

УДК 553.311:553.667

СТРУКТУРНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ТАЕЖНОГО БОРНО-ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ АЛДАН, РОССИЯ)

© 2002 г. Н. Н. Перцев*, А. Л. Кулаковский**

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
109017 Москва, Ж-17\ Старомонетный пер., 35

**Институт физики земли им. Г.А. Гамбурцева РАН
123995 Москва, ГСП Д-242, Б. Грузинская ул., 10

Поступила в редакцию 20.07.2001 г.

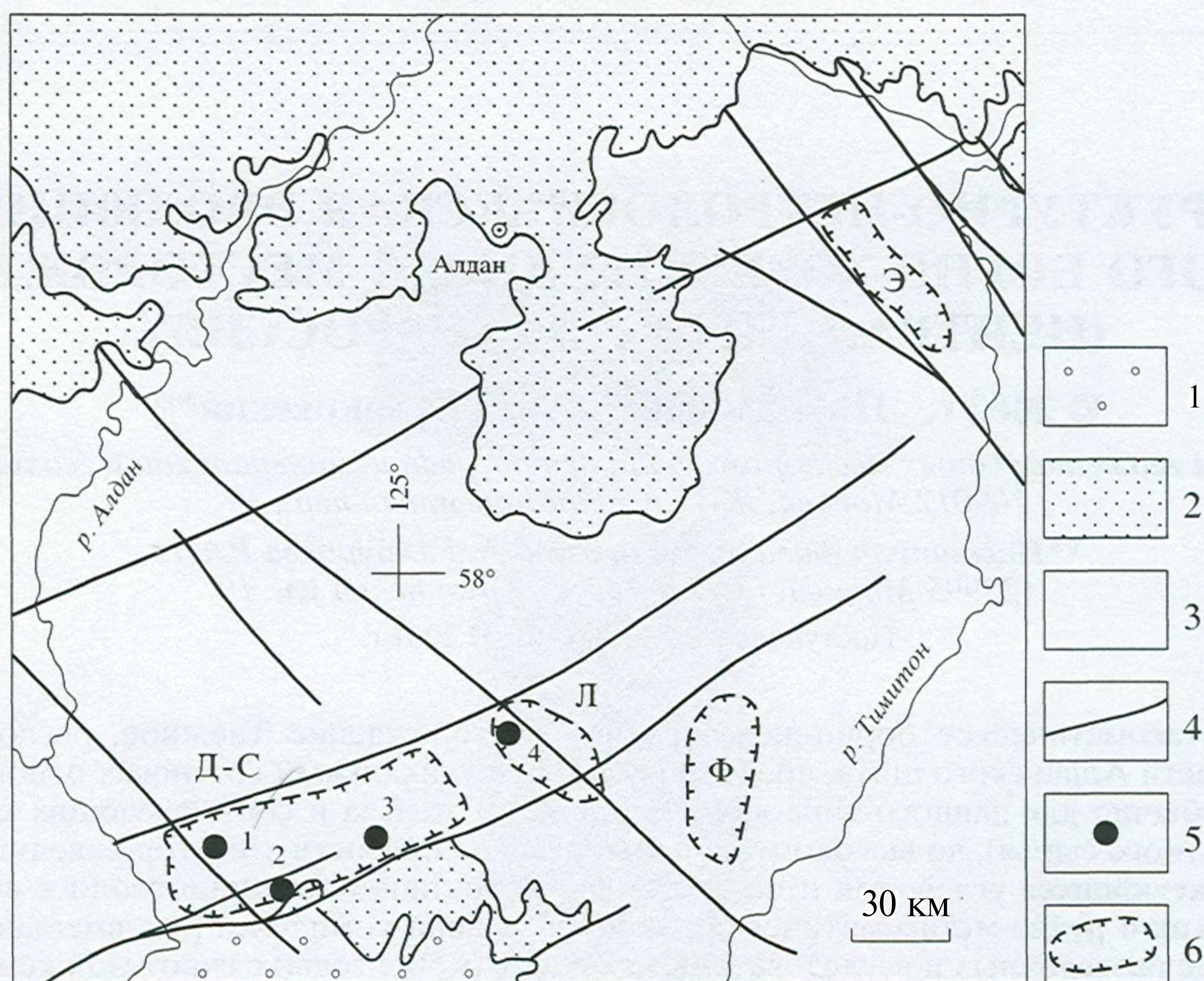
Контактово-метасоматическое борножелезородное месторождение Таежное, расположенное в центральной части Алданского щита, представляет собой уникальный во многих отношениях объект как по необычно для данного типа крупным запасам железа и сопутствующих компонентов (особенно боратного сырья), по высокому качеству руд и по близости к месторождению высококачественных коксующихся углей, так и по сложной, многоэтапной истории геолого-структурных, метаморфических и рудно-метасоматических преобразований комплекса рудовмещающих пород. На первом этапе разведочных и исследовательских работ (в 50-е годы) с гипотезой кошгактово-метасоматического генезиса месторождения соперничали идеи об осадочно-метаморфическом происхождении, а также и метасоматическом ("фронта базификации") генезисе месторождения. Второй этап разведки и изучения месторождения, проведенный в 80-е годы с большим объемом горных и буровых работ, подтвердил контактово-метасоматический генезис месторождения и выявил иоли-этапность его формирования. Корреляция процессов структурных, петрологических и рудоформирующих процессов на основе детальных исследований позволила охарактеризовать глубокую взаимосвязь деформации магма-флюидной деятельности при сочетании элементов циклического и однонаправленного изменения **РГ-условий** минералообразования в раннем протерозое. Этапам минералообразования в структурной эволюции рудовмещающего комплекса соответствуют деформационные преобразования, выделение которых основано на смене регионального поля напряжений, масштаба и характера проявления деформаций. Наиболее мощная пластическая деформация (в форме и складкообразования, и экстенсивного течения пластичных пород) относится к началу этапов и не сопровождается заметным метасоматозом. Инверсия деформационного режима - смена пластического течения дилатансионным разуплотнением - отвечает высокотемпературным прогрессивным стадиям в этапах, отмеченным интенсивным метасоматическим преобразованием пород; метасоматоз регрессивной стадии протекает обычно на фоне хрупких деформаций. В эволюции вмещающего комплекса и становлении Таежного месторождения ярко проявлена ведущая роль глубинных разломов и сдвиговой кинематики, которые определяют возникновение зон проницаемости для глубинных флюидов, тектоногенное внедрение пород (ультрабазитов и мраморов), ставших матрицей скарнов и руд, и тектоническое совмещение контрастных по химическому составу пород, формирование структурных и геохимических ловушек. Первый этап несет с собой плагиогранитизацию, а постмагматические флюиды имеют натрово-хлоридную специфику и отлагают небольшие объемы форстерит-магнетитовых руд. Со вторым этапом связана обширная аляскитовая гранитизация, калий-фторидная и борная специфика постмагматических флюидов, обширное образование магнетитовых, борно-магнетитовых руд, сульфидной и боросиликатной минерализации. С проявлениями третьего этапа не связаны магматические проявления, но в прогрессивную стадию в нем образуются тела кварц-полевошпатовых метасоматитов. В нем также проявлена калий-фторидная специфика флюидов, но рудообразования не происходит. Для этого этапа характерны восстановленность флюидов в высокотемпературной и окисленность в низкотемпературной регрессивной стадиях.

ВВЕДЕНИЕ

Таежное месторождение расположено в южной части Республики Саха-Якутия приблизительно на середине пути между г. Алдан и пос. Чульман

(фиг. 1). На Алданском щите среди докембрийских магнезиально-скарновых месторождений известны железородные месторождения с медно-сульфидной минерализацией (Сивагли, Пионерское, Комсомольское и другие из Дес-Сиваглинской группы), собственно магнетитовые (Дес и некоторые месторождения ЛеглиерСКОЙ группы), магнетит-

Адрес для переписки: Н.Н. Перцев. E-mail: peitsev@igem.ru



Фиг. 1. Железорудные поля Центрального Алдана.

1 - орогенные отложения; 2 - платформенный чехол; 3 - кристаллический фундамент; 4 - разломы; 5 - скарново-магнетитовые месторождения (1 - Дес, 2 - Пионерское, 3 - Комсомольское, 4 - Таежное); 6 - рудные поля (Д-С - Дес-Сиваглинское, Л - Леглиерское, Э - Эмельджакское, Ф - Федоровское).

флогопитовые (Эмельджакская группа) и собственно флогопитовые (Федоровская группа) месторождения. На Таежном месторождении все эти типы рудной минерализации совмещены. Кроме того, здесь обнаружены и разведаны довольно крупные запасы борного сырья, представленного главным образом людвигитом $[(Mg, Fe)_2Fe^{3+}BO_5]$ и ссайбелиитом $[MgBO_3(OH)]$, отсутствующими в других докембрийских месторождениях Алданского щита, за исключением одиночных минералогических находок людвигита в Пионерском месторождении. Уникальна и обильная ранняя турмалиновая минерализация Таежного месторождения, относящаяся к скарновой (щелочной) стадии.

Таежное месторождение было открыто в 40-е годы как флогопитовое и сперва в нем производилась небольшая добыча флогопита открытым способом. В 50-е годы с помощью аэромагнитной съемки в центральной части Алданского щита на поверхности (Таежное, Сивагли, Дес) и под тонким платформенным чехлом кембрийских доломитов (Пионерское, Комсомольское) была обнаружена серия железорудных магнетитовых месторождений, и эта территория получила название Алданской железорудной провинции (Перваго, 1958). Одновременно начались разведочные работы для создания новой рудно-металлургической базы с использованием Чульманского угольного бассейна. Разведку Таежного месторождения осуществ-

лял замечательный геолог, энтузиаст А.И. Пухарев (Южно-Якутская комплексная экспедиция). В изучение магнезиально-скарновых месторождений в 1952-1958 гг. были вовлечены также научные коллективы ряда геологических учреждений Москвы и Ленинграда.

Происхождение Таежного и других железорудных и флогопитовых месторождений региона в то время служило предметом энергичных дискуссий. Наряду с концепцией магнезиально-скарнового происхождения руд и рудовмещающих пород, выдвинутой Д.С. Коржинским (1952) и развитой его сотрудниками Л.И. Шабыниным (1958), А.А. Маракушевым (1958) и другими исследователями, высказывались представления об осадочном (Сердюченко и др., 1960 и др.) и как вариант - о вулканогенно-осадочном (Кравченко, 1984) происхождении железных и борных руд, а также о магнезиально-кальций-железистом метасоматозе как основном фронте гранитизации метаморфических толщ (Судовиков, 1956).

Основой гипотезы первично-осадочного генезиса являлась интерпретация всех плоскостных структур пород и руд железноносного комплекса как реликтовой слоистости. Отсюда вытекали следствия о продуктивном горизонте как самостоятельной стратиграфической единице, о корреляции разрезов разных месторождений и о син-

клинальной структуре Таежного месторождения (Пухарев, 1959).

В 1980-1987 гг. в связи со строительством Байкало-Амурской железнодорожной магистрали на Таежном месторождении был выполнен значительно бóльший объем разведки, глубокое бурение и горные работы. Это позволило по-новому интерпретировать структуру и петрологию Таежного месторождения и предложить обобщенную схему структурно-петрологической эволюции железноносного комплекса (Перцев, Кулаковский, 1988). В последние годы мы продолжили свои исследования и их результаты изложены в настоящей статье. Они касаются структурных и петрологических параметров минералообразования, генетических особенностей борного оруденения и роли структурных и геохимических ловушек в рудоотложении.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО АЛДАНА

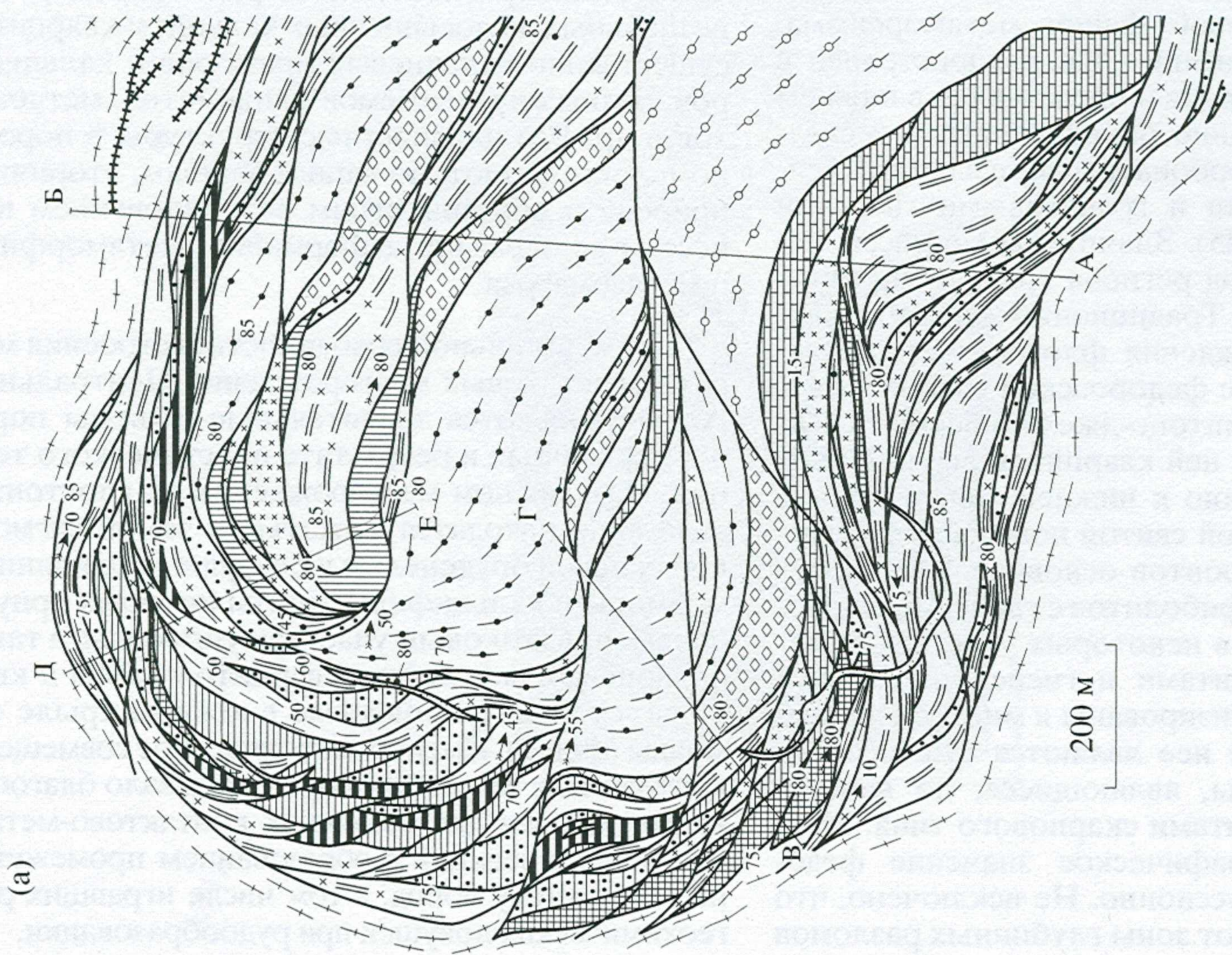
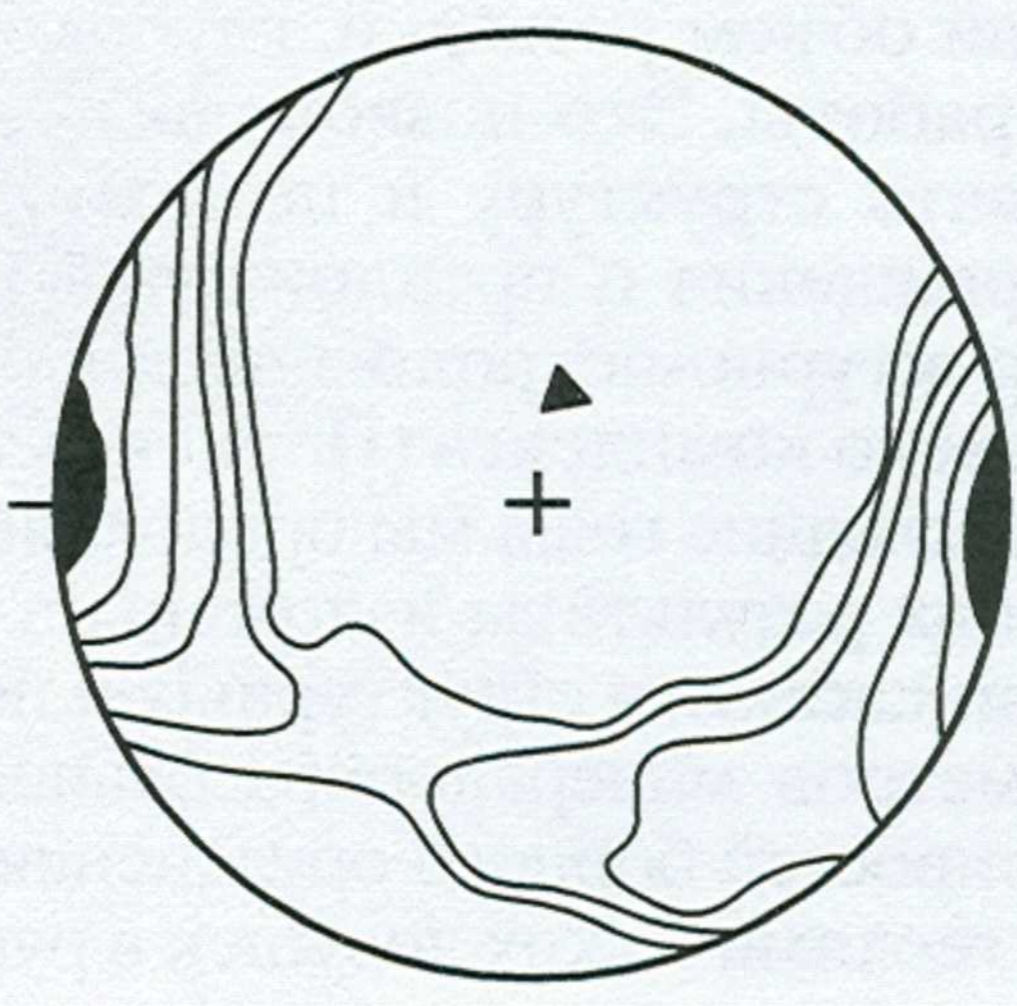
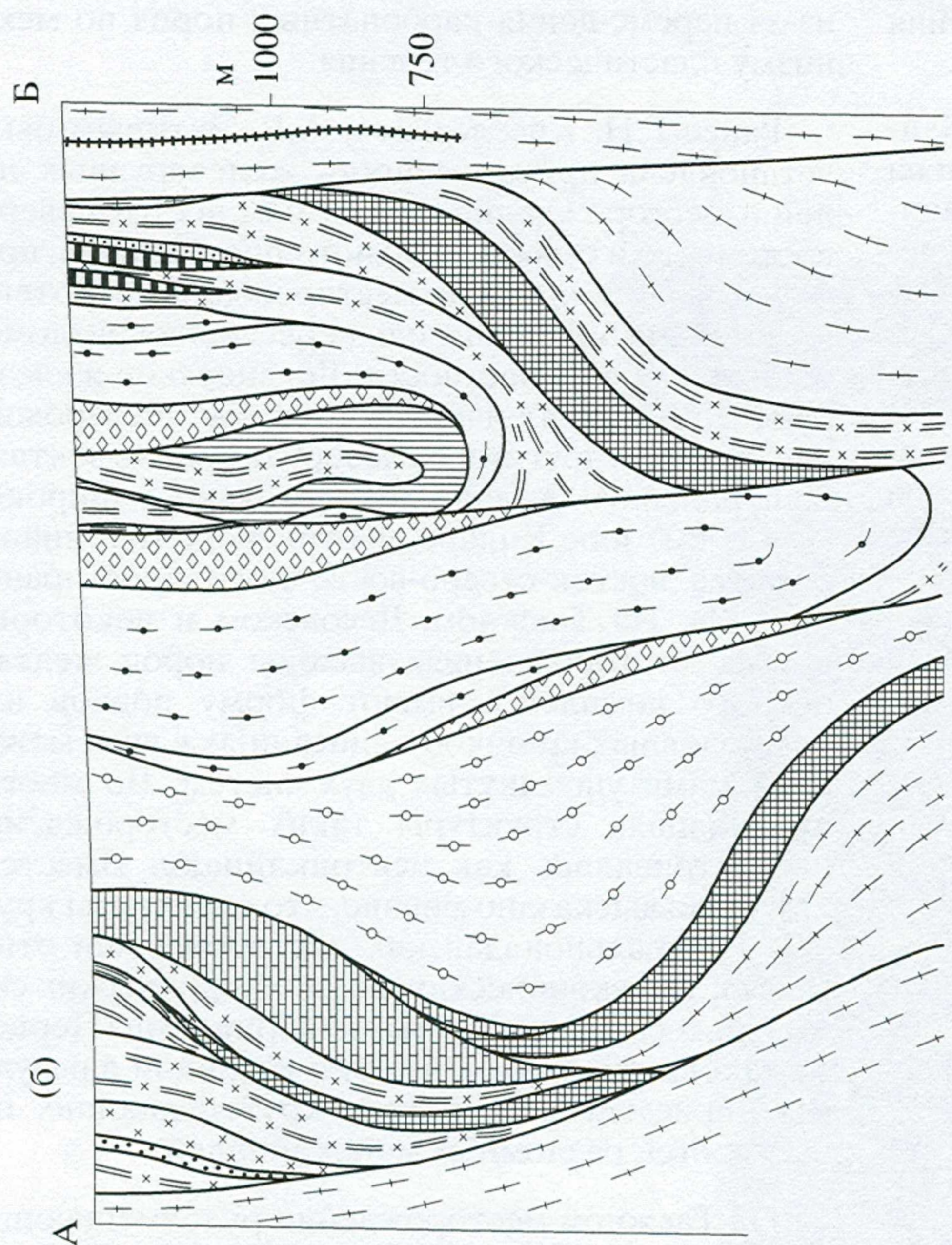
В кристаллическом фундаменте центральной части Алданского щита обычно различают два структурно-вещественных комплекса (СВК): иенгрский и тимптоно-желтулинский. Иенгрский СВК слагает западную и юго-западную части Центрально-Алданского региона. Нижний структурный ярус иенгрского СВК состоит из эндербитов и гранулитовых гнейсов. Образования верхнего яруса представлены кварцитами и глиноземистыми гнейсами гранулитовой фации метаморфизма. Тимптоно-желтулинский СВК распространен в восточной части региона и представлен в нижнем ярусе преимущественно пироксеновыми гнейсами, а в верхнем - карбонатными, известково-силикатными породами и гранатовыми гнейсами (Максимов и др., 1985). Значительные массы метаморфических пород региона гранитизированы и мигматизированы. Традиционно магнезиально-скарновые месторождения флогопита и железных руд связывают с федоровской свитой, относимой к верхам тимптоно-желтулинского СВК, хотя из-за наличия в ней кварцитов были попытки отнести последнюю к нижней, иенгрской серии. Под федоровской свитой понимается толща чередующихся горизонтов основных кристаллических сланцев и амфиболитов с гнейсами, карбонатными породами, в некоторых участках с глиноземистыми кварцитами и гнейсами. Породы свиты сильно гранитизированы и мигматизированы. Типичными для нее являются существенно диопсидовые породы, являющиеся, по нашему мнению, метасоматитами скарнового типа. Маркирующее стратиграфическое значение федоровской свиты дискуссионно. Не исключено, что ее выходы трассируют зоны глубинных разломов

из-за перемещения карбонатных пород по механизму пластического течения.

Ранее Г.Н. Киселевым и А.Р. Энтиным была установлена приуроченность железорудных полей и месторождений к разломам восток-северо-восточного и северо-западного простираний, причем наиболее крупные месторождения тяготеют к участкам сочленения или пересечения разломов обеих систем. В частности, Леглиерское железорудное поле, включающее Таежное месторождение, вместе с другими железорудными объектами Центрального Алдана локализовано в цшрокой (15-25 км) зоне Каларо-Эвотинского глубинного разлома восток-северо-восточного простирания (фиг. 1). На Таежном, Десовском и некоторых других месторождениях выходы пород железноносного комплекса имеют форму подков или "рыболовных крючков", вписанных в угол между разломами упомянутых двух систем. Во многих публикациях структуры таких месторождений рассматривались как центриклинали. Вместе с тем было высказано мнение, что структуры крупных центральноалданских месторождений относятся к типу конических или цилиндрических сигмоидных складок с крутыми шарнирами (Перцев, Кулаковский, 1988) и что они возникли в результате присдвигового смятия крутопадающих поверхностей разломных моноклиналей.

На Таежном месторождении рудовмещающий комплекс отличается исключительной пестротой и чередованием контрастных по составу и часто химически неравновесных пород, например, магнезиальных, недосыщенных кальцием кварцитов, существенно кальциевых мраморов и кальцифиров, бедных кремнеземов оливинитов, метабазитов и др. Все плоскостные структуры в породах комплекса имеют, по нашим данным, вторичную природу и обязаны своим возникновением процессам полифазной деформации, метаморфизма и метасоматоза.

Примечательной особенностью строения многих магнетитовых месторождений Центрального Алдана являются значительные объемы пород, перемещенных в результате пластического течения. На Таежном месторождении в аллохтонном залегании находятся выжатые в замок сигмоидной складки оруденелые и безрудные оливиниты, мраморы и кальцифиры, линзы которых приурочены к призамковым участкам сигмоиды, а также окварцеванные гнейсы, кварцито-гнейсы и кварциты, сконцентрированные в южном крыле сигмоиды (фиг. 2). Именно тектоническое совмещение контрастных по составу пород создавало благоприятные условия для обменных контактово-метасоматических реакций с образованием промежуточных по составу пород, в том числе игравших роль геохимических ловушек при рудообразовании.



1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
15	16	17	18	19	20								

Во вмещающих породах фиксируются следы метаморфизма нескольких этапов. Минеральные парагенезисы метаморфизма гранулитовой фации в породах собственно месторождения сохранились лишь локально, в реликтах. К ним относятся ассоциации гиперстена с ортоклазом (на месте биотита) в неосоме гранитизированных (мигматизированных) биотитовых гнейсов и высокотитанистой бурой роговой обманки с орто- и клинопироксеном в амфиболитах, а также силлиманит-ортоклазовый парагенезис в кварцитах. Гораздо шире гиперстенсодержащие и кордиерит-силлиманитовые гнейсы гранулитовой фации распространены среди окружающих Таежное месторождение докембрийских пород. В основном же в его пределах развиты породы амфиболитовой фации, регрессивные, связанные с высокотемпературными постмагматическими воздействиями аляскитовых гранитов: амфиболиты с сине-зеленой роговой обманкой, биотит-роговообманковые гнейсы, силлиманит-кордиеритовые кварциты и кварцито-гнейсы, скарны постмагматического этапа. Менее распространены на месторождении регрессивные парагенезисы фаций эпидотовых амфиболитов, зеленых сланцев и цеолитовой.

ПРИНЦИПЫ СТРУКТУРНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

В согласии с предложенной Д.В. Рундквистом (1997) иерархией таксонов эволюционной систематизации рудных месторождений, мы выделяем на месторождении по крайней мере три эпохи минералообразования. К первой, дораннепротерозойской эпохе относятся вулканогенное осадконакопление и ранний метаморфизм, не поддающиеся более детальному историческому анализу. Со второй, раннепротерозойской эпохой связано непосредственное формирование месторождения. По структурным преобразованиям и соответствующей смене парагенезисов в этой эпохе выделяются три циклических этапа, в каждом из которых имеются прогрессивные и регрессивные стадии минералооб-

разования. К третьей, мезозойской эпохе, связанной с юрским субвулканическим магматизмом, относится локальное изменение и разубоживание борных руд. В настоящей статье рассматривается структурно-петрологическая эволюция Таежного месторождения только в течение раннепротерозойской эпохи.

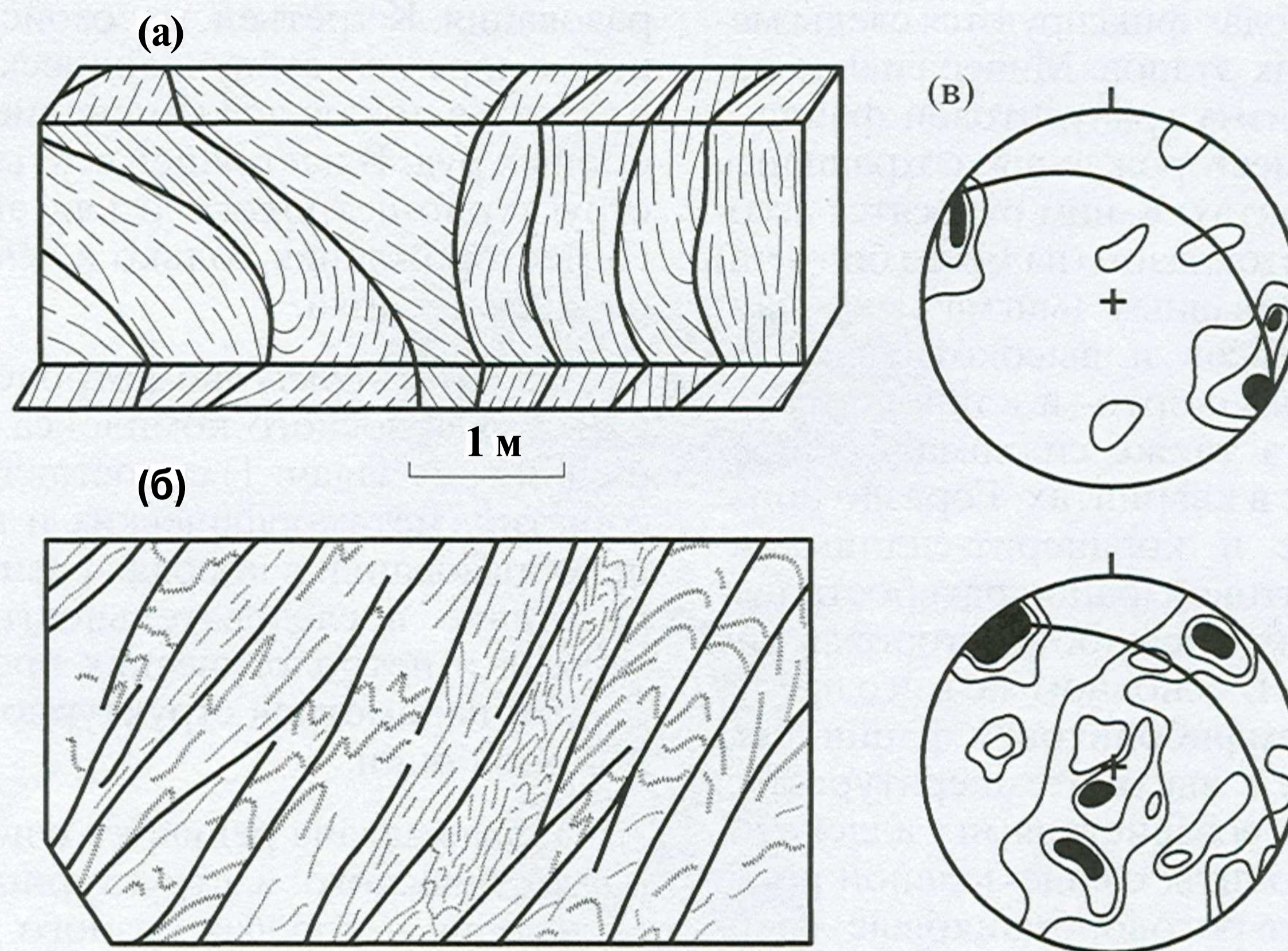
Анализ структурно-петрологической эволюции железоносного комплекса базируется на решении трех задач: 1) сопоставление структурных событий, метаморфических и метасоматических преобразований в породах разного состава, 2) определение последовательности событий структурных и петрологических преобразований и 3) оценка параметров структурной и петрологической эволюции.

Первая задача решается с использованием парагенетического и структурных методов путем выделения в породах разного состава структурных и микроструктурных элементов и минеральных ассоциаций, возникших в сходных РГ-условиях. Выделение этапов - наиболее крупных единиц шкалы структурно-петрологической эволюции - основано на смене регионального поля напряжений и масштаба проявления деформаций; стадий - на изменении типа деформации. Как будет показано ниже, этапы минералообразования носят циклический характер в отношении температуры на фоне более общего уменьшения давления и включают в себя прогрессивные и регрессивные стадии метаморфизма и метасоматоза. В отдельных стадиях удается подметить однонаправленное изменение РГ-условий. Что касается корреляции структурных и вещественных преобразований, строго совпадают друг с другом только наиболее крупные единицы шкалы структурной и петрологической эволюции, т.е. структурные и петрологические этапы. Стадии же деформации, метаморфизма и метасоматоза зачастую асинхронны. Это относится, в частности, к пластической деформации, не сопровождающейся метасоматозом, поскольку последний обычно протекает в обста-

Фиг. 2. Сигмоидная складка Таежного месторождения.

а- геологическая карта; б- разрез; в - диаграмма полюсов полосчатости (1200 замеров, треугольник - шарнир складки; здесь и на фиг. 6, 7 - проекция на нижнюю полусферу, север - вверху).

1 - дайки среднеюрских сиенит-порфиров; 2 - биотит-амфиболовые и амфиболовые гнейсы, амфиболиты и мигматиты по ним; 3 - пироксеновые и роговообманково-пироксеновые кристаллические сланцы; 4 - скарнированные гнейсы, кристаллосланцы и амфиболиты; 5 - лейкократовые биотитовые гнейсы; 6 - богатые кварцем породы с кордиеритом, силлиманитом и турмалином; 7 - доломитовые мраморы; 8 - силикатно-карбонатный меланж; 9 - частое чередование богатых кварцем метасоматических пород и зон силикатно-карбонатного меланжа с подчиненными участками скарнированных кристаллических сланцев и амфиболитов; 10 - частое чередование кристаллосланцев с кварцевыми породами; 11 - апогипербазитовые серпентиниты и метасоматические оливиниты; 12 - скарны (преимущественно с диопсидом, флогопитом и паргаситом): по данным бурения и горных работ (а), по магнитометрическим данным (б); 13 - вкрапленность магнетита: в серпентинитах (а), в скарнах (б); 14 - богатые магнетитовые и магнетит-людвижитовые руды; 15 - рядовые магнетитовые руды: с оливином и/или серпентином (а), с диопсидом и амфиболом (б); 16 - падение полосчатости; 17 - погружение шарниров складок ранней генерации (первого этапа); 18 - погружение шарниров складок поздней генерации (второго этапа); 19 - погружение механической линейности; 20 - контакты (преимущественно тектонические).



Фиг. 3. Структуры высокотемпературной прогрессивной стадии первого этапа.

а, б - складчато-слайдовая структура: а - в пироксеновых и роговообманковых кристаллических сланцах (фрагмент канавы 2000), б - в кордиерит-полевошпат-кварцевой породе (ширина образца 5 см); в - микроструктурная Б-линейность по роговой обманке в биотит-роговообманковом гранито-гнейсе (образец Ш-2, 74 замера, вверху [001], внизу — [010]).

новке дилатансионного разуплотнения либо на фоне хрупких деформаций (Кулаковский, 1999).

Оценки температуры, давления, мольных долей H_2O и CO_2 во флюиде и окислительно-восстановительных условий проводились в основном по характеристическим минеральным парагенезисам с использованием экспериментальных диаграмм и термодинамических расчетов. Точность этих оценок лежит в пределах $\pm 50^\circ C$ и 0.5 кбар.

К сожалению, попытка отдельного определения изотопного возраста для разных этапов не увенчалась успехом. Для всех этапов получен примерно одинаковый $^{40}Ag-^{39}Ag$ -возраст, около 1950 млн. лет, соответствующий наиболее интенсивно проявленному в данной части региона возрасту метаморфизма и гранитоидного магматизма (Карпенко и др., 1992).

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ЭТАПЫ СТРУКТУРНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ

Первый этап - предрудный

Этот этап предшествует возникновению главных объемов магнетитовых, всех боратных руд, боросиликатной и сульфидной минерализации и флогопита и включает регионально проявленные деформационные и метаморфические процессы.

Первый этап характеризуется северо-восточной-юго-западной ориентировкой оси регионального сжатия, что следует из генерального северо-западного простирания складчатых и сопряженных разрывных структур. Наиболее крупные из последних представляют собой шовные моноклинали листового типа с падением сместителей к северо-востоку. Фрагмент одной из таких шовных моноклиналей впоследствии был преобразован в сигмоидную складку Таежного месторождения. Структуры первого этапа включают также мелкие складки той же ориентировки, сопряженные с вязкими разрывами (фиг. 3а, 3б), оси будин, линейность роговой обманки и оси вращения альмандинового граната. На микроуровне сюда же относятся ориентировки амфиболов по типу /7-линейности (фиг. 3в).

Главными петрологическими и геохимическими критериями для выделения этого этапа являются: 1) наиболее ранние плагиограниты и их мигматиты; 2) паргаситовые постмагматические скарны; 3) наиболее ранние магнетитовые руды и скарны (сохранившиеся в будинах тектонически перемещенных серпентинитов); 4) натрово-хлоридная специфика постмагматических флюидов при образовании ранних скарнов.

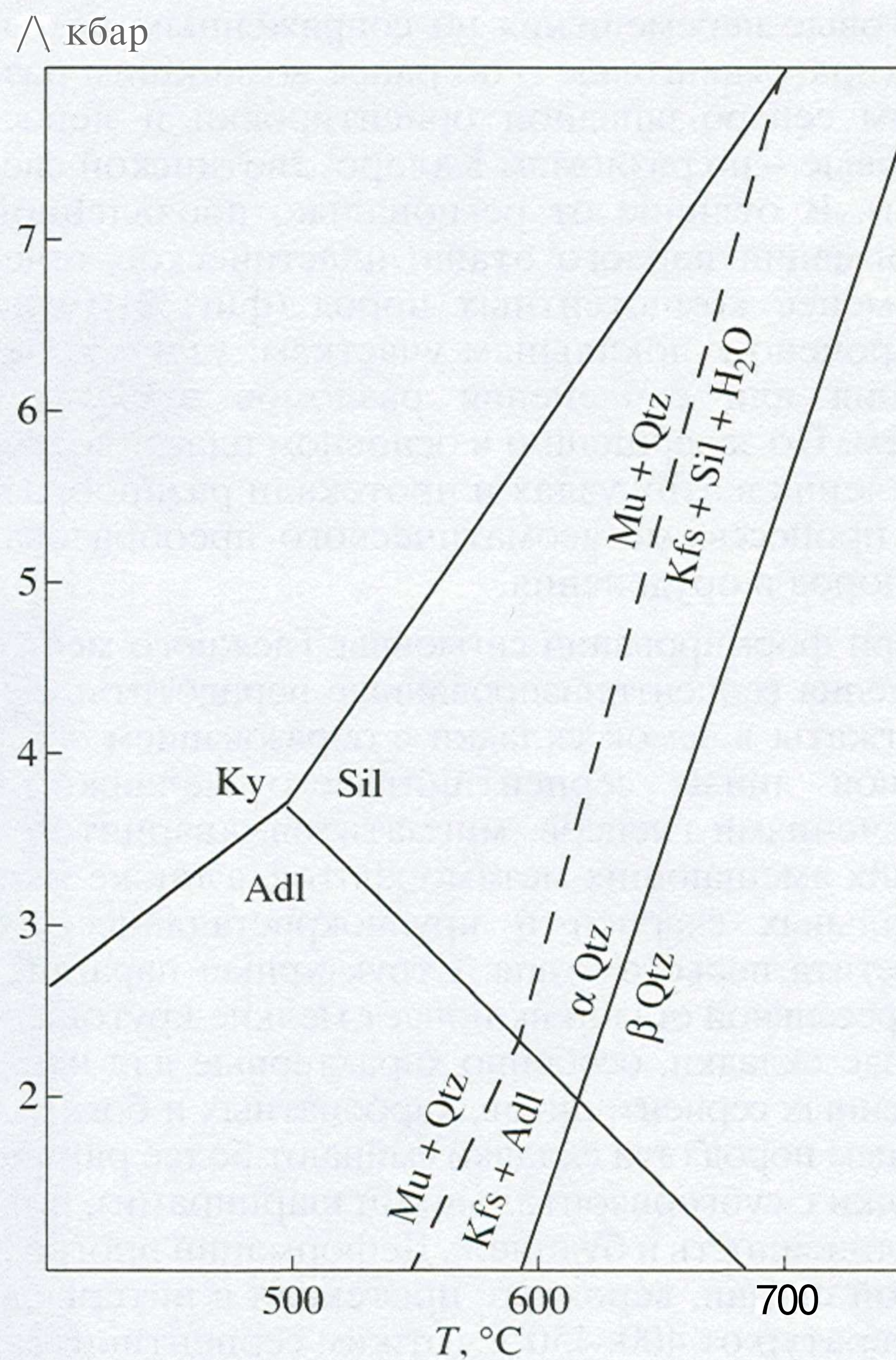
Высокотемпературная прогрессивная стадия. Стадия сопровождалась формированием полей плагиомигматитов и отдельных небольших тел лейкократовых плагиогранитов. По всей видимости, плагиогранитизация гораздо мощнее была прояв-

лена вне шовных моноклиналей, нежели в пределах последних. С этим ранним гранитоидным магматизмом связано возникновение небольших по объему шпинель-фассаитовых и шпинель-форстеритовых магнезиальных скарнов по доломитам. Формирование шовных моноклиналей сопровождалось, по-видимому, протрузивным внедрением тел перидотитов, к концу первого этапа превращенных в серпентиниты. P-T-условия пика метаморфизма прогрессивной стадии оцениваются приблизительно в 5 ± 2 кбар по стабильности силлиманита с щелочными полевыми шпатами (фиг. 4) и в 750°C по ликвидусу гранита при мольной доле воды во флюиде 0.6-0.7 (Перчук, Рябчиков, 1976). Температура пластического течения (α -3 перехода) кварца при данном давлении составляет $680 \pm 40^\circ\text{C}$ (фиг. 4). Оценка давления по редкому на месторождении парагенезису кордиерита с гранатом в кварците отвечает 5.5 ± 1 кбар.

Высокотемпературная регрессивная стадия. С кислотным выщелачиванием гнейсов на постмагматической стадии было связано возникновение богатых кварцем пород - до кварцитов с силлиманитом и андезином, но без мусковита. Такого рода породы с /7-линейностью по силлиманиту, а также с ориентировкой агрегатов кварца, параллельно шарнирам складок вышеупомянутого парагенеза довольно широко распространены за пределами месторождения. О возможном их присутствии на месторождении свидетельствуют только реликтовые микроструктурные ориентировки части силлиманита в кварцитах поздних этапов.

На высокотемпературной регрессивной стадии шпинель-фассаитовый парагенезис магнезиальных скарнов сменяется обычным (натровым) паргаситом. Отсутствие в этой стадии флогопита свидетельствует о пониженной щелочности и преимущественно натрово-хлоридном характере постмагматических флюидов. К этому же времени относится образование в крайне незначительном объеме скарновых магнетитовых руд с весьма своеобразным крупнокристаллическим магнетитом, обогащенным Tк Al и Mg. В метаультрабазах гранулитовой фации на постмагматической стадии бурая роговая обманка замещается паргаситом.

Низкотемпературная регрессивная стадия. К завершающим событиям первого этапа относится обширная серпентинизация перидотитов в шовных зонах. Более низкотемпературных изменений пород для данного этапа не установлено: либо температура не опускалась ниже $450-400^\circ\text{C}$ при давлении порядка 4-6 кбар и мольной доле CO_2 во флюиде не более 0.05 (условия, необходимые для серпентинизации), либо низкотемпературные ассоциации этого этапа полно-



Фиг. 4. Диаграмма определяющих минеральных равновесий в глиноземистых кварцитах (расчет по программе TVQ - R.G. Berman, 1994).

Положение равновесия силлиманит (Sil) + калишпат (Kfs) + H_2O = кварц (Qtz) + мусковит (Му) скорректировано на уменьшение мольной доли H_2O во флюиде от почти 1 при 550°C до 0.67 при температуре выше 650°C . Парагенезис силлиманита с ортоклазом лежит между линией этого равновесия и равновесием α -P перехода в кварце (условие пластического течения кварца).

стью прогрессивно преобразованы в последующих этапах.

Второй этап - рудный

На этом этапе в основном была сформирована структура месторождения, приобрела свой современный облик наиболее значительная часть вмещающих пород и возникла почти вся масса железных и борных руд.

Начало этапа отмечено мощной пластической деформацией при смене ориентировки оси регионального сжатия: - с северо-восточной-юго-западной на субмеридианальную (север-северо-восточную-юг-юго-западную). К этому времени относятся возникновение Каларо-Эвотинской зоны разломов восток-северо-восточного простирания.

сдвиговые перемещения по сопряженным разломам (правосдвиговые - по ранее возникшим разломам северо-западной ориентировки и левосдвиговые - по разломам Каларо-Эвотинской системы). В отличие от регионально проявленной деформации первого этапа, пластическое течение менее компетентных пород (фиг. 2) было приурочено к локальным участкам: узлам пересечения или сочленения разломов этих двух систем. По завершению в основном пластического течения в этих узлах и протекали разнообразные процессы метасоматического преобразования пород и оруденения.

При формировании сигмоиды Таежного месторождения серпентинизированные перидотиты были отжаты в замок складки с образованием здесь мощной линзы серпентинитового меланжа, с включениями гнейсов, мигматитов, кварцитов и прочих вмещающих метаморфитов, а также магнезиальных скарнов и крупнокристаллического магнетита первого этапа. Структурный парагенез прогрессивной стадии включает мелкие крутошарнирные складки, особенно характерные для перемещенных серпентинитов, карбонатных и богатых кварцем пород (эти складки сминают более ранние складки с субгоризонтальными шарнирами), крутую линейность и будинаж. Деформации прогрессивной стадии, вероятно, протекали в интервале температур от 400-450°C (отжим серпентинитов) до примерно 670°C (температура α -J3 перехода кварца, необходимая для его пластического течения) и до 700-750°C (температура аляскитовой магмы).

Главными петрологическими и геохимическими критериями выделения второго этапа являются: 1) оливинизация серпентинитов; 2) аляскитовый магматизм и связанные с ним магнезиальные скарны высокотемпературной прогрессивной стадии; 3) обширная регрессивная (постмагматическая) флогопитизация скарнов и скарноподобных пород; 4) высокотемпературное магнетитовое и пирротинное оруденение; 5) высокотемпературная борная минерализация; 6) ретроградное изменение высокотемпературных силикатов (плаггиоклаза, оливина); 7) повторная серпентинизация оливина в низкотемпературную регрессивную стадию; 8) калий-фторно-борно-сульфидная специфика постмагматических флюидов.

Высокотемпературная прогрессивная стадия. Повышение температуры и достижение ее пика отмечено становлением лейкократовых аляскитовых гранитов и их мигматитов по механизму магматического замещения. Эта стадия отличается и резким изменением деформационной обстановки: складкообразование и пластическое течение прекращаются, сменяясь обстановкой дилатансионного растяжения (разуплотнения). В этой обстановке и протекает формирование магнезиальных

скарнов магматической стадии по доломитам с развитием классической зональности: гранитоид —*• —•• пироксен + плаггиоклаз (\pm биотит) —- фассаит + шпинель —- форстерит + шпинель —*• кальцит + форстерит + шпинель —*• доломит. Нередко силикатные породы обломков в доломитах проявляют прогрессивную десиликацию с возникновением в контурах этих обломков ассоциации форстерит + шпинель + кальцит (\pm магнетит, ильменит или рутил). Отмечается наложение магнезиальных скарнов этой прогрессивной стадии на постмагматические скарны первого этапа - происходит замещение паргасита фассаитом и шпинелью (фиг. 5а).

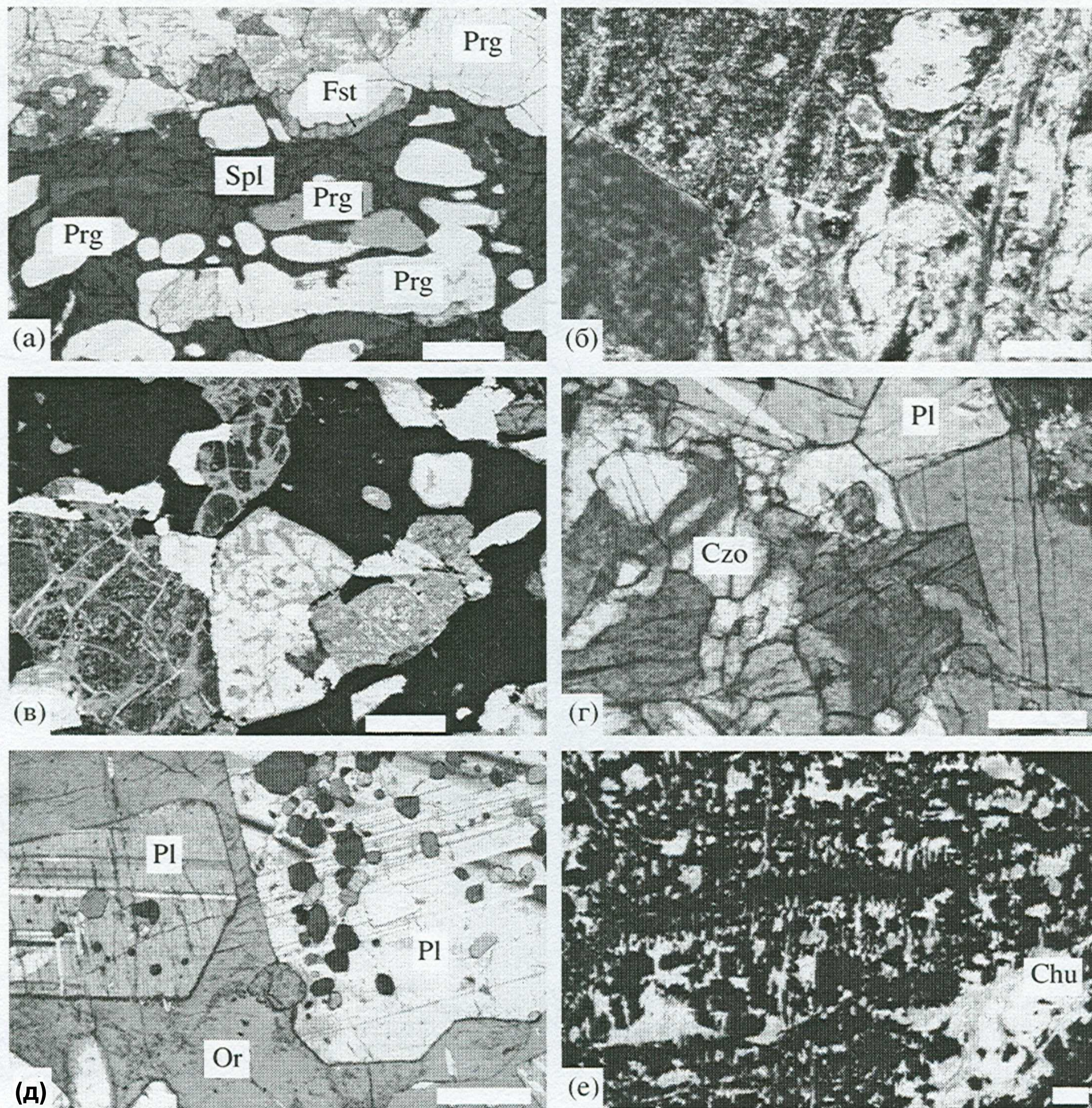
В серпентинитовом меланже на данной кульминационной стадии происходит массовая регенерация форстерита, т.е. замещение серпентина оливином с подчиненным количеством энстатита по реакции типа:



или одним оливином с выносом небольшого количества кремнезема. В обоих случаях объем десерпентинизированной породы уменьшается, что компенсируется возрастанием пористости (фиг. 5б). По контактам серпентинитов с силикатными породами (как вмещающими линзу меланжа, так и породами будин-обломков в меланже) при десерпентинизации возникают скарноподобные породы: если силикатные породы недосыщены известью, то в биотит-полевошпатово-пироксеновой и шпинель-пироксеновой зонах появляется энстатит (или гиперстен) с клинопироксеном или без него (фиг. 6а); в случае высокой известковистости силикатных пород (в известковых метабазах или известково-силикатных породах) ортопироксен в контактовых зонах отсутствует.

В лейкократовых биотитовых гнейсах на фронте аляскитовой мигматизации возникают участки гиперстена, окруженные кварц-калишпатовым агрегатом, в котором исчезает биотит, что при вероятных давлениях в 4-6 кбар отвечает температуре 700-750°C. В этих условиях и при $X_{\text{H}_2\text{O}} \geq 0.65$ стабилен гранитный расплав (Перчук, Рябчиков, 1976). Пегматиты и мало распространенные аплиты могли формироваться при несколько меньших температурах. В окварцеванных гнейсах к данной высокотемпературной стадии относится формирование ассоциации силлиманит + кварц + ортоклаз (без мусковита) при температуре более 650°C и давлении 4-6 кбар (фиг. 4).

Следует отметить, что отсутствие директивных структур и текстур, образовавшихся на данной стадии метасоматитов, свидетельствует о формировании последних в изотропном поле напряжений; это подтверждается и очень слабой упорядоченностью микроструктуры регенераци-



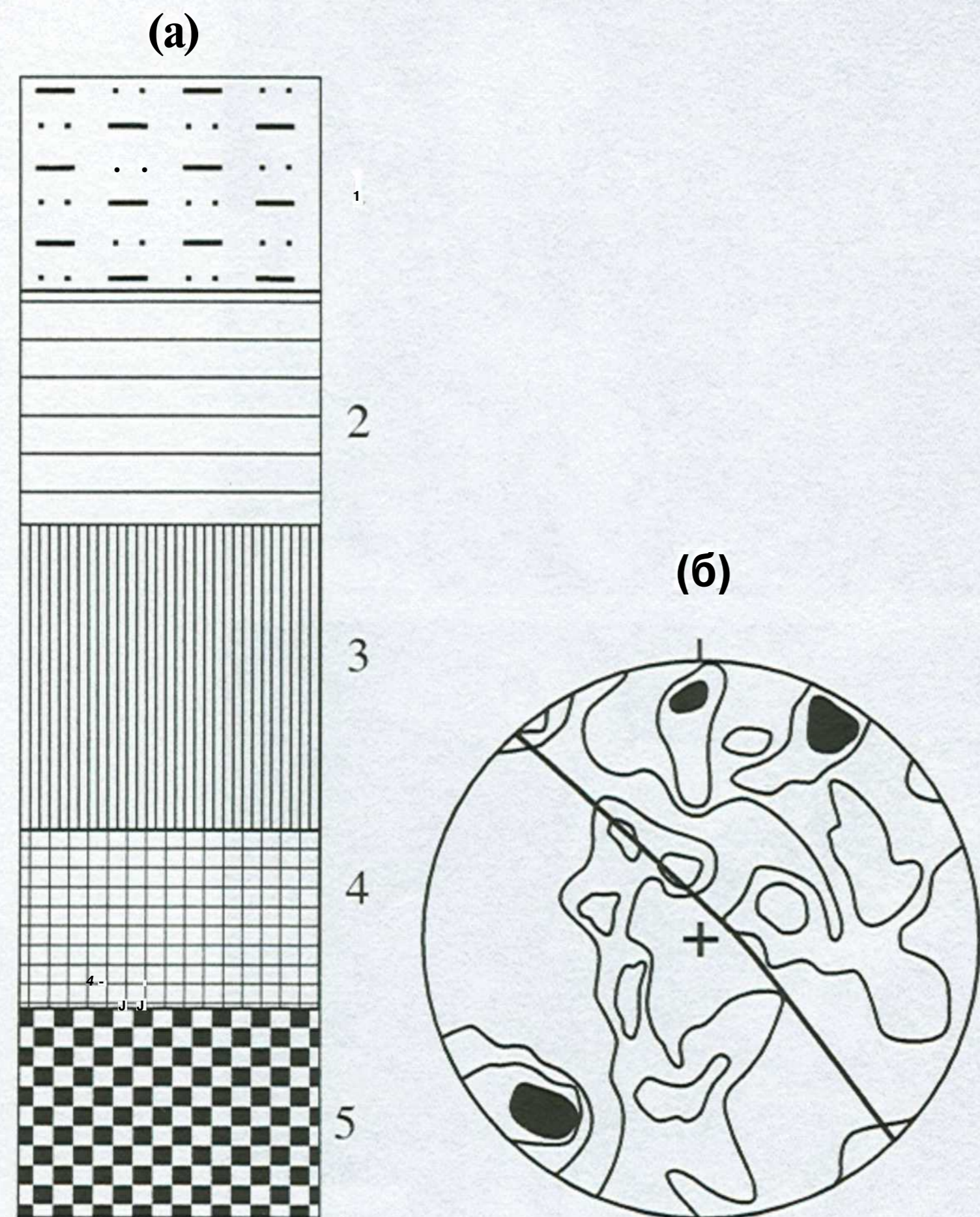
Фиг. 5. Микрофотографии прозрачных шлифов.

а - наложение скарна высокотемпературной прогрессивной стадии второго этапа на постмагматически-преобразованный (диопсид-паргаситовый) скарн первого этапа, паргасит (Prg) замещается каймой шпинели (Spl) и фассаита (Fst), образец 5186, длина масштабной линейки 0.02 мм, николи полускрещены; б - "регенерированный" (апосерпентиновый) оливин до перекристаллизации при последующем оруденении в виде псевдоморфных гомоосевых с реликтовым оливином прожилков и мелких кристаллитов обладает высокой пористостью, хорошо видной в шлифе (черное), образец 376ТЖ, длина масштабной линейки 0.02 мм, николи скрещены; в - оливинизация частичных петельчатых псевдоморфоз серпентина второго этапа в прогрессивной стадии третьего этапа, вновь образованные пострудные псевдоморфозы форстерита по серпентину пористые и сохраняют единую ориентировку с реликтами прежнего (дорудного) оливина, черное - магнетит, образец 5120, длина масштабной линейки 0.4 мм, николи скрещены; г - развитие кристаллов битовнита (Pl) в прогрессивной стадии третьего этапа с замещением агрегатов клиноцоизита (Czo), образованных ранее по битовниту в регрессивной стадии второго этапа, по внешнему их контуру, образец 8941, длина масштабной линейки 0.3 мм, николи скрещены; д - включения турмалина первой генерации (второй этап) в битовните (Pl), образованном в третьем этапе и находящемся в матрице несколько более позднего ортоклаза (Or), образец 5192, длина масштабной линейки 0.5 мм, николи скрещены; е - ссайбелиит-магнетитовая руда, характерны псевдоморфозы ссайбелиит (светлое) магнетитовых (черное) агрегатов по людовигиту с однородной ориентировкой ссайбелиита, сплошное черное справа сверху - ранний магнетит, Chu - реликт клиногумита, образец 7513, длина масштабной линейки 0.1 мм, без анализатора.

онного оливина (фиг. 6б). Таким образом, обстановка высокотемпературной прогрессивной стадии характеризуется режимом дилатансионного разуплотнения, при температурном пике в 700-750°C и давлении порядка 4-6 кбар.

Высокотемпературная регрессивная стадия. При переходе к регрессивной стадии дилатансия

меняется сначала несильным растяжением, ориентированным под большим (до прямого) углом. На фоне растяжения протекает практически все рудоотложение, преобразование ранее возникших скарнов и скарноподобных пород и кислотное выщелачивание. В дальнейшем, при продолжающемся снижении температуры, преимущественно про-

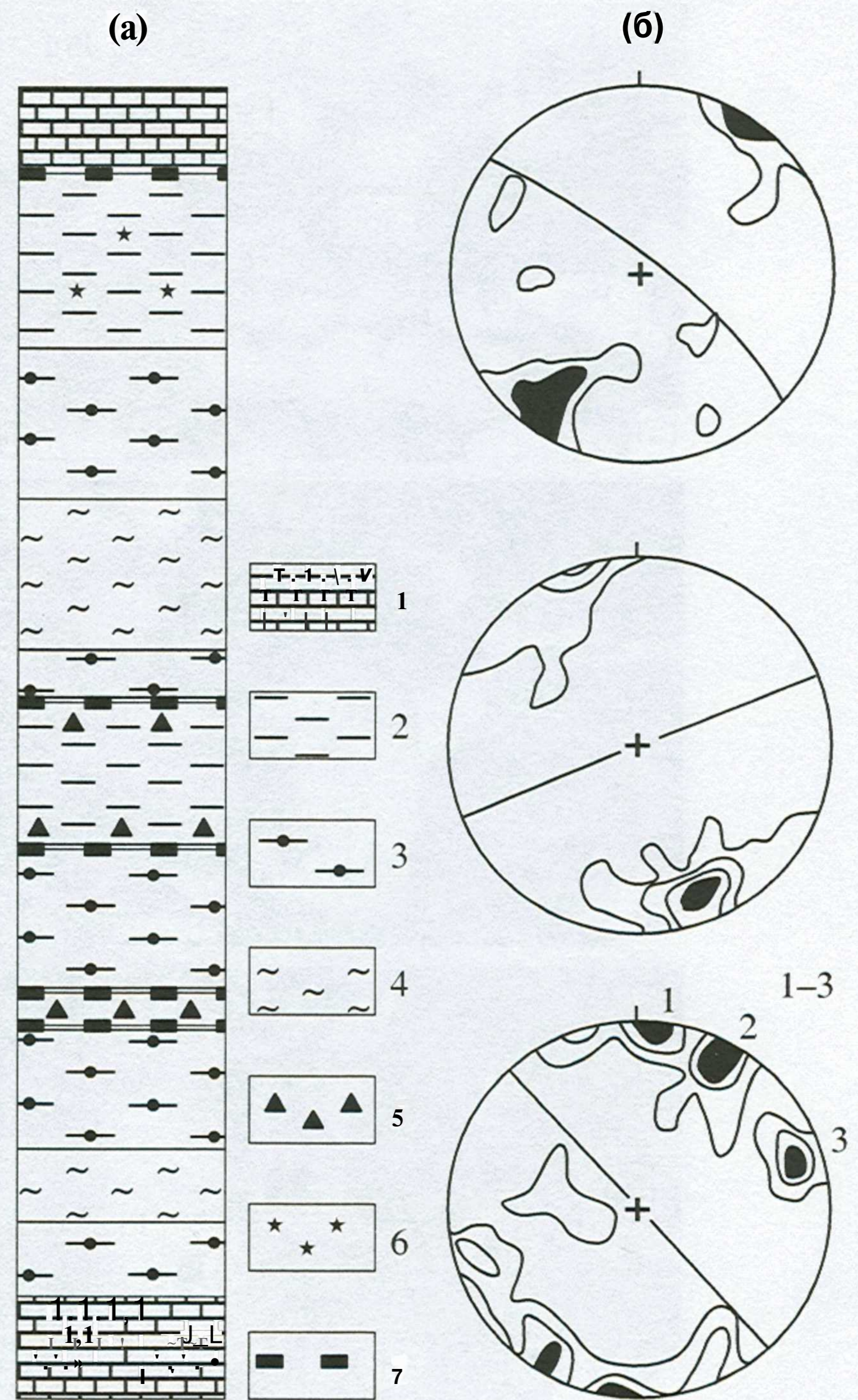


Фиг. 6. Структуры высокотемпературной прогрессивной стадии второго этапа.

а - метасоматическая зональность по контакту будины гнейса в апосерпентинитовом оливините зоны меланжа по скважине 314а, интервал 853-873 м (зоны: 1 - гиперстен-биотитовый гнейс, 2 - гиперстен + плагиоклаз + ортоклаз ± диопсид ± биотит ± роговая обманка, 3 - гиперстен + плагиоклаз ± диопсид ± паргасит, 4 - гиперстен + диопсид ± флогопит ± роговая обманка ± магнетит, 5 - шпинельсодержащий оливинит); б - слабоупорядоченная микроструктурная ориентировка [100] апосерпентинитового оливина из зоны меланжа (образец 2006/19, 125 замеров).

явлены хрупко-пластичные деформации в виде согласных и секущих зон рассланцевания.

На этой стадии по лейкократовым биотитовым гнейсам формируется основная масса существенно кварцевых пород месторождения с характерной инфильтрационной метасоматической зональностью: кварц + силлиманит (осевая зона) --- *• кордиерит + кварц + силлиманит --- кордиерит + ортоклаз + кварц + силлиманит --- *• кордиерит + олигоклаз + ортоклаз + кварц ("кварцито-гнейс") --- биотитовый гнейс; мощность каждой из зон может достигать нескольких десятков метров (фиг. 7). Во всех зонах и парагенезисах существенно кварцевых пород в той или иной степени проявлена турмалиновая минерализация. В ранее возникших оливинитах происходит локальное замещение оливина клиногумитом. Скарны и скарноподобные породы на этой стадии в значительной степени замещаются флогопитом, иногда вместе с необычным паргаситом, в составе которого калий резко преобладает над натрием (Grew *et al.* 1991), а главное - подвергаются массовому



Фиг. 7. Структуры высокотемпературной регрессивной стадии второго этапа.

а - зональное тело богатых кварцем пород по скважине 312, интервал 405-556 м (1 - доломитовые мраморы и кальцифиры, 2 - биотитовые гнейсы, биотит-роговообманковые кристаллосланцы, 3 - биотит-кордиеритовые и кордиеритовые гнейсы, 4 - силлиманит-кварцевые породы с кордиеритом и/или мусковитом, 5 - интенсивная турмалинизация, 6 - наложенная в 3 этапе графитовая минерализация, 7 - разломы); б - микроструктурные ориентировки, контролируемые несильным растяжением под большим углом к плоскостям полосчатости: вверх - [100] апосерпентинитового оливина (образец Ш-5, 60 замеров), в центре - [100] апосерпентинитового клиногумита (образец Ш-13, 122 замера), внизу - оси растяжения доломита (образец Ш-6, 120 замеров; 1-3 - максимумы, соответствующие последовательно возникшим давойникам).

магнетитовому, борному и высокотемпературному сульфидному оруденению.

Матрицей богатых магнетитовых (и людовитовых) руд в основном служат легко проницаемые для флюидов оливиниты и в меньшей степени и почти только для магнетитовых руд рассланцован-

ные оливин-флогопитовые скарновые породы. Рядовые магнетитовые руды возникают путем замещения пироксеновых скарнов и, наконец, бедные руды развиваются по слабо скарнированным гнейсам и амфиболитам.

По времени и по P-T-условиям к данной стадии относится практически вся борная минерализация: людвиговое оруденение - в оливинитах и скарнах, бораты - в кальцифирах, турмалинизация - в контактово-метасоматических, а также в существенно кварцевых породах. Людвигит в рудах по оливинитам развивается вместе с магнетитом или с его частичным замещением. В скарнах людвиговые руды обычно распространены во внешней зоне в контакте с кальцифирами.

На юго-восточном фланге месторождения (участок Магнетитовый) известны также небольшие интервалы очень богатой апосуанитовой ссаибелиитовой руды с небольшим количеством людвигита, флогопита, тремолита и кальцита.

На высокотемпературной регрессивной стадии второго этапа происходило остывание комплекса при возможном несущественном уменьшении давления до 4-5 кбар. Закономерное отсутствие наложений известковых скарнов на магнезиальные в эту стадию (со стороны более низких давлений), так же как и отсутствие минералов серии корнерупина-призматина (со стороны более высоких давлений) вместо парагенезиса шпинель-гиперстен-турмалин, свидетельствует о таком порядке величин давления. Снижение температуры происходило при продолжающемся процессе магнетитового и боратного оруденения и устойчивости большей части высокотемпературных парагенезисов. Понижение температуры до 560°C фиксируется замещением высокотемпературного боросиликата серендибита турмалином второй генерации, который является уже пострудным.

Вместе с другими высокотемпературными скарновыми и рудными минералами одновременно (или немного позже них) образуются сульфиды. Они представлены в основном пирротинном и в значительно меньшей степени халькопиритом и сфалеритом, редко встречаются молибденит, в незначительных количествах пентландит (Мазуров, 1985) и другие сульфиды. Значительная часть пирротина образуется не столько за счет магнетита или людвигита, сколько за счет железа замещаемых силикатов. При заметном снижении температур широкое развитие получает пирит как во втором, так и в третьем этапах. Сульфидная минерализация приурочена главным образом к магнетитовым и людвиговым рудам, в меньшей степени к безрудным скарнам и другим вмещающим породам. Она распределена неравномерно и имеет значение только для попутного извлечения меди.

К концу высокотемпературной регрессивной стадии относится формирование согласных и се-

кущих зон рассланцевания, связанных с преимущественно хрупкой деформацией (жил слюдитов: флогопитовых - в скарнах и оливинитах и биотитовых - в гнейсах и кварцитах).

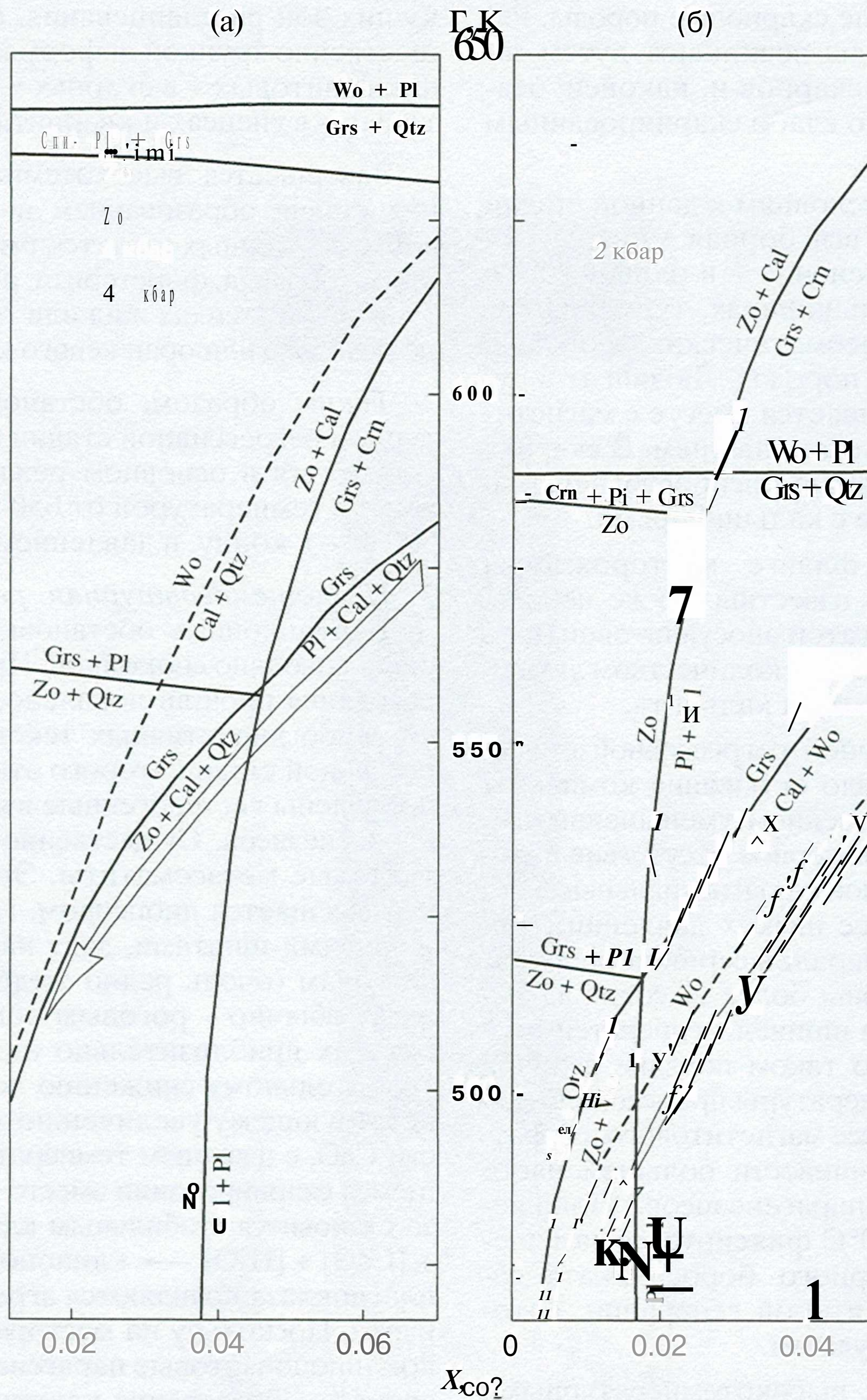
Завершается высокотемпературная регрессивная стадия образованием в скарнах "альпийских жил", сложенных гигантскими кристаллами флогопита, диопсида, форстерита, шпинели, апатита, растущими на стенках жил или "плавающих" в матрице розового или оранжевого кальцита.

Таким образом, обстановка высокотемпературной регрессивной стадии второго этапа характеризуется в основном режимом слабого растяжения, температурой от 650-600°C в ее начале до 500°C - к концу, и давлением порядка 5-4 кбар.

Низкотемпературная регрессивная стадия. Деформационная обстановка на данной стадии была довольно спокойной. Процессы минералообразования прошли локально, без образования каких-либо директивных текстур. На поздней регрессивной стадии второго этапа довольно широко проявлены гистерогенные изменения минералов и парагенезисов. Существенно преобразуются контактовые метасоматиты. Энстатит псевдоморфно замещается диопсидом, гиперстен, реагируя с полевыми шпатами, дает начало различным амфиболам (очень редко жедриту или куммингтониту, обычно - роговым обманкам). При температурах приблизительно ниже 500°C, благодаря значительному снижению летучести CO₂ и соответствующему увеличению химической активности CaO, с падением температуры при продолжающемся скарнировании вместо основного плагиоклаза становится стабильным клиноцоизит (анортит + [CaO] + [H₂O] — клиноцоизит), на месте зерен плагиоклаза появляются агрегаты лейст клиноцоизита. Поскольку на месторождении отсутствуют доклиноцоизитовые парагенезисы гроссулярового граната, образование клиноцоизита происходит в основном в безгроссуляровом поле (фиг. 8), т.е., при температуре ниже 560°C (при литостатическом давлении около 4 кбар). В редких случаях наблюдается образование гроссуляра при реакции клиноцоизит + [CaO] + кварц — гроссуляр, протекающей со снижением температуры и концентрации CO₂ во флюиде.

При температуре ниже 450-400°C начиналась новая, локальная и неполная серпентинизация оливина скарнов, оливинитов и руд. Образование скарновых, главных рудных и борных минералов полностью прекратилось. Лишь в серпентиновой и тальковой массе сбрасываемое железо связывалось в пирите и пылевидном магнетите.

Температурный интервал минеральных преобразований низкотемпературной стадии второго этапа занимает 500-400°C при давлении до 4 кбар или даже несколько ниже.



Фиг. 8. $T-X_{CO_2}$ - поля стабильности главных парагенезисов цоизита (Zo), гроссуляра (Grs) и битовнита № 83 (Pl) при $P = 4$ кбар (а) и 2 кбар (б).

Wo - волластонит, Qtz - кварц, Cal - кальцит, Crn - корунд. Стрелкой показаны тренды изменения мольной доли CO_2 [$\hat{CO}_2 = CO_2 / (CO_2 + H_2O)$] во флюиде с падением температуры.

Оценивая геохимические условия минералообразования второго цикла, отметим, что, по крайней мере на высокотемпературных стадиях, отчетливо проявлены повышенная щелочность при резком преобладании калия над натрием, повышенная фтористость и бороносность постмагматических флюидов. Флюиды были богаты также железом, с небольшим вероятным отставанием в них сульфидной серы. Окислительно-восстановительные условия были стабильными, чуть выше кислородного буфера Ni/NiO.

Третий этап - пострудный

В деформационном отношении данный этап характеризуется очень слабо проявленной пластической деформацией в начале цикла, сменяющейся позднее преимущественно хрупкой деформацией; ориентировка оси регионального сжатия, по крайней мере для ранней высокотемпературной стадии (пластической деформации), та же, что и для второго цикла - субмеридианальная. В целом деформация третьего цикла проявлена гораздо бо-

лее локально, нежели деформация главного, второго, цикла.

Несмотря на отсутствие проявлений магматизма в третьем этапе, в нем отчетливо видны прогрессивная и регрессивная ветви минералообразования при более низких давлениях. Другими петрологическими и геохимическими основаниями для выделения третьего этапа являются: 1) образование высокотемпературных кварц-полевошпатовых метасоматитов; 2) появление андалузита в глиноземистых кварцитах, свидетельствующее о значительном понижении давления; 3) оливинизация серпентина и другие наложения высокотемпературных парагенезисов на низкотемпературные образования второго этапа; 4) повышенная восстановленность высокотемпературных и повышенная окисленность низкотемпературных регрессивных парагенезисов; 5) образование известковых скарнов; 6) калий-фтористый характер флюидов и растворов с проявлениями титановой и редкометальной минерализации в метасоматитах.

Высокотемпературная (прогрессивная и регрессивная) стадия. Пластическое течение силлиманитовых кварцитов незначительно по масштабу и проявлено в осевых частях сформированных ранее зональных тел существенно кварцевых метасоматитов, так что температура локально достигала в этой стадии 610-630°C при давлении 2-2.5 кбар (фиг. 4).

Позже деформация по преимуществу становилась хрупкой; с ней связано становление зон разнообразных тектонитов (катаклазитов, милонитов, брекчий). Высокотемпературная стадия третьего этапа не отмечена появлением каких-либо магматических пород. Наиболее высокотемпературными образованиями этой стадии являются кварц-полевошпатовые метасоматиты (неправильно называемые часто "метасоматическими гранитами"). Андалузит в силлиманит-калишпатовых кварцитах дает наиболее полную оценку P-T-условий. Благодаря сосуществованию в этих редких на месторождении зонах с проявлениями андалузита (в парагенезисах с ним мусковита, калишпата и силлиманита), температура их образования оценивается приблизительно в 600°C при давлении 2-2.5 кбар (фиг. 4). Полный парагенезис включает в себя также плагиоклаз (Ap_{70}), кварц, биотит, кордиерит и акцессорные магнетит и циркон. Силлиманит присутствует в двух генерациях с различной предпочтительной ориентировкой. Биотит и поздний силлиманит появляются в интерстициях кристаллов плагиоклаза, железистого кордиерита и кварца. Андалузит развит независимо от позднего силлиманита. Реликты турмалина первой генерации находятся в виде пойкилитовых включений в кордиерите и плагиоклазе.

Близкая температура этой стадии также установлена по редкому парагенезису волластонита с битовнитом (Ap_{83}) в известково-силикатном метасоматите (магнетит-биотит-диопсид-плагиоклаз-волластонитовая порода) из зоны разлома. Парагенезис такого плагиоклаза с волластонитом стабилен при мольной доле CO_2 во флюиде меньше 0.2 и температуре не ниже 580°C (при давлении 2 кбар, фиг. 8б) или не ниже 600°C (при 2.5 кбар).

Другой формой высокотемпературных преобразований высокотемпературной стадии является крайне ограниченное по масштабу повторное, уже пострудное преобразование серпентина в оливин и минералы гумитовой группы (фиг. 5в).

С высокотемпературной стадией третьего этапа связаны характерные полосчатые или брекчиевидные известково- или карбонатно-силикатные метасоматизированные тектониты, известные в зонах разломов и на других участках Алданского щита (Казанский и др., 1984; Максимов и др., 1985). Эти породы характеризуются ассоциацией клинопироксена, довольно богатого окисным железом, алюминием и кальцием (феррифассаита), основного скаполита и/или основного плагиоклаза (битовнита) и обильного (обычно 3-5 об. %) титаниста. В этих породах почти всегда присутствует калишпат, иногда биотит, волластонит или кварц и кальцит, а также вторичные железистая роговая обманка, гроссуляровый гранат (по стыкам волластонита и плагиоклаза или скаполита); титанит обычно обогащен редкими землями и алюминием, отмечаются циркон и алланит.

Формирование тектонитов зон разломов на Таежном месторождении в третьем этапе включает несколько событий. Парагенезисы силикатно-карбонатных пород отражают тенденцию снижения температуры со временем, меняются от волластонит-битовнитовой ассоциации массивных разностей к полосчатой волластонит-скаполитовой (около 65% кальциевого минала в скаполите) породе, далее, к тектониту с кварц-кальцитовой ассоциацией. Скаполит в этих породах на Таежном месторождении редок, уступает место плагиоклазу, видимо, из-за калиевой и фтористой специфики флюидов этого этапа.

Характерно также локально проявленное наложение основного плагиоклаза (битовнит до анортита) и ортоклаза на контактовые метасоматиты пироксен-биотит-плагиоклазового состава, в которых ранний плагиоклаз мог уже быть замещен агрегатами лейст клиноцоизита на низкотемпературном регрессивном этапе второго цикла. Новый плагиоклаз образуется с частичным замещением клиноцоизита, в равновесии с ним, так что происходит перекристаллизация, укрупнение его лейст в плагиоклазе (фиг. 5г). В тех случаях, когда в этих ранних метасоматитах была проявлена ранняя турмалинизация, округлые и

полигональные зерна турмалина (так же, как пироксен и биотит или амфибол) попадают в виде включений в идиоморфные кристаллы нового плагиоклаза, в свою очередь замещаемые монокристаллическим интерстиционным ортоклазом (фиг. 5д). В некоторых случаях ортоклазовое замещение плагиоклаза сопровождается также биотитом, развивающимся (как и ортоклаз) в виде монокристаллических интерстиционных выделений, окаймляющих кристаллы плагиоклаза. Общая схема последовательности развития минералов при этом такова: *второй этап* - гиперстен + биотит 1 + битовнит 1 ± турмалин 1 — *клиноцоизит* (по плагиоклазу) — *третий этап* - битовнит 2 + клинопироксен — ± роговая обманка — *• ортоклаз — *• ± биотит 2 — ^ ± зеленокаменные изменения. Обращает на себя внимание присутствие групп и отдельных мелких зерен циркона, включенных в клинопироксен, плагиоклаз и биотит. Парагенезис битовнита с ортоклазом и пироксеном характеризует сравнительно высокую калиевую щелочность флюидов третьего этапа, а безгроссуляровый парагенезис битовнита с клиноцоизитом позволяет оценить верхний температурный предел (фиг. 8) в 510° и 530°С при 2 и 2.5 кбар соответственно. Фиг. 8 демонстрирует также нереальность появления волластонита в условиях второго этапа и закономерность его образования в высокотемпературной части третьего этапа.

В высокотемпературную стадию третьего этапа проявлены несколько более восстановленные парагенезисы, чем свойственно второму этапу. Это выражается в более высокой закисной железистости фемических минералов и крайне низкой окисной железистости клиноцоизита и гроссуляра. В наиболее кислых породах (глиноземистых кварцитах) при пересечении их метасоматизированными тектонитами третьего этапа даже иногда развивается графит (в парагенезисе с кварцем, алмандином, лепрцомеланом и железистым кордиеритом). Отнесение таких восстановленных пород к третьему этапу обосновано наличием редких включений турмалина первой генерации в плагиоклазе, в алмандине и железистом кордиерите.

Низкотемпературная регрессивная стадия. Эта стадия начиналась при температурах ниже 500°С. Она, напротив, проявила значительно более высокую окисленность, близкую гематит-магнетитовому буферу (или даже превосходящую его). Минералообразование происходило в фации эпидотовых амфиболитов, проявленной весьма локально, вдоль соответствующих тектонических зон. Характерно также появление родингитоподобных железисто-известковых скарнов по амфиболитам и эпидот-кальцит-микрклиновым жил. При температурах стабильности скарновых и рудных минералов (4(X)-500°С) вместе с кальцитом или вместо

него начинал появляться ангидрит. В известково-железистых скарнах преобладает андрадитовый гранат и богатый окисным железом пироксен (феррифассаит), нередко ферригастингеит, железистый эпидот, и в редких случаях на месте магнетита возникал гематит. Проявлялось и кислотное выщелачивание таких железистых скарнов, выражаемое их окварцеванием. При температурах 400-300°С в зонах тектонических нарушений проявлялись зеленокаменные изменения (серпентин, железистые хлориты, эпидот, актинолит, пренит, пумпеллит, кальцит, кварц). Характерно нередкое появление алланита в ассоциации с эпидотом и пренитом. Ранее сформированные магнетиты не претерпевают существенных изменений, но пирротин испытывает локальное замещение пиритом, откладывается и новообразованный пирит. Борная минерализация местами преобразуется; на фоне частичного выноса бора. Возникла новая неполная серпентинизация оливина, которая иногда сопровождалась образованием небольшой примеси магнезита. Шпинель в скарнах и кальцифирах испытывала замещение корундом при температуре несколько выше 350°С и диаспором - при более низкой температуре.

Нижняя граница температур в третьем цикле опускалась по крайней мере до 300°С.

ОСОБЕННОСТИ БОРНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ТАЕЖНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Борное оруденение и борная минерализация в целом почти полностью связаны со вторым, рудным этапом, незначительно выходя в третий этап и в локальные изменения, связанные с дайками юрских сиенит-порфиров. Борная минерализация отличает Таежное месторождение от многих других магнезиально-скарновых железорудных и борных месторождений и потому требует более детального рассмотрения.

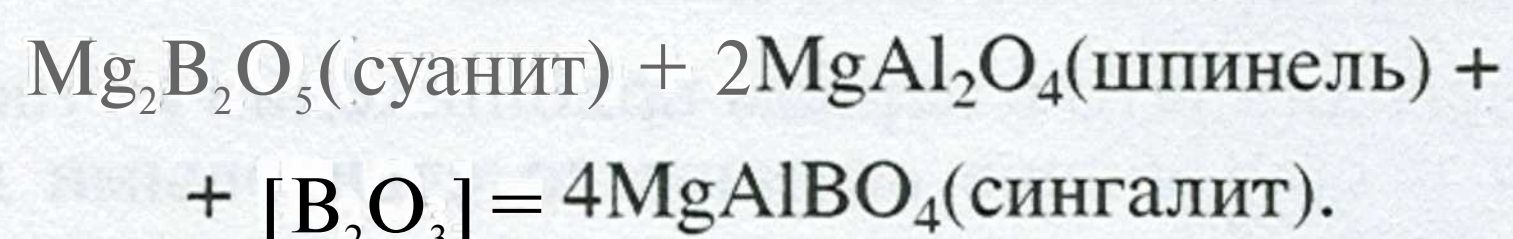
Первичными рудообразующими минералами боратных руд являются людвигит и в меньшей мере суанит, вторичным - ссайбелиит. Суанит сохранился лишь в незначительных реликтах в ссайбелиитовых псевдоморфозах по нему. В богатых людвигитовых рудах объемное содержание людвигита составляет 70-90 об. %, остальной объем занимают форстерит и/или клиногумит, <f также магнетит и пирротин. Примесь остальных минералов (флогопит, диопсид, шпинель, апатит, кальцит) не превосходит суммарно 2-3%. Такая руда содержит (мае. %): V₂O₅ 10-12, Fe₂O₃ 35^0, FeO 15-20, MgO 18-21, S 1-3, P₂O₅ до 0.3 и Si около 0.1.

В отличие от игольчатых, длиннопризматических и радиально-лучистых агрегатов людвигитов, обычных для многих других магнезиально-скарновых месторождений, людвигиты в рудах Таежного

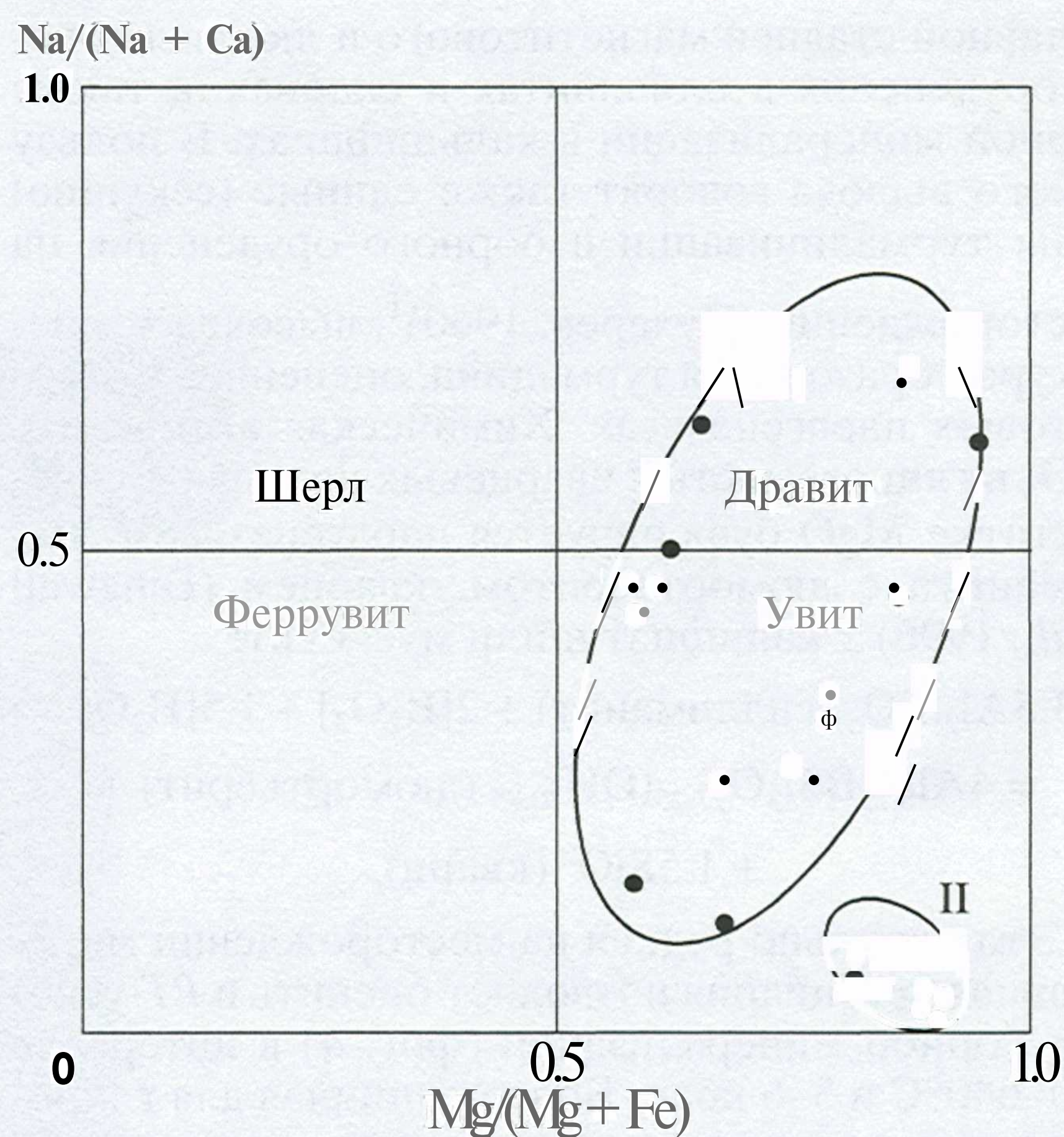
месторождения образуют агрегаты более или менее изометричных зерен или сравнительно короткопризматические кристаллы в кальцифирах. Железистость людвигита $[Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)]$ довольно мало изменчива от 0.14 до 0.45 и в рудах обычно составляет около 0.33. Таким образом, отношения Fe^{2+}/Fe^{3+} в людвигите (0.39) и магнетите (0.3) в руде очень близки и потому не требуют значимых окислительно-восстановительных реакций при взаимозамещениях, зависящих главным образом от магнезиальности среды и химической активности B_2O_3 во флюиде.

В пострудных стадиях при значительном снижении температуры до $\sim 300^\circ C$ локально (в конце третьего этапа) или особенно до $200^\circ C$ под действием гидротерм, связанных с юрскими дайками сиенит-порфиоров, людвигит разлагался, замещаясь характерными псевдоморфозами агрегатов тонкозернистого вторичного магнетита с низкотемпературной, тонковолокнистой формой ссайбелиита (фиг. 5e). В отличие от черных, со смоляным блеском в штуфах людвигитовых руд ссайбелиит-магнетитовые руды серые, с матовым блеском. При интенсивном воздействии низкотемпературных гидротерм ссайбелиит замещался бруситом и руда теряла значительную часть или весь бор.

В кальцифирах бораты более разнообразны. Кроме чаще других встречающегося людвигита и псевдоморфоз ссайбелиита по суаниту здесь отмечаются сингалит, титановые ферробораты ряда варвикит-юаньфулиит (Руднев и др., 2000) и вторичный по сингалиту псевдосингалит - низкотемпературный минерал, возникший под действием гидротерм при мезозойской активизации (Schreyer et al., 1998). Борная минерализация в кальцифирах развита локально, в виде небольших зон и не представляет промышленного интереса. Однако суанит и сингалит в ассоциациях с доломитом позволяют оценить некоторые условия минералообразования и в частности характеризуют максимальную при отложении руд химическую активность B_2O_3 во флюиде, по буферной реакции:



Согласно термодинамическим расчетам (Перцев, 1976) $\lg f_{B_2O_3} = -4.7$ при $500^\circ C$. Сам по себе суанит имеет нижний температурный предел стабильности по реакции гидратации его перехода в ссайбелиит $MgBO_2(OH)$. Эта реакция зависит от температуры и давления воды. Для условий давления на ранней постмагматической стадии второго этапа образование суанита требовало температуры выше $500-550^\circ C$. При меньшей температуре суанит замещался высокотемпературной формой ссайбелиита, образующего гомоосевые, хорошо окристаллизованные псевдоморфозы. При этом процессе небольшая часть бора уже выносилась,



Фиг. 9. Диаграмма составов турмалинов I и II генераций (второй этап, высокотемпературная регрессивная стадия) Таежного месторождения.

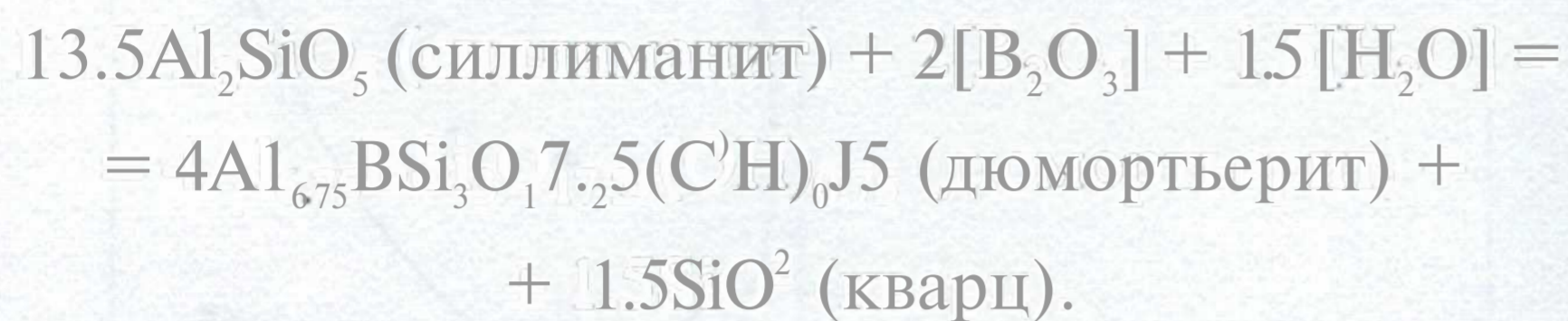
тогда как избыточный Mg производил частичную вторичную доломитизацию кальцита.

В более богатых кремнеземом и глиноземом породах - пироксеновых скарнах и скарноподобных породах, гнейсах и кварцитах борная минерализация представлена главным образом турмалином - минералом, достаточно редким в скарновых месторождениях. Таежное месторождение отличается его изобилием.

Турмалины ранней генерации во всех типах пород весьма специфичны и встречаются в виде агрегатов слабо сцементированных (сыпучих) полигональных изометричных обычно свободно ориентированных зерен, будь то прожилки и гнезда или рассеянная вкрапленность. По составу эти турмалины - магнезиальные до среднежелезистых увиты (т.е. с преобладанием в составе CaO над N_2O) или реже существенно увитовые шерлодравиты (фиг. 9). Они различаются в штуфе по цвету - от желто-бурого, зеленого, темно-бурого (в силлиманитовых кварцитах) до черного (в турмалиновых кварцитах и скарнах). Зерна турмалина однородны по составу, не образуют зональности, но отличаются по окраске и составу в зависимости от набора и состава парагенных с ним минералов. Лишь при низкотемпературных преобразованиях пород в зернах раннего турмалина появляется кайма иной (обычно более светлой голубой в шлифе) окраски.

Турмалиновая минерализация в богатых кварцем породах по времени и P-T-условиям совпадает

с главной стадией магнетитового и людвигитового оруденения в оливинитах и скарнах, а также борной минерализации в кальцифирах. В пользу такого вывода говорят также единые (секущие) зоны турмалинизации и борного оруденения на месторождении (Пухарев, 1960)¹, высокая температура образования турмалина, оцененная в кварцитовых парагенезисах. Химическая активность B_2O_3 в глиноземистых кварцевых породах при недостатке MgO буферизируется парагенезисом силлиманита с дюмортьеритом, кварцем (Dingwell *et al.*, 1996) ± калишпат и/или мусковит:



Эта довольно редкая на месторождении минеральная ассоциация позволяет оценить и *PT-условия* борной минерализации (фиг. 4) в интервале 600–640°C и 3–6 кбар. Более типичная для глиноземистых кварцевых пород месторождения турмалиновая минерализация требует повышенной магнезиальности. Реакция образования турмалина в такой породе происходит в значительной степени с использованием кордиерита:



В шпинель-фассаитовых скарнах, чаще - по контакту их с битовнит-клинопироксеновой зоной, возникает другой бороалюмосиликат - серендибит $[Ca_2(Mg, Fe)_3(Al, Fe)_{45}B_{15}Si_3O_{20}]$. Согласно экспериментальным исследованиям (Вердинг и др., 1990), чисто магнезиальный серендибит не образуется ниже 600°C. Наиболее магнезиальный серендибит Таежного месторождения имеет Fe/(Fe + Mg) атомное отношение 0.19, что может снизить нижний предел стабильности минерала на первые десятки градусов. Серендибит - сравнительно высококальциевый минерал и потому не образуется в ортопироксеновых парагенезисах, уступая там место турмалину. Отмечено присутствие серендибита в людвигитовой руде, что также подтверждает **высокую** температуру людвигитового оруденения. Таким образом, все оценки температур начала борной минерализации по разным парагенезисам в кварцитах и скарнах дают высокие температуры более и около 600°C.

При остывании на ранней постмагматической стадии второго этапа при возможном несущественном уменьшении давления происходят некоторые вещественные изменения в парагенезисах. При температуре около 560°C и уже после образования магнетитовых и людвигитовых руд пер-

вым не выдерживает серендибит. Он становится нестабильным и, реагируя с вмещающим клинопироксеном, замещается ассоциацией турмалина со шпинелью новой, второй генерации. Кроме того, образование турмалина этой второй генерации происходит и без участия серендибита непосредственно по шпинель-фассаитовой зоне скарна. Процесс идет с воздействием бороносных флюидов. Турмалин второй генерации резко отличается по морфологии, цвету (сплошные и пойкилитовые выделения со светло-серо-голубой до бесцветной окраской в шлифе) и составу от более высокотемпературного, первой генерации, значительно большими магнезиальностью и Ca/Na отношением (фиг. 9).

С процессами минералообразования в низкотемпературной стадии третьего этана на фоне общего локального выноса бора в исключительно редких случаях происходит образование кальциевых боросиликатов: данбурита, датолита и аксинита и несколько более часто - турмалина третьей генерации, железистого (феррувит-шерл), образующего радиально-лучистые агрегаты. Эти минералы находятся в типичной ассоциации кислотного выщелачивания низких давлений с кварцем, эпидотом, хлоритом и пренитом.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Главной характеристикой всего комплекса разнообразных метасоматитов и руд Таежного месторождения можно считать их генетическую связь с глубинными разломами. Разломы определяют существование зон проницаемости для глубинных флюидов, тектоническое перемещение пород (ультрабазитов и мраморов), ставших матрицей скарнов и руд, тектоническое "перемешивание" контрастных по химическому составу пород, формирование структурных ловушек. Связь приразломной деформации и метасоматоза на примере Таежного месторождения представляется весьма тесной и очень сложной.

Очевидно, что в первом приближении метасоматоз и оруденение связаны со сдвиговыми деформациями и в нашем случае относятся к узлам пересечения или сочленения разломов двух сопряженных систем. При более детальном анализе **устанавливается, что основная масса метасоматитов и руд возникла в условиях дилатансионного растяжения, стадии которого чередуются со стадиями мощного пластического течения пород.**

Неизменная приуроченность метасоматитов к присдвиговым структурам (на участках пересечения или сочленения разломов двух систем) проявлена на Центральном Алдане и вне железорудных полей и месторождений. Такова же и структурная приуроченность - на участках развития мелких присдвиговых крутошарнирных складок - но в

¹ По не зависящим от него причинам А.И. Пухарев не упоминает в статье людвигита, хотя его исследование было выполнено для прогноза людвигитовых руд.

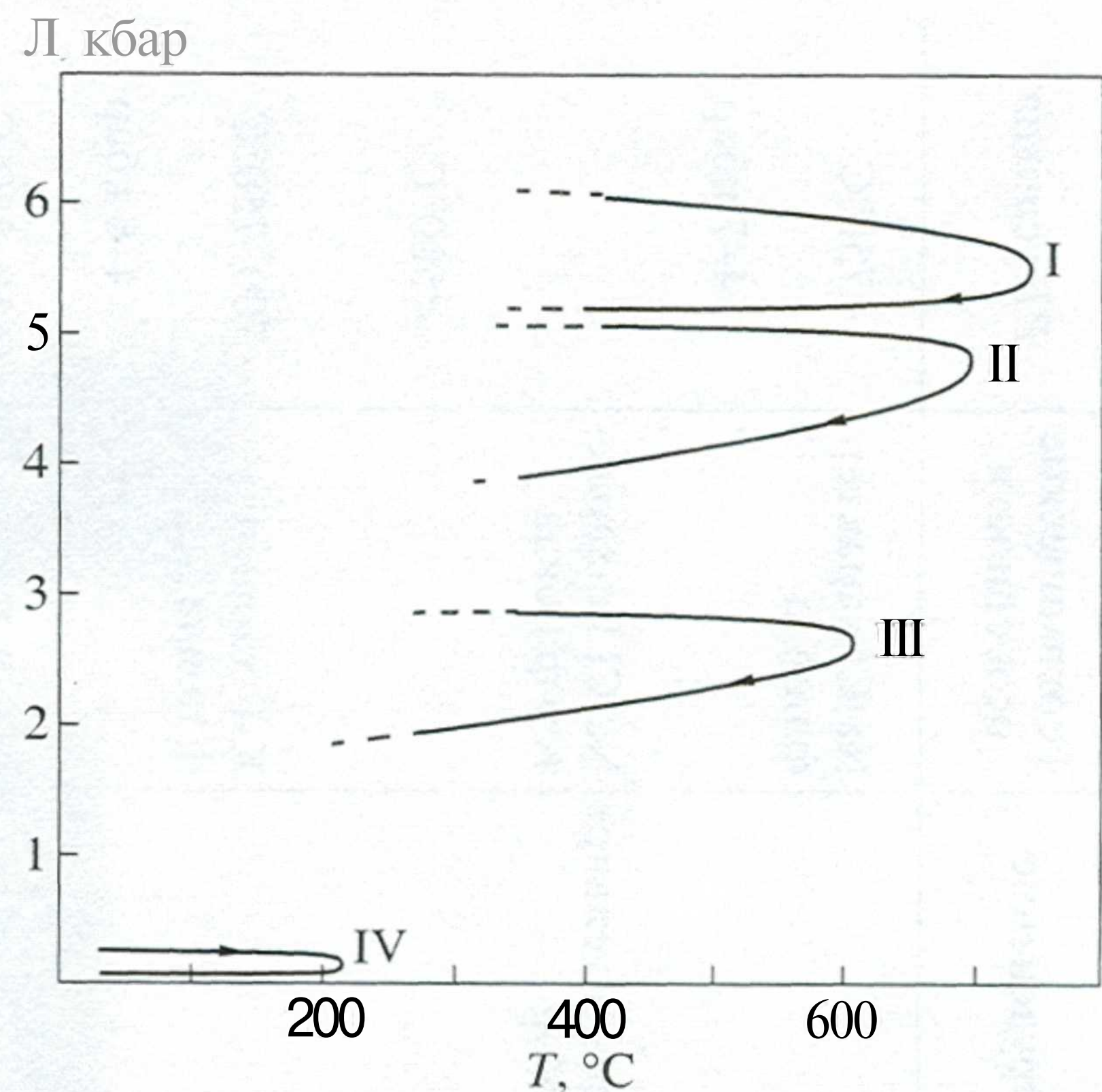
неизмеримо меньшем масштабе, и небольших диопсидовых жил в метаморфитах иенгрской серии. А на северо-восточном фланге Каларо-Эвотинской зоны разломов аналогичную структурную позицию занимают золото-урановые месторождения Эльконского района (Мигута, 2001), возникшие при мезозойской активизации системы докембрийских разломов и присдвиговых складок.

Циклический характер изменения РТ-параметров минералообразования на Таежном месторождении (таблица, фиг. 10) позволяет предположить локальный (в рамках присдвиговых структурных узлов) периодический подъем изотерм, происходящий на фоне падения давления. В каждом из рассмотренных раннепротерозойских этапов происходило закономерное изменение деформационной обстановки: сжатия и пластическое течение пород сменялось растяжением, дилатансией и/или хрупкой деформацией в конце этапа.

Особенностью Таежного месторождения является наличие рудной минерализации разных типов, совмещенных в одних и тех же рудных телах или совершенно разобщенных, без заметных минералого-петрографических отличий замещаемого субстрата.

Экспериментальными исследованиями (London *et al.*, 1996; Dingwell *et al.*, 1996) установлено, что бор накапливается в лейкократовых остаточных расплавах гранитоидов до содержания около 1 мас. %. Однако он обычно не образует самостоятельных магматических минералов. Магматические турмалины крайне редки или проблематичны из-за почти полного отсутствия Mn и Fe в лейкократовых остаточных расплавах.

Равновесный с лейкократовым кислым расплавом флюид сильно обогащен бором. Коэффициент распределения B_2O_3 между ними достигает 10, так что при фильтрации выделяющегося при кристаллизации флюида расплав теряет практически весь бор. Этот флюид также обогащен фтором, фосфором и кремнеземом. Он дренируется зонами активизированных разломов. Проходя по разным средам, флюиды обмениваются с вмещающими породами компонентами, обогащаясь одними и теряя другие в разной степени. Расходуя бор, например, хотя бы в виде осаждающегося турмалина, флюид понижает растворимость SiO_2 , тем самым повышая химическую активность кремнезема. Это повышает и кислотность флюидов, что приводит к осветлению вмещающих пород, вызванному прежде всего экстракцией железа. Встречая основную среду - окислительный барьер, флюид может сбрасывать и железо, и бор в руды. Геохимический (окислительный) барьер для осаждения магнетита и людовгита представляют собой оливиниты и скарны с мольной железистостью оливина ниже 12% (т.е., форстерит). Тела оливинитов с железистостью оливина выше 14% остаются практически



Фиг. 10. РТ-эволюция процессов минералообразования Таежного месторождения.

I II III - раннепротерозойские этапы; IV - мезозойские гидротермальные изменения.

безрудными и лишь при серпентинизации отлагают незначительный пылевидный магнетит.

Калиевая и фторная нагрузки флюидов ответственны за калишпат, флогопит и минералы группы гумита. На барьерах, где образуется калишпатовая минерализация, расходуется в основном K_2O . В шпинель-пироксеновых скарнах, где проходит обширная флогонитизация, расходуются и K_2O и F. В оливинитах и форстеритовых скарнах с их клиногумитизацией флюиды сбрасывают один фтор. Главное в этом сценарии - движение потоков постмагматических флюидов не сплошным фронтом, а сообразно сложной структуре месторождения вдоль разных зон проницаемости с их разобщением и совмещением с уже различно измененными составами, что вызывает и разнообразие состава рудных тел.

Уникальность Таежного месторождения в полосе железорудных месторождений обязана сочетанию сложной структуры с широким развитием лейкократового (аляскитового) магматизма - наиболее вероятного источника борной минерализации. Главным источником железа в Таежном и других железорудных месторождений региона, по-видимому, являются обширные зоны осветления мезо- и меланократовых метаморфитов рудного поля.

В заключение отметим возрастание внимания к Таежному месторождению в настоящее время в связи с заинтересованностью Японии, Кореи и КНР в импорте железных руд. Таежное месторождение, получившее выход к железной дороге, рассматривается как один из наиболее благоприятных для совместной разработки объектов (Ким Де-Хюн, 1998).

Этап	Структурная обстановка	Стадии	Магматизм	Характерные парагенезисы*	Оруденение	Геохимические особенности	P-T-условия
1	Региональная складчатость и разломы СЗ простирания, слайды, складки с горизонтальными шарнирами, />-линейность	Высокотемпературная прогрессивная	Плагииграниты, мигматиты	Spl-Fst, Spl-Fo	Незначительное Fo-Mag	Na-Cl-характер флюида	-750°C 4-7 кбар
		Высокотемпературная регрессивная		Spl-Fst --- Prg-Di		Na-Cl-Fe-характер флюида	
		Низкотемпературная регрессивная		Fo — • Sp		<500°C	
2	Заложение разломов ВСВ простирания, формирование крутошарнирной сигмоидной складки, пластическое течение серпентинитов, доломитов и кварцитов, образование зон меланжа, будинажа, крутошарнирных мелких СКЛЕЩОК	Высокотемпературная прогрессивная	Аляскиты, мигматиты	Sp --- Ol, Fo-Spl, Prg — Spl-Fst, Or-Sil	Все типа руд (Fe, B, Si), Phi	K-F-характер флюида	700-750°C 4-6 кбар
		Высокотемпературная регрессивная		Fst-Spl --- Phi Fo — * Chu		K-F-B-Fe-S-характер флюида	650-550°C 5-4 кбар
		Низкотемпературная регрессивная		Pl — *~ Czo, Ol — - Sp, Py		550-400°C -4 кбар	
3	Локальное пластическое течение карбонатно-силикатных и богатых кварцем пород, образование милонитов, брекчий ML	Высокотемпературная (прогрессивная и регрессивная)		Qtz-Fsp, Sp — - Ol, Czo — - Pl, Wo-Pl, Adi, Gph, Aim		K, F-восстановленный флюид	580-640°C 2.5-2 кбар
		Низкотемпературная регрессивная		Adr, He, Ep, Prh, Anh, Act, Fo — - Sp		Окисленный флюид	550^300°C ~2 кбар

* А также определяющие смены парагенезисов характеристические минералы метасоматитов. Стрелка - направление замещения. Act - актинолит, Adi - андалузит, Adr - андрадит, Aim - алмадин, Anhyd - ангидрит, Chu - клиногумит, Czo - клиноцоизит, Di - диопсид, Ep - эпидот, Fo - форстерит, Fsp - полевые шпаты, Fst - фассаит, Gph - графит, He - гематит, Mag - магнетит, Ol - оливин, Or - ортоклаз, Phi - флогопит, Pl - плагиоклаз, Prg - паргасит, Prh - пренит, Py - пирит, Qtz - кварц, Sil - силлиманит, Sp - серпентин, Spl - шпинель, Wo - волластонит.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность В.И. Казанскому за ценные критические замечания, а также С.С. Абрамову и Н.С. Серебрякову за помощь в оформлении статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 01-05-64295).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вердинг Г., Перцев Н.Н., Шрайер В.* Синтез и фазовые отношения серендибита // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315. № 6. С. 1454-1457.
- Казанский В.И., Макашов Е.П., Перцев Н.Н.* Докембрийские разломы Алданского щита // Геология и полезные ископаемые древних платформ. М.: Наука, 1984. С. 30-39.
- Карпенко М.И., Иваненко В.В., Перцев Н.Н.* О возрасте скарнового месторождения Таежное по данным метода ^{40}Ar - ^{39}Ar // Геология руд. месторождений. 1992. Т. 34. № 6. С. 90-95.
- Ким Де-Хюн.* Геолого-экономическая оценка эффективности промышленного освоения железорудных месторождений (на примере Востока России): Автореф. дне. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ВИЭМС 1998. 23 с.
- Коржинский Д.С.* Геологические предпосылки минерально-сырьевой базы Алданского горно-промышленного района // Коксующиеся каменные угли и железные руды Алданского горно-промышленного района Якутской АССР. М., 1952. С. 32-47.
- Кравченко В.М.* Полигенность железорудных месторождений формации алданского типа и ее аналогия железисто-кремнистым и колчеданным формациям // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Киев: Наук. думка, 1984. С. 240-255.
- Кулаковский АЛ.* Некоторые аспекты связи метасоматоза и тектогенеза. Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма // Материалы совещания. М.: Геос, 1999. Т. 1. С. 343-346.
- Мазуров М.П.* Генетические модели скарновых железорудных формаций // Тр. Ин-та геологии и геофизики СОАН СССР. 1985. Вып. 616.
- Максимов Е.П., Боронихин В.А., Гордиенко Л.П. и др.* Тыркандинская система разломов и ее металлогеническое значение // Внутреннее строение докембрийских рудоносных разломов. М.: Наука, 1985. С. 137-165.
- Маракушее А.А.* Петрология Таежного железорудного месторождения в архее Алданского щита // Тр. Дальневост. фил. АН СССР. Сер. геол. Магадан, 1958. Т. 5. С. 1-121.
- Мигута А. К.* Урановые месторождения Эльконского рудного района на Алданском щите // Геология руд. месторождений. 2001. Т. 43. № 2. С. 129-151.
- Перваго В.А.* Алданская железорудная провинция (районирование и перспективы) // Сов. геология. 1958. № 8. С. 3-26.
- Перцев Н.Н.* Условия образования высокотемпературных боратов // Геология руд. месторождений. 1976. Т. 18. № 1. С. 46-56.
- Перцев Н.Н., Кулаковский АЛ.* Железоносный комплекс Центрального Алдана: полиметаморфизм и структурная эволюция. М.: Наука, 1988.
- Перчук АЛ., Рябчиков И.Д.* Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976.
- Пухарев А.И.* О геологии и особенностях локализации оруденения южно-якутских железорудных месторождений // Геология руд. месторождений. 1959. Т. 1. № 1. С. 70-76.
- Пухарев АИ.* Опыт использования особенностей сопутствующей минерализации в качестве индикатора структурного контроля оруденения // Сов. геология. 1960. № 6. С. 41-55.
- Руднев В.В., Кривоконева Г.К., Малинко СВ., Лисицын А.Е.* Новые данные о юаньфулиите и изоморфизм в ортоборатах ряда варвикит-юаньфулиит // Зап. ВМО. 2000. № 3. С. 86-98.
- Рундквист Д.В.* Фактор времени при формировании гидротермальных месторождений: периоды, эпохи, этапы и стадии рудообразования // Геология руд. месторождений. 1997. Т. 39. № 1. С. 11-24.
- Сердюченко Д.П., Глебов А.В., Каденская М.И. и др.* Железные руды Южной Якутии. М.: Наука, 1960.
- Судовиков Н.Г.* Железисто-магнезиально-кальциевый метасоматоз в архее Алданского щита и некоторые вопросы основного фронта // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 1. С. 29-49.
- Шабынин Л.И.* О генезисе южно-якутских железорудных месторождений // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. № 1. С. 43-61.
- Grew E.S., Pertsev N.N., Boronokhin et al* Serendibite in Tayozhnoye deposit of the Aldan Shield, eastern Siberia, USSR // Amer. Mineralogist. 1991. V. 76. P. 1061-1080.
- Dingwell D.B., Pichavant M., Holtz F.* Experimental studies of boron in granitic melts // Rev. Mineralogy. Boron: V. 33. Mineralogy, Petrology, Geochemistry. Washington D.C. Mineral. Soc. Amer. 1996. P. 331-385.
- London D., Morgan G.B., Wolf M.B.* Boron in granitic rocks and their contact aureoles // Rev. Mineralogy. Boron: V. 33. Mineralogy, Petrology, Geochemistry. Washington D.C. Mineral. Soc. Amer. 1996. P. 299-330.
- Schreyer W., Pertsev N.N., Medenbach O. et al* Pseudosinhalite: discovery of the hydrous MgAl-borate as a new mineral in the Tayozhnoye, Siberia, skarn Deposit // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. V. 133. P. 382-388.