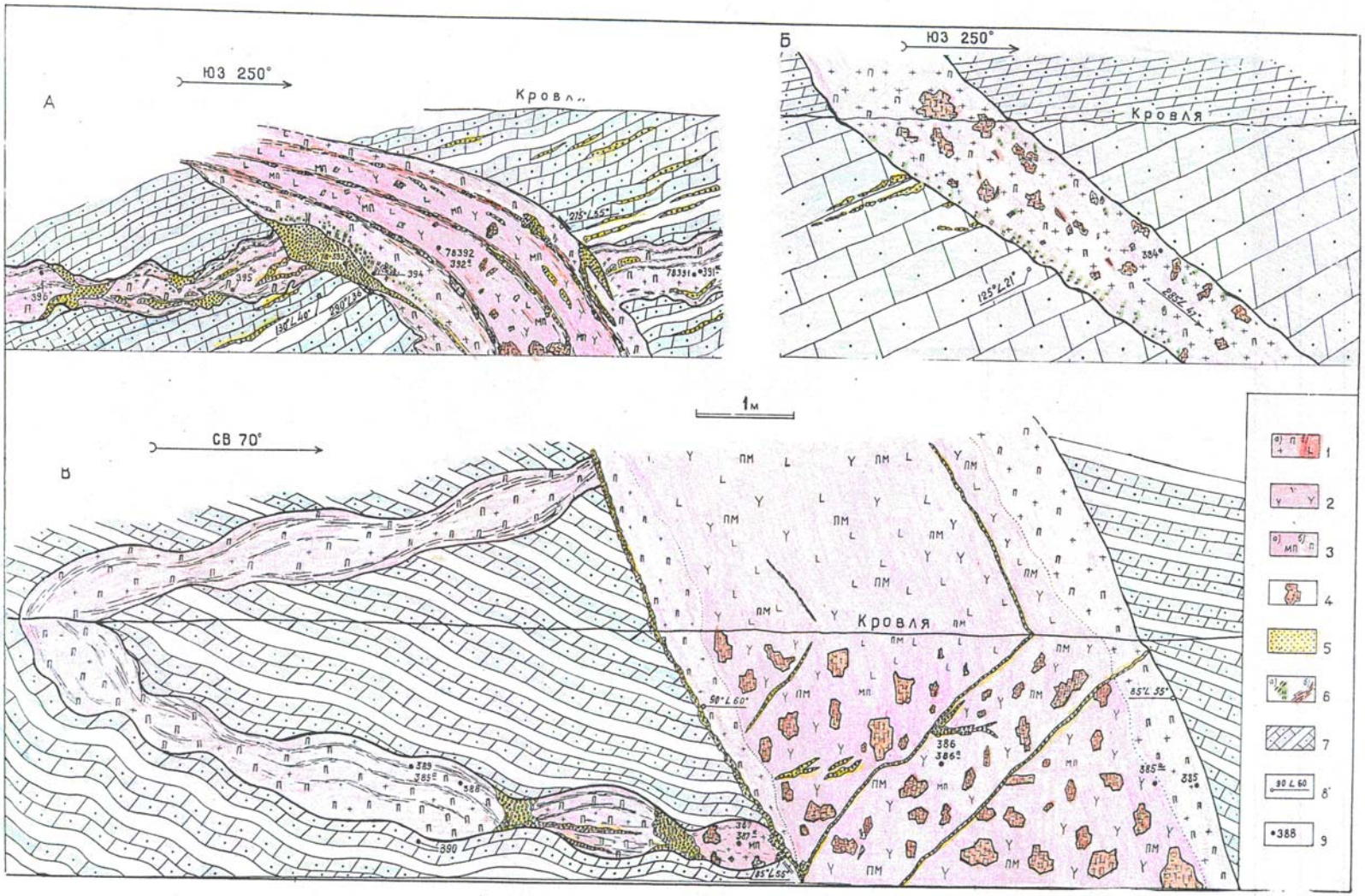


Рис. 36. Секущие взаимоотношения ранних плагиоклазовых и более поздних плагиоклаз-микроклиновых пегматитов.

1–3 – пегматит: 1 – гранитовидный плагиоклазовый (а), б – графический плагиоклаз-микроклиновый (б); 2 – неясно графический плагиоклаз-микроклиновый (ПМ); 3 – микроклин-плагиоклазовый (а), плагиоклазовый (б); 8 – места замеров структурных элементов вмещающих пород и пегматитов; 9 – места отбора проб и их номера : $285^{o}\angle 47^{o}$ – азимут и угол падения слоистости вмещающих пород и контактов пегматитовых тел. Остальные условные обозначения см. рис. 1

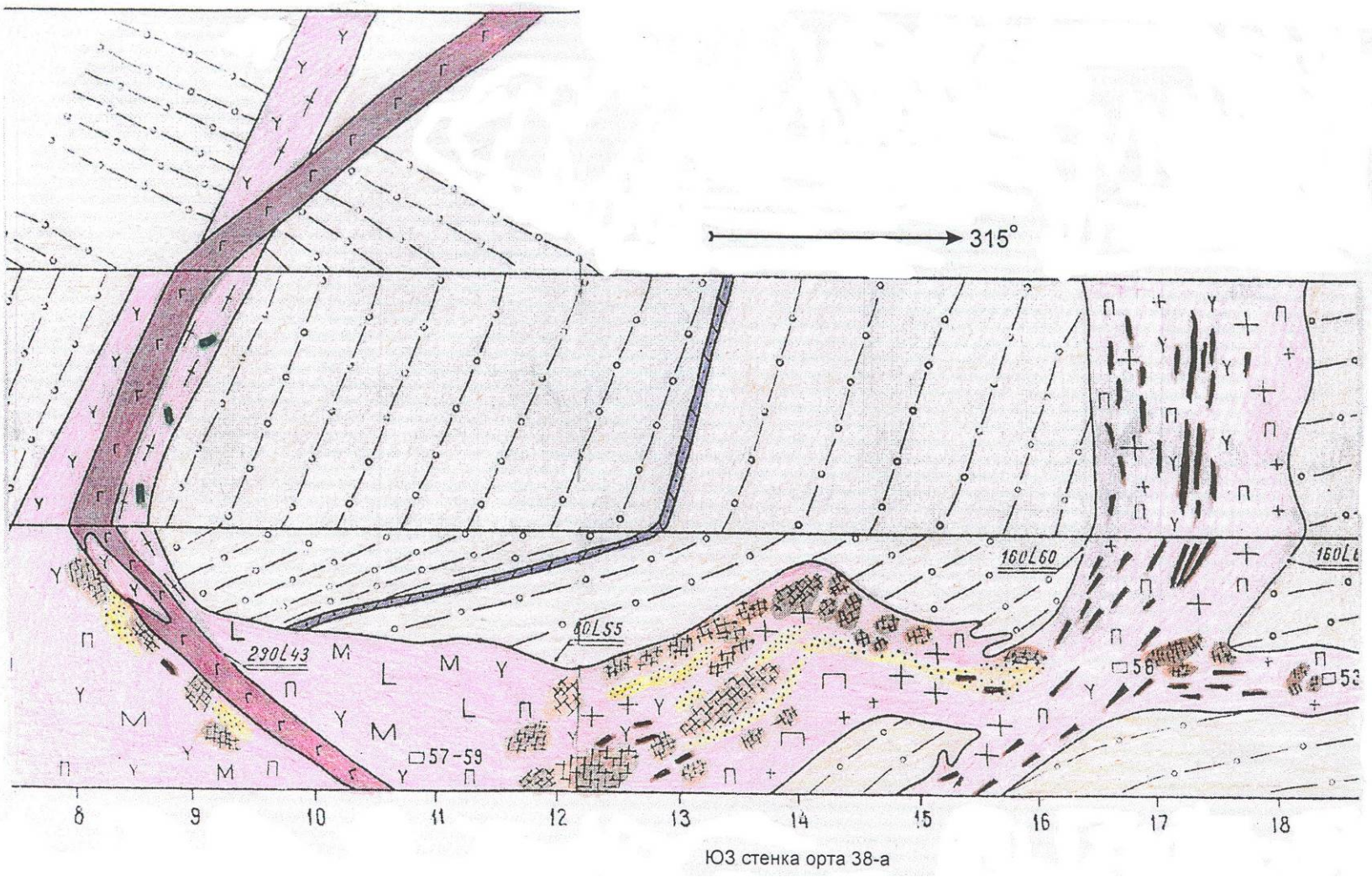


Рис. 37. Взаимоотношения плагиоклазовых, плагиоклаз-микроклиновых пегматитов и жильных гранитов. Фрагменты зарисовки стенки орта 38-а, штольни 5 жилы № 364 г. Скорняковского. Условные обозначения см. рис. 1

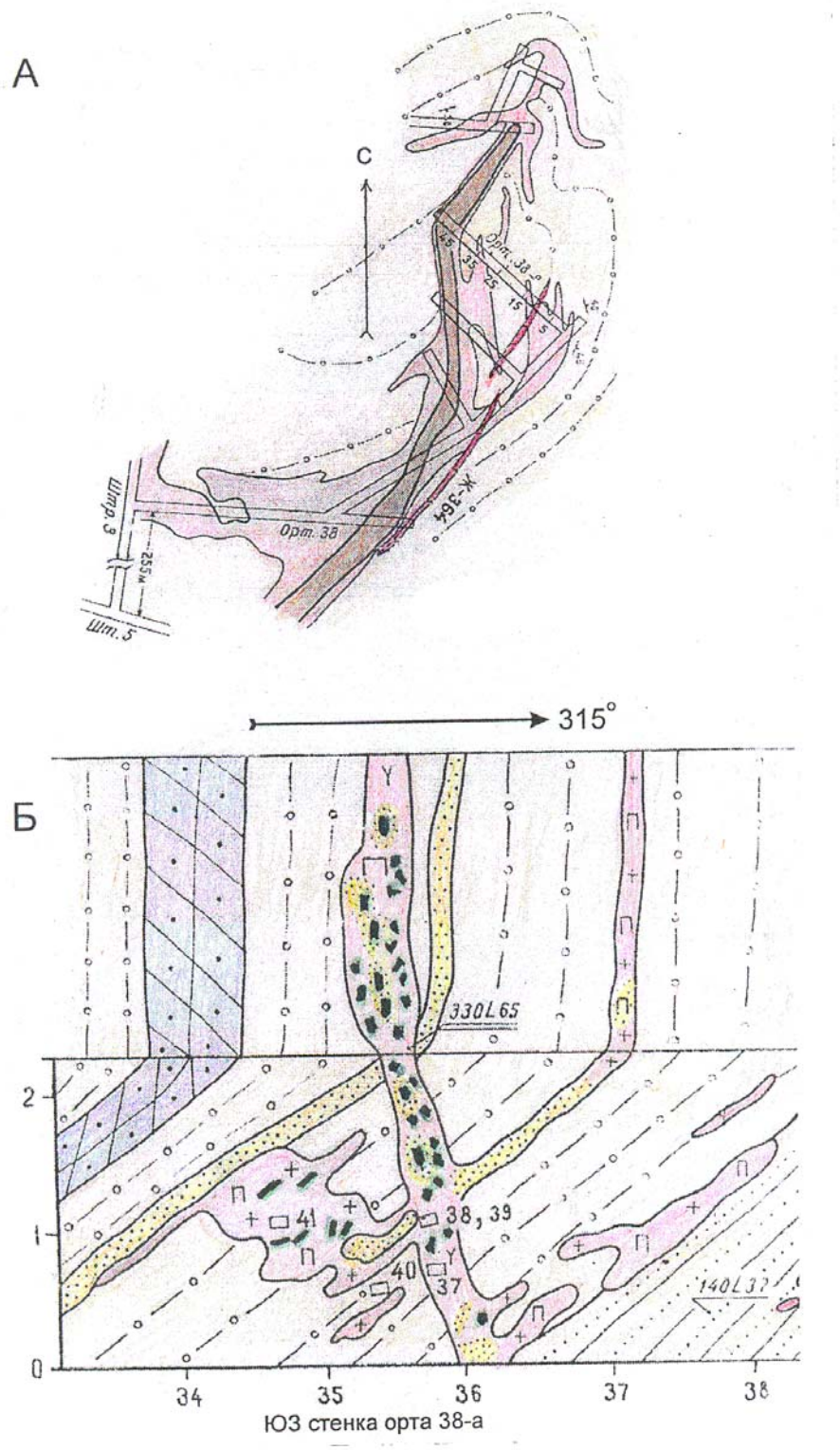


Рис. 38. Жилы № 364 г. Скорняковского.

А – геологический план горизонта штольни 5; Б – секущий олигоклаз – кварц-мусковитовый проводник (фрагмент зарисовки стенки орта 38 штольни 5). Условные обозначения см. рис. 1

Средний размер кристаллов около 10 см, в центральных частях крупных жил до 30–50 см. Цвет мусковита – темно-бурый до желтовато-бурого. Качество «трещинного» мусковита – низкое, вследствие тектонических процессов и многочисленных включений незамещенного биотита, а также кварца, магнетита, кальцита, рутила, турмалина, гематита, сульфидов и гидроокислов железа. Пострудная тектоника значительно ухудшает качество мусковита, что отражается в их деформации, волнистости, задиристости, трещиноватости и т. д. В крупноблоковых структурах и гнездах кварц-мусковитового замещения плагиоклазовых жил с трещинным типом ослюденения встречаются кристаллы высококачественного мусковита до 60 см в поперечнике.

«Трещинный» мусковит – основная промышленная разновидность крупных плагиоклазовых жил Чуйских месторождений (жилы № 226, 403, 289 и т. д.). Отличительной чертой этих жил является крупные размеры и выдержанность по простиранию и склонению их слюдоносных зон. Содержание промышленного мусковита в жилах обычно составляет 10–20 кг/м^3, выход промсырца до 20–30 %, выход промсырца первой группы (размер 100 см^2) около 3,5 %. Основной дефект слюды – неровная поверхность кристаллов. Продукция в несколько раз ниже ценности мусковита других типов. Но отдельные крупные жилы характеризуются высоким содержанием и качеством мусковита. Содержание промышленного мусковита по отдельным блокам этих жил достигает 40–70 кг/м^3 при общем выходе промсырца до 40–50 %, и выходе высококачественной крупной слюды до 20–30 %. Кристаллы трещинных слюд иногда смяты в складки с размахом крыльев до 2 м, пересекаются дайками пегматитов более поздних стадий, но нет фактов пересечения «трещинным» мусковитом границы разновозрастных пегматитов, что определяется его более ранним образованием по сравнению с другими, более поздними промышленными типами.

Мусковит, развивающийся по лейстовому биотиту в плагиоклаз-микроклиновых жилах, формирует системы слюд в метасоматических и магматогенных пегматитах. Первая разновидность пегматитов образуется при калиевом метасоматозе первичных метаморфогенных мелкозернистых плагиоклазовых пегматитов, вторая – при кристаллизации их из пегматитового расплава. Мусковит развивается вдоль крупных лейст биотита, замещает его и образует с ним тесные срастания. По своему генезису рассматриваемый тип мусковита близок к «трещинному», но сформировался он, вероятно, позднее. В отличие от жил с «трещинным» мусковитом, где процессы кварц-мусковитового замещения проявлены относительно слабо, в плагиоклаз-микроклиновых пегматитах мусковит в ассоциации с биотитом обычно непосредственно сменяется ассоциацией крупнокристаллического мусковита и кварца (так называемый кварц-мусковитовый комплекс). Такая парагенетическая связь двух промышленных типов мусковита определяет высокое качество, содержание и крупные размеры мусковита в плагиоклаз-микроклиновых жилах. Форма кристаллов мусковита: пластинчатая, призматическая, столбчатая, пирамидальная, ёльчатая. В промышленно-слюдоносных зонах обычно встречаются кристаллы размером 10–20 см, иногда до 1 м. Качество мусковита, несмотря на включения кварца и реликтов биотита, часто высокое, так как посттектонические процессы, деформирующие кристаллы, развиты сравнительно слабо. Крупные жилы с промышленным мусковитом по лейстовому биотиту и интенсивно развитым кварц-мусковитовым комплексом – наиболее важный и представительный промышленный тип в Мамской провинции. В них часто встречаются и гнезда пегматоида, кристаллы мусковита в которых достигают 0,5–1 м.

Крупные жилы с рассматриваемым типом ослюденения и интенсивно развитым кварц-мусковитовым замещением характеризуются уплощенно-грибовидным (клиновидным) обликом слюдоносных зон, реже – в виде объемного гриба и переходных форм от грибовидной к столбообразной. В центральных частях слюдоносных зон обычно фиксируются максимальные содержания крупнокристаллического мусковита, резкое увеличение длин, а иногда раздув мощностей слюдоносных зон.

В зональных пегматитовых телах, последовательно кристаллизовавшихся из расплава, между зонами крупноблокового полевого шпата (главным образом микроклина, реже – плагиоклаза) часто формируются отдельные гнезда, реже – зоны крупнокристаллического клиновидного и ёльчатого мусковита. Кристаллы мусковита и зоны пегматоида – клиновидные шестигранные с ёльчатым строением. Цвет мусковита – от коричневого до бурого, часто окраска неравномерная, что определяется зональным строением кристаллов. Мусковит содержит включения кварца и сульфидов, реже, – магнетита, плагиоклаза, кальцита, рутила, апатита и гидроокислов железа. Кристаллы мусковита достигают размеров в поперечнике от 30–50 см до 1 м. Пегматоидный тип ослюденения характерен для мелких отчетливо зональных пегматитовых тел (например, слюдоносные жилы г. Чужого, Олонгро). В крупных жилах он встречается обычно в виде гнезд или небольших зон, самостоятельного значения не имеет. В крупных плагиоклаз-микроклиновых жилах, как правило, проявляется мусковит, связанный с крупнолейстовым биотитом и кварц-мусковитовой ассоциацией.

Мусковит в ассоциации с кварцем, выделяемый как кварц-мусковитовое замещение, – наиболее распространенный генетический и промышленный тип в пегматитовых жилах Мамской провинции. Встречается он в виде узких образований вдоль лейст биотита, создавая крупные промышленные зоны в жилах второго промышленного типа (мусковита по крупнолейстовому биотиту), во многом определяя промышленную значимость таких жил.

Важное промышленное значение имеют слюдоносные зоны крупнокристаллического мусковита в ассоциации с кварцем в блоковых плагиоклазовых пегматитах. Встречаются две разновидности таких жил. Слюдоносные жилы первой разновидности характеризуются значительной протяженностью по простиранию (до 200–300 м), но незначительной мощностью, с интенсивным ослюденением по всей мощности пегматитового тела (например, жила 2–2-а, г. Третий, Слюдянка). Жилы второй разновидности представляют собой ассоциации многочисленных небольших зон, непрерывно сменяющих друг друга на глубину. Это одни из самых богатых жил слюдоносных района. Так, жила 4-я Заявка г. Снежного прослежена горными выработками и скважинами по склонению до 900 м. При сравнительно небольшой длине по простиранию (30–50 м) и мощности около 20–30 м в таких жилах обычно наблюдается значительная протяженность на глубину. Содержания мусковита – высокие, особенно в средних и верхних частях жил (50–100 кг/м^3) . Иногда кварц-мусковитовое замещение достигает такой интенсивности, что от полевых шпатов и других минералов остаются отдельные реликты. Содержание в этом случае достигает 100 кг/м^3, а размер кристаллов 1 м и более (жила № 66, г. Резервный, Чуя). Форма кристаллов – пластинчатая, шестигранная, призматическая, столбчатая. Ёльчатое строение кристаллов не характерно. Окраска – обычно равномерная, темно-бурая с красноватым оттенком. Дефектом слюд является трещиноватость, часто плохая расщепляемость. Если эти дефекты отсутствуют, то мусковит рассматриваемого типа характеризуется высокими технологическими свойствами. В крупных кристаллах мусковита часто встречаются включения кварца, реже магнетита, кальцита, рутила.

Б.1.3. СТРУКТУРНО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Для промышленно-слюдоносных жил провинции характерна сложная структурно-минералогическая зональность пегматитовых тел, обусловленная различным сочетанием структур кристаллизации (мелкозернистой, гранитоидной, графической, частично пегматоидной), перекристаллизации (крупноблоковой, апографической) и замещения (кварц-мусковитового и кварцевого). Промышленное ослюденение жил (содержание, качество и запасы крупнокристаллического мусковита) определяется масштабом развития «промышленных» структур перекристаллизации и кварц-мусковитового замещения, формирующих выделенную нами зональность, с которой обычно и связаны основные запасы промышленного мусковита в жиле.

В зависимости от преобладания в жиле структур крупноблоковых и апографических или кварц-мусковитового замещения обычно выделяются типы ослюденения, соответственно – пегматоидный и кварц-мусковитовый комплекс. Специфика трещинного типа ослюденения в плагиоклазовых пегматитах на юго-западе района определяется развитием кварц-мусковитового замещения по биотиту в трещинах между крупными блоками плагиоклаза с последующей собирательной перекристаллизацией.

Рассмотрим зональность слюдоносных жил на конкретных примерах.

Так, на участке г. Бол. Арарат, в шт. 4 (жила № 191), пегматиты промышленной «переходной» структуры ограничиваются, со стороны лежачего бока, мелкозернистыми и неяснографическими плагиоклазовыми и микроклин – плагиоклазовыми пегматитами, а со стороны висячего – микроклиновой графикой. Здесь нами прослежена четкая сменяемость следующих зон (рис. 39). В зоне согласного контакта с биотитовыми гнейсами (интервал 0–3 м) распространены разновидности мелкозернистого плагиоклазового пегматита с цепочками порфиробластического микроклина и кварца и мелким мусковитом. Перпендикулярно контакту формируются отдельные редкие кристаллы биотита и мусковита.

На расстоянии 2–3 м от контакта ксенолиты биотитовых гнейсов сменяются параллельными контакту реликтовыми полосками биотит-кварцевых и кварцевых пород. В интервале 3–4,5 м от контакта наблюдаются неяснографические плагиоклазовые пегматиты с реликтами биотитовых гнейсов и отдельными мелкими кристаллами биотита и развивающегося по биотиту мусковита. Гнезда кварца ориентированы преимущественно по двум направлениям: параллельно и перпендикулярно контакту. Встречаются вытянутые до 1 м обособления микроклина и мелкие блоки плагиоклаза в ассоциации с кварцем. Неяснографические пегматиты сменяются микроклиновой графикой и полосой пегматоида в интервале 8–9 м, ориентированной параллельно контакту.

В интервале 8–15 и 17,5–32,5 м фиксируются зоны плагиоклаз-микроклиновых пегматитов «переходной» структуры с многочисленными кристаллами биотита и мусковита, ориентированными, в основном, параллельно или перпендикулярно границам зон. Эти зоны ограничиваются пегматитами сравнительно однородной микроклиновой графики с отдельными участками более крупнографических перекристаллизованных структур. Как это видно из описания и зарисовки стенки орта 13, мелкозернистые гранитоидные пегматиты преобразованы в неяснографические, переходные и крупнографические пегматиты.

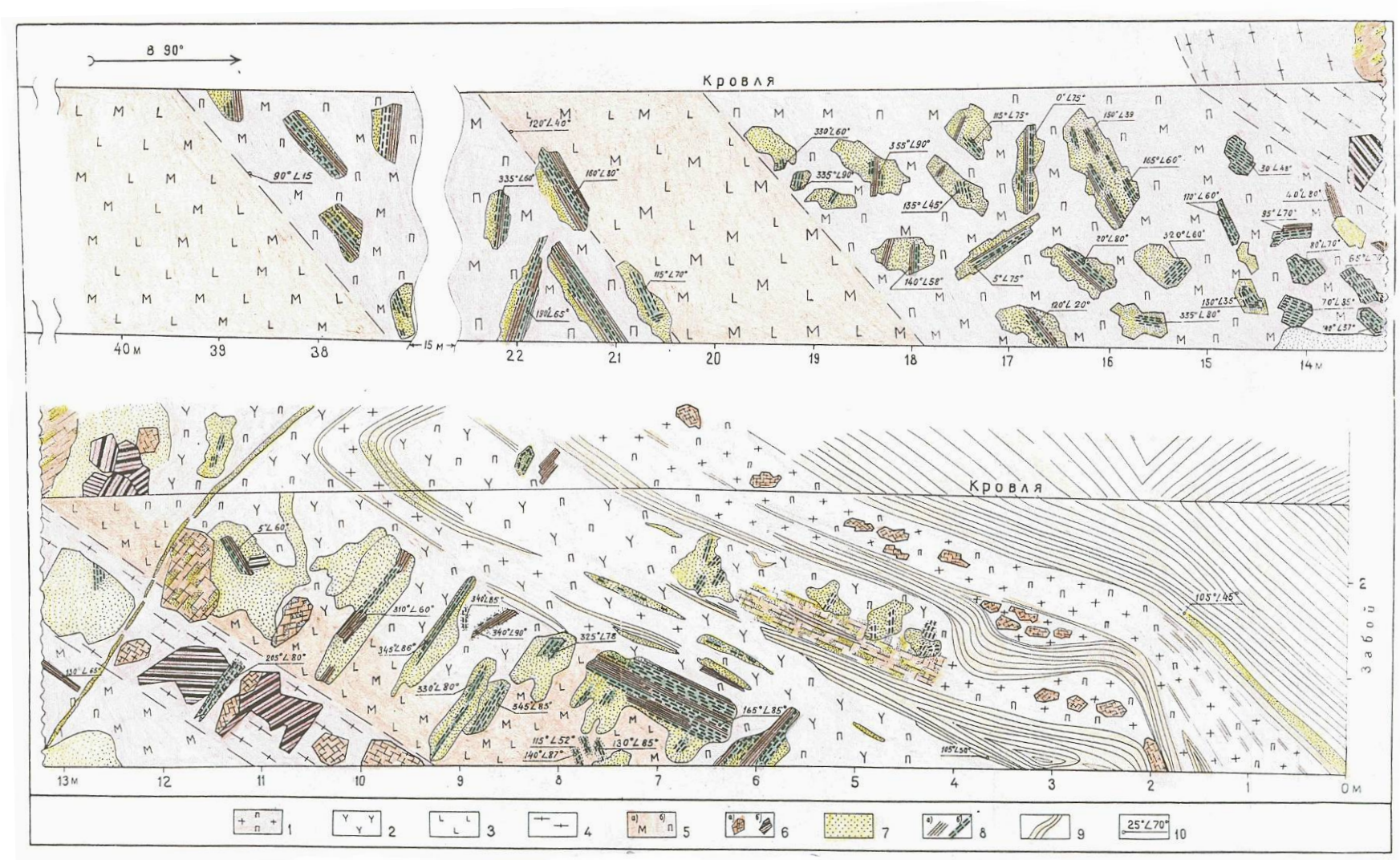


Рис. 39. Структурно-минералогическая зональность слюдоносных пегматитов (зарисовка развертки северо-восточной стенки и кровли орта 13 штольни 4, г. Бол. Арарат). Условные обозначения см. рис. 1

Не менее четкая зональность характера и для жилы № 113 г. Студенческого, прослеженная нами на горизонте шт. 76. В интервале 0–5 м от секущего контакта (падение контакта ЮЗ $200^{o}\angle 50^{o}$) пегматитового тела жилы № 113 с переслаивающимися известково-силикатными породами и узловатыми биотитовыми гнейсами (падение слоистости $170^{o}\angle 45^{o}$) наблюдается последовательная сменяемость зон: мелкозернистого плагиоклазового пегматита в интервале 0–1 м от контакта; кварц-мусковитового комплекса с отдельными блоками плагиоклаза, ориентированными перпендикулярно границе зоны, в интервале 1–3 м; неясно-графического, реже среднеблокового плагиоклазового пегматита с редкими кристаллами биотита и мусковита, в интервале 3–4 м; кварц – мусковитового комплекса с отдельными блоками плагиоклаза, реже микроклина, в интервале 4–5 м; и, наконец, плагиоклаз-микроклинового переходного и крупноблокового пегматита с многочисленными крупными кристаллами промышленного мусковита в гнездах и блоках кварца. Границы всех зон субпараллельны, но относительно контакта их падение положе – аз. пад. $260–270^{o}\angle 30^{o}$. Первичная структура кристаллизации – мелкозернистая гранитоидная. Состав полевых шпатов в первичном пегматите существенно плагиоклазовый в зоне контакта (интервал 0–4 м), плагиоклаз-микроклиновый – на расстоянии свыше 4 м от контакта

Зональность по вертикали изучалась нами на примере жил № 19 и 83 г. Северного, протяженных на глубину. На этих жилах выявлено отчетливое возрастание крупности блоков полевых шпатов и кристаллов мусковита к верхним частям жил, смена крупноблоковых и переходных структур – неясно-графическими и мелкозернистыми в зонах контакта с боковыми породами – в корневых частях. От корней к верхним частям жил в сосуществующих полевых шпатах пегматитов переходной и крупноблоковой структур происходит перераспределение альбитовой и ортоклазовой молекулы: в плагиоклазах возрастает содержание альбита от 72,5 %, на нижних горизонтах жилы 19, до 76,2 % – на поверхности эрозионного среза, но убывает – ортоклаза от 9 до 6 %; в микроклинах, наоборот, возрастает содержание ортоклаза от 73 до 79 %, но убывает – альбита от 26 до 20 %. Изменчивость составов полевых шпатов по вертикали происходит неравномерно, со значительными отклонениями в ту или иную сторону.

Содержание микроклина преобладает в осевой части пегматитового тела, где встречается высококачественный мусковит в блоках темного кварца, но основная масса промышленного мусковита сосредоточена не в микроклиновом пегматите, а в крупноблоковых и переходных разностях с примерно равными соотношениями плагиоклаза и микроклина. Зона этих разновидностей пегматита занимает промежуточное положение между зонами микроклинового пегматоида и приконтактового мелкозернистого микроклин-плагиоклазового пегматита. Эта зона, содержащая крупные блоки микроклина и особенно плагиоклаза в ассоциации с многочисленными гнездами кварца и крупнокристаллического мусковита, часто занимает господствующее положение в объеме пегматитового тела жилы № 19, способствуя тем самым равномерному промышленному ослюденению жилы.

Характерный рост крупных лейст биотита, а иногда и мусковита с кварцем, осуществляется перпендикулярносекущим и параллельно согласным контактам, объясняется как ориентировкой внутрипегматитовой системы трещин мусковитового этапа, так и минерализацией этого этапа внутри унаследованных структур контактовой зоны. Продвижение флюидов в межзерновом пространстве пегматитового тела снизу вверх от подводящего канала к экрану сопровождалось существенным преоб-

разованием не только пегматитов, но и вмещающих пород, Так, для жилы № 19 характерна равномерная микроклинизация вмещающих биотитовых гнейсов на всех горизонтах глубинности жилы и последовательно окварцевание и раскисление плагиоклаза от нижних к верхним горизонтам с резким возрастанием окварцевания вплоть до образования мономинеральных крупнокристаллических кварцевых пород на верхнем горизонте. Высвобождающееся при окварцевании Fe^{3+} связывается в рудном минерале, который встречается повсеместно (до 10–20 %) в шлифах всех петрографических разновидностей вмещающих пород околоконтактовой зоны.

Окварцевание может проявляться не только в головной части жилы, но и на более глубоких горизонтах, если создаются условия экранирования флюидов, просачивающихся сквозь пегматиты. Такие условия, очевидно, и возникают в нижней части жилы № 83, где наблюдается интенсивное окварцевание вмещающих околоконтактовых пород в месте перегиба пегматитового тела. В известково-силикатных околоконтактовых породах заметно возрастают процессы окварцевания, скаполитизации, цоитизации, мусковитизации по направлению к головной части жил.

Выводы по рассмотренной зональности:

1. Исходная структурно-минералогическая зональность слюдоносных жил определяется сложным сочетанием первичных структур кристаллизации и последующих – перекристаллизации и замещения, которые отражают последовательность стадий формирования мусковитовых пегматитов.

2. Промышленная слюдоносность в пегматитовых телах формируется в зависимости от масштаба проявления стадий перекристаллизации и кварц-мусковитового замещения. Процессы кварц-мусковитового замещения сопровождаются собирательной перекристаллизацией новообразований мусковита и плагиоклаза (олигоклаза), что в некоторых случаях может привести к образованию слюдоносных кварц-мусковит-олигоклазовых жил по Б. М. Шмакину [1969].

3. Достаточно отчетливо проявлена структурно-минералогическая зональность и по вертикали, начиная от пегматитов гранитоидных структур в корнях жилы до «переходных» промышленных пегматитов в центральной части и крупных блоков позднего пегматоида в голове жилы.

4. Стадийность образования мусковитовых пегматитов отчетливо выражена и в околоконтактовой зоне вмещающих пород как по латерали, так и по вертикали.

6.1.4. Морфологические типы жил

Далее приводится краткая характеристика основных морфологических групп и необходимые сведения о типоморфных слюдоносных объектах Мамской провинции. В целом уверенно выделены следующие морфологические группы жил:

1) жилы трубчатой формы (столбообразные), достигающие в поперечнике 50 м, выдержанные по склонению, с равномерным и богатым ослюденением;

2) крупные уплощенно-грибообразные или клиновидные жилы, с четко выраженными зонами глубинности, протяженными с пережимами по длине;

3) челночные жилы, выдержанные по простиранию, но не прослеживающиеся на глубину;

4) килевидные жилы, быстро выклинивающиеся по падению.

Типоморфные жилы приведены на рис. 40 и 41 и кратко рассмотрены ниже.

Трубчатые (столбообразные) слюдоносные жилы встречаются реже по сравнению с жилами других морфологических типов, особенно они известны на Витимской

группе месторождений. Характерными примерами этой группы являются изученные нами крупные жилы № 19 и 83 г. Северного, № 66 и 22 г. Восточного, № 98 г. Гремучего, № 43, 44 г. Скалистого. В эту же группу включены сложные жилы – крупные «брусковидные» пологозалегающие жилы № 63 и 53 (Слюдянка), уникальная жила – 4-я Заявка, представляющая собой исключительно выдержанную по склонению (свыше 900 м) слюдоносную зону.

Трубчатые жилы приурочены к поперечным перегибам вмещающих пород и образовались в разрывах растяжения сравнительно хрупких известково-силикатных пород с прослоями биотитовых гнейсов, ограниченных более пластичными глиноземистыми гнейсами и слюдистыми сланцами, в местах их пересечения крутопадающими поверхностями взбросо-сдвиговых перемещений субмеридионального простирания.

В составе полевых шпатов осевой части пегматитов трубчатых жил преобладает микроклин, в зоне контакта возрастает содержание плагиоклаза. Тип ослюденения – кварц-мусковитовый и пегматоидный, часто встречается и мусковит, развивающийся по лейстовому биотиту. Крупнокристаллический мусковит формируется по всему сечению пегматитового тела с максимальными концентрациями в головной части жилы и местах перегиба пегматитового тела. Содержание промышленного мусковита в жилах с выдержанными сечениями последовательно возрастает от корневых к головным частям жил, достигая максимальных значений в верхней части. В случае резкого уменьшения размеров сечений или заметного перегиба пегматитовых тел возникают обогащенные крупнокристаллическим мусковитом участки жил (жила № 83, горизонт шт. № 10). Непосредственно в головной части жил содержание промышленного мусковита падает, что, вероятно, связано с предшествующим уменьшением сечения в головных частях жил.

Значительное увеличение мощности пегматитового тела (свыше 50 м) на глубину приводит к выклиниванию слюдоносной зоны или образованию краевой кольцевидной зоны с непромышленной центральной частью (жила № 43 г. Скалистый). В околоконтактовой зоне вмещающих пород головной части жил наблюдается заметное окварцевание, вплоть до образования мономинеральных кварцевых пород. Существенное окварцевание вмещающих пород, крупноблоковость полевых шпатов и выдержанная ориентировка крупных лейст биотита по направлению погружения пегматитового тела могут свидетельствовать о поверхности эрозионного среза и значительной протяженности жил трубчатого типа на глубину. Наибольший эрозионный срез предполагается у жил № 56 и 12. У жил № 43, 155 и 19 эродированы лишь их верхние части.

Несмотря на вариации содержаний мусковита в жилах отчетливо выделяются два максимума: в нижней (корневой) и верхней (условно-центральной) частях с соответсвующими промежуточными перепадами. Такая изменчивость содержаний промышленного мусковита характерна для всех жил с учетом уровня их эрозионного среза. Изменчивость содержаний промышленного мусковита по зонам глубинности трубчатых жил приведена на рис. 42, где I – головная, III – центральная, II, V, VI – промежуточные зоны глубинности. Самые верхние (головные части) эродированы, поэтому данные по содержанию в них мусковита отсутствуют.

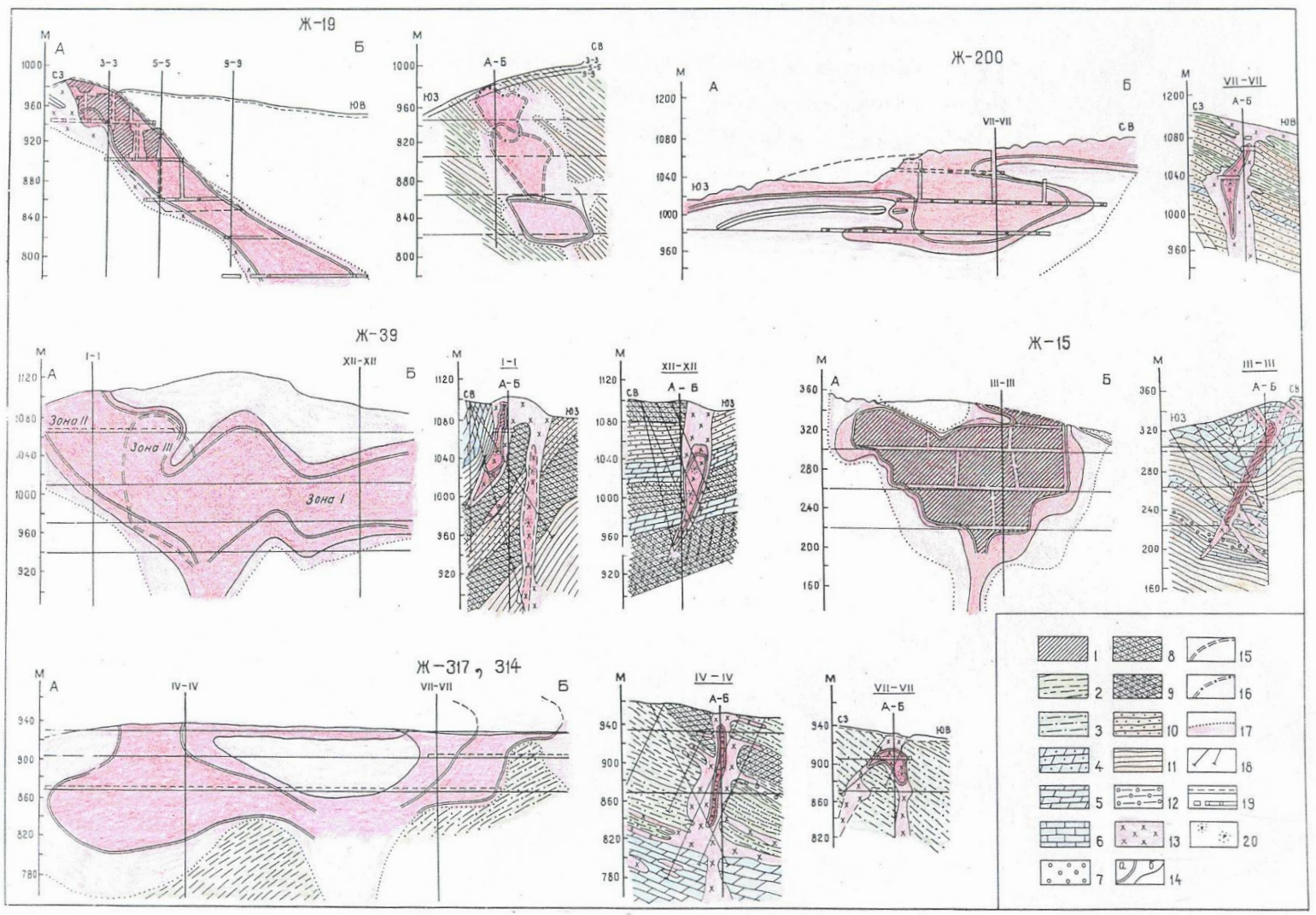


Рис. 40. Продольные проекции на вертикальную плоскость и геологические разрезы промышленно-слюдоносных жил.
14 – контур слюдоносной зоны: а – с содержанием мусковита свыше 4 кг/м^3, б – с содержанием мусковита ниже 4 кг/м^3; 15 – 16 – проекции поперечных разрезов жилы № 19 на вертикальную плоскость: 15 – разреза 5–5, 16 – разреза 3–3; 17 – контур пегматитового тела; 20 – слюдоносная зона. Остальные условные обозначения см. рис. 1

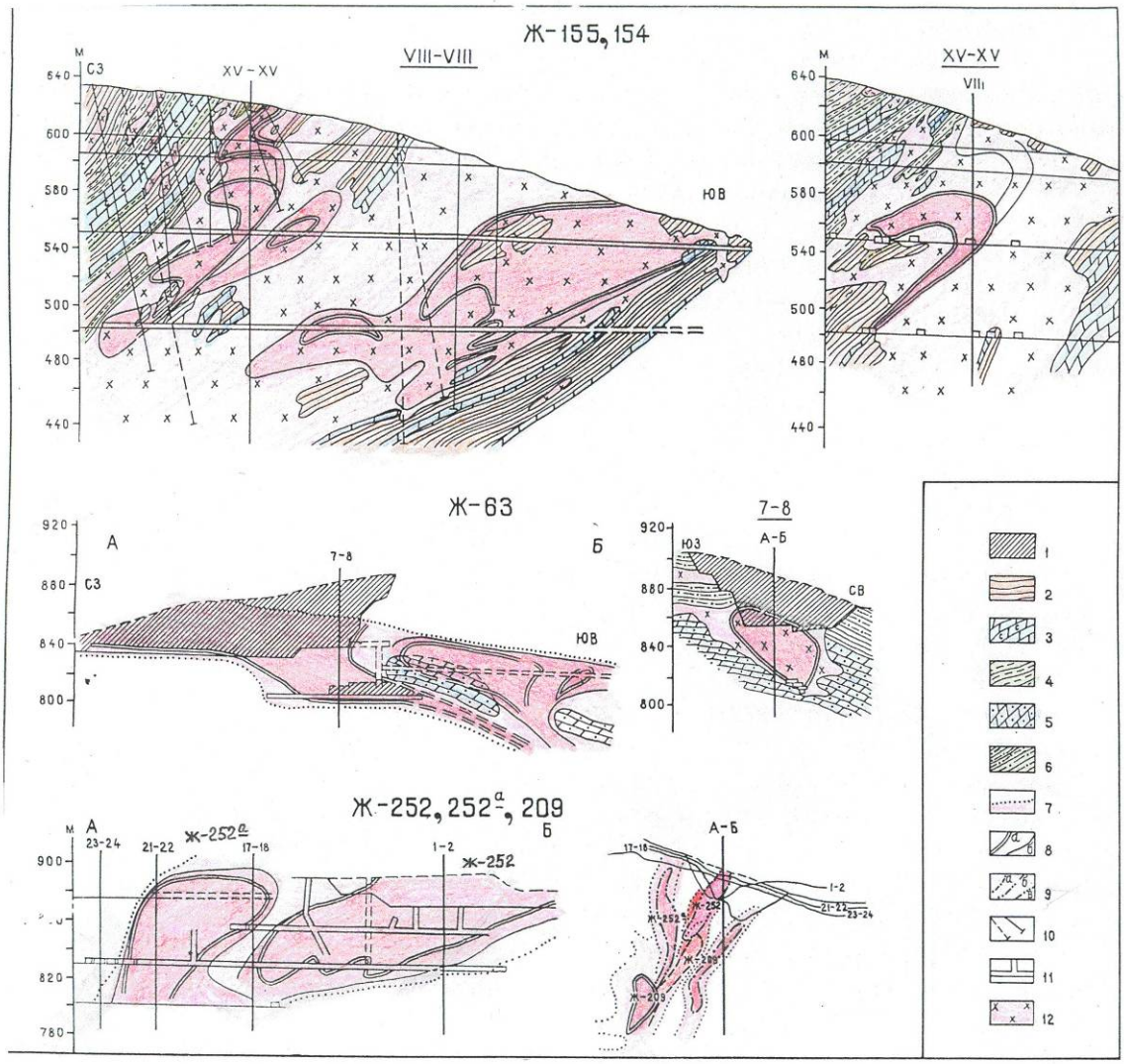


Рис. 41. Продольные проекции на вертикальную плоскость и геологические разрезы кустов промышленно-слюдоносных жил.

9 – проекции поперечных разрезов жил № 252, 252-а, 209 на вертикальную плоскость: а – разреза 21–22, б – разреза 17–18, в – разреза 1–2. Остальные условные обозначения см. рис. 1

Содержание мусковита увеличивается волнообразно, как это видно из рис. 40, на котором глубина жил и соответственно – содержания отсчитываются от нижних горизонтов к поверхности. Смещенность максимумов содержаний в жилах № 12, 22, 43, 155 влево от максимума жилы № 19 возможно указывает на большую протяженность промышленного ослюденения в них на глубину. Представляемый график может быть использован для определения глубины промышленного ослюденения по среднему содержанию мусковита на уровне эрозионного среза при условии идентификации определяемой жилы одной из типоморфных жил графика. Протяженность содержаний мусковита на глубину зависит от выдержанности размеров сечения пегматитового тела и тектонических условий при формировании крупнокристаллического мусковита.

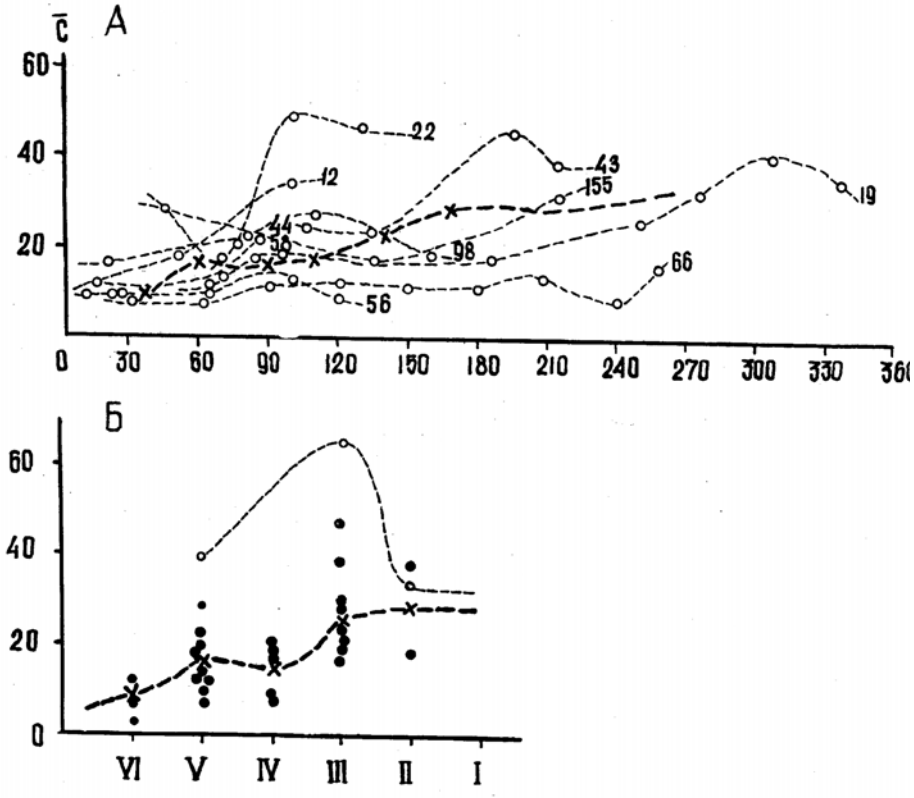


Рис. 42. Изменчивость содержаний промышленного мусковита в трубчатых жилах от нижних горизонтов к поверхности (А) и по зонам глубинности (Б).

С – среднее содержание мусковита в кг/м^3, цифры около кривых – номера жил, пустыми кружками показаны средние содержания мусковита в жиле на разных горизонтах глубинности, Z – глубина по склонению промышленно-слюдоносных жил от нижних горизонтов (слева) до поверхности (справа). I–VI – зоны глубинности (VI – максимальная, I – поверхность), залитыми кружками показаны средние содержания мусковита по горизонтам глубинности, крестиками – средние значения содержаний, в верхней части графика приведены содержания в жиле – 4 Заявка г. Снежный

Уплощенные грибовидные жилы – наиболее крупные и распространенные слюдоносные объекты, в которых сосредоточены основные запасы крупнокристаллического мусковита Мамской провинции. Они залегают в различных по составу вмещающих породах, контролируются разнообразными тектоническими структурами, характеризуются широкими вариациями составов полевых шпатов, но объединяются в одну группу по своим четко выраженным параметрам корневой, центральной и головной частей жил. Группа грибовидных жил объединяет плагиоклаз-микроклиновые и плагиоклазовые слюдоносные объекты с характерным уплощенным обликом (жилы № 1, 15-а, 16, 289, 24, 24-б, 187, 435, 15 и т. д.), в виде объемного гриба (№ 46, 155) и переходных форм от грибовидной к столбообразной (№ 92, 102). Типоморфные жилы приведены на рис. 40 и 41 и кратко рассмотрены ниже.

Для всех жил достаточно уверенно выделяются верхний (головной), центральный и нижний (корневой) элементы, которые часто разделены резкими сокращениями длин и мощностей слюдоносных зон и заметным понижением содержаний промышленного мусковита. В центральных частях жил обычно фиксируются максимальные содержания крупнокристаллического мусковита, резкое увеличение длин, а иногда и раздув мощностей слюдоносных зон (жила № 257-а, г. Незаметный). Такая

зональность четко выражена в жилах, залегающих как в относительно хрупких и экранированных более пластичными породами (жилы № 15-а, 16, 46), так и непосредственно в пластичных дистенсодержащих породах (жилы № 24, 187-1, 24-III).

При значительных вариациях размеров жил как по глубине, так и в продольном сечении, содержание промышленного мусковита нами рассматривается совместно с размерами сечения жилы. Это совокупные параметры: линейные – c×l и площадные – c×l×m запасы для верхних (центральных) и нижних (корневых) зон слюдоносных жил. Корреляционные графики c×l – Z и c×l×m – Z слюдоносных жил рассматриваемой выборки представлены на рис. 43. Соединение на графиках одноименных верхних (центральных) и нижних (корневых) частей жил прямыми линиями упрощает изменчивость обобщенных параметров в интервале глубин слюдоносных жил, которая носит волнообразный характер возрастания от корней к верхам жил, но представляет возможность использовать эти графики для прогноза промышленной слюдоносности на глубину по данным верхнего сечения жилы. Точность определения глубин промышленного ослюденения жил различной морфологии на представленных графиках 1±0,3, что значительно выше требуемой точности прогноза.

Результаты анализа распределений линейных и площадных запасов в интервале глубин слюдоносных жил сводятся к следующему.

1. Для всех жил выборки характерно последовательное возрастание линейных и площадных запасов промышленного мусковита от корневых к центральным частям жил. По скорости возрастания совокупных параметров c×l жилы различных морфологических разновидностей существенно различаются. Наиболее быстро увеличиваются значения c×l и c×l×m у объемно-грибовидных и килевидных жил (№ 46, 46-а, 257). Равномерное их увеличение характерно – для клиновидных (№ 15-а, 1, 187-1), замедленное – для трубчатых (№ 19, 66, 43, 4-я Заявка) жил.

2. Включенные в выборку плагиоклазовые слюдоносные жилы (№ 24, 187-1, 24-III) принципиально не отличаются по своим морфологии и изменчивости сосовокупных параметров от клиновидных плагиоклаз-микроклиновых жил. Преимущественное развитие какого-либо типа ослюденения в жилах также существенно не сказывается на их морфологических особенностях и изменчивости промышленной слюдоносности на глубину. Так, жилы с преимущественно кварц-мусковитовым (№ 4-я Заявка, 24, 187-1), пегматоидным (№ 19, 1, 15-а) или «трещинным» (№ 435, 289) типами ослюденения встречаются как среди трубчатых, так и клиновидных разновидностей жил.

Корреляционные графики c×l – Z и c×l×m – Z близки друг другу. Области распространения объемно-грибовидных, килевидных, плоско-грибовидных и трубчатых жил сохраняются, хотя и крупные трубчатые жилы (например, жила № 19) переместились в область клиновидных (плоско-грибовидных) жил, что объясняется ослаблением эффекта влияния длины жил на их положение на корреляционном графике. В то же время второй график предпочтительнее, так как более полно отражает изменчивость промышленной слюдоносности с глубиной.

Пегматитовые тела слюдоносных жил отличаются сложностью и разнообразием форм, которые в общем случае соответствуют грибовидному (клиновидному) облику (жилы № 15, 46 г. Бол. Арарат). Уплощенность таких крупных жил вызвана ограниченными величинами мощностей (10–32 м) пегматитовых жил при их значительной протяженности (более 100 м). Очевидной приуроченности клиновидных жил к мелким антиклинальным складчатым формам не обнаружено: жилы встречаются как в замковых частях антиклиналей (жилы № 46, 289), так и экранируются породами ядер синклиналей (№ 15-а, 435). Вместе с тем клиновидные жилы тяготеют к флексурообразным перегибам вмещающих пород от 25° до 90° как в горизонтальной (жилы № 39, 257-а), так и вертикальной (жила № 422) плоскостях.

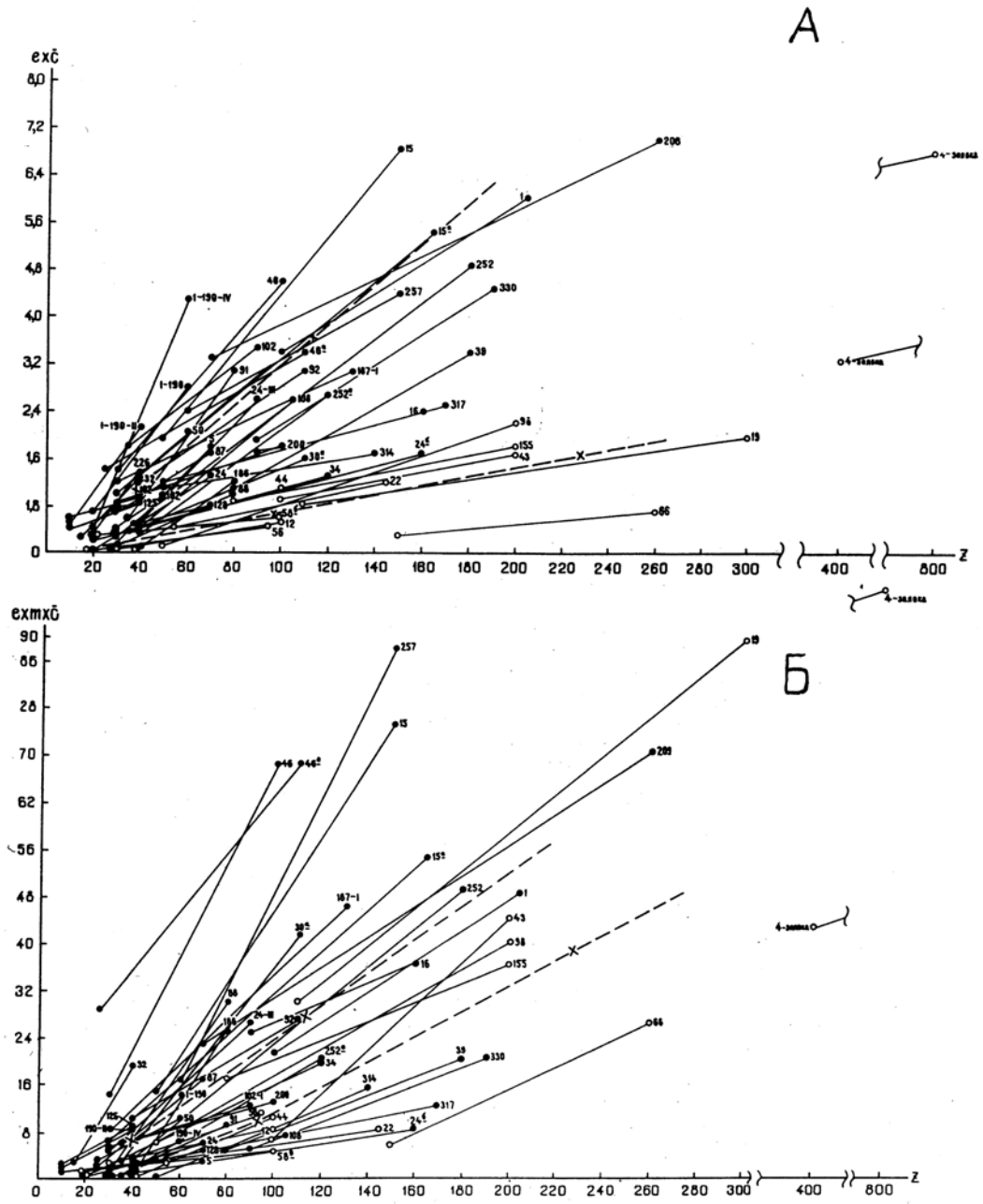


Рис. 43. Корреляционные графики: А – линейных (ℓc), Б – площадных (ℓmc) запасов и глубины промышленного ослюденения крупных жил по склонению (Z).

Залитыми кружками показаны уплощенно-грибовидные и килевидные жилы, пустыми кружками – трубчатые жилы, крестиками – средние величины соответственно для у уплощенно-грибовидных и трубчатых жил

Для группы килевидных жил характерны лишь два элемента глубинности: верхний и центральный (киль) с вырожденным корнем – у килевидных жил, верхний и корневой с вырожденным центром – у вырожденных грибовидных жил. Группа челночных жил с одним элементом глубинности: верхней частью и вырожденными центром и корнем, – нами не рассматриваются, так они не относятся к категории крупных жил.

Килевидные жилы, среди которых часто встречаются крупные промышленно-слюдоносные объекты (жилы № 200, 205, 186, Согдиондон) характеризуются зональностью, близкой группе клиновидных жил: максимальное содержание и высокое качество промышленного мусковита приурочены к центру жилы, который соединяется с головной частью резким сокращением промышленно-слюдоносной зоны; верхняя часть жилы «растекается» под пластичными породами экрана. Головной элемент по своей протяженности в несколько раз превосходит центральную часть жилы. Килевидный облик жил во многом объясняется особенностями геологической рамы: центральная часть жилы обычно приурочена к относительно хрупким породам, головная – экранируется более пластичными разностями. Во вмещающих породах килевидных жил, в отличие от клиновидных, не наблюдались какие-либо отчетливые перегибы, что, вероятно, и определяет сложность, а зачастую и бесформенность пегматитовых полостей этих жил. Пегматитовые тела вырожденных грибовидных жил не имеют четко выраженных контуров. Жилы, в основном, приурочены к относительно пластичным породам: дистен-гранат-двуслюдяным или двуслюдяным гнейсам и сланцам, как правило, переслаивающихся с гранат-биотитовыми и биотитовыми гнейсами. Максимальное содержание промышленного мусковита фиксируется в подошве головной части жилы.

Выявленные особенности морфологии крупных мусковитоносных пегматитовых жил Мамской слюдоносной провинции характерны как для согласных существенно плагиоклазовых жил, которые принято считать наиболее ранними, так и для более поздних секущих плагиоклаз-микроклиновых слюдоносных жил. Этот факт указывает на близость процессов формирования крупнокристаллического мусковита в разновозрастных пегматитах и на возможность единого этапа образования его скоплений в пегматитах, генетически связанного с завершающей стадией эволюции анатектических плагиоклаз-микроклиновых пегматитов.

6.2. Модели и структуры крупных жил

Приводем характеристику геологии и структуры типоморфных жил.

6.2.1. Трубчатые жилы

Жила № 19, голец Северный, Витимская группа. Жила находится в субмеридиональном крыле Центрального тектонического блока, приурочена к локальному левому флексурообразному изгибу, который выражен в гравитационом поле резким локальным изгибом оси аномалии от северо-восточного до северо-западного направлений (см. рис. 8). Жила сформировалась в северо-западной трещине отрыва в условиях поперечного сжатия и левосдвигового смещения по субмеридиональному разлому.

Жила разведана с поверхности карьером (отметка +985 м) и подсечена на глубине горизонтами штолен (рис. 44) № 84 (+946), 90 (+905), 92(+865), 95(+825), 100(+783), 110(+744). Выше горизонта штольни 90 жила отработана. Эксплуатацией затронуты и нижние горизонты штолен. Морфологический тип жилы – трубчатый.

Уникальность жилы № 19 заключается в значительной протяженности её на глубину (свыше 400 м по склонению), крупными запасами и высокими содержанием и качеством промышленного мусковита, равномерными подсечениями подземными выработками и, следовательно, возможности изучения от головной части до корневой.

Вмещающие породы представлены переслаивающимися биотитовыми гнейсами, известково-силикатными породами и двуслюдяными гнейсами и сланцами, падение которых закономерно изменяется от ЮВ $125^{o}\angle 60^{o}$ на горизонте штольни 110 до СВ $65^{o}\angle 50^{o}$ – на более верхних горизонтах штолен. Таким образом, жила приурочена к перегибу вмещающих пород, который подчеркивается ориентировкой контактов пегматитового тела с вмещающими породами в субмеридиональном и северо-западном, реже, в северо-восточном направлениях. Из полевых шпатов преобладает микроклин.

Пегматитовое тело жилы – трубчатой формы, в разрезе изометричное, сечением – 40×40 м, с секущими ступенчатыми контактами. Форма слюдоносной зоны также трубообразная, в плане изометричная. Погружение (склонение) жилы – ЮВ $130^{o}\angle 50^{o}$, падение – СВ $70^{o}\angle 65^{o}$. Как это видно из рис. 44, падение жилы конформно вмещающим породам. Глубина по погружению, подсеченная подземными выработками, превышает 400 м. Для пегматитового тела характерно концентрически зональное строение: в центре жилы развит крупноблоковый (пегматоидный) пегматит с преобладание микроклина относительно плагиоклаза и кварцевым ядром, сменяющийся по периферии графическим, неясно-графическим и переходными разностями, в которых возрастает содержание плагиоклаза. Слюдоносная зона развивается на глубине по всему сечению пегматитового тела и лишь в его верхней части приурочена к висячему боку. Тип ослюденения – кварц-мусковитовый, пегматоидный, реже, – по лейстовому биотиту. С глубиной зона крупноблокового пегматита заметно сокращается, уступая место неясно-графическим и мелкозернистым структурам, причем размеры мусковита уменьшаются от 20×20 см в верхних горизонтах штолен, до 10×10 см – в нижних.

Наибольшие содержания и качество крупнокристаллического мусковита возрастают в верхних горизонтах жилы и последовательно уменьшаются с глубиной: от 40 кг/м^3 на горизонте штольни 84 до 12 кг/м^3 на горизонте шт. 100. Уменьшаются и размеры лейстового биотита, соответственно от 120×30 см до 30×10 см. В карьере жилы развиваются крупные лейсты биотита размером в длину до 2 м, ориентированного по погружению пегматитового тела. С глубиной такая ориентировка биотита исчезает в центральной части жилы, а лейсты биотита обычно ориентированы перпендикулярно контактам. Во вмещающих породах, в зоне контакта характерно довольно высокое содержание микроклина. Так, в биотитовых гнейсах содержание микроклина достигает 30–40 %, причем характерны правильные формы роста зерен и последовательное раскисление плагиоклаза от андезина до альбит-олигоклаза. Микроклинизация вмещающих пород в зоне контакта заметно возрастает от нижних к верхним горизонтам, сменяясь окварцеванием вплоть до образования мономинеральных кварцевых пород на уровне эрозионного среза жилы. Максимальный размер кристаллов слюд, закономерная ориентировка биотита по погружению жилы и интенсивное окварцевание вмещающих породах в верхних частях жилы определяются близостью кровли (экрана), находившегося несколько выше (в 10–15 м) эрозионного среза.

В карьере и на всех горизонтах штолен проведены массовые замеры падения (азимут и угол падения) спайности биотита, мусковита и ассоциации биотита с мусковитом. Эти замеры обобщены на структурных диаграммах рис. 45. Здесь же приведены суммарные замеры слюд по всем горизонтам штолен. Для упрощения анализа диаграмм и более компактной их иллюстрации все замеры были объединены попарно по горизонтам штолен: карьер + шт. 89, шт. 92 + шт. 90, шт. 95 + шт. 100. Условия анализа структурных элементов рассмотрены нами ранее (см. параграф 5.2.1 «Структура слюдоносного узла гольца Большой Арарат»). Отметим лишь выделение на диа-

граммах сферических треугольников напряжений с целью определения тектонических условий формирования жилы № 19 и крупных последующих жил.

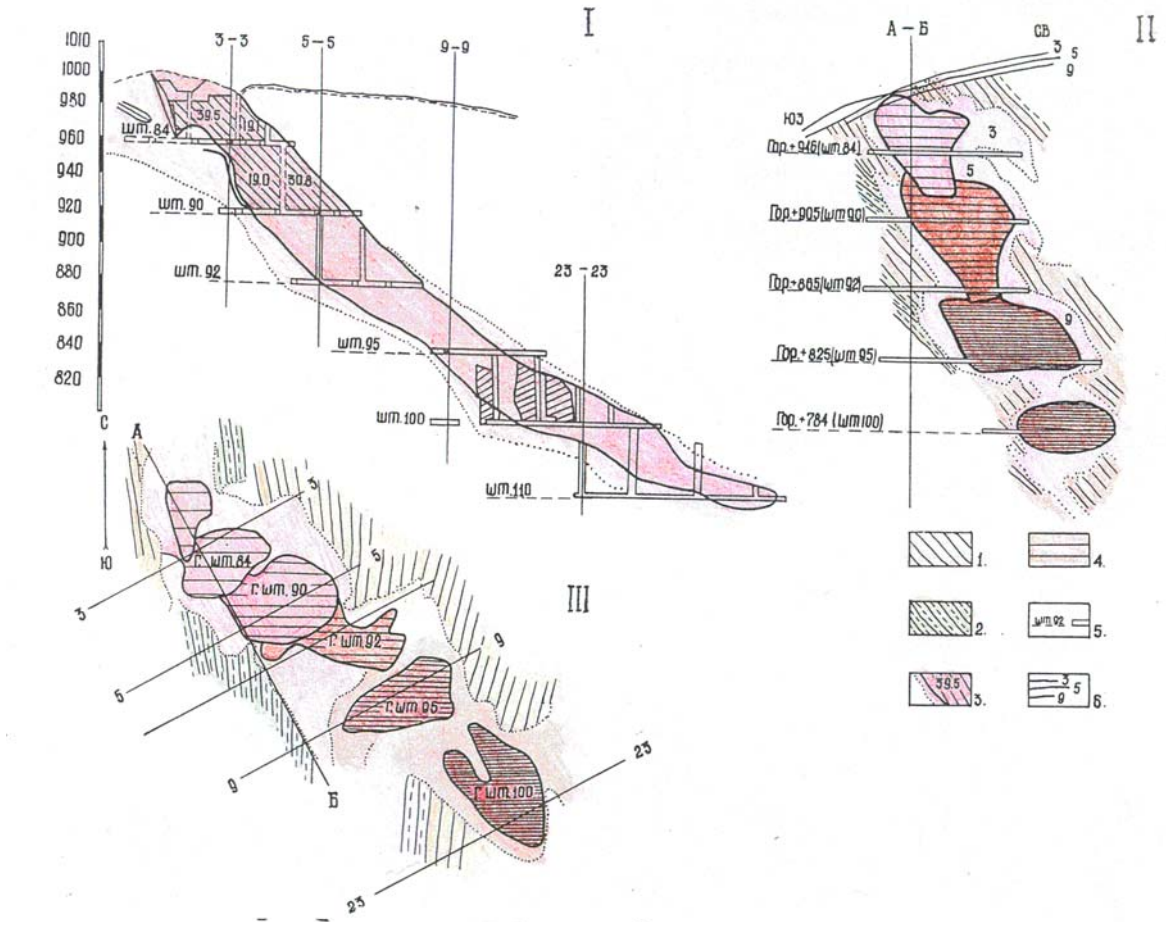


Рис. 44. Модель жилы № 19 гольца Северный (Витимская группа).

I – продольная проекция на вертикальную плоскость; II – совмещенный разрез; III – совмещенный погоризонтный план. Сгущение штриховки показывает удаленность сечений от читателя. 3 – отработанные эксплутационные блоки, цифры указывают среднее содержание крупнокристаллического мусковита; 6 – проекция поперечных разрезов жилы на вертикальную плоскость. Остальные условные обозначения см. рис. 1

Как это видно на диаграммах рис. 45, максимумы ориентировки кристаллов, как биотита, так и мусковита располагаются в виде поясов, которые равномерно смещаются против часовой стрелки от северо-восточного простирания к – северо-западному. Угол вращения поясов близок к 90°. В верхних частях жилы, как это видно из структурных диаграмм, наблюдается наибольший разворот поясов слюд от северо-восточного до субширотного направлений. Этот факт, вероятно, можно объяснить возрастающим эффектом кручения в верхней части жилы и, наоборот, затуханием кручения – в нижней, как это видно из диаграммы 5 обобщенных замеров слоистости на различных горизонтах глубинности. Угол смещения слоистости – 60°. Вращение слоистости вмещающих пород происходит против часовой стрелки соответственно формированию флексурообразного изгиба. Учитывая протяженность смыкающего крыла от корневой до верхней частей жилы, протяженность изгиба составляет около 500 м. Ширина изгиба превышает 350 м. Так, на горизонте шт. 95, через 350 м от изгиба по стволу штольни наблюдается выдержанное залегание слоистости с падением СВ 70–80°∠50–60°.

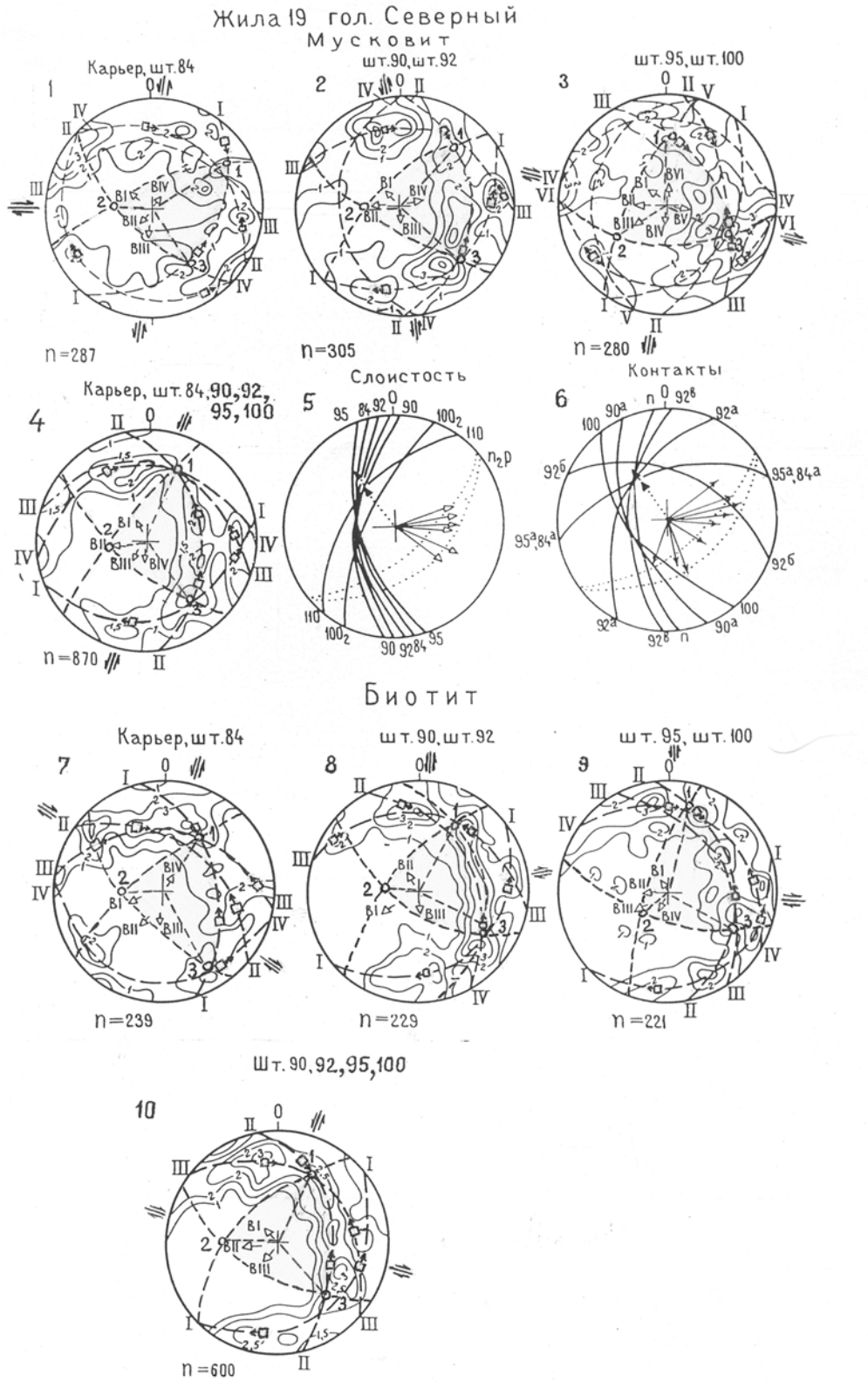


Рис. 45. Диаграммы структурных элементов по горизонтам штолен жилы 19.

На диаграмме 5 цифрами указаны номера горизонтов штолен, на которых произведены замеры слоистости пород; на диаграмме 6 буквой п обозначена поверхность, цифрами 84-а – 95-а – различные сечения горных выработок вблизи соответствующих горизонтов штолен и 100 – горизонт штольни, на которых – контактов жилы. Остальные условные обозначения см. рис. 1

Плоскости контактов жилы, обобщенных по горизонтам штолен и карьеру, смещаются от северо-восточных падений на нижних горизонтах глубинности до юго-восточных – на верхних горизонтах (диаграмма 6). Ось вращения контактов жилы полностью совпадает с осью жилы. Следовательно, вращение контактов соответствует вращению слоистости вмещающих пород, но угол вращения контактов 150°, что указывает на возможное вращение не только вмещающей рамы, но и самого пегматитового тела жилы № 19.

Как видно из диаграмм 1, 2, 3 (см. рис. 45) замеров спайности мусковита, положение эллипсоида напряжений последовательно изменяется от меридионального направления аз. 0°∠30° (по оси σ_1) в корневой части жилы (шт. 95–100) до – северо-восточного аз. 60°∠20° в головной части (карьер, шт. 84). Ориентировка главного нормального напряжения σ_3 (оси сжатия) изменяется соответственно от аз. 120°∠30° до 150°∠30°. Таким образом, происходит формирование левого флексурообразного изгиба.

Аналогичная картина наблюдается на диаграммах 7, 8, 9 замеров спайности биотита. Ориентировка эллипсоида напряжений по оси растяжения σ_1 изменяется от корней жилы к её голове от аз. 10°∠20° (диаграмма 9) до 40°∠30°, а напряжения сжатия по σ_3 – от аз. 120°∠25° до 160°∠15°. Иными словами, степень сдвиговых напряжений и соответственно – деформаций резко усиливается от нижних частей к верхним, что вызывает изгиб вмещающей толщи от генерального северо-восточного до субмеридионального и северо-западного направлений и северо-западный разрыв отрывного типа, в котором формировалось пегматитовое тело жилы № 19. Протяженность изгиба около 500 м, исходя из размеров протяженности жилы на глубину (свыше 400 м) и изгиба оси гравитационной аномалии около 500 м на рис. 8. Ориентировка изгиба соответствует склонению жилы – ЮВ 130°∠50°.

Куст жил № 155–169, голец Резервный, Бол. Северная группа. Куст жил находится в юго-восточной замковой части Гремучинской синклинали, в пределах субмеридиональной зоны глубокого заложения «В», прослеживаемой от г. Резервного до г. Северного. Жилы приурочены к локальному левому флексурообразному изгибу, который выражен в гравитационном поле резким локальным изгибом оси аномалии от северо-восточного до северо-западного направлений (см. рис. 8, 9). Жилы сформировались в северо-западной трещине отрыва в условиях поперечного сжатия и левосдвигового смещения по субмеридиональному разлому.

Жилы куста разведаны с поверхности траншеями, на глубину горизонтами штолен (рис. 46) № 106 (+569), 73 (+530), 105(+495), 94(+460). Эксплуатацией затронуты верхние горизонты штолен. Морфологический тип жил: № 155 – трубчатый, № 169 – уплощенно-клиновидный. Вмещающие породы представлены биотитовыми гнейсами, переслаивающимися с двуслюдяными и графитизированными сланцами в верхней части разреза и скарноподобными породами и биотит-скаполитовыми гнейсами – в нижней части. Падение гнейсов закономерно изменяется от СВ 25–30°∠30–50° на юго-восточном фланге и центральной части жилы до СЗ 315°∠60–75° – на северо-западном фланге.

Пегматитовое тело представляет собой плоский конус, выклинивающийся на глубину, с крутым висячим (60–70°) и пологим лежачим (30–40°) контактами (см. рис. 46). Боковые северо-восточный и юго-западный контакты – крутопадающие. Жилы № 155 и 169 приурочены соответственно к кровле и подошве пегматитового тела и экранируются ксенолитами биотитовых гнейсов. Это крупные промышленно-слюдоносные жилы, сближающиеся по погружению к одному корню пегматитового тела.

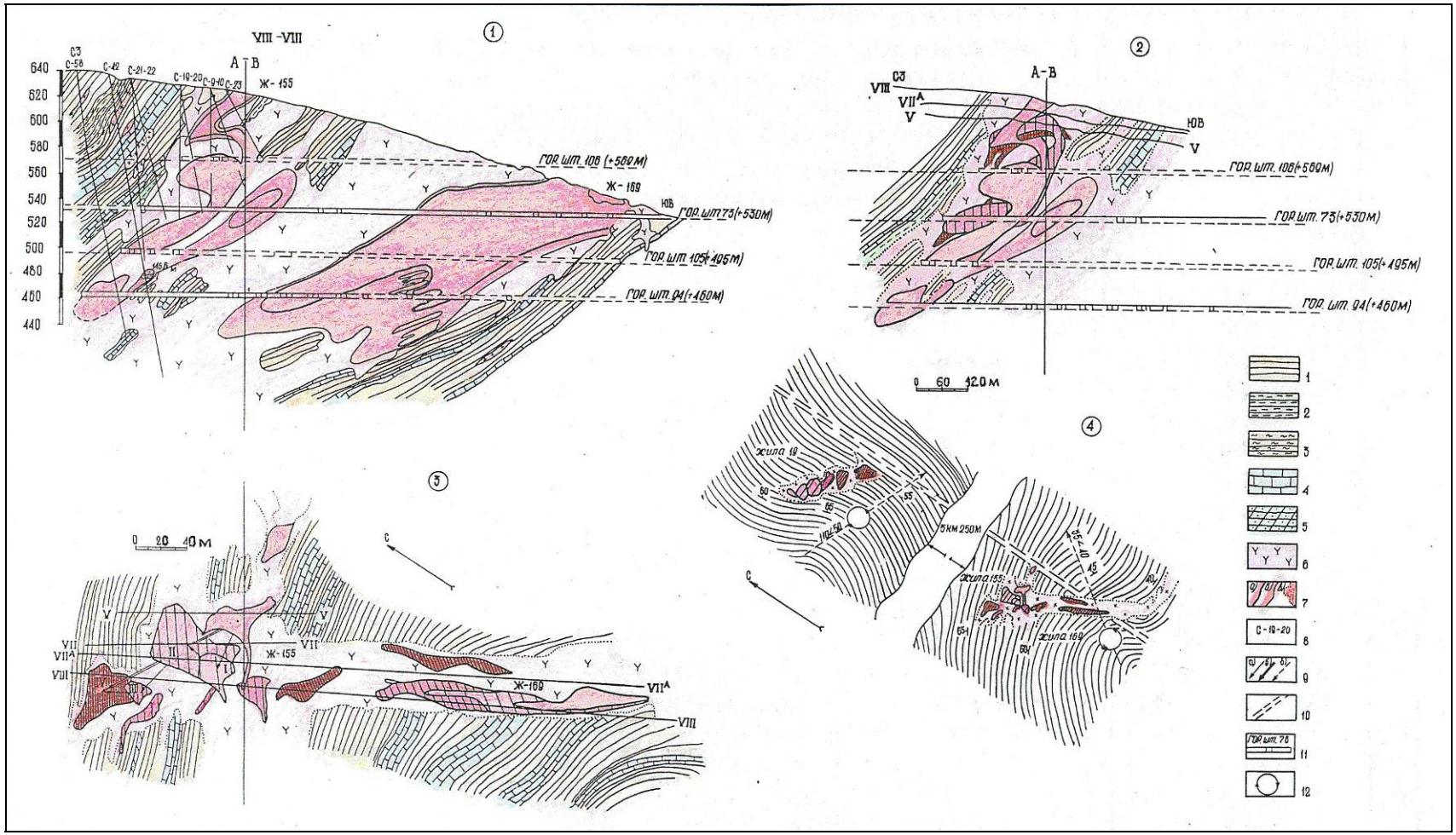


Рис. 46. Модель куста жил № 155 и 169 г. Резервный (Б. Северная группа).

Цифры в кружках: 1 – продольный разрез, 2 – совмещенный разрез, 3 – совмещенные погоризонтные планы, 4 – структурный план жил № 19 и 155–169; 7 – проекции разрезов V, VII-а, VIII на вертикальную плоскость на совмещенном разрезе; 8 – колонковые скважины и их номера; 9 – оси вращения: а) и б) – сегментов жилы 155, в) – слоистости вмещающих пород на структурном плане 4 (в кружке); 10 – гравитационная ступень, отражающая положение разлома глубокого заложения; 12 – направление вращения слоистости при формировании флексурообразных изгибов. Остальные условные обозначения см. рис. 1

Форма жилы № 155 – столбообразная с раздувами и пережимами – характеризуется как промежуточная между трубчатой и грибообразной формами с отчетливо выраженными корневой, центральной и головной частями (см. разрезы на рис. 46). Форма жилы № 169 – вырожденная грибообразная с уверенно выделяемым корнем, но не разделенными центральным и верхним элементами. Погружение жилы № 155 – СЗ $300^{o}\angle 60^{o}$, глубина по погружению – 220 м; жилы № 169 – СЗ $300^{o}\angle 30^{o}$, глубина – 280 м. На эрозионный срез выходят головные части обеих жил.

Как это видно из совмещенного погоризонтного плана рис. 46, жила 155 состоит из отдельных сегментов высотой 30–40 м, поворачивающихся соотвественно левой флексуре на 90°. Вращение векторов происходило вокруг оси, ориентированной по аз. ЮВ $145^{o}\angle 35^{o}$ (на диаграмме сегментов рис. 46 – это ось вращения с полюсом СЗ $325^{o}\angle 35^{o}$).

Ориентировка слоистости, как это видно из диаграммы, изменяется от северо-западного к северо-восточному падениям. Угол вращения близок к 90°, координаты полюса вращения СВ $35^{o}\angle 45^{o}$. Вращение слоистости соответствует левому флексурообразному изгибу.

Пространственная ориентировка кристаллов слюд выражается на структурных диаграммах в виде трех поясов с поворотом от северо-восточного до северо-западного простираний. Как это видно на структурных диаграммах рис. 47, ориентировка сферических треугольников напряжений, в целом, однотипная. Колебания ориентировки σ_3 по совместным замерам биотита и мусковита незначительны, в пределах аз. $130–140^{o}\angle 10–20^{o}$, но существенно различаются при их раздельных замерах. Так, у мусковита эллипсоид напряжений ориентирован в меридиональном направлении по оси растяжения σ_1 при ориентировке оси сжатия σ_3 по аз. $120^{o}\angle 25^{o}$, а у биотита эллипсоид ориентирован на северо-восток по аз. 30° при σ_3 – по аз. $145^{o}\angle 10^{o}$. Эти различия указывают на кристаллизацию биотита преимущественно в начале этапа сдвиговой деформации, а крупных кристаллов мусковита в более широком её интервале.

В пространственном отношении, куст жил № 155–169 находится в левом крыле сопряженной складки сдвига. Сопряженные складки образуют здесь S-образный изгиб, подобно рассмотренным на рис. 9 складкам сдвига в районе жилы № 46 на г. Рудничном, но значительно меньшего масштаба. При совместном рассмотрении на рис. 46 крупных жил № 19 и 155–169, можно отметить идентичность их образования в разрывах отрывного типа, в условиях северо-западного напряжения сжатия, в результате левосдвиговых подвижек в пределах единой тектонической меридиональной зоны глубокого заложения. Жила № 19 находится в верхней части S-образного изгиба, а куст жил № 155–169 приурочен к нижней ветви такого же изгиба.

Жила № 63, голец Поворотный, Слюдянская группа. Жила отработана с поверхности уступами карьеров, на глубину разведана двумя горизонтами штолен и скважинами. В настоящее время жила законсервирована и для исследований недоступна.

Жила представляет собой простой куст, залегает в относительно хрупких известково-силикатных породах, переслаивающихся с биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами и биотит-кварцевыми породами, перекрывается более пластичными дистен-гранат-биотитовыми гнейсами с пропластками скарноподобных пород, биотитовых гнейсов и двуслюдяных сланцев (см. рис. 20, 41). Предполагается, что жила № 63 приурочена к ядру антиклинальной складки и экранируется дистен содержащими породами. На эрозионный срез выходит головная часть куста и дистеновые породы экрана.

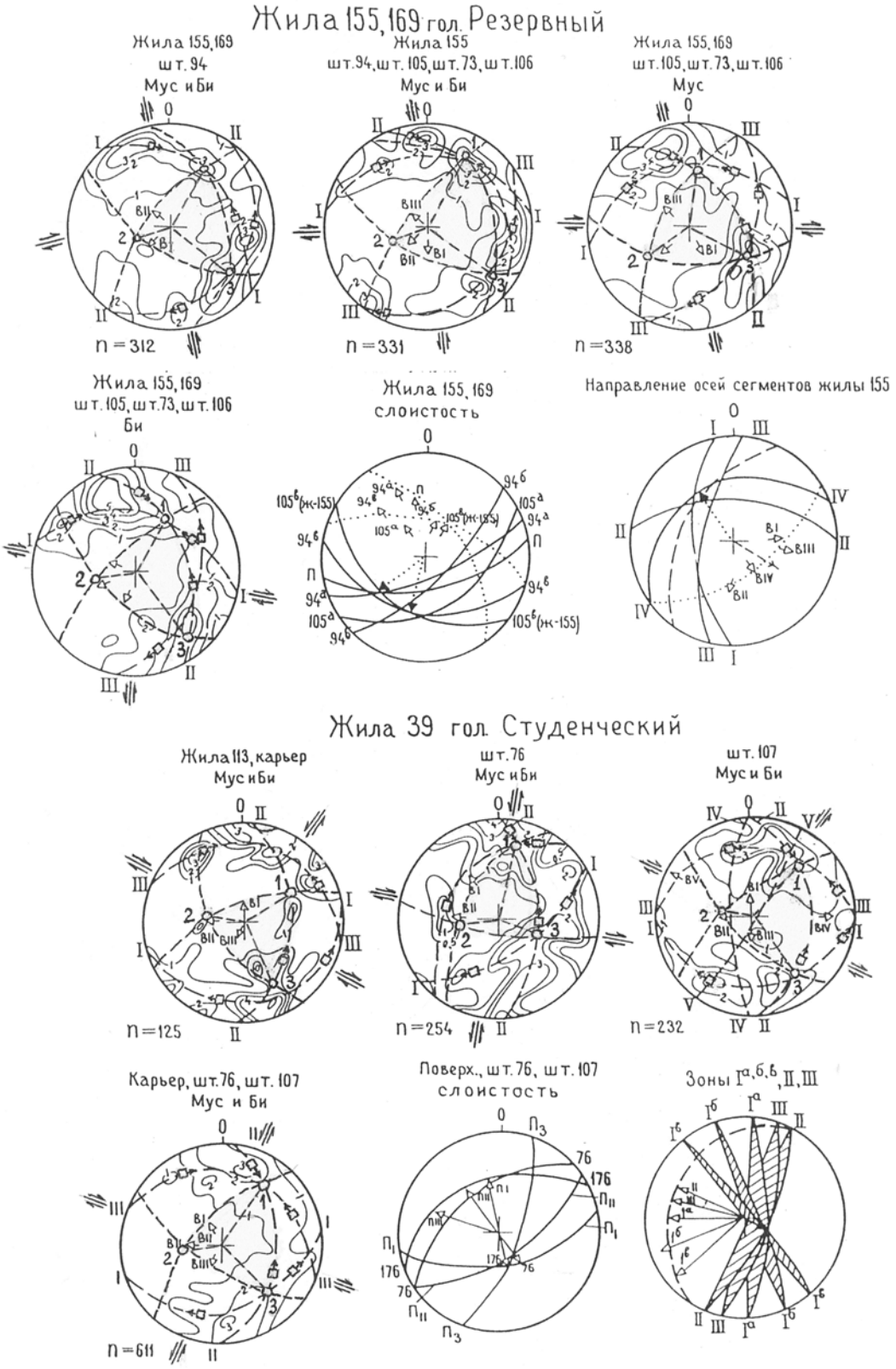


Рис. 47. Диаграммы структурных элементов по жилам № 155–169 г. Резервный и 39 г. Студенческого.

На диаграммах жилы 39: замеры слоистости сделаны на поверхности ($П_1$, $П_{II}$, $П_3$) и на горизонтах штолен № 76, 176; $I^а$, $I^б$, $I^в$, II, III – слюдоносные зоны, штрихпунктирной проекцией показана плоскость вращения поясов слюдоносных зон. Остальные условные обозначения см. рис. 1

Пегматитовое тело – брусковидное, погружается на ЮВ ∠10–15°, в корневой части – под ∠30°. В поперечном сечении напоминает брусок с крутыми контактами, секущими боковые известково-силикатные породы, и ровными пологими – с дистеновыми перекрывающими гнейсами. Форма пегматитовой полости определяется северо-западной отрывной зоной трещиноватости, ориентированной по аз. 320°, возникшей при растяжении северо-восточного-юго-западного направления. К северо-западному створу приурочены также жилы № 71, 71-а и 73, которые вместе с жилой № 63 образуют уже сложный куст.

Простой куст жилы № 63 объединяет две самостоятельные жилы: первая – собственно жила № 63, развивается по килю пегматитового тела в северо-западном направлении; вторая – обособляется от основной жилы ксенолитом скарноподобных пород (см. продольную проекцию на рис. 41). Кроме того, наблюдается небольшая зона под экраном дистеновых пород. Общее погружение куста – ЮВ 120°∠40°. Содержание крупнокристаллического мусковита, максимальное в верхней части непосредственно под экраном – около 12 кг/м^3, убывает в килевой части жилы до 5–7 кг/м^3. Тип ослюденения – кварц-мусковитовый, пегматоидный.

В пегматитах из полевых шпатов преобладает крупноблоковый микроклин, на контакте с дистеновыми породами в кровле жилы существенно возрастает содержание плагиоклаза. Непосредственно в дистеновых породах экрана также встречаются многочисленные согласные пегматитовые линзы различных размеров плагиоклазового состава. С увеличением мощности в центральных частях линз появляется порфиробластический микроклин

Ниже рассматривается брусковидная жила № 250 субширотного крыла Центрального тектонического блока. По геолого-структурным условиям образования жилы 63 и 250 г. Поворотного близки к трубчатым жилам.

Жила № 250, голец Поворотный, Слюдянская группа. Жила № 250 находится в пределах Слюдянской субширотной флексуры, в 200 м к северо-западу от жилы № 66 (см. рис. 20). Жила приурочена к северо-западной (аз. 345°) зоне крупных брусковидных жил № 63, 53, 66, 250, сформировавшихся в разрывах отрывного типа в условиях сжатого правого сдвига по Слюдянскому разлому глубокого заложения. Жила № 250, в отличие от других названных жил, на поверхность не выходит. Это скрытый на глубине слюдоносный объект, обнаружен и разведан Слюдянской ГРП поисковыми скважинами колонкового бурения глубиной до 200 м и двумя горизонтами штолен № 8 (+800 м) и 101 (+765 м). Пегматитовой тело жилы – брусковидной формы, приурочено к пласту известково-силикатных пород мощностью 40 м, который перекрывается и подстилается дистен-гранат-биотитовыми и гранат- биотитовыми гнейсами и сланцами. Жила сформировалась в разрывной полости отрывного типа относительно хрупких известково-силикатных пород при пластическом течении глиноземистых дистен-содержащих гнейсов. Как это видно из рис. 48, жила контролируется левым флексурообразным локальным изгибом вмещающих пород, падение которых изменяется от ЮВ 130°∠10–15° до СВ 60°∠15°. Жила объединяет две зоны: зона I – длиной 140 м, средней мощностью 10 м, падением на ВСВ 80°∠30° на горизонте шт. 8, зона II – длиной 65 м, средней мощностью 30 м, падением на ВСВ 80°∠60–70°. По данным поискового бурения и горизонтов штолен фиксируется левый разворот ориентировки зоны II на ∠80° с переменой падения до СВ 50°∠60°. Этот разворот, вероятно, увеличивается с глубиной до 60–70°, что необходимо учитывать при прослеживании слюдоносной зоны II на глубину.

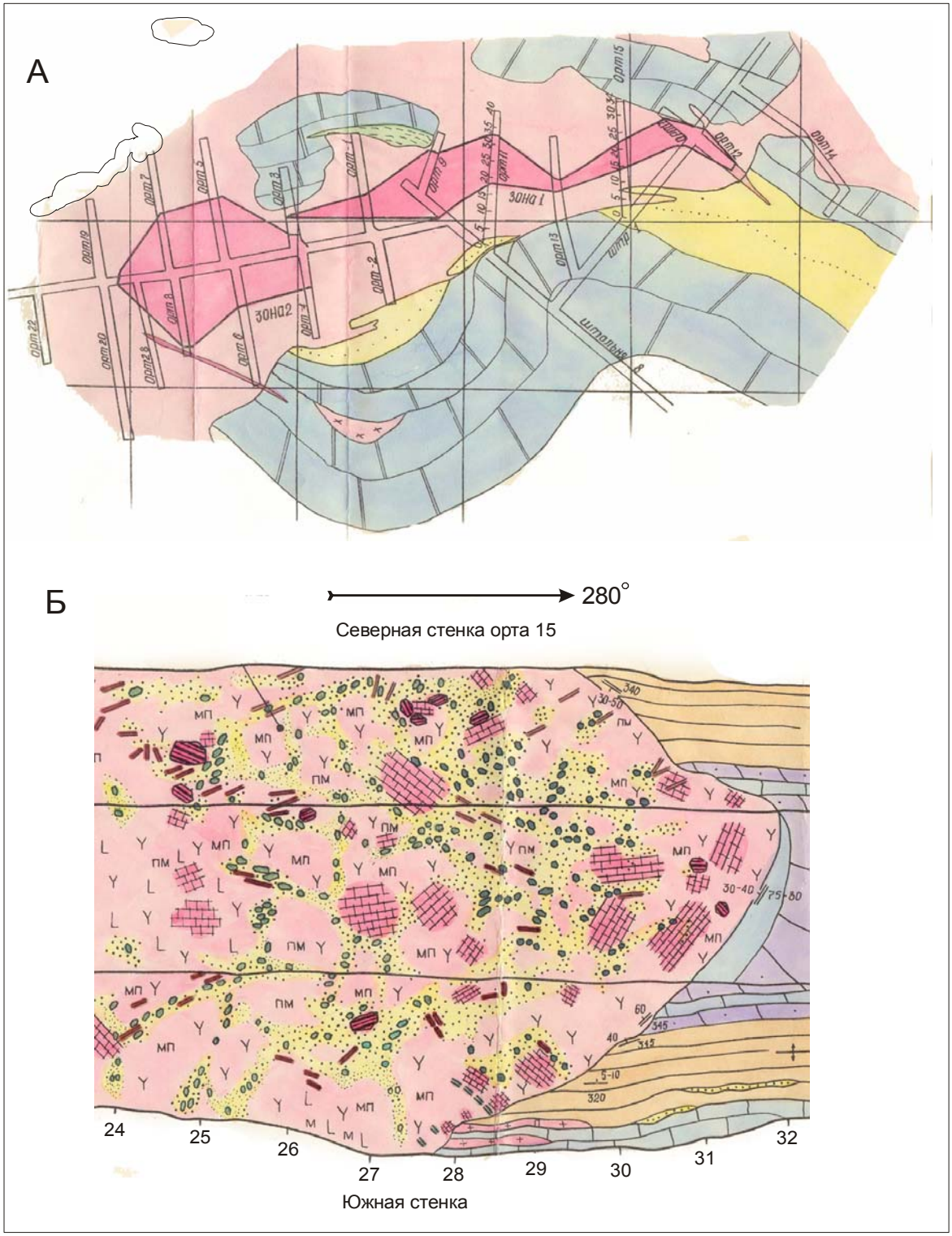


Рис. 48. Жила № 250 г. Поворотный (Слюдянская группа).

А – геологический план горизонта штольни № 8; Б – фрагмент зарисовки стенок и кровли забоя орта № 15 штольни № 8. Условные обозначения см. рис. 1

Нами детально изучена слюдоносная зона II и частично зона I на горизонте шт. 8. Фрагмент специальной зарисовки стенок и кровли орта 15 приведен на рис. 48, Б. Выявлена следующая структурно-вещественная зональность пегматита по мере приближения к промышленно-слюдоносной зоне. Вблизи слюдоносной зоны, около орта 43, появляются порфиробласты и блоки микроклина размером 30–50 см, а также системы крупнокристаллических слюд, пологопадающих на юг, навстречу слюдоносной зоне. На противоположном, северном фланге зоны наблюдается аналогичная картина, но уже северным падением. Слюдоносная зона от орта 4 до орта 28 сложена крупнокристаллическим пегматитом с участками крупноблоковых и пегматоидных структур. Крупные блоки микроклина, редко – плагиоклаза, в продольной оси достигают 1 м, строго ориентированы в виде зон, крутопадающих навстречу друг другу.

Крупнокристаллические слюды встречаются в виде систем размером от 0,5 м до 2 м, группирующихся в крутые пучки и веры. В промышленной зоне встречаются два вида систем: 1 – крупные лейсты и мечевидные кристаллы биотита в ассоциации с мусковитом и кварцем; кристаллы биотита и мусковита ориентированы здесь однозначно, с выдержанными элементами погружения и падения; 2 – ассоциации кварца и мусковита с хорошо выраженным погружением, но не всегда однозначным падением кристаллов мусковита. Интересен факт нарушения строгой ориентировки кристаллов биотита и появление внутри крупных систем идиоморфных кристаллов микроклина и плагиоклаза, что свидетельствует об интенсивности процессов перекристаллизации, захватывающих не только кристаллы слюд, но и полевые шпаты. Вблизи слюдоносной зоны штрека № 2 наблюдается веерообразное расположение кварц-мусковитовой полосчатости в пегматитах и порфиробластических образований микроклина. В пределах слюдоносной зоны ориентировка крупноблокового микроклина и систем слюд становится круче, подчеркивая веерообразную структуру слюдоносной зоны.

Для зоны I характерна следующая структурно-минералогическая зональность пегматита пегматитового тела жилы, конформная восточному контакту. Непосредственно у контакта встречается мелкозернистый микроклин- плагиоклазовый пегматит гранитовидной структуры мощностью около 1 м с кристаллами биотита и мелкой кварцевой полосчатостью, ориентированными параллельно контакту с вмещающими известково-силикатными породами. При удалении от контакта мелкозернистый пегматит сменяется неяснографическим микроклин-плагиоклазовый пегматитом с редкими кристаллами биотита и мусковита и отдельными порфиробластическими образованиями микроклина, конформными контакту. Мощность этой зоны около 3 м. При движении в западном направлении появляется зона графического пегматита с, примерно, равными соотношениями микроклина и плагиоклаза. В этой зоне мощностью около 5 м появляются отдельные системы мусковита в ассоциации с кварцем. Следующая зона – крупнографического плагиоклаз-микроклинового пегматита, мощностью около 4 м, характеризуется увеличением размеров блоков микроклина от 0,5 м до 1 м с правильными (графическими) вростками кварца и крупных лейстовидных кристаллов биотита, конформных контакту. Крупнографические разновидности пегматита непосредственно сменяются промышленно-слюдоносной зоной, сложенной микроклин – плагиоклазовым пегматитом крупноблоковой, участками переходной и пегматоидной, структур с многочисленными крупными системами крупнокристаллического мусковита и кварца, ассоциации мусковит + биотит + кварц. Встречаются крупные блоки микроклина размером до 1 м, пологопадающие в восточном направлении, конформно контакту. Системы крупнокристаллических слюд также развиваются конформно восточному контакту, но падение их значительно круче (около 80 ^{o}).

Близкая зональность пегматитового тела слюдоносной зоны I отмечается и по орту 15. Здесь наблюдается объединение крупных кристаллов слюд и блоков микроклина в пучки и вееры, что определяется более интенсивными процессами собирательной кристаллизации и формирования крупнокристаллического мусковита.

Ориентировка крупнокристаллических слюд кварц-мусковитовой полосчатости в виде пологих вееров на флангах и крутых – в центре зоны II подчеркивает её обособленность от контактов и веерообразную форму. На горизонте шт. 1, как это сообщалось ранее, зона I характеризуется левым поворотом на 30° относительно шт. 8. Таким образом, зона II распадается на сегменты при прослеживании её на глубину, представляя собой своеобразную фигуру вращения, подобно жиле № 155 г. Резервного. Отчетливая зональность пегматитового тела зоны I и конформность формирования систем крупнокристаллических слюд перекрывающему восточному контакту, вероятно, определяется экранирующим эффектом перекрывающего контакта вмещающих пород для поступающих с глубины мусковитоформирующих флюидов, источник которых находится юго-восточнее зоны II. Зоны II и I образуют куст жилы № 250, погружающийся в направлении этого источника. Подобно кусту жил № 155, 169 г. Резервного, зоны II и I жилы № 250 напоминают сочетание фигур вращения трубчатого типа и грибовидной (клиновидной) формы, развивающихся конформно перекрывающему контакту.

Ниже рассматриваются особенности пространственного размещения крупных кристаллов мусковита в слюдоносных зонах жилы № 250.

Как это видно из плана шт. 8 и диаграммы 5 на рис. 48 и 49, ориентировка слоистости вмещающих пород последовательно изменяется от юго-восточного до северо-восточного и вновь – юго-восточного падений, при пологих $\angle 10–30^{o}$. Угол вращения слоистости – около 110°. Таким образом, формируется локальный *г*-образный изгиб вмещающих пород, к которому и приурочены слюдоносные зоны II и I. Амплитуда изгиба около 100 м. Ось вращения слоистости (ось изгиба) полого погружается на юго-восток $105^{o}\angle 10^{o}$, что соответствует направлению правого сдвига по Слюдянской тектонической зоне глубокого заложения.

На структурных диаграммах 1–4 спайности слюд, замеренных по ортам слюдоносной зоны II и штреку № 2 наиболее выражены крутые до вертикальных северо-восточный и субмеридиональный пояса. Наблюдается последовательное вращение поясов соответственно правому флексурообразному изгибу вмещающей рамы. Угол вращения – 90°. Для субширотного и северо-западных поясов выделяются противоположные им симметричные пояса, что, вероятно, объясняется неустойчивым положением вмещающей рамы относительно устойчивого вектора напряжений и колебание её вокруг субширотной или северо-западной горизонтальной оси. Особенностью пространственного положения поясов является пологое залегание в них наиболее выраженных максимумов полюсов спайности слюд, что, возможно, определяет более высокое качество круто залегающих кристаллов мусковита в жиле, сформировавшихся в завершающую стадию вращения *г*-образного изгиба.

Как это видно из сферических треугольников напряжений диаграмм 1–4 рис. 49, положение эллипсоида напряжений выдержано и однообразно. Но следует обратить внимание на различие его ориентировки относительно других трубчатых жил меридионального крыла Центрального тектонического блока. Нами определены (табл. 6) средние величины ориентировки осей растяжения и сжатия трубчатых жил как меридионального (жилы № 19, 155, 169) так широтного (жила № 250) крыльев Центрального тектонического блока.

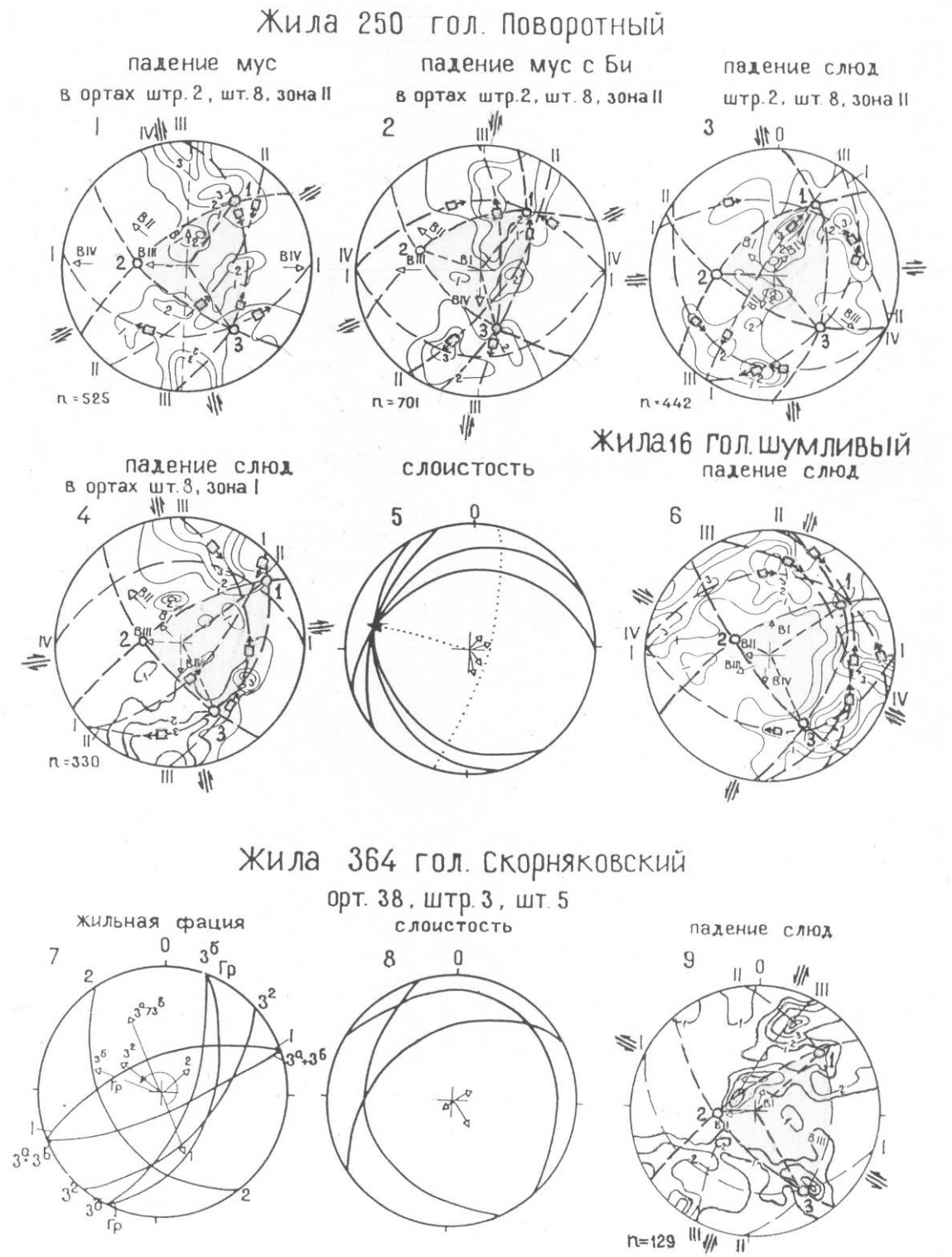


Рис. 49. по жилам: № 250 – гольца Поворотный (Слюдянская группа), 16, г. Шумливый (Витимская группа), № 364 – гольца Скорняковский (Согдиондонская группа).

На диаграмме 7 цифрами 1, 2, 3-а и т. д. показаны граммопроекции образований жильной фации, Гр – граммопроекция дайки жильного гранита (см. рис. 37). Остальные условные обозначения см. рис. 1

Таблица 6

Ориентировки осей напряжения для трубчатых жил, расположенных в крыльях Центрального тектонического блока

Жила	Оси напряжений	Средние значения – $\underline{X_4}$ по диаграммам рис. 42, 44, 46	Разброс X_4 (min–max)	Суммарное количество замеров
№ 19, г. Северный	σ_1	$24^o \angle 23^o$	$23–30^o \angle 20–30^o$	1709
	σ_3	$148^o \angle 17^o$	$138–163^o \angle 10–25^o$	
№ 155, 169 г. Резервный	σ_1	$23^o \angle 20^o$	$5–30^o \angle 10–25^o$	1316
	σ_3	$128^o \angle 14^o$	$115–140^o \angle 10–20^o$	
№ 250 г. Поворотный	σ_1	$41^o \angle 23^o$	$35–55^o \angle 10–30^o$	1998
	σ_3	$150^o \angle 25^o$	$140–160^o \angle 10–30^o$	

Как видно из данных табл. 6, положение эллипсоида напряжений по оси σ_1 для жил меридионального и широтного крыльев существенно отличаются: даже разброс значений их ориентировок не перекрывают друг друга. Существенны отклонения и σ_3 для жил № 155, 169 и 250. Так, положение эллипсоида напряжений по σ_1 у жилы № 250 (широтное крыло) отклоняется – в субширотном, а по оси σ_3 – в субмеридиональном направлениях. У жил № 19 и 155, 169 (меридиональное крыло) эллипсоид по оси σ_1 отклоняется к меридиану. Такая ориентировка эллипсоида напряжений полностью соответствует левостороннему смещению Центрального блока – по меридиональному и правостороннему – по широтному крыльям. Таким образом, в целом подтверждая его смещение в юго-восточном направлении.

6.2.2. Уплощенно-грибовидные жилы

Сначала приводятся характерные уплощенно-грибовидных жилы, в основном отработанные и законсервированные и поэтому недоступные для исследований (жилы № 15-а, г. Шумливый и № 46, г. Гремучий). Затем рассматриваются исследованные нами жилы: № 39, г. Студенченский (Витимская группа); № 257-а, г. Незаметный (Согдиондонская); № 15, г. Медвежий (Луговская); № 138, г. Довгакитский (Довгакитская); № 24 и 187, г. Березовый (Луговская); № 422, г. Комсмольский (Довгакитская); № 403, г. Молодежный (Довгакитская); № 110 и 588, г. Ближний (Мочикитская). Эти жилы представляют основные группы месторождений, отмеченные на Геологической карте (см. рис. 2). Жилы Колотовской группы рассмотрены в пятой главе. Важно подчеркнуть, что рассмотрены основные жилы, различные по генезису и составу полевых шпатов: плагиоклаз-микроклиновые – с различными типами ослюденения, плагиоклазовые – с трещинными слюдами и поздние плагиоклазовые – с кварц-мусковитовым и мусковитовым типами ослюденения.

Жила № 15-а, голец Шумливый, Витимская группа. Жила полностью отработана: на глубину тремя горизонтами штолен (+300 м, +260 м +220 м) и восстающими, с поверхности – карьерами. Корневая часть жилы подсечена скважинами на горизонтах +180 м, +150 м (рис. 50).

Пегматитовое тело жилы пересекает синклинальную складку, в ядре которой вскрываются дистен-гранат-двуслюдяные гнейсы и сланцы, на крыльях – мраморы и гранат-биотитовые гнейсы, переслаивающиеся с известково-силикатными породами. Шарнир синклинали погружается в северо-восточном направлении. Жила экраниру-

ется дистеновыми породами ядра складки. Сформировалась она в трещине отрыва в хрупких породах, затухающей в пластичных дистен-гранат-двуслюдяных гнейсах и сланцах, отклоняющейся в виде колеблющейся струны в плане к востоку на верхних горизонтах и к западу – в корневой части, фиксируя тем самым перегиб пегматитового тела по вертикали.

Для жилы характерна симметричная уплощенно-грибовидная форма с выклинивающейся на глубину – корневой и резким увеличением длины слюдоносной зоны в центральной частях. Слюдоносная зона развивается по всей мощности пегматитового тела и занимает его центральную часть. Тип ослюденения – кварц-мусковитовый и пегматоидный. Общее погружение жилы совпадает с падением $250^{o}\angle 50–60^{o}$. На флангах жилы отчетливо фиксируются два самостоятельных направления погружения зоны к корневой части жилы: СЗ $285^{o}\angle 550^{o}$ и ЮВ $170^{o}\angle 50^{o}$. Глубина по погружению – 165 м. Длина зоны ступенчато возрастает от корневой к верхней частям жилы, достигая максимальной величины непосредственно под дистеновым экраном. На эрозионный срез выходят вмещающие породы экрана и выклинивающиеся фланги головной части жилы.

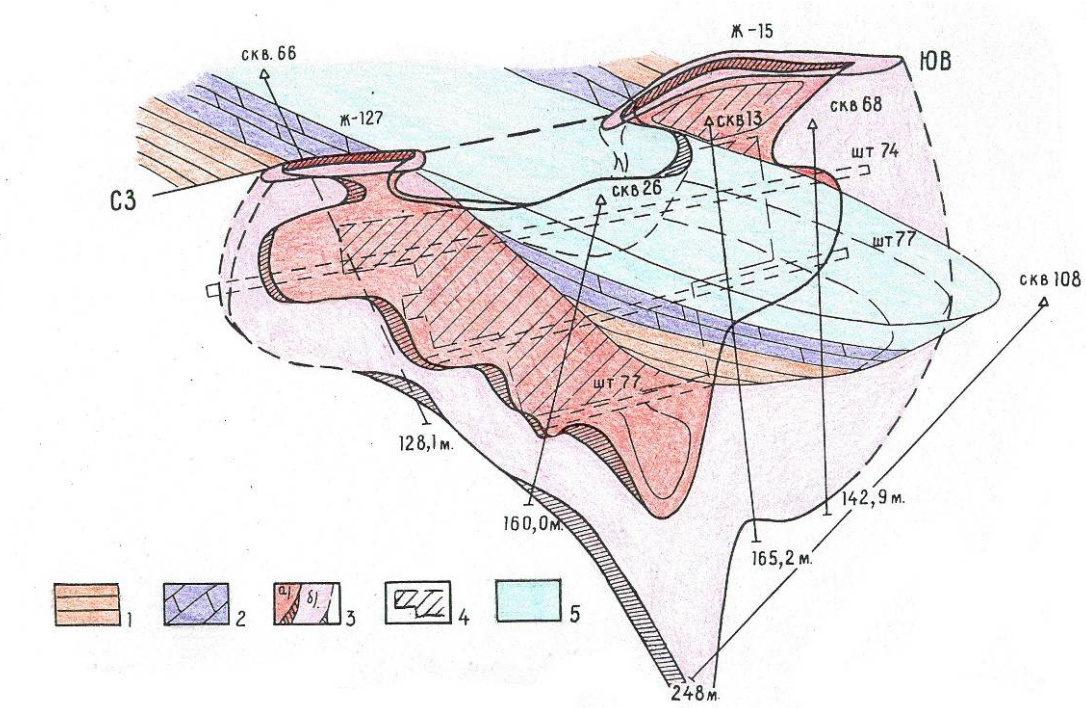


Рис. 50. Блок-диаграмма жилы № 15-а г. Шумливый (Витимская группа).

3 – контур промышленно-слюдоносной зоны (а) и пегматитового тела (б); 4 – зона, отработанная при эксплуатации; 5 – дистен-гранат-двуслюдяные сланцы. Остальные условные обозначения см. рис. 1

Таким образом, жила № 15-а формировалась в виде плоского гриба с характерными последовательными удлинениями зоны от корней к голове жилы. Исходя из формы мусковитоносных столбов можно предполагать, что развитие слюдоносных зоны происходило сначала по килю пегматитового тела вверх до экрана с более поздней мусковитизацией центральной части.

Жила № 46, голец Рудничный, Бол. Северная группа. Жила № 46 – уникальный объект в виде объемного гриба (рис. 51, 52), приурочена к локальной структуре вращения центрального типа в пределах сдвиговой складки, деформирующей юго-восточное крыло Гремучинской синклинали (рис. 9) по меридиональному разлому глубокого заложения. Центральная и верхняя части жилы отработаны при эксплуатации с поверхности карьерами, а на глубину горизонтами штолен № 20 (+567 м) и 16 (+505 м). Дно карьера и верхние горизонты штолен обрушены, жила недоступна для наблюдений (см. рис. 51).

Вмещающие породы представлены переслаивающимися гранат-биотитовыми гнейсами и сланцами и скарноподобными породами, экранируется жила дистен-гранат-биотитовыми гнейсами и сланцами с прослоями двуслюдяных и гранат-биотитовых гнейсов и сланцев (рис. 52, 53).

Пегматитовое тело – неправильной трубообразной формы, с изометричным или овальным сечением, погружается на СЗ $325^{o}\angle35^{o}$ до горизонта +540–550 м. Ниже этого горизонта погружение резко меняется до ЮЗ $250^{o}\angle20–30^{o}$. Перегиб равен 70° в горизонтальной плоскости и совпадает с границей комплексов пластичных и хрупких пород. Размеры сечения пегматитового тела варьируют в пределах 70×50 м и 100×50 м ниже горизонта 530 м. Форма жилы представляет собой объемный гриб с поясовыми корневой и центральной частями и плоским верхом, расплывшимся под экраном пластичных пород. Мощность и длина слюдоносной зоны колеблются в пределах соответственно 10–20 м и 100–150 м. Содержание промышленного мусковита – максимальное в центральной части (С = 31,5 кг/м^3), уменьшается в головной и корневой частях. Глубина жилы по погружению около 50 м. Угол погружения изменяется от 25° на горизонтах +567 м и +540 м, до 90° на горизонтах +536 м и +505 м. Между корнем, центром и головной частью наблюдаются пережимы мощностей слюдоносной зоны с наибольшими их раздувами в центре. На эрозионный срез выходит головная часть жилы.

Жила № 39, голец Студенческий, Витимская группа. Куст жилы № 39 находится в высокогорной части г. Студенческого, в 4 км по аз. С 0° от г. Открытого, в пределах сдвиговой тектонической зоны «А» глубокого заложения, за пределами рамки (см. рис. 8). В пределах одного пегматитового тела разведаны три слюдоносные зоны с поверхности – уступами карьера, на глубину – тремя горизонтами штолен № 76(+1065 м), 107 (+1023 м), уклон шт. 107 (+986 м) и скважинами (рис. 54). Слюдоносные зоны I, II, III представляют собой самостоятельные жилы, сходящиеся в виде веера к одному корню.

Вмещающие породы представлены гранат-биотитовыми и биотитовыми узловато-пятнистыми гнейсами в переслаивании с амфибол-биотитовыми известковистыми скарноподобными породами. Мощность переслаивания – 10–15 м. Куст жил приурочен к флексурообразному перегибу вмещающих пород от ССЗ $355^{o}\angle40^{o}$ до СЗ $310^{o}\angle50^{o}$. Угол перегиба в плане – 60°. Пегматитовое тело прослеживается свыше 600 м в северо-восточном – с перегибом к северо-западному – направлениях, разветвляясь на юго-западном фланге на три части, в которых и залегают самостоятельные жилы (зоны). Форма пегматитового тела – уплощенный конус, расширяющийся к поверхности, с раздувом мощности в центральной части. Падение тела – северо-западное, угол расширения – около 20° (см. рис. 54). Отчетливо фиксируется его корневая часть, к которой сближаются на глубине слюдоносные жилы.

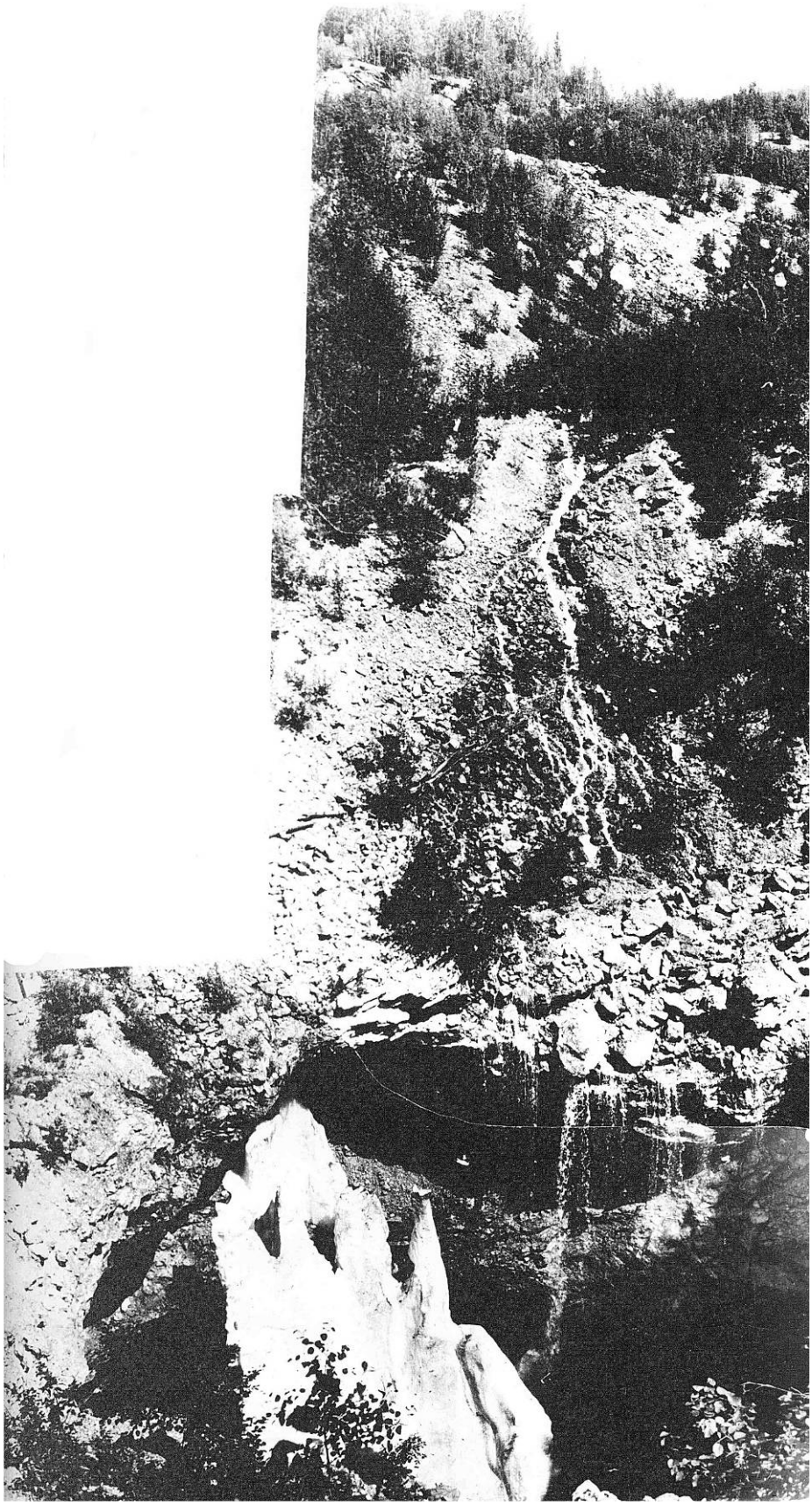


Рис. 51. Карьер и очистная камера жилы № 46-а, г. Рудничный (Бол. Северный), внизу в карьере виден останец льда

Рис. 52. Жила № 46-а, г. Рудничный. Совмещенный план поверхности и горизонтов штолен.

1 – переслаивание кварц- биотитовых, гранат-двуслюдяных, гранат-биотитовых гнейсов и скарноподобных пород; 2 – переслаивание гранат-двуслюдяных, гранат-биотитовых, дистен-гранат-биотитовых гнейсов; 3 – 5 – контуры промышленно – слюдоносной зоны (а) и непромышленной зоны (б): 3 – на поверхности (+570 м), 4 – на горизонте штольни № 17 (+535 м), 5 – на горизонте штольни № 16 (+515 м); 6 – контуры пегматитовых тел на различных горизонтах глубинности. Стрелкой показан азимут и угол погружения слюдоносной зоны

Промышленно-слюдоносные зоны куста жилы № 39 с высоким содержанием крупнокристаллического мусковита приурочены к южному флангу, что объясняется надежным экранированием здесь пегматитового тела. На северном фланге зона растекается по бокам пегматитовой полости в виде футляра, не распространяясь к её головной части. Формирование слюдоносных жил, как это видно из продольной проекции на рис. 54, происходило строго по килю пегматитового тела в северо-западном и юго-западном направлениях. От корневой части, по килю и вверх в юго-западном направлении, фиксируется крупная промышленно-слюдоносная жила уплощенной грибовидной формы с четко выраженным корнем, резко расширенным в продольной проекции центром и эродированной головной частью (зона II). Зона III формируется в виде такого вырожденного гриба, у которого центральная и головная части представляют одно целое. Форма слюдоносной зоны I – также вырожденная грибовидная с футлярообразной верхней частью и общим с зонами II и III корнем.

Максимальные качество и содержание мусковита, а также раздув мощности, наблюдаются в центральной части зоны (горизонт +1020–1030 м), которая погружается на СВ $13^{o}\angle 45^{o}$. Глубина зоны II по погружению – 220 м. На эрозионный срез выступает лишь верхняя часть простого куста жилы 39: эродирована головная часть зоны II, зоны III и I – слепые.

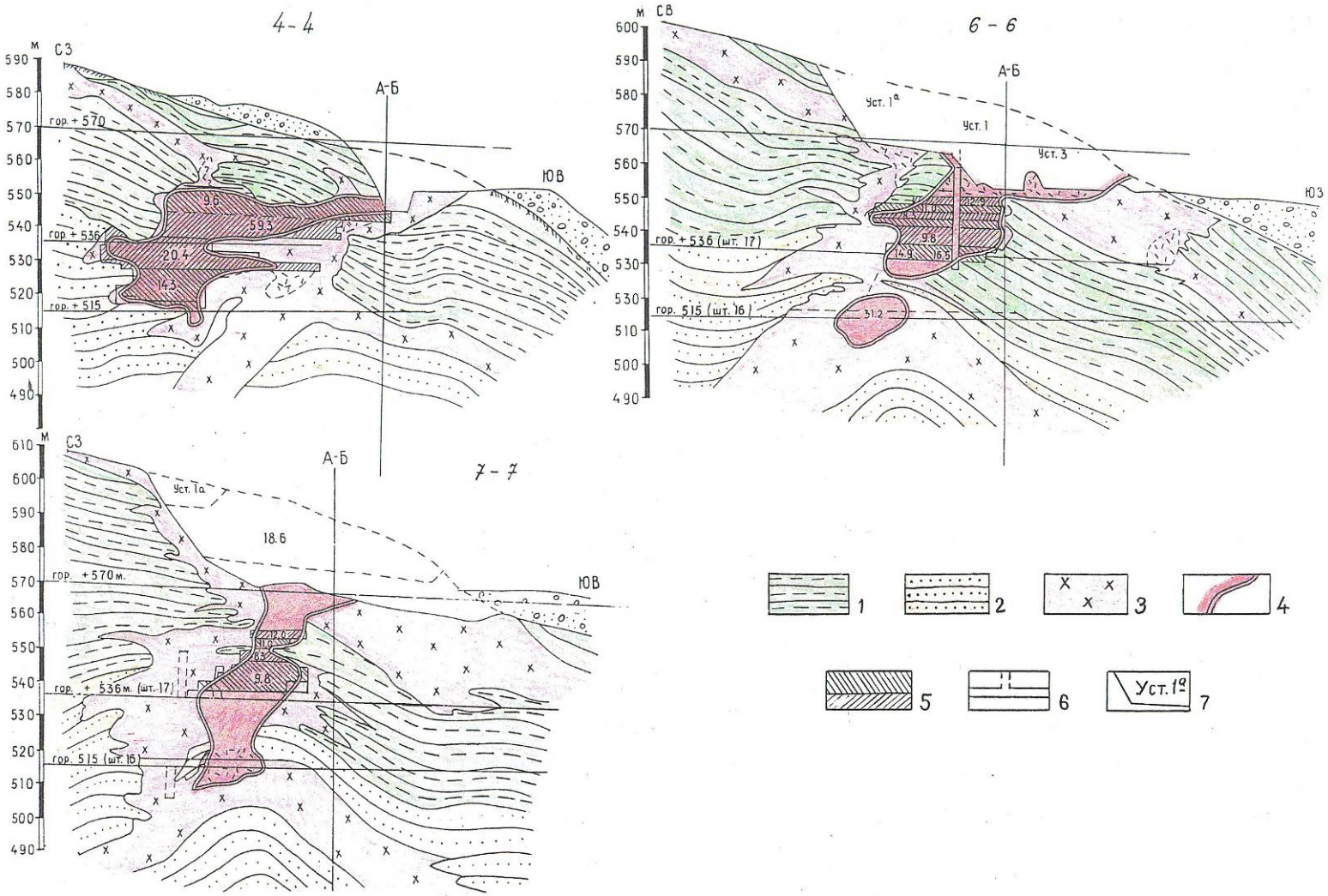


Рис. 53. Жила № 46-а, г. Рудничный. Геологические разрезы.

4 – контур промышленно-слюдоносной зоны; 5 – зона, отработанная при эксплуатации; 7 – уступы карьеров и их номера. Остальные условные обозначения см. рис. 52

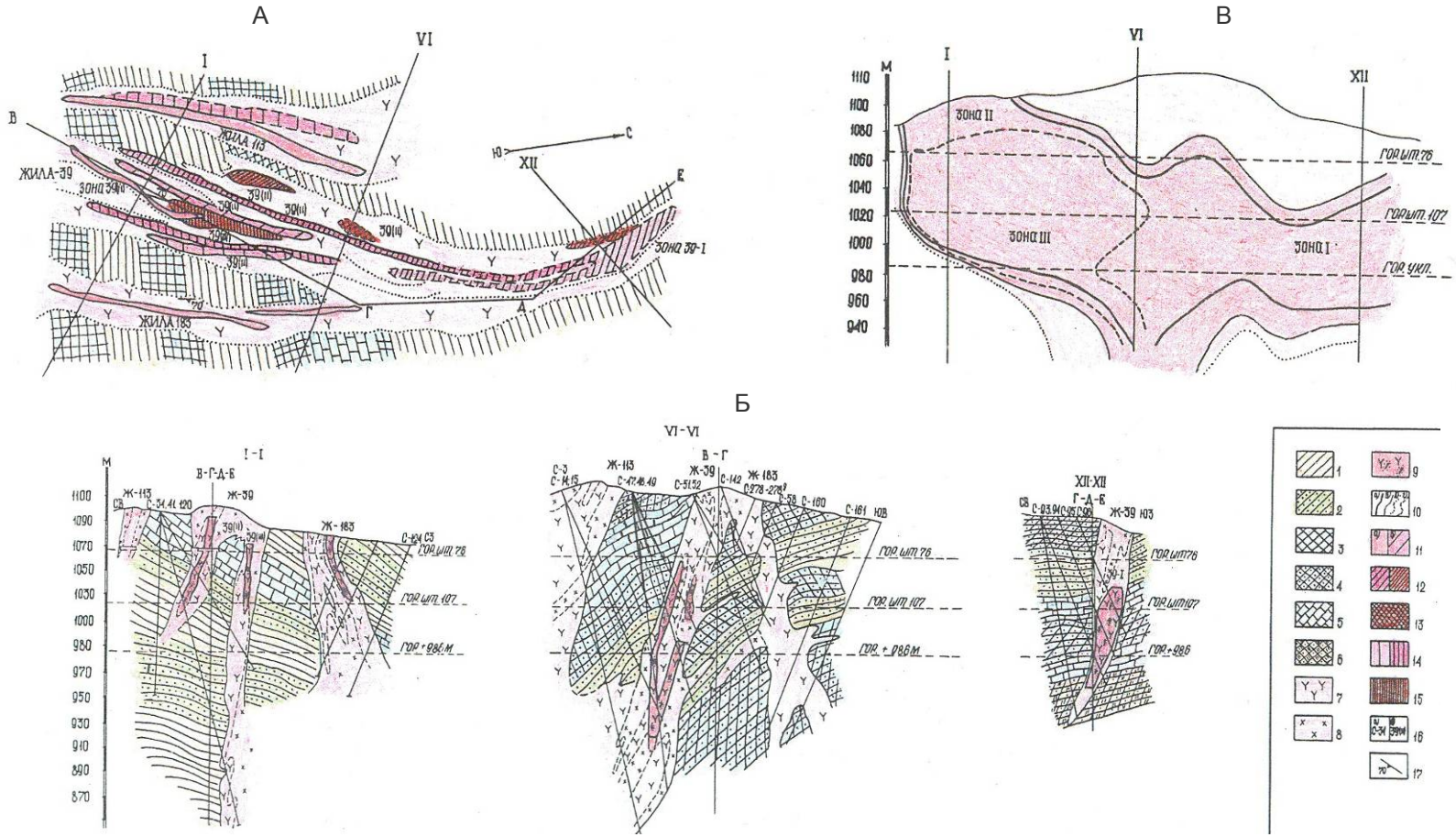


Рис. 54. Модель куста жилы № 39, г. Студенческий (Витимская группа). А – совмещенный план, Б – продольная проекция, В – геологические разрезы.

1 – биотитовые гнейсы; 2 – двуслюдяные гнейсы и сланцы; 3 – амфиболовые и амфибол-биотитовые гнейсы; 4 – гранат-амфиболовые и гранат-амфибол-биотитовые гнейсы; 5 – кристаллические известняки; 6 – узловато-пятнистые гранат-биотит-амфиболовые гнейсы; 7 – 8 – пегматиты: 7 – крупнокристаллической неясно-графической структуры, 8 – мелкозернистой структуры; 10 – контур промышленно-слюдоносной зоны: а – с содержанием мусковита свыше 4 кг/м^3, б – с содержанием мусковита ниже 4 кг/м^3; в – контур пегматитового тела; г – контур промышленно-слюдоносной зоны III; 11 – 13 – горизонтальные сечения слюдоносной зоны II: 11 – а) на поверхности, б) на горизонте шт. № 76, 12 – на горизонте шт. № 107 и уклоне, 13 – на горизонте +960 м; 14 – 15 – горизонтальные сечения слюдоносной зоны III: 14 – на горизонтах штолен № 76 и 107, 15 – на горизонте уклона; 16 – скважины и их номера; 17 – элементы залегания слюдоносной зоны. Остальные условные обозначения см. рис. 1

Вмещающие породы жилы на горизонтах шт. 76 и 107 падают на ЮВ (соответственно аз. пад. $140^{o}\angle 40^{o}$ и $155^{o}\angle 30^{o}$). На поверхности отмечены три обобщенные ориентировки слоистости по падению: 1 – ССЗ $352^{o}\angle 54^{o}$, 2– СЗ $327^{o}\angle 54^{o}$, 3– ЗСЗ $290^{o}\angle 64^{o}$. Следовательно, на поверхности наблюдается левый изгиб под $\angle 60^{o}$. На структурной диаграмме рис. 47 ось вращения слоистости на поверхности совпадает с вектором плоскости слоистости горизонта шт. 107 и близка к вектору – шт. 76: ЮВ $156^{o}\angle 60^{o}$. Таким образом, плоскости слоистости на горизонтах шт. 107 и 76 и поверхности взаимно перпендикулярны и образуют складчатый изгиб с осью (линией пересечения плоскостей $П_2$ и 107), ориентированной на СВ $65^{o}\angle 0–10^{o}$ и лежащей в плоскости, близкой к горизонтальной. Следовательно выявляется изгиб слоистости в субвертикальной (90°) и крутонаклонной (60°) плоскостях. Причем первый изгиб открыт – в восточном (юго-восточном), а второй – в западном (северо-западном) направлениях. Эти изгибы соответствуют крутым и пологим шарнирам сдвиговых складок.

Пегматитовые тела жилы № 39 пересекают осевую поверхность субвертикального изгиба (лежачей складки) под $\angle 70^{o}$, но конформны субгоризонтальному левому изгибу. Это доказывается ориентировкой слюдоносных зон II, III, Iа, Iб, Iв на диаграмме рис. 47. Как это видно из диаграммы, слюдоносные зоны закономерно смещаются против часовой стрелки. Угловое вращение зон – 65°, т. е. идентично углу вращения слоистости. Координаты полюса оси вращения зон – ЮВ $115^{o}\angle 60^{o}$, которая смещена, таким образом, влево на 40° относительно оси вращения слоистости.

Левый флексурообразный изгиб, как это видно из погоризонтного плана рис. 54, контролирует вращение зон жилы № 39 и приурочен к меридиональному разлому глубокого заложения в пределах крутой (ЮВ $115^{o}\angle 60^{o}$) и субгоризонтальной (СВ $65^{o}\angle 0–10^{o}$) сдвиговых складок.

Рассмотрим особенности пространственной ориентировки крупнокристаллического мусковита на различных горизонтах глубинности жилы № 39. Ориентировка замеров кристаллов слюд в карьере и на горизонте шт. 107 соответствует трем последовательно смещающимся поясам: от субширотного к меридиональному и вновь к субширотному. Более сложные взаимоотношения поясов на горизонте шт. 76, где выделяется еще и северо-западный пояс.

Наблюдается, в целом, выдержанная ориентировка эллипсоида напряжений: пологое – от субмеридионального до северо-восточного направлений (в среднем аз. $35^{o}\angle 20^{o}$) по оси растяжения σ_1, юго-восточное – по оси сжатия σ_3 (в среднем аз. $138^{o}\angle 28^{o}$). Такое направление растягивающих и сжимающих напряжений определяется сдвиговыми смещениями в условиях сжатия по региональной тектонической меридиональной зоне глубокого заложения (ступень А на рис. 8), в пределах субмеридионального крыла Центрального тектонического блока.

Жила № 257-а, голец Незаметный, Согдиондонская группа. Жила находится в пределах Согдиондонской флексуры субширотного крыла Центрального тектонического блока. Начиная с этой жилы, нами проводились детальные исследования не только отдельных кристаллов слюд, но их сообществ-систем. При интерпретации систем слюд широко использован метод векторного анализа. Жила № 257-а отработана с поверхности карьером, на глубину разведана горизонтами штолен № 153 (+932 м), № 1 (+898 м), № 2 (+872 м), № 91 (+830 м), многочисленными скважинами глубиной 100–170 м. На верхних горизонтах штолен проведены эксплуатационные работы. Ориентировка жилы по падению: от поверхности до горизонта шт. 1 – СЗ $295^{o}\angle 70^{o}$; от горизонта шт. 1 до шт. 91 – $115^{o}\angle 70^{o}$ (рис. 55).

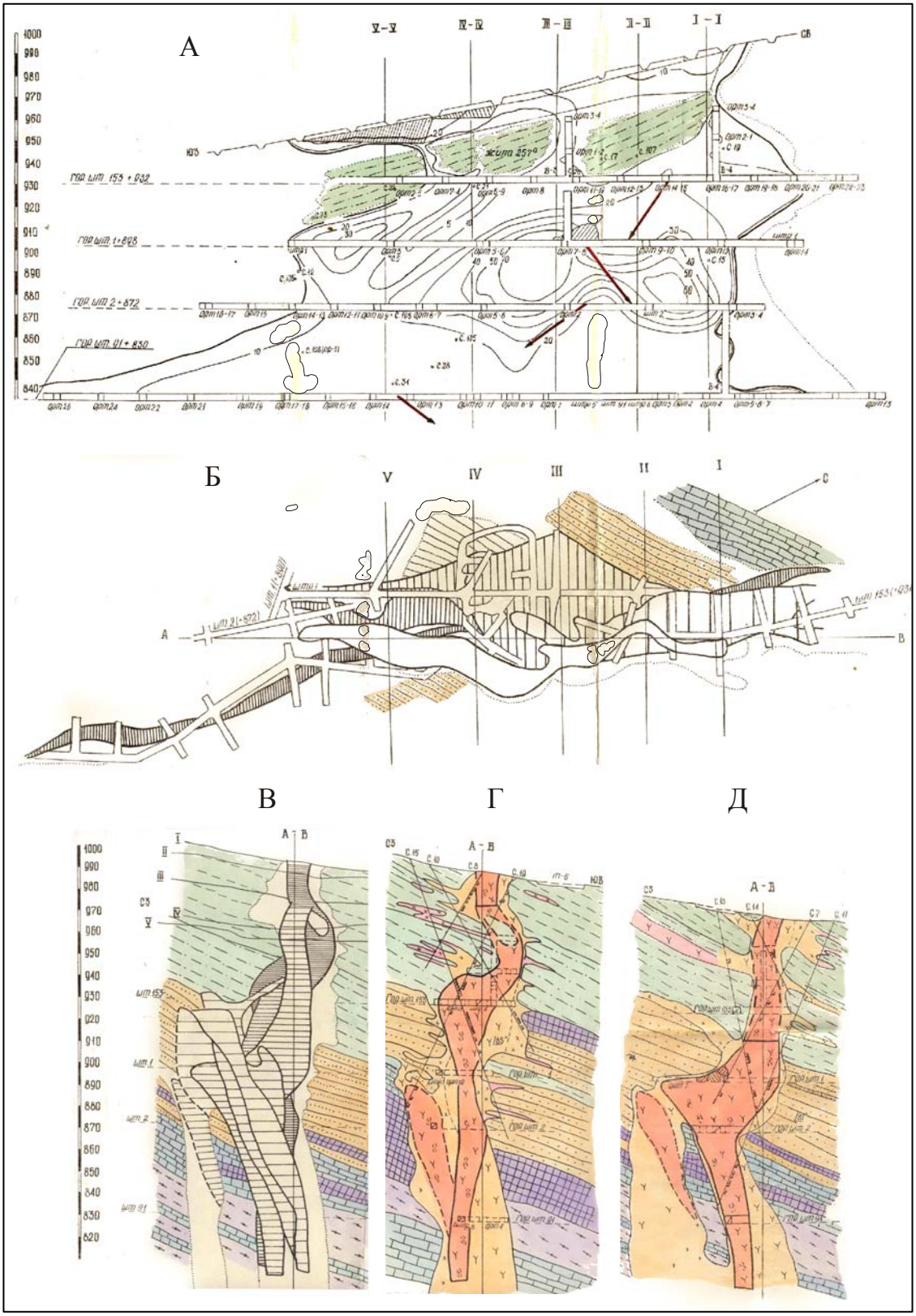


Рис. 55. Модель жилы № 257-а, г. Незаметный (Согдиондонская группа).

А – продольная проекция (стрелками показаны погружения суммарных векторов систем слюд), Б – совмещенный план, В – Д – геологические разрезы: В – совмещенные, Г – по линии I–I, Д – по линии II–II. Условные обозначения см. рис. 1

Вмещающие породы в верхней части жилы представлены дистен-гранат-двуслюдяными и двуслюдяными гнейсами и сланцами, на более глубоких горизонтах последовательно сменяющимися кварцитами и кварцито-гнейсами, кварц-амфиболовыми гнейсами и известково-силикатными породами. Падение пород изменяется от ЮВ $110^{o}\angle 20–40^{o}$ на поверхности до СЗ $300^{o}\angle 34^{o}$ на горизонтах штолен.

Форма слюдоносной зоны – характерная уплощенно грибовидная, с раздувом мощности в три раза на горизонте шт. 1 под экраном пластичных двуслюдяных и дистен-гранат-двуслюдяных сланцев. Протяженность жилы от уровня эрозионного среза на глубину, подсеченную горизонтами штолен и скважинами, около 180 м. Наиболее высокие содержания промышленного мусковита, размеры кристаллов и их качество приурочены к центральной части жилы, между горизонтами штолен № 1 и 2. Промышленные типы ослюденения: мусковит по лейстовому биотиту и кварц-мусковитовый комплекс, в пределах обогащенных мусковитоносных столбов встречается пегматоидный тип.

Как это видно из продольной проекции на рис. 55, для жилы характерно наличие трех обогащенных мусковитоносных столбов. Фактически жила представляет собой куст из этих столбов, экранированных дистенсодержащими сланцами. Головная часть жилы, выходящая на эрозионный срез, отделена от основной части экраном глиноземистых пород и соединяется с ней узкими извилистымы каналами. Содержание, качество и размеры кристаллов крупнокристаллического мусковита резко падают в корневой и головной частях. Собственно корневая часть жилы не вскрыта. Для жилы характерны продольные увеличения и резкие сокращения слюдоносной зоны, периодически повторяющиеся по вертикали. Резкое удлинение зоны на горизонте шт. 91 определяется наличием трех корней жилы, по которым поступали мусковитоформирующие флюиды.

На жиле № 257-а, а впоследствии и на других мусковитоносных жилах, впервые для месторождений мусковитовых пегматитов установлено, что крупные кристаллы мусковита встречаются в виде сообществ-систем и гнезд, которые ориентированы определенным образом, отражая в целом направление погружения обогащенных мусковитоносных столбов, которые формируют слюдоносную зону. Их определение имеет непосредственное практическое значение при прогнозе «слепого» богатого ослюденения на глубину. Характерно многостадийноое формирование систем слюд, что определяется их секущими взаимоотношениями. В пределах жилы обычно формируются системы различных размеров длиной от 30 см до 2 м и более.

Системы объединяют крупные кристаллы слюд в ассоциации с кварцем, но встречаются и системы, сложенные только мусковитом и кварцем. Кристаллы слюд в системах обычно ориентированы однородно, противоположные их падения редки. По сравнению с замерами отдельных кристаллов слюд, использование систем представляет возможность получить новую информацию об ориентировке промышленного мусковита в зонах. Для обработки данных замеров систем слюд, нами впервые применен векторный анализ. Предпосылки его использования очевидны: направленность тепломассопотока снизу вверх, которая принципиально может быть выражена в виде ориентированной в пространстве силы-вектора. Размеры векторов должны быть соизмеримы с размерами систем слюд. Выражая системы через вектора, можно представить какую-либо часть слюдоносной зоны или всю зону на данном горизонте глубинности в виде обобщенных векторов. Таким образом могут быть определены интенсивность процессов слюдообразования на различных горизонтах глубинности и направление погружения богатого ослюденения на глубину, не подсеченную подземными горными выработками. Особое значение приобретает этот факт при определении погружения зоны. Так, исходя из направления обобщенного вектора систем слюд

на горизонте шт. 91, погружение богатого ослюденения жилы следует ожидать в северо-восточном направлении, а не в юго-западном удлинении зоны. Интересен факт смены ориентировки суммарных векторов систем слюд на различных горизонтах глубинности, показанный на продольной проекции рис. 55, А, что объясняется неравномерным продвижением флюидов в пегматитовом теле.

Рассмотрим пространственное распределение крупных кристаллов мусковита и биотита в жиле в зависимости от геолого-структурных особенностей рамы (рис. 56). Как это видно из диаграммы слоистости, вмещающие породы характеризуются почти полным разворотом от юго-восточного до северо-западного азимутов падений, при падении пород под $\angle 20–40^{o}$, образуя пологий антиклинальный перегиб, координаты полюса которого СВ $20^{o}\angle 18^{o}$. Жила № 257-а приурочена к осевой части перегиба и погружается на ЮЗ по направлению его оси. Изменчивость контактов жилы по вертикали рассмотрена на ЮВ фланге жилы. На диаграмме контактов рис. 56 отчетливо виден асимметричный вертикальный перегиб под $\angle 20^{o}$ вблизи горизонта шт. 2. Таким образом, жила № 257-а имеет два падения: 1 – на поверхности и горизонте шт. 1 – $295^{o}\angle 75^{o}$; 2 – на горизонтах шт. 2, 91 – $115^{o}\angle 80^{o}$.

На всех горизонтах штолен были замерены элементы погружения и падения систем слюд по ортам и штрекам, пересекающим мусковитоносную зону. Вертикальные проекции векторов приведены на рис. 56. Суммарные вектора, показанные двойными стрелками, характеризуют обогащенные участки и фактически совпадают с обогащенными мусковитоносными столбами, определенными по высоким содержаниям крупнокристаллического мусковита в промышленных пробах подземных выработок. Некоторые отклонения определяются неполнотой замеров систем слюд из-за недоступности отдельных горных выработок.

Рассмотрим изменчивость пространственной ориентировки слюд жилы по вертикали. На структурной диаграмме нижнего горизонта глубинности – шт. 91 на рис. 56 наиболее отчетливо выделяется северо-восточный вертикальный пояс III, ориентировка которого совпадает с простиранием жилы. Достаточно уверенно выделяются также симметрично противоположные северо-западные пояса I и IV, пологий северо-восточный пояс II. Фиксируется правое смещение на $\angle 90^{o}$ в ряду поясов IV–II–I с примерно равным углом падения. На всех диаграммах однозначно и наиболее четко фиксируется северо-восточный генеральный вертикальный пояс, ориентировка которого соответствует оси жилы. Совпадение ориентировки этого пояса с пологим антиклинальным перегибом вмещающих пород указывает на возможность растягивающих субширотных напряжений при субмеридиональном перегибе (переломе) вмещающей толщи.

В верхней части жилы, на горизонте шт. 1, ориентировка кристаллов слюд значительно сложнее добавляется очень четкий северо-западный вертикальный пояс, что подтверждает наиболее полное проявление здесь стадий синмусковитовой деформации. Как это видно из пространственного положения сферических треугольников напряжений на диаграммах рис. 56, наблюдается, в целом, устойчивое положение эллипсоида напряжений: пологое – северо-восточного направления по оси растяжения σ_1, юго-восточное – по оси сжатия σ_3. Вместе с тем по суммарным данным замеров слюд отмечается последовательное отклонение эллипсоида по оси σ_1 в субширотном направлении от нижних частей жилы к верхним в ряду горизонтов штолен № 91 – 2 – 1 соответственно: $27^{o}\angle 15^{o}$ – $40^{o}\angle 10^{o}$ – $50^{o}\angle 15^{o}$. По оси σ_3 соответственно: $130^{o}\angle 20^{o}$ – $147^{o}\angle 10^{o}$ – $142^{o}\angle 10^{o}$, – существенных изменений нет. Отчетливо возрастает интенсивность деформации в более верхних частях жил, что и определяет поворот эллипсоида в субширотном направлении соответственно правому сдвигу Согдиондонской надразломной флексуры.

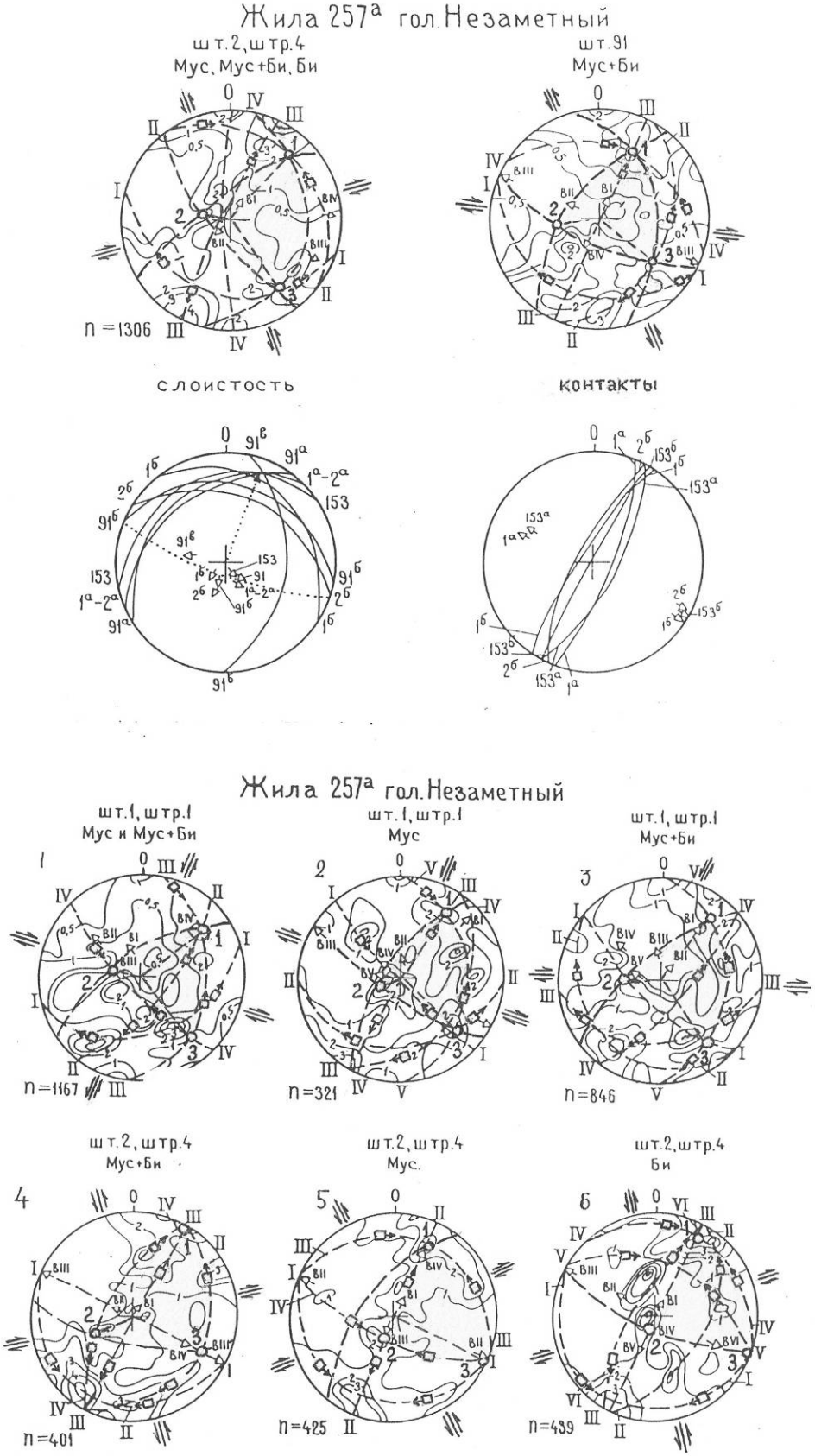


Рис. 56. Жила № 257-а, г. Незаметный. Диаграммы структурных элементов.

Условные обозначения см. рис. 1

Следует отметить, что условия напряжений не всегда соответствуют реальному плану деформаций. Так, для жилы № 257-а следовало ожидать развитие северо-западных разрывов отрывного типа в условиях поперечного сжатия. Но жила сформировалась в субмеридиональной раздвиговой структуре, судя по всему следующим образом. Сначала сформировались субмеридиональные протяженные сколовые зоны, в пределах которых впоследствии и сформировались структуры раздвига в результате воздействия вертикального вектора напряжений. Это напряжение сжатия ориентировано перпендикулярно слоистости толщи, а тангенциальное – скалывающее будет ориентировано параллельно ей, т. е. в юго-восточном направлении.

Реализация вертикального напряжения наиболее отчетливо проявляется при пологом юго-восточном падении толщи. В этом случае формируются клиновидные зоны растяжения в области субмеридиональных сколов. Происходит разламывание толщи и формирование крутых клиновидных разрывов, обеспечивающих образование кустов и узлов жил в зависимости от масштаба и степени проявления вертикального вектора (силы). Этот механизм формирования клиновидных зон растяжения хорошо известен: он проявляется в сводовой части складок изгиба [Ажгирей, 1966]. Воздействие вертикального вектора усиливается при возникновении более легкой и пластичной магматической субстанции, всплывающей или выжимающейся в условиях сжатия в верхние горизонты толщи по тектонически ослабленным зонам. В этом случае, формируются структуры вращения при сдвиговой деформации по разломам глубокого заложения.

Жила № 15, голец Медвежий, Луговская группа. Жила находится в центральной части тектонического блока, вблизи субмеридионального крыла. Ранее рассматривались жилы, залегающие в относительно хрупких и перекрывающиеся более пластичными породами. Жила № 15 залегает полностью в пластичных породах, отработана при эксплуатации с поверхности карьерами, а на глубину – тремя горизонтами штолен (рис. 57, 58, 59).

Вмещающие породы представлены двуслюдяными сланцами с пропластками переслаивающимися дистен-гранат-двуслюдяных в верхней части разреза. Простирание пород – субмеридиональное, их азимут и крутизна падения последовательно меняются от верхних к нижним горизонтам: на горизонте +661 м – $115^{o}\angle 41^{o}$, на горизонте +633 м – $105^{o}\angle 33^{o}$, +601 м – $90^{o}\angle 30^{o}$. Таким образом, наблюдается перегиб вмещающих пород с углом 25°. Жила представляет собой систему двух субмеридиональных крутопадающих стволов, соединенных согласной перемычкой (рис. 59). В продольной проекции – это уплощенная грибовидная форма с продольным расширением и пережимами (рис. 58). Максимальное содержание промышленного мусковита С = 29,8 кг/м^3 приурочено к центру жилы, минимальное – к верхней и корневой частям жил, соответственно – 13,5 кг/м^3 и 13,7 кг/м^3. Промышленный тип ослюденения: в стволовых частях – кварц-мусковитовый, в согласной перемычке – смешанный кварц-мусковитовый и пегматоидный. Эродированы экран и верхняя (головная) часть жилы.

Жила сформировалась в меридиональной трещине скола в центральной части и северо-западной отрыва – на северном фланге (см. рис. 57). Таким образом, наблюдается сочетание напряжений сжатия и растяжения, наиболее полно выраженных на поверхности и горизонте шт. 60 (+661 м). Ось перегиба и соответственно погружение ориентированы на СВ $45^{o}\angle 57^{o}$. Ниже горизонта +661 м перегиб выполаживается и погружение становится вертикальным.

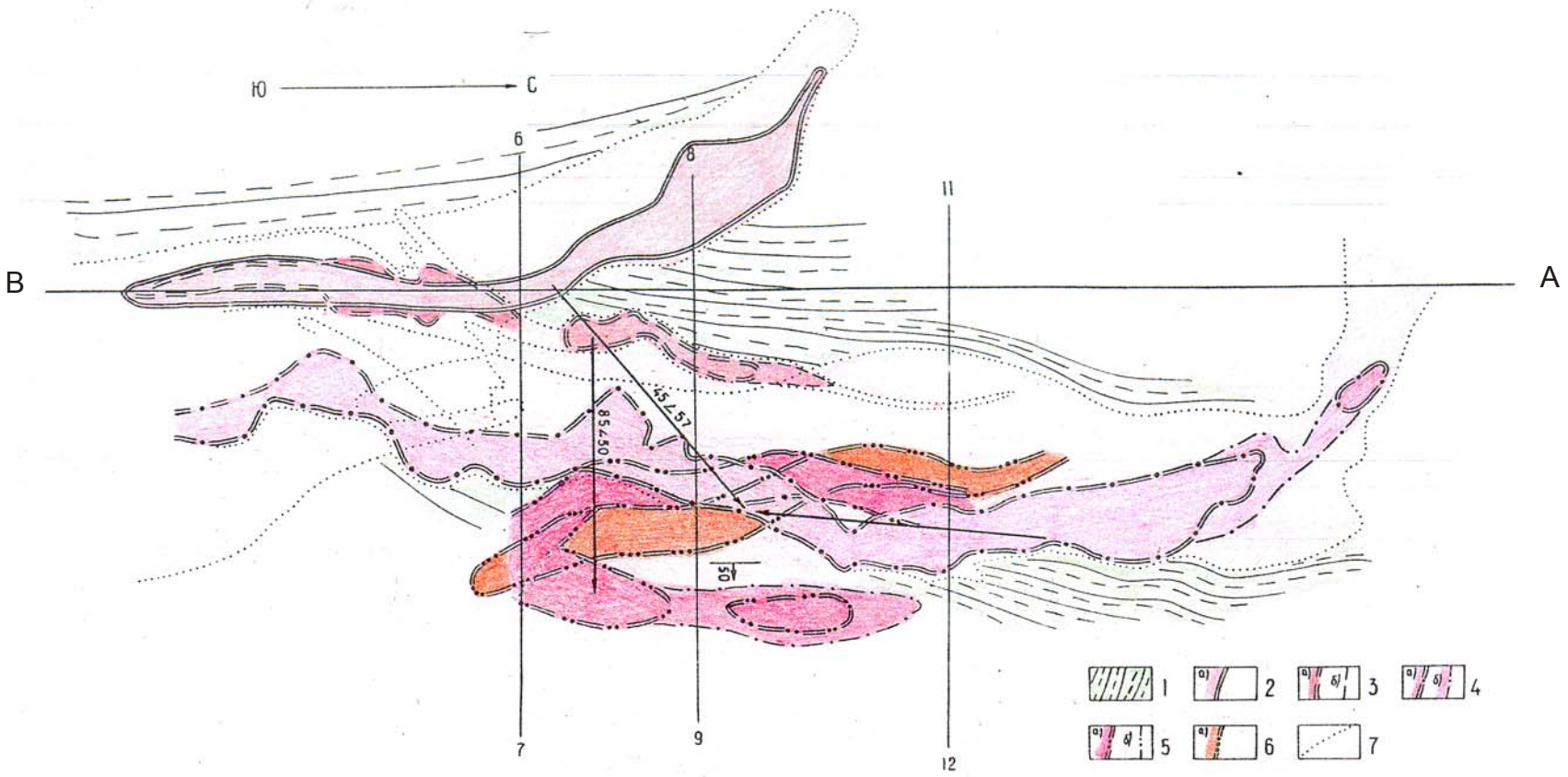


Рис. 57. Жила № 15, г. Медвежий (Луговская группа). Совмещенный погоризонтный план.

1 – двуслюдяные гнейсы и сланцы; 2 – 6 –контур промышленной (а) и непромышленной (б) слюдоносной зоны: 2 – на поверхности (+710 м), 3 – на горизонте шт. № 60 (+661 м), 4 – на горизонте шт. № 62 (+633 м), 5 – на горизонте +615 м, 6 – на горизонте +601 м; 7 – контур пегматитового тела. Стрелками показаны азимуты и углы погружения жилы.

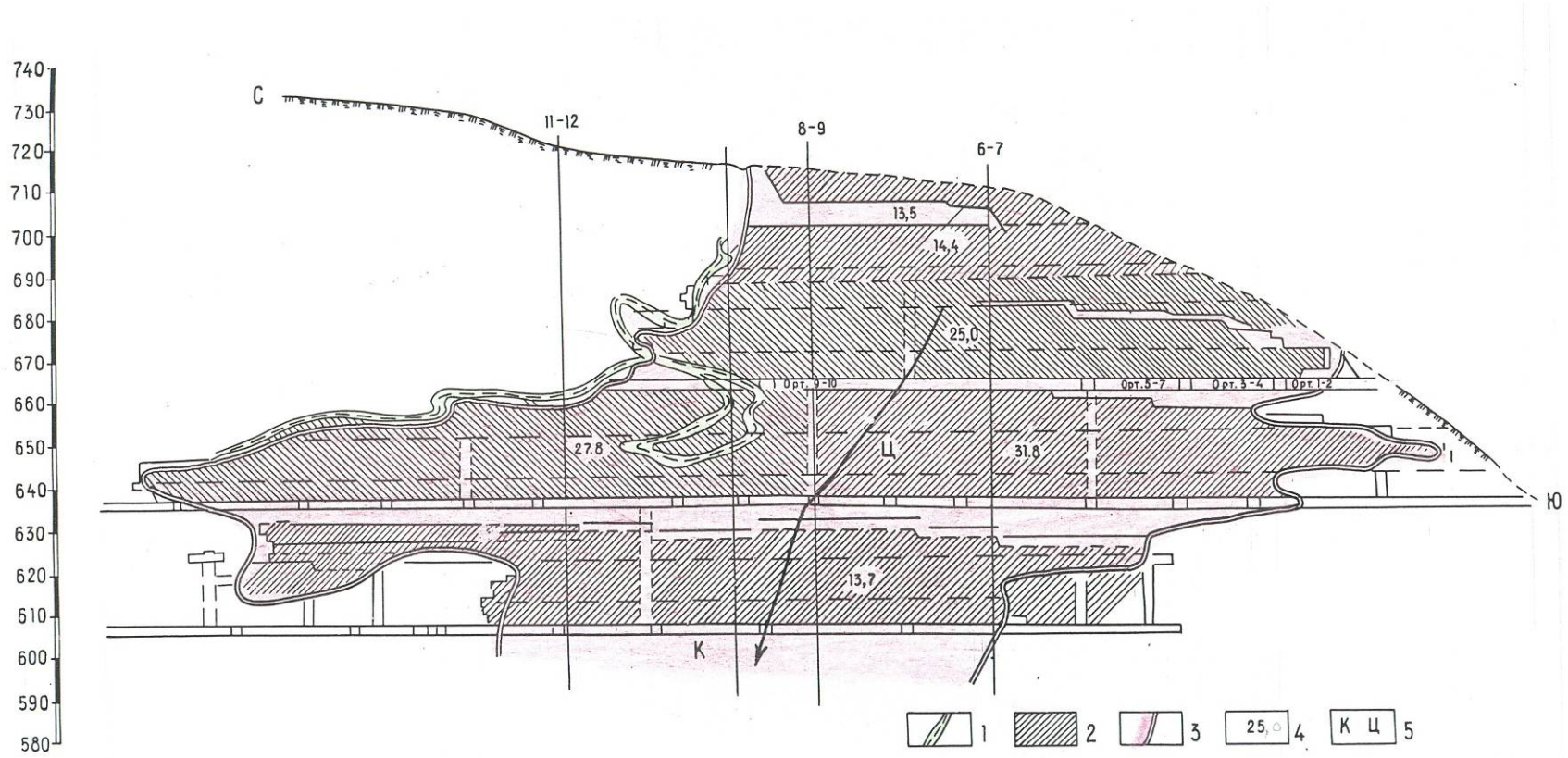


Рис. 58. Жила № 15, г. Медвежий. Продольная проекция на вертикальную плоскость

1 – двуслюдяные гнейсы и сланцы; 2 – зона, отработанная при эксплуатации; 3 – контур промышленно-слюдоносной зоны; 4 – среднее содержание мусковита по эксплуатационному блоку; 5 – корневая (К) и центральная (Ц) части слюдоносной зоны. Стрелкой показано погружение зоны

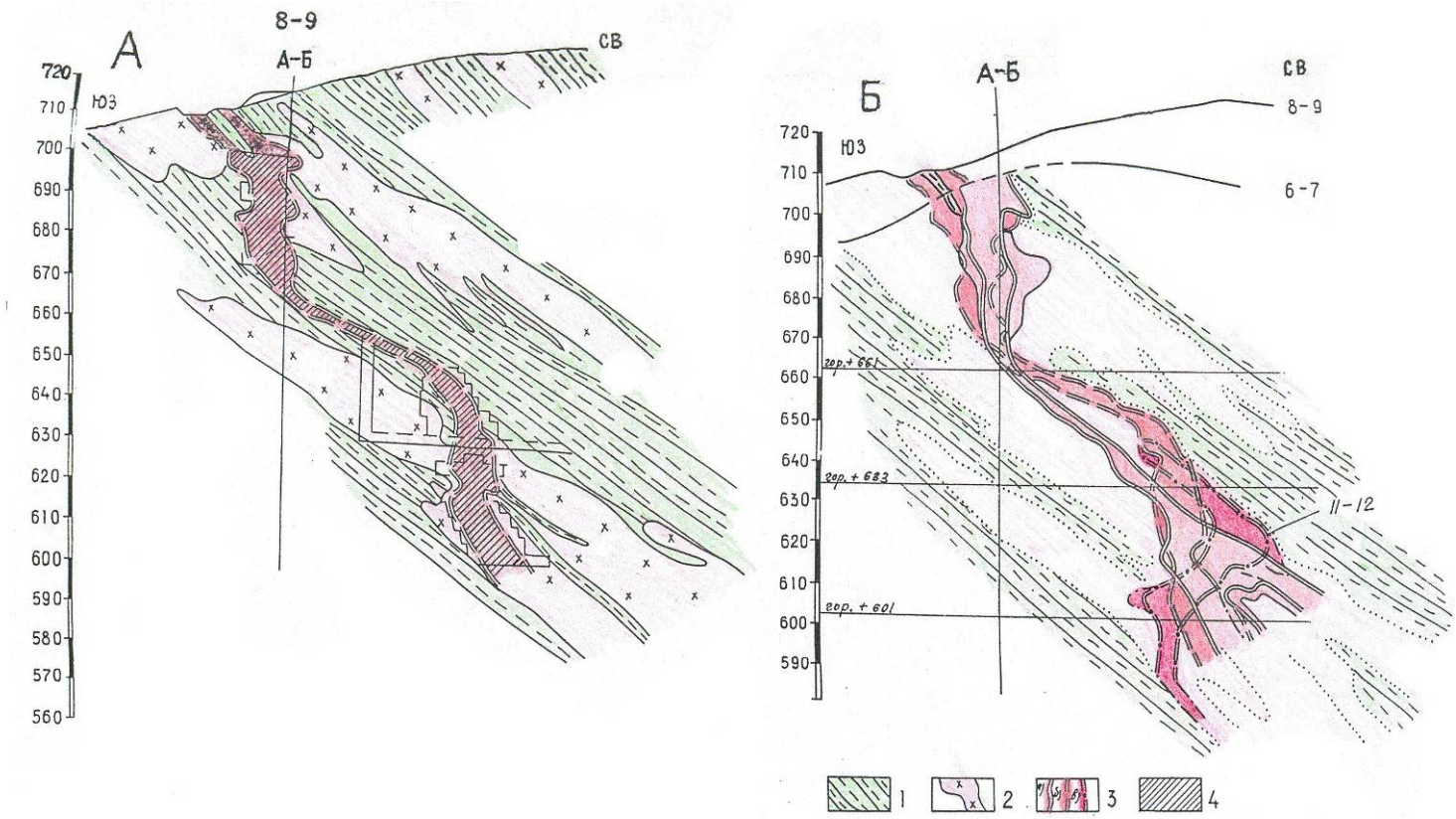


Рис. 59. Жила № 15, г. Медвежий. А – Б – геологические разрезы: А – по линии 8 – 9, Б – совмещенные.

3 – контур промышленно-слюдоносной зоны: а – на разрезе 6 – 7, б – на разрезе 8 – 9, в – на разрезе 11–12. Контур непромышленно-слюдоносной зоны (содержания крупнокристаллического мусковита менее 4 кг/м^3) показан тонкой линией на разрезе 6 – 7 и штрих-пунктиром – на разрезе 11–12. Остальные условные обозначения см. рис. 57

На структурных диаграммах рис. 19 наиболее выражены субмеридиональный 1-1 и субширотный пояса, особенно отчетливо выраженных на диаграмме мусковита. Ось их вращения ориентирована в юго-восточном направлении, что, в общем случае, отражает ориентировку оси сжатия σ_3. Ось растяжения σ_1 и соответственно эллипсоид напряжений будут ориентированы в северо-восточном направлении, ближе к меридиональной оси, что отражает сдвиговые смещения в субмеридиональном направлении. Для более точного определения положения эллипсоида напряжений недостаточно исходной информации, нужны дополнительные геолого-структурные данные.

В рассмотренных уплощенно-грибовидных жилах выявлены сообщества крупных кристаллов биотита и мусковита в виде систем и гнезд, которые объединяются в мусковитоносные столбы. Ориентировка мусковитоносных столбов в пространстве жилы определяется обобщенной (геометрически суммарной) ориентировкой систем слюд. На флангах слюдоносных зон ориентировка систем слюд обычно развивается конформно подстилающему или висячему контакту. В центральных частях жил, при значительном увеличении мощности слюдоносных зон, системы слюд объединяются в пучки и веера.

Рассмотренные грибовидные жилы приурочены к флексурообразным локальным изгибам вмещающей толщи, отражающим сдвиговые смещения по меридиональным или широтным тектоническим зонам глубокого заложения. Выявленные закономерности, вероятно, не охватывают всего разнообразия грибовидных жил, сформировавшихся в условиях растягивающих и скалывающихся напряжений, связанных со сдвиговой складчатостью второго этапа, но подчеркивают значение ориентировки вектора деформации при формировании зон крупнокристаллического мусковита.

Нами рассмотрены жилы плагиоклаз-микроклиновых слюдоносных пегматитов. Вместе с тем в пределах Мамской слюдоносной провинции широко развиты и плагиоклазовые жилы с различными типами промышленного крупнокристаллического мусковита, одна часть которых с «трещинным» типом ослюденения традиционно принято относить к первому этапу «метаморфогенных» пегматитов, другая – с кварц-мусковитовым и пегматоидным типом ослюденения – ко второму этапу плагиоклаз-микроклиновых пегматитов.

Ниже рассматриваются некоторые типоморфные мусковитоносные пегматитовые жилы этих разновидностей, на которых нами проведены детальные геолого-структурные исследования.

Жила № 138, голец Довгокитский, Довгокитская группа. Жила представляет особый интерес. Это крупный слюдоносный объект, у которого достаточно надежно разведана корневая часть. Модель этой жилы представлена на рис. 60. Жила отработана с поверхности карьерами, а на глубину тремя горизонтами штолен: 21 (+770 м), 28 (+740 м), 33 (+710 м). Корневые части жилы, как это видно из приведенных на рис. 61 разрезов, разведаны скважинами колонкового бурения глубиной до 280 м. Центральная часть жилы приурочена к дистен-гранат-двуслюдяным гнейсам, а её корни залегают в известково-силикатных породах, переслаивающихся с дистен-гранат-двуслюдяными гнейсами. Падение вмещающих пород изменяется от ЮВ $130^{o}\angle35^{o}$ до ЮЗ $210^{o}\angle35^{o}$. Угол изгиба – 80°. Жила № 138 представляет собой куст жил: жилы № 45, собственно жилы № 138 и юго-восточной грибовидной жилы. Все три жилы по составу полевых шпатов – микроклин – плагиоклазовые, сближаются на глубине к одному корню на горизонте +600 м. Жила № 138 занимает центральное положение вслюдоносном кусте и отличается высокой степенью промышленной слюдоносности.

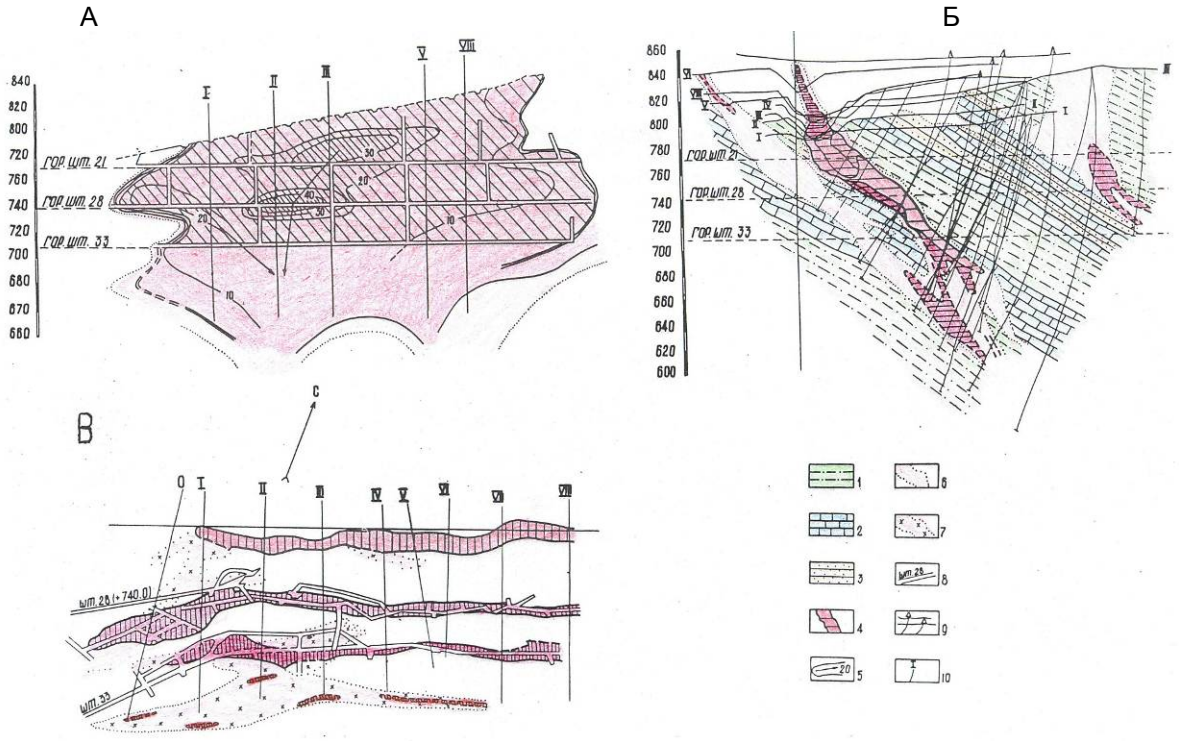


Рис. 60. Модель жилы № 138, г. Довгакитский (Довгакитская группа). А – продольная проекция (показаны изоконцентраты содержания крупнокристаллического мусковита, кг/м^3), Б – совмещенные разрезы, В – совмещенный погоризонтный план.

3 – биотит-кварцевые гнейсы; 4 – промышленно-слюдоносная зона на совмещенном разрезе погоризонтном плане (сгущение штриховки показывает удаленность сечений от читателя на совмещенных разрезе и плане); 2 – мусковитоносные столбы и направления их погружений; 6 – 7 – границы распространения пегматитового тела: 6 – на разрезе, 7 – на погоризонтном плане; 8 – горизонты штолен с рассечками; 9 – колонковые скважины, 10 – геологические разрезы

Жила сформировалась в субширотном разрыве сколового типа, в условиях поперечного сжатия и сдвиговых смещений по меридиональной тектонической зоне глубокого заложения (рис. 2, 3). Для жилы № 138, как это видно из погоризонтного совмещенного плана, характерен изгиб в центральной части: падение изменяется от ЮВ 135°∠35° до ЮВ 165°∠35°. Угол изгиба – 30°. Жила объединяет три промышленно-слюдоносные зоны – две в верхней части жилы, одна – в корневой (см. совмещенный разрез на рис. 60), сходящиеся к одному корню. В целом жила – пологосекущая, на отдельных отрезках – субсогласная. Промышленные типы мусковита – кварц-мусковитовый и пегматоидный. Содержание крупнокристаллического мусковита – 10–20 кг/м^3, в центральной части – 40 кг/м^3 .

Для жилы № 138, как и для всех грибовидных объектов, характеры волнообразные изменения длин, мощностей и содержаний крупнокристаллического мусковита с максимальными их значениями в центральной части жилы. Для куста жил № 138 фиксируются два подводящих ствола на продольной проекции рис. 60: первый – совпадает с разрезом II, второй – с разрезом VII. Наиболее выражен первый ствол, к которому сближаются два мусковитоносных столба. Корневая часть жилы представляет собой своеобразный узел, стягивающий все три пегматитовые тела куста. Подводящий трубообразный ствол погружается на глубину и содержит крупные кристаллы промышленного мусковита (см. рис. 60, Б; 61). Высокая степень мусковитоносности жилы № 138 относительно других пегматитовых тел куста объясняется её приуроченностью к флексурообразному изгибу, определяющему постоянный приток флюидов.

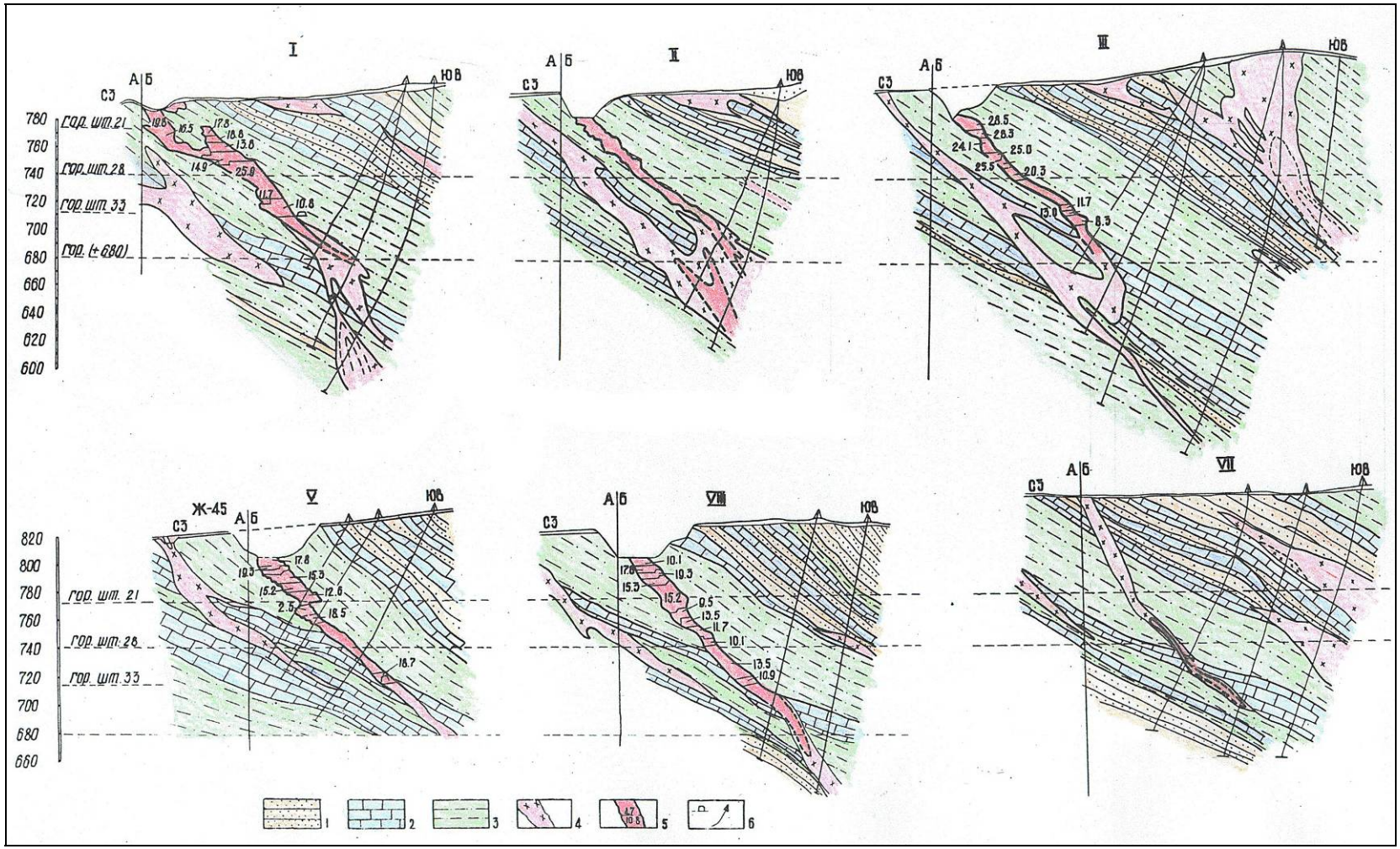


Рис. 61. Жила № 138, г. Довгакитский. Геологические разрезы. Условные обозначения см. рис. 60 и 1

Куст жил № 24, 24-б, 187 (1) и 24(III), голец Березовый, Луговская группа. Жилы находятся в пределах слюдоносного узла гольцов Березовый – Медвежий – Олений Луговской группы, приурочены к пологому сопряженному крылу Березовской синклинали, сложенному глиноземистыми породами горизонта Sl_2^2b. Как это видно из совмещенных погоризонтных планов и разрезов (рис. 62, 63, 64), жилы куста сходятся на глубине к общему корню. Замечательными особенностями куста являются плагиоклазовый состав его пегматитовых тел, и фактическая нетронутость эрозионным срезом большинства слюдоносных жил. Высокая степень разведанности горизонтами штолен № 61 (+742,8 м), 57 (+718,5 м), 78 (+734 м), 851 (+713,3 м), 103 (+690 м) и многочисленными скважинами, а также эксплуатационная отработка жил № 24-б и 187(1) до горизонта +713,3 м, позволяют однозначно характеризовать морфологические особенности жил и изменчивость параметров их слюдоносности на глубину.

Жилы залегают согласно или полого пересекают дистен-гранат-двуслюдяные гнейсы и сланцы с прослоями биотитовых, гранат-биотитовых и амфибол-гранат-биотитовых гнейсов. Падение гнейсов и сланцев изменяется от ЮВ $115^o\angle15–30^o$ до СВ $60^o\angle25^o$. Угол изгиба – 55°. Характерна изменчивость длин и мощностей жил в пределах соответственно 50–150 м и 2–15 м. Форма их – уплощенно-грибовидная, что отчетливо выражено на погоризонтных планах и разрезах. Падение жил – субширотное $80–90^o\angle20–25^o$. Слюдоносные зоны обычно развиваются по всей мощности пегматитовых тел, но при раздуве до 20 м – промышленное ослюденение образует в них каймы. Наибольшая протяженность на глубину по погружению СВ $75^o\angle15^o$ наблюдается у жилы 24-б. Жилы № 24 и 187-1, погружаясь по падению, сближаются на глубине к корневой части жилы 24-б. Промышленные типы – кварц-мусковитовый комплекс и пегматоидный.

Как это видно из проекций вертикальных и горизонтальных сечений жил, продольная протяженность жил закономерно сокращается на глубине, что и выражается в грибовидном облике всех жил куста. Причем у жил 24-б и 187-1, не затронутых эрозионным срезом, отчетливо выделяются головная, центральная и корневая зоны глубинности. У жилы 24 разделяются только верхняя (головная) – максимальной протяженности и нижняя (корневая) зоны. Содержание промышленного мусковита закономерно возрастает – от корневых к верхним, достигая максимальных величин – в центральных и несколько снижаясь в головных частях жил.

Жила № 24-III пространственно обособлена от тесно сближенных жил 24, 24-б, 187-1. Но их пегматитовые тела соединяются на глубине друг с другом, образуя один куст. Жила 24-III не затронута эрозионным срезом («слепая»), разведана горизонтами штолен 57 и 107 (+751 м) и скважинами. Вмещающие породы аналогичны гнейсам и сланцам жил куста, падение варьирует от В $90^o\angle15–30^o$ до ЮВ $130^o\angle15–40^o$. Форма жилы – грибовидная с переменной мощностью 5–25 м, падением ЮВ $105^o\angle30^o$ и склонением ЮВ $120^o\angle30^o$. Жила согласно залегает во вмещающих дистеновых породах. Для слюдоносной зоны также характерна плоская грибовидная форма с тенденцией развития промышленного ослюденения по жиле и кровле пегматитового тела (в виде футляра в поперечном сечении). Жила погружается по падению пегматитового тела на глубину свыше 90 м, прерываясь и выклиниваясь. Максимальные величины содержаний промышленного мусковита (18,7 кг/м^3), мощности (до 10 м) и длины (140 м), фиксируются в верхней части жилы, существенно снижаются в её нижней части.

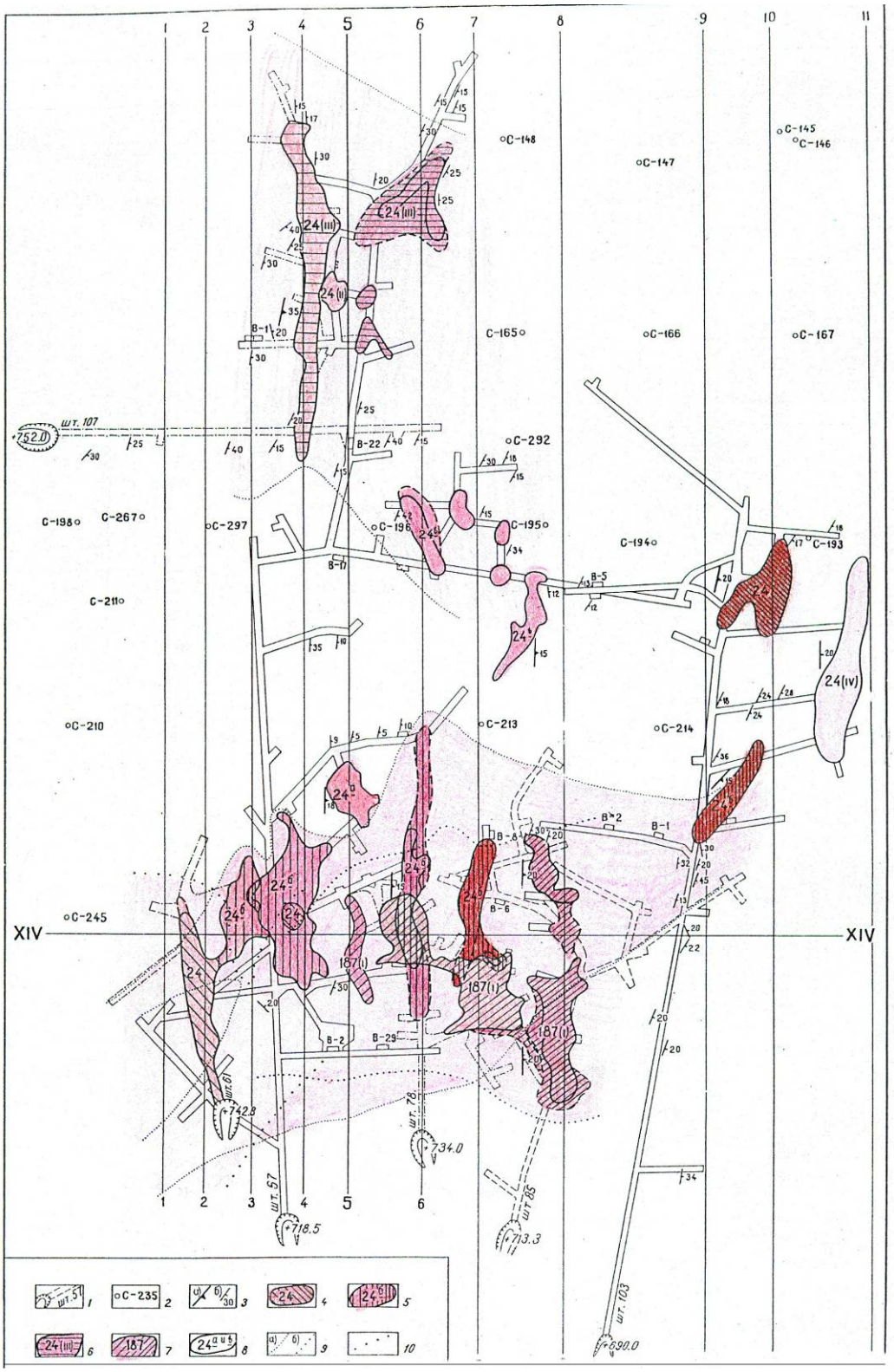


Рис. 62. Куст жил № 24 и 187, г. Березовый (Луговская группа). Совмещенный погоризонтный план.

3 – элементы залегания: а – слюдоносных зон, б – слоистости; 4– 8 –сечения жил на различных горизонтах штолен (сгущение штриховки показывает удаленность сечений от читателя на более глубоких горизонтах); 9 – 10 – контуры куста жил на различных уровнях глубинности: 9 – а – на горизонта штолен № 57 и 103, б – на горизонте штольни 78; 10 – на горизонте шт. 61. Остальные условные обозначения см. рис. 1

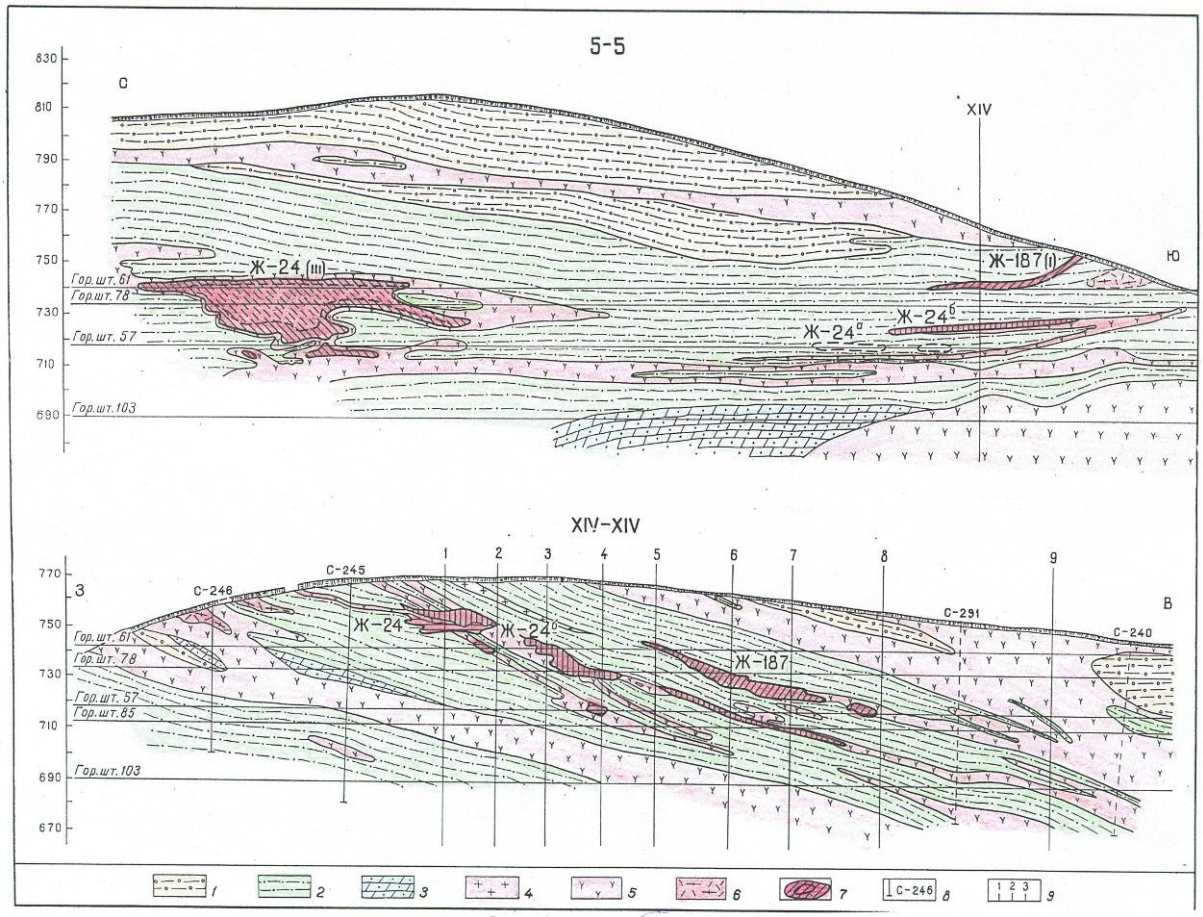


Рис. 63. Куст жил № 24 и 187, г. Березовый. Геологические разрезы: продольный 5 – 5, поперечный XIV–XIV. Условные обозначения см. рис. 62 и 1

Таким образом, формы всех слюдоносных плагиоклазовых пегматитовых жил рассмотренного куста жил – плоскогрибовидные, аналогичные морфологии плагиоклаз-микроклиновых слюдоносных жил, описанных выше, с четко выраженными зонами глубинности – верхней головной и центральной, растянутой в продольном сечении с высокими содержанием и качеством мусковита, и нижней (корневой) – с характерным падением параметров слюдоносности и сечения жилы. Замеры слоистости вмещающих пород на четырех горизонтах штолен, разделяются на три группы, которые смещаются относительно друг друга влево на $\angle 83^{o}$, формируя флексурообразный изгиб (рис. 65, диаграмма слоистости). Ось изгиба полого погружается в восточном направлении по аз. $100^{o}\angle 20^{o}$.

На диаграммах замеров спайности как мусковита, так и биотита, отчетливо выделяются четыре пояса 0, I, II, III, смещающиеся влево соответственно слоистости. Как это видно из пространственного положения сферических треугольников напряжений, ориентировка эллипсоида по оси σ_1 – $22^{o}\angle 30^{o}$ (биотит) и $25^{o}\angle 25^{o}$ (мусковит) близка к субмеридиональному направлению, что свидетельствует о приуроченности жил куста к субмеридиональному крылу Центрального тектонического блока. Ориентировка напряжения сжатия по оси σ_3 – $130^{o}\angle 30^{o}$ (биотит) и $125^{o}\angle 15^{o}$ (мусковит) определяется выдержанными условиями поперечного сжатия при формировании зон крупнокристаллического мусковита.

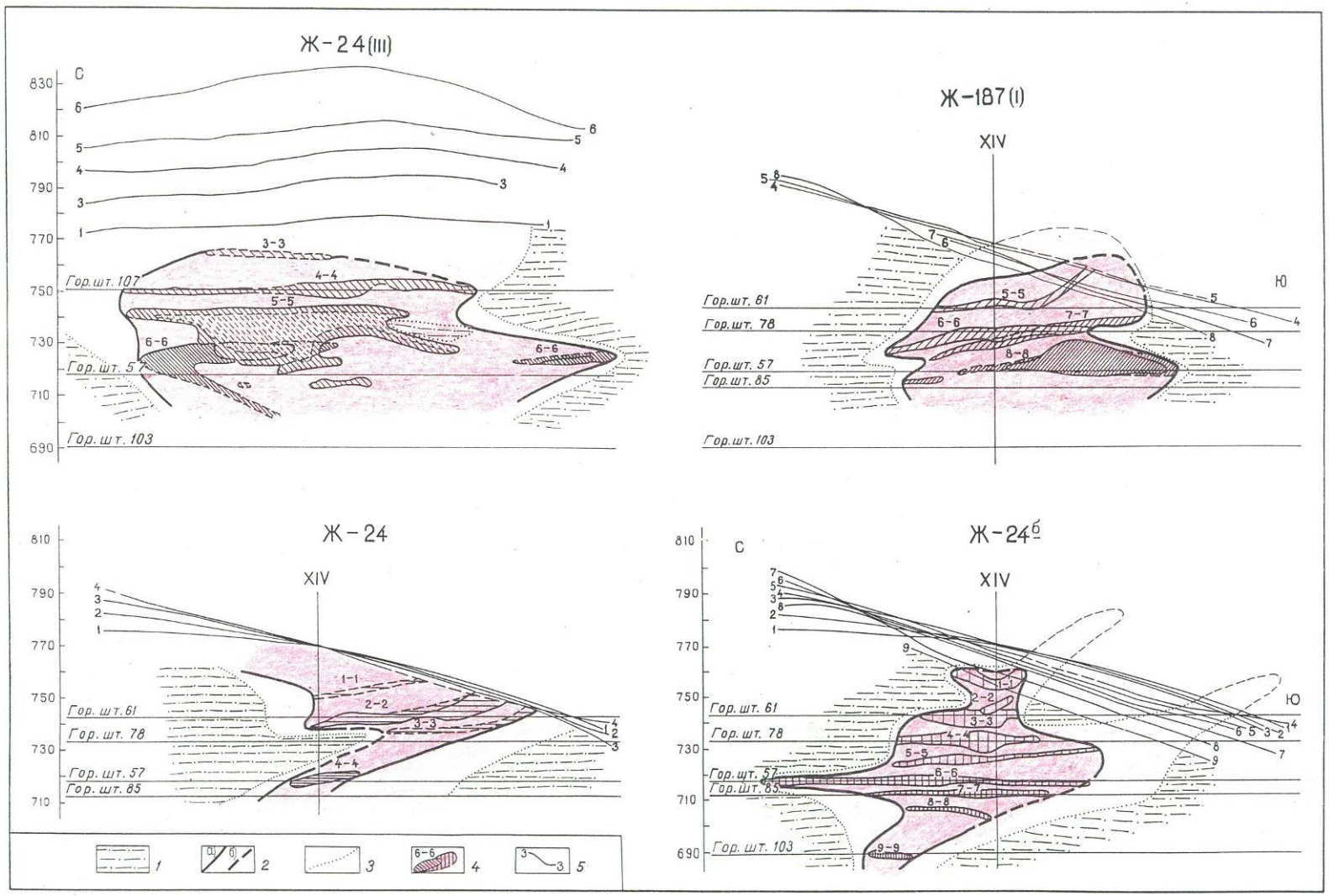


Рис. 64. Куст жил № 24 и 187, г. Березовый. Совмещенные геологические разрезы.

1 – дистен-гранат-двуслюдяные, гранат-двуслюдяные и двуслюдяные гнейсы и сланцы; 2 – контуры промышленно-слюдоносных жил: а – установленные по геологоразведочным и эксплуатационным выработкам, б – предполагаемые; 3 – контуры пегматитовых тел; 4 – проекции слюдоносных зон с разрезов на плоскость чертежа (сгущение штриховки показывает удаленность сечений от читателя); 5 – номера разрезов

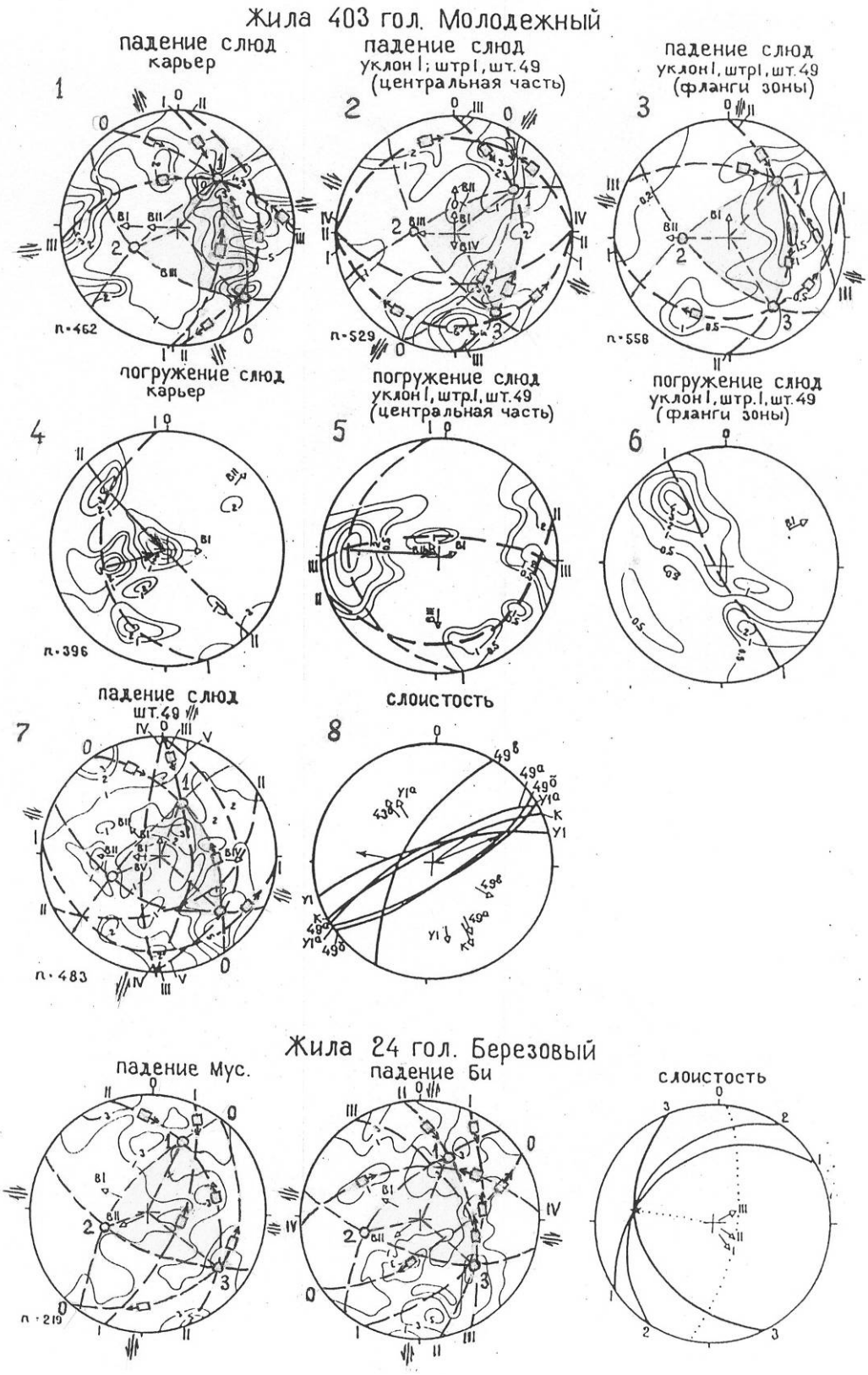


Рис. 65. Жила № 24, г. Березовый. Диаграммы структурных элементов. Условные обозначения см. рис. 1

Нами также частично изучена плагиоклазовая жила № 16 с кварц-мусковитовым промышленным типом, краткое описание которой приводится ниже.

Жила № 16, голец Шумливый, Витимская группа. Жила отработана с поверхности карьерами, а на глубину пятью горизонтами штолен № 12 (+623 м), 108 (+587 м),109-а (+570 м), 109 (+546,7 м), 113 (+517 м). Жила залегает согласно с вмещающими крупночешуйчатыми биотитовыми, двуслюдяными и дистен-гранат-двуслюдяными гнейсами и сланцами. Их падение изменяется от ЮВ $140^{o}\angle 50–70^{o}$ до В $90^{o}\angle 60^{o}$. Жила представляет собой куст сближенных 4 слюдоносных зон. Форма жилы – уплощенно-грибовидная. Промышленное ослюденение связано с крупными кристаллами мусковита в ассоциации с кварцем, развивающимися в крупноблоковых плагиоклазовых разновидностях пегматита.

В связи с ограниченностью материала, детальная модель жилы 16 нами не рассматривалась, а данные замеров спайности слюд в подземных выработках обобщены на одной диаграмме рис. 49. Как видно из диаграммы, крупные кристаллы биотита и мусковита расположены в виде поясов – субмеридиональных (II, III) и противоположных друг другу – субширотных (I, IV). Наблюдается последовательное левое смещение поясов спайности слюд – от субширотного пояса с северным падением – к меридиональному и – вновь к субширотному, но уже с южным падением. Вращение поясов соответствует левому смещению вмещающей толщи. Ориентировка эллипсоида напряжений на диаграмме рис. 46 соответствует условиям поперечного сжатия: по оси σ_1 – $45^{o}\angle 25^{o}$, по оси σ_3 $150^{o}\angle 15^{o}$.

Жила № 422, голец Комсомольский, Довгокитская группа. Это крупная типоморфная плагиоклазовая жила с «трещинным» типом слюд. Модель этой жилы представлена на рис. 66, 67. Жила отработана с поверхности уступами карьера, а на глубину горизонтом шт. № 61 (+785 м), интенсивно эксплуатировалась на горизонтах штолен № 43 (+820 м), 59 (+855 м). Жила контактирует и экранируется крутозалегающими биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами, переслаивающимися с дистен-гранат-биотитовыми гнейсами. Залегание вмещающих пород – крутое, их падение часто меняется на обратное и колеблется от СЗ $300–320^{o}\angle 70–80^{o}$ до ЮВ $130–160^{o}\angle 65–85^{o}$. Характерно резкое изменение их залегания от субширотного до субмеридионального, как это видно из диаграммы 9 рис. 68: от СЗ $340^{o}\angle 70–80^{o}$ до ЗСЗ $280^{o}\angle 70–80^{o}$. Угол изгиба – 75°. Ось изгиба также ориентирована в субширотном направлении: $285^{o}\angle 70^{o}$ до $95^{o}\angle 65^{o}$.

Во вмещающих породах и пегматитах фиксируются линейные (сжатые) складки, шарниры которых ориентированы соответственно изгибу слоистости пород от В $90^{o}\angle 20^{o}$ до СВ $17^{o}\angle 20^{o}$. На линейные складки накладываются – пологие брахиформные складки, ориентированные вдоль оси жилы с погружением шарниров на ЮЗ $\angle 40–60^{o}$. Вблизи контакта с мусковитоносными пегматитами на юго-восточном фланге откаточного орта 2 шарниры пологих складок ориентированы в субширотном направлении ($260–270^{o}\angle 40–70^{o}$). Аналогичным образом меняется и ориентировка шарниров складок в пегматитах

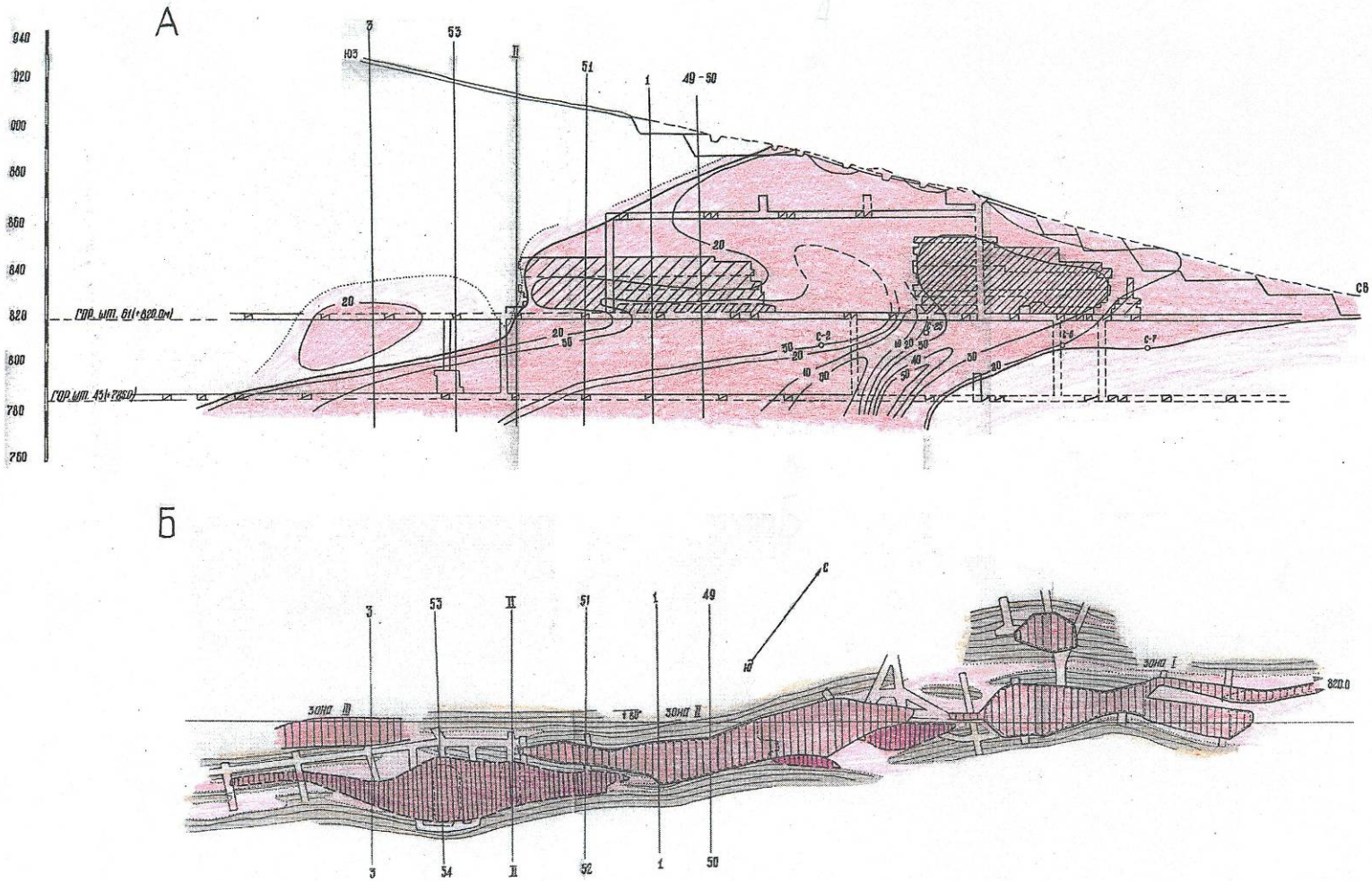


Рис. 66. Жила № 422, г. Комсомольский (Довгакитская группа). А – продольная проекция на вертикальную плоскость, Б – совмещенный погоризонтный план. Условные обозначения см. рис. 1

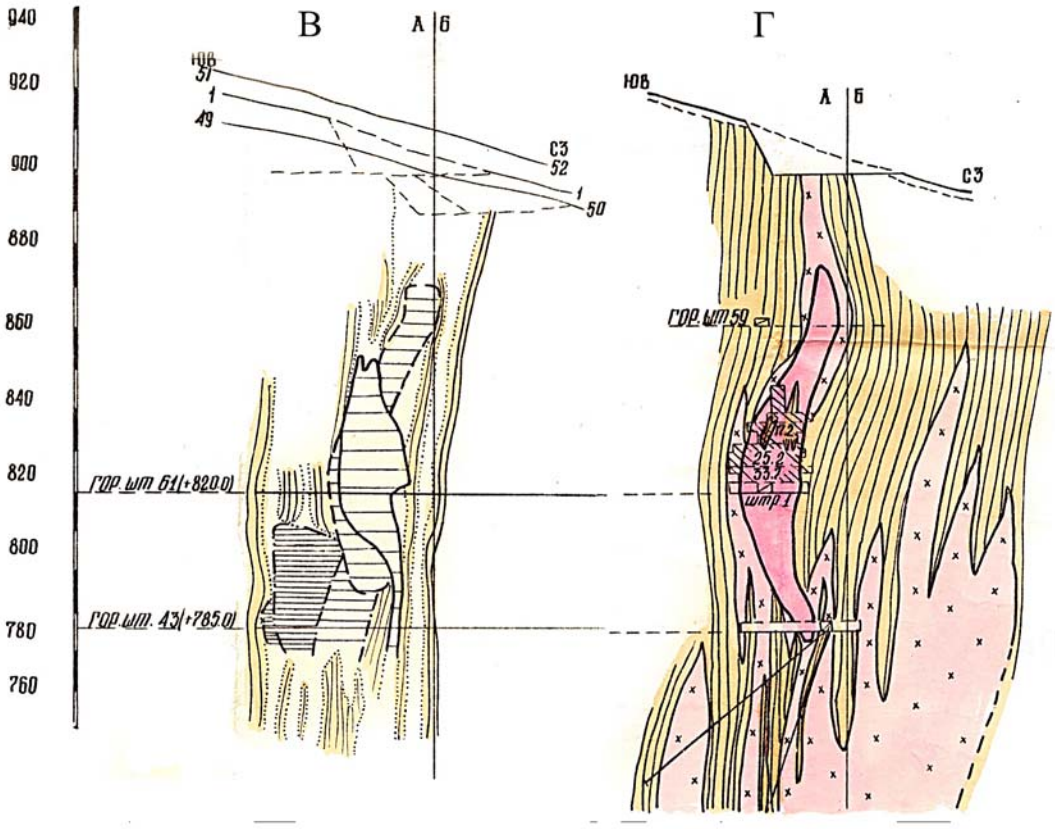


Рис. 67. Жила № 422, г. Комсомольский. Геологические разрезы: В – совмещенные, Г – по линии 1 – 1. Условные обозначения см. рис. 66 и 1

Пегматитовое тело представляет собой серию залежей с пережимами и раздувами, образующими куст жил, который на глубине переходит в крупный единый массив пегматитов. Жила объединяет три промышленно-слюдоносные зоны, погружающиеся в юго-западном направлении. Наиболее крупная из них зона II – длиной 160 м, мощностью 15–20 м, с увеличением мощности (раздувом) до 30 м на горизонте шт. 43. Как это видно из продольной проекции на рис. 66, все три зоны представляют собой обогащенные мусковитоносные столбы с содержанием промышленного мусковита в центральных частях 30–50 кг/м^3. Общее погружение жилы ЮЗ ∠30°, падение ЮВ ∠70–80°, с переменой направления падения на горизонте шт. 43 до СЗ ∠70–80°. Форма жилы – плоскогрибовидная с эродированной верхней частью. Корневые части жилы не вскрыты, но фиксируется разделение жилы с глубиной на два корневых источника: один формирует зоны II и III, другой – зону I. Слюдоносная зона развивается по всей мощности пегматитового тела. Известная глубина жилы по погружению до горизонта шт. 43 – около 200 м. С учетом экстраполяции на глубину, протяженность жилы по погружению составит не менее 250 м. Грибовидная форма жилы в целом и каждой зоны в отдельности подчеркивается обликом мусковитоносных столбов с содержанием промышленного мусковита свыше 30 кг/м^3. Наиболее высокие содержание и качество мусковита приурочены к крупноблоковым структурам, где размеры блоков плагиоклаза достигают 30–50 см. Мусковит развивается по биотиту, и обычно содержит его многочисленные реликты. В крупноблоковых структурах и местах пересечения систем крупнокристаллических слюд часто формируется высококачественный мусковит в ассоциации с кварцем (кварц-мусковитовый комплекс).

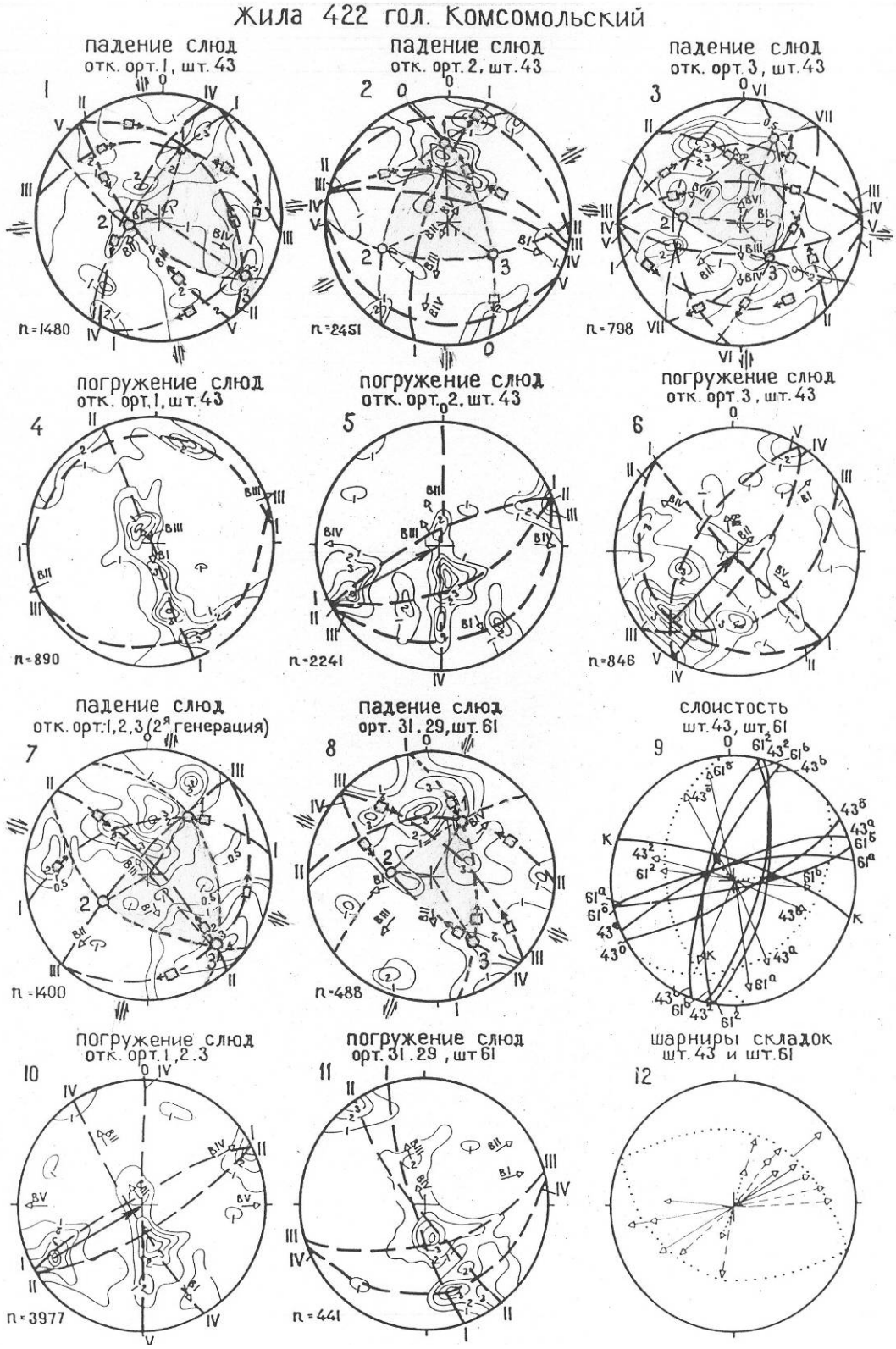


Рис. 68. Жила № 422, г. Комсомольский. Диаграммы структурных элементов. Условные обозначения см. рис. 1

В системах крупнокристаллических трещинных слюд биотита и мусковита обычно также содержится кварц, хотя и в значительно меньших количествах, чем в гнездах кварц-мусковитового комплекса. Форма крупных кристаллов мусковита в системах слюд – пластинчатая, вытянутая лейстовидная, клиновидная.

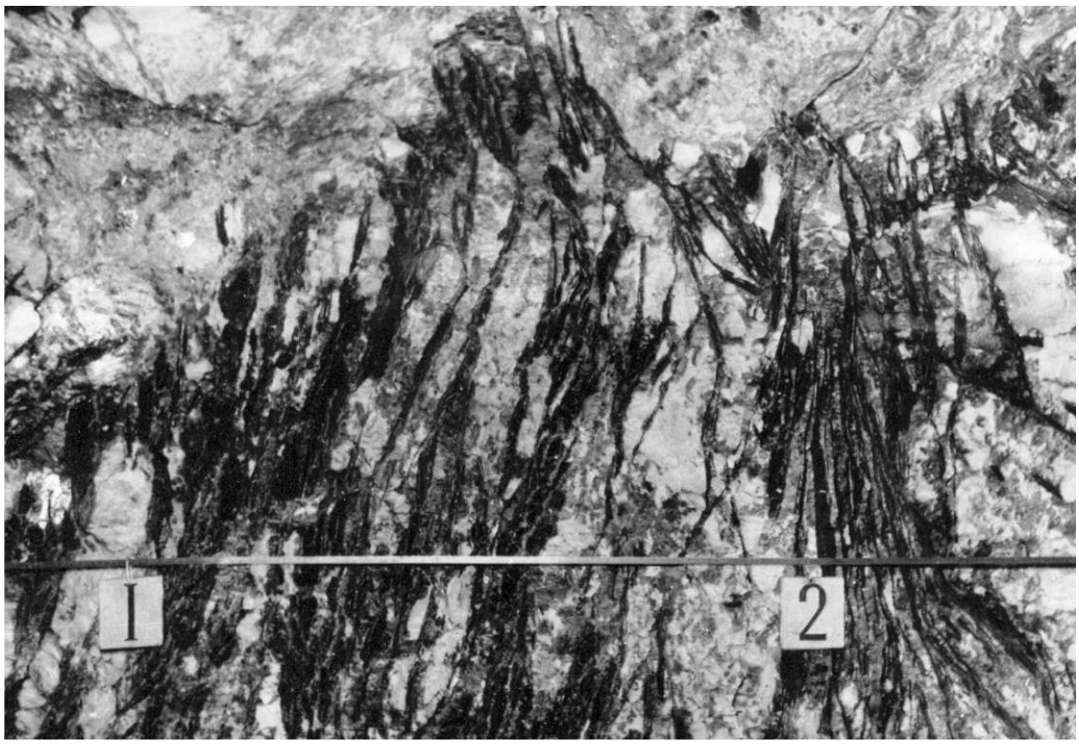
Рассмотрим основные структурно-вещественные особенности жилы № 422. Промышленно-слюдоносные зоны сложены кислым плагиоклазом, кварцем и различными генерациями слюд. Характерен свежий облик плагиоклаза: белый, часто полупрозрачный с отчетливо выраженными полисинтетическими двойниками, видимыми невооруженным глазом. По данным оптических определений и химического анализа, номер плагиоклаза 20–30, что соответствует олигоклаз-андезину. Такой же состав плагиоклаза наблюдается и в мелких обособлениях пегматита и отдельных порфиробластах плагиоклаза во вмещающих породах экзоконтактовой зоны на юго-восточном фланге откаточного орта 2. И лишь во вмещающих гранат-биотитовых и дистен-гранат-биотитовых гнейсах фиксируются две разновидности плагиоклаза: реликтовый андезин и вновь образованные олигоклаз и олигоклаз-андезин.

Крупнокристаллические слюды – биотит и мусковит обособляются в виде своеобразных систем, закономерно ориентированных в пространстве жилы. Пример таких систем представлен на рис. 69. Формируются несколько генераций слюд. Особенно отчетливо фиксируются две генерации биотита. Первая – представлена агрегатами до 2–3 м мелкочешуйчатого биотита, часто в виде примазок и пленочных агрегатов, а также – крупных деформированных реликтовых агрегатов лейстового биотита. Кристаллы и лейсты биотита часто деформированы в виде линейных и брахиформных складок, как это видно на рис. 70, Б. Вторая генерация определяется по свежим кристаллам клиновидной, лейстовидной и пластинчатой форм. Мусковит формируется в ассоциации с биотитом второй генерации, часто замещая его. В центральных частях слюдоносных зон жилы № 422 широко развита и ассоциация кварца и высококачественного крупнокристаллического мусковита, приуроченная к верхним частям или пересечениям систем крупнокристаллических слюд. Встречаются системы, сложенные только крупнокристаллическим мусковитом в ассоциации с кварцем, как это видно из зарисовки ЮВ стенки штрека 2 (рис. 71).

Во вмещающих породах и пегматитах наблюдается несколько этапов деформации, которые подтверждаются ориентировкой падений следующих разновозрастных жильных образований и элементов падения систем крупнокристаллических слюд в пределах жилы № 422:

1. Плагиоклазовое тело жилы № 422, первичный материал которой предположительно метаморфогенного генезиса – СЗ $315^{o}\angle 80–90^{o}$;
2. Деформированная система биотита в жиле (отк. орт 2,) – СЗ $310^{o}\angle 40^{o}$;
3. Секущая биотит-кварцевая зона мощностью 1–2 м (отк. орт 2) – СЗ $355^{o}\angle 70^{o}$;
4. Система биотита и мусковита (отк. орт 2) – СЗ $355^{o}\angle 45^{o}$;
5. Система биотита и мусковита (ЮВ стенка штрека 2) – ССВ $10^{o}\angle 75^{o}$;
6. Дайка микроклин-плагиоклазового пегматита (ЮВ стенка штрека 2) – СВ$55^{o}\angle 75^{o}$;
7. Система мусковита (ЮВ стенка штрека 2) – СВ$70^{o}\angle 60^{o}$;
8. Плагиоклазовая дайка с поздним мусковитом (отк. орт 2) – ЮЗ $250^{o}\angle 30^{o}$;
9. Плагиоклазовая дайка с поздним мусковитом (отк. орт 2) – ЮЗ $235^{o}\angle 60^{o}$;
10. Гранитоидный бесслюдный пегматит (ЮВ стенка штрека 2) – ЮЗ $260^{o}\angle 50^{o}$.

А



Б

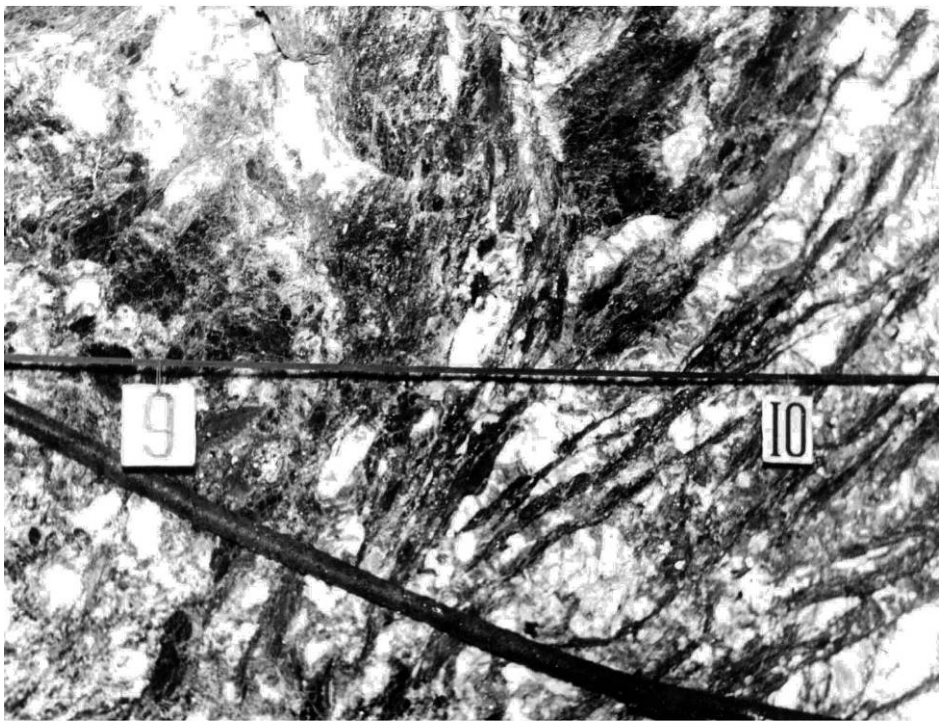
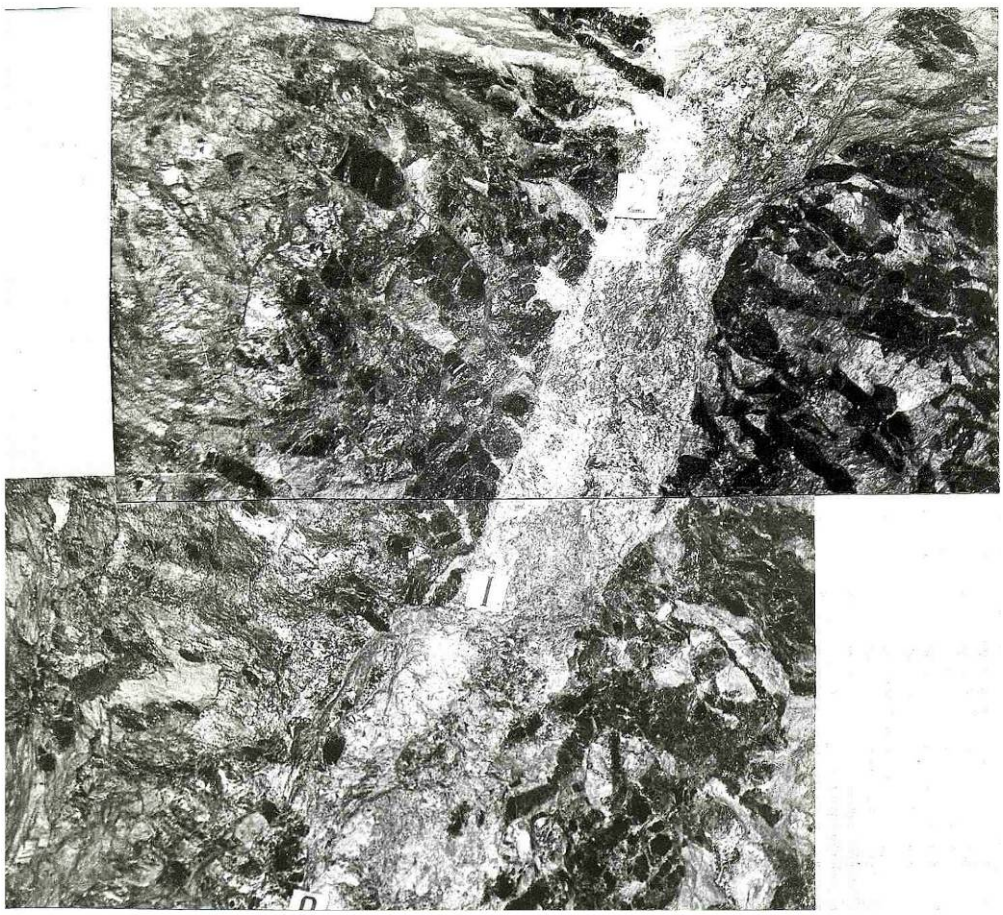


Рис. 69. Жила № 422, г. Комсомольский.

Системы крупнокристаллических слюд (Фото – п/э орт 4, откаточный орт 2, шт. 43): А – трещинные слюды – крупные лейсты и агрегаты биотита и развивающиеся по ним редкие кристаллы мусковита, Б – переход систем трещинных слюд в ассоциацию кварца с крупнокристаллическим мусковитом. Белый цвет – кристаллы плагиоклаза, серый – кварц, черные вытянутые кристаллы – биотит, темные с отблеском – мусковит. Сторона квадрата метки равна 10 см. Расстояние между метками 1 м

А



Б

Рис. 70. Жила № 422, г. Комсомольский.

Фото: А – секущая дайка мелкозернистого плагиоклазового пегматита в слюдоносной зоне II (п/э орт 6 откаточного орта 2, шт. 43), Б – брахиформная складка в слюдоносной зоне II (отк. орт 2, шт. 43). Обозначения минералов см. рис. 69

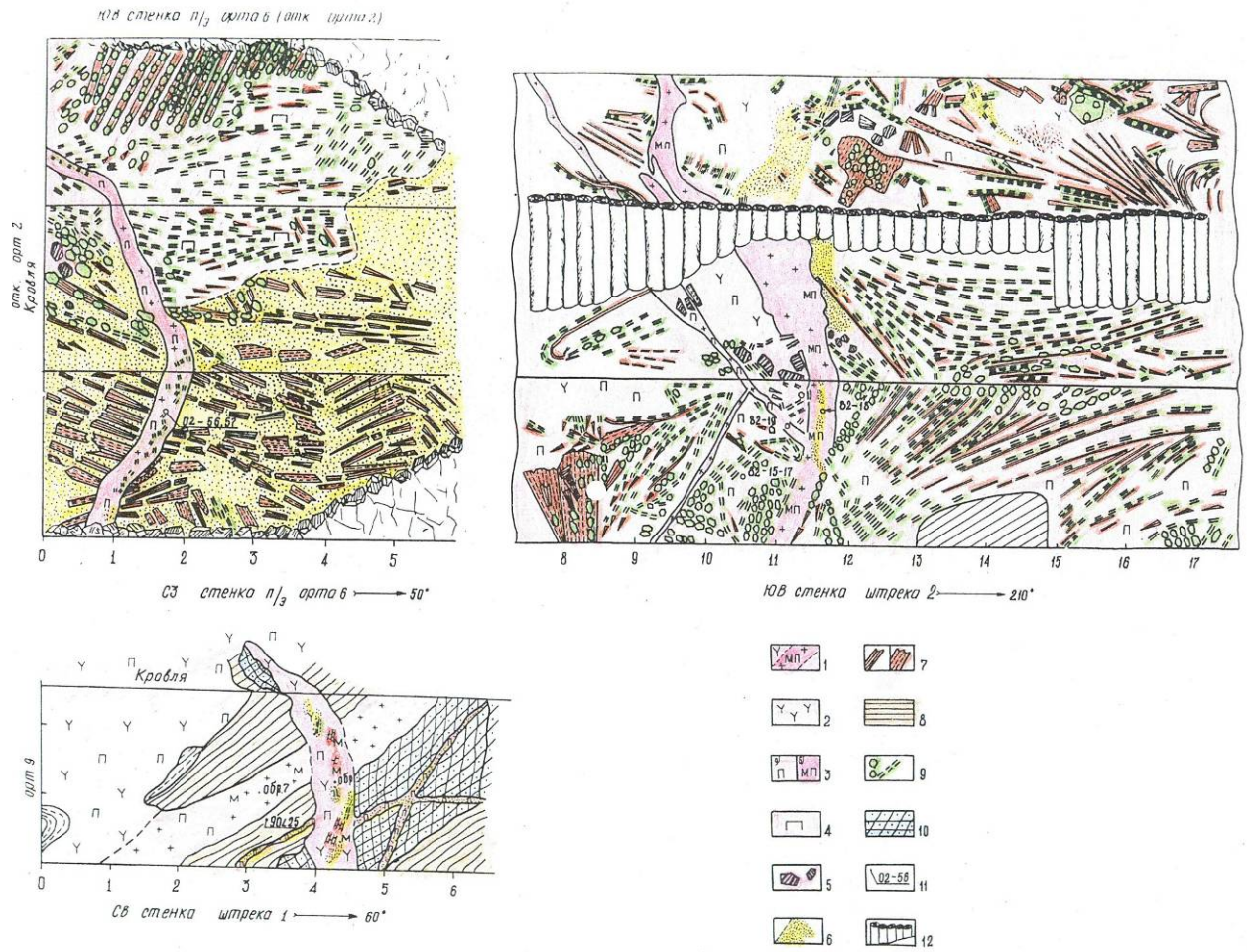


Рис. 71. Жила № 422 г. Комсомольский.

Секущие взаимоотношения жильных образований в подземных выработках (фрагменты зарисовок, объяснение в тексте). Условные обозначения см. рис. 1

Жильные образования и системы слюд, начиная от деформированных – биотитовых до строго прямолинейных – кварц-мусковитовых, хорошо видны на зарисовках и фотографиях стенок и кровли подземных выработок – откаточного орта 2 и штрека 2, представленных на рис. 69–71. На них наблюдается непрерывный переход от северо-западного к северо-восточному падениям, затем переориентировка падения на 180° и формирование плагиоклазовой секущей дайки со светло-зеленым мусковитом. Наиболее поздним жильным образованием представляется формирование гранитоидного пегматита. Формирование систем высококачественного крупнокристаллического мусковита в ассоциации с кварцем пространственно совпадает с дайкой микроклин- плагиоклазового крупнокристаллического пегматита. Плагиоклазовая дайка с поздним мусковитом и гранитоидный бесслюдный пегматит сформировались позднее основной стадии образования мусковитовых пегматитов. Интересен факт изменчивости залегания плагиоклазовой дайки с поздним мусковитом в пегматитовом теле жилы № 422 от направления ЮЗ 250°∠30° до ЮЗ 235°∠60°, что, вероятно, определяется неравномерностью разрыва в гетерогенной среде, в котором сформировалась дайка.

Ниже приводится анализ структурных диаграмм элементов падения и погружения спайности кристаллов слюд и их систем (см. рис. 68). На диаграмме 7 учтены кристаллы мусковита в ассоциации с биотитом только второй генерации, на остальных диаграммах генерации слюд не выделялись. На диаграммах падения слюд повсеместно выделяются северо-восточный с юго-восточным падением, субмеридиональный, субширотный, северо-западный пояса. На диаграммах 1 и 3 наблюдается последовательное смещение от субширотных (III и I пояса) до субмеридиональных (IV и VI) поясов, с последующей их переориентацией от пологих к крутым. На диаграмме 2 отчетливо наблюдается переориентировка субширотного пояса – на крутой субмеридиональный. Последовательное левое смещение поясов спайности слюд от субширотного до субмеридионального направлений на диаграмме 8 аналогично вращению поясов на диаграммах 1–3. Падение слюд только 2 генерации изменяется следующим образом: последовательное смещение поясов от пологого северо-восточного – III до субширотного – I и субвертикального северо-западного – II. При таком вращении поясов происходит переориентация сжимающего вектора напряжений от наклонного к вертикальному и соответственно растягивающего вектора – к горизонтальному. Ориентировка главных нормальных напряжений структуры жилы № 422, в соответствии с положением сферических треугольников напряжений на структурных диаграммах 1–8 (см. рис. 66) представлена в табл. 7.

Таблица 7

Ориентировка векторов напряжений на диаграммах структурных элементов жилы № 422

№ пп	Вектор напряжений	Диаграммы				
		1	2	3	7	8
1	σ_1	$15^o\angle35^o$	$355^o\angle25^o$	$20^o\angle18^o$	$30^o\angle35^o$	$30^o\angle30^o$
2	σ_3	$125^o\angle10^o$	$123^o\angle40^o$	$140^o\angle50^o$	$138^o\angle10^o$	$138^o\angle20^o$
3	σ_2	$25^o\angle65^o$	$246^o\angle35^o$	$27^o\angle35^o$	$240^o\angle45^o$	$274^o\angle60^o$

Примечание: Диаграммы 1–3, 7 – замеры слюд на горизонте шт. 43, 8 – на горизонте шт. 61

Следует отметить представительность замеров на горизонте шт. 43 (в трех ортах) и ограниченность – на горизонте шт. 61 (в одном орте). Как это видно из диаграмм 1–3, 7, 8, положение эллипсоида напряжений достаточно выдержанное. Так, ориентировка оси растяжения σ_1 находится в пределах СВ $15–30^o\angle20–35^o$. Отмечается отклонение σ_1 к меридиану, особенно обозначенное на горизонте шт. 43, среднее значение аз. $10^o\angle25^o$. Ориентировка напряжения сжатия также выдержана в юго-восточном направлении и колеблется в ограниченном интервале $125–140^o\angle10–40^o$. Промежуточная ось напряжения σ_2 ориентирована в широтном направлении на горизонте шт. 61, отклоняясь к ЮЗ на горизонте шт. 43. Характерны значительные колебания крутизны оси σ_2 $\angle35–65^o$ при выдержанной субширотной ориентировке, а значит и шарниров повторной складчатости, так как σ_2 отражает направление шарниров сдвиговых складок, как это подробно рассмотрено в главе 5 Витимской группы. В целом эллипсоид напряжений структуры жилы № 422 хотя и отражает приуроченность её к субмеридиональной тектонической зоне с левым смещением, но характеризует более сложные условия деформации вмещающей толщи при формировании структуры жилы № 422, по сравнению с рассмотренными нами ранее слюдоносными объектами, обусловленными её структурно-метаморфической эволюцией.

Анализ замеров погружений систем крупнокристаллических слюд на горизонтах шт. 43 и 61 показывает закономерное их группирование в виде субвертикальных и субгоризонтальных поясов. Так, на диаграммах 4, 5, 6, 10 рис. 68 погружений систем слюд шт. 43 выявлено расположение большинства погружений в виде северо-западных и меридиональных вертикальных поясов, в меньшей степени – субвертикальных северо-восточных и субгоризонтальных северо-западных и северо-восточных поясов. В целом эти диаграммы отражают крутое погружение систем слюд и их веерообразную ориентировку: вертикальную в центральных частях зон и пологую на контактах. На диаграммах наблюдается отчетливый разворот поясов погружений систем слюд от меридионального к северо-западному направлению соответственно развороту контактов жилы. Вращение поясов погружений слюд соответствует развороту пегматитового тела жилы в его центральной части на 30–40°. Наличие северо-восточных поясов отражает веерообразную ориентировку систем слюд не только относительно боковых контактов, но и относительно флангов жилы. Погружение систем крупнокристаллических слюд на диаграмме 11 шт. 61 полностью соответствует диаграммам шт. 43, отражая тенденцию левого вращения поясов от меридионального до северо-западного простирания соответственно вращению боковых контактов жилы.

Рассмотренная жила № 422 представляет собой куст трех промышленно- слюдоносных зон (мусковитоносных столбов), сближающихся на глубине. Погружение жилы юго-западное. Форма жилы и слюдоносных зон – плоскогрибовидная. Пегматитовое тело жилы первоначально сформировалось в результате метаморфической дифференциации вмещающих биотитовых гнейсов и отделения кварц-плагиоклазовой лейкосомы в виде серии мелких линзообразных тел. Впоследствии происходили многократные структурно-вещественные перестройки в результате деформации и левого смещения пегматитового тела жилы на 30–40°. Состав полевых шпатов в жиле – олигоклазовый и олигоклаз-андезиновый, сформировался в результате натрий-кальциевого метасоматоза и перекристаллизации серии мелких первично андезиновых метаморфогенных пегматитов.

Крупнокристаллические слюды – биотит и мусковит в пегматитах формировались синхронно последовательной деформации вмещающей толщи. Образование крупнокристаллического мусковита отражает эволюционный этап формирования жилы и, прежде всего, процесс нарастающей перекристаллизации предыдущих фаз – агрегатов слюд, начиная от мусковита, развивающегося по лейстовому биотиту, затем мусковита в ассоциации с крупнокристаллическим биотитом второй генерации, заканчивая мусковитом в крупноблоковом пегматите и мусковитом в ассоциации с кварцем (кварц-мусковитовым комплексом). Каждые последующие стадии вращения вектора деформации вызывают формирование всё более высококачественного мусковита. В этом смысле вращение вектора деформации напоминает своеобразный обогатительный процесс, который наиболее эффективно проявляется в подвижных центральных частях жилы, где формируются обогащенные мусковитоносные столбы. Поэтому минеральный состав жилы отвечает равновесиям наиболее поздних стадий, близких по времени формирования плагиоклаз-микроклиновых пегматитов.

Жила № 403, голец Молодежный, Довгокитская группа

Жила № 403 – крупная, типоморфная, плагиоклазовая жила с «трещинным» типом слюд, как и рассмотренная выше жила № 422. Модель жилы № 403 представлена на рис. 72. Жила отработана с поверхности уступами карьера, а на глубину – горизонтами штолен № 60 (+1026 м), 49 (+986 м), эксплуатировалась на горизонте штрека 1, уклона 1 (+820 м). Жила изучена нами в карьере, на горизонтах штрека 1 (уклона) и частично штольни 49.

Вмещающие породы представлены биотитовыми гнейсами с прослоями известково-силикатных пород. Их падение часто меняется на обратное и колеблется от СЗ $320^{o}\angle 60^{o}$ до ЮВ $145^{o}\angle 70^{o}$. Выявлен вертикальный левый изгиб вмещающих пород в центральной части жилы с изменением их падения от ЮВ до СЗ. Угол изгиба на разрезе 4а (см. рис. 72) – $\angle 50^{o}$. В горизонтальной плоскости также фиксируется левый изгиб вмещающих пород около $\angle 30^{o}$ на северо-восточном фланге жилы. Форма жилы – плоскогрибовидная с частично эродированной верхней частью. Слюдоносная зона развивается по всему пегматитовому телу. Элементы падения жилы: ЮВ $145–160^{o}\angle 70–80^{o}$ от поверхности до горизонта шт. 49, ЮВ $140^{o}\angle 55^{o}$ от горизонта шт. 49 к штреку 1 (уклону). По простиранию падение жилы меняется от СВ $70^{o}\angle 75–65^{o}$ до СВ $45^{o}\angle 75–55^{o}$. Перегиб жилы отчетливо отмечен на разрезе 4-а.

Погружение жилы меняется: от поверхности до горизонта шт. 49 – ЮЗ $235^{o}\angle 25^{o}$ (протяженность жилы на глубину в этом интервале – 150 м), от горизонта шт. 49 и ниже СЗ $320^{o}\angle 70–80^{o}$ (протяженность жилы на глубину– 50 м). Общая глубина жилы по этим погружениям – 200 м, глубина жилы от её центра – 100 м. Таким образом, наблюдается левый разворот жилы снизу вверх на $\angle 85^{o}$. Типы промышленного мусковита: крупнокристаллический мусковит, развивающийся – по трещинному и лейстовому биотиту, – в ассоциации с кварцем, – реже в крупноблоковых структурах. На горизонте штрека 1 уклона шт. 49 нами прослежена тенденция перпендикулярного и конформного расположения кристаллов слюд относительно контактов пегматитового тела с вмещающими породами. При удалении от контактов, крупные кристаллы слюд ориентированы различным образом и обычно группируются в системы размером 0,5–1,5 м по их протяженности с тенденцией веерообразной ориентировки в очистной выработке центральной части жилы. В отличие от жилы № 422, на исследованных нами участках нет изогнутых кристаллов и складчатых форм лейстового биотита, так как для слюдоносной зоны жилы № 403 характерна высокая степень перекристаллизации слюд и других минералов пегматита (прежде всего плагиоклаза).

Ниже рассматриваются структурные диаграммы слоистости вмещающих пород и спайности крупнокристаллических слюд в жиле № 403 (см. рис. 65). На диаграмме 8 подчеркивается северо-восточное простирание вмещающих пород с крутым до вертикального юго-восточным падением, сменяющимся – обратным северо-западным. Как это видно на диаграмме, падение слоистости смещается влево на $\angle 50^{o}$. Фиксируются две линии (оси) их пересечения, ориентированные в субширотном направлении, но с встречными погружениями. Координаты их полюсов: ВЮВ $102^{o}\angle 55^{o}$ и ЗСЗ $285^{o}\angle 65^{o}$. Угол между осями – $\angle 60^{o}$. Во вмещающих породах выявлены сжатые с острыми замками складки, деформированные более поздними брахиформными складками. Их шарниры ориентированы в двух направлениях: в северо-восточном – соответственно простиранию жилы и субширотном – по оси вращения вмещающих пород.

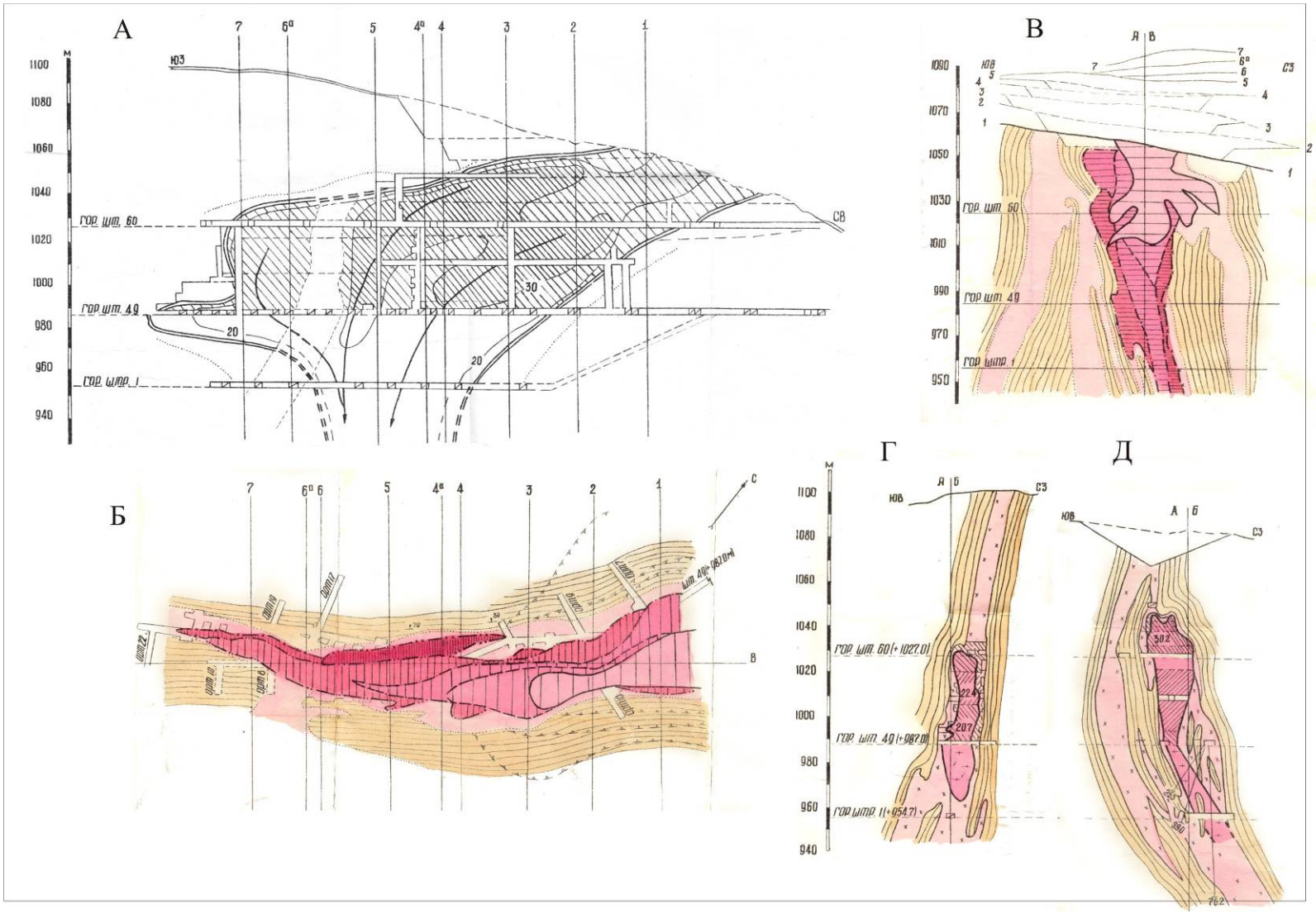


Рис. 72. Модель жилы № 403, г. Молодежный (Довгакитская группа). А – продольная проекция на вертикальную плоскость, Б – совмещенный погоризонтный план, В – Д – геологические разрезы: В – совмещенные, Г – по линии 7 – 7, Д – по линии $4^{а}$ – $4^{а}$. Условные обозначения см. рис. 1

На диаграммах 1–3, 7 падения спайности слюд в карьере, на горизонтах шт. 49 и штрека повсеместно фиксируется левый переход от субширотных к субмеридиональным наклонным поясам.

Ориентировка главных нормальных напряжений структуры жилы № 403, в соответствии с положением сферических треугольников напряжений на структурных диаграммах 1–8 (см. рис. 65) представлена в табл. 8.

Таблица 8

Ориентировка векторов напряжений на диаграммах структурных элементов жилы № 403

Вектор напряжений	Диаграммы			
	1	2	3	7
σ_1	$35^o\angle40^o$	$50^o\angle25^o$	$40^o\angle30^o$	$20^o\angle40^o$
σ_3	$137^o\angle15^o$	$15^o\angle15^o$	$150^o\angle20^o$	$133^o\angle20^o$
σ_2	$24^o\angle55^o$	$270^o\angle55^o$	$270^o\angle50^o$	$245^o\angle45^o$

Примечание: Диаграммы замеров слюд: 1 – в карьере, 2–3 – на горизонте уклона 1-го штрека шт. 49 соответственно – центральная часть и фланги зоны, 7 – на горизонте шт. 49

Как это видно из данныхтабл. 8, эллипсоид напряжений находится в интервале значений вектора растяжения σ_1 СВ $20–50^o\angle25–40^o$, существенно сдвигаясь в восточном направлении от меридиана. По оси сжатия σ_3 положение эллипсоида более устойчивое и находится в пределах направления – ЮВ $133–155^o\angle15–20^o$. Ось промежуточного напряжения σ_2 ориентирована в субширотном направлении: (ВЮВ $245–270^o\angle45–55^o$), что соответствует ориентировке шарниров сопряженных сдвиговых складок.

Замеры погружений систем крупнокристаллических слюд представлены на диаграммах 4, 5, 6 (см. рис. 65) в виде пологих субмеридиональных и вертикальных северо-западных поясов. Субширотный нечетко выраженный пояс наблюдается только на диаграмме 5. Смена наклонных поясов погружений систем крупнокристаллических слюд, вероятно, определяется возрастающим значением вертикального вектора сжатия, вызвавшего образование вертикального изгиба под $\angle50^o$.

К особенностям жилы следует отнести свежий облик плагиоклаза, варьирующий от стекловатых разновидностей, отвечающих составу альбит-олигоклаза – до белых с отчетливыми двойниками блоковых и порфиробластических образований олигоклаз-андезина. По своей грибовидной форме, минеральному составу, соответствующему равновесиям завершающих стадий формирования мусковитовых пегматитов, геолого-структурным особенностям пространственного размещения крупных кристаллов слюд, синхронно развитию флексурообразных изгибов, жила № 403 сближается с плоскогрибовидными плагиоклаз-микроклиновыми крупными жилами, рассмотренными ранее. Высокая степень «трещинной» биотитизации жилы объясняется внутрижильной тектоникой, интенсивностью и многократностью процессов метасоматоза и перекристаллизации многочисленных мелких метаморфогенных кварц-плагиоклазовых жильных образований и реликтов меланосомы, послуживших исходным материалом для жилы № 403.

Жилы № 110, 588, голец Ближний, Мочикитская группа.

Модель жил представлена на рис. 73. Жилы № 110, 588 представляют собой куст жил в пределах центральной части Мочикитского купола, сложенного породами витимской свиты. Жилы залегают среди крупных залежей микроклин-плагиоклазовых гранитоидных пегматитов. Вмещающие породы представлены в низах разреза амфибол-биотитовыми и амфиболовыми гнейсами с прослоями мраморов и тальк-тремолитовых сланцев, и сменяющимися вверху биотитовыми гнейсами, двуслюдяными и дистен-гранат-двуслюдяными сланцами. Субширотное простирание слоистости пород с падением на юг в районе жилы № 588, сменяется на северо-восточное – около жилы № 110. Пологое ∠10–20° падение пород, около жил становится круче ∠40–60°. Жила № 588, длиной 210 м и мощностью 5–10 м, представляет собой субширотный секущий крутопадающий апофиз (аз. пад. 205°∠80°) крупной залежи гранитоидного пегматита с северо-восточным ответвлением в центральной части. Промышленный тип мусковита – кварц-мусковитовый комплекс и пегматоидный. Слюдоносная зона – уплощенно-грибовидной формы – отработана с поверхности уступами карьера, а на глубину 40 м горизонтами штолен +1020 м и +1005 м.

Жила № 110 состоит из пяти промышленно-слюдоносных зон, приуроченных к юго-восточному флангу тела гранитоидного пегматита с характерными ступенчатыми контактами. Зоны – небольшие, простирание их – северо-восточное и субмеридиональное с крутым падением (∠50–90°). Установлено их погружение в юго-западном направлении с тенденцией сближения на глубине.

Нами проведены замеры ориентировки крупных кристаллов слюд в карьерах и подземных выработках жил № 110, 588, которые представлены на диаграммах рис. 74. Наблюдается последовательный разворот поясов I–II–III от субмеридионального до субширотного направлений на ∠90° с последующей переориентировкой на крутой северо-западный пояс IV, что определяется сменой сжимающих усилий от субгоризонтальных до субвертикальных. Такая переориентировка вектора напряжений наиболее полно проявлена на диаграммах IV–V–VI, определенных по замерам слюд в подземных выработках жил № 110, 588. Эллипсоид напряжений определен лишь для диаграммы VI: σ_1= 38°∠20°, $\sigma_{3=}$ 143°∠20°, σ_2= 265°∠45°, так как для структурного анализа других диаграмм явно недостаточно проведенных замеров слюд. Таким образом, ориентировка эллипсоида в целом отражает региональный характер поперечного сжатия толщи и субширотную ориентировку шарниров сдвиговой складчатости. Погружение слюд, как это видно из диаграммы VII, образует субмеридиональный асимметричный пояс от южного погружения ∠50° до вертикального – ∠80–90°.

Для рассмотренных плоскогрибовидных жил различного генезиса характерны:

1. Группирование крупных кристаллов биотита и мусковита в виде систем, ориентировка которых определяется погружением мусковитоносных столбов.

2. Формирование крупнокристаллических слюд – полистадийный процесс, вызванный вращением вектора деформации синхронно последовательному развитию локальных флексурообразных изгибов в условиях выдержанного поперечного сжатия вмещающей толщи.

3. Минеральный состав плагиоклазовых мусковитоносных жил соответствует равновесиям завершающих стадий формирования мусковитовых пегматитов.

Ниже приводятся примеры сложных кустов промышленно-слюдоносных жил Согдиндонской группы, модели которых приведены на рис. 40, 41.

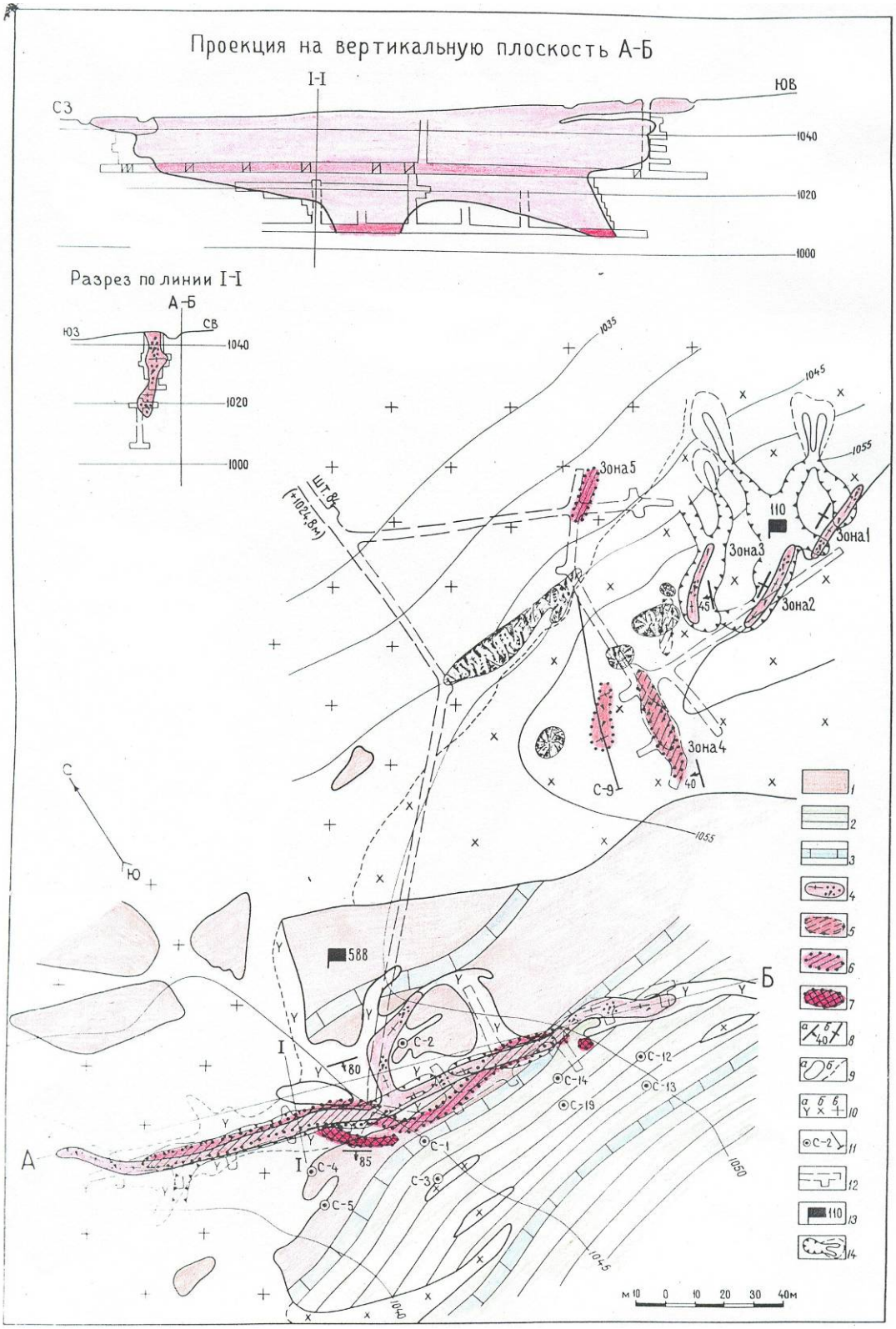


Рис. 73. Геологический план куста жил № 110 и 588, г. Ближний (Мочикитская группа).

1 – амфибол – биотитовые и амфиболовые гнейсы; 2 – биотитовые, двуслюдяные и дистен-гранат-двуслюдяные гнейсы и сланцы; 3 – мраморы; 4 – 7 – промышленно-слюдоносные жилы: 4 – на поверхности, 5 – на горизонте очистной выработки, 6 – на горизонте шт. 84, 7 – на горизонте уклона 1; 8 – элементы залегания промышленно-слюдоносных жил: а – наклонные, б – вертикальные. Остальные условные обозначения см. рис. 1.

Куст жил № 209, 252, 252-а, голец Незаметный, Согдиондонская группа. Жилы разведаны и в значительной степени отработаны с поверхности уступами карьеров, на глубину горизонтами штолен, эксплуатационными выработками, скважинами колонкового бурения (см. рис. 41). Пегматитовые тела жил сближаются к одному центру, образуя плоскогрибовидные камеры с раздутыми головными элементами и выклинивающимися корнями. Жилы приурочены к северо-восточным створам. Рассмотрим более подробно эти жилы.

Жилы залегают в переслаивающихся различных по составу гнейсах – гранат-биотитовых, гранат-амфибол-биотитовых, дистен-гранат-биотитовых, гранат-двуслюдяных, скарноподобных породах и кварцитах. Экранируются жилы дистен-гранат-двуслюдяными и гранат-двуслюдяными гнейсами и сланцами. Падение вмещающих пород изменяется от ЮВ $140^{o}\angle 30–50^{o}$ до Ю $180^{o}\angle 25–50^{o}$. Пегматитовые тела жил – диагонально секущие относительно слоистости вмещающих пород.

Промышленно-слюдоносные зоны жил № 209, 252-а развиваются по всему сечению, зона жилы № 252 приурочена к подошве пегматитового тела. Жилы № 52 и 252-а по морфометрическим особенностям пегматитовых тел, слюдоносных зон аналогичны кусту жил № 155 и 169. Для них характерен грибовидный облик со всеми элементами глубинности: корнем, центром и головной частью. То же самое в полной мере относится и к жиле № 209. Как видно из совмещенных разрезов, для жил рассматриваемого куста наблюдаются перегибы пегматитовых тел по вертикали. Так, угол падения корневой, центральной и головной частей жилы № 252-а соответствует 60°, 90° и вновь 60°. Для элементов глубинности жилы № 209 угол падения изменяется следующим образом: $50–60^{o}$, 70°, 90°, обратное падение. Лишь для жилы № 252 угол падения выдержан и соответствует 60°.

Элементы глубинности жил подчеркиваются мусковитоносными столбами – максимальные содержания фиксируются в центральных частях жил. В центре жил также наблюдается раздув мощностей слюдоносных зон и вмещающих пегматитовых тел. Угол погружения отдельных элементов глубинности жил также изменчив. Так центральные зоны жил куста погружаются к корню под следующими углами соответственно: $30^{o}–20^{o}–10^{o}$, а корневые зоны погружаются под углами $70^{o}–40^{o}–30^{o}$. Таким образом, пологие углы погружения центральных частей жил сменяются более крутыми углами погружения корней. Жилы куста экранированы пластичными породами. Верхние зоны жил № 252 и 209 эродированы. Жила № 252-а на поверхность не выходит (слепая жила).

Куст жил № 317, 314, 330, голец Незаметный, Согдиондонская группа. Жилы куста разведаны с поверхности траншеями, на глубину – двумя горизонтами штолен (+903 и +870 м) и скважинами поискового бурения (см. рис. 40). Вмещающие породы представлены переслаиванием дистен-гранат-двуслюдяных, гранат-биотитовых, гранат-двуслюдяных гнейсов и сланцев с известково-силикатными породами, кварцитами и мраморами. Падение пород меняется от ЮВ $150^{o}\angle 20^{o}$ на юго-западном фланге пегматитового тела, до Ю $180–210^{o}\angle 20^{o}$ в центральной части и вновь ЮВ $150^{o}\angle 20^{o}$ на северо-восточном фланге. Таким образом, жилы куста контролируются флексурообразным изгибом, который фиксируется на горизонте шт. 3 (+870 м).

Пегматитовое тело – грибовидной формы в продольной проекции с трубообразным подводящим каналом в центре пегматитового тела и широкими растянутыми флангами, к которым приурочены жилы куста. Жилы № 330 и 314 северо-восточного фланга сходятся к общей головной части (разрез VII, рис. 40), но погружаются в раз-

личных направлениях – соответственно ЮЗ 200–225°∠35° и ЮЗ 240°∠25. Эти сопряженные жилы залегают полностью в дистен-гранат-двуслюдяных гнейсах и сланцах. Общая форма напоминает скобу, шарнир которой фиксируется на горизонте +903. В продольной проекции – это грибовидная жила с отчетливой – корневой частью и эродированными центральной и головной зонами. Сохранилась лишь нижняя часть центральной зоны. Грибовидная форма жилы подчеркивается контурами слюдоносной зоны на продольной проекции: нижняя часть жилы переходит центральную – с резким сокращением и последующим раздувом в центральной зоне. Содержание промышленного мусковита, максимальное на поверхности (около 50,7 кг/м^3), постепенно убывает в корневой зоне. Тип промышленного ослюденения – кварц-мусковитовый и пегматоидный.

Жила № 317 юго-западного фланга залегает в переслаивающихся дистен-гранат-двуслюдяных и гранат-биотитовых гнейсах и сланцах, известково-силикатных породах и кварцитах. Жила – килевидной формы со срезанной головной частью и сохранившимся килем (рис. 40). Формирование жилы определялось общим каналом для жил куста, показанным на продольной проекции между разрезами IV и VII, поэтому погружение жилы ориентировано в направлении СВ 30°∠35°. В юго-западном направлении пегматитовое тело жилы выклинивается на горизонте + 870 м. Промышленный тип ослюденения – кварц-мусковитовый и пегматоидный. Максимальное содержание промышленного мусковита приурочено к центральной зоне жилы № 317.

На расплывание верхней (головной) части под экраном дистен-гранат- двуслюдяных и гранат-биотитовых гнейсов и сланцев указывает значительная протяженность контура головной слюдоносной зоны. Последовательное развитие ослюденения от основного подводящего канала, как это видно на продольной проекции (см. рис. 40), сначала по килю пегматитового тела, а затем вверх с образованием общей головной части куста с пустым промежутком в центре, определяет характерную форму куста жил № 317, 330 и 314 – типа «манто». Подводящий канал по данным поискового бурения не несет промышленного ослюденения. Наиболее богатая часть куста, которая протягивалась в виде арки от жилы № 330 к жилам № 317, 314, эродирована.

6.2.3. Килевидные жилы

Для этой группы характерны лишь два элемента глубинности: верхний и центральный с вырожденным корнем. К таким объектам отнесена жила № 200 г. Одинокого. Модель этой жилы представлена на рис. 40. Группа челночных жил с одним элементом глубинности нами не рассматривается.

Жила № 200, голец Одинокий, Согдиондонская группа. У жилы отчетливо обособлена верхняя, центральная, вырожденная корневая части. Жила отработана с поверхности уступами карьеров, на глубину тремя горизонтами штолен и восстающими. Корневые части жилы разведаны скважинами колонкового бурения. Вмещающие породы представлены гранат-биотитовыми и биотит-кварцевыми гнейсами, скарноподобными породами и двуслюдяными сланцами. На нижних горизонтах жилы характерно переслаивание гранат-биотитовых гнейсов со скарноподобными породами, на верхних – двуслюдяных сланцев с гранат-биотитовыми гнейсами. Таким образом, снизу вверх по разрезу относительно хрупкие породы сменяются более пластичными разновидностями. Падение вмещающих пород – ЮВ 130°∠15–30°.

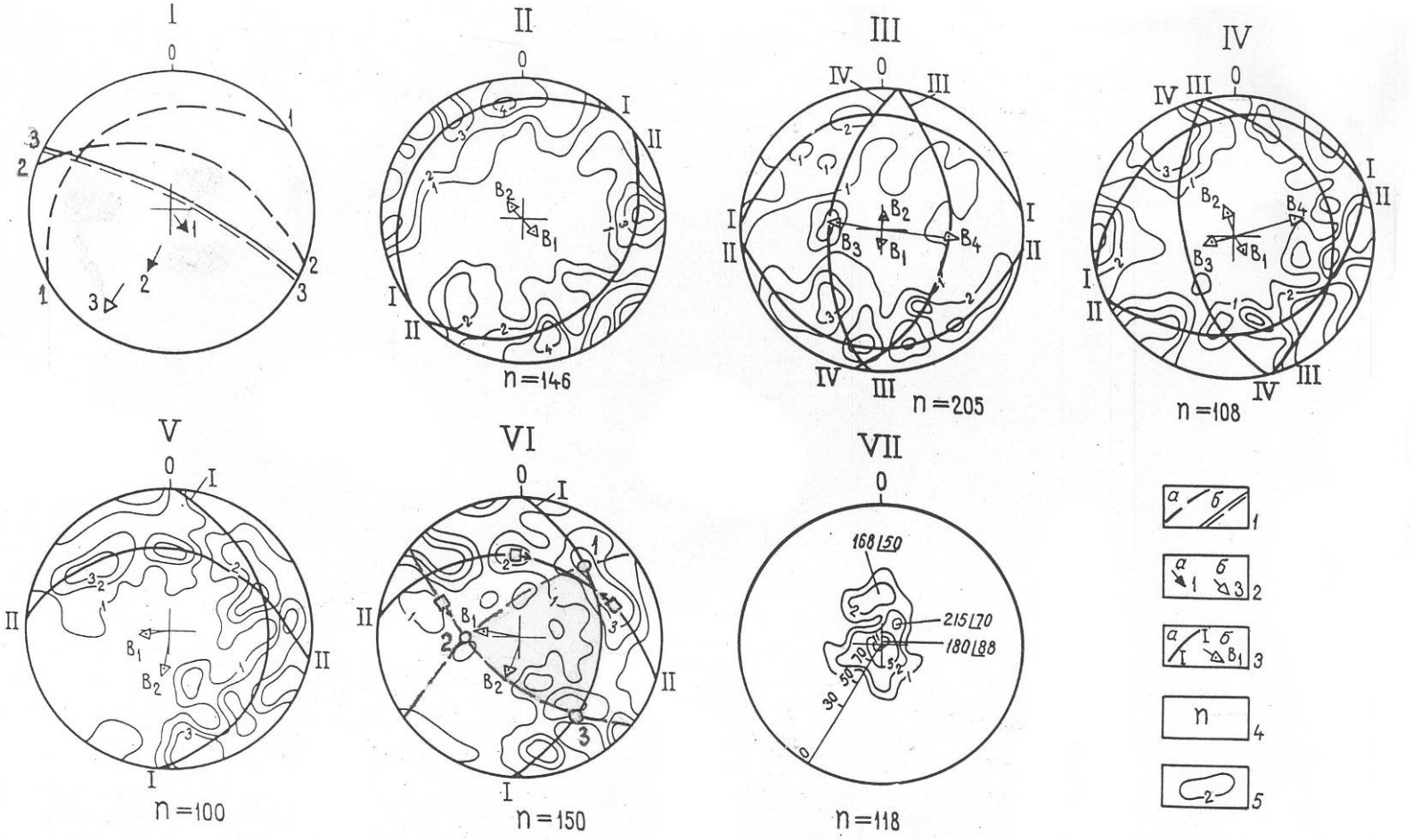


Рис. 74. Куст жил № 110 и 588, г. Ближний.

Диаграммы структурных элементов: I – слоистости парапород в районе жил: 110 (граммопроекция 1 – 1), 588 (2 – 2), контактов жилы 588 (3 – 3); II–III: слюд в карьере жилы 588: II – биотита, III – мусковита; IV –мусковита в штольне и уклоне жилы 588; V–VI – слюд в жиле № 110: V – биотита, VI – мусковита; VII – погружения лейст биотита в ассоциации с мусковитом в жилах № 110 и 588.

1 – граммопроекции слоистости парапород (а), контактов жилы № 588-б; 2 – полюса слоистости (а), контактов жилы № 588-б; 4 – количество замеров; 5 – изолинии с указанием процентов

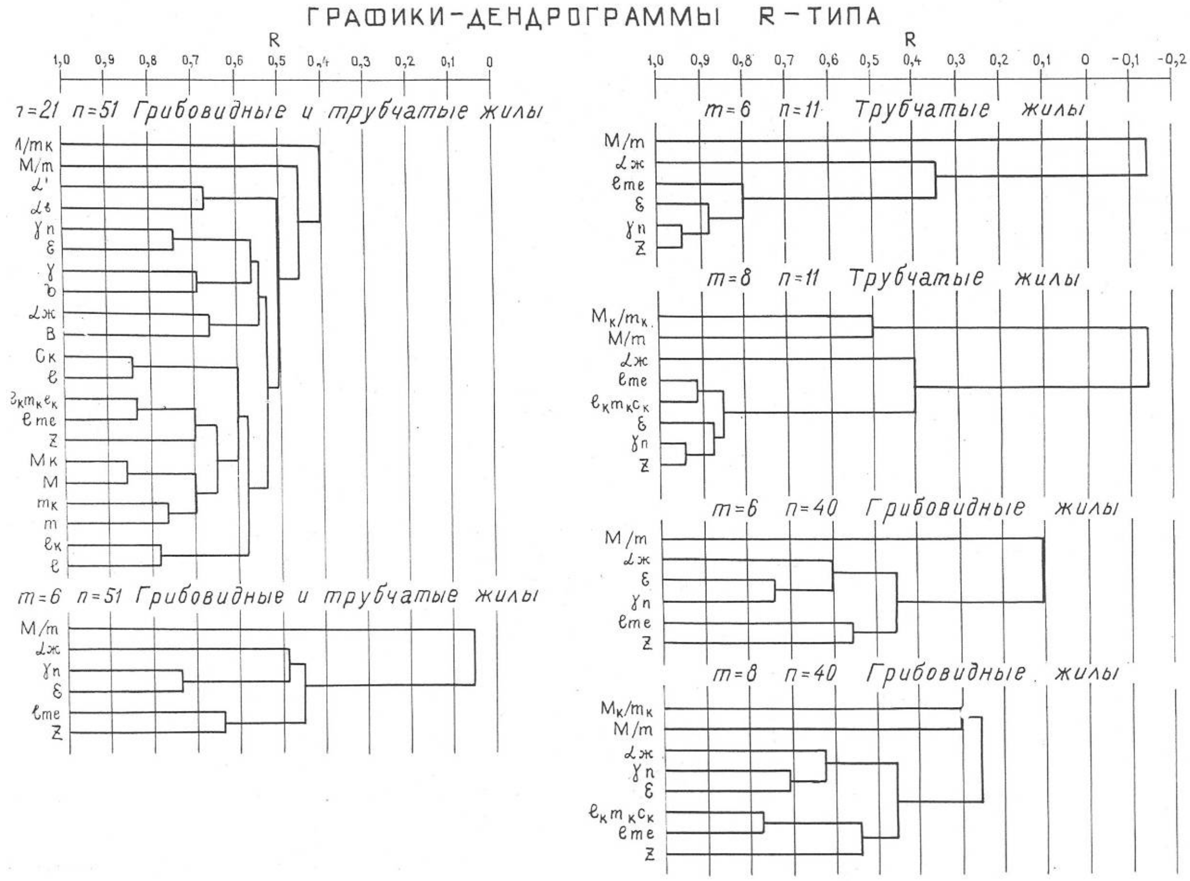


Рис. 75. Графики-дендрограммы R-типа трубчатых и грибовидных жил. Объяснение в тексте.

Пегматитовое тело жилы – крутопадающей пластинчатой формы, продольно-секущее. Жила – субмеридиональная (простирание ССВ 10°), субвертикальная, килевидной формы, приурочена к центральной части пегматитового тела. Погружение жилы от центра к корню – ЮВ 105°∠45°. Максимальное содержание промышленного мусковита – 30 кг/м^3 фиксируется в центральной части, с последовательным падением в головной и корневой частях жил. Максимальная мощность (раздув) промышленной зоны также наблюдается в центральной части. На эрозионный срез выходит верхняя часть жилы. Пластичные породы экрана эродированы. Жила сформировалась в протяженном, субмеридиональном разрыве сколового типа, в пределах Согдиондонской флексуры субширотного крыла Центрального тектонического блока.

Килевидные жилы характеризуются зональностью, близкой к группе грибовидных жил. Максимальное содержание и высокое качество промышленного мусковита приурочено к центру жилы, который соединяется с головной частью резким сокращением длины (шейкой) промышленной зоны; верхняя (головная) часть жилы, значительно увеличиваясь по длине, перекрывается пластичными породами экрана. Головной элемент жилы по своей протяженности в несколько раз превосходит его центральную часть. Среди килевидных жил часто встречаются крупные промышленно-слюдоносные объекты (жилы № 200, 205, 186, Согдиондон).

Б.3. Статистический анализ основных параметров слюдоносных жил

Б.3.1. Корреляционный анализ

Для поиска «слепых» слюдоносных пегматитовых жил необходимы надежные критерии оценки их слюдоносности на глубину. Особенное значение при решении этой проблемы может дать определение основных параметров слюдоносных пегматитовых жил и их статистическая оценка. Нами проведен статистический анализ представительной выборки слюдоносных жил основных морфологических разновидностей.

Слюдоносная жила представляет собой самостоятельный геологический объект или систему, состояние которой определяется различными параметрами. С одной стороны, изменчивостью собственных параметров, характеризующих промышленную слюдоносность, размеры жилы и положение её в пространстве и относительно других геологических тел – вмещающих пород и пегматитов, с другой – изменчивостью параметров вмещающей среды, прежде всего, составом, формой, размерами и ориентировкой пегматитовых тел.

Для всех рассмотренных нами в начале главы слюдоносных жил характерны три основные зоны глубинности: головная, центральная и корневая. Эти зоны наиболее четко проявлены у плоскогрибовидных жил. В статистическую выборку включены только те жилы, у которых достаточно хорошо выражены центральная и корневая зоны. Параметры головной зоны нами не рассматривались, так как у большинства жил они эродированы. Выделение параметров зон глубинности жил необходимо, прежде всего, для учета морфологических особенностей слюдоносных жил. Нами выделены следующие параметры:

1. Длина жилы – ℓ, определяется однозначно при известной морфометрии жилы по максимальной протяженности промышленно-слюдоносной зоны в горизонтальной плоскости центрального – ℓ и корневого $\ell_к$ элементов глубинности жилы;

2. Мощность жилы – m, определяется средневзвешенной величиной мощностей центральной – m и корневой – $m_к$ зон;

3. Глубина жилы – Z. Это протяженность центральной – Z и корневой – $Z_к$ зон по направлению соответствующих погружений. Этот линейный параметр введен нами потому, что мощность и длина недостаточны для пространственной характеристики зоны глубинности. Глубина жилы представляет собой вектор, определяющий однозначно её положение в пространстве, Нами использовалась также обобщенная глубина жилы – $Z_{об}$, представляющая собой суммарную величину параметра Z центральной и корневой зон.

4. Среднее содержание промышленного мусковита (кг/м^3) в жиле – С, определяется средневзвешенной величиной содержания – для центральной – С и корневой – $С_к$ зон в отдельности. Так как информация о качественных показателях промышленного мусковита весьма отрывочна, то они в анализ не включались.

5. Угол погружения жилы – ß, определяется как угол между линией погружения и её горизонтальной проекцией: $ß_ц$ и $ß_к$ – углы погружения соответственно цен-

тральной и корневой зон. По смысловому значению термин «погружение» близок к – «склонению». Нами отдается предпочтение первому понятию, тесно связанному с осевой частью жилы (слюдоносной зоны) и позволяющему характеризовать её пространственное положение.

6. Угол отклонения – σ, определяется как угол между проекциями линий падения вмещающих пород и погружения жилы. Этот параметр характеризует направление погружения жилы относительно плоскости вмещающих пород. Если $\sigma = 0–90^{o}$, жила погружается в направлении падения вмещающих пород, если $\sigma = 90–180^{o}$, жила погружается в направлении, противоположном падению слоистости пород. Соответственно угол сечения – ε, равен углу между проекциями линий падения вмещающих пород и жилы.

7. Угол падения вмещающих пород – $\alpha_{вм}$, находится в интервале $0 – 90^{o}$.

8. Угол падения жилы – $\alpha_{ж}$, учитывается в целом по жиле, без разделения на зоны глубинности.

9. Угол пересечения – γ, определяется как угол между плоскостью слоистости вмещающих пород и линией погружения жилы.

10. Угол пересечения падений – $\gamma_{п}$, определяется как угол между падениями плоскостей слоистости вмещающих пород и жилы, отличается незначительно от двугранного угла.

11. Мощность пегматитового тела жилы – М, для центральной и корневой зон соответственно – $М_{ц}$ и $М_{к}$.

Не вводится параметр, определяющий разновидности пегматитовых тел по составу полевых шпатов, так как их морфологические характеристики принципиально не отличаются.

Для оценки перспектив промышленно-слюдоносных жил важно определить статистическую зависимость глубины промышленного ослюденения – Z от других параметров слюдоносных жил, сравнительно легко определяемых на поверхности. Протяженность на глубину слюдоносных объектов может определяться такими факторами, как флюидонасыщенность системы – f , механизмом продвижения флюидов в пегматитовых телах, который можно оценить размерами а – П и морфологией слюдоносной жилы – Ф, направлением движения флюидов – θ. В общем случае эта зависимость может быть определена следующим образом:

$$Z = Z (f, П, Ф, θ).$$

Флюидонасыщенность системы для каждой слюдоносной жилы можно характеризовать по сечениям в зависимости от их размеров и оценок средних содержаний промышленного мусковита для этих сечений, т. е. величинами линейных (с×ℓ) или площадных (с×ℓ×m) запасов промышленного мусковита. Размеры пегматитовых тел можно учесть их средними мощностями – М, форму слюдоносных жил – параметром ℓ, а направление их движения угловыми параметрами γ, $\gamma_{п}$, σ, ß.

По программе кластер-анализа* рассмотрены корреляционные группировки параметров (признаков) слюдоносных жил. Графики R-типа для выборки в целом и раздельно по грибовидным и трубчатым жилам приведены на рис. 75. Как видно из графика корреляционной группировки всей выборки (m = 21, n = 51), одноименные параметры центральной зоны слюдоносных жил находятся в тесной положительной корреляционной взаимозависимости друг с другом (ℓ и ℓк, m и $m_{к}$, М и $М_{к}$, , С и $С_{к}$), что позволяет использовать параметры одного сечения, прежде всего – центрального,

* Алгоритм кластер-анализа приведен в работе Другова и др. (1974)

для оценки слюдоносного объекта. Корреляционные групповые взаимоотношения важнейших параметров слюдоносных жил характеризуются следующим образом:

1. Угловые параметры на общем графике распределяются попарно на отдельные группы с тесными корреляционными связями: α^1 и $\alpha_{вм}$, γ_n и ε, γ и σ, $\alpha_ж$ и ß;
2. Глубина жилы – Z находится в тесной корреляционной связи с группой обобщенных параметров ℓmc и $\ell_к m_к c_к$, составляя ядро кластера параметров промышленной слюдоносности;
3. Параметры – угловые и промышленной слюдоносности обособляются в различные группы при R>0,55
4. Отношения M/m и $M/m_к$ выпадают из общей группы параметров.

После исключения параметров погружения – ß, σ, γ, α^1, единичных – промышленной слюдоносности – С, Ск, ℓ_m, ℓ, m, $m_к$ и падения вмещающих пород – $\alpha_{вм}$, проведен групповой анализ как для всей выборки в целом, так и раздельно для грибовидных и трубчатых жил. Взаимоотношения параметров характеризуются следующим образом:

1. В общей выборке для 6 параметров (m = 6, n = 51) и выборках грибовидных жил для 6 и 8 параметров (m = 8, n = 40 и m = 6, n = 40) сохраняются две группы параметров жил – промышленной слюдоносности (Z, ℓmc, $\ell_к$ $m_к$ $c_к$,) и угловых (ε, γ_n и $\alpha_ж$), объединенных в общий кластер.
2. Отношения мощностей M/m и $M/m_к$ обособляются в группу, которая очень слабо коррелируется с кластером параметров – угловых и промышленной слюдоносности.
3. В выборке трубчатых жил для 6 и 8 параметров (m = 8, n = 11 и m = 6, n = 11) фиксируется компактный кластер жестких связей параметров – угловых (ε, γ_n) и промышленной слюдоносности (Z, ℓmc), а падение жилы лишь дополняет кластер.
4. Отношения мощностей пегматитовых тел и жил еще резче обособляется от группы основных параметров жил, обнаруживая с ней слабую отрицательную корреляцию

Таким образом, проведенный групповой корреляционный анализа параметров слюдоносных жил показывает достаточно высокую корреляционную связь глубины жил и остальных параметров, исключая отношения M/m и $M/m_к$, которые нарафиках R-типа обособлены от группы остальных параметров. Параметры, отражающие родственные свойства выборки, образуют на дендрограмме обособленные группы, что позволяет использовать отдельные представительные параметры вместо этих групп, сократив количество переменных без существенной потери информации. В нашем случае вместо 21 можно эффективно использовать лишь 5 переменных: Z, ℓmc, γ_n, ε, $\alpha_ж$.

Рассмотрим парные корреляционные взаимоотношения между параметрами слюдоносных пегматитов в дополнение к групповому корреляционному анализу. Характерны тесные корреляционные связи одноименных параметров центральной и корневой зон ℓ и $\ell_к$ (R=0,79), m и $m_к$ (0,76), С и $С_к$ (0,85), М и $М_к$ (0,86), а также совокупных параметров с их составляющими: ℓmc с ℓ, $\ell_к$, m и $m_к$ (соответственно 0,46; 0,6; 053; 0,56), $\ell_к m_к c_к$ с $\ell_к$ и $m_к$ (0,55 и 0,66). Отдельные составляющие слабо коррелируются с совокупными параметрами: Сц и ℓmc (0,26), $С_к$ и $\ell_к m_к c_к$ (0,37, что возможно определяется неравномерной изменчивостью длин и содержаний, , компенсируемой совокупным параметром. Существенно ослаблены корреляционные связи отношений мощностей и их составляющих: M/m с M и m (0,35 и –0,31), $М_к/m_к$ с $М_к$ и $m_к$ (0,14 и –0,31).

Корреляционные связи параметров слюдоносности характеризуются следующим образом:

1. Статистически значимая корреляция длин центрального и корневого сечений – ℓ и $\ell_к$ с величиной угла пересечения по падению – $\gamma_п$ (соответственно 0,44 и 0,45) и пересечения по погружению – γ (соответственно 0,39 и 0,3), что определяется устойчивой тенеденцией возрастания длины жилы в более крутосекущих телах.

2. Высокая корреляция глубины жилы – Z с совокупными параметрами ℓmc и $\ell_к m_к c_к$ (0,63 и 0,71), содержаниями С и $С_к$ (0,42 и 0,32), с угловыми параметрами ε и $\gamma_п$, что определяет тенденцию возрастания глубины промышленного ослюденения у более крутосекущих жил.

Для угловых параметров характерна высокая корреляционная взаимозависимость и низкая – с группой параметров промышленной слюдоносности:

1) угла погружения – ß с $\alpha_ж$ и γ (соответственно 0,66 и 0,52), т. е. погружение жил возрастает в крутосекущих телах пегматитов;

2) угла пересечения по погружению – γ с углами – отклонения σ (0,69) и погружения ß (0,52): более крутосекущие жилы по падению обычно характеризуются и более крутым погружением;

3) угла пересечения по падению – $\gamma_п$ с ε (0,74), σ (0,56), γ (0,49), ℓmc (0,45), ℓ (0,45), $\ell_к$ (0,45), $\alpha_ж$ (0,48), что определяется устойчивой тенденцией элементов падения и погружения и позволяет в дальнейшем использовать только параметры падения ε, $\gamma_п$ и $\alpha_ж$.

После сокращения параметров определены парные коэффициенты корреляции раздельно для грибовидных и трубчатых жил следующих признаков: угловых – ε, $\gamma_п$ и $\alpha_ж$, промышленной слюдоносности – Z, ℓmc, $\ell_к m_к c_к$, отношений M/m, $M_к/m_к$. Корреляционные взаимоотношения этих параметров для грибовидных жил характеризуются следующим образом:

Угол пересечения падений – $\gamma_п$ тесно связан с углами – ε (0,71) и $\alpha_ж$, (0,64), следовательно, вместо трех угловых параметров в практических целях можно использовать только один – $\gamma_п$.

Параметры трубчатых жил определяются более жесткими корреляционными связями:

1. Глубина жилы – Z сильно связана с признаками: совокупными ℓmc (0,81) и $\ell_к m_к c_к$ (0,86) и с угловыми – $\gamma_п$ и ε (соответственно 0,95 и 0,83). В свою очередь, параметры ℓmc и $\ell_к m_к c_к$ жестко коррелируются между собой и с угловыми параметрами – ε (соответственно 0,73 и 0,7) и $\gamma_п$ (0,83 и 0,79).

2. Z находится в обратной корреляционной зависимости с отношениями M/m (–0,24) и, $M_к/m_к$ (–0,49).

Таким образом, промышленное ослюденение на глубину возрастает в более крутопадающих относительно вмещающих пород слюдоносных жилах и имеет тенденцию к убыванию при возрастании мощности пегматитового тела (сокращения мощности слюдоносной зоны), особенно в корневой части жилы. Статистическую оценку глубины слюдоносной жилы можно провести по данным промышленной слюдоносности – ℓmc и падения – $\gamma_п$ какого-либо одного сечения жилы (например, на уровне эрозионного среза).

6.3.2. Регрессионный анализ

Метод множественной регрессии – эффективнейший метод прикладного анализа, предполагает выполнение определенных условий:

1) ошибки измерений независимых переменных должны быть несущественными;

2) распределение каждого из параметров (факторов) выборки должно быть близко к нормальному;

3) изменчивость исследуемого показателя должна быть пропорциональной изменчивости коррелируемых факторов, включенных в уравнение регрессии, на любом интервале их изменения.

Такие жесткие требования обычно ограничивают применение множественной регрессии статистическими исследованиями объектов с высокоточными измерениями. Вместе с тем регрессионный анализ может быть использован с успехом и в тех случаях, когда ошибки измерений параметров статистической совокупности не превышают 20–30 %, а точность уравнения не ниже 50 %, например, при решении прогнозных задач.

В нашем случае, зоны глубинности прослежены детально подземными горными выработками и скважинами, а такие параметры, как M, C, m, $\alpha_{вм}$ определяются как средневзвешенные величины, ошибки измерений которых не превышают 20 % при доверительной вероятности 0,05. Ошибка исследуемого показателя – Z (глубины) в сторону занижения не превышает 30 %. Таким образом, при p = 0,05 точность параметров статистической выборки слюдоносных жил оценивается следующим образом: $y_{ij}=1\pm0,3$; $x_{ij}=1\pm0,3$; i=1+n; j=1+m.

В выборку включены, в основном, крупные слюдоносные жилы приблизительно одной размерности и протяженные на глубину. Поэтому гистограммы распределений коррелируемых параметров имеют форму колоколов и незначительно отличаются от гистограмм нормального распределения. Пропорциональная изменчивость исследуемого показателя (глубины жилы) и коррелируемых параметров слюдоносных жил подчеркивается закономерной группировкой факторов статистической выборки на дендрограммах R-типа кластер-анализа (см. рис. 75). Таким образом, применение множественной регрессии для статистического анализа параметров слюдоносных жил вполне оправдано.

По программе множественной регрессии на ЭВМ получены линейные уравнения связи глубины жилы по направлению погружения: сначала – центральной ($Z_{ц}$), а затем и суммарной центральной и корневой зон ($Z_{общ}$). Оптимизация уравнения связи проводилась последовательным исключением малоинформативных параметров. Информативность параметров оценивалась по стандартизованным коэффициентам ß. В статистическом смысле ß-коэффициенты показывают, на сколько собственных среднеквадратических отклонений изменяется функция при изменении независимой переменной на одно собственное среднеквадратическое отклонение. Оптимальное уравнение множественной регрессии характеризуется следующим образом:

$$Z = – 28,434 – 1,783\ ß + 0,483\ \ell_{ц} + 1,677\ m + 1,360\ C_{ц} + \\ + 1,864\ \alpha_{вм} + 1,314\ \gamma_{п}. \quad (1)$$

Статистические оценки уравнения связи характеризуют высокое влияние оптимизированных факторов на изменчивость параметра Z. Коэффициент множественной регрессии R близок к 0,8, а коэффициент детерминации $R^2 = 0,64$. Следовательно, доля вариации зависимой переменной (глубины жилы) объясняется на 64 % влиянием выбранных 6 факторов. Таким образом, 36 % изменчивости исследуемого показателя определяется или неучтенными факторами или же незначительными ошибками измерений параметров слюдоносных жил. Наиболее сильное влияние на изменчи-

вость исследуемого показателя Z оказывают параметры ß, ℓ и $\gamma_{n,}$, стандартизованные коэффициенты которых соответственно равны –0,508; +0,534 и +0,45. Менее информативны $C_ц$ и $\alpha_{вм}$, стандартизованные коэффициенты которых соответствуют значениям +0,286 и +0,301. Точность уравнения связи определяется его стандартной ошибкой оценки σ, равной 43,32, характеризующей разброс Z_{1-n} вокруг линии множественной регрессии. Уравнение связи имеет непосредственное практическое значение при оценке распространения жилы на глубину в случае её верхнего уровня среза. Точность уравнения показывает его низкую эффективность при оценке глубины мелких жил (Z<100 м), и достаточно высокую – при оценке глубоких жил (Z >100 м).

По данным регрессионного анализа информативность средних содержаний промышленного мусковита (параметра – С) сравнительно не высока, что определяется неравномерной изменчивостью содержаний промышленного мусковита в жилах различной глубины и неучтённостью их размеров сечений.

По программе многошаговой множественной регрессии на ЭВМ получены линейные уравнения связи глубины жилы – Z с признаками ℓmc, γ_n, ε, $\alpha_ж$ и M/m. Эта программа составлена таким образом, что уравнения регрессии рассчитываются последовательно с включением независимых переменных в порядке убывания их частных коэффициентов корреляции при заданном пороге значимости. Ниже приводится лишь часть полученных нами уравнений связи раздельно – для грибовидных (m = 2 + 6, n = 40) и трубчатых (m = 3 + 6, n = 11), а также совместно тех и других жил (m = 2 + 4, n = 51).

I. Грибовидные жилы (n = 40)

$$Z = 0{,}0013\ ℓmc - 77{,}285;\ R = 0{,}549,\ \sigma = 45{,}344; \quad (2)$$

$$Z = 0{,}00109\ ℓmc + 0{,}10592\ \varepsilon + 5{,}00998\ M/m + 0{,}53055\ \gamma_n - 0{,}52214; \quad (3)$$

$$\alpha_ж + 73{,}285;\ R = 0{,}623\ ,\ \sigma = 44{,}034.$$

II. Трубчатые жилы

$$Z = 4{,}34252\ \gamma_n + 0{,}00177 ℓmc + 91{,}64191;\ R = 0{,}973,\ \sigma = 51{,}877; \quad (4)$$

$$Z = 5{,}35574\ \gamma_n + 0{,}00157 ℓmc + 0{,}93723\ \alpha_{ж\_} 0{,}91095\ \varepsilon + 57{,}7684; \quad (5)$$

$$R = 0{,}982,\ \sigma = 49{,}121.$$

III. Грибовидные и трубчатые жилы

$$Z = 0{,}00281\ ℓmc + 56{,}83659;\ R = 0{,}634,\ \sigma = 87{,}286; \quad (6)$$

$$Z = 0{,}00261 ℓmc + 0{,}60307\ \gamma_n - 0{,}50262\ \alpha_{ж\_} 0{,}91095\ \varepsilon + 70{,}00636; \quad (7)$$

$$R = 0{,}651,\ \sigma = 87{,}475.$$

Размерность вышеприведенных параметров уравнений: Z, M, m – в метрах, γ_n, $\alpha_ж$ и ε – в градусах, ℓmc – в кг/м^2/м^3. Как видно из статистических параметров уравнений связи (2), (3), (6), (7), коэффициенты множественной корреляции значительно ниже, чем в уравнении 1, при относительно близких стандартных отклонениях уравнения.

Для практических целей наиболее важны уравнения связи (2), (3), (7), в которых, в отличие от уравнения (1), из угловых параметров используется только падение. В случае ненадежности измерения последнего, можно использовать уравнение (2), которое учитывает только один наиболее важный и необходимый признак – ℓmc, характеризующий флюидонасыщеность системы. Для трубчатых жил коэффициент R близок к 1 в уравнениях (2), (4), (5), что характеризует жесткую зависимость определяемого показателя Z и факторов этих уравнений. Вместе с тем слишком малая выборка трубчатых жил ограничивает применение уравнений (2), (4), (5) разновидностями жил, использованных при расчете регрессии. Область применения всех уравнений регрессии ограничивается жилами, протяженными на глубину. Для получения более надежной оценки глубины жил необходимо увеличить объем выборки, подраз-

делить выборку грибовидных жил на подгруппы килевидных и собственно грибовидных жил, а также включить в анализ жилы с малыми глубинами.

5.4. ОБОГАЩЕННЫЕ МУСКОВИТОНОСНЫЕ СТОЛБЫ В КРУПНЫХ ПЕГМАТИТОВЫХ ЖИЛАХ

В связи с повышенными требованиями к качеству и размерности к промышленному мусковиту в пегматитовых жилах повышается актуальность разработки надежных критериев поиска и локального прогноза обогащенных мусковитоносных жил с повышенными содержаниями высококачественного крупноразмерного мусковита. Эта проблема сопряжена с изучением геолого-структурных условий формирования обогащенных слюдоносных объектов.

Нами изучен ряд крупных слюдоносных жил Мамской слюдоносной провинции различных морфологических типов, детально разведанных и затронутых эксплуатацией. Выявлены следующие особенности распределения крупных кристаллов мусковита в пегматитовых жилах. Обогащенные крупнокристаллическим мусковитом участки пегматитовых жил – мусковитоносные столбы распределены неравномерно и обычно встречаются в виде гнезд, факелообразных столбов – струй у большинства крупных жил (жилы № 257-а, г. Незаметный; 39-а, г. Студенческий и т. д.), редко в виде столбов – зон (№ 127-а, г. Третий; № 66, г. Резервный; № 350, г. Поворотный). С возрастанием содержания крупнокристаллического мусковита обычно возрастают их размерность и качество, хотя возможны и значительные отклонения, обусловленные как поздними тектоническими процессами, так и интенсивностью наложенных стадий окварцевания и сульфидизации.

В пределах промышленно-слюдоносных зон выявлены агрегаты кристаллов биотита и мусковита, так называемые системы крупнокристаллических слюд, имеющие четко выраженное погружение (склонение). Анализ этих систем показывает определенную их ориентировку в пространстве, которая отражает пути поступления мусковитоформирующих флюидов.

Выявлена последовательность формирования мусковита в течение нескольких стадий. Выделено семь возрастных генераций слюд.

1. Мелкие агрегаты биотита, которые развиваются по плоскостям трещин в пегматитах. При перекристаллизации мелких агрегатов формируется крупнокристаллический лейстовый биотит.

2. Тонкопластинчатый мусковит, развивается по мелким агрегатам и лейстам биотита.

3. Пластинчатый и призматический мусковит с хорошо выраженными кристаллографическими формами, замещает крупнокристаллический лейстовый биотит.

4. Пегматоидный мусковит, образуется в ассоциации с крупными кристаллами микроклина, реже плагиоклаза в виде пегматоидных структур.

5. Призматический и пластинчатый мусковит в ассоциации с кварцем (кварц-мусковитовое замещение, главным образом по полевым шпатам).

6. Кварц-мусковитовый комплекс – призматический мусковит в гнездах кварца, характеризуется неустойчивостью олигоклаза, который встречается в виде реликтов.

7. Поздний белый и светло-зеленый мусковит (в ассоциации с бериллом).

При массовых замерах на различных горизонтах глубинности жил учитывались эти генерации слюд. Последовательное их формирование происходит на фоне непрерывной изменчивости плана деформаций. Как видно из приведенных ранее струк-

турных диаграмм, пространственное положение каждой последующей генерации определяется как новыми, так и предыдущими планами деформаций.

Преимущественное направление погружений крупнокристаллических слюд различных генераций позволяет характеризовать направление погружений зон богатого ослюденения (мусковитоносных столбов) и прогнозировать их на глубину, что имеет непосредственное практическое значение, как при геологоразведочных, так и при эксплуатационных работах. Применимость этого метода определяется безусловной направленностью и определенной интенсивностью потока флюидов, который может характеризоваться как интегральная векторная величина. Тогда составляющими элементами его могут быть определены элементарные векторы – системы крупнокристаллических слюд. Длина векторов определяет их величину, а погружения – их ориентировку. Проводилось геометрическое сложение векторов способом ближайшего соседа, что позволило характеризовать в крупных жилах ориентировку и размерность как обогащенных мусковитоносных столбов, так и слюдоносных зон и самих жил.

На рисунках 76–79 представлены фотографии систем слюд различных генераций в стенках подземных горных выработок жил № 73, 76-а г. Поворотного, г. Третьего, № 350 и 127-а г. Поворотного. На фотографиях хорошо видно увеличение размеров кристаллов в более поздних третьей и четвертой генерациях. Слюдоносные зоны в жилах № 73 и 76-а формируются в секущих микроклин-плагиоклазовых пегматитах крупнографических и крупноблоковых структур перекристаллизации, а также кварц-мусковитового замещения. Степень мусковитизации сравнительно невысока, что определяется развитием здесь, главным образом, слюд второй и третьей генераций в виде пологих систем. Кристаллы мусковита встречаются здесь в тесной ассоциации с преобладающим биотитом, как это видно на фотографиях стенок и кровли орта 7 «старательской» штольни жилы № 73 (см. рис. 76).

Слюды третьей генерации детально нами изучены также в подземных выработках жилы 259-а г. Рудничного. Этот объект вызывает интерес своей представительностью, так как он эродирован лишь в верхней своей части, а также приуроченностью к меридиональной тектонической зоне глубокого заложения.

Жила № 259-а, голец Рудничный Витимская группа. Жила № 259-а представляет собой куст жил № 259-а, 258 и 260, залегающих в пределах одного крупного пегматитового тела. Жила разведана с поверхности карьерами, а на глубину четырьмя горизонтами штолен №№ 158 (+659,7 м), 18 (+620 м), 17 (+580 м), 19 (+540 м) и скважинами поискового бурения. Секущее пегматитовое тело, северо-западного простирания, падение ЮЗ 220–230°∠70°, длиной более 500 м, расположено в пределах сопряженной меридиональной сдвиговой складки, деформирующей ЮВ крыло Гремучинской синклинали (рис. 9). Вмещающие породы представлены переслаивающимися гранат- биотитовыми, кварц-гранат-биотитовыми, двуслюдяными гнейсами и известково-силикатными породами. Падение пород меняется от ЮВ 130–140°∠70–80° до С 355–0°∠70° и СВ30∠60–70°.

Наиболее крупная жила этого слюдоносного куста – № 259-а, приурочена к лежачему контакту пегматитового тела. Контакт – секущий, ступенчатый, падение ЮЗ 240–250°∠60–90° с глубиной меняется на обратный СВ 60–70° ∠80–90° (рис. 80, 81). Форма слюдоносной зоны – уплощенно-грибовидная, с раздувом в центральной части (горизонт шт. 17). Протяженность зоны, вскрытая скважинами на глубину, – около 160 м. Наиболее высокое содержание промышленного мусковита приурочено к раздуву в центральной части зоны. Промышленный тип ослюденения: мусковит – по лейстовому биотиту и кварц-мусковитовый комплекс. Из модели жилы (см. рис. 80, 81) видно, что с глубиной слюдоносная зона распадается на два слюдоносных столба

с разными погружениями: СЗ∠40–50° и ЮВ ∠60–70°. Головная часть жилы выклинивается к поверхности и не выходит на эрозионный срез, соединяясь на горизонте шт. 158 с жилой № 259. Удлинение зоны на горизонте шт. 17 объясняется объединением здесь двух мусковитоносных столбов.

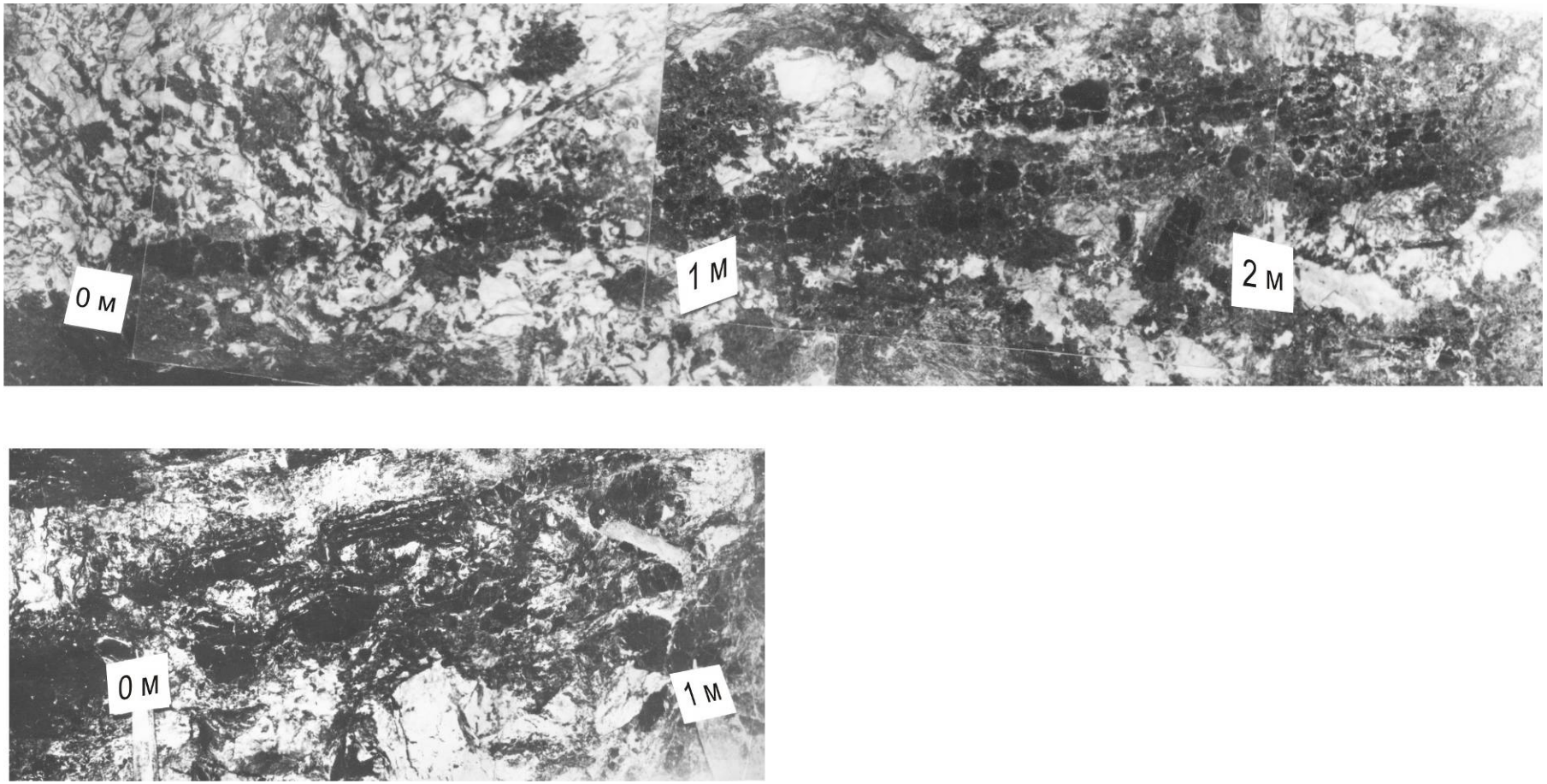


Рис. 76. Системы крупнокристаллических слюд (биотита и мусковита) III и II генераций:

Фото – Вверху – III генерации в пегматоидном плагиоклаз – микроклиновом пегматите (южная стенка орта 60 шт. 10 жилы № 76-а г. Поворотный (Слюдянская группа)), Внизу – II генерации (в кровле орта 7 старательской штольни жилы № 73, г. Поворотный

Рис. 77. Системы крупнокристаллического мусковита IV генерации в крупноблоковом плагиоклазовом пегматите. Фото стенки очистной камеры между штольнями 103 и 104 жилы № 127-а, г. Третий (Слюдянская группа)

В подземных выработках штолен 17 и 18 проводились массовые замеры погружений систем. Системы-агрегаты крупнокристаллического биотита и мусковита, которые ориентированы определенным образом в пространстве, отражают направления погружений обогащенных мусковитоносных столбов. Для обработки замеров систем использовался векторный анализ. Найдены суммарные вектора второй и третьей генераций систем, характерные для наиболее обогащенных участков слюдоносной зоны. Преобладают системы второй генерации – развитие пластинчатого мусковита по лейстовому биотиту. Вертикальные и горизонтальные проекции векторов приведены на рис. 80, А. и ориентированы следующим образом: на горизонте шт. 18 вектор второй генерации погружается на СЗ $340^{o}\angle 60^{o}$, вектор третьей генерации на – ЮВ$140^{o}\angle 60^{o}$, на горизонте шт. 17 выявлены два погружения систем второй генерации – ССВ $10^{o}\angle 55^{o}$ ЮВ $150^{o}\angle 60^{o}$. Эти направления суммарных векторов можно объяснить перегибом слюдоносной зоны, субвертикальным её падением на этом горизонте. Из длины суммарных векторов, видно преобладание систем кристаллов мусковита и биотита с северо-западным погружением. Отсюда более вероятно ожидать наличие слюдоносной зоны на глубине в этом направлении.

При изучении мусковитоносных столбов жилы № 259-а проводились зарисовки и фотографирование стенок и кровли штрека шт. 18, а также поперечного сечения жилы в ортах. Зарисовки дают более полную, объемную характеристику слюдоносных зон в трех плоскостях: в продольном сечении по штреку, в поперечном – по ортам и горизонтальном – по кровле. Фотографирование характеризует слюдоносную зону в двух сечениях – продольном и поперечном.

Рис. 78. Мусковитоносный обогащенный столб. Фото фрагмента юго-западной стенки очистной камеры штольни 9 жилы № 350 **г.** Поворотный

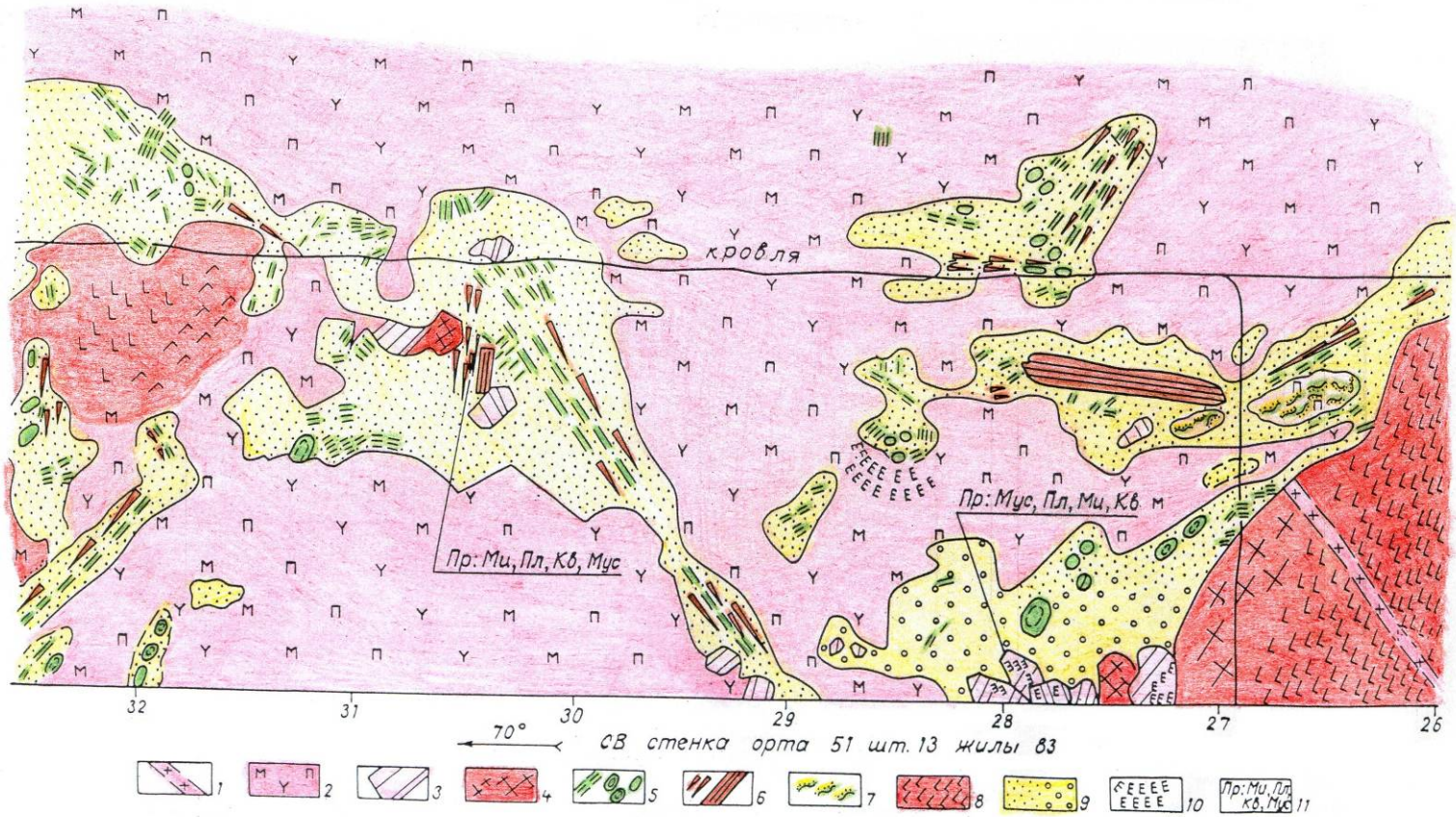


Рис. 79. Слюдоносные струи – столбы в блоковом плагиоклаз – микроклиновом пегматите. Зарисовка фрагмента северо-восточной орта 51 шт. 13 стенки жилы № 83, г. Северный (Витимская группа)

1 – секущая дайка гранитовидного пегматита; 5 – крупные кристаллы мусковита (торец, фас); 6 – лейсты биотита (торец, фас); 7 – полосчатость чешуйчатого мусковита и кварца; 8 – блоки микроклина графической структуры; 9 – обособления кварца: мономинерального (кружки), в ассоциации с кристаллами мусковита (крап); 10 – радиоактивные ореолы (крап); 11 – места отбора проб: микроклина (Ми), плагиоклаза (Пл), кварца (Кв), мусковита (Мус). Остальные условные обозначения см. рис. 1

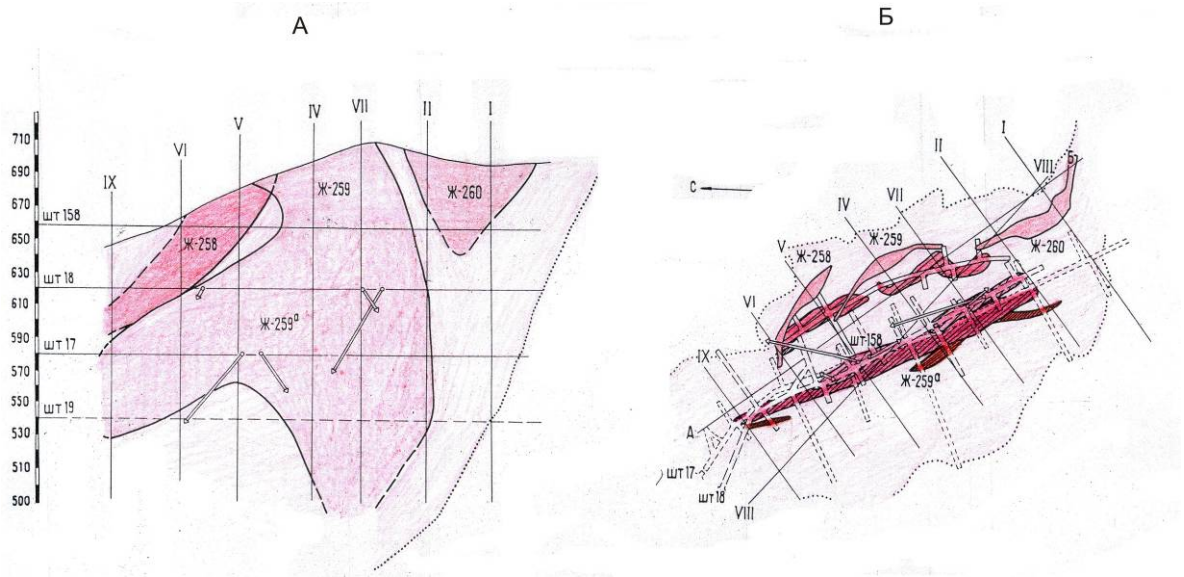


Рис. 80. Модель куста жил № 259–259-а, г. Рудничный (Бол. Северная группа). А – продольная проекция на вертикальную плоскость, Б – совмещенный погоризонтный план. Условные обозначения см. рис. 73 и 1

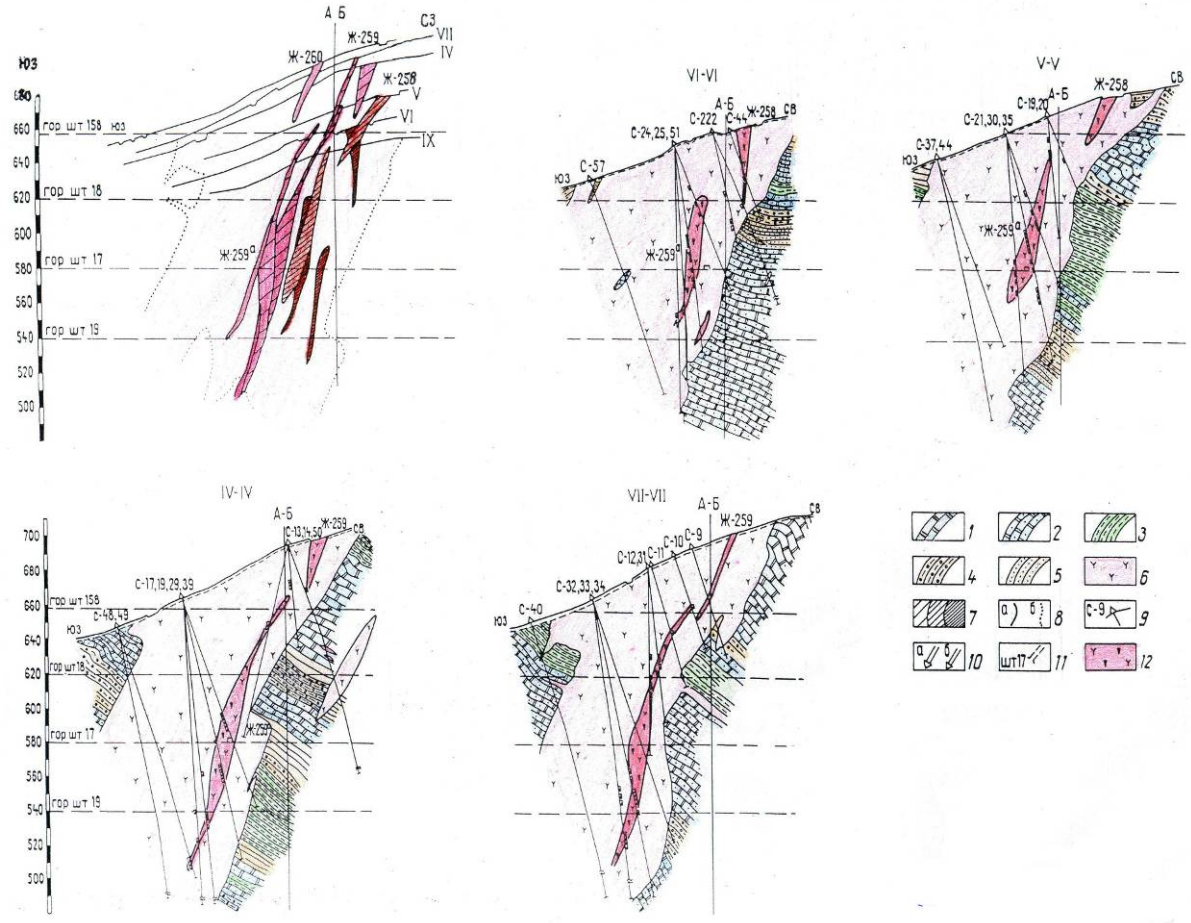


Рис. 81. Куст жил № 259–259-а, г. Рудничный. Геологические разрезы. Условные обозначения см. рис. 1

Пегматитовое тело жилы сформировалось в трещине отрыва, возникшей при лево-сдвиговых подвижках вмещающей толщи вдоль меридиональной Гремучинской тектонической зоны глубокого заложения, представлено, в основном, гранитоидным микроклин-плагиоклазовым пегматитом с отдельными зонами крупноблоковых и пегматоидных разновидностей, к которым, в свою очередь, приурочены обогащенные мусковитоносные столбы. В пегматоидных структурах преобладают гигантские кристаллы микроклина с крупно-графическими вростками кварца. Непосредственно в пегматоидной структуре крупные кристаллы мусковита отсутствуют или встречаются крайне редко, хотя и наблюдаются отдельные лейсты биотита.

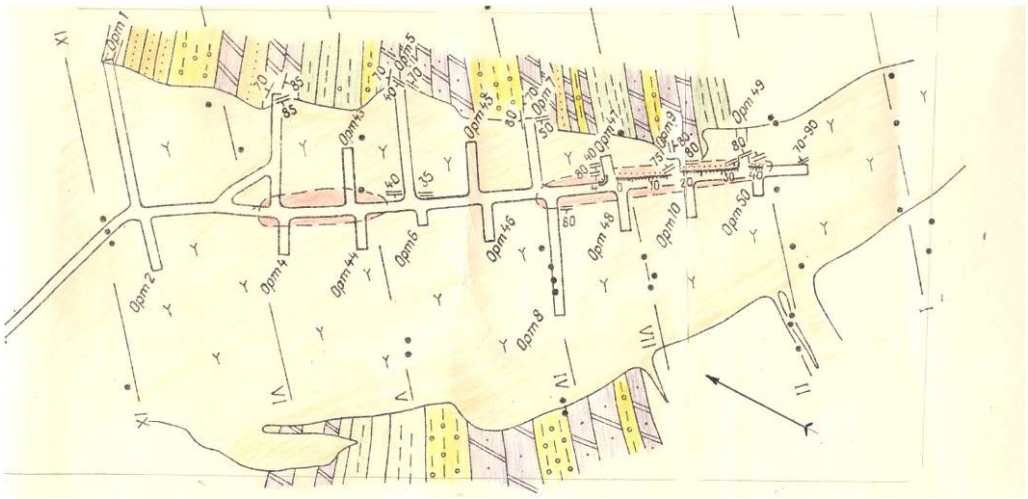
Крупнокристаллический мусковит встречается в виде отдельных «систем» – струй двух разновидностей – в ассоциации с биотитом и без него. Наиболее крупноразмерный мусковит высокого качества третьей генерации встречается во второй разновидности, вместе с плагиоклазом (олигоклазом) и кварцем. Такие струи формируются в кровле кварцевых ядер, образуя известную ассоциацию: плагиоклаз (олигоклаз) – мусковит – кварц. Здесь развит пегматит крупноблоковой структуры, в котором размеры блоков плагиоклаза сравнительно небольшие – 20–40 см по сравнению с кристаллами микроклина в пегматоиде, которые достигают 5 м. Мусковит в таких струях формируется в результате собирательной перекристаллизации в трещинах раздвига в плагиоклазовом пегматите. Процессы кварц-мусковитового замещения с кристаллами мусковита четвертой генерации проявлены здесь незначительно. В системах (струях) с биотитом обычно формируется мусковит второй генерации, т. е. меньших размеров и более низкого качества. Такими слюдами сложена преимущественно зона 1 шт. 18.

Впервые нами выявлена грибовидная форма кварцевых ядер, как это видно из зарисовок и фотографий продольных, горизонтальных и поперечных сечений слюдоносных зон (рис. 82, 83). Такие формы кварцевых ядер определяются, вероятно, всплыванием кремне-кислотных растворов, богатых летучими компонентами и задержкой их на промежуточных барьерах. Такими барьерами могут быть участки кристаллизации пегматитового расплава сначала в верхней, а потом и центральной части пегматитового тела. Кварцевые ядра достигают значительных размеров: свыше 10 м в продольном сечении и 2–3 м – в поперечном. Слюдоносная зона II (шт. 18) на всем своем протяжении – 80 м контролируется уплощенно-грибовидными кварцевыми ядрами.

Грибовидная (клиновидная) форма кварцевых ядер характерна как для продольного, так и поперечного разрезов (см. зарисовки и фото стенок и кровли подземных выработок на рис. 82 и 83). Крупные ядра сложены чистым мономинеральным кварцем и являются, таким образом, прекрасным кварцевым сырьем. В мелких кварцевых ядрах, также грибовидной формы, часто встречаются включения блоков плагиоклаза, крупных кристаллов мусковита, редко микроклина. Высокая степень перекристаллизации гранитоидных пегматитов вблизи кварцевых ядер и формирование обогащенных мусковитоносных столбов в их кровле, очевидно, вызваны водными флюидами, отделяющимися при кристаллизации кварцевых ядер. Таким образом, кварцевые ядра представляют собой промежуточные дополнительные источники летучих компонентов, вызывающие формирование мусковитоносных столбов.

Формирование мусковита третьей стадии происходит при изменении вектора деформации, как это видно из ориентировки векторов мусковита различных генераций на рис. 80, А, что определяется эволюцией не только физико-химических условий, но и тектонического режима среды кристаллизации (перекристаллизации) мусковита. Крупнокристаллический мусковит формируется, таким образом, в тектонически-активных условиях, которые определяются сдвиговыми дислокациями, как это видно из четвертой и пятой глав.

А



А

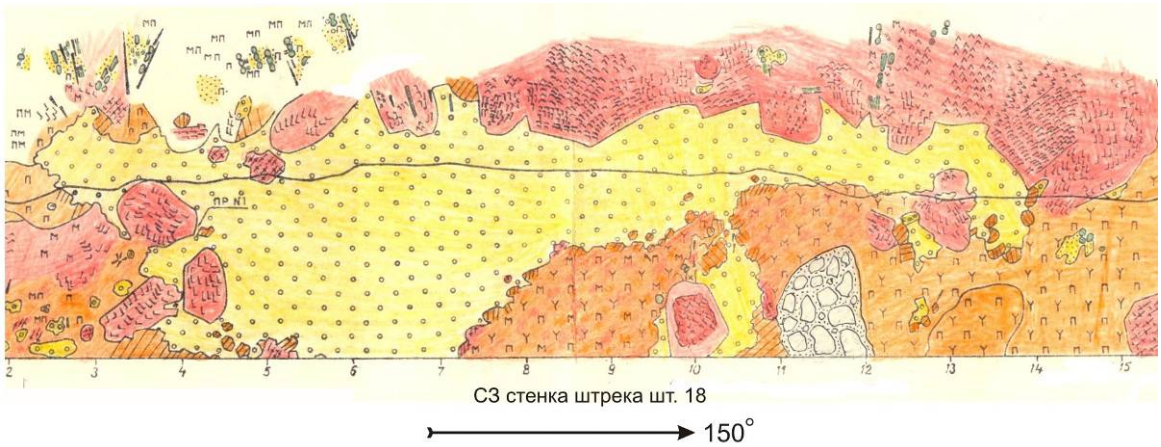


Рис. 82. Жила № 259-а, г. Рудничный. А – план горизонта шт. 18, Б – грибовидное кварцевое ядро в плагиоклаз – микроклиновом пегматите (фрагмент зарисовки северо-западной стенки штрека шт.18). В интервале 11–12 м показаны свалы горных пород. Условные обозначения см. рис. 73 и 1.

Исследования, проведенные на других типоморфных объектах, подтверждают выявленные закономерности. Так, в подземных выработках горизонта шт. 13 жилы № 83 г. Северного, также характерно формирование плагиоклаз-мусковит-кварцевых струй в кровле грибовидных кварцевых ядер (см. рис. 79). Лейсты биотита, по которым также развиваются такие струи, неустойчивы и замещаются ассоциацией мусковита и кварца. В отдельных случаях в кровле кварцевых ядер формируются гнезда мономинерального мусковита.

Морфология обогащенных столбов-струй определяется морфологией и эволюцией разрывов, по которым просачивались мусковитоформирующие флюиды. Так, в центральной части слюдоносной зоны на горизонте шт. 17 жилы № 259-а (см. рис. 80, Б) наблюдаются крупные лестничные кристаллы мусковита, образуя своеобразные эшелоны кристаллов вдоль локальной сдвиговой зоны. В других случаях мусковит формируется по сколовым трещинам с преимущественным развитием лейст биотита и тонких пластинок мусковита. Крупноразмерный мусковит третьей генерации, в основном, формируется в трещинах раздвига, постепенное развитие которых приводит

к образованию грибовидных и факелообразных обогащенных мусковитоносных столбов.

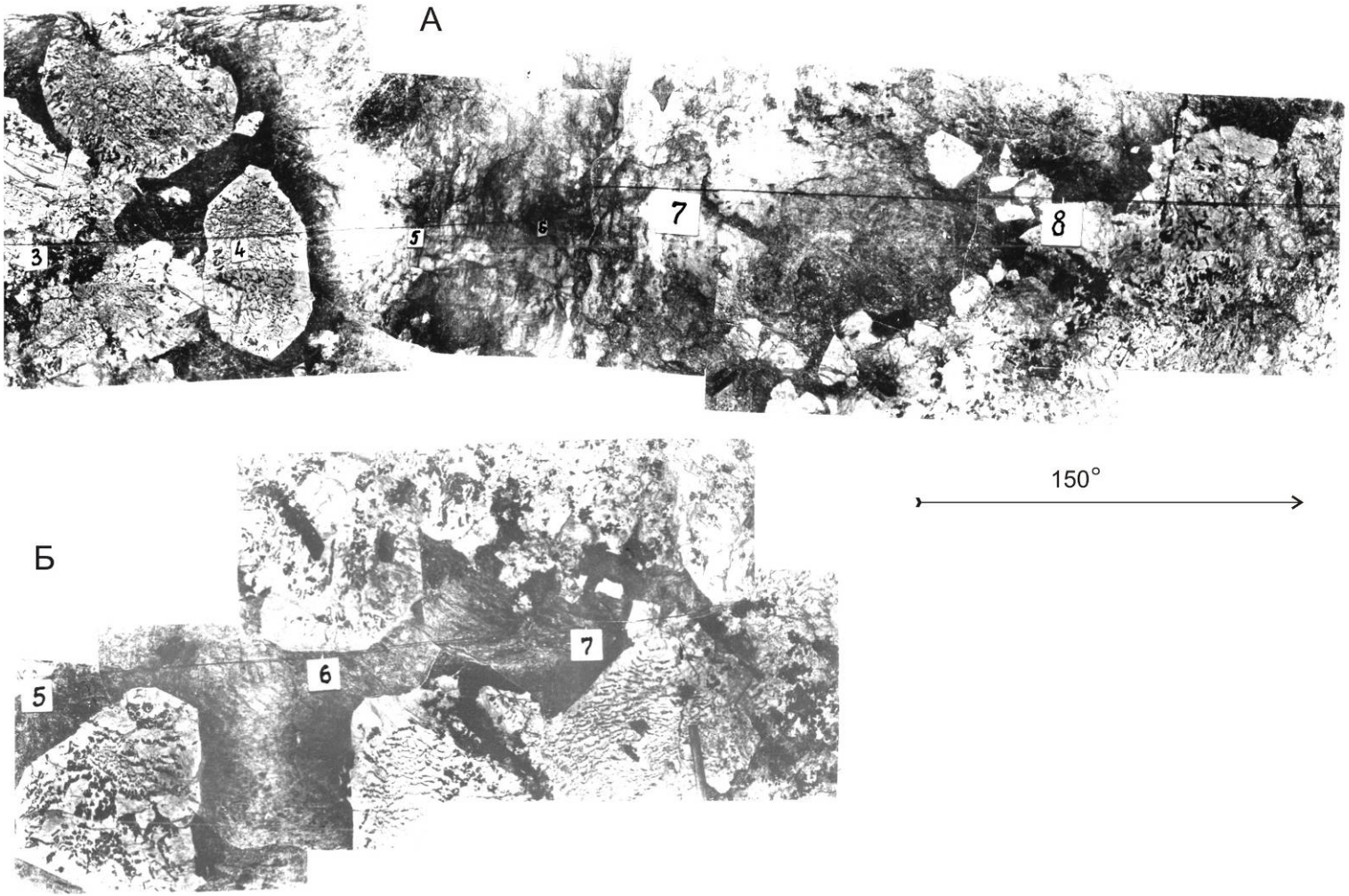


Рис. 83. Жила № 259-а, г. Рудничный. Грибовидное кварцевое ядро в мусковитовом плагиоклаз – микроклиновом пегматите пегматоидной структуры (см. также зарисовку на рис.82): А – центральная часть кварцевого ядра, видны огромные кристаллы микроклина с графическими врастками кварца (Фото фрагмента северо-западной стенки штрека 1 шт. 18, в 3 м по аз. 150° от устья орта 47), Б – корневая часть кварцевого ядра, видны огромные кристаллы микроклина с графическими врастками кварца, системы мусковита (темное) – выше метки 6 и внизу – между метками 6 и 7, расстояние между метками 1 м (Фото фрагмента северо-западной стенки штрека 1 шт. 18, в 5 м по аз. 150° от устья орта 9).

В отдельных случаях в мусковит-кварц-плагиоклазовых жилах кристаллизуются мономинеральные мусковитоносные столбы, образуя уникальные мусковитоносные столбы-зоны. Такие жилы известны на гольцах Третьем (жила № 127-а) и Поворотном (жила № 350) – Слюдянской, Резервном (жила № 66) Согдиондонской групп месторождений. В них максимально проявилось формирование четвертой генерации мусковита, а слюдоносные зоны мощностью 3–5 м почти нацело сложены мусковитом. Нами изучены две жилы Слюдянской группы такого типа: № 350 г. Поворотного и № 127-а г. Третьего. Жила № 350, залегающая в дистенсодержащих гнейсах и сланцах, изучена нами в очистной камере на горизонте шт. 9. Мусковит здесь формируется в виде крупноразмерных, а иногда и огромных кристаллов, превышающих 0,5 м в поперечнике, концентрирующихся в виде грибовидных обогащенных столбов, расходящихся в виде струй под кровлей дистен-гранат-двуслюдяных сланцев, от субвертикального до субгоризонтального залеганий. Так, на рис. 78, крутой мусковитоносный столб, сложенный крупными кристаллами мусковита размером до 50–60 см, прослеживается в кровле и стенках камеры (высота камеры 3–5 м, расстояние между стенками около 10 м) с крутым погружением на ЮВ $100^{o}\angle 80^{o}$. Пологая, почти горизонтальная система контролируется подошвой и кровлей вмещающих пород. Эти две системы хорошо видны и на фото, где фиксируются крупные кристаллы мусковита около метки 1 и гигантские кристаллы на метке 2. Системы мусковита формируют куст, сближающийся к основному субвертикальному столбу. Мусковит здесь образует мономинеральные агрегаты, которые представляют собой крайнюю степень обогащенности столбов, с которыми связано наиболее богатое ослюденение.

Жила № 127-а г. Третьего представляет собой серию субсогласных линз первично плагиоклазовых будинированных пегматитов. В раздувах линз формируются зоны мощностью 1–3 м, почти нацело сложенные мусковитом с огромными кристаллами мусковита. Эти зоны формируются в крупноблоковом плагиоклазовом пегматите с округлыми гнездами кварца. Размеры кристаллов мусковита достигают 1 м и более (см. рис. 77). Мусковит – ёльчатый и пластинчатый. Формирование зоны с огромными кристаллами мусковита сопровождаются пирит-пирротиновой минерализацией в кварце с кристаллами мусковита 10–15 см (пятая генерация мусковита), что определяется фазовым переходом состояния флюидов из пневматолитового – в гидротермальное. Раздувы соединяются между собой маломощными олигоклаз-мусковит-кварцевыми проводниками с кристаллами мусковита правильной кристаллографической формы четвертой генерации, размером до 10 см. Очевидно, что мономинеральные агрегаты крупнокристаллического мусковита представляют собой крайнюю степень обогащенности столбов, с которыми связано наиболее богатое промышленное ослюденение.

Эволюция мусковитоносных столбов может быть представлена следующим образом: кварц + микроклин + биотит → кварц + плагиоклаз + биотит + мусковит → кварц + плагиоклаз (олигоклаз) + мусковит → мусковит. Эта эволюция отражает возрастание кислотности и понижение активности калия среды минералообразования, на что указывает неустойчивость сначала микроклина, а затем и биотита, но устойчивость ассоциации кварц + олигоклаз + мусковит. Дальнейшее возрастание кислотности, как известно, приводит к формированию кварц-мусковитового, а затем и кварцевого замещения. Последние стадии в рассмотренных жилах проявлены слабо, что определяется интенсивным развитием мусковитового замещения в них на конечных стадиях мусковитового процесса.

Основные закономерности формирования мусковитоносных столбов:

1. Обогащенные мусковитоносные столбы контролируются грибовидными кварцевыми ядрами – промежуточными источниками летучих компонентов.

2. Богатое ослюденение связано с интенсивным ростом крупных кристаллов мусковита в виде факелообразных и кустовых столбов в ассоциации с кварцем и плагиоклазом (олигоклазом).

3. Эволюция мусковитоносных столбов определяется повышением кислотности среды минералообразования, не достигая стадии кварцевого замещения, и упрощением минеральных ассоциаций вплоть до мономинеральных мусковитовых агрегатов.

4. Крайняя степень обогащенности – формирование мусковитовых зон, столбов, систем, и гнезд

6.5. Выводы к шестой главе

Впервые изучены и разработаны пространственные и геолого-генетические модели крупных промышленно-слюдоносных жил с верхним уровнем эрозионного среза, выявлены особенности размещения крупнокристаллического мусковита в слюдоносных столбах и зонах.

1. Выделены следующие морфогенетические разновидности крупных жил: трубчатые, брусковидные, плоско-грибовидные, килевидные, серии («свиты»), челночные. Морфология слюдоносных жил определяется как формой пегматитового тела, так и свойствами просачивающихся флюидов, определяющих струйно-волнообразные формы слюдоносных зон.

2. Трубчатые и брусковидные жилы формировались в разрывах растяжения, переходящих в раздвиги при выдержанности полей напряжения вмещающей рамы. Механизмы образования этих типов жил существенно различались. Трубчатые жилы формировались при значительном изгибе, до 90°, круто наклонных горизонтов вмещающих пород, в условиях F-напряжений, способствующих возникновению F-флексур (см. рис. 5), а брусковидные жилы – при незначительном изгибе (разломе) пологозалегающих пород – в условиях PF-напряжений, определяющих развитие купольных брахиструктур ЦАП. Грибовидные и килевидные жилы, наоборот, формировались в разрывах скола, но в сочетании с трещинами отрыва. Для всех жил выделены верхний (головной), центральный и нижний (корневой элементы, которые часто разделены резкими сокращениями длин и мощностей слюдоносных зон и понижением содержаний промышленного мусковита. В центральных частях жил фиксируются максимальные содержания крупнокристаллического мусковита, резкое увеличение длин, а иногда и раздув мощностей слюдоносных зон.

3. Трубчатые жилы распространены, главным образом, в пределах – Витимской группы (жилы № 19, 83, 66, 155), брусковидные жилы – Слюдянской (жилы № 63, 53, 250), килевидные жилы – Согдиондонской (жилы № 200, 205, 186) групп. Грибовидные жилы известны во всех группах месторождений. «Свиты» (серии) жил развиты в глиноземистых породах, экранирующих слюдоносные узлы, и встречаются, в основном, в пределах Слюдянской (жилы № 2, 2-а, 45, 127-а, и др.), Колотовской (жилы г. Бол. Арарат) и Луговской (жилы № 24, 24-а, 187) групп, т. е. в узлах с верхним уровнем эрозионного среза.

4. Выявлено распределение крупных жил по вертикали слюдоносных узлов. В достаточно мощных пачках глиноземистых пород – дистенсодержащих гнейсах и сланцах, экранирующих слюдоносные узлы, формируются субсогласные, первично плагиоклазовые, пегматитовые жилы с высокой степенью перекристаллизации и кварц-мусковитового или мусковитового замещения. Высокая глиноземистость среды создает благоприятные физико-химические условия для формирования в пегмати-

тах крупных кристаллов мусковита высокого качества. Непосредственно под глиноземистым экраном и в средней части узла могут формироваться крупные грибовидные плагиоклаз – микроклиновые промышленно-слюдоносные жилы. Повсеместно проявляемый механизм сдвига-вращения и свойства флюидов в экранированных системах определяют довольно простую форму пегматитовых тел: пластинчатую в сколовых разрывах и ступенчатую, часто изогнутую и ветвящуюся, в трещинах отрыва в сочетании с трещинами скола, а для слюдоносных зон – плоско-грибовидную. Это крупные промышленно-слюдоносные жилы типа № 39 на г. Студенческом, № 257-а на г. Незаметном, № 138 на г. Довгакитском, № 259-а на г. Рудничном и т. д. В нижних частях структур сдвига-вращения, а значит и корневых частях слюдоносных узлов, форма пегматитовых тел – обычно столбообразная, часто с относительно изометричным сечением и значительной протяженностью на глубину. Ослюденение в них – равномерное и выдержанное по мощности и на глубину. Трубчатые жилы часто приурочены к области максимальной деформации – тектонической зоне сдвига (сколов со смещением). Поэтому трубчатые жилы могут представлять собой корневые части слюдоносных узлов или быть совмещены с их центральными частями, где формируются, в основном, плоско-грибовидные жилы. Это крупные промышленно-слюдоносные жилы, подобные жиле № 19 на г. Северном, протягиваются на глубину до 400 м и выше. Встречаются и переходные формы жил от трубчатых к грибовидным, например, жилы № 138 на г. Довгакитском, № 155 и 169 на г. Резервном, № 46-а на г. Рудничном. Трубчатые формы могут принимать и первично плагиоклазовые пегматитовые тела при их вращении или группы таких тел, подобные жиле № 4-заявка на г. Снежном.

5. В пределах промышленно-слюдоносных зон выявлены агрегаты кристаллов биотита и мусковита, так называемые системы крупнокристаллических слюд, имеющие четко выраженное погружение (склонение), отражающее пути поступления мусковитоформирующих флюидов. Таким образом, ориентировка этих систем выражает пространственную ориентировку обогащенных мусковитоносных столбов. Разработан и апробирован на крупных жилах способ определения обобщенной (геометрически суммарной) ориентировки методом векторного анализа систем крупнокристаллических слюд. Этот способ рекомендован для прогноза «слепого» богатого ослюденения на глубину.

6. Проведен структурный анализ ориентировок спайности крупнокристаллических слюд в крупных жилах провинции. Выявлено выдержанное, в целом, поле напряжений для всех морфологических типов жил: ось сжатия σ_3 ориентирована в юго-восточном направлении, главным образом, по азимуту 120–150° $\angle$15–25°. Этот факт подтверждает выдержанное поперечное сжатие при формировании мусковитовых пегматитов Мамской провинции. Вместе с тем выявлена тенденция отклонения эллипсоида напряжений по осям σ_1 (растяжения) и σ_3 (сжатия) в субмеридиональном направлении в жилах меридионального крыла Центрального тектонического блока и в субширотном – в жилах широтного крыла. Эта тенденция отчетливо проявляется в верхних частях жил, где наиболее выражена деформация сдвига-вращения.

7. Проведены виды статистического анализа: группового (кластерного) и множественной регрессии. Выявлено возрастание промышленного ослюденения на глубину в более крутопадающих относительно вмещающих пород слюдоносных жилах и тенденция его убывания при возрастании мощности пегматитового тела (сокращения мощности слюдоносной зоны), особенно в корневых частях жил. Получены оптимальные уравнения связи глубины жилы и факторов слюдоносных жил, оптимизированных методом кластер-анализа. Уравнения рекомендованы для практического использования при оценке промышленной слюдоносности на глубину.

ГЛАВА 7
ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ МУСКОВИТОВЫХ ПЕГМАТИТОВ

Формирование мусковитовых пегматитов – сложный и длительный процесс, в котором каждая последующая стадия, в зависимости от интенсивности её проявления, затушёвывает предыдущие. Поэтому пегматиты Мамской слюдоносной провинции представляют собой гетерогенные образования, минеральные равновесия которых отвечают условиям минералообразования наиболее поздних стадий пегматитового процесса. Неравновесные взаимоотношения характерны для реликтовых минералов.

Большинством геологов признается роль регионального метаморфизма в начальной стадии формирования мамских пегматитов, но в дальнейшем вопросы их генезиса во многом остаются дискуссионными. Принципиальная модель метаморфогенного генезиса мамских пегматитов и их геохимическая эволюция от натриевого к калиевому этапам разработаны Ю. М. Соколовым [1970] соответственно одному этапу складчатости и В. Н Чесноковым (1968 г., 1973 г.) – двум её этапам. Многие исследователи обычно признают зависимость разнообразия структурных и минерально-парагенетических разновидностей пегматитов от процессов, возникших после кристаллизации расплава: перекристаллизации, метасоматоза и автометасоматоза, кристаллизации минералов из флюидной фазы в высвобождающемся пространстве, секреционный и конкреционный рост пегматоидных мобилизатов.

7.1. ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МАМСКИХ ПЕГМАТИТОВ

Рассмотрим геологические особенности пегматитов, которые должны учитываться при любых генетических построениях.

1. Возрастная разобщенность плагиоклазовых и плагиоклаз-микроклиновых пегматитов. Наиболее развито представление о разновременности их образования. Формирование плагиоклазовых пегматитов непосредственно связано с завершающим этапом северо-восточной линейной складчатости и региональным метаморфизмом дистенового типа. Они залегают согласно- или продольносекуще относительно слоистости вмещающих пород в виде линзовидных, седловидных и пластовых тел в ядрах

и крыльях антиклинальных складок северо-восточного простирания, в зонах тектонического рассланцевания.

2. Плагиоклаз-микроклиновые пегматиты часто занимают секущее положение относительно плагиоклазовых пегматитов (см. рис. 37), их формирование связывается, в основном, с наложенной поперечной складчатостью [Чесноков, 1973]. По нашим данным, плагиоклаз-микроклиновые пегматиты сформировались во втором этапе структурно-метаморфической эволюции Мамской толщи, в условиях высокотемпературного метаморфизма и сдвиговой надразломной складчатости, обусловленной смещением тектонических блоков в юго-восточном направлении. Их размещение контролируется разрывными нарушениями именно сдвиговых деформаций в условиях поперечного сжатия. Причем мусковитовые пегматиты формировались в условиях как тангенциальных – (поперечно-сжимающих – F), так и радиальных (воздымающих – P) напряжений. В зависимости от F, P или F = P напряжений и формируются соответственно – горизонтальные F-флексуры, купольные и сдвигово-вращательные структуры, контролирующие крупные объекты – слюдоносные кусты и узлы.

3. Распространение мусковитовых пегматитов существенно контролируется метаморфической зональностью, что подчеркивает тесную связь прогрессивного и регрессивного этапов регионального метаморфизма (Другов, Ковшова, 1974 г.). Важно подчеркнуть, что минеральные ассоциации вмещающих пород отражают преимущественно условия метаморфизма второго этапа, связанного с образованием купольных структур – термальных антиклиналей. Отсюда, выявленная нами метаморфическая зональность относится именно ко второму этапу структурно-метаморфической эволюции мамской толщи. Общее возрастание роли калия, наряду с натрием, с увеличение степени метаморфизма, выявленное нами при изучении химического состава метаморфических пород [Буряк, Другов, Шаров, 1972], имеет специфические особенности при формировании пегматитов. На фоне общего возрастания активностей щелочей (калия и натрия) с увеличением температуры, в толще происходит увеличение химического потенциала калия значительно быстрее натрия в тектонически ослабленных участках, особенно в местах преобладания карбонатных пород. Роль своеобразного буфера относительно химического потенциала калия играют низкокалиевые глиноземистые (дистеновые) породы, которые удерживают его на определенном уровне реакцией дистен + микроклин = мусковит + кварц. Характерная структура толщи – выдержанные глиноземистые горизонты – обеспечивает такой уровень, необходимый для формирования мусковита, в особенности его крупнокристаллических разновидностей. С исчезновением дистена в высокотемпературных зонах метаморфизма активность калия резко возрастает, что характеризуется устойчивостью ассоциации микроклин + биотит + кварц вместо парагенезисов плагиоклаз + биотит + мусковит + кварц и биотит + мусковит + кварц. Пегматиты с промышленным мусковитом ограничиваются дистеновой метаморфической зоной V, в которой устойчив дистен в парагенезисах с альмандином, биотитом и мусковитом, в известковистых и известково-силикатных породах устойчивы роговая обманка и диопсид. В дистеновых породах распространены преимущественно плагиоклазовые пегматиты. Перемещенные плагиоклаз-микроклиновые пегматиты производят интенсивную контактовую переработку дистеновых гнейсов и сланцев в мусковитовые сланцы путем замещения дистена мусковитом за счет калия, мигрирующего из пегматитов в контактовую зону. При снижении метаморфизма в III* и IV зонах резко снижается пегмати-

* Номера зон соответствуют метаморфическим субфациям табл. 2.

тизация толщи и соответственно встречаемость мусковитовых пегматитов. Аналогичная картина наблюдается и с повышением степени метаморфизма в VI и VII зонах. Плагиоклаз-микроклиновые пегматиты сформировались преимущественно в условиях второго этапа структурно-метаморфической эволюции Мамской толщи.

4. Их пространственное размещение определяется структурными элементами надразломной флексурообразной складчатости, ориентированной в субмеридиональном (Витимская, Колотовская, Луговская группы) или в субширотном (Слюдянская, Согдиондонская группы) направлениях. Часть месторождений (Мочикитская, Довгакитская группы) связана с формированием купольных структур второго этапа.

5. Нами выделена группа метасоматических микроклин-плагиоклазовых пегматитов – своеобразных промежуточных разностей между метаморфогенными плагиоклазовыми пегматитами и магматогенными плагиоклаз-микроклиновыми пегматитами. В пегматитах этой группы характерно метасоматическое развитие порфиробластического микроклина, предшествующее формированию магматических плагиоклаз-микроклиновых пегматитов. Формирование метасоматического микроклина в плагиоклазовых пегматитах снижает температуру их плавления, приближая её к температуре плавления олигоклаз-калишпат-кварцевой эвтектики. Процессы К-метасоматоза и развитие порфиробластов микроклина и непосредственные взаимоотношения разновозрастных пегматитов нами выявлены в подземных выработках шт. 5 жилы № 364 г. Скорняковского и шт. 4 г. Бол. Арарат (см. рис. 37–39).

6. Мусковитовые пегматиты формировались соответственно эволюции метаморфических, магматических и тектонических процессов Мамской толщи. Преимущественно согласные плагиоклазовые пегматиты возникли на завершающей стадии северо-восточной линейной складчатости при подъеме геоизотерм. Секущие плагиоклаз-микроклиновые пегматиты сформировались позднее, в этап наложенной сдвиговой флексурообразной складчатости. К этому времени или несколько позднее, вероятно, относится и формирование олигоклаз-мусковит-кварцевых жил – поздних плагиоклазовых мусковитоносных пегматитов [Шмакин, Макрыгина, 1969].

Таким образом, учитывая данные предыдущих разделов монографии, можно констатировать, что условия формирования мамских мусковитовых пегматитов определяются структурно-метаморфической эволюцией Мамской толщи, прежде всего сдвигово-вращательными деформациями её второго этапа.

7.2. Слюдоносность мамских пегматитов

Соответственно структурно-метаморфической эволюции формировался минеральный состав пегматитов: сначала кварц-полевошпатовая часть с мелкими чешуйками и пластинками биотита и мусковита, в конце прогрессивной стадии второго этапа эволюции, в результате процессов перекристаллизации возникали крупноблоковые структуры пегматита с крупными кристаллами биотита и мусковита. Интенсивное образование кварц-мусковитового замещающего комплекса происходило в начале регрессивного этапа метаморфизма (среднетемпературная мусковитовая стадия замещения). Эволюция пегматитового процесса происходила в условиях высокого давления флюидной фазы, в составе которого значительную роль играло парци-

альное давление углекислоты, что препятствовало реакции гидролиза на более раннем этапе метаморфизма.

На петрогенетической схеме рис. 7 условия образования пегматитов соответствуют IV–VII метаморфическим зонам, т. е. температурному интервалу 540–700 °С, общему давлению 5,5–8 *кбар*, парциальному давлению воды P_{H_2O} – 3–4 *кбар*, углекислоты – 2,5–4 *кбар*. Промышленно-слюдоносные пегматитовые жилы сосредоточены, в основном, в пределах V зоны (дистен-гранат-биотит-мусковитовой), в области распространения крупнокристаллических дистеновых пород. Встречаемость слюдоносных жил, размеры слюдоносных зон и качество мусковита закономерно уменьшаются в сторону повышения и понижения степени метаморфизма. Область распространения мусковитовых пегматитов ограничивается устойчивостью дистена в метаморфических породах. Очевидно, увеличение глиноземистости среды минералообразования расширяет область устойчивости мусковита в координатах температур и активностей ионов щелочных компонентов.

Крупные кристаллы и скопления мусковита в пегматитах образуются, в соответствии с условиями среднетемпературной зоны V, в интервале температур 500–560 °С по данным полевошпатовой термометрии (точность определения ±50 °С) –500–580 °С [Другов, 1969]. Температуры полевошпатовой термометрии определяют завершающую стадию регионального метаморфизма – начало перекристаллизации, которая происходит уже при некотором снижении температуры. Высокая степень перекристаллизации и широкое развитие кварц-мусковитового замещающего комплекса в мусковитовых пегматитах определяется высокими значениями P_{H_2O}, достигавшими, вероятно, 5–6 кбар, при падении $P_{общ}$ до 5,5–6,5 кбар.

Мусковитоносные пегматитовые жилы сформировались в результате собирательной перекристаллизации, кварц-мусковитового и мусковитового замещения плагиоклазовых пегматитов первой группы и палингенно-метасоматических плагиоклаз-микроклиновых пегматитов второй группы под воздействием углекисло-водных флюидов, поступавших с более низких горизонтов продуктивных толщ. Процессы формирования крупнокристаллического мусковита генетически связаны с образованием плагиоклаз-микроклиновых пегматитов.

Поэтому мусковитоносные пегматитовые жилы формировались в зависимости от:

1) PT-условий и свойств мусковито-формирующих флюидов;
2) состава и физических свойств вмещающей среды;
3) механизма обеспечения проницаемости и притока флюидов;
4) контролирующих структур, определяющих стационарность флюидных потоков и необходимую оптимальную физико-химическую обстановку для формирования крупных кристаллов мусковита, в особенности необходимый уровень химических потенциалов щелочей, прежде всего калия, что особенно важно для формирования пегматитовых жил с высоким содержанием крупноразмерного и высококачественного мусковита.

В отличие от гидротермальных жил образование мусковитовых пегматитов происходит при высоких давлениях, порядка 4–5 *кбар*, что исключает возможность возникновения открытых полостей. Наиболее эффективен в таком случае механизм сдвига-вращения, обеспечивающий существование локальных феноменов (структур) – стационарных флюидо-насыщенных систем. Движение флюидов и стационарность их потока во времени обеспечивается механизмом вращения флексурообразных изгибов, которые возникают при сочетании радиальных (воздымающих – P) и тангенциальных – (поперечно-сжимающих – F) напряжений.

Морфология пегматитовых тел определяется сочетанием морфологии трещин скола и отрыва второго этапа деформации в анизотропной среде, подновлением разрывов и систем кливажа первого этапа, деформациями сдвига – вращения. Таким образом, следовало ожидать очень сложные формы пегматитовых тел и слюдоносных зон. Однако повсеместно проявленный механизм сдвига – вращения и свойства флюидов в экранированных системах обеспечивают довольно простую форму пегматитовых тел – пластинчатую (при сколовых разрывах) и ступенчатую при разрывах по трещинам отрыва в сочетании скола, часто изогнутую и ветвящуюся, а для слюдоносных зон – уплощенно-грибовидный облик

В шестой главе нами рассмотрены модели крупных мусковитоносных пегматитовых жил, основанные на данных детальных геологоразведочных и эксплуатационных работ, которые могут быть интерпретированы только однозначно. Общие особенности этих моделей сводятся к следующему. В протяженных пегматитовых телах формируются веерообразные или грибообразные мусковитоносные зоны с последовательно меняющимися по вертикали резкими увеличениями и сокращениями длин слюдоносных зон. В группу жил с характерным уплощенным грибовидным обликом слюдоносных зон объединены наиболее крупные и важные пространственно разобщенные мусковитоносные пегматитовые жилы:

1) плагиоклазовые с трещинным типом ослюденения,
2) плагиоклазовые – с кварц-мусковитовым и мусковитовым замещением,
3) плагиоклаз-микроклиновые – с различными типами ослюденения.

Крупные плагиоклазовые пегматитовые жилы с трещинным типом ослюденения (типоморфные жилы № 422 и 403 Довгокитской группы, см. рис. 65, 66, 77) залегают согласно в виде крупных залежей в биотитовых и гранат-биотитовых гнейсах в переслаивании с дистен-гранат-биотитовыми гнейсами и известково-силикатными породами. Залегание вмещающих пород – крутое от 60° до 90° с резко выраженными изгибами, как в горизонтальной, так и вертикальной плоскостях, что определяет структурные условия F–P деформаций формирования жил.

Крупные плагиоклазовые жилы с кварц-мусковитовым и мусковитовым замещением (типоморфные жилы № 24 и 187 г. Березового Луговской группы, рис. 62 – 64, а также жилы № 2, 2-а, 127, 127-а г. Третьего Слюдянской группы) залегают в достаточно мощных пачках глиноземистых пород: дистен-гранат-биотитовых, дистен-гранат-двуслюдяных, гранат-двуслюдяных гнейсах и сланцах, экранирующих сдвиговые и сдвигово-вращательные структуры глубокого заложения. Эти жилы образуют серии («свиты») сближенных субсогласных первично плагиоклазовых пегматитовых тел с высокой степенью перекристаллизации и кварц-мусковитового и мусковитового замещения.

В группу грибовидных плагиоклаз-микроклиновых жил – с различными типами ослюденения объединены наиболее крупные и важные объекты с характерным уплощенным грибовидным обликом (жилы № 1, 15-а, 16, 177, 435, 15 и т. д.), в виде объемного гриба (жила № 46) и переходных форм – от грибовидной к столбообразной (жилы № 92, 102). Для этих жил характерны верхняя, центральная и нижняя части, которые часто разделены резкими сокращениями длин и мощностей слюдоносных зон, также заметным понижением содержаний промышленного мусковита. В центральных частях жил обычно фиксируются максимальные содержания крупнокристаллического мусковита, резкие увеличения длин, а иногда и раздув мощностей слюдоносных зон. Такая зональность хорошо выражена в жилах, залегающих как в относительно – хрупких, экранированных более пластичными (жилы № 15-а, 16, 46),

так и непосредственно в пластичных дистен- содержащих (жилы № 24, 187) породах. Уплощенность крупных грибовидных жил вызвана ограниченными величинами мощностей (10–30 м) пегматитовых тел при их значительной протяженности. Грибовидные жилы тяготеют к флексурообразным перегибам вмещающих пород от 20° до 90° как в горизонтальной, так и вертикальной плоскостях.

К верхней или центральной частям узла приурочены пластинчатые килевидные промышленно-слюдоносные жилы. Эти жилы достигают большой протяженности (свыше 500 м) при сравнительно небольшой мощности, на глубину жилы прослеживаются до 100–150 м. В них иногда формируются несколько слюдоносных зон (куст жил), расходящихся в виде веера от донной выклинивающейся части пегматитового тела по его килю и флангам к голове жилы. Причем угол разветвления слюдоносных зон близок углу расширения пегматитового тела. В центральной части таких пегматитовых тел остается, таким образом, бесслюдный промежуток. Запасы промышленного мусковита в этих жилах достигают 1000 т и выше. Их наглядным примером представляются модели жил № 200, 205, 256 на г. Одиноком, № 360, 357-а, 349-а на г. Скорняковском. Правильные пластинчатые формы жил, обусловленные формированием пегматитовых тел в сколовых разрывах, осложняются отрывными трещинами, что, сопровождается, в свою очередь, образованием крупных промышленно-слюдоносных зон.

Выявленные особенности морфологии крупных мусковитоносных пегматитовых жил характерны как для согласных существенно плагиоклазовых пегматитовых жил, так и для более поздних секущих плагиоклаз-микроклиновых пегматитов. Этот факт указывает на близость формирования крупнокристаллического мусковита в разновозрастных пегматитах и на возможность единого этапа образования крупнокристаллического мусковита в пегматитах, связанного с формированием анатектических плагиоклаз-микроклиновых пегматитов.

Структурно-минералогическая зональность крупных жил отражает последовательность стадий формирования мусковитовых пегматитов, определяется сочетанием первичных структур кристаллизации и последующих – перекристаллизации и замещения в направлении от корневых частей жил к головным, сопровождается закономерной изменчивостью составов полевых шпатов: увеличением альбитовой составляющей в плагиоклазе, но уменьшением – в сосуществующем микроклине. Этот факт может служить дополнительным критерием оценки уровня эрозионного среза крупных слюдоносных жил.

Промышленная слюдоносность в пегматитовых жилах возникает в зависимости от масштаба проявления стадий перекристаллизации и кварц- мусковитового и мусковитового замещения. Процессы кварц-мусковитового замещения сопровождаются собирательной перекристаллизацией новообразований мусковита и кислого плагиоклаза, что в определенных случаях приводит к образованию слюдоносных кварц-мусковит-плагиоклазовых жил [Шмакин, Макрыгина, 1969]. Достаточно четко проявлена структурно-минералогическая зональность и по вертикали, начиная от пегматитов гранитоидных структур в корнях жилы до «переходных» промышленных пегматитов в центральной части и крупных блоков позднего пегматоида в голове жилы. Стадийность образования мусковитовых пегматитов отчетливо выражена и в околоконтактовой зоне вмещающих слюдоносные жилы пород как по латерали, так и по вертикали. *Важной особенностью представляется выявленный нами факт синхронного формирования крупных кристаллов мусковита в пегматитовых жилах и флексурообразных складчатых структур второго этапа.*

Выявленные особенности крупных жил объясняются механизмом и свойствами углекисло-водных флюидов, поступающими в пегматитовые тела по гранит-пегматитовым проводникам – каналам с тенденцией их рассеивания («расползания») по подошве и кровле пегматитовых тел, вероятно, обусловленного повышенной проницаемостью (трещиноватостью) на границе двух резко неоднозначных по физико-химическим свойства сред: вмещающих пород и пегматитов. Движение флюидов обусловлено градиентом давлений, возникающим при формировании флексурообразных перегибов и зон растяжения вмещающей толщи. Волнообразное формирование зон глубинности в жилах определяется постепенным и медленным просачиванием флюидов по мелким трещинкам в межзерновом пространстве пегматитов. Высокие концентрации флюидов на отдельных участках – непосредственно под экраном и на удалении от него, вызывают интенсивную перекристаллизацию и образование скоплений крупных кристаллов мусковита конформно контактам пегматитовых тел. Градиент концентрации флюидных потоков вызывается градиентом давлений при вращении вектора деформации. При достаточно устойчивом флюидном режиме отдельные звенья слюдоносных зон (зоны глубинности жилы) часто сливаются, но их наличие уверенно устанавливается по наиболее обогащенным участкам (мусковитоносным столбам), которые обычно имеют прежнюю форму расширений и пережимов, отражающих картину поступления флюидов. Возникновение околоконтактовой минерализации во вмещающих породах определяется частичным проникновением в них флюидов по плоскостям сланцеватости пород и последующими перекристаллизацией и метасоматозом.

Так как слюдоносные жилы формируются в сравнительно однородной по минеральному составу среде – внутри тел пегматитов, то роль литологического фактора определяется их экранирующим эффектом в верхней части слюдоносного узла, а для крупных слюдоносных жил – во всех участках структуры узла. Механические свойства метаморфического комплекса пород особенно важны при формировании устойчивых подводящих каналов, по которым поступали метаморфогенные флюиды. И лишь для пегматитовых тел, ослюденение в которых развито по всей мощности или приурочено к его бокам, комплекс вмещающих пород выступает в роли регулятора физико-химических условий образования мусковита.

Промышленные слюдоносные жилы формируются только в пегматитовых телах. Причем существуют природные ограничения их размеров, в которых образуются слюдоносные зоны. Средние величины параметров выборки 51 слюдоносной жилы (см. параграф 6.3) представлены следующим образом: мощность пегматитовых тел – 24,8 м, верхний предел – 60 м; глубина жил по погружению – 134,9 м, предел – 358,5 м; длина жил в центральной части – 102,0, предел – 212,8 м; мощность слюдоносной зоны – 11,8 м, предел – 29,9 м. Эти ограничения, безусловно, ориентировочные и характерны только для нашей выборки. При увеличении выборки возможны значительные отклонения её параметров.

Возможно несколько вариантов формирования слюдоносных жил с различного род ограничениями:

1. Пегматитовое тело по своим размерам значительно превышает расчетные верхние пределы, т. е. представляет собой однородный пегматитовый массив без ксенолитов вмещающих пород. Слюдоносные жилы в таких массивах не образуются, но промышленное ослюденение возможно в виде мелких гнезд, приуроченных к каким-либо неоднородностям в пегматитах.

2. Пегматитовое тело ограничено по мощности, но по длине и глубине значительно превышает верхние пределы, т. е. не имеет четко выраженного экрана. В таких пегматитах могут формироваться вырожденные грибовидные жилы, приуроченные к боковым породам в виде футляров, подобных зоне 1 жилы № 39 (см. рис. 54).

3. Пегматитовое тело ограничено кровлей или экранируется ксенолитом вмещающих пород (верхнее ограничение по глубине), но по длине и мощности значительно превышает верхние пределы, т. е. представляет собой массив, экранированный вмещающими породами. В кровле таких массивов могут формироваться бескорневые челночные жилы, редко – килевидные жилы.

4. Пегматитовое тело экранировано и ограничено по мощности. В таких пегматитах образуются крупные грибовидные и килевидные жилы (жилы № 1, 15-а, 154–169 и т. д.). Причем строгое ограничение по длине пегматитового тела не обязательно. Если же длина пегматитового тела ниже верхнего предела, но превышает 100 м, то формируются жилы промежуточных форм от грибовидных – к столбовидным (трубчатым) и килевидным.

5. Пегматитовое тело экранировано и ограничено по мощности и в особенности – по длине. В таких столбовидных пегматитовых телах формируются крупные трубчатые жилы (жилы № 19, 83, 66). Если же пегматитовое тело строго ограничено по размерам сечения, но отсутствует экран, то значительных скоплений промышленного мусковита не образуется. Так, все подводящие каналы простых слюдоносных кустов (жилы № 39, 317–330, 252–209) не несут промышленного ослюденения.

Экранирование пегматитового тела предполагает не обязательное наличие вмещающих пород кровли, но необходимость какого-либо препятствия. Например, при сравнительно небольшом перегибе пегматитового тела могут возникать значительные по размерам участки пегматитов, обогащенные крупнокристаллическим мусковитом (жила № 83, шт. 10). Безусловно, наличие пегматитовых тел соответствующих ограничений еще не означает обязательное присутствие зон крупнокристаллического мусковита. Главная причина образования крупных кристаллов мусковита в пегматитах – флюиды, вызывающие процессы перекристаллизации и кварц-мусковитового и мусковитового замещения.

Направленный и выдержанный поток флюидов обеспечивается значительным градиентом давления, сопровождающим формирование флексурообразных изгибов и соответственно – вращение вектора деформации. Эффект вращения деформации появляется при сочетании тангенциальных и радиальных напряжений, возникающих при подвижках блоков фундамента по разломам глубокого заложения в условиях поперечного сжатия мамской толщи и способствующих образованию локальных зон растяжения (раздвига).

Формирование промышленно-слюдоносных жил предполагает, по нашему мнению, наличие соответствующих ограничений пегматитовых тел, в которые по системам проводников и пегматитовым каналам проникали мусковитоформирующие флюиды. Для всех рассмотренных моделей грибовидных жил, как согласных – плагиоклазовых, так и секущих – плагиоклаз-микроклиновых характерно сближение на глубину. *Этот факт определяется возникновением зон растяжения по вертикали в результате воздействия субвертикального вектора деформации и образования куполовидных структур, определяющих неизбежное сближение разрывов отрывного типа с глубиной.*

Ранее мы рассматривали модели жил и геолого-структурные закономерности размещения мусковита в них независимо для плагиоклазовых, так и более поздних

плагиоклаз-микроклиновых пегматитов. Нами непосредственно определены взаимоотношения основных групп жильных образований месторождений мусковитовых пегматитов с достаточно известными геологическими датировками в одном обнажении подземной выработки шт. 5 жилы № 364 г. Скорняковского (см. рис. 37). Так, жильный гранит связывается с конкудеро-мамаканскими гранитоидами и может служить верхним возрастным пределом жильных образований. Нижним пределом, очевидно, могут быть согласные плагиоклазовые пегматиты. Остальные образования последовательно располагаются между этими возрастными пределами. Этап промышленной слюдоносности связан с возрастной группой плагиоклаз-микроклиновых пегматитов, перед формированием палеозойских гранитоидов. Возрастные взаимоотношения жильных образований подчеркиваются также петрографическими и петрохимическими данными. Так, в плагиоклазовых пегматитах первой группы отчетливо фиксируются две разновидности плагиоклаза.

1. Андезин, со всеми признаками его неустойчивости – раскисление с новообразованиями олигоклаза и олигоклаз-андезина, интенсивное замещение серицитом, разрушение двойниковой структуры и т. д.

2. Новообразованный олигоклаз-андезин, средний номер плагиоклаза – 26.

В плагиоклазовых и микроклин-плагиоклазовых пегматитах второй и третьей групп состав плагиоклаза варьирует в интервале номеров 20–25. В крупноблоковых плагиоклаз-мусковитовой и плагиоклаз-микроклиновой дайках пегматитов фиксируется только олигоклаз № 20. Во вмещающих породах характерен левый флексурообразный изгиб слоистости. Угол разворота – 115°. В соответствии с этим изгибом располагаются в левой последовательности друг за другом разновидности выделенных групп пегматитов. Пояса крупнокристаллических слюд этих пегматитов, как показал анализ структурных диаграмм на рис. 49, также разворачиваются в левом направлении. Угол разворота – 120°. Таким образом, последовательный левый разворот соответствует временной последовательности формирования основных групп жильных образований, а также – крупных кристаллов мусковита и биотита в пегматитах.

Следующие элементы иерархического ряда – сложные кусты и узлы – роевые скопления промышленно-слюдоносных пегматитовых жил в Мамской тоще. Деформации сдвига в пределах тектонических зон глубокого заложения сопровождаются разрядкой сдвиговых напряжений в виде локализованных сгустков отрывных и сколовых разрывов, в которых формируются мусковитоносные пегматитовые жилы, сближающиеся на глубину и образующие мусковитоносные кусты и узлы. Кусты и узлы объединяются в слюдоносные группы месторождений, которые отличаются друг от друга спецификой геологических условий. Как это видно из анализа месторождений мусковитовых пегматитов, слюдоносный узел – это природная ассоциация простых или сложных кустов промышленно-слюдоносных пегматитовых жил, сходящихся к корневой, реже, к головной частям. Узлы экранируются глиноземистыми породами одного горизонта, как правило, в пределах одной крупной складчатой структуры, обычно поперечной флексуры или куполовидной складки.

Использование глубинных методов геофизики – сейсморазведки и гравиметрии – позволило выявить тектонические структуры, контролирующие размещение слюдоносных кустов и узлов, определить конкретную взаимозависимость процессов метаморфизма, пегматитизации и образования мусковита. Эти структуры представляют собой «долгоживущие» поперечные и продольные тектонические зоны (разломы) глубокого заложения, разветвляющиеся в верхних горизонтах толщи. На рассмотренных нами объектах выделяются тектонические зоны различных направлений:

северо-восточные, субмеридиональные, субширотные реже – северо-западные. Слюдоносные узлы приурочены к пересечениям таких зон (главным образом, северо-восточных и субмеридиональных) и локальных створов различных направлений. Тектонические зоны глубокого заложения трансформируются в верхних горизонтах Мамской толщи в приразломные складчатые сооружения, в сложнодислоцированных ядрах которых формируются слюдоносные пегматиты (слюдоносные кусты, узлы, поля).

Для образования достаточно крупных концентраций слюдоносных жил и узлов необходимы экраны, роль которых играют пачки (горизонты) глиноземистых пород – дистен-гранат-двуслюдяных, гранат-двуслюдяных и дистен-гранат-биотитовых гнейсов и сланцев мощностью до 200 м. В глиноземистых породах экранирующих узел, формируются серии («свиты») сближенных субсогласных первично плагиоклазовых пегматитовых тел с высокой степенью перекристаллизации и кварц-мусковитового и мусковитового замещения. Отдельные пегматитовые тела, часто разбудинированные, в виде неправильных линз и ветвящихся жилообразных форм образуют кусты с характерным грибовидным обликом, которые выклиниваются в одном, реже, – в двух направлениях. Высокая глиноземистость среды создает благоприятные физико-химические условия для формирования в пегматитах крупных кристаллов мусковита высокого качества.

В экранирующих дистен-содержащих пластичных гнейсах и сланцах трещины отрыва проявлены слабо по сравнению с участками сосредоточения первично плагиоклазовых пегматитов, которые представляют собой компетентную среду, фокусирующую разрядку сдвигово-вращательных напряжений второго этапа складчатости и подновление разрывов первого этапа, вызывающих интенсивный будинаж, разлинзование, формирование структур вращения, процессы перекристаллизации, кварц-мусковитового и мусковитового замещения. Форма пегматитовых тел – линзообразная, пластинчатая или килевидная с небольшой мощностью (около 10 м) и довольно значительной протяженностью (до первых сотен м). Форма слюдоносных зон – килевидная (вырожденная грибовидная) и челночная (малоглубинная). Количество пегматитов во вмещающей толще не превышает 10–15 %

На глубину породы экрана сменяются более компетентными породами, а субсогласные плагиоклазовые пегматитовые жилы сменяются секущими плагиоклаз-микроклиновыми пегматитами. Возрастает количество пегматитовых тел до 30 % , а в пегматитах – содержание микроклина до 60 %. Характерны крупные пегматитовые тела мощностью свыше 10 м и протяженностью от первых сотен метров до километра, выдержанные по падению и простиранию, часто с раздувами мощностей в центральной части и достаточно четко выраженными подводящими каналами. Причем пегматиты второй группы часто пересекают плагиоклазовые пегматиты первой группы, что объясняется продолжительностью и многостадийностью формирования слюдоносного узла. Форма слюдоносных жил – характерная уплощенно-грибовидная и конусовидная с продольными расширениями и пережимами. Характерны высокие содержания и качество мусковита. Непосредственно под глиноземистым экраном могут формироваться крупные плагиоклаз-микроклиновые пегматитовые жилы грибовидного облика.

В нижних (корневых) частях слюдоносных узлов резко падает количество пегматитового материала до 15–20 %, обычно встречаются пегматитовые тела столбообразной формы, часто с относительно изометричным сечением и значительной протяженностью на глубину. Ослюденение в таких пегматитовых телах – равномерное и выдержанное по мощности и на глубину. К корневой части могут принадлежать и

дайкообразные будины, сформировавшиеся в разрывах при растяжении компетентного комплекса пород и испытавшие вращение при сдвигово-вращательных деформациях. Вращение будин способствует повышенной флюидопроницаемости, образованию протяженных на глубину трубчатых промышленно-слюдоносных жил, смещению промышленной слюдоносности в более верхние горизонты метаморфической толщи. Трубчатые жилы, как структуры вращения, часто приурочены к области максимальной деформации – тектонической зоне сдвига (сколов со смещением). Поэтому трубчатые жилы могут представлять собой корневые части слюдоносных узлов или быть совмещены с их центральной частью, где формируются в основном, плоско-грибовидные жилы. Примерами таких трубчатых жил могут служить крупные промышленно-слюдоносные жилы, подобные жилам № 19 на г. Северном. № 66 на г. Кедровом, протяженные на глубину соответственно – свыше 400 м и 300 м. Могут формироваться и переходные формы жил от трубчатых к грибовидным (жилы № 138 на г. Довгокитском, № 155 и 169 на г. Резервном, № 46-а на г. Рудничном). Форму трубчатых жил могут принимать и будинированные дайкообразные первично плагиоклазовые пегматитовые тела или их серии (жила 4-Заявка на г. Снежном).

Описанная зональность в целом соответствует выявленной нами зональности слюдоносных узлов г. Бол. Арарат и гольцов Березовый, Медвежий, Олений (соответственно см. рис. 12–14 и 18). В общем случае намечается зональность пегматитов узла и по составу полевых шпатов: в верхней части преобладают пегматиты с незначительным содержанием микроклина (существенно преобладает плагиоклаз), но его роль возрастает с глубиной, достигая 50–60 % в центральной и корневой частей. В сосуществущих полевых шпатах слюдоносных пегматитов с глубиной закономерно перераспределяется альбитовая составляющая: в плагиоклазе её содержание убывает, а в микроклине, наоборот, – возрастает. Пространственные параметры слюдоносных узлов варьируют в значительных пределах, но их оптимальные размеры в наиболее обогащенной центральной части оценивались нами следующим образом:

1) протяженность по длинной оси – 800–1000 м,
2) по короткой оси – 500–600 м,
3) на глубину 300–400 м – по вертикали или 500–700 м – по погружению,

В целом для слюдоносного узла, как это видно из приведенного описания вертикальной зональности, характерна закономерная смена кислотно-щелочных условий минералообразования пегматитов от корней слюдоносного узла к его кровле: последовательное уменьшение химического потенциала калия, возрастание активности натрия и водорода, причем крупнокристаллический мусковит формируется в значительных количествах в ассоциации с кислым плагиоклазом (олигоклазом). При достаточно высокой активности калия, когда становится неустойчивым олигоклаз, вместо мусковита образуется микроклин. Таким образом, крупнокристаллический мусковит в ассоциации с олигоклазом образуется, в основном, в центральной и верхней частях слюдоносного узла. В корневой части вместо него формируются порфиробласты микроклина и более основной плагиоклаз (андезин).

Формы слюдоносных узлов определяются сочетанием положительных форм складчатых изгибовых деформаций в верхней части и подводящей структуры – в нижней. Нижняя часть узлов представляет собой, как правило, область пересечения разрывных нарушений. Поэтому, в общем случае, форма слюдоносных узлов напоминает грибовидную: уплощенную – для узлов, сходящихся к корням, изометричную – для узлов, сходящихся к голове. В зависимости от экранирующего эффекта вмещающих пород отмечается преимущественное сосредоточение промышленно-

слюдоносных жил в центральной или верхней части слюдоносного узла. Если вмещающие породы представлены периодично переслаивающимися хрупкими и пластичными породами (например, дистеновыми, биотитовыми гнейсами и сланцами и известково-силикатными породами), которые венчаются достаточно мощной пачкой преимущественно пластичных пород, экранирующих слюдоносный узел, то крупные слюдоносные жилы будут концентрироваться, главным образом, в центральной части узла (Олонгро, г. Чужой, рис. 31, 32; Витимский, г. Резервный, рис. 8). Если же вмещающие породы по всему разрезу представлены под экраном однородными сравнительно хрупкими породами, например узловатыми микрогнейсами, то промышленно-слюдоносные пегматиты будут приурочены к верхней части слюдоносного узла, т. е. концентрироваться непосредственно под экраном (Слюдянка, г. Третий, рис. 21, 23). Установление морфологических особенностей промышленно-слюдоносных жил для отдельных узлов позволяет характеризовать их пространственную приуроченность к структуре слюдоносного узла и, следовательно, определять уровень эрозионного среза последнего. Выявление морфологических структур слюдоносных узлов и жил позволяет произвести надежную экономическую оценку и прогноз на глубину как для выходящих на эрозионный срез, так и скрытых на глубине (слепых) слюдоносных жил.

Таким образом, вертикальная зональность слюдоносного узла определяется:

1. Интенсивностью метаморфогенных флюидов.
2. Особенностями сложнодислоцированной складчатой структуры в целом и деформацией экранирующего горизонта в частности.
3. Морфологическими особенностями слюдоносных жил и слюдоносного узла.

Каждый слюдоносный узел представляет собой грибовидное или конусообразное тело. Поэтому в головной части узла интервал встречаемости промышленно-слюдоносных жил может определяться мощностью экранирующего благоприятного комплекса метаморфических пород. Так, крупные промышленно-слюдоносные жилы преимущественно плагиоклазового состава на г. Третьем сосредоточены, в основном, в пачке переслаивания дистеновых, биотитовых, двуслюдяных гнейсов и сланцев с известково-силикатными (скарноподобными породами) породами. Если нет достаточно надежных промежуточных экранов в центральной части узла, то крупных слюдоносных жил здесь не образуется. В таком случае не следует ожидать крупных жил и в корневой части. Размеры слюдоносного узла определяются отдаленностью от центра достаточно крупных и протяженных на глубину жил.

Крутизна и погружение слюдоносного узла обычно определяется ориентировкой (прежде всего, погружением) жил центральной и корневой частей. Если жилы верхней, головной части залегают в экранирующем комплексе пород, то, в случае, ослюденения пегматитовых тел по всей мощности, их ориентировка подчиняется или элементам залегания вмещающих пород, или элементам погружения складчатых структур. Если же пегматитовые тела значительны по своим мощностям и протяженности, то жилы будут развиваться лишь в некоторых их частях, а ориентировка жил будет подчиняться основным пространственным элементам слюдоносного узла и морфологическим особенностям вмещающих пегматитовых тел. Выявленные закономерности хорошо прослеживаются для однокорневых узлов и центральных кустов в пределах сложного узла жил. Таким образом, при оценке глубинности многокорневого узла, решение задачи сводится к выявлению центральной части этого узла – главного слюдоносного куста – и глубины его эрозионного среза.

Пространственное положение слюдоносных узлов во многом определяется геологическими особенностями сложнодислоцированных складчатых структур, к которым приурочены узлы: например, размахом крыльев куполовидных антиклиналь-

ных складчатых структур, размерами смыкающего крыла поперечных флексур, направлением осей наложенных флексурообразных складок и т. д. Слюдоносные узлы формируются на завершающем этапе эволюции магматических колонн, возникших в результате воздействия дискретных флюидопотоков, стабильных во времени и экранированных пачками пластичных глиноземистых пород. Структуры слюдоносных узлов формируются синхронно развитию крупных надразломных флексур вмещающей толщи. Их последовательное развитие создает резкий градиент давлений по вертикали, способствует всплыванию пегматитовых диапиров и вызывает стационарный поток мусковитоформирующих флюидов.

Морфологическая структура слюдоносного узла определяется сочетанием положительных форм складчатых изгибовых деформаций в верхней его части и подводящей корневой системы – в нижней части. Выявлена пространственная приуроченность характерных форм промышленно-слюдоносных зон к структуре слюдоносного узла: килевидных и челночных – к верхней части, уплощенных конусов и грибовидных – к центральной и столбовидных – к нижней. Конусовидные и грибовидные формы кустов и узлов жил определяются вращательным эффектом флексурообразных изгибов, а также спецификой среды и свойствами просачивающихся флюидов.

Волнообразная форма промышленно-слюдоносных зон в виде последовательно разрастающихся звеньев от корней жил к их кровле, распределение в них крупных кристаллов мусковита и биотита в виде своеобразных струй-систем, столбов, факелообразных зон, определяются потоками углекисло-водных флюидов, последовательно поступающими с более глубоких горизонтов вмещающей толщи.

Формирование мусковита в пегматитах определяется, главным образом, наряду с PT-условиями, активностями (эффективными концентрациями) алюминия, водорода и калия в условиях насыщенности системы кремнеземом. По экспериментальным данным системы $K_2O – Al_2O_3 – SiO_2 – H_2O$ [Соколова, Ходаковский, 1977] с повышением температуры и активности калия область устойчивости мусковита сдвигается в сторону кислых или слабокислых растворов, с увеличением концентрации алюминия – резко расширяется как в сторону щелочных, так и в сторону кислых растворов.

Таким образом, в условиях постоянства давлений и температур определяющими являются активности калия, алюминия и pH среды минералообразования. При высокой активности калия мусковит будет формироваться в условиях высокой глиноземистости среды или же в условиях высокой фугитивности (летучести) водорода; при низкой активности калия мусковит может формироваться в зависимости от глиноземистости среды и при низкой фугитивности (летучести) водорода, т. е. в условиях нейтральной или даже щелочной среды минералообразования.

Обратимся к геологическим фактам:

1. Наиболее распространены промышленные типы мусковита, связанного с процессами замещения (по биотиту, кварц-мусковитовое и мусковитовое замещение). Мусковит в микроклиновом пегматоиде значительных концентраций не образует, так как область его устойчивости ограничивается моновариантным равновесием [Соколова, Ходаковский, 1977]:

$$KAlSi_3O_8 + 2Al(OH)_3 = KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2 + 2H_2O.$$

Появление кислого плагиоклаза повышает глиноземистость и снижает активность калия среды минералообразования, что приводит к формированию выдержанных зон крупнокристаллического мусковита.

2. Все крупные слюдоносные узлы, изученные нами, связаны с тектоническими зонами глубокого заложения. Учитывая это, вполне естественно предположить о

привносе водорода, распространявшегося по тектонически ослабленным зонам, сначала в гранитизированной, а затем и в пегматитизированной толще. Концентрация водорода во флюиде была чрезвычайно низкой, поэтому он просачивался через гранитоиды без каких-либо заметных изменений. Наличие надежных экранов – глиноземистых горизонтов – способствует повышению концентрации водорода, что вызывает интенсивную перекристаллизацию пегматитов и формирование в них крупнокристаллического мусковита.

3. Грибовидная форма слюдоносных жил с четко выраженными корневыми частями свидетельствуют о поступлении флюидов снизу.

Таким образом, слюдоносные узлы представляют собой закономерные звенья эволюции метаморфогенных флюидов, поступавших из нижних частей мамской толщи и вызывающих в ней под экраном глиноземистых горизонтов, сначала пегматитизацию, а затем и мусковитизацию.

Критерии локального прогноза мусковитовых пегматитов определяются генетическими особенностями формирования слюдоносных узлов и контролирующих их структур, сформировавшихся в этап сжатой флексурообразной сдвиговой складчатости второго этапа, с учетом подновленных структурных элементов этапа линейной складчатости первого этапа. Поэтому необходимым условием прогноза представляется выделение мусковитоконтролирующей структуры.

Основные положения локального прогноза крупных мусковитоносных пегматитовых жил, кустов и узлов, разработанные нами сводятся к следующему:

1. Крупные слюдоносные жилы и кусты представляют собой ассоциацию слюдоносных зон, сближающихся на глубине. Следовательно, выделение куста и определение тенденции сближения пегматитовых тел на глубину позволяет прогнозировать промышленное ослюденение на глубине в пределах этого куста при условии близости пород экрана, т. е. при верхнем срезе слюдоносного куста.

2. Слюдоносные кусты и узлы контролируются сдвигово-вращательными структурами:

– вихревыми (спиралевидными) структурами: а) с концентрацией слюдоносных жил в глиноземистых породах купольных экранирующих частей вращательных структур («свиты» плагиоклазовых пегматитовых жил с промышленным мусковитом третьей и пятой генераций; б) с концентрацией слюдоносных жил в крыльях сдвиговых тектонических зон и вихревых структур (кусты пластинчатых и уплощенно-грибовидных плагиоклаз-микроклиновые пегматитовых жил с промышленным мусковитом второй – шестой генераций). (Сдвигово-вращательные структуры отражаются на геологической карте в виде сдвиговых флексурообразных изгибов.);

– купольными структурами без явно видимого вращения (экранированные пологозалегающие пегматитовые залежи, килевидные крутосекущие плагиоклаз-микроклиновые жилы с промышленным мусковитом второй – третьей генераций);

– сдвиговыми горизонтальными F-флексурами с концентрацией крупных пластинчатых и брусковидных плагиоклаз-микроклиновые пегматитовых жил по сближенным створам при достаточно большом радиусе изгиба с промышленным мусковитом второй – пятой генераций;

– сериями мелких структур вращения столбообразных будин в зонах расслацевания компетентного комплекса пород, ограниченного пластичными глиноземистыми дистен – содержащими слюдистыми сланцами. К этим структурам вращения обычно приурочены крупные третьей – пятой промышленно-слюдоносные жилы и кусты трубчатого типа с промышленным мусковитом 3–5 генераций;

– структурами сдвига-вращения с образованием будинаж-структур плагиоклазовых пегматитов первой группы и мелких F-флексур, приуроченным к подновленным продольным тектоническим зонам рассланцевания первого этапа. К этим структурам обычно приурочены плагиоклазовые пегматитовые жилы с «трещинным» типом ослюденения второй генерации.

3. Сдвигово-вращательные структуры при отсутствии надежной геологической информации могут быть определены по разработанному нами методу изгибов осей гравитационного поля, а также при дешифрировании аэро- и космоснимков.

4. Уровень эрозионного среза крупных жил и кустов жил характеризуется в зависимости от степени проявления стадий перекристаллизации и кварц-мусковитовым и мусковитовым замещением в пегматитовых телах слюдоносного узла на уровне среза, содержанию альбитовой составляющей в сосуществующих полевых шпатах, фации гранат-мусковитовых сланцев во вмещающих породах.

5. Слюдоносные узлы представляют собой ассоциации слюдоносных кустов, сближающихся на глубине. Для них характерны клиновидные, грибовидные и куполовидные формы. Узлы экранируются пологозалегающими пачками глиноземистых пород.

6. Крупные кристаллы мусковита группируются в виде систем и гнезд, образующих, в свою очередь, мусковитоносные обогащенные столбы. Ориентировка мусковитоносных столбов в пределах жил определяется обобщенной (геометрически суммарной) ориентировкой систем слюд, что имеет непосредственное практическое значение при прогнозе «слепого» богатого ослюденения на глубину.

7. Крупнокристаллический мусковит формируется синхронно последовательному развитию локальных флексурообразных изгибов вмещающей толщи. Вращение вектора деформации фиксируется для всех крупных жил на различных горизонтах глубинности, но наиболее полно проявлено в верхних сечениях жил. Каждые последующие стадии вращения вектора деформации вызывают формирование все более высококачественного мусковита. Этот факт позволяет прогнозировать высококачественное ослюденение в пегматитах в зависимости от степени и стадийности проявления вращения вектора деформации.

8. Наиболее протяженные жилы на глубину формируются при вращательных или вращательно-сдвиговых дислокациях. Показателями обнаружения крупных жил на глубине представляются признаки элемента вращения вектора деформации и соответствующей пегматитизации вмещающей толщи, а также сочетания сколовых и отрывных разрывов, в которых формируются пегматитовые жилы.

Разработанные критерии, в особенности способ выявления локальных сдвигово-вращательных структурных своеобразных ловушек очевидно могут быть использованы для выявления и оценки перспектив других видов полезных ископаемых, формирование которых тесно связано с потоками восходящих флюидов, например месторождений редкометалльных пегматитов, возможно различных видов гидротермальных месторождений.

7.3. Особенности классификации крупных жил

В настоящее время разработаны классификации мусковитовых пегматитов в зависимости от их возраста, механизма образования пегматито-вмещающих полостей и особенностей структур их пегматитовых полей (Чесноков, 1978 г.; Родионов, Бушев, 1979 г.; Кочнев, 2002 г.). Поэтому остановимся на крупных слюдоносных пегматитовых жилах и размещениях в них слюдоносных зон.

Как это видно из предыдущих разделов, выявлены следующие закономерности формирования крупных жил.

1. Крупные жилы представляют собой совокупности пространственно сближенных зон, развивающихся в одном или нескольких пегматитовых телах, сходящихся на глубине. В пегматитовых телах, ограниченных по мощности, формируются плоские слюдоносные грибовидные зоны. Характерны волнообразные удлинения и сокращения зон по вертикали в виде своеобразных звеньев. Причем максимальных значений продольных и поперечных размеров слюдоносных зон, содержаний крупнокристаллического мусковита обычно достигается в центральных частях жил.

2. Крупные кристаллы мусковита в промышленно-слюдоносных зонах встречаются, в основном в виде сообществ-систем гнезд, ориентировка которых отражает направление погружения обогащенных участков-столбов, которые и формируют слюдоносные зоны.

3. Большинство крупных жил приурочено к локальным флексурообразным изгибам вмещающей толщи, а крупные кристаллы мусковита в жилах формируются синхронно последовательному развитию таких изгибов.

Эти особенности формирования крупных жил определяются последовательно поступающим потоком углекисло-водных флюидов низкой концентрации с более глубоких горизонтов Мамской толщи. На низкую концентрацию флюидов указывает отсутствие слюдоносных зон в пегматитовых массивах значительных размеров. Движение флюидов и стационарность их потока во времени обеспечивается механизмом вращения флексурообразных изгибов, которые возникают при сочетании радиальных (воздымающих) и тангенциальных (поперечно сжимающих) напряжений. Очевидно, что вращательный момент формирует флексурообразные изгибы (или S-образные складки) в сравнительно пластичной среде, при мощности прослоев хрупких пород не более 50 м. В более жесткой среде вращательный момент может трансформироваться в сдвиговые перемещения, которые осуществляются вдоль границ – контактов пегматитовых тел, формируя ровные пластинчатых контакты.

Так, на примере жил № 155 и 169 (см. рис. 46) иллюстрируется, как вращательный момент реализуется в пластичной среде (биотитовых гнейсах) в виде фигуры вращения (жила № 155), в жесткой среде – известково-силикатных породах формируется сдвиговое тело – пластина (жила № 169). Аналогичный механизм формирования характерен и для жил № 250 (см. рис. 48) и 63 (см. рис. 41) г. Поворотного. В них формируются трубчатые, брусковидные и плоскогрибовидные слюдоносные зоны. Для фигур вращения характерны не только трубчатые, но и объемно-грибовидные жилы (например, жила № 46, г. Гремучий, см. рис. 52, 53). Очевидно, что наиболее протяженные на глубину жилы формируются при вращательных или вращательно-сдвиговых дислокациях (жилы № 19, 39, 422 и т. д.).

Важной особенностью представляется интенсивность процессов перекристаллизации пегматитов первой возрастной группы и формирование минеральных парагенезисов в них, соответствующих минеральным равновесиям более поздних стадий, близких по времени образования плагиоклаз-микроклиновым пегматитам второй

группы. Этот факт позволяет рассматривать плагиоклазовые пегматитовые жилы с трещинным типом ослюденения совместно с жилами других промышленных типов.

Разнообразие форм слюдоносных зон обычно сопоставляется с разнообразием геологических условий вмещающей среды. В предыдущих разделах было показано, что для различных геологических условий характерен однообразный облик слюдоносных зон, который определяется конусовидными фигурами с неизменно расширяющимся вверх обликом, что характеризуется неизбежным переходом фигур вращения во вращательно-сдвиговые дислокации. Этот факт и определяет развитие сближающихся на глубину жил, кустов и узлов.

Исходя из генетической модели крупных слюдоносных жил, разработанной нами, попытаемся представить их классификацию. Классификация каких-либо объектов может быть составлена по различным признакам, отражающим их характерные свойства (внешние и внутренние). Очевидны требования, которым должна отвечать любая классификация:

1) минимальное количество признаков классификации;
2) надежность диагностики этих признаков;
3) внешние признаки (параметры) должны коррелироваться с внутренними свойствами;
4) признаки классификации должны быть преимущественно количественными;
5) классификация должна отражать генетическую сущность совокупности рассматриваемых объектов.

Исходя из этих требований, сформулируем основные признаки классификации слюдоносных жил. К первой группе признаков следует отнести признаки вещественного состава пегматитов, в которых перемещались флюиды: соотношение плагиоклаза и микроклина, мусковита и биотита. Ко второй группе – признаки, характеризующие интенсивность вращения вектора деформации в порядке её возрастания: сдвиг – сдвиг + кручение – кручение. Вращение вектора деформации можно также представить величиной угла максимального флексурообразного изгиба вмещающей толщи. Если признаки первой группы характеризуют внешние параметры, то признаки второй группы отражают на определенном промежутке времени стационарность продвижения потока флюидов и могут быть отнесены к внутренним параметрам, если рассматриваемая система объектов может быть представлена в виде куста жил.

К внутренним параметрам системы слюдоносных жил, следует отнести, прежде всего, состав, свойства и концентрацию мусковитоформирующих флюидов. Концентрация флюидов, вероятно, была достаточно низкой, так как слюдоносные зоны формируются в пегматитах определенных ограничений, а крупные жилы неизвестны в сплошных массивах гранитоидных пегматитов. Следовательно, ограничения пегматитовых тел должны учитываться классификацией. Свойства флюидов меняются, когда они поступают из узких каналов в большие по объему пегматитовые тела, что возможно связано с фазовыми переходами из газообразного состояния в гидротермальное, вызывающее интенсивные процессы перекристаллизации и реакции гидролиза. Этот фазовый переход определяется продолжительностью вращения вектора деформации, и, следовательно, флюидонасыщенностью системы.

Таким образом, возможно математическое описание разработанной генетической модели, так как её основные параметры могут быть определены следующим образом:

1. Протяженность на глубину промышленного ослюденения (слюдоносной зоны) определяется как параметр Z.

2. Флюидонасыщенность системы (f) может быть определена площадными c×l×m или линейными c×l запасами промышленного мусковита в данном сечении (см. параграф 6.3.1).

3. Механизм продвижения флюидов в пегматитовых телах может быть оценен размерами пегматитового тела (П), морфологией слюдоносной жилы (Ф), и углом максимального флексурообразного изгиба ε (или амплитудой сдвиговой составляющей), направление движения флюидов (θ) определяется угловыми параметрами жилы – погружением и отклонением погружения от падения вмещающих пород.

4. В общем случае эта зависимость может быть определена:

$$Z = Z\ (f, П, Ф, \theta, \varepsilon).$$

5. В параграфе 6.3 нами использована простейшая интерпретация этого уравнения: принята линейная зависимость между его параметрами, а коэффициенты уравнения определялись методом наименьших квадратов по алгоритму многошаговой регрессии.

Классификация крупных слюдоносных жил по признакам первой и второй групп представлена в табл. 9. Эта таблица фактически отражает систему координат, по одной оси которой характеризуется состав пегматитов по соотношению полевых шпатов, по другой – степень проявления вращения вектора деформации. Крайнее правое положение в этой таблице занимают фигуры вращения – трубчатые и объемно-грибовидные жилы. Такие жилы наиболее развиты в пределах Витимской группы, где характерно сочетание продольных и поперечных тектонических зон глубокого заложения. Наоборот, для Чуйской и Довгокитской групп такие жилы крайне редки, что определяется активностью продольных тектонических зон и возникновением вертикальных флексурообразных изгибов, характеризующих деформации одновременных сдвига и кручения.

Глубина слюдоносных жил убывает по мере уменьшения интенсивности крутящего момента. Следует иметь в виду, что в нашей классификации деформация сдвига определяется вращением вектора деформации, т. е. сочетанием поперечных сил сжатия и поднятия. Если же сдвиговая составляющая при вертикальном поднятии будет значительно превышать тангенциальную, то вращательный эффект не возникает, и следовательно, условия стационарности флюидо-потоков не будут достигнуты, а в пегматитовых жилах не будут формироваться значительные скопления крупных кристаллов мусковита. Не следует ожидать стационарности условий и при главенствующей тангенциальной составляющей.

Представленная классификация, очевидно, может быть использована в практических целях при прогнозной и экономической оценке слюдоносных объектов с учетом моделей жил, разработанных в данной монографии.

ПРАКТИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ И ИХ ЭФФЕКТИВНОСТЬ

На основе результатов исследований, разработанных критериев и методов, изложенных в монографии, были представлены практические рекомендации в производственные подразделения ПГО «Иркутскгеология», главным образом в Мамско-Чуйскую экспедицию, по актам внедрения или же в виде научно-ссследовательских

отчетов. Основная часть рекомендаций относится к объектам исследований в пределах детально изученных площадей. Некоторые рекомендации дополняют и уточняют результаты поисковоразведочных работ, проведенных до представления практических рекомендаций. Значительная часть рекомендаций, так или иначе, заверена поисковоразведочными работами. Краткая характеристика практических рекомендаций и их эффективность представлены в табл. 10.

Таблица 9

Классификация крупных мусковитоносных пегматитовых жил

Соотношения минералов в жилах			Степень вращения вектора деформации вмещающей толщи				Типы жил Промышленный тип (генерация)
№ Пл	Ми–Пл	Мус–Би	0–30° Сдвиг	30–60° Сдвиг+вращение	30–60° Сдвиг+вращение	60–90° Вращение	
10–20		80–100	Жилы № 2, 2-а	Жилы № 16, 24, 24-а, 24-III		Жилы № 4-я Заявка	Кв–Мус–Пл (Ол) жилы, «Свиты» жил Кв–Мус и Мус замещается
15–25	50–80	40–80	Жилы № 200, 205, 102, 588	Жилы № 1, 15-а, 138, 209, 252, 252-а	Жилы № 250, 63, 66	Жилы № 19, 665, 46	Пл–Ми-жилы Пегматоид, по лейст Би, Кв–Мус замещается
15 – 30	10–50	30–70	Жилы № 15	Жилы № 92, 317–314, 1–150	Жилы № 155–169, 63	Жилы № 155	Ми–Пл-жилы Пегматоид, Кв–Мус замещается, по лейст Би
20–35	0–10	20–50	Жилы № 226, 289, 435	Жилы № 422, 403			Пл-жилы Трещ. слюды
Морфология слюдоносных зон			Килевидные Уплощенно-грибовидные	Уплощенно-грибовидные	Уплощенно-грибовидные Столбовидные	Трубчатые Грибовидные	Морфология слюдоносных зон
Морфология пегматитовое тело			Пластинчатые конусовидные	Клиновидные Пластинчатые	Брусковидные Столбовидные	Трубчатые Столбовидные	Морфология пегматитовых тел

Таблица 10

Анализ эффективности научно-исследовательских работ ВостСибНИИГГиМС по слюдяной тематике за 1975–1983 гг.

№ пп	Рекомендации, выданные производственным организациям	Результаты проверки рекомендаций; полученный геологический и экономический эффект
	Тема: «Разработка оптимальных критериев оценки слюдоносности на глубину по совокупности геолого-геофизических данных (Мамский слюдоносный район) первый этап» по работам 1975–1977 гг.	
1	Поисковое бурение до глубины 300 м на участке гольца Северного в районе жил № 19 и 83 Витимской группы месторождений. Предлагаемый объем бурения – 9000 пог. м. Рекомендация принята МЧЭ 10.03.1977 г.	Рекомендация не проверена вследствие большого азимутального искривления скважин (до 90°) при их проходке. Пробурено всего 5 скважин.
2	Поисковое бурение до глубины 200–250 м на участке гольца Поворотного в районе жилы № 66 Слюдянской группы. Предлагаемый объем бурения – 2000 пог. м. Ожидалось выявить 500–1000 т запасов слюды – мусковита категории C_2 до глубины 200 м. Рекомендация принята МЧЭ 28.11.1977 г.	МЧЭ выявлена в 1979–1981 гг. промышленно-слюдоносная жила № 250 с запасами промышленного мусковита категории C_1 2078 т на рекомендованном участке. Геологический эффект рекомендаций – непосредственный. Экономический эффект МЧЭ не определялся, так как на гольце Поворотном поисковое бурение проводилось во время представления рекомендаций в районе жилы № 63-а.
3	Геолого-геофизическая карта м. 1:25 000 с элементами прогноза Витимской группы месторождений, составленная с использованием высокоточных гравиметровых работ м-б 1:25 000 и с учетом глубинности залегания слюдоносных жил (до 700 м от поверхности). Представлено 23 перспективных участка (в т. ч. 11 первоочередных участков) для постановки детальных геологоразведочных работ. По уравнению регрессии подсчитаны ожидаемые запасы по каждому участку и объемы работ по их выявлению на перспективных участках. Поисковое бурение до глубины 200–300 м на рекомендуемом участке № 5, где предполагалось выявить «слепые» слюдоносные жилы с запасами мусковита до 3 400 т на глубине до 200–300 м. Рекомендации приняты а МЧЭ 28.11.1977 г.	В 1979–1980 гг. на МЧЭ на участке № 5 выявлены две промышленно-слюдоносные зоны (жила № 215, зоны I и II) с общими запасами промышленного мусковита категории C_2 около 2 200 т. Геологический эффект рекомендаций – непосредственный. Экономический эффект МЧЭ не определялся, так как на гольце Северном поисковое бурение было начато до представления рекомендаций на площади, расположенной к западу от рекомендованного участка
4	Поисковое бурение до глубины 200–400 м на рекомендуемом участке гольца Чужого Олонгринской группы. Предлагаемый объем бурения – 60 000 пог. м. Ожидаемые прогнозные запасы до 10 700 т. Рекомендация принята МЧЭ 28.11.1977 г. .	МЧЭ работы по заверке не проводила. В 1979–1981 гг. Согдиондонским рудником на рекомендованном участке пройдена шт. № 152, вскрывшая слюдоносную зону жилы № 84 с запасами промышленного мусковита категорий $B+C_1$ около 300 т. Экономический эффект не определялся, так как рекомендации в Согдиондонский рудник не представлялись.

	Тема: «Оценка перспектив слюдоносных узлов Мамско-Чуйского района на глубину (второй этап)» по работам 1977–1980 гг.	
5	Детализационное бурение до глубины 200–300 м на гольце Бол. Арарат Колотовской группы месторождений. Предполагалось выявить 6 «слепых» слюдоносных зон (зоны А – Е) с общими запасами мусковита категории C_2 до 2 800 т. проектный объем бурения – 2 700 пог. м. Рекомендации приняты а МЧЭ 15.04.1980 г.	МЧЭ в 1980–1981 гг. при заверке бурением зоны А выявлена «слепая» жила № 272 с запасами промышленного мусковита категории C_2 692 т. Зона А после бурения разделилась на 3 зоны. При разбуривании зоны Е выявлены две слюдоносные зоны. По всем этим зонам могут быть подсчитаны запасы мусковита категории C_2 около 500 т, а всего по зонам А и Е – около 1 200 т мусковита катег. C_2. Геологический эффект рекомендаций – непосредственный. Экономический эффект МЧЭ не определялся
6	Наземные поиски с помощью бульдозера на участке гольца Богатого Витимской группы месторождений. Предполагалось выявить 2–3 жилы с запасами мусковита категории C_2 600 т. Предлагаемый объем горных работ – 2 500 пог. м траншей. Рекомендация принята МЧЭ 15.04.1980 г.	В 1981–1982 гг. МЧЭ пройдены три короткие бульдозерные траншеи на восточном фланге участка. Обнаружены два перспективных слюдопроявления. В целом рекомендация не проверена. Пройденные ранее в пределах участка шурфы 1953 г. и 1964 г. в основном не добиты до коренных пород. На рекомендованной площади установлен изгиб вмещающих пород, и встречены перспективные на мусковит пегматитовые тела. Вскрывать их необходимо буро-взрывным способом из-за крутого рельефа
7	Поисковое бурение до глубины 200 м на рекомендуемом участке № 7 гольца Зеленого Витимской группы месторождений. Предполагалось выявить 3 «слепые» жилы с общими запасами мусковита категории C_2 около 680 т. Рекомендация принята МЧЭ 15.04.1980 г.	При проверке рекомендации бурением МЧЭ в 1982–1983 гг. выявлены 2 «слепые» слюдоносные зоны с запасами промышленного мусковита категории C_2 382 т. Геологический эффект рекомендаций – непосредственный. Экономический эффект МЧЭ не определялся
8	Поисковое бурение до глубины 200 м на рекомендуемом участке № 9 гольца Лысого Витимской группы месторождений. Ожидалось выявить «слепые» слюдоносные зоны с общими запасами мусковита категории C_2 около 700 т. Рекомендация изложена в отчете по теме за 1980 г.	Заверка рекомендации не проводилась

9	Поисковое бурение на рекомендуемом участке № 1 гольца Козыревского Чуйской группы месторождений. Предполагалось выявить 4 жилы с общими запасами мусковита категории C_2 около 1 900 т. Предлагаемый объем бурения – 3 500 пог. м. Рекомендация изложена в отчете по теме за 1980 г.	В 1982–1983 гг. МЧЭ на участке № 1 гольца Козыревского при бурении встречены промышленные пересечения. Подсчет запасов не проводился, бурение продолжалось
10	Поисковое бурение на рекомендуемом участке № II гольца Козыревского Чуйской группы. Предполагалось выявить 3 «слепые» слюдоносные зоны с общими запасами мусковита категории C_2 около 720 т. Предлагаемый объем бурения – 2 800 пог. м. Рекомендация изложена в отчете по теме за 1980 г.	В 1982–1983 гг. МЧЭ на участке гольца Козыревского при бурении встречены промышленные пересечения. Подсчет запасов не проводился, бурение продолжалось
11	Методическая разработка «применение кластерного и регрессионного анализов при оценке промышленной слюдоносности на глубину для некоторых типов слюдоносных жил». Рекомендация принята МЧЭ 20.03.1978 г. по акту внедрения	Методическая разработка использована для предварительной оценки слюдоносности на глубину по данным опробования на поверхности
	Тема: «Геолого-структурные закономерности размещения крупных мусковитоносных пегматитовых жил, их классификация и количественный прогноз на глубину (Мамско-Чуйский район)» по работам 1980–1983 гг.	
12	Специализированная геологическая карта Мамско-Чуйского слюдоносного района масштаба 1:200 000.	Карта принята для использования: 1) геологосъемочной экспедицией ПГО «Иркутскгеология» при сводном геологическом картировании. Акт внедрения от 8. 01. 1981 г. 2) ВНИИГЕОЛНЕРУД Мингео СССР при составлении структурно-формационного макета Патом-Алдан-Станового региона. Акт внедрения от 16. 04. 1984 г.
13	Карта метаморфической зональности северо-западной части Байкало-Патомского нагорья масштаба 1:200 000	Карта принята для использования геолого-съемочной экспедицией ПГО «Иркутскгеология» при сводном геологическом картировании. Акт внедрения от 23.03.1982 г.
14	Заявка на ювелирный кордиерит и крупно-кристаллический гранат в юго-западной части Мамско-Чуйского района: участок 1 – на гольце Надежда, в среднем течении р. Тукулах; участок 2 – в правом борту р. Бол. Чуи, напротив устья р. Петероку	Рекомендация принята Комплексной тематической экспедицией ПГО «Иркутскгеология» с целью проведения поисково-оценочных работ на рекомендуемых участках

15	Наземные поиски с помощью бульдозера на участке № 17 гольца Мохового Витимской группы месторождений. Предполагалось выявить 2–3 жилы с запасами мусковита категории C_2 до 600 т. Предлагаемый объем горных работ – 3 500 пог. м траншей.	Рекомендация изложена в отчете по теме за 1983 г. Заверка рекомендации не проводилась

Как видно из данных табл. 10, геологический эффект рекомендаций – непосредственный: на отдельных рекомендованных участках экспедицией выявлены «слепые» слюдоносные жилы. Экономический эффект МЧЭ не определялся. Поэтому при оценке эффективности рекомендаций, нами учитывается только условный экономический эффект, который оценивается по несколько трансформированной формуле расчета стоимостной отдачи затрат на геологоразведочные работы МЧЭ на период времени представления и заверки рекомендаций:

$$K_{эф} = (Q \times Ц \times n_1 \times n_2 - З_{гр}) \times n_{иссл.} / З_{иссл.},$$

где Q – прирост разведанных запасов на участках рекомендаций по сумме категорий C_1+C_2; $Ц$ – ценность слюды, заключенная в 1 т запасов в руб. по данным МЧЭ; n_1 – понижающий коэффициент перевода запасов категории C_2 в категорию C_1 (принят $n_1 = 0,6$), n_2 – коэффициент извлечения при добыче ($n_2 = 0,85$); $n_{иссл.}$ – понижающий коэффициент, учитывающий долю экономического эффекта рекомендаций, которая, по нашему мнению, не должна превышать 20 % всего эффекта заверочных работ, т. е. $n_{иссл.} = 0,2$; $З_{гр.}$ – затраты на геологоразведочные работы на участках рекомендаций (поисковое бурение и горные работы – проходка штолен); $З_{иссл.}$ – затраты на исследовательские работы в ВостСибНИИГГиМС за период 1975–1983 гг., равные 247 тыс. руб. в ценах 1985 г.

Проведенный расчет, несмотря на всю его условность, характеризует высокую эффективность заверенных рекомендаций, основанных на разработанных критериях, и составляет 5,8 руб. на 1 руб. затрат на исследовательские работы. Вместе с тем эффект наших рекомендаций выше, так как при расчете не учитывался эффект использования геологических карт и методов, представленных в рекомендациях табл. 10.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Монография является логическим завершением многолетних исследований мусковитовых пегматитов Мамской слюдоносной провинции, проведенных её авторами. Эти исследования охватывают широкий круг вопросов и проблем по геологии и структурам мусковитовых пегматитов Мамской слюдоносной провинции. Прежде всего, – стратиграфии, структурно-метаморфической эволюции и генезиса мусковитовых пегматитов, разработке моделей как слюдоносных групповых объектов – кустов и узлов концентрации мусковитоносных пегматитовых жил, так и непосредственно крупных промышленно-слюдоносных жил и распределение крупнокристаллического мусковита в них.

Все результаты авторских исследований основаны на большом объеме фактического материала, полученного нами как на поверхности, так и в подземных горных выработках. Конечно, использовались и многочисленные фактические данные геологоразведочных и эксплуатационных работ. Но в большинстве случаев, эти данные проверялись, заверялись и уточнялись непосредственно на слюдоносных объектах (жилах, кустах, узлах) с отбором детального геолого-петрографического материала. Так, данные поискового бурения проверялись непосредственно просмотром керна скважин. Важно подчеркнуть, что основой всех выводов и заключений послужили именно авторские геолого-структурные и геолого-петрографические наблюдения и исследования, составление опорных литолого-стратиграфических разрезов, просмотр и документация керна поисковых скважин, интерпретация геофизических, прежде всего гравиметрических материалов различными способами и методами. В качестве методической основы использованы как традиционные выше обозначенные методы, так и новые методические разработки векторного анализа, сферических треугольников напряжения структурного анализа, критериев и методов локального прогноза мусковитовых пегматитов на глубину.

Таким образом, на основе авторских исследований, дополненных надежными геологическими данными поисковоразведочных и эксплуатационных работ, получены следующие результаты. Выявлены: структурно-метаморфическая эволюция Мамской толщи; геолого-структурные закономерности размещения, уровня эрозионного среза и количественного прогноза на глубину крупных мусковитоносных пегматитовых жил; структуры, контролирующие размещение крупных жил, кустов и узлов; модели отдельных кустов и узлов жил. Проведен структурный и статистический анализ основных параметров слюдоносных жил. Составлена специализированная геологическая карта района с определением глубины фундамента Мамской толщи.

Основные положения монографии представлены следующим образом.

Мамская слюдоносная провинция находится в области распространения верхнепротерозойской метаморфической (Мамской) толщи, протяженностью в северо-восточном направлении свыше 350 км и шириной 30–40 км. Вмещающая толща в целом представляет собой хорошо упорядоченную структуру, которая определяется, прежде всего, её первично осадочным карбонатно-терригенным составом с выдержанными по мощности, пространственно и сравнительно равномерно распределенными и выдержанными по разрезу пластичными глиноземистыми горизонтами. Такой состав толщи обеспечивает её сохранность на протяжении всей структурно-метаморфической эволюции толщи. Лишь в зонах ультраметаморфизма толща теряет

свои черты, становится относительно более изотропной вследствие неустойчивости дистена, и, следовательно, глиноземистых горизонтов при повышенном потенциале калия. Мамская толща, в объёме мамской подсерии, включающей чукчинскую, витимскую, слюдянскую и согдиондонскую свиты общей мощностью 5 700 м, перекрывается терригенно-карбонатными породами кадаликанской подсерии (мощностью более 2 700 м), которые встречаются в ядрах крупных линейных синклинальных складок на северо-восточном фланге. Породы вышележащей бодайбинской подсерии эродированы и непосредственно в пределах провинции отсутствуют.

Все виды деформаций и структурных перестроек Мамской толщи определяются воздействием внешней силы – давлением Сибирского кратона в южном направлении. Воздействие этой силы в виде вектора на границе двух разнородных сред – Мамской и Чуйской толщ, разделенных глубинным разломом, определяется разложением её на главную тангенциальную и главную сжимающую, нормальную к ней. Величины этих двух составляющих будут определяться непосредственно его ориентировкой: увеличение сжимающих напряжений и соответственно уменьшение тангенциальных при изменении положения внешнего вектора от субмеридионального до северо-западного. Таким образом, внутри толщи сжимающие напряжения будут всегда поперечными, и структурно-метаморфическая эволюция будет определяться этими условиями в зависимости от анизотропии и пространственного положения внутренних элементов толщи (продольных и поперечных пластин).

Дискретность внешней силы определяется её концентрацией на северо-западной границе блоков, возникших внутри мамской толщи вследствие ослабленных глубинных субмеридиональной и субширотной зон в фундаменте, а также повышенной плотностью фундамента Центрального бока, представляющего собой известный «Краснинкий» гравитационный максимум. Центральный блок сформировался в условиях главного напряжения сжатия и юго-восточного смещения по субмеридиональным и субширотным разломам глубокого заложения и представляет собой фигура вдавливания с левым разворотом. В образовавшихся поперечных пластинах геологические структуры разворачиваются в противоположных смещению тектонических пластин направлениях вследствие сдвиговых смещений в условиях главного напряжения сжатия

Структурно-метаморфическая эволюция в соответствии с прежними и новыми данными представляется следующим образом.

На первом этапе в результате воздействия главной силы сжатия в толще формируется северо-восточная линейная голоморфная складчатость. Тангенциальная (скалывающая) сила вызывает левосдвиговые смещения по северо-западной границе глубинного разлома, а также по протяженным северо-восточным внутренним разрывам в виде взбросо-надвиговых структур, выраженных метасоматически преобразованными тектонитами («метасоматитами»). Этап завершается дистеновым типом метаморфизма и формированием плагиоклазовых пегматитов (1-я группа пегматитов).

Второй этап характеризуется ослабеванием силы поперечного сжатия, но возрастанием тангенциальных напряжений. Этап определяется более сложной деформацией, разделяющей толщу на ряд сегментов внутренних поперечных субмеридиональных и субширотных блоков, каждый из которых определяется спецификой напряженного состояния. Их совокупность отражает общее напряженное состояние толщи. Этап сопровождается локальным анатексисом толщи и формированием плагиоклаз-микроклиновых пегматитов (2-я группа). В Центральном блоке проявились сдвиговые субмеридиональные и субширотные дислокации. Эти тектонические зоны

отражаются в толще интенсивной деформацией линейных складок, развитием поперечных флексурообразных изгибов, кулисных S-образных складок сдвига с крутыми шарнирами, часто имеющих облик вихревых или спиралевидных структур. К ним приурочены изометричные тела (штоки) гранитогнейсов в нижней части разреза толщи и гранитовидных плагиоклаз-микроклиновых пегматитов – в верхней её части. По ориентировке эшелонированных флексурообразных складок определены левые направления субмеридиональных сдвигов и правые – субширотных. Этап завершается формированием купольных структур – термальных антиклиналей, представляющих собой зарождение гнейсово-купольных структур.

В метаморфических породах термальных антиклиналей формируются новые генерации крупнозернистого дистена, альмандинового граната, призматического силлиманита и фибролита, олигоклаз-андезина и слюд, а также новообразований выявленного нами магнезиального кордиерита в глиноземистых разновидностях, диопсида, скаполита, роговой обманки, граната, калиевого полевого шпата в известково-силикатных породах. Парагенезисы этих минералов свидетельствуют о возрастании температуры среды минералообразования от 600–650 °С (верхнего предела первого этапа эволюции) до 700–750 °С на *PT*-диаграмме, что определяется исчезновением мусковита и устойчивостью вместо него калиевого полевого шпата. Термальные антиклинали представляют собой ультраметаморфические зоны, в которых широко распространены массивы гранитовидных плагиоклаз-микроклиновых пегматитов, проникающих по зонам тектонических разрывов в более верхние части толщи, задерживаясь природными барьерами – глиноземистыми горизонтами – и образуя под этими природными экранами кусты, узлы и поля пегматитовых тел. Широкому формированию массивов гранит-пегматитов способствуют, вероятно, не только высокие температуры, но и повышение роли воды во флюиде. Формирование зон ультраметаморфизма происходило на инверсионном этапе эволюции толщи, при незначительном падении давления в начальной стадии этапа, на что указывает устойчивость парагенезисов с дистеном, альмандином, силлиманитом и магнезиальным кордиеритом.

Сочетание S-образных надразломных изгибов и разворотов складчатых структур первого этапа внутри тектонических пластин Центрального блока определяет развитие локальных сдвиговых флексур – структур вращения: левых в субмеридиональном и правых в субширотном его крыльях.

В целом блок представляет собой структуру юго-восточного смещения, подобную региональному левому флексурообразному изгибу, с хорошо выраженными крыльями и центром в районе Луговской группы месторождений. Таким образом, мы видим, в соответствии с законом подобия, формирование флексурообразных структур вращения на различных иерархических уровнях – от структур малых форм до региональных структур. Формирование таких флексурообразных структур вращения, вероятно, имеет более широкое распространение в пределах складчатого обрамления Сибирской платформы. Так, системы байкальских – левосдвиговых и саянских – правосдвиговых глубинных разломов образуют гигантскую левую флексурообразную структуру, вероятно, также возникшую в результате давления Сибирского кратона в южном направлении. Важно подчеркнуть, что в центре вращения крыльев таких структур формируются области растяжения (раздвига), к которым приурочены массивы гранитовидных пегматитов, гранито-гнейсов, гранитов.

Сдвигово-вращательные структуры, сконцентрированные в пределах тектонических зон глубокого заложения региональной флексурообразной структуры Мамской толщи и проникающих в виде эшелонов на глубину, определяют развитие рудо-

носных (мусковитоносных) колонн. Эти колонны представляют собой своеобразные каналы для поступления флюидов (сквозьмагматических растворов), формирующих мусковитоносные объекты – кусты, узлы, поля пегматитовых жил с большими скоплениями крупных кристаллов мусковита. Рудоносные колонны, таким образом, представляют собой своеобразные насосы, обеспечивающие стационарный поток флюидов при тектонических сдвиговых подвижках, вызывающих процессы перекристаллизации пегматитов и формирование в них крупных кристаллов мусковита.

Итак, основные объекты Мамской слюдоносной провинции – узлы и кусты концентрации мусковитоносных жил, и сами жилы, сформировались соответственно структурно-метаморфической эволюции Мамской толщи и непосредственно контролируются сдвигово-вращательными структурами.

Механизм формирования сдвигово-вращательных структур, очевидно, обеспечивает достаточно стационарные тектонические условия, необходимые для образования крупноразмерного высококачественного мусковита.

Конусовидные и грибовидные формы узлов и кустов определяются вращательным эффектом сдвиговых дислокаций по вертикали и латерали, а также спецификой среды и свойствами просачивающихся флюидов. В корневой части узла пегматитовые тела имеют форму труб и конусов, расширяющихся в направлении воздымания узла, линейно вытянутых пластин и плит, реже круто секущих стволов. Трубообразные и столбовидные тела сменяются в средней части узла грибовидными телами. В верхней части узла и на периферии грибовидные тела распадаются на ряд мелких линзовидных (челночных) тел. Пегматитовые кусты узла сходятся на глубине к одному корню и в целом определяют его форму.

Морфология слюдоносных жил определяется как формой пегматитового тела, так и свойствами просачивающихся флюидов, определяющих струйно-волнообразные формы слюдоносных зон. Повсеместно проявляемый механизм сдвига-вращения и свойства флюидов в экранированных системах определяют довольно простую форму пегматитовых тел: пластинчатую в сколовых разрывах и ступенчатую, часто изогнутую и ветвящуюся, в трещинах отрыва в сочетании с трещинами скола, а для слюдоносных зон – плоско-грибовидную. Выявлено выдержанное, в целом, поле напряжений для всех морфологических типов жил.

Таким образом, сдвиговые дислокации осуществлялись в условиях выдержанного поперечного сжатия Мамской толщи без существенной переориентировки регионального вектора деформации тектонических условий как первого, так и второго этапов структурно-метаморфической эволюции толщи.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

Ажгирей Г. Д. Структурная геология / Г. Д. Ажгирей. – М. : Изд-во МГУ, 1966. – 348 с.

Буряк В. А. Баланс изменения химического состава пород впроцессе регионального метаморфизма (на примере Витимо-Патомского нагорья) / В. А. Буряк, Г. М. Другов, В. Н. Шаров // I Междунар. геохим. конгр. – М. : Наука, 1972. – Т. 3, кн. 1. – С. 316–328.

Васильева В. П. Метаморфический комплекс пород Мамской кристаллической полосы // Изв. высш. учеб. заведений. Геология и разведка. – 1962. – № 7. – С. 55–75.

Васильева В. П. О двух этапах развития структуры Мамско-Чуйского пегматитового поля / В. П. Васильева, Ю. И. Сычев // Тр. Иркут. политехн. ин-та. Сер. геол. – Иркутск : Иркут. политехн. ин-т, 1966. – Вып. 30. – С. 52–60.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород / Г. Винклер. – М. : Мир, 1969. – 243 с.

Воронов П. С. Принципы сдвиговой тектоники // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. Общие вопросы сдвиговой тектоники. – Л. : Ленингр. горн. ин-т, 1988. – Вып. 1. – С. 8–22.

Геологический возраст метаморфических и рудных формаций Байкало-Патомской складчатой области (Pb-Pb термоизохронный микропалеофитологический методы) / Ю. М. Соколов [и др.] // Геология рудных месторождений. – 1985. – № 1. – С. 48–57.

Геология северо-восточной части Северо-Байкальского нагорья / Д. А. Великославинский, А. Н. Казаков, С. Б. Лобач-Жученко, М. М. Мануйлова. – М. ; Л. : Наука, 1957. – 230 с.

Гзовский М. В. Основы тектонофизики / М. В. Гзовский. – М. : Наука, 1975. – 536 с.

Головёнок В. К. О возрасте мамской толщи и её положении среди докембрийских образований Северо-Байкальского и Патомского нагорий // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. – Л. : Наука, 1961. – Т. 66. – С. 71–82.

Гущенко А. И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических разрушений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. – М. : Наука, 1979. – С. 7–25.

Данилович В. Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями / В. Н. Данилович. – Иркутск : Иркут. политехн. ин-т, 1961. – 47 с.

Добрецов Н. Л. Метаморфические фации и метаморфогенные месторождения / Н. Л. Добрецов. – Л. : Наука, 1975. – 324 с.

Другов Г. М. Геолого-структурные условия формирования гранит-пегматитовых куполов мамской толщи / Г. М. Другов, В. А. Черемных // Гранитогнейсовые купола : тез. докл. Всесоюз. совещ. – Иркутск : ИЗК СО АН СССР, 1983. – С. 38–39.

Другов Г. М. Геолого-структурные условия формирования мусковитовых пегматитов Мамско-Чуйского района // Геология рудных месторождений. – 1989. – № 5. – С. 34–46.

Другов Г. М. Метаморфогенные месторождения мусковитовых пегматитов Мамско-Чуйского района // Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметморфизма. – М. : Наука, 1981. – С. 235–249.

Другов Г. М. О значении специфики литологического состава метаморфических толщ при характеристике типов регионального метаморфизма / Г. М. Другов, И. К. Карпов, П. И. Дорогокупец // Геология и геофизика. – 1976. – № 3. – С. 153–158.

Другов Г. М. О сингенетичности регионального метаморфизма, тектоники и пегматитотобразования в Мамском районе / Г. М. Другов, В. Н. Чесноков // Минералого-петрографические очерки Забайкалья. – Улан-Удэ : Бурят. кн. изд-во, 1968. – С. 133–139.

Другов Г. М. Основные факторы локализации месторождений мусковитовых пегматитов / Г. М. Другов, И. К. Карпов // Геология и геофизика. – 1979. – № 3. – С. 138–144.

Другов Г. М. Предварительная обработка геохимических данных методом кластер-анализа / Г. М. Другов, И. К. Карпов, Б. П. Санин // Геология и геофизика. – 1974. – № 1. – С. 119–123.

Другов Г. М. Фации и зональность метаморфизма пород Мамского пегматитового поля : автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук / Г. М. Другов. – Иркутск, 1969. – 28 с.

Егоров Ю. И. Тектоника и глубинное строение Байкало-Патомского нагорья в свете геолого-геофизических данных // Тектоника и металлогения Восточной Сибири. – Иркутск, 1978. – С. 19–37.

Завалишин М. А. Стратиграфия и геологическое строение северо-восточной части Мамского района / М. А. Завалишин, Н. А. Львова // Тр. Гипрониислюда. – М., 1954. – Вып. 1 (3). – С. 4–72.

Залуцкий В. В. Гнейсо-граниты слюдоносных областей Байкало-Патомского нагорья и отношение к ним слюдоносных пегматитов // Поблемы изучения геологии докембрия. – Л. : Наука, 1967. – С. 250–257.

Кондратьев Г. А. О возрасте отложений пурпольской и медвежевской свит правобережья р. Барщихи // Тез. докл. по проблемам стратиграфии и полезных ископаемых зоны Байкало-Патомского нагорья. – Иркутск : Изд. Иркут. Геологоуправления, 1971. – С. 33–34.

Коржинский Д. С. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири // Слюды СССР. – Л. ; М. : ОНТИ НИТП СССР, 1937. – С. 93–114.

Кориковский С. П. Ранний докембрий Патомского нагорья / С. П. Кориковский, В. С. Федоровский. – М. : Наука, 1980. – 300 с.

Кочнев А. П. Структурные условия размещения слюдоносных пегматитов Мамской мусковитоносной провинции : автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук / А. П. Кочнев. – Иркутск, 1975. – 24 с.

Кочнев А. П. Структуры мусковитоносных пегматитовых полей и месторождений (на примере Мамской пегматитовой провинции) : автореф. дис. … д-ра геол.-минерал. наук / А. П. Кочнев. – Иркутск, 1993. – 44 с.

Кремляков И. И. Структурно-тектонические условия формирования мусковитоносных пегматитов одного из месторождений Мамско-Чуйского района // Геология и полезные ископаемые Байкало-Патомского нагорья. – Иркутск : Изд-во Иркут. Геологоуправления, 1966. – С. 214–219.

Кремляков И. И. Структурные условия формирования главнейших нерудных эндогенных месторождений Байкальской горной области / И. И. Кремляков. – Иркутск : Изд-во Иркут. ун-та, 1984. – 196 с.

Ленский золотоносный район / Ю. П. Казакевич [и др.] // Стратиграфия, тектоника, магматизм и проявление коренной золотоносости.– М. : Недра, 1971. – Т. 1. – 164 с. – (Тр. ЦНИГРИ ; вып. 85).

Леонтьев Г. И. Методика корреляции разрезов ритмично-соистых высокометаморфизованных осадков докембрия (на примере мамской толщи Байкало-Патомского нагорья) : автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук / Г. И. Леонтьев. – Иркутск, 1970. – 30 с.

Летников Ф. А. Гранитоиды глыбовых областей / Ф. А. Летников. – Новосибирск : Наука, 1975. – 214 с.

Лобачевский И. В. О глубинном строении северной части Байкальской горной области по данным гравиметрии и ГСЗ / И. В. Лобачевский, С. В. Ветров // Геология и геофизика. – 1976. – № 7. – С. 55–62.

Львова Н. А. О характере и природе слоистости Мамской слюдоносной толщи (докембрий) : автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук / Н. А. Львова. – Иркутск, 1959. – 28 с.

Макагон В. М. Пегматоидные граниты зон регионального метаморфизма высоких давлений / В. М. Макагон. – Новосибирск : Наука, 1977. – 205 с.

Макрыгина В. А. Условия формирования пегматитовых поясов в протерозойских метаморфических комплексах // Проблемы геохимии эндогенных процессов. – Новосибирск : Наука,1977. – С. 8–22.

Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья / Д. А. Великославинский [и др.]. – М. ; Л. : Наука, 1963. – 228 с.

Мануйлова М. М. Геология докембрия Северного Прибайкалья / М. М. Мануйлова, Д. П. Васьковский, С. А. Гурулев. – М. ; Л. : Наука, 1964. – 226 с.

Мишарев Д. Т. Мамско-Витимско-Чуйские месторождения слюды // Тр. Всесоюз. геол.-развед. Объединения. – М., 1932. – Вып. 154. – С. 62–64.

Мораховский В. Н. Вещественный состав и внутренне строение гранит-пегматитовых тел Мамско-Чуйской слюдяной провинции // Зап. ЛГИ. – 1967. – Т. 47, вып. 2. – С. 24–36.

Неелов А. Н. Стратиграфия, структура и метаморфизм докембрия среднего течения рек Мамы и Большой Чуи // Тр. ЛАГЕД АН СССР. – 1957. – Вып. 7. – С. 268–308.

Никаноров А. С. О разном возрасте слюдоносных пегматитов Мамско-Чуйского района // Информ. сб. ВСЕГЕИ. – 1959. – № 20. – С. 268–308.

Никаноров А. С. Слюдоносные пегматиты зоны обильных инъекций Чуйского района : автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук / А .С. Никаноров. – Л., 1962. – 25 с.

Никитин В. Д. Генезис слюдоносных зон в телах гиганто-мигматитов // Минералогия генезис пегматитов. – М. : Наука, 1965. – С. 110–120.

Никитин В. Д. Условия формирования редкометалльных и слюдоносных пегматитов // Минералогия генезис пегматитов. – М. : Изд-во АН СССР, 1960. – С. 39–61.

Николаев П. А. Методика статистического анализа трещин и реконструкция полей тектонических напряжений // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1977. – № 12. – С. 103–116.

Перевалов О. В. Новые данные о соотношении верхепротерозойских толщ Мамского слюдоносного и Ленского золотоносного районов / О. В. Перевалов, Э. Н. Григоров // Докл. АН СССР. – 1970. – Т. 195, № 5. – С. 1170–1173.

Родионов Г. Г. Классификация пегматитов и особенности процессов пегматитообразования // Геология месторождений редк. элементов. – М. : Недра, 1964. – Вып. 22. – С. 82–115.

Родионов Г. Г. Происхождение форм пегматитовых тел // Тр. В. НИИ Асбестцемент.– М., 1956. – Вып. 5. – С. 156–215.

Родионов Г. Г. Типы слюдоносных пегматитовых тел и их промышленная оценка / Г. Г. Родионов. – М. : Госгеотехиздат, 1959. – 83 с.

Рябчиков И. Д. Новая диаграмма для двухполевошпатового геологического термометра, построенная при помощи термодинамической обработки экспериментальных данных // Докл. АН СССР. – 1965. – Т. 165, № 3. – С. 672–675.

Pb-Pb-датирование высокоглиноземистых кристаллических сланцев и возраст пурпольской свтты / В. Н. Шаров [и др.] // Докл. АН СССР. – 1995. – Т. 341, № 3. – С. 524–526.

Pb-Pb-датирование кристаллических сланцев Мамского синклинория (Байкало-Патомское нагорье) / В. Н. Шаров [и др.]. // Докл. АН СССР. – 1991. – Т. 319, № 3. – С. 209–212.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области / Л. И. Салоп. – М. : Недра, 1964. – Т. 1 : Стратиграфия. – 516 с.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области / Л. И. Салоп. – М. : Недра, 1967. – Т. 2 : Магматизм, тектоника, история геологического развития. – 564 с.

Салоп Л. И. К стратиграфии и тектонике докембрия Мамско-Чуйского слюдоносного района (Северо-Байкальское нагорье) // Тр. ВСЕГЕИ. – Л. : Наука, 1974. – Т. 199. – С. 83–143.

Связь структурно-метаморфических особенностей и пегматитизации мамской толщи с тектоникой фундамента (Северо-Байкальское нагорье) / Г. М. Другов, Л. Ф. Ковшова, В. И. Никулин, В. А. Черемных // Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы и её обрамления. – Новосибирск : Наука, 1982. – С. 107–114.

Семененко Н. П. Геология и петрография Мамской кристаллической полосы (Байкало-Патомское нагорье) / Н. П. Семененко. – Киев : АН СССР, 1948. – 390 с.

Сизых А. И. Петрология метаморфических поясов Северного Прибайкалья / А. И. Сизых. – Новосибирск : Наука, 1985. – 120 с.

Смирнов М. Ф. Геологический очерк Мамско-Витимского слюдоносного района по материалам треста «Союзслюда» за 1934–1936 гг. / М. Ф. Смирнов. – М. : ОНТИ, 1936. – 112 с.

Соколов Ю. М. Вторичная линейность в породах Чуйского геоантиклинория (Северо-Байкальское нагорье) // Деформация и структуры докембрийских толщ. – Л. : Наука, 1967. – С. 115–121.

Соколов Ю. М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты / Ю. М. Соколов. – Л. : Наука, 1970. – 190 с.

Соколова Н. Т. О подвижности алюминия в гидротермальных системах / Н. Т. Соколова, И. Л. Ходаковский // Геохимия. – 1977. – № 6. – С. 831–839.

Спиридонов А. В. Гранито-гнейсы Северо-Байкальской мусковитовой провинции / А. В. Спиридонов, А. И. Ажимова // Советская геология. – 1983. – № 11. – С. 60–69.

Спиридонов А. В. О стратиграфии мамской толщи // Проблема возраста геологических образований юга Вост. Сибири и пути её решения с целью создания легенд к гос. картам. – Иркутск : Вост.-Сиб. кн. изд., 1980. – С. 102–103.

Таевский В. М. Новые данные по стратиграфии Мамской кристаллической полосы / В. М. Таевский, З. К. Таевская // Материалы по геол. и полез. ископаемым Иркут. обл. – Иркутск : Иркут. Геологоуправление, 1961. – С. 7–39.

Тарасов Е. В. Закономерности размещения пегматитов в Северо-Байкальской мусковитовой провинции / Е. В. Тарасов, Г. А. Галкин, В. К. Дорохин // Мусковитоые пегматиты СССР. – Л. : Наука, 1975. – С. 191–197.

Тарасов Е. В. Некоторые закономерности размещения слюдоносных жил Витимского месторождения (Мамско-Чуйский район) // Пегматиты. – Л. : Наука, 1972. – С. 62–68.

Тернер Ф. Птрология изверженных и метаморфических пород / Ф. Тернер, Дж. Ферхуген. – М. : ИЛ, 1961. – 592 с.

Уилсон Дж. Геологические структуры малых форм / Дж. Уилсон. – М. : Недра, 1985. – 112 с.

Фации метаморфизма / Н. Л. Добрецов [и др.]. – М. : Недра, 1970. – 432 с.

Ферсман А. Е. Пегматиты / А. Е. Ферсман. – М. : Изд. АН СССР, 1940. – 3-е изд. – Т. 1. – 712 с.

Флаасс А. С. Некоторые особенности структурного развития мамско- бодайбинской серии // Геотектоника. – 1971. – № 6. – С. 58–65.

Хиллс Е. Ш. Элементы структурной геологии / Е. Ш. Хиллс. – М. : Недра, 1967. – 478 с.

Черемных В. А. О стратиграфии мамской толщи / В. А. Черемных, Г. М. Другов // Проблемы стратиграфии раннего докебрия Средней Сибири. – М. : Наука, 1986. – С. 61–68.

Чесноков В. Н. Новые данные о структуре Мамской кристаллической толщи // Вопросы геологии, поисков и разведки мусковитоносных пегматитов. – М. : Недра, 1971. – С. 45–48.

Чесноков В. Н. О происхождении и развитии поперечных флексурообразных складок в Мамском районе // Геология и геофизика. – 1975. – № 10. – С. 121–125.

Шаров В. Н. Метасоматическая зональность и связь с ней оруденения / В. Н. Шаров, А. П. Шмотов, И. В. Коновалов. – Новосибирск : Наука, 1978. – 104 с.

Шмакин Б. М. Геохимические особенности мусковитовых пегматитов / Б. М. Шмакин, В. А. Макрыгина. – М. : Наука, 1969. – 287 с.

Шмакин Б. М. Гетерогенность и конвергентность мусковитовых пегматитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1967. – № 7. – С. 27–36.

Ackermand D. Experimental studies on the formation of inclusions in plagioclases from metatonalites, Hohe Jauern, Austria (lower temperature stability limit of the paragenesis anorthite plus potash feldspar) / **D. Ackermand, F. Karl.** // Conlribs. Mineral and Petrol. – 1972. – Vol. 3, As 1. – P. 11– 21.

Akclla J. Orthorombic amphibole in some metamorphic reactions / J. Akclla, H. G. F. Winker // Beitr. Mineral. Petrol. – 1966. – Vol. 12, JVs 1. – P. 1–12.

Crawford W. A. Calcite-aragonite equilibrium at 100° C / W. A. Crawford, W. S. Fyfe // Science. – 1964. – Vol. 144. – P. 1569–1570.

Marker R. Experimental data on the $P_{C}o$, curve for the reaction: calcite + quartz = wollastonite+carbon dioxide / R. Marker, O. F. Tattle //Amer. J. Sci. – 1956. – Vol. 254. – P. 239–256.

Hewitt David A. Stability of the assemblage muscovite – calcite – quartz // Amer Mineralogist. – 1973. – Vol. 58, Afe 7–8. – P. 785–791.

Johns R. Experimental studies of pegmatite genesis-melting and crystallisation of granites and pegmatites. (Abstract) / R. Johns, C. W. Burnham // Geol. Soc. Amer. Bull. – 1958. – Vol. 24. – P. 16–28.

Jiama J. T. Contribution, a f l'etude des eguilibres subsolides du system ternaire orthose – albite – anorthite a l'aide reacnijns d'echanges d'ions Na-R an contact d'une solution hydrothermale // Bull. Soc. Franc. Miner. Cristю – 1966. – Vol. 89, N 4. – P. 14–22.

Johannes W. Beginning of melting in the granite system Qz – Or – Ab – An– H_2O // Contrib. Mineral, and Petrol. – 1984. – Vol. 86. – P. 264–273.

Kerrick D. Al Experiments on the upper stability limit of pyrophyllite at 1. 8 kilobars and 8. 9 kilobars water pressure // Amer. J. Sci. – 1968. – Vol. 266. – P. 204–214.

Kerrick D. M. Experimental determination of muscovite+quartz stability with $P_{H,O}<T<P_{total}$ // Amer. J. Sci. – 1972. – N 10. – P. 946–958.

Liou J. C. P – *T* stabilities of laumontite, wairakite, lawsonite and related mineralsin the system $CaAl_2Si_2O_8$– SiO_2– H_2O // J. Petrol. – 1971. – Vol. 12, JVb 2. – P. 379–411.

Luth W. C. The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars / W. C. Luth, R. H. Jalins,
O. F. Tuttle // J. Geophys. Res. – 1964. – Vol. 69. – P. 759–773.

Newton R. C. Some equilibrium reactions in the join $CaAl_2Si_2O8$ –H_20 / **R. C. Newton,**
G. C. Kennedy // J. Geophys. Res. – 1963. – Vol. 68. – P. 2967–2983.

Nitsch_K. H. Die stabilitat von Lawsonite // Naturwiss. – 1968. – N 8. – P. 55.

Orvill P. M. Alkali ion exchase // Amer. Journal Sci. – 1963. – Vol. 261, N 3. – P. 36–48.

Richardson S. W. Staurolite stability in a part of the system Fe–Al–Si–O–H // J. Petrol. – 1968. – Vol. 9. – P. 467–488.

Richardson S. W. Experimental determination of kainite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria. The aluminum silicate triple point / S. W. Richardson, M. C. Gilbert, P. M. Bell //Amer. J. Sci. – 1969. – Vol. 267. – P. 259–272.

Schreyer W. Metamorphose pelitischer Gesteine im Modellsystem MgO–$A1_2O_3$–SiO_2–H_2O // Fortschr. Miner. – 1969(1970). – B. 47, N 1. – S. 124–165.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ 3

Глава 1. КРАТКИЙ ОБЗОР ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ ПРОВИНЦИИ 5

Глава 2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ 8
2.1. Методология и принципы локального прогноза 8
2.2. Геолого-петрографические методы 10
2.3. Геолого-структурные методы 12

Глава 3. ГЕОЛОГИЯ МАМСКОЙ СЛЮДОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ ..14

3.1. Структурная позиция района 14
3.2. Стратиграфия 24
3.3. Магматизм и структуры полей гранит-пегматитовых куполов района ...30
3.4. Геологический возраст Мамской толщи 35

Глава 4. СТРУКТУРНО-МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МАМСКОЙ СЛЮДОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ 38

4.1. Структурная эволюция Мамской толщи 38
4.2. Метаморфическая эволюция 46
4.2.1. Метаморфическая зональность 48
4.2.2. Зоны максимального проявления регионального метаморфизма ..51
4.2.3. Эволюция минерального и химического составов метаморфических пород Мамской толщи 55
4.2.4. Физико-химические условия регионального метаморфизма. 56
4.2.5. Регрессивная стадия регионального метаморфизма 59
4.2.6. Основные выводы к четвертой главе 60

Глава 5. ОСНОВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ И ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ СЛЮДОНОСНЫХ УЗЛОВ МАМСКОЙ ПРОВИНЦИИ 64

5.1. Узлы месторождений Витимской группы 65
5.1.1. Слюдоносный узел гольца Северного 72
5.2. Структура Колотовской группы месторождений 75
5.2.1. Структура слюдоносного узла гольца Большой Арарат 77
5.2.2. Реконструкция полей палеонапряжений 83
5.3. Слюдоносные узлы северо-восточной части Луговской группы 90
5.3.1. Слюдоносный узел гольцов Березовый, Медвежий, Олений 91
5.4. Структура Слюдянской группы месторождений 95
5.4.1. Слюдоносный узел гольца Поворотного 96
5.4.2. Слюдоносный узел гольца Третьего 97
5.5. Слюдоносные узлы гольцов Незаметный – Одинокий – Скорняковский ..101

5.5.1 Слюдоносный узел гольца Скорняковского 104
5.6. Слюдоносный узел гольцов Стланиковый – Чужой – Медвежий 113
5.7. Структуры слюдоносных узлов центральной части Мамской провинции 119
5.8. Выводы к пятой главе 123

Глава 6. ОСНОВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ И ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ КРУПНЫХ МУСКОВИТОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВЫХ ЖИЛ МАМСКОЙ ПРОВИНЦИИ 125

6.1. Геологические и морфологические особенности крупных жил 126
6.1.1. Взаимоотношения плагиоклазовых и плагиоклаз-микроклиновых пегматитов 127
6.1.2. Геолого-генетические типы мусковита в пегматитах 127
6.1.3. Структурно-минералогическая зональность 133
6.1.4. Морфологические типы жил 136
6.2. Модели и структуры крупных жил 143
6.2.1. Трубчатые жилы 143
6.2.2. Уплощенно-грибовидные жилы 156
6.2.3. Килевидные жилы 196
6.3. Статистический анализ основных параметров слюдоносных жил 199
6.3.1. Корреляционный анализ 199
6.3.2 Регрессионный анализ 202
6.4. Обогащенные мусковитоносные столбы в крупных пегматитовых жилах . 205
6.5. Выводы к шестой главе 216

Глава 7. ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ МУСКОВИТОВЫХ ПЕГМАТИТОВ 218

7.1. Геолого-структурные особенности формирования мамских пегматитов 218
7.2. Слюдоносность мамских пегматитов 220
7.3. Особенности классификации крупных жил 232

***Практические рекомендации и их эффективность* 235**

Заключение 241
Библиографический список 245

Принятые в тексте сокращения

г. голец
р. река
руч. ручей
кл. ключ
скв. скважина
ПЭ подэтажный орт
отк откаточный орт
пр. проба
шт. штольня
ЦАП центральное антиклинальное под. нятие
кв кварц
би биотит
мус мусковит
пл плагиоклаз
ми микроклин
табл. таблица
рис. рисунок
см. смотри
аз. пад. азимут падения
аз. пр. азимут простирания
г. бол. арарат голец большой арарат
бол. северный большой северный
ПГО производственное геологическое объединение
МЧЭ мамско-чуйская экспедиция
ГОК горно-обогатительный комбинат

ГРП – Геологоразведочная партия

ВостСибНИИГГиМС – Восточно-Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья

ВСЕГЕИ – Всероссийский (Всесоюзный) научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского

ВНИИГЕОЛНЕРУД – Всероссийский (Всесоюзный) научно-исследовательский геологический институт нерудных полезных ископаемых

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

ДРУГОВ ГЕННАДИЙ МИХАЙЛОВИЧ
СИЗЫХ АНАТОЛИЙ ИВАНОВИЧ
ЧЕРЕМНЫХ ВИКТОР АФАНАСЬЕВИЧ

ГЕОЛОГИЯ МУСКОВИТОВЫХ ПЕГМАТИТОВ МАМСКОЙ СЛЮДОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

ISBN 978-5-9274-0526-5

РЕДАКТОР Э. А. НЕВЗОРОВА

ТЕМПЛАН 2011. ПОЗ. 73

ПОДПИСАНО В ПЕЧАТЬ 25.05.2011 Г. ФОРМАТ 60×90 1/16.
УЧ.-ИЗД. Л. 25,5. УСЛ. ПЕЧ. Л. 31,7. ТИР. РАЖ 150 ЭКЗ. ЗАКАЗ 48

ИЗДАТЕЛЬСТВО ИГУ
664003, ИРКУТСК, БУЛ. ГАГАРИНА, 36
ТЕЛ.: (3952) 24-13-36; E-MAIL: IZ.DAT@LAWINSTITUT.RU