

Под действием давления, температуры, стресса происходила структуризация толщи чупинских гнейсов. Этот процесс выразился в образовании разгнейсовки и ее ритмическом рисунке. Под действием внешних факторов изменяются параметры ориентировки биотита. Для плагиоклаза наиболее значимыми направлениями ориентировки оказываются оси сжатия и растяжения. Удалось выделить более двадцати типов деформаций, существовавших в разные периоды формирования толщи. Диаграммы ориентировки кварца наименее информативны, однако и они показывают близкие типы деформации. Для кварца параметры хаотичности – упорядоченности изменения формы и ориентировки не согласованы. Используя состав биотита как индикатор протекания процесса а параметры его ориентировки как показатель хаотичности, определен синергетический тип процессов метаморфизма и пегматитообразования как процессы самоорганизации. Констатирован факт наличия ближнего порядка ориентировки большинства породообразующих минералов. Построена компьютерная модель, показывающая, что следствием наличия ближнего порядка ориентировки является разбиение пространства на когерентные области. Для работников науки, образования и студентов - геологов

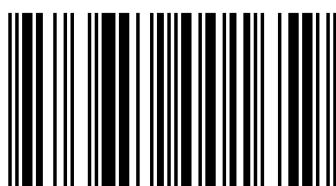


Сергей Шакин



Сергей Шакин

Шакин Сергей Сергеевич. Кандидат геолого – минералогических наук, СПГГИ. Геолог ФГУП «Севзапгеология», Санкт – Петербург. Основные научные интересы: тектонофизика, структуры полей месторождений твердых полезных ископаемых, математическая геология, фракталы, ориентировка минералов, структуры горных пород и руд. 47 научных публикаций.



978-3-659-00165-9

Структуризация Чупинских гнейсов при метаморфизме и деформации

геология, ориентировка минералов,
полосчатость, тектонофизика, ближний
порядок, синергетика

Сергей Шакин

**Структуризация Чупинских гнейсов при
метаморфизме и деформации**

Сергей Шакин

**Структуризация Чупинских
гнейсов при метаморфизме и
деформации**

**геология, ориентировка минералов,
полосчатость, тектонофизика, близкий
порядок, синергетика**

LAP LAMBERT Academic Publishing

Impressum/Imprint (nur für Deutschland/only for Germany)

Bibliografische Information der Deutschen Nationalbibliothek: Die Deutsche Nationalbibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen Nationalbibliografie; detaillierte bibliografische Daten sind im Internet über <http://dnb.d-nb.de> abrufbar.

Alle in diesem Buch genannten Marken und Produktnamen unterliegen warenzeichen-, marken- oder patentrechtlichem Schutz bzw. sind Warenzeichen oder eingetragene Warenzeichen der jeweiligen Inhaber. Die Wiedergabe von Marken, Produktnamen, Gebrauchsnamen, Handelsnamen, Warenbezeichnungen u.s.w. in diesem Werk berechtigt auch ohne besondere Kennzeichnung nicht zu der Annahme, dass solche Namen im Sinne der Warenzeichen- und Markenschutzgesetzgebung als frei zu betrachten wären und daher von jedermann benutzt werden dürften.

Coverbild: www.ingimage.com

Verlag: LAP LAMBERT Academic Publishing GmbH & Co. KG
Heinrich-Böcking-Str. 6-8, 66121 Saarbrücken, Deutschland
Telefon +49 681 3720-310, Telefax +49 681 3720-3109
Email: info@lap-publishing.com

Herstellung in Deutschland:
Schaltungsdienst Lange o.H.G., Berlin
Books on Demand GmbH, Norderstedt
Reha GmbH, Saarbrücken
Amazon Distribution GmbH, Leipzig
ISBN: 978-3-659-00165-9

Только для России и стран СНГ

Библиографическая информация, изданная Немецкой Национальной Библиотекой. Немецкая Национальная Библиотека включает данную публикацию в Немецкий Книжный Каталог; с подробными библиографическими данными можно ознакомиться в Интернете по адресу <http://dnb.d-nb.de>.

Любые названия марок и брендов, упомянутые в этой книге, принадлежат торговой марке, бренду или запатентованы и являются брендами соответствующих правообладателей. Использование названий брендов, названий товаров, торговых марок, описаний товаров, общих имён, и т.д. даже без точного упоминания в этой работе не является основанием того, что данные названия можно считать незарегистрированными под каким-либо брендом и не защищены законом о брэндах и их можно использовать всем без ограничений.

Изображение на обложке предоставлено: www.ingimage.com

Издатель: LAP LAMBERT Academic Publishing GmbH & Co. KG
Heinrich-Böcking-Str. 6-8, 66121 Saarbrücken, Germany
Телефон +49 681 3720-310, Факс +49 681 3720-3109
Email: info@lap-publishing.com

Напечатано в России
ISBN: 978-3-659-00165-9

АВТОРСКОЕ ПРАВО ©2012 принадлежат автору и LAP LAMBERT Academic Publishing GmbH & Co. KG и лицензиарам
Все права защищены. Saarbrücken 2012

ОГЛАВЛЕНИЕ

1. ВВЕДЕНИЕ.....	3
2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЧУПИНСКОГО РАЙОНА.....	5
3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ФРАГМЕНТА НЕДР ЛОПАТОВА ГУБА.....	11
4. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ.....	23
5. ОРИЕНТИРОВКА МИНЕРАЛОВ.....	31
5.1. Биотит	31
5.1.1. Ориентировка биотита.....	31
5.1.2. Состав биотита.....	33
5.1.3. Совместное исследование состава и ориентировки биотита.....	36
5.1.4. Состав и ориентировка биотита как инструмент синергетического исследования.....	36
5.2. Плагиоклаз	41
5.2.1. Ориентировка отдельных осей.....	41
5.2.2. Общая ориентировка кристалла	47
5.3. Кварц	55
5.3.1. Ориентировка кварца.....	55
5.3.2. Форма зерен кварца.....	58
6. ФОРМА ПЕГМАТИТОВЫХ ТЕЛ.....	61
7. БЛИЖНИЙ ПОРЯДОК ОРИЕНТИРОВКИ.....	65
7.1. Общие сведения	65
7.2. Биотит	65
7.3. Статистическое моделирование	68
7.4. Кварц	70
7.5. Плагиоклаз	72
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	73
Благодарности.....	74
ЛИТЕРАТУРА.....	75

ВВЕДЕНИЕ

Базовый метод этой работы – исследование ориентировки основных породообразующих минералов. Но сама по себе ориентировка минералов мало интересна. Интересны те процессы в недрах, которые можно понять, изучая ориентировку. Эта работа о структурировании вещества под действием давления, температуры, флюидов и, возможно, других, специфических факторов. Поэтому в книге есть разделы о наблюдении над полосчатостью гнейсов, связи химического состава биотита и его ориентировки, связи формы зерен кварца в шлифе и параметров их ориентировки.

Материал работы был в большинстве собран нами при непосредственной работе в шахте, куда нас любезно пустили. Использовался также керн разведочных скважин. В настоящее время слюдяные шахты на северо – западе России ликвидированы по причине нерентабельности добычи слюды шахтным способом. Математические расчеты играют в этой работе не меньшую роль, чем геологические наблюдения. Собственно говоря, именно применение бытового компьютера позволило получить нечто, на наш взгляд, интересное из стандартных петрографических процедур, сохранившихся неизменно с 19-го века. Главным программным инструментом была среда Delphi-7. Использовались также пакеты Statistica-6 и Matlab 6.5, как для проверки алгоритмов, входивших в авторские программы, так и для самостоятельных вычислений.

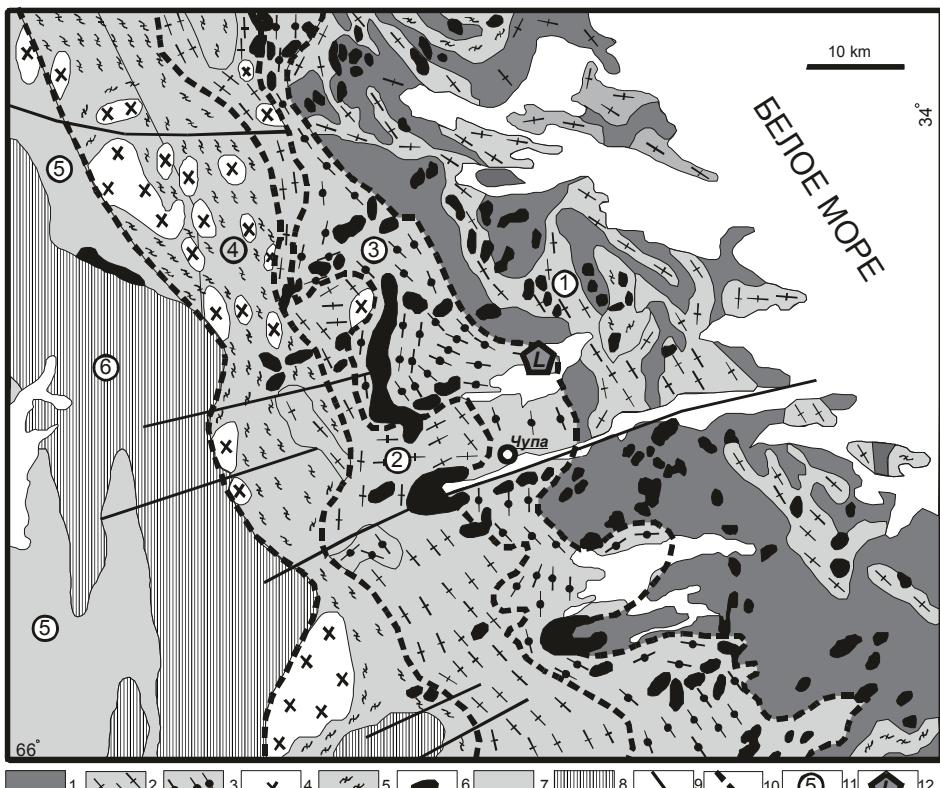


Рис. 1. Геологическое строение района Чупы по[16]. 1-6- образования Беломорского Подвижного Пояса: 1 -2- ранне-позднеархейский беломорский плутонометаморфический комплекс (1 -хетоламбинский ортоамфиболитовый подкомплекс, 2 - котозерский мигматит-плагиогранитовый подкомплекс); 3 глиноzemистые «чупинские гнейсы», чупинская (лоухская) толща; 4 — позднеархейские чарнокитоиды; 5 - керетьский мигматит-анатектит-гранитовый комплекс; 6 - позднеархейские-раннепротерозойские друзиты; 7-8 – Породы Карельского кратона: 7 -ранне-позднеархейские ганитоиды; 8 - верхнеархейские метавулканиты и метасадки; 9 - разломы; 10 Границы структур; 11 -структуры (цифры в кружках): плутонометаморфические зоны: ① -Ругозерско-Энгозерская ортоамфиболит-плагиогранитовая, ② -Котозерская мигматит-плагиогранитовая, ③ -Лоухский прогиб, ④ -Нотозерская мигматит-чарнокит-гранитовая зона сочленения Беломорского Подвижного Пояса и Карельского кратона, ⑤ - Пяозерский выступ гранитоидов фундамента, ⑥ - Тикшезерский зелено-каменный пояс; 12 – участок Лопатова Губа, где производились работы.

2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЧУПИНСКОГО РАЙОНА

Геологическое строение этого района, как традиционного района добычи слюды – мусковита изучалось длительный исторический период и десятками исследователей. Мы не принимали участие в этой деятельности, поэтому даем только краткий обзор – справку для понимания геологической ситуации. Главным образом мы придерживались работы [16], где можно найти библиографию по конкретным вопросам. Кроме того, можно указать более поздний труд исследователей РАН [24], также содержащий геологическое описание пород данного района и обширную библиографию.

Практически всеми современными исследователями Беломорский блок рассматривается не как стабильная структура, завершившая своё развитие в архее, а как подвижный пояс, прошедший сложный многоэтапный путь развития в течение архейского, ранне- и позднепротерозойского, частично палеозойского тектонометических циклов.

В составе беломорского плутоно-метаморфического комплекса выделяются два подкомплекса: ранний хетоламбинский ортоамфиболитовый и более поздний котозерский мигматит-плагиогранитовый.

Хетоламбинский подкомплекс представлен гранатовыми, гранат - полевошпатовыми, часто диопсидсодержащими амфиболитами и кристаллосланцами, часто мигматизированными и превращёнными в различные по составу и морфологии плагиомигматиты, полосчатые разновидности которых исследователи Беломорья определили как биотит-амфиболовые, амфибол-биотитовые и биотитовые гнейсы. В тесной пространственной ассоциации с этими породами встречаются метаанортозиты и метагабброиды, имеющие с метаморфитами постепенные переходы. Реже в составе подкомплекса присутствуют маломощные пластовые и линзовидные тела метаультрабазитов. Породы характеризуются чётко полосчатыми текстурами, обусловленными как минеральной и структурной неоднородностью, так и послойной мигматизацией, реже выделяются массивные их разновидности. Часто встречаются агматиты, теневые и другие разновидности плагиомигматитов. При этом размеры обломков амфиболитов в агматитах могут изменяться от первых сантиметров до десятков метров, образуя в плане структуру макро брекчии.

В большинстве пород хетоламбинского подкомплекса (амфиболитах и кристаллосланцах) устанавливаются реликтовые габбровые и гипдиоморфно-зернистые структуры, свидетельствующие о принадлежности их к основным плутоническим породам. Часто наблюдаемое шлифах развитие амфибала по плагиоклазу, вероятно, говорит о первоначально более широком развитии лейкократовых пород - лейкогаббро и аортозитов. Закономерное тонкое чередование разновидностей пород в обнажениях и более грубое,

вырисовывающееся на детальных картах является результат тектоно-метаморфических процессов. Большинством исследователе Беломорья признаётся, что петрохимические характеристики этих амфиболитов близки базальтоидам срединно-океанических хребтов, а наличие среди них мелких тел ультрамафитов трактуется как возможный признак офиолитоподобного типа разреза. Породы хетоламбинского подкомплекса секутся интрузиями всех выделенных подразделений. Этим определяется их наиболее ранний возраст в составе беломорского плутоно-метаморфического комплекса. Изотопные определения возраста для метагабброидов, амфиболитов и кристаллосланцев хетоламбинского подкомплекса дают разные значения по разным авторам. (детальный обзор приведен в [24]). Учитывая, что породы комплекса древнее «чупинских гнейсов», чей возраст по изотопным определениям колеблется от 2900 до 3200 млн. лет, можно предполагать, что возраст хетоламбинского подкомплекса не моложе 3000 млн. лет.

Котозерский мигматит-плагиогранитовый подкомплекс имеет преобладающее развитие в составе беломорского плутоно-метаморфического комплекса. В центральной части площади (рис.1) он формирует полосу общего северо-западного простириания, протягивающуюся непрерывно от южной до северной рамки листа. В тектоническом плане она относится к самостоятельной Ковдозерской плутоно-метаморфической зоне с преобладающим внутренним куполовидным строением. В восточной части территории котозерский подкомплекс представлен системой разновеликих, преимущественно линейных, полос северо-западного простириания, перемежающихся с согласно с ними ориентированными полосами, сложенными образованиями хетоламбинского подкомплекса. Вся восточная область чередования пород котозерского и хетоламбинского подкомплексов рассматривается как единая Ругозерско-Энгозерская плутоно-метаморфическая зона.

Котозерский подкомплекс характеризуется весьма пёстрым составом, отвечающим плутонической тоналит-трондьемитовой ассоциации, наиболее распространённые породы - плагиограниты. тоналиты, кварцевые диориты, реже присутствуют диориты, эндербиты, чарнокиты, мигматит-граниты и мигматит-чарнокиты. Все они связаны между собой постепенными, часто трудно уловимыми переходами, реже контакты между ними чёткие, резкие. Практически все перечисленные породы в той или иной степени оgneйсованы. Часто они обладают полосчатой текстурой обусловленной чередованием полос с различным содержанием темноцветных минералов и наличием послойных прожилков плагиоклазового и плагиомикроклинового гранитного материала. Количество последнего составляет в среднем 15-20%, иногда достигая 30-40%. Гранитоиды содержат включения ортоамфиболов, ортокристаллосланцев и амфиболсодержащих гнейсов хетоламбинского подкомплекса, доля которых в общем объёме и пород составляет обычно порядка 2%,

повышаясь в восточной части площади до 5%. Они представлены фрагментами остроугольном, неправильной, иногда линзовидной или колосовидной формы размерим до первых, реже - до первых десятков метров. Часто они являются субстратом мигматитов агматитового или небулитового типа.

Котозерский подкомплекс обычно рассматривается как слой земной и коры, образовавшийся в процессе дифференциации и анатектического плавления нижнего базитового слоя, о чём свидетельствуют многочисленные включения метабазитов в гранитоидах подкомплекса, а также постепенные переходы от ортоамфиболитов через плагиомигматиты к плагио-гранитоидам. Кроме того, особенности химического состава и характер распределения редких и редкоземельных элементов показывает, что образование тоналит-трондьемитовой ассоциации происходило за счёт частичного плавления пород основного состава, которыми являются, по всей вероятности, породы хетоламбинского подкомплекса. В результате плагиогранитизации, сопровождавшейся метаморфизмом и складчатостью, образовались мозаично-блоковые структуры представленные чередованием линейных и изометрических участков реликтовой базитовой коры (хетоламбинский подкомплекс и участков преимущественного развития пород тоналит-трондьемитовой ассоциации (котозерский подкомплекс).

Чупинская (лоухская) толща глиноземистых гнейсов локализуется, в основном, в Лоухском прогибе северо-западной ориентировки, заложенном на консолидированных образованиях беломорского плутоно-метаморфического комплекса. Строение прогиба осложнено более поздними, наложенными, куполовидными структурами и субширотными складками. Помимо Лоухского прогиба образования чупинской толщи развиты в ряде более мелких синформных и мульдообразных структур. Широкое развитие на площади беломорид подобных мелких эродированных структур позволяет предположить наличие в более обширного бассейна, в котором происходило отложение пород чупинской толщи. Нижняя граница толщи с подстилающими её образованиями обычно отчётливая и устанавливается по достаточно резкой смене ассоциаций пород. В плане она согласная, что связано со складчатостью, совместной с подстилающими образованиями в течение нескольких этапов деформаций. Базальные образования нигде не сохранились. Верхняя граница чупинской толщи неизвестна, так как не сохранились перекрывающие её породы.

Было установлено, что метаморфические породы чупинской толщи образовались по слабо дифференцированным грауваккам, варьирующими по составу от песчаников до алевролитов, источник сноса которых моделируется путём смешения трёх компонентов: базиты -55%, тоналиты - 38%, ультрабазиты - 7%. Скорее всего источником сноса при накоплении толщи были породы хетоламбинского ортоамфиболитового и котозерского

мигматит-плагиогранитового подкомплексов беломорского комплекса, размыт которых и обусловил указанный выше первоначальный состав.

Характерной особенностью чупинских гнейсов является высокое, несвойственное породам подобного петрохимического состава, содержание Cr, Ni, V, Cu и Co. Источником рудных компонентов из пород ближайшего окружения могут быть только породы ультрабазит-базитовой ассоциации хетоламбинского подкомплекса, обогащённые которых хромом, медью и никелем. Приведённые факты могут рассматриваться как дополнительноекосвенное доказательство более позднего возраста чупинской толщи по отношению к беломорскому плутоно-метаморфическому комплексу, являющемуся для неё фундаментом. Время образования чупинской толщи, по мнению специалистов, укладывается в возрастной интервал 2,95-2,85 млрд лет.

Керетьский мигматит-анатектит-гранитовый комплекс характеризуется крайней неоднородностью состава и структурно-текстурных особенностей слагающих его пород. Основу комплекса составляют теневые мигматиты, мигматит-граниты микроклинового, плагиомикроклинового и микроклин-плагиоклазового состава. Степень гомогенизации их различна: если в одних, хотя и в неясной форме, сохраняются структуры более ранних пород (тени агматитовых, полосчатых и др. плагиомигматитов), то другие характеризуются однородными равномернозернистыми или порфировидными текстурами, массивными или сланцеватыми. Зернистость также крайне изменчива: в пределах одного обнажения отмечаются породы от средне- до грубозернистых. Неоднородность пород комплекса усиливается наличием в их составе значительного количества линз, гнёзд и жил aplитов и пегматитов. Переходы между всеми разновидностями пород постепенные, трудноуловимые, контакты согласные.

Основная масса мигматит-гранитов сосредоточена в субмеридиональной полосе шириной от 3-4 до 14-15 км, протягивающейся от озера Кереть на юге к озеру Ковдозеру на севере. Она рассматривается как мобильно-проницаемая зона сочленения беломорского подвижного пояса и карельского кратона (гранит-зеленокаменной области). Кроме мигматит-гранитов зона фиксируется многочисленными интрузиями чарнокитоидов.

Образования керетьского комплекса развиты также в северо-восточной части площади (рис.1) в виде прерывистых полос со сложными извилистыми границами, а также маломощных тел неправильной или жильной формы. Среди них выделяются тела метасоматического генезиса, насыщенные реликтами окружающих пород, имеющими нечёткие расплывчатые контакты, и массивы с резкими контактами и эруптивными соотношениями с породами рамы. Тела мигматит-гранитов сопровождаются ореолами мигматитов всех известных морфологических типов с лейкосомой кварц-

пагиомикроклинового состава. Возраст мигматит – гранитов керетьского комплекса принято считать равным 2710+50 млн лет.

Таким образом, наблюдающееся на современном эрозионном срезе размещение важнейших вещественных комплексов чупинского района, отражает регионально проявленную неоднородность или зональность, сформировавшуюся в результате дифференциации вещества первичной базитовой коры и её последующих многократных преобразований в условиях дискретно проявленных процессов складчатости, метаморфизма, мигматизации и гранитизации, которые накладывались на субстрат преимущественно магматогенного, частью терригенного происхождения.

В пределах чупинского района встречены сотни пегматитовых тел как слюдяной, так и керамической специализации. Положение этих тел и их характеристика приведены в [33]. Большинство пегматитов имеет свекофенский возраст (около 1800 млн.лет), т. е. образовались во время самого позднего из крупных этапов тектонической деформации.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ФРАГМЕНТА НЕДР ЛОПАТОВА ГУБА

Строение фрагмента недр, в котором проводились работы (месторождение слюды Лопатова Губа), предполагается детально изученным. Пройдены многие километры скважин колонкового бурения, два шахтных ствола и множество горизонтальных горных выработок. Однако знакомство с геологической реальностью нас, в смысле изученности, разочаровало. Посмотрим, например, на разрез на рис.2.

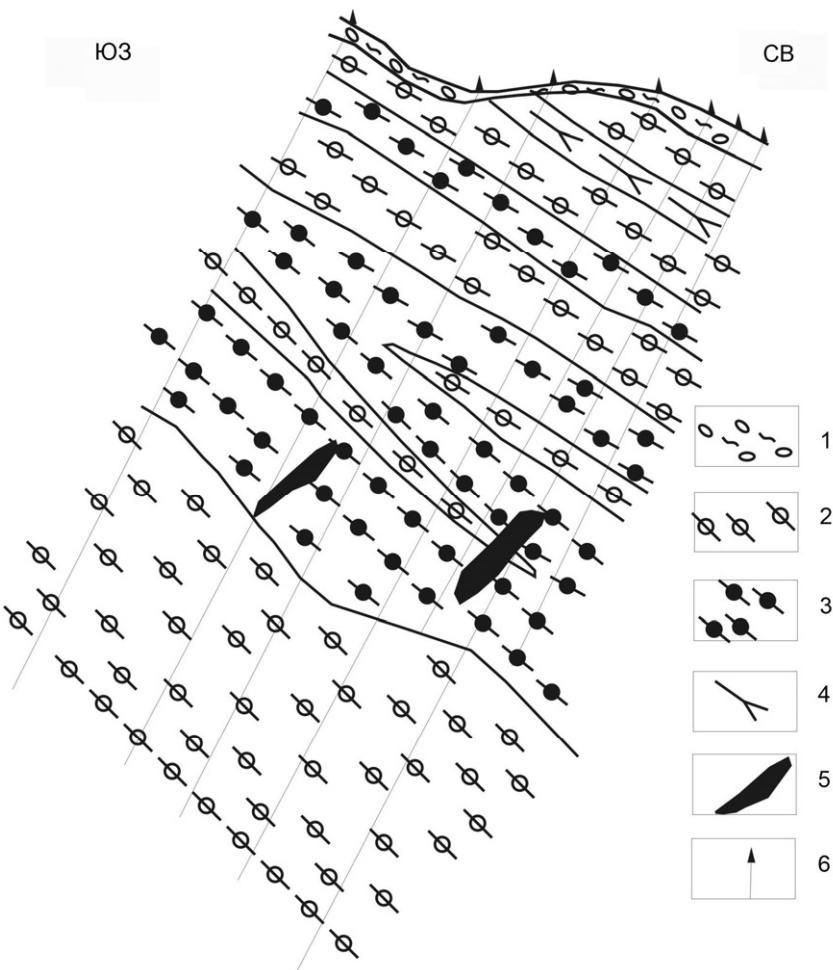


Рис.2. Геологический разрез через северную часть месторождения. 1- моренные отложения, 2- гранат - биотитовые гнейсы с дистеном, 3- гранат - биотитовые гнейсы, 4- амфиболиты, 5- пегматитовые жилы, 6- буровые скважины.

Первое, что бросается в глаза – неясность положения собственно пегматитовых жил. Их положение не определяется картируемой структурой. Они могут находиться как правее, так и левее. Причем это особенность не только данного разреза, но и всех разрезов, построенных в период разведки и эксплуатации месторождения. Удивление вызывает также параллельность метаморфических разновидностей пород. По данным карельского исследователя А.М.Ручьева [28,29], много лет изучавшего карельские слюдяные месторождения, метаморфо – метасоматические разновидности имеют вид пятен, которые, конечно, могут располагаться субпараллельно, но не с стопроцентной вероятностью. Надежным на этом разрезе является, скорее всего, падение пласта амфиболитов на северо – восток. Всей остальной толще просто было «назначено» это падение. Это лишний раз подтверждается тем, что при замерах гнейсоватости (foliation) в подземных выработках мы не обнаружили наклонного на северо – восток преобладающего падения (см. ниже), а преобладающей являлась субгоризонтальная разгнейсовка.

Изучение полосчатости. Разрез, приведенный на рис.2 был единственный, по которому сохранился керн буровых скважин к моменту нашего посещения. Поэтому мы предприняли попытку математически обработать наиболее очевидную текстуру гнейсов – полосчатость. Использование особенностей полосчатости гнейсов при структурном анализе базируется на ее происхождении: большинство исследователей полосчатости [1, 23, 27, 44, 48, 57] считают ее тектонотекстурой. Она обозначает плоскости наиболее интенсивного сдвига (или максимального градиента скорости перемещения) в окрестность которых, при общей деформации толщи, стягиваются диффузией химические элементы, образующие темноцветные минералы. При этом в соседних участках концентрируются светлые минералы и они фиксируются как более светлые полосы. Также как и кливаж, полосчатость гнейсов может развиваться вдоль оси сжатия-давления [57], под углом около 45° к ней [44] и в перпендикулярном направлении. В этом смысле не удивительно, что ее часто отожествляют со слоистостью. Слоистость пород в слабоскладчатой толще горизонтальна и, кроме того, это наиболее слабое направление в горных породах. Основное сжатие в начальный период деформации [9] – вертикально, т.е происходит вертикальное расплощивание со сдвигами по слоистости. Однако исследователя, отожествляющего полосчатость со слоистостью, поджидают сюрпризы: два и более направления разноориентированных полос в одном обнажении, резкая смена направления полосчатости не изгибом, а через зону хаотичности на границах блоков и другие аналогичные «парадоксы».

Полосчатость текстуры гнейсов выражена в чередовании относительно светлых и темных полос. Подобные текстуры в Беломорских гнейсах детально изучались как мигматитовые [18]. Была показана их разновозрастность, приуроченность к этапам

складчатостей. Там же были показаны два механизма образования таких текстур: при селективном плавлении и с плавлением всей толщи с фракционированием минералов. Именно последний механизм, близкий к механизму метаморфической дифференциации, и приводится в [18] как наиболее типичный для образования свекофинских мигматитов Беломорья. Наиболее крупные тела таких мигматитов - сами слюдоносные жилы. Эта точка зрения вполне разделяется нами.

Полосчатость текстуры изучалась по керну разведочных скважин в разрезе на северном фланге месторождения. Целиком керн сохранился только из одной скважины, по остальным он был сокращен, и изучались отобранные при сокращении образцы длиной 10-12 см. С каждого образца снималась "ритмограмма" - измерялись мощности темных и светлых полос с точностью до 1 мм. Полученный ряд упорядоченных чисел и подвергался обработке. Сначала мы пытались найти разницу в статистических или периодических свойствах исследуемых рядов чисел. Эта попытка не удалась - полученные результаты не дают новой информации по сравнению с традиционной для месторождения геологией. Возможно, это связано с малым числом замеров в одном образце: 10-15 полос. Тогда была предпринята попытка оценить размерные свойства полученных при замерах рядов.

Размерные свойства - свойства геометрического объекта (в нашем случае множества точек границ полос), проявляющиеся при изменении масштаба рассмотрения. При рассмотрении природного объекта (например, горной породы) с разным увеличением мы в одном и том же штуфе видим разное количество объектов (стяжений, зерен, агрегатов, полос). Скорость изменения числа объектов в зависимости от единицы масштаба дает наиболее важные размерные свойства: размерность (D) и коразмерность (или корреляционную размерность). Для множеств, сформированных некоторым физическим процессом, эти величины имеет энергетический смысл, являясь функциями удельного потребления внешней энергии.

Перед определением размерных свойств мы имеем право дополнить наш ряд следующим образом. При размерном способе обработки ряда расстояния замеряются не только между соседними границами, но и между всеми наблюдаемыми границами и каждой отдельной. Этот процесс можно представить как последовательное стирание наблюдаемых границ полос и "записывание" полос, получаемых объединением соседних полос разной степени "серости", в общий ряд наряду с первичными замерами. Результатом явится некоторый набор полос, много больший по величине чем, первичный замер, но не упорядоченный. Последнее не помеха, так как информация о первичном порядке замеров использовалась при процессе объединения полос (объединялись соседи).

Полученный набор наиболее удобно обработать с помощью корреляционного интеграла [41] с получением корреляционной размерности. В нашем случае значением корреляционного интеграла для некоторой величины (Х) является количество полос, имеющих мощность меньше, чем Х. Зависимость количества полос от граничной величины Х в билогарифмическом масштабе и является основной размерной характеристикой ритмичности, выраженной масштабным графиком (рис. 3).

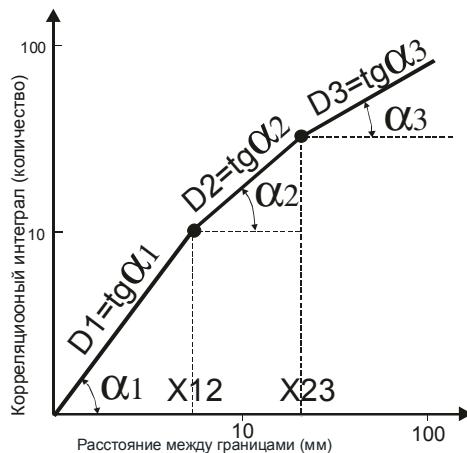


Рис. 3. Усредненный масштабный график ритмичности текстурной полосчатости гнейсов. Аппроксимируется трехзвенной ломаной. Шкалы координатных осей логарифмические.

В качестве основной модели для графика рис.3 мы приняли трехзвенную прямую, как наиболее часто встречающуюся при обработке данных. В общей обработке участвовали 7 ее параметров: тангенсы углов наклона звеньев (три параметра), положение точек излома по оси X (два параметра), и разности между тангенсами углов наклона в смежных частях (два параметра). Последние были введены в обработку для лучшей интерпретации результатов. В случаях, когда полученный при обработке одного замера график аппроксимировался только двумя или одной прямой, положение точки перегиба определялось как среднее по выборке. Всего ритмичность гнейсов была замерена в 360 точках, по каждому замеру был построен масштабный график и определены его параметры.

Сравнение такого количества данных без дополнительной обработки достаточно затруднительно, поэтому применялась обработка методом главных компонент (principal component method). Для лучшего понимания результатов необходимо напомнить основные

идеи метода главных компонент. Он широко применяется в геологии благодаря своей технической простоте, но его результаты сложны для понимания и интерпретации. Собственно главная компонента - это некоторая общая причина, выявленная синхронным колебанием группы исследуемых параметров. Причем компонента выделяется только тогда, когда связь колебаний исследуемых параметров линейна. В результате расчетов получаются факторные нагрузки - доли каждого из исследуемых параметров в соответствующей причине - компоненте. Выражается эта "доля" дробным числом от +1 до -1, знак зависит от направления влияния причины (в сторону увеличения или уменьшения). Интенсивность действия данной причины выражается в процентах от общей дисперсии выборки, приходящейся на данную компоненту. Найдя главные компоненты, можно определить их интенсивность действия для каждого измеренного случая, по известным формулам. Геологический смысл главных компонент определяется по структуре ее нагрузок и (или) по ее распределению между изучаемыми пробами.

Совокупность параметров масштабных графиков ритмичности была обработана методом главных компонент, результаты которого приведены в таблице 1 и рис.2.

Таб. 1

Значения факторных нагрузок в первых пяти главных компонентах при обработке параметров масштабных графиков ритмичности.

Название переменой	Главные компоненты					среднее	стандарт
	№1	№2	№3	№4	№5		
размерность D1	0,944	0,155	0,126	0,236	-0,019	1,223	0,400
Положение точки X12	-0,443	-0,226	0,342	0,687	-0,405	0,790	0,126
размерность D2	-0,029	0,737	-0,458	0,416	0,179	0,948	0,146
Положение точки X23	-0,203	-0,039	0,764	0,182	0,584	1,323	0,108
.размерность D3	0,128	-0,543	-0,649	0,372	0,299	0,825	0,131
Разность D1-D2	0,940	-0,096	0,282	0,090	-0,085	0,288	0,389
Разность D2-D3	-0,077	0,949	0,104	0,031	-0,045	0,143	0,216
%общей дисперсии	29,1	26,1	20,5	12,6	9,1		

Таблица 1 показывает достаточно четкое разбиение главных компонент на две группы: три первые (первая группа) и две последующие (вторая группа). Компоненты в группах характеризуются примерно одинаковой дисперсией - 20% для первой группы и 10% - для второй. Кроме того, если главные компоненты первой группы зависят в основном от тангенсов наклона графиков (D), то второй группы - от положения точек перегиба (X). Учитывая структуру факторных нагрузок, можно интерпретировать первую группу главных

компонент как основной процесс образования полос, а вторую группу - как влияние первичной текстуры пород и более ранних полос. Таким образом, ритмичность, отвечающая первой группе главных компонент, возникла в свекофинскую фазу тектогенеза. Ее образование близко по времени к формированию мусковитовых пегматитов. Более ранняя ритмичность отвечает второй группе главных компонент. Распределение значений главных компонент на геологическом разрезе (рис.4) не противоречит такой интерпретации.

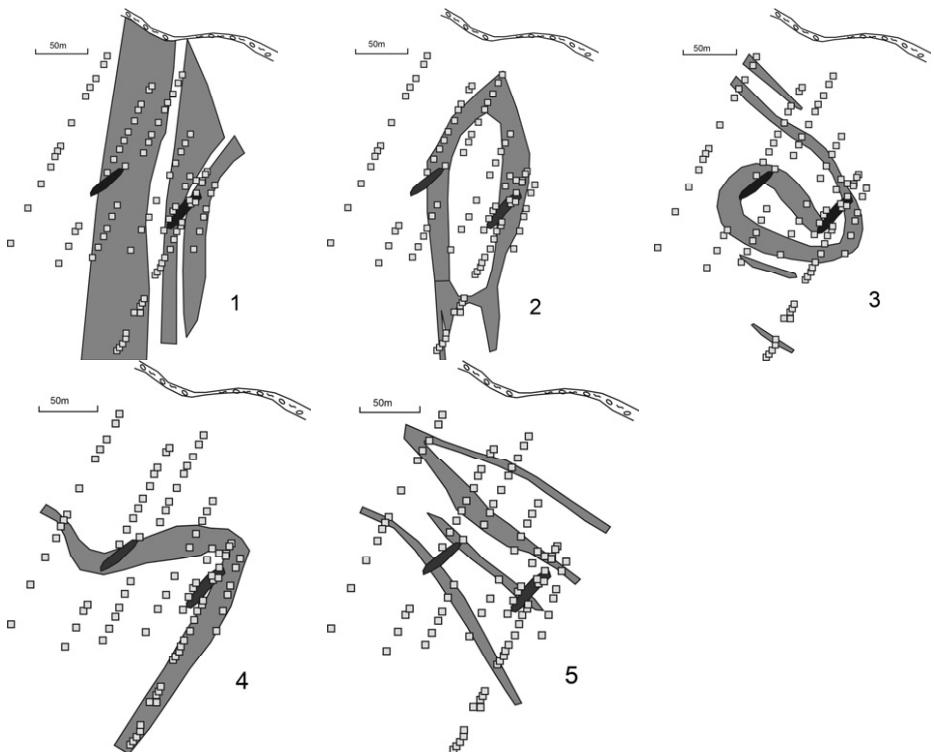


Рис. 4. Пространственное распределение главных компонент на разрезе, изображенном на рис.2, полученных при обработке графиков ритмичности текстурной полосчатости. Цифрами обозначены структуры, проявляемые картированием главных компонент (цифра обозначает номер компоненты); квадраты – точки измерения ритмичности, черное – пегматитовые жилы.

Сравнивая рисунок 4 с рисунком 2 можно заключить, что, во первых, распределение главных компонент дает представление о геометрии большего количества структур, чем традиционное изучение пород; и во вторых, что распределение главных компонент дает

более определенные указания о расположении пегматитовых жил. Можно также попытаться высказать предположения о природе полученных структур.

С этой целью кроме собственно результатов рис.4, необходимо, забегая несколько вперед, отметить, что в шахтном поле наблюдаются хотя и редкие, но складки и плойчатость трех ориентировок. Основные складки размером от первых сантиметров до пяти метров имеют горизонтальную осевую плоскость и шарниры двух направлений, примерно параллельные и примерно перпендикулярные направлению разреза. По нашему мнению, они относятся к свекофеннскому этапу тектогенеза. Складки другого вида, с осевой плоскостью, наклоненной под углом 40° на север, встречены только на юго-восточном краю шахтного поля. Они, вероятно, относятся к более ранним структурам.

Учитывая выше приведенные структурные соображения, можно следующим образом интерпретировать пространственное распределение "свекофенских" главных компонент (рис.4) :

Компонента 1 - область «вязкого» взброса (ductile thrust zone). Вне данной области пегматитовый процесс не развивается.

Компонента 2 – скорее всего “пальцеобразная” складка, срезанная поперек оси. Подобные складки меньшего масштаба наблюдались нами в подземных выработках пегматитового поля. Ю.В. Миллер [19] в аналогичных породах ста километрами севернее также отмечал структуры подобной геометрии. Причем структуры, описанные в [19] имеют примерно тот же масштаб, что и на рис.4.2.

Компонента 3 – ранее интерпретировалась нами [40] как согласный с падением толщи спирально-вихревой поток выжимания. Движение вещества перпендикулярно разрезу. В центральной части “вихря” располагается пегматитовое поле. Ранее подобные потоки картировались в архейских гнейсах Бразилии [50], однако движение вещества в них происходило снизу вверх. Однако, если при определенных условиях, выжимание с кручением действительно наиболее экономично, то нет никаких оснований предполагать невозможность реализации такого механизма в горизонтальном направлении. Тем более, что «впереди» разреза для свекофенского времени участок растяжения (пегматитовое поле), а «позади» разреза – участок сжатия.

Однако, на сегодняшний день можно предложить и другое объяснение. В двухстах километрах севернее Чупы П.М.Горянином и Г.Ю.Иванюком наблюдалось ([6],стр.284), что “довольно часто в приповерхностной части тел железистых кварцитов формируется обратное падение. Для таких зон характерны эффекты завихрения, а сечение рудного тела в его верхней части напоминает профиль штормовой волны с характерным для нее запрокинутым, порой сорванным гребнем.” Исследуемое явление имеет примерно

аналогичную форму, как и отмеченное в железистых кварцитах, причем близкого возраста. Авторы [6] объясняют его самоорганизацией вблизи поверхности. На наш взгляд, более вероятен факт некоторого «тектонического цунами», зафиксировавшего некоторое явление в веществе планеты и затем «материализованное». В любом случае, мы не единоки в фиксировании подобных структур.

Пространственное распределение "досвекофенских" компонент поддается интерпретации менее надежно. Компонента 4 вероятно представляет досвекофенскую складчатость, реликты которой, аналогичные по форме, но с противоположным падением, встречены нами на юго-востоке шахтного поля.

Компонента 5 представляет метаморфизм с образованием дистена, залегание тел амфиболитов и другие структуры раннего, наиболее интенсивного метаморфизма, который преимущественно картируется в вмещающих толщах при геологическом изучении месторождений Карельской слюды.

Возникает естественный вопрос: возможно ли картирование показанных на рис.4 структур какими либо другими методами? Скорее всего, возможно. Размерные параметры полосчатости выявили неоднородность «расхода» механической и тепловой энергии при деформации толщи в процессе свекофенского метаморфизма. Эти неоднородности должны выражаться и в других геологических формах, например интенсивность порфиробластереза, частота встречаемости мелких пегматитовых прожилков, мусковитизация пород и т.п.

Структурные исследования в подземных выработках. Структурные наблюдения производились нами во всех горизонтальных подземных выработках. Фиксировались положение гнейсоватости, линейности (lineation), шарниров складок, осевых поверхностей складок. Гнейсоватость выражается в породах несколькими способами: это и ориентировка чешуек слюды в одной плоскости, и полосы обогащения темноцветным материалом, и мигматиты: кварц – полевошпатовые агрегаты, обогащающие некоторую плоскость. Выше мы уже обсуждали природу этого явления. Здесь следует отметить, что встречается она не повсеместно, в некоторых фрагментах остается только линейность, а плоскостная текстура исчезает. Есть фрагменты, где отчетливо видны две гнейсоватости, секущие друг друга. Отмечается блочное строение, когда фрагмент с определенным направлением гнейсоватости переходит в монолитно-хаотичный или в фрагмент, содержащий только линейную текстуру, а затем снова появляется гнейсоватость, но уже другого направления. Линейность в гнейсах фиксируется тремя способами: ориентировкой чешуек биотита на плоскостях гнейсоватости, шарнирами складок, и, так называемыми, муллион-структурными (mullion) – раздувами мигматитов, ориентированными в одном направлении. Естественно, линейность также может быть не единственной. Складки в толще не повсеместны и небольшие (0.5-2, редко до 10м).

По форме складки линейные и колчано – пальцеобразные. Локализованы они, главным образом, в окрестностях пегматитовых жил. Возможно, эти складки представляют субгоризонтальное растекание вещества и образованы, скорее всего, раньше пегматитовых жил, имеющих вертикальное падение и отвечающие этапу разгрузки-растяжения в свекофенном тектогенезе. В складках фиксировалось положение шарнира и осевой плоскости.

Приводить в данной работе какие подробные планы положения конкретных замеренных элементов, по нашему мнению, нецелесообразно, ибо каких либо пространственных трендов в ориентировке элементов обнаружено не было. Поэтому достаточно общей статистики. Для некоторой детализации статистика приводится по горизонтам (верхнему и нижнему) рис.5.

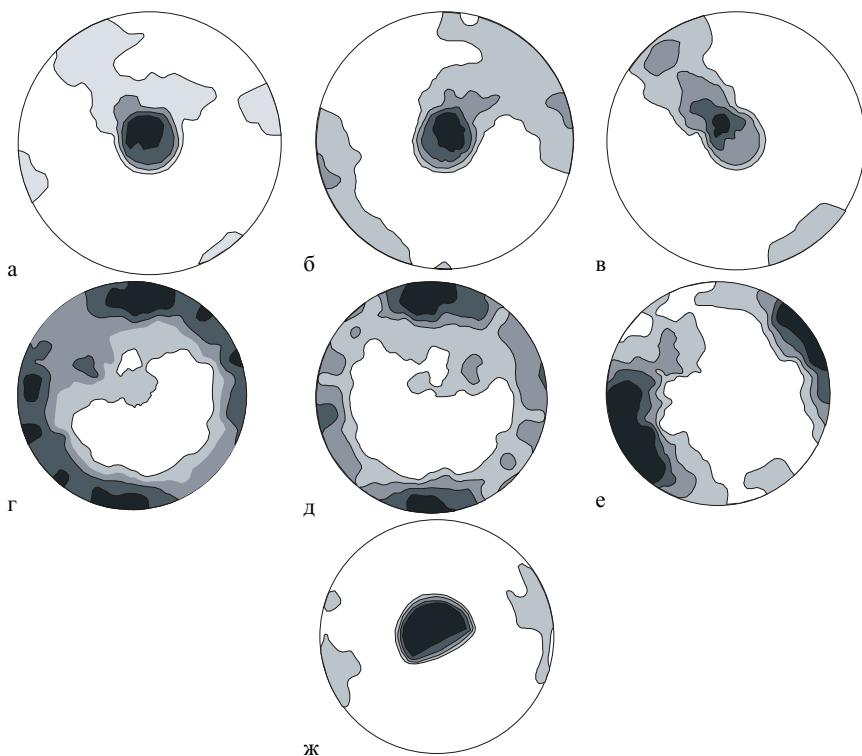


Рис.5 Стереограммы ориентировок: а- полюса разгнейсовки, все замеры(198 замеров), б- то же, верхний (-89) горизонт (93 замера), в- то же нижний (-139) горизонт (67 замеров); шарниры складок: г- все замеры (159 замеров), д- то же верхний (-89) горизонт (84 замера), е- то же нижний горизонт (43 замера); ж- полюса осевых поверхностей складок (80 замеров). Север вверху, верхняя полусфера, проекция Вульфа.

Из рисунка 5 понятно, что разнайсовка на уровне шахты преимущественно субгоризонтальна, шарниры складок также субгоризонтальны и образуют два максимума – субмеридиональный и «косой», причем на верхнем горизонте более проявлен первый, на нижнем – второй. Осевые поверхности складок субгоризонтальны. Кроме этих преобладающих есть, понятно, и другие ориентировки, но они редки.

Отдельно желательно сказать о юго – восточном окончании наблюдаемого фрагмента. Здесь встречен замок крупной (более 15 метров) складки с крутым северным крылом и пологим южным. Осевая плоскость падает на север под углом около 40° , а шарнир под 30° на восток. Ничего подобного ни по размеру, ни по форме при наблюдениях не встречено, однако нами откартированна близкая по геометрии структура (рис. 5.4) при рассмотрении разреза. Там она наиболее ранняя, поэтому мы считаем данную структуру досвекофеннской (ребольской). По форме она соответствует обычным складкам этого периода [24].

Материал для исследования ориентировок минералов. Исследуемый фрагмент пегматитового поля полностью находится в недрах и на поверхность не выходит (рис.6). Он вскрыт эксплуатационной шахтой на 2 горизонтах (расположенных на глубинах, различающихся на 50 метров) и скважинами колонкового бурения. Ориентированные образцы, отобранные в шахте (49 штук) и явились исходным материалом данной работы. Из каждого образца выпиливалось три шлифа во взаимно-перпендикулярных направлениях, по которым и исследовалась ориентировка минералов.

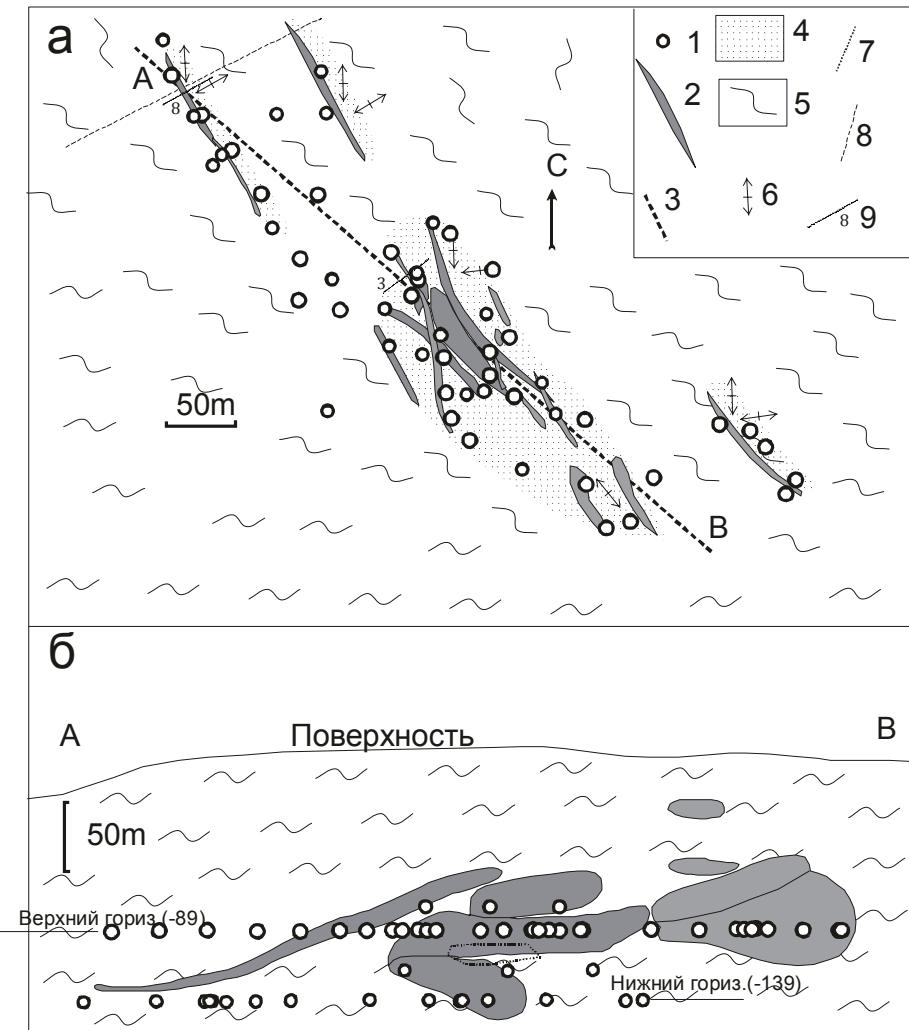


Рис.6. Проекции (а-горизонтальная, б-вертикальная) пегматитового поля и расположение образцов в нем. Условные обозначения: 1-положение образца; 2- положение пегматитовой жилы; 3- линия вертикального проектирования; 4- окологильные ореолы мелкой плойчатости; 5- биотитовые гнейсы, местами с гранатом и кианитом; 6- элементы залегания шарниров плюек; 7- контур тела амфиболитов; 8- положение разреза с рис.2; 9- положение детальных разрезов (раздел 6).

Новые факты, выявленные при микроскопическом исследовании. В целом гнейсы, которые мы наблюдали в шлифах при изучении ориентировки минералов, совпадали по характеристикам с описанными в процессе разведки и эксплуатации. Большинство шлифов было представлены биотитовыми гнейсами, небольшая часть которых имела гранат и кианит. Один образец содержал двуслюдянные гнейсы, в нескольких образцах обнаруживался крупный поздний мусковит, один образец содержал сульфиды.

Однако четыре образца, находящиеся выше амфиболитового тела (см. рис.6б), при стандартном составе биотитовых гнейсов, обращали на себя внимание плагиоклазом с облачным угасанием, также характерным для амфиболитов (рис.7)

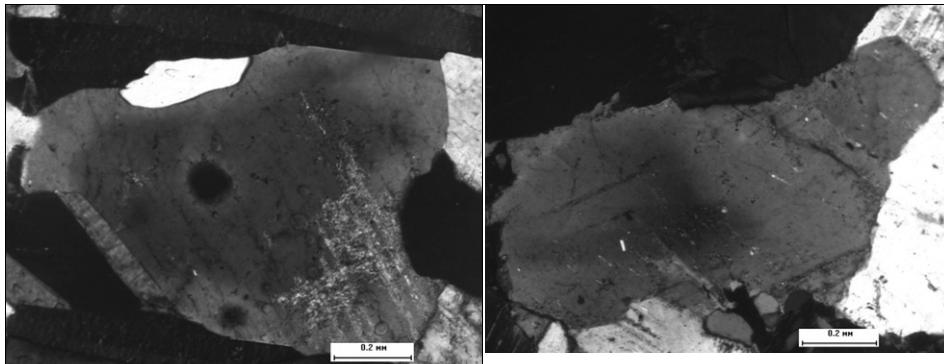


Рис.7. Облачное угасание зерен плагиоклаза. Слева – чупинские биотитовые гнейсы, справа – амфиболит, Приладожье.

. В одной из своих работ Vernon Ron H.[55] показывал, что даже при гранулитовом метаморфизме структура пород на микроуровне сохраняется. Кроме того, достаточно давно Т.Ф.Щербакова[43] показала широкое развитие гранитизации амфиболитов беломорского комплекса, которая, естественно, проявляется не только на уровне района (см. раздел 2), но и в рудных полях. При изучении химизма биотита (см. раздел 5.1.2) было выяснено, что биотит этих образцов имеет другой состав, чем биотит прочих гнейсов, что и подтверждает наше предположение о формировании данных гранито-гнейсов по амфиболитам. Таким образом, можно констатировать, что гранитизация амфиболитов – широко проявленный в пегматитовмещающей толще процесс, и если он будет «снят» то, возможно, проявится новая, неизвестная структура пегматитового поля.

4. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследование ориентировки минералов производилось нами на столике Федорова (У-stage). Данное устройство требует утомительной обработки замеров, поэтому уже в конце 20-го века стали писаться компьютерные программы для механизации этого процесса [45, 46].

Альтернативным путем было, реализованное с 90-х годов двадцатого века, использование электронов обратного рассеивания электронного микроскопа [53, 54]. У нас такой возможности не было, поэтому мы задействовали первый путь и написали соответствующую программу для компьютера в среде Delphi, которая и описывается в данном разделе. Наиболее сложной является программа для плаутизита, поэтому описывается именно она. Замеры кварца и биотита обрабатывались на упрощенном ее аналоге. Детально работа на столике Федорова здесь не описывается, для этого имеются специальные руководства [30].

Отбор образцов. Без отбора ориентированных образцов эффект микроструктурного анализа существенно снижается, и могут решаться только очень специфические задачи. В нашем случае все отобранные образцы были ориентированные и из них выпиливались ориентированные шлифы. Собственно отбор производился следующим образом: от стенки шахты в нужном месте откалывался образец. Далее образец прикладывался по сколам в свое естественное положение и на выбранной на нем плоскости проводилась горизонтальная линия, один из концов которой обозначался стрелкой, а направление «вниз» - штрихом. В журнал записывался азимут линии со стрелкой и угол падения плоскости со стрелкой и штрихом. После подъема на поверхность рисунок обновлялся и закреплялся эпоксидным клеем. В таком виде образец транспортировался.

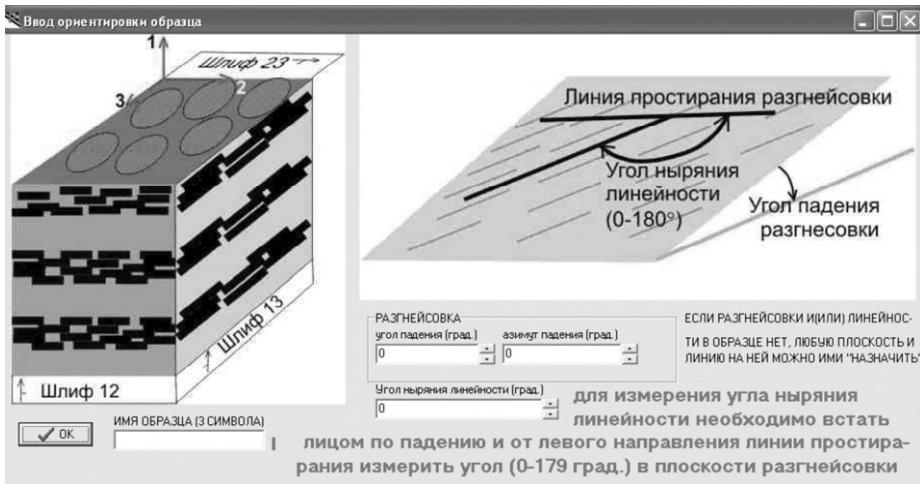


Рис.8. Форма для определения направляющих косинусов осей образца.

В лабораторных условиях образец распиливался, как показано на рис.8. Здесь важно определить систему координат образца (оси 1,2,3) как показано на рисунке. Конечно, они могут быть выбраны произвольно, однако на всех стереограммах, построенных программой автоматически отображается плоскость 32 и направление оси 3. Поэтому удобно, если эти элементы будут иметь некий «геологический» смысл. В нашем случае плоскость 32 соответствовала наиболее интенсивной разгнейсовке, а ось 3 – наиболее интенсивной линейности на ней. После запила плоскостей, необходимо определить их направляющие косинусы в географических координатах, пользуясь сделанной при отборе маркировкой. Если последнее сложно, можно просто по ней «выставить» образец на пластилине в естественное положение и воспользоваться рекомендациями рис.8. Затем необходимо изготовить шлиф (шлифы). Мы изготавливали три шлифа из образца, т.к. вели замеры биотита, плохо обрабатываемого в сечении спайности. Для прочих минералов при малом размере зерен достаточно одного шлифа. Однако на фрагменте образца для шлифования необходимо указать тип шлифа (12, 13, 23) и стрелку со штрихом, как показано на рис.8 (стрелка указывает направление в плоскости шлифа оси с наименьшим номером, штрих – другой оси). Эта маркировка наносится на пластинку для изготовления шлифа и переносится на стекло. Для микроструктурного анализа шлифы лучше изготавливать на эпоксидном клее. На обратной стороне покровного стекла процарапываются две линии параллельные стрелке. Они служат для ориентировки шлифа при перемещении на новое зерно – вертикальная нить окуляра должна при начале замеров быть всегда параллельна стрелке, а лимб выставлен на ноль.

Полученные направляющие косинусы осей образца относительно географических направлений записываются в файл образца (при использовании формы рис.8 автоматически).

Ввод данных. Для начала обработки замеров служит форма ввода данных (рис.9).

№ ОБРАЗЦА	024	p100	p010	p001	
для информации о зерне - клик на №					
p10/Rs сжатие рас.					
зерно 1	шл.12	зерно 13	шл.13	зерно 18	шл.23
зерно 10	шл.12	зерно 14	шл.13	зерно 19	шл.23
зерно 11	шл.12	зерно 15	шл.13	зерно 2	шл.23
зерно 12	шл.12	зерно 16	шл.13	зерно 20	шл.23
зерно 13	шл.12	зерно 17	шл.13	зерно 21	шл.23
зерно 14	шл.12	зерно 18	шл.13	зерно 22	шл.23
зерно 15	шл.12	зерно 19	шл.13	зерно 23	шл.23
зерно 16	шл.12	зерно 2	шл.13	зерно 24	шл.23
зерно 17	шл.12	зерно 20	шл.13	зерно 25	шл.23
зерно 18	шл.12	зерно 22	шл.13	зерно 26	шл.23
зерно 19	шл.12	зерно 23	шл.13	зерно 27	шл.23
зерно 2	шл.12	зерно 24	шл.13	зерно 28	шл.23
зерно 20	шл.12	зерно 25	шл.13	зерно 29	шл.23
зерно 21	шл.12	зерно 26	шл.13	зерно 30	шл.23
зерно 22	шл.12	зерно 27	шл.13	зерно 31	шл.23
зерно 23	шл.12	зерно 28	шл.13	зерно 32	шл.23
зерно 24	шл.12	зерно 29	шл.13	зерно 33	шл.23
зерно 25	шл.12	зерно 3	шл.13	зерно 34	шл.23
зерно 26	шл.12	зерно 30	шл.13	зерно 35	шл.23
зерно 27	шл.12	зерно 31	шл.13	зерно 36	шл.23
зерно 28	шл.12	зерно 32	шл.13	зерно 4	шл.23
зерно 29	шл.12	зерно 33	шл.13	зерно 5	шл.23
зерно 3	шл.12	зерно 34	шл.13	зерно 5	шл.23
зерно 30	шл.12	зерно 4	шл.13	зерно 6	шл.23
зерно 31	шл.12	зерно 5	шл.13	зерно 7	шл.23
зерно 32	шл.12	зерно 6	шл.13	зерно 8	шл.23
зерно 33	шл.12	зерно 7	шл.13	зерно 9	шл.23
зерно 34	шл.12	зерно 8	шл.13		
зерно 4	шл.12	зерно 9	шл.13		
зерно 5	шл.12	зерно 1	шл.23		
зерно 6	шл.12	зерно 10	шл.23		
зерно 7	шл.12	зерно 11	шл.23		
зерно 8	шл.12	зерно 12	шл.23		
зерно 9	шл.12	зерно 13	шл.23		
зерно 1	шл.13	зерно 14	шл.23		
зерно 10	шл.13	зерно 15	шл.23		
зерно 11	шл.13	зерно 16	шл.23		
зерно 12	шл.13	зерно 17	шл.23		

Ориентировка нового образца

Рис.9. Форма для ввода данных

Ввод замеров по зерну. Для ввода и проверки сделанных на столике Федорова замеров служит форма «новое зерно» (рис.10).

На форме надо заполнить таблицу замеров. Оси 4,5,6 – оси, «подозреваемые» на спайность (они могут оказаться гранями) и(или) двойниковые плоскости. При наиболее распространенных законах двойникования,

на форме отображаются все зерна, замеренные в данном образце, замеры по которым можно посмотреть и исправить. Из них можно построить стереограмму для любого из шести направлений, и, конечно, ввести замеры о новом зерне (при этом необходимо в верхней части формы указать тип шлифа и направление штриха на стрелке). Затем перейти по кнопке «новое зерно» на следующую форму.

дужка	*дужка*	по линейку	РЕВЕРС1	шилф 13
Ng	20	130		образец 024
Nm	10	211		Н ЗЕРНА
Nр			реверс2	
ось 4	10	20	реверс3	
ось 5	25	118		
ось 6				№ пластика

ЗАПОЛНИТЕ ТАБЛИЦУ, затем ОК

сохранить зерно OK СТЕРЕОГР.

Рис.10. форма «новое зерно» для ввода и проверки замеров, выполненных на столике Федорова.

полюсы двойниковых плоскостей должны лежать на кривые «р010» или «RS»; полюса граней на «р1-10», «р100», «р110»; полюса спайности на «р001» и (или) «р010». Одновременно контролируется угол замера осей индикатрисы. Ошибка наших замеров составляла порядка 10°. Кнопки реверсов меняют направление осей индикатрисы. С помощью них необходимо добиться наибольшего соответствия замеров модели элементов кристалла. Когда такое соответствие найдено, дают номер зерну, определяют номер пластика и кнопкой «записать зерно» добавляют результат в общий файл образца. Номер зерна появляется в списке формы ввода данных. В файл образца записываются произведенные замеры, принятый номер пластика и направляющие косинусы осей индикатрисы и осей 4,5,6 относительно географических координат.

Стереограмма. Из двух предыдущих форм можно построить стереограмму одного из

шести параметров. Форма для этой цели изображена на рис.11.

Допустимо построение отдельных стереограмм (только для векторов «вверх» или «вниз»). Для более сильного сглаживания можно увеличить угол сглаживания. Можно определить азимут и угол любой точки, название зерна точки и соседей, отстроить изолинии без точек. Стереограмма построена в проекции Вульфа для верхней полусфера. Стереограммы получены следующим способом. Верхняя полусфера разбивалась точками сглаживания через 10° по широте и долготе. Каждую такую точку можно

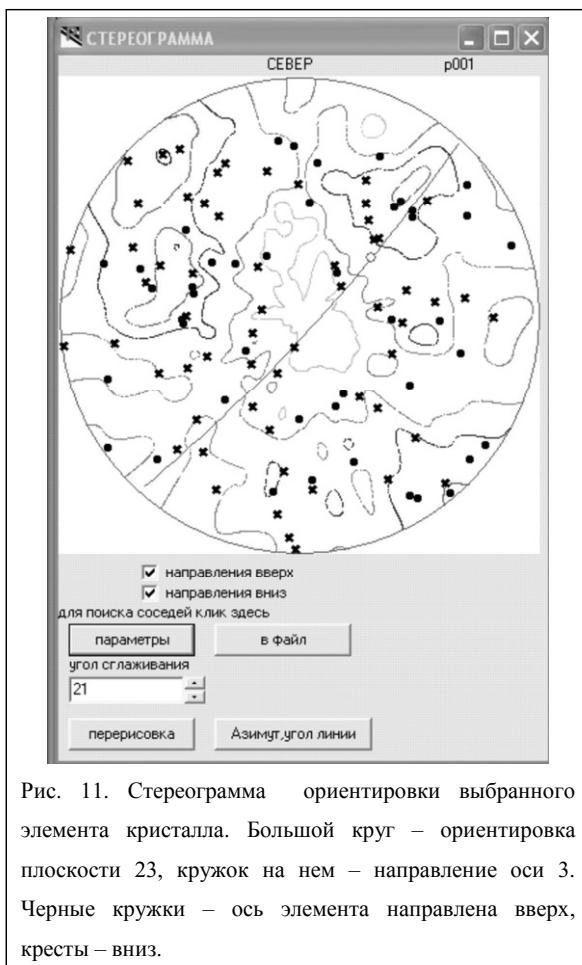


Рис. 11. Стереограмма ориентировки выбранного элемента кристалла. Большой круг – ориентировка плоскости 23, кружок на нем – направление оси 3. Черные кружки – ось элемента направлена вверх, кресты – вниз.

представить вектором, идущим от начала координат к точке единичной сферы с соответственными широтой и долготой. Каждой точке сглаживания ставилось в соответствие число анализируемых векторов (например полюсов пинакоида), которые образуют с вектором, направленным к ней из начала координат, угол меньший, чем заданный угол сглаживания. Определялся разброс значений по всем точкам сглаживания: максимальное количество анализируемых векторов в «зоне» одной точки минус минимальное количество этой величины. Величина разброса делилась на пять и границы элементов деления и являлись значениями изолиний. Изолинии проводились на полусфере сплайн – интерполяцией по широте и долготе и переносились на стереограмму проекцией Вульфа. Изолинии показаны разным цветом. Для публикаций необходима прорисовка полученных диаграмм графическим редактором. Все стереограммы этой книги сформированы этой программой, поэтому все они для верхней полусфера, север вверху, проекция Вульфа, угол сглаживания (если не указано другое) 21° . Ниже на рисунках эти данные не приводятся. Точки получаемой стереограммы строятся по направляющим косинусам в географических координатах, поэтому, если дополнить программу специальным выводом, можно получить файл со списком всех зерен с направляющими косинусами элемента, по которому строится стереограмма в географических координатах. Такой файл затем можно дополнительно обработать. Мы пользовались этой операцией при подготовке данных к кластерному анализу.

Наконец последней формой в программе является форма «параметры» (рис.12). Она открывается из формы стереограммы и позволяет определить статистические параметры углового распределения изображенного на стереограмме элемента кристалла.

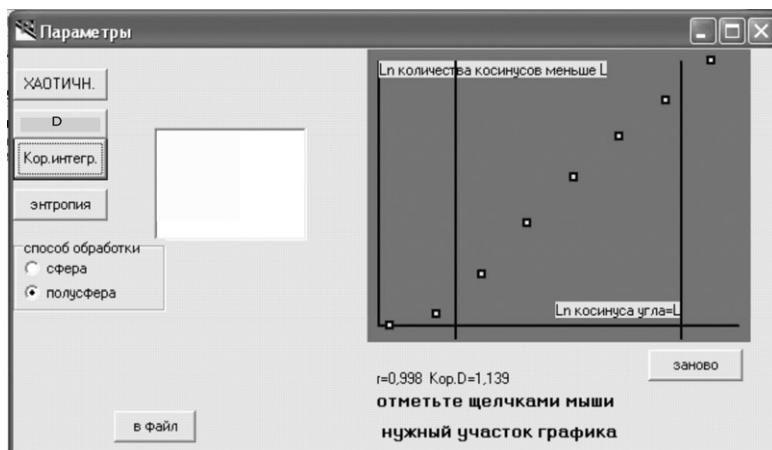


Рис.12. Форма «параметры» для определения углового распределения изображенного на стереограмме элемента кристалла (подробности в тексте).

Программа определяет четыре параметра, наиболее простым из которых является **энтропия**. Одними из наиболее ранних применений определения энтропии для ориентированных данных была работа А.О. Морина [20], которой мы в основном следуем. В качестве меры степени хаотичности ориентировок использована энтропия Шеннона. Алгоритм расчетов в этом случае обычный. На сфере выделяется 307 точек (через 10° по широте и долготе, полюс и половина экватора). Подсчитывается количество точек направления, попадающее в угловой конус от центра (конус сглаживания). Считается сумма значений по всем 307 точкам, значение на каждой точке делится на эту сумму. Таким образом имеем положительные величины, которые в сумме по всем ячейкам дают 1. Энтропия – достаточно стандартный способ анализа подобных данных и равна в этом случае $I = - \sum_i f_i \ln(f_i)$ где I- энтропия, f_i - значение в точке, i - пробегает все расчетные точки сферы от 1 до 307.

При определении энтропии по сглаженной диаграмме результат будет разный в зависимости от угла конуса сглаживания. В нашем случае этот параметр постоянен для диаграмм всех образцов и равен 21° .

Следующим параметром являются *размерность* множества точек стереограммы. Она определяется обычным «ящечным» способом (box method). Генератором случайных чисел формируется случайно ориентированный вектор. Далее подсчитывается количество точек направлений, удаленных от данного вектора на некоторый угол конуса. Подобная операция производится пять тысяч раз. Результат осредняется. Берется другое значение угла и операция повторяется. Всего берется восемь значений угла. Затем автоматически строится график логарифм (натуральный) угла конуса – логарифм среднего количества точек, находящихся внутри конуса (этот график можно видеть на рис.11). Оператор щелчками мыши выделяет прямолинейный участок графика, программа определяет тангенс наклона этого участка, который и будет значением размерности.

Для определения *корреляционной размерности* (или коразмерности) автоматически строится гистограмма (8 классов) всех угловых расстояний между всеми точками стереограммы. Построение графика в билогарифмическом масштабе и определение по нему корреляционной размерности производится аналогично предыдущему случаю.

Наиболее сложно определяемым параметром является *степень хаотичности*. Ю.Л.Климантович [12] ввел несколько другое понятие степени хаотичности для открытых систем, базирующееся на изменении эффективной температуры (синонимы конфигурационная температура, критерий Климантовича, степень хаотичности - упорядоченности). Алгоритм расчета параметра хаотичности с использованием эффективной температуры для функции плотности вероятности, введен в геологию Д.Г.Егоровым ([8],

стр.52-53). Алгоритм Д.Г.Егорова служит для сравнения степени упорядоченности двух распределений, которые в нашем случае являются диаграммами ориентировок элементов кристаллов. Для получения возможности картирования этого параметра, возьмем одно из распределений постоянным, чтобы иметь возможность сравнивать с ним прочие распределения. В качестве «стандартного» взято равномерное распределение с нагрузкой $p=1/307=0,00326$ на каждую из расчетных точек сферы. Далее строго по Д.Г. Егорову: $M=\sum_i p \ln(f_i)$; где M - константа для данного образца, f_i -нормированные значения распределения на расчетных точках сферы, $i=1,307$. Затем имеем уравнение $\sum_i [\exp(d \ln(f_i))(\ln(f_i)-M)]=0$; где также $i=1,307$. Из данного уравнения, используя численное дифференцирование и метод Ньютона, найдем величину d . Величина d обратна эффективной температуре и ее увеличение характеризует степень упорядоченности распределения по отношению к равномерному (максимально хаотичному), и в этом случае может быть откартирована. Чем больше величина d , тем менее хаотичным (т.е. более упорядоченным) является наблюдаемое распределение, поэтому d обозначается в данной работе как «упорядоченность».

В зависимости от того, используются направленные данные (вектора) или ненаправленные (прямые) параметры можно рассчитывать на сфере или полусфере. На этой форме также можно получить средний номер плагиоклаза по образцу.

Кроме программы, при работе использовалась фотография каждого шлифа, на которой зерна прорисовывались по границам и нумеровались. Эти фотографии и послужили материалом для работы по ближнему порядку ориентировки (раздел 7).

С ориентировкой минералов в породах связана и еще одна проблема – проблема масштаба. Коренным вопросом микроструктурного анализа (который в любом варианте, при размерах зерен более 1мк, достаточно трудоемок), является вопрос масштабного уровня полученных результатов. Если ориентировка минералов меняется от шлифа к шлифу в пределах нескольких сантиметров, то конкретные направления ориентировки минералов пород, полученные при микроструктурном анализе, не могут иметь «макрохарактеристик». Это снижает ценность анализа, оставляя за ним только решение вопросов наличия разноориентированных генераций одного минерала, совместности ориентировок разных минералов в один структурный парагенез и, отсюда, фиксирования этапов и стадий деформации данной породы.

Вопрос о возможном масштабе интерпретации данных ориентировки минералов разделил исследователей на два лагеря: считающих корректным «макроперенос» микроструктурных исследований [22], и фактически отрицающих такую возможность [10]. Правда, необходимо отметить, что нам не известна дискуссия в специальной литературе по этому вопросу. По нашему мнению, возможность масштабного переноса данных разная для

разных геологических объектов и зависит от конкретных изучаемых объектов. Очевидно, что данные ориентировки минералов интрузивных и эфузивных пород имеют «максимальную зону влияния» размером с интрузив или лавовый поток, на больший объем недр распространение данных замеров в шлифах представляется невозможным. Как показывает практика [35], реальная «зона влияния» шлифа оказывается меньшей, но достаточной для изображения на макромасштабной графике. Исследование осадочных пород показывает выдержанность микроориентировок сравнимую с макроориентировками трещиноватости [22]. С другой стороны, в чехлах платформ ориентировки трещиноватости выдержаны на первые сотни километров, что существенно расширяет «зону влияния» микроструктурных данных. В метаморфических комплексах ситуация двоякая. С одной стороны, ориентировки некоторых минералов (например кварца) меняются от замков складок-плоек к их крыльям, т.е. практически не имеют макромасштаба. Однако, с другой стороны, некоторые элементы симметрии минералов могут быть весьма выдержаны. Например В.Н. Кожевников показал [14], что ориентировка $\perp[010]/Rs.$ в плагиоклазе совпадает с линейностью, которая может иметь в некоторых метаморфических комплексах постоянную ориентировку в пределах до сотни километров. Таким образом, однозначного решения по данному вопросу не существует, необходимо осуществлять микроструктурный анализ и проверять получаемые результаты на соответствие прочим геологическим наблюдениям и концепциям геологии, чего мы придерживались в данной работе.

5. ОРИЕНТИРОВКА МИНЕРАЛОВ

5.1. Биотит

5.1.1. Ориентировка биотита

Биотит – моноклинный минерал, и в классических и в новых работах [10,21] рекомендуют замеры не только спайности, но и [010], [100], причем [010] имеет направление. Однако наша работа, по техническим и квалификационным причинам, ограничилась полюсом спайности, т.е. минерал считался псевдогексагональным. Ориентировке спайности биотита редко уделяется внимание в научных работах, т.к. для метаморфитов здесь все считается очевидным – спайность биотита параллельна гнейсоватости и является одним из ее выражений. Аналогичная картина наблюдается и в последнем [21] труде по ориентировкам минералов в беломорских гнейсах. Однако достаточно давно известен и «поперечный» биотит [2, 9], и так называемые C-S тектониты с двумя максимумами полюсов слюды. В нашем случае наблюдается разнообразие ориентировок, возможно, из-за «проблемы» с несколькими количествами разгнейсовок в породах.

Ориентировка биотита. Современная ориентировка биотита в основном отвечает последнему, свекофинскому деформационному этапу. Это заключение исходит из общего характера его ориентировки. Как показывает рис.13, спайность биотита в основном субгоризонтальна, при этом разница в стереограммах по горизонтам незначительна.

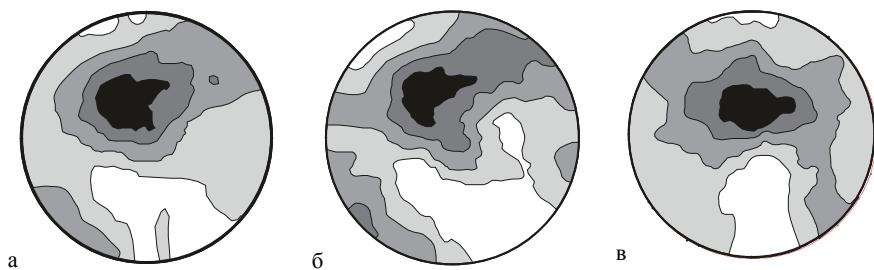


Рис.13. Диаграммы ориентировки спайности биотита а-сводная(4307 зерна); б- верхний горизонт (-89), 2874 зерна; в- нижний (-139), 1433 зерна.

В процессе обработки замеров по отдельным образцам было выяснено, что полученные диаграммы «не сравнимы» между собой: присутствуют от 1 до 4 максимумов на разных диаграммах, кроме того встречаются вытянутые максимумы, пояса, конуса «малого

круга». Для какой-то разбраковки полученного материала был составлен визуальный ряд сложности (рис.14).

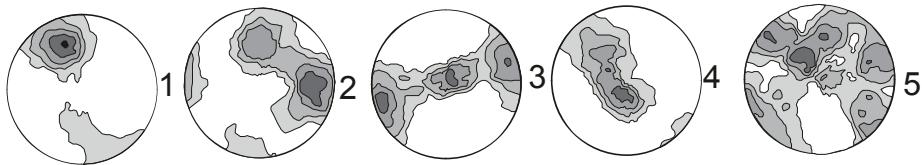


Рис.14. Стереограммы ориентировки полюсов спайности биотита. 1-5- типы диаграмм по возрастанию сложности (классы сложности).

Первым этапом работы было качественное рассмотрение сложности рисунков, образуемых биотитом исследуемых образцов. Рисунки были разделены на пять типов в порядке усложнения: один максимум, два максимума, пояс, прерывистый пояс, сложный рисунок с несколькими максимумами и поясами. Было проанализировано пространственное распределение типов рисунков на исследуемых горизонтах. Выяснено, что в горизонтальной плоскости распределение типов рисунков не закономерно, зато по вертикали отмечается четкое более сложное строение рисунков ориентировки биотита нижнего горизонта по сравнению с верхним. Расчет «среднего типа» по градации, изображенной на рисунке 14, дает для образцов верхнего горизонта значение 3.0, а нижнего 3.5.

Следующим шагом было исследование параметров (см. главу 4) стереограмм ориентировок. Для биотита, учитывая его склонность к образованию стереограмм с одним максимумом, к параметрам главы 4 была добавлена количественная характеристика степени «остроты» главного максимума. Она определялась аппроксимацией максимума распределением Фишера [39] и вычислением показателя концентрации, что выполнялось специальной программой. Прочие параметры рассчитывались как указано в главе 4.

Практическое применение параметров стереограмм определяются тем, какой геологический смысл они имеют. В нашем случае понятие «геологического смысла» определяется локализацией максимума или минимума параметра закономерным образом в исследуемом пегматитовом поле или синхронизация изменений параметра с изменением состава биотита.

По критерию «локализации» из пяти описанных количественных параметров, ощущимую разницу между горизонтами дает только энтропия Шеннона (5.38 для верхнего горизонта, и 5.46 для нижележащего). Прочие параметры в среднем не различаются.

В горизонтальной плоскости интересным оказалось распределение значений коразмерности. На обоих горизонтах максимальная коразмерность полюсов спайности биотита наблюдается в юго-восточной части пегматитового поля, как раз там, где процессы

свекофенского тектогенеза, сформировавшие пегматитовое поле, минимальны. В этой части поля нами наблюдались досвекофенеские складчатые структуры.

5.1.2. Состав биотита

Состав биотита изучался из всех образцов на сканирующем электронном микроскопе ABT-55(Япония), оснащенной микрозондовой энергодисперсионной системой (microprobe energy dispersire system) Link AN 10000 (Великобритания).

В каждом образце анализ выполнялся в четырех точках. Точки были расположены в двух зернах, причем две из них в центральных частях, и две в периферических (с целью учесть зональность биотита, если таковая проявится). Всего было произведено 207 анализов на 6 элементов (Si, Ti, Al, Fe, Mg, K). Список элементов определялся возможностями прибора – прочие элементы встречаются в биотите в меньших количествах и точность применяемой техники недостаточна для измерения их содержания. На основе анализов, по стандартной методике [36] рассчитывались коэффициенты железистости ($F=FeO/(FeO+MgO)$) и глиноземистости ($L=Al_2O_3/(SiO_2+Al_2O_3+FeO+MgO)$). Полученные 8 величин участвовало в дальнейшем анализе. Даже при поверхностном взгляде выделяется две совокупности анализов, наиболее четко фиксируемые по гистограмме SiO_2 (рис.15).

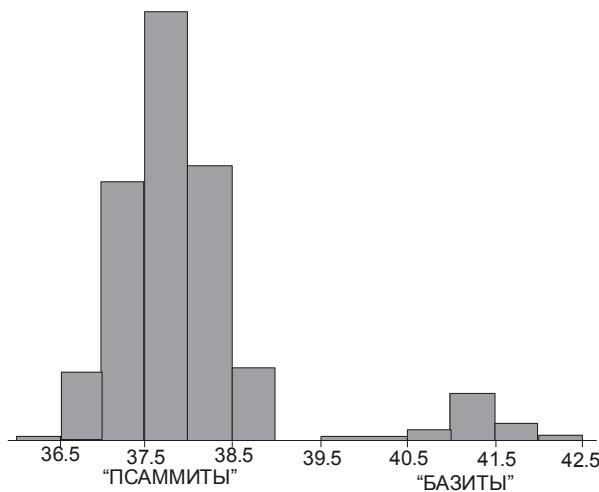


Рис.15. Общая гистограмма содержания SiO_2 для всех анализов с разделением на «базиты» и «псаммиты».

Меньшая совокупность образует компактную пространственную группу, локализованную в центре пегматитового поля (см.раздел 3). Породы этой совокупности

имеют в шлифах и облачно – зональное угасание плагиоклазов. Скорее всего, это гнейсы, образованные по амфиболитам – базитам, что тем вероятнее, что ниже этих пород располагается тело амфиболитов рис. 6б. Состав биотита этих пород приведен в таблице 2. Этот биотит по динамике изменения основных элементов соответствует «игольчатому» биотиту, фиксируемому в экспериментах по гранитизации амфиболитов [38].

Таб.2.

Состав биотитов разных совокупностей

совокупности	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	количество
«псаммиты»	37,73	2,78	19,88	14,77	12,89	0,31	8,87	193
«базиты»	41,21	1,71	22,12	9,46	14,88	0,55	7,27	16

По выполненным определениям можно также судить о химической зональности биотита (таблица.3). На краях несколько меньше калия, натрия во всех разновидностях пород.

Таб.3

Химическая зональность кристаллов биотита

компоненты	«псаммиты»		«базиты»	
	центр	край	центр	край
SiO ₂	37,81	37,65	41,32	41,09
TiO ₂	2,81	2,75	1,69	1,73
Al ₂ O ₃	19,83	19,92	21,91	22,32
FeO	14,71	14,84	9,46	9,46
MgO	12,85	12,94	14,73	15,04
Na ₂ O	0,31	0,29	0,61	0,49
K ₂ O	8,96	8,77	7,42	7,11
F	0,53	0,53	0,39	0,39
L	0,23	0,23	0,25	0,25
количество	96	96	8	8

Анализ связей химических элементов для «псаммитов». Как принято при анализе связей основных элементов [31], производился пересчет на оксидные отношения с целью исключить ложные корреляции, после чего применялись методы корреляционного анализа и главных компонент (principal component method). Первым результатом явилось дополнительное подтверждение однородности выборки – графики связей между факторами имеют изометричную и компактную форму.

Корреляционная матрица и состав факторов метода главных компонент также довольно ожидаемы (табл.4,5). Как видно из таблицы, большинство входящих в биотит элементов образуют компактную группу где с увеличением Fe и Al уменьшаются Ti и Mg. Это основной метаморфический процесс. При метаморфизме обычно наиболее поздние разности биотита характеризуются наибольшей железистостью. Более слабыми (в соответствии с значениями дисперсии) являются кремнево-калиевые зависимости. Этот фактор имеет максимум около центров пегматитовых жил, и, скорее всего, связан с мигматизацией и пегматитообразованием. Последний, самый слабый из поддающихся интерпретации факторов, зависит от соотношений содержаний Si, Ti и K в биотите и, возможно, отражает формирование пород в процессе осадконакопления.

Таб. 4

Корреляционная матрица содержания основных элементов в биотитах метапсаммитов.

	Si	Ti	Al	Fe	Mg
Si	1.00				
Ti	-0.09	1.00			
Al	-0.48	-0.47	1.00		
Fe	-0.04	-0.62	0.41	1.00	
Mg	-0.11	0.347	-0.57	-0.77	1.00
K	0.44	0.28	-0.16	-0.04	-0.37

Таб.5.

Структура факторов при анализе главных компонент.

Параметры	факторы		
	«железный» (метаморфизм)	“кремнево- калиевый” (мигматизация)	«титановый» («литология?»)
Si	-0.18	0.80	-0.50
Ti	-0.74	0.07	0.58
Al	0.78	-0.32	0.35
Fe	0.87	0.17	-0.14
Mg	-0.81	-0.47	-0.28
K	-0.09	0.84	0.43
Дисперсия%	44	28	16

5.1.3. Совместное исследование состава и ориентировки биотита.

Следующим этапом в выборку добавлялись данные о параметрах ориентировки биотита. В каждый из четырех замеров состава биотита отдельного образца добавлялись одни и те же данные параметров ориентировки. Полученная выборка дополнительна была проанализирована анализом главных компонент (табл.6).

Таб.6

Структура факторов с параметрами углового распределения биотита.

параметры	факторы			
	«железный»	«калиевый»	?	«титановый»
Si	-0.18	-0.53	0.66	0.26
Ti	-0.71	-0.09	-0.09	-0.46
Al	0.72	0.05	-0.49	0.02
Fe	0.84	-0.22	0.04	0.18
Mg	-0.74	0.59	0.02	-0.03
K	-0.16	-0.85	0.17	-0.17
Концентрация.	-0.01	-0.42	-0.41	-0.46
Упорядоченность	-0.27	-0.11	-0.28	0.73
Энтропия	-0.58	-0.19	-0.39	0.40
Размерность	-0.06	0.24	0.64	0.06
Кор.размерность	0.53	0.27	0.29	-0.15
Дисперсия%	27	16	15	12

Как видно из таблицы, структура первых двух факторов осталось без изменения, но к первому добавилась энтропия, а к второму – степень остроты основного максимума. Четвертый фактор фиксирует связь содержания титана в биотите с степенью хаотичности его углового распределения, что, возможно, может быть интерпретировано как увеличение хаотичности структуры породы по слюдистым минералам при увеличении их числа в псаммитовых осадках.

5.1.4. Состав и ориентировка биотита как инструмент синергетического исследования.

В высоких научных кругах, насколько это нам известно, к синергетике негласное отношение как к новомодной спекуляции.

С некоторой спекулятивностью теории, пожалуй, можно согласиться. Вокруг синергетики множество различных пониманий, толкований, интерпретаций, часто противоречивых и мало приспособленных к практической исследовательской деятельности. Даже ее основы в вполне научных работах подвергаются сомнению и понимаются по-разному. Но с тезисом о новомодности автор категорически не согласен.

Из донаучного развития человеческой цивилизации известно пособие по синергетике третьего тысячелетия до новой эры [42]. Оно использовалось в гадательной практике. С помощью равновероятного процесса (например бросания монеты) определялся синергетический тип ситуации, о которую представляет в сознании оператор, и затем, используя обобщенные алгоритмы, собранные в пособии, прогнозировалось развитие ситуации. В пособии приведено 64 типов агрегатов синергетических процессов. Отсюда, кстати, можно представить наш современный уровень. Нам известна только одна попытка использования подобной конструкции в научной литературе (А.П. Руденко [26]) и возможность их использования в геологии в настоящее время не видна.

Научная история синергетики начата в конце семидесятых годов двадцатого века с выходом книги Г.Хакена «Синергетика»[37]. Эта работа постулировала наличие двух видов процессов: организации и самоорганизации. Причем, кроме некоторого философско – интуитивного смысла этих понятий, было дано их термодинамическое определение. Процессом *организации* был назван процесс, идущий согласно второму началу термодинамики – к увеличению энтропии. Таковы обычные процессы в закрытых системах (например, остыивание интрузива). Процессом *самоорганизации* был назван процесс, идущий в обратном направлении, к уменьшению энтропии. Такой процесс возможен только в открытых системах, т.к. он использует энергию некоторого другого, более мощного процесса для своего протекания. В классической термодинамике энтропия является мерой хаотичности, поэтому полагалось, что при организации получаются менее упорядоченные структуры, а при самоорганизации – более упорядоченные.

Следующим шагом в развитии синергетики были работы Ю.Л.Климонтовича, основные положения которых изложены в [12]. Ю.Л.Климонтович показал, что обычный способ измерения энтропии не корректен в открытой системе, так как ее внутренние части имеют разную полную энергию. Он доказал так называемую, S-теорему, которая показывала, что определение степени хаотичности возможно только при пересчете внутренних энергий различных состояний системы. Все процессы были разделены на *деградацию* (скорее самодеградацию, т.к. речь идет об открытой системе) и *самоорганизацию*. Критерием их отличия предлагалось считать динамику изменения расчетной «эффективной температуры», иногда называемой критерием хаотичности Климонтовича. Однако такой подход вызвал парадокс. Согласно критерию Климантовича, турбулентное движение потока более упорядоченное, чем ламинарное, что, в общем, противоречит здравому смыслу. По этому поводу появились статьи физиков, пытающихся упорядочить терминологию и как-то примерить ее со здравым смыслом. Насколько известно автору, этот процесс еще не закончен.

Нам, геологам, в настоящий момент не слишком важен результат этих споров. Синергетические исследования геологических процессов находятся в зачаточном состоянии. Выявить «присутствие геологического здравого смысла» в синергетическом исследовании пока затруднительно – слишком мало эмпирического материала. Вероятно правильно будет подождать дальнейшего развития событий в физике и химии. На сегодняшний день геолог без труда может совместить в эмпирическом исследовании оба подхода и посмотреть, насколько каждый из них правомерен в его конкретном случае.

Но как вообще применять все эти термодинамические величины к геологической реальности? Конечно, термодинамика всегда применялась при анализе интрузивных, метаморфических и метасоматических процессов. Но возможности «чистого» термодинамического анализа в геологии, все-таки, довольно скромны. Однако, в середине двадцатого века, радиотехник К. Шеннон, изучая передачу сигнала ввел понятие информационной энтропии:

$S = - P * \ln(P)$; где P - вероятность появления некоторого события, а $0 * \ln(0) = 0$. Довольно быстро было установлено соответствие термодинамической энтропии и информационной энтропии. Благодаря введению в обращение информационной энтропии стало возможным применить энтропийный подход практически к любым геологическим образованиям. Интерпретировать в терминах энтропии не только состав каких-либо геологических объектов, но их форму, взаимоположение, дефектность и вообще любые наблюдаемые величины.

Позднее, работами Кольской синергетической школы (Егоров Д.Г. [8]) были даны способы расчета эффективной температуры (хаотичности) Климонтовича для петрографических структур, и вообще, для геометрии геологических тел.

Таким образом, вся необходимая методология для определения синергетического типа конкретного геологического процесса имеется.

Методологическая схема будет выглядеть следующим образом:

Необходимо выбрать геологический процесс и его наблюдаемые разновременные продукты (рис.16):

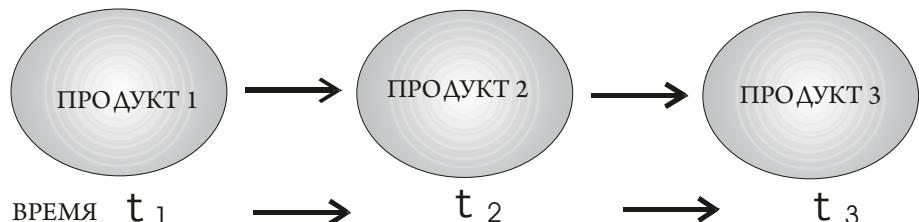


Рис.16. Схема методики синергетического исследования.

Разновременность здесь обязательна. Синергетика работает только относительно «стрелы времени». Одновременные образования не могут быть осмыслены в терминах синергетических процессов. Затем в продуктах 1,2,3 необходимо определить степень хаотичности (расчетом энтропии, критерием хаотичности Климонтовича, или каким либо другим методом). По динамике выявленной хаотичности классифицировать процесс как «организацию» (=«деградацию», «самодеградацию») или «самоорганизацию».

Из данных таблицы 6 можно опосредовано судить о синергетическом характере процесса. Если интерпретация первого («железного») фактора как интенсивности метаморфизма верна, то с протеканием процесса (увеличения железистости биотита) энтропия структуры уменьшается, то есть имеет место процесс самоорганизации.

Увеличение остроты основного максимума на диаграмме можно рассматривать как увеличение порядка, и тогда протекание процесса мигматизации и пегматитообразования, связанных с фактором 2, можно также интерпретировать как самоорганизацию. Геологический смысл процессов, выражаемых факторами 3 и 4 слишком неясен чтобы на их основе делать синергетические выводы.

Зависимости состава и синергетика для «базитов».

Обработка, аналогичная для «псаммитов» для этой группы образцов невозможна, т.к. в ней всего четыре образца. Однако элементарная статистика возможна и для такой совокупности. В каждом образце было выполнено по четыре анализа биотита. Биотит гнейсов, образованных по базитам, отличается не только химическим составом, но и межэлементными связями (таблица7).

Таб.7

Корреляционная матрица содержания основных элементов в биотитах «базитов».

	Si	Ti	Al	Fe	Mg
Si	1,00				
Ti	-0,14	1,00			
Al	0,39	-0,56	1,00		
Fe	-0,48	0,78	-0,77	1,00	
Mg	-0,20	-0,79	0,31	-0,65	1,00
K	-0,02	-0,64	0,26	-0,57	0,58

Из таблицы 7 виден высокий положительный коэффициент связи между железом и титаном. На графике эта связь выглядит следующим образом:

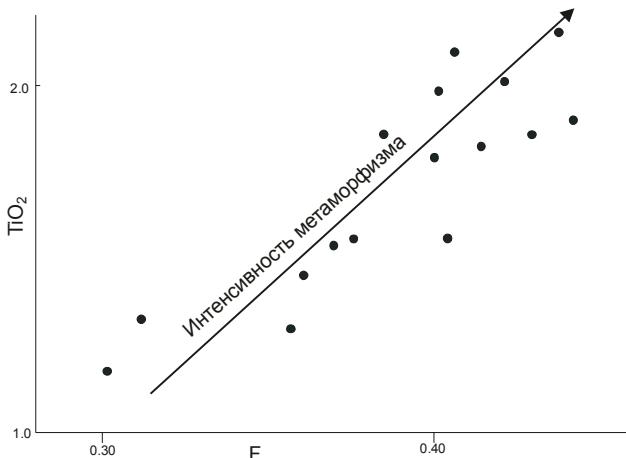


Рис.17 Зависимость TiO_2 в биотите от железистости для «базитов» с выделением оси «интенсивность метаморфизма».

Из рисунка 17 видно, что содержание титана в биотите прямо пропорционально его железистости. При такой зависимости возможно, по рис.17 [32], вычислить относительную «интенсивность метаморфизма» для каждого образца. Для суждений о синергетике процессов надо проверить, имеется ли связь между «интенсивностью метаморфизма» и одним из параметров углового распределения стереограмм. Такая связь есть, существует связь «интенсивности метаморфизма» и степени упорядоченности, она представлена на рис 18

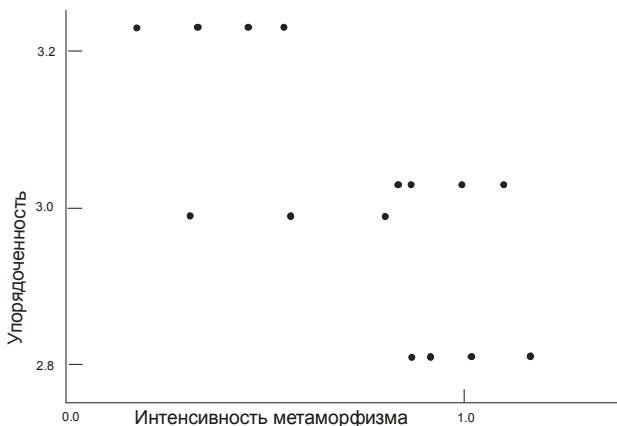


Рис.18. Зависимость между упорядоченностью и интенсивностью метаморфизма для «базитов».

На рис.18 изображена зависимость «интенсивности метаморфизма» от упорядоченности. Видно, что зависимость линейна и с увеличением степени метаморфизма степень упорядоченности падает, следовательно, можно заключить, что с учетом сделанных оговорок, процесс метаморфизма с образованием гнейсов по базитам является процессом организации. Этот вывод верен, если прогрессивный метаморфизм сформировал химический состав биотита и его ориентировку. В случае диафтореза (diaphthoresis), вывод должен быть обратный. Нам представляется в данном случае наиболее вероятным прогрессивный тип метаморфизма.

5.2. Плагиоклаз

5.2.1. Ориентировка отдельных осей

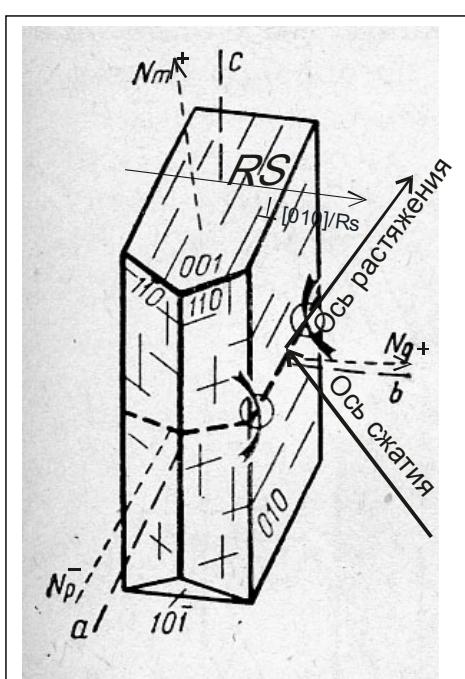


Рис.19. Элементы кристалла плагиоклаза (по [10]). RS – ромбическое сечение, примерно равно (001), $\perp[010]/Rs$ – перпендикуляр к ребру пересечения RS и (010). Более точное расположение элементов кристалла плагиоклаза можно видеть на диаграмме (стереограмме) И.С.Федорова, приведенной на рис.10.

Для плагиоклаза можно констатировать достаточно продолжительную, хотя и не интенсивную историю изучения ориентировок. Последнее связано с большой трудоемкостью микроисследований ориентировок триклинических минералов вообще, и плагиоклаза в частности. Например в [10] для характеристики ориентировок плагиоклаза рекомендует одновременное составление и рассмотрение пяти диаграмм, что в докомпьютерную эпоху было чрезвычайно трудоемким.

Напомним элементы кристалла плагиоклаза (рис.19)

По существующим представлениям, ориентировка плагиоклаза в горных породах может быть четырех типов:

1. *кинематическая* ориентировка – ориентировка в потоке вещества без завихрений (как магматическом, так и тектоническом). Здесь пинакоид (010) выполняет роль листоватости слюд, параллелен плоскостям максимального сдвига, плоскостной текстуре течения, разгнейсовке [4, 34, 35, 54]. Кристаллографическая ось [001] параллельна линейности и, в зависимости от типа линейности, параллельна или перпендикулярна внешнему давлению [35]. В целом можно сказать, что кинематическая ориентировка плагиоклаза есть ориентировка «доски», уплощенной по (010) и вытянутой по [001]. Этот тип ориентировки фиксируется в подавляющем количестве работ.
2. *структурно – геологическая* ориентировка состоит в ориентировке оси внутреннего вращения ($\perp[010]/Rs$) параллельно b-линейности (шарнирам малых складок в метаморфических комплексах). Единственным исследованием с такой ориентировкой являются [14].
3. *тектонофизическая* ориентировка – соответствует ориентировке осей «сжатия» и «растяжения» плагиоклаза [10], параллельно сжимающим и растягивающим внешним силам. Исследования, где приводятся примеры наблюдения такой ориентировки в горных породах, нам не известны.
4. *«Кольская» ориентировка* – экзотическая, по существу также кинематическая, но сильно отличающаяся от 1. Обнаружена в древних метаморфитах Кольского полуострова [21]. Плоскость пинакоида (001) параллельна разгнейсовке, а $\perp[100]$ параллелен линейности.

Плагиоклаз в гнейсах составляет порядка 40-75% породы и имеет размер от 0,1мм до сантиметров в пегматитах и мигматитах, при наиболее частом размере 0,5-1мм. Зерна овальные или ограненные, идиоморфные, двойники редки. Главным образом это олигоклаз, однако встречен плагиоклаз практически любых номеров (рис.20), а также зональный,

причем как с прямым изменением номеров в зонах (деанортитизация), так и с обратным (анортитизация). Аналогичные факты уже описывались ранее для плагиоклазов беломорского комплекса [3, 15].

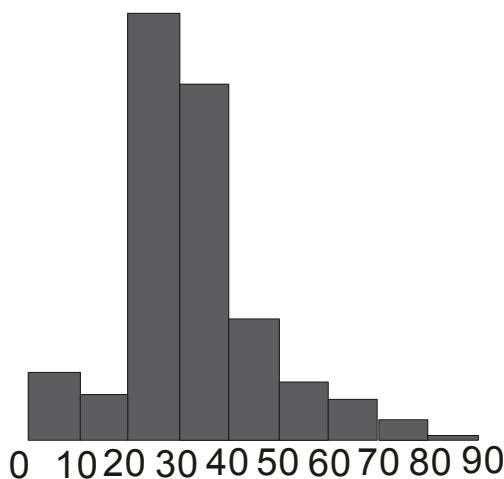


Рис.20. Гистограмма распределения номеров плагиоклаза измеренных зерен.

При выполнении данной работы строилось шесть видов стереограмм по каждому образцу, по горизонту, сводную стереограмму по всему фрагменту недр. Кроме сводных стереограмм отдельных зерен, строились стереограммы максимумов, выделенных ручной фильтрацией данных в отдельных образцах. Наиболее информативные стереограммы приведены на рис.21.

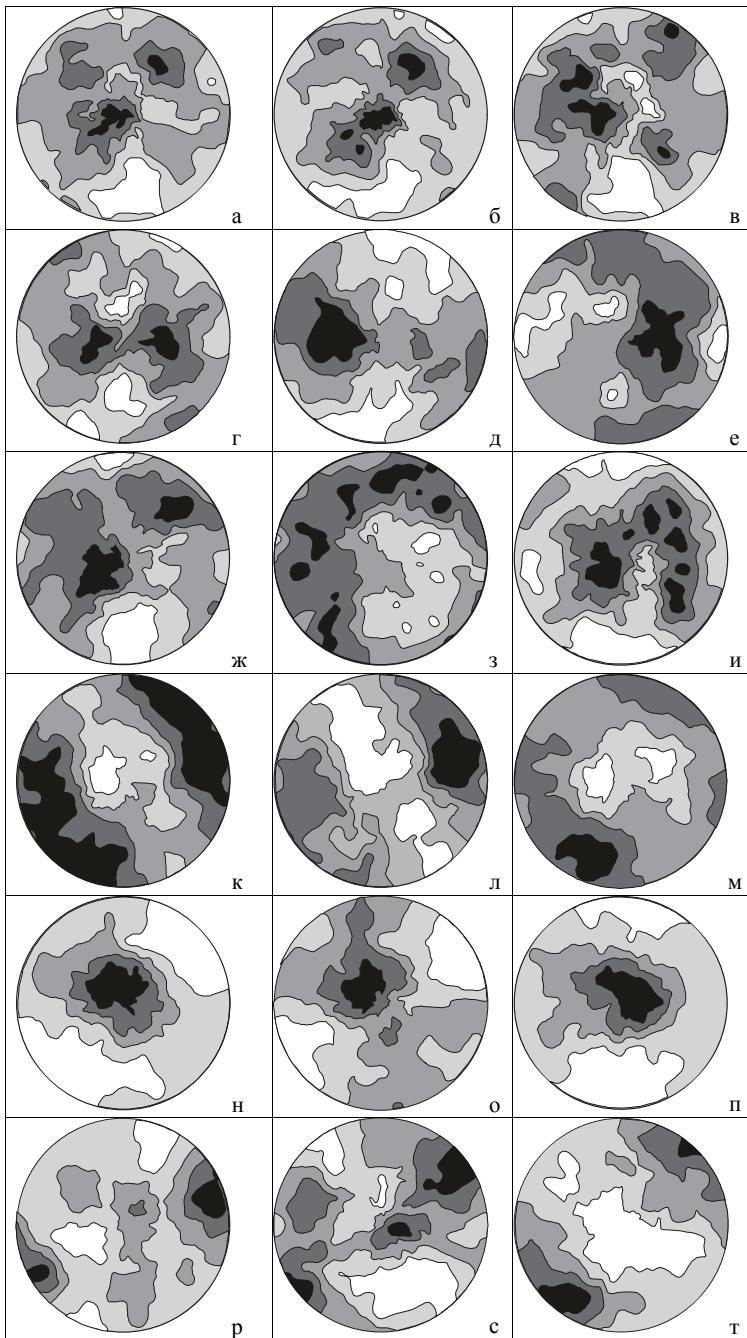


Рис.21. Стереограммы ориентировки: Полюса пинакоида (010): а - без учета направления (4511 замеров), б – положительные направления нормали к пинакоиду, образующее острый угол с положительным направлением Nm (2293 замера), в- отрицательные направления нормали к пинакоиду, образующее острый угол с отрицательным направлением Nm (2218 замеров). Полюса пинакоида (001): г - без учета направления (4511 замеров), д – положительные направления нормали к пинакоиду, образующее острый угол с положительным направлением Nm (2292 замера, конус сглаживания 31°), е- отрицательные направления нормали к пинакоиду, образующее острый угол с отрицательным направлением Nm (2219 замеров, конус сглаживания 31°). Ось внутреннего вращения ($\perp[010]/Rs$): ж – сводная по всем данным (4511 замеров, конус сглаживания 31°), з – только данные верхнего горизонта (2955 замеров, конус сглаживания 31°), и- только данные нижнего горизонта (1556 замеров). Ось сжатия: к – сводная по всем данным (4511 замеров), л – только данные верхнего горизонта (2955 замеров), м- только данные нижнего горизонта (1556 замеров). Ось растяжения: н – сводная по всем данным (4511 замеров), о – только данные верхнего горизонта (2955 замеров), п- только данные нижнего горизонта (1556 замеров). Ось сжатия трех образцов: р – 96 замеров, с – 98 замеров, т- 71 замер.

На рис.21 а,б,в приведена сводная стереограмма по всему участку недр без учета знака направления полюса пинакоида (010), а также отдельные стереограммы только положительных или только отрицательных направлений полюсов. Сводная стереограмма полюсов пинакоида (рис. 21а) имеет два максимума, наклоненных около 40° от центра. Стереограмма положительных полюсов (рис.21б) практически аналогична сводной. Стереограмма отрицательных полюсов (рис.21в) отлична. Она имеет один основной размытый максимум примерно с углом 30° от центра, но по другому азимуту, и два меньших, слабо выраженных максимума. Если максимумы сводной стереограммы и стереограммы по положительным направлениям полюсов рассогласованы с направлением полюсов разнйсовки и спайности биотита (рис.5а,13), то стереограмма с отрицательным направлением полюсов имеет основной максимум совпадающий с ориентировкой полюсов спайности биотита. Такое положение, по введенной выше классификации, соответствует кинематическому типу ориентировки плагиоклаз. Этот тип ориентировки имеет достаточно небольшая часть кристаллов, и вероятно она является «реликтовой», сформированной на досфекофенских этапах развития.

Стереограммы ориентировки полюса пинакоида (001) (рис. 21г,д,е) имеют довольно крутые наклонные максимумы. Стереограммы положительных и отрицательных направлений пинакоида отличаются друг от друга и от сводной, но обе имеют основной

максимум около 40° от вертикали, в то время как свекофенская линейность (шарниры складок, рис.5 г,д,е) субгоризонтальна. Таким образом, кинематическая ориентировка плагиоклаза в плане совпадения линейности с полюсом (001) отсутствует.

Для оси внутреннего вращения ($\perp [010]/Rs$) сводная стереограмма не информативна (рис.21ж). Она показывает два наклонных максимума, не дифференцируемых при разделении направлений «вверх» - «вниз» (за положительное направление оси считается направление, образующее острый угол с положительным концом Nm). Однако стереограммы по отдельным горизонтам вполне информативны (рис.21,з,и). Обе они показывают конуса «малого круга», но с разными радиусами, причем положение центров конусов близко. Для верхнего горизонта угол конуса значительный (70-80°), для нижнего – небольшой (около 20°). Такой характер стереограмм может быть достаточно логично объяснен. По конусу малого круга «распыляется» линейность при наложении складчатости. Таким образом, вероятна следующая последовательность событий: в некоторый момент времени в толще сформировалась некоторая линейность, параллельно которой ориентировалась ось внутреннего вращения плагиоклазов. Затем толща была подвергнута деформации, в результате чего образовались конуса малых кругов. При этом интенсивность деформации была выше на верхнем горизонте, и ниже на нижнем, что выразилось в фиксации разных «углов рассеивания» для обоих горизонтов. Ориентировка линейности, сформированной в процессе последней, свекофенской деформации (рис. 5 г, д, е) не согласована с ориентировкой оси внутреннего вращения плагиоклазов, что показывает отсутствие структурно-геологического типа ориентировок кристаллов при последней деформации.

Стереограммы оси сжатия наиболее красноречивы из всех приведенных данных. Ось сжатия зерен плагиоклаза ориентирована перпендикулярно плоскостям пегматитовых жил (рис.21к). Аналогичная ориентировка с небольшими вариациями сохраняется и при разбивке по горизонтам (рис. 21л,м). Очевидно, что подобная ориентировка возникла в период последнего (свекофенского) тектогенеза. Подобная ориентировка оси сжатия могла возникнуть в двух случаях: либо непосредственно до образования пегматитовых жил участок их современной локализации испытал сжатие, с образованием структур расплощивания, позднее контролирующих пегматитовые жилы, либо сами пегматитовые жилы, в процессе своего роста, сформировали стеснение горных масс с сжатием перпендикулярным их плоскостям. Ореолы мелкой плойчатости, наблюдаемые около жил, могли возникнуть при обоих механизмах. Отдать предпочтение какому – либо из высказанных предположений без дополнительных исследований не представляется возможным.

Ось растяжения ориентирована субвертикально, примерно одинаково для обоих горизонтов (рис. 21н,о,п). Эта ориентировка также сформировалась в свекофенский период

развития толщи. Вероятно в тот период поверхность была субпараллельна существующей ныне, что и обусловило вертикальную разгрузку толщи.

Фактор масштаба данных микроструктурного анализа рассмотрим на разбросе ориентировки оси сжатия. Как показано выше, эта ось в плагиоклазах вмещающих пород перпендикулярна плоскости пегматитового поля (северо – восток – юго – запад, рис.6) и полого наклонена, что фиксируется на обоих горизонтах. Однако в отдельных образцах ее направление более колеблется. Наряду с образцами, рисунок стереограмм которых аналогичен рисунку сводных данных по горизонтам (60% образцов, рис.21 р,с,т), в 40% случаях рисунок стереограмм существенно отличается от сводных. Таким образом, чтобы получить сводную ориентировку, т.е. выйти на масштабный уровень фрагментов недр размера около 1 км, необходимо составить три стереограммы из разных образцов, взятых из фрагмента. Возможно, вне пегматитовых полей микроструктурный анализ будет более эффективным. Таким образом, можно заключить, что основной тип ориентировки плагиоклаза в исследованном фрагменте недр тектонофизический. Кроме того фиксируются реликты кинематического и структурно-геологического типа ориентировки, вероятно существовавших на ранних этапах деформаций. Стереограммы отдельных образцов подобны сводной стереограмме в 60% случаев.

5.2.2. Общая ориентировка кристалла

Общая ориентировка предполагает выделения групп с ориентировкой не какого – либо одного направления в кристалле, а нескольких направлений. Понятно, что такие группы можно выделить только для низкосимметрийных минералов. Впервые, насколько нам известно, это было сделано В.Н.Кожевниковым для роговых обманок [17] и предложен термин «статистический кристалл» для такой группы.

Выше было показано, что плагиоклаз в нашем случае имеет тектонофизический тип ориентировки. Таким образом, в качестве двух направлений совместной ориентировки желательно взять оси сжатия и растяжения. Эти два направления полностью определяют положение кристалла в пространстве, с точностью до знака направлений. Как было показано, знак направления в нашем случае не имеет значения. Остается наиболее приемлемое сочетание показателей для объединения в группу: угол между осями сжатия кристаллов, угол между осями растяжения, разность номеров плагиоклаза. Реализация такого объединения должна организовываться через некоторый алгоритм. Нами использован алгоритм кластерного анализа по стратегиям «ближнего соседа»{single linkage} и «дальнего соседа»{complete linkage}. Эти стратегии являются крайними противоположностями и,

используя их в совокупности, можно получить основные значимые результаты. Пространство параметров зерен было трехмерным. Специальная программа реализовывала построение дерева кластеров. Оператор кликом выбирал нужную ветвь, просматривал ориентировку осей сжатия и растяжения на стереограммах и выводил состав данного кластера в отдельный файл для дальнейшей обработки. Дерево кластеров показано на рис.22.

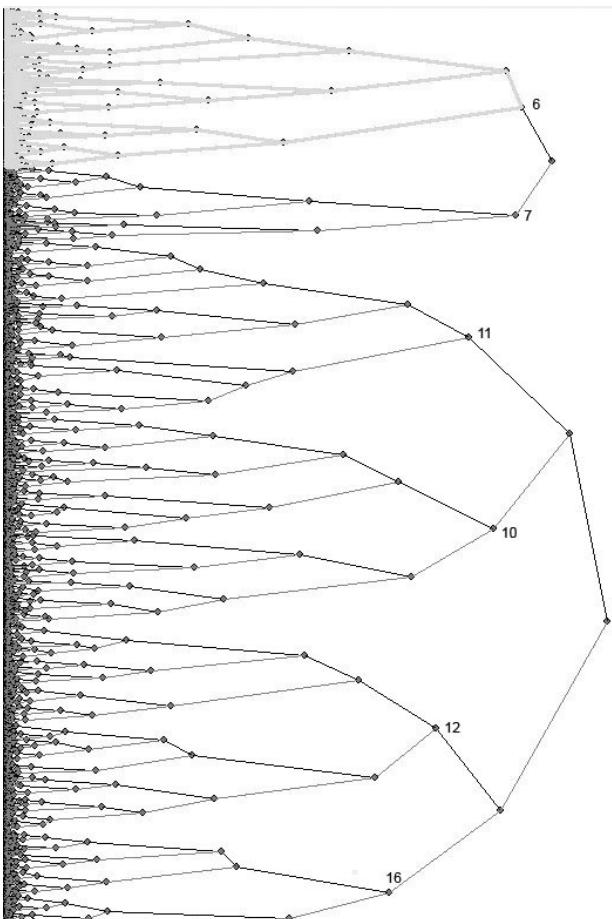


Рис.22. Дерево кластеров «дальнего соседа» для горизонта -89. Выбран кластер №6. Вершины отобранных для анализа кластеров показаны цифрами.

Понятно, что вершины конкретных кластеров могут быть выбраны достаточно произвольно.

При их выборе мы исходили из следующих предпочтений:

1. кластеров не должно быть много.
2. группа зерен, выделяемая кластером, должна иметь интерпретируемую ориентацию, что наблюдал оператор на стереограммах.

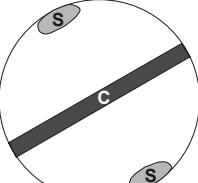
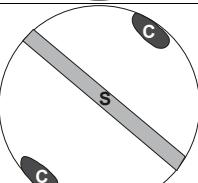
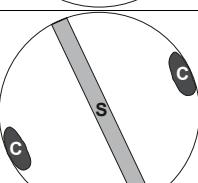
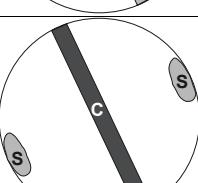
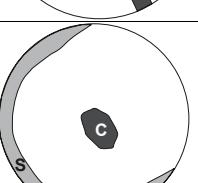
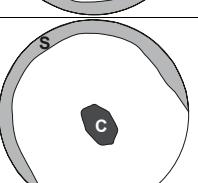
Использование параллельно двух стратегий на одном множестве данных вносит «нечеткость» {fuzzy} в получаемый результат, т.к. каждое зерно может участвовать в формировании двух кластеров. Однако, по нашему мнению, подобная нечеткость не снижает значимости результатов, ибо каждое зерно не должно быть ориентировано исключительно одним тектоническим процессом, а, скорее, их совокупностью.

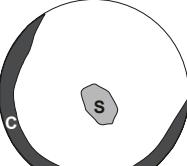
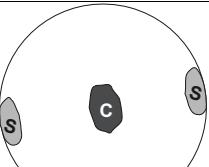
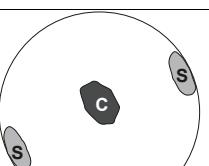
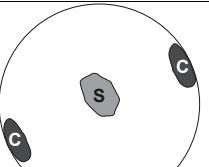
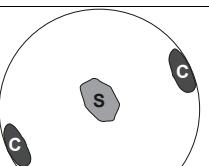
Схема ориентировки полученных таким образом кластеров показана в таблице 8

Таб.8

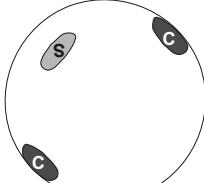
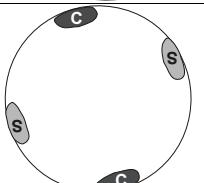
Характеристика полученных групп плагиоклазов (C- сжатие, S- растяжение)

Название группы	Горизонт	№ плагиоклаза	Вид деформации	Схема напряженного состояния (стереограмма, север вверху)	Распределение в пространстве
C-8-139	-139	36	Расплощивание вдоль пегматитовых жил.		Контрастные значения на краях пегматитового поля и средние ближе к малым в центре
S-17-139	-139	35	Наклонное расплощивание вдоль пегматитовых жил		Контрастные значения в северо-западной части поля
S-100-139	-139	35	Наклонное растяжение вдоль пегматитовых жил		Максимумы на окончании северо-западной жилы, прочее ровное среднее поле

C-11-89	-89	36		Растяжение вдоль пегматитовых жил		Максимумы на оси пегматитового поля
C-9-139	-139	36		Расщеличивание поперек пегматитовых жил		Контрастные значения в северо – западной части поля
S-203-89	-89	32		Расщеличивание поперек пегматитовых жил		-<>-
C-10-139	-139	34		Растяжение поперек пегматитовых жил.		Максимумы на окончаниях краевых групп жил к центру пегматитового поля
C-12-139	-139	36		Вертикальное расщеличивание		Высокие значения в центре пегматитовой зоны и минимум к ее периферии
S-102-89	-89	34		Вертикальное расщеличивание		Контрастные перепады у центра пегматитового поля, края ровные и средние

C-16-139	-139	36	Вертикальная разгрузка		Максимумы по периферии пегматитового поля, в центральной части минимумы
C-12-139	-139	33	«Сброс». Растижение поперек пегматитовых жил, но сжатие уже не пойсом, а вертикальное		Хаотично
S-102-89	-89	33	«Сброс». Растижение поперек пегматитовых жил, но сжатие уже не пойсом, а вертикальное		Максимум в центре пегматитового поля
C-16-139	-139	34	«Взброс». Сжатие поперек пегматитового поля при вертикальном растяжении		Максимум в северо-западной части поля
C-12-89	-89	33	«Взброс». Сжатие поперек пегматитового поля при вертикальном растяжении		Максимум в северо-западной части поля

S94+S10 5	-139	34	«Взброс». Сжатие практически вдоль пегматитового поля		Контрастные перепады у северо-западной части поля, хотя большинство точек дают здесь максимум. Остальное ровное и среднее
S88+252	-89	32	«Взброс». Сжатие вдоль пегматитового поля		Хаотично
C-15-139	-139	35	Взброс с северо-западной поднятой частью		Максимум в центре поля
C-7-89	-89	42	Взброс с юго-восточной поднятой частью		Максимум в центре и на юго-востоке поля.
S-146-89	-89	32	Взброс с юго-западной поднятой частью		Хаотично
S-304-89	-89	34	Взброс с северной поднятой частью		Максимумы на окончании северо-западной жилы, прочее ровное слабое поле

S-74-89	-89	34	Взбросо – сдвиг, силы ориентированы как в основном максимуме		Максимумы на краях пегматитового поля и на окончаниях жил
C-20-139	-139	35	Сдвиг		Максимумы на окончании северо- западной жилы.

Принятый алгоритм выделял группы двух видов: либо максимумы, либо «пояса». В случае наличия на стереограмме «пояса» по одной из осей и максимума по другой, имеет место так называемое «одноостное» напряженное состояние. Наиболее часто оно возникает в случае высокой пластиичности материала. Отсюда можно предполагать, что ориентировки плагиоклазов с «поясами» сравнительно более ранние и более глубинные, чем ориентировки с максимумами.

Обсуждая таблицу 8 можно отметить следующие особенности:

Номер плагиоклаза практически постоянен во всех кластерах, но для кластеров с близкой ориентировкой имеет несколько большую величину на нижнем горизонте по сравнению с верхним.

Зерна всех выделенных групп имеются в каждом образце. В колонке «распределение в пространстве» был проанализирован процент зерен данной группы в данном образце. Устойчивый пространственный тренд не был получен. При вынесении максимумов плотностей осей сжатия для каждого отдельного образца на планы горизонтов какие – либо новые закономерности (по сравнению с предыдущей главой) также отсутствовали. Это значит, что процессы самоорганизации затронули все породы, и, к сожалению, можно признать некоторую избыточность материала.

Характерной особенностью выделенных групп является дополнительность, когда рядом с определенной группой выделяется другая, с противоположным направлением ориентировок осей. Таковы группы S-17-139 и S-100-139; C-10-139 и C-9-139, S-203-89; C-12-139, S-102-89 и C-16-139; C-12-139, S-102-89 и C-16-139, C-12-89; C-15-139 и C-7-89. Природа этого феномена, в общем, достаточно понятна – при ослаблении общего сжатия возникает явление «тектонического диафтореза», когда породные массы выпучиваются в

направлении бывшего сжатия, что воспринимается кристаллами как растяжение. Однако фактического наблюдения подобного явления, насколько нам известно, пока не отмечалось.

В изучаемом фрагменте недр преобладают состояния расплющивания и взброса – сброса. Сдвиговые и сдвиги – взбросовые поля редки, что, собственно говоря, и определяет субгоризонтальное (без ныряния) положение осей пегматитовых жил (рис.6б).

Выявленные по плагиоклазу поля вертикального расплющивания ответственны за субгоризонтальную ориентировку биотита и гнейсоватости, фиксируемых на шахтных горизонтах. Подобные поля, согласно обычно наблюдавшейся схеме тектогенеза [9], являются наиболее ранними в новом структурно – тектоническом цикле.

5.3. Кварц

5.3.1. Ориентировка кварца

Ориентировка кварца изучалась исследователями наиболее часто и наиболее детально. Это связано с наименьшими трудозатратами при использовании оптического микроскопа и широким распространением самого минерала.

Кварц – тригональный минерал, поэтому при оптических исследованиях можно фиксировать положение только одной оси (С-ось).

Результатом исследований (смотри обзор [56]) явилась констатация факта, что стереограммы кварца интерпретируются чрезвычайно трудно. Wenk H.R.[56], фиксирует три достоверных типа ориентировки кварца.

1. Структурно – геологический – оси С образуют максимум параллельный средней оси деформации (b), параллельно осям складок волочения, мулион структурам и т.п.

2. Тектонофизический 1 – оси С образуют пояс «малого круга» вокруг оси сжатия. «Пояс малого круга» на стереограмме – это конус направлений вокруг оси. Угол конуса чаще всего около 30-60°, но возможен и до 90° (в последнем случае «пояс малого круга» переходит в «пояс большого круга»).

3. Тектонофизический 2 – оси С образуют «пояс большого круга» вокруг оси растяжения, т.е. ось растяжения является полюсом плоскости, в которой располагаются оси С.

Не смотря на указанные трудности, исследование ориентировок кварца продолжается, и определяется это не только его широким распространением. Кварц – самый пластичный из минералов древних толщ, где кальцит практически не встречается. При повышенных температурах и давлениях кварц чрезвычайно пластичен, таким образом, его ориентировка более чувствительна к любым проявлениям тектоники, чем ориентировка любого другого минерала.

При наших исследованиях фиксируется следующая статистика ориентировок С-оси зерен кварца:

Горизонт -89: один максимум – 56%, два максимума на 90° между ними – 3%, «пояс малого круга» – 14%, «пояс большого круга» – 19%, сложный рисунок – 8%

Горизонт -139: один максимум – 22%, два максимума на 90° между ними – 33%, «пояс малого круга» – 28%, «пояс большого круга» - 17%, сложного рисунка нет.

Эта простенькая статистика уже показывает, что в ориентировке кварца между горизонтами наблюдаются существенные различия. Еще полнее эти различия выявляются при рассмотрении стереограмм (рис.23).

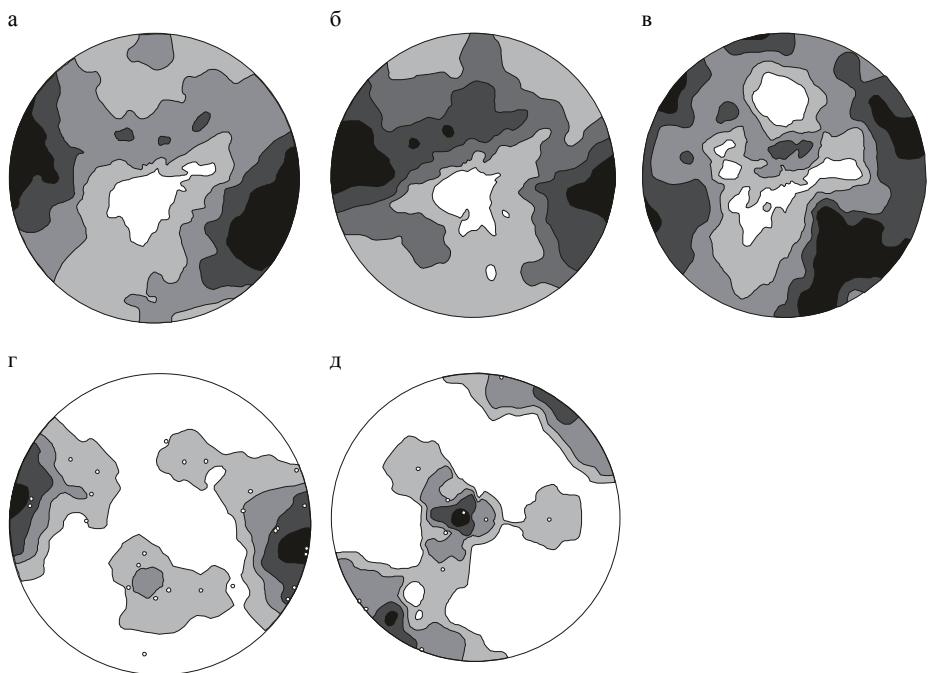


Рис.23 стереограммы ориентировок С-осей кварца. а- сводная по всем образцам, 4733 зерен; б- горизонт -89, 2755 зерен; в- горизонт -139, 1438 зерен, г- горизонт -89, максимумы в образцах, 28 случаев; д- горизонт -89, полюса поясов малых и больших кругов, 11 случаев.

Если сводная стереограмма (рис.23а) показывает один максимум, ориентировку которого затруднительно привязать к какому-либо структурному направлению, то диаграмма по горизонту -139 (рис.23в) достаточно хорошо интерпретируется как два максимума примерно поперек и вдоль простирации пегматитовых жил. Это структурно – геологический тип ориентировки. Большинство С-осей зерен кварца ориентированы вдоль шарниров складок на этом горизонте. Что касается горизонта -89, то смысл полученной стереограммы по прежнему не ясен. Для интерпретации предпринята попытка ручной фильтрации данных. На стереограммах образцов выделялись максимумы и полюса «больших и малых кругов». Результаты показаны на рис.23г и д. Полюса «больших и малых кругов» выявляют уже знакомые по анализу ориентировки плагиоклаза (таб.8) напряженные состояния – сжатие

(растяжение) перпендикулярно пегматитовому полю и сжатие (растяжение) по вертикали. Смысъ стереограммы максимумов по прежнему ускользает.

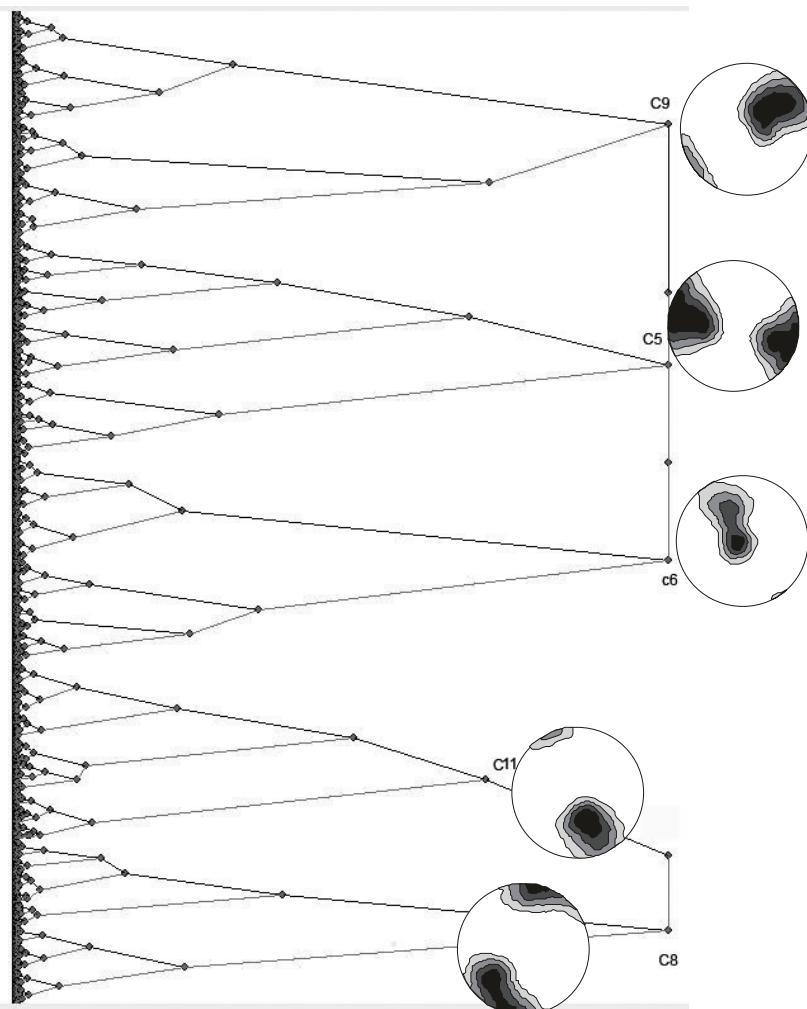


Рис.24 Разделение ориентировки всех измеренных зерен (4733шт.) кластерным анализом на пять кластеров. Кластерная диаграмма и ориентировка каждого кластера. Стратегия дальнего соседа.

Для лучшей интерпретации был применен кластерный анализ, как это ранее было сделано с плагиоклазом. В качестве расстояния брался единственный имеющийся угол между С-осами. Результаты обработки всего массива зерен представлены на рис.24.

Видно, что кластеры С11 и С9 – это сопряженные максимумы примерно вдоль и поперек простирации пегматитового поля. Это тот-же структурно-геологический тип ориентировки, как и на горизонте -139. Кроме того, выделяется еще одна пара перпендикулярных максимумов (кластеры С5, С8). Скорее всего, это тоже структурно – геологическая ориентировка, но более ранняя. За последнее говорит «размазанность» максимума С8, такое явление возникает, когда на более раннюю структуру накладывается поздняя деформация.

Остается максимум кластера С6, имеющий вид недоразвитого «пояса», плохо согласующийся с ранее приведенным материалом. Возможно, он каким то образом связан с этапом нелинейной деформации в виде безкорневой волны, выявленной при анализе полосчатости (см. раздел 3).

5.3.2. Форма зерен кварца.

Кварц – единственный минерал из трех изученных форму зерен которого имеет смысл специально рассмотреть. Биотит в изученном масштабе практически представляет собой точку, плагиоклаз – очень простые округлые образования, только кварц имеет извилистые границы и различную форму зерен.

Форму зерен (и агрегатов) кварца можно охарактеризовать как причудливую (см рис.25)

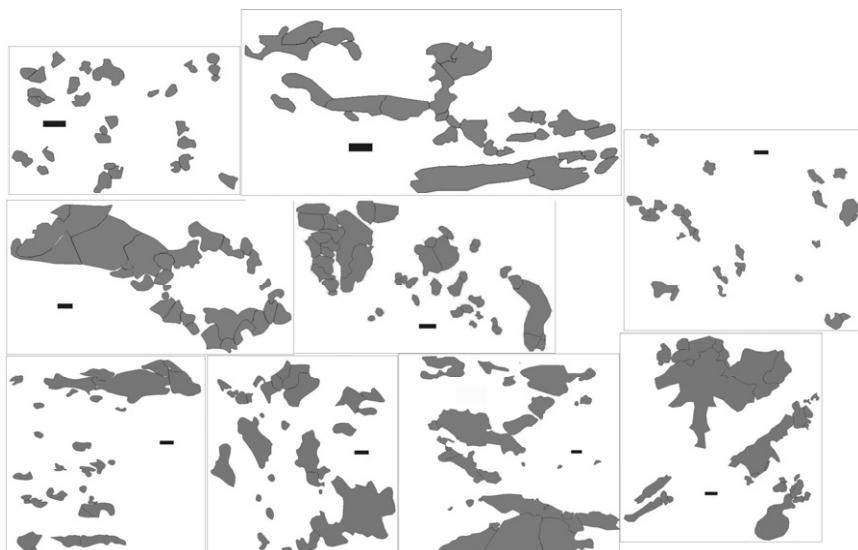


Рис.25. Формы зерен и агрегатов кварца в некоторых шлифах. Черный отрезок на рисунке соответствует 1мм.

И, так как форма зерен определялась в случайных срезах, то судить об общей форме зерен, их вытянутости и степени эллиптичности по нашим данным нельзя.

Однако форма интересует нас не сама по себе, а в ее соотношении с параметрами ориентировки С-осей. Здесь возможны два случая структурирования минерального агрегата: либо I-поступающая энергия распределяется равномерно между разбросом С-осей и формой зерен, либо II-поступающая извне энергия действует на один из факторов, а второй развивается самостоятельно – либо от энергии другого вида, либо развитие его на этот период останавливается. В случае I при рассмотрении нескольких образцов возникнет положительная корреляция между одним из параметров ориентировки зерен и параметром извилистости контура.

За параметр извилистости контура возьмем величину, пропорциональную его размерности. В соответствии с работой [25], размерность контура замкнутой фигуры на плоскости можно получить по формуле

$$D = k^2 * \ln(P) / \ln(S);$$

где D – размерность контура, P- периметр, S – площадь, k –коэффициент, зависящий от единиц измерения.

Площадь зерна на фото шлифа определялась по следующей методике. Зерно на фотографии вручную обводилось и закрашивалось определенным цветом с использованием CorelDraw. Затем автоматически, с помощью специальной программы, подсчитывались число пикселей, заполненных данным цветом и число пикселей цвета обводки. Эти числа и являлись значениями площади и периметра зерен, используемых в расчете. Эта операция была проделана для 4730 зерен во всех изучаемых шлифах.

Практически параметр D определялся следующим образом:

Логарифм разброса значений площади зерен делился на 8. Затем определялись зерна, площадь которых попадает в один из 8 классов. Логарифмы результатов замера длины контуров зерен усреднялись в пределах класса. Получался график с 8 точками (рис.26), в котором абсцисса соответствует середине класса логарифма площади, а ордината среднему значению удвоенного логарифма (натурального) периметра, рассчитанному по всем зернам, попавшим в класс. Размерность контура рассчитывалась как тангенс угла наклона аппроксимирующей прямой по методу наименьших квадратов. График для одного из образцов, являющийся типичным, приведен на рис.26.

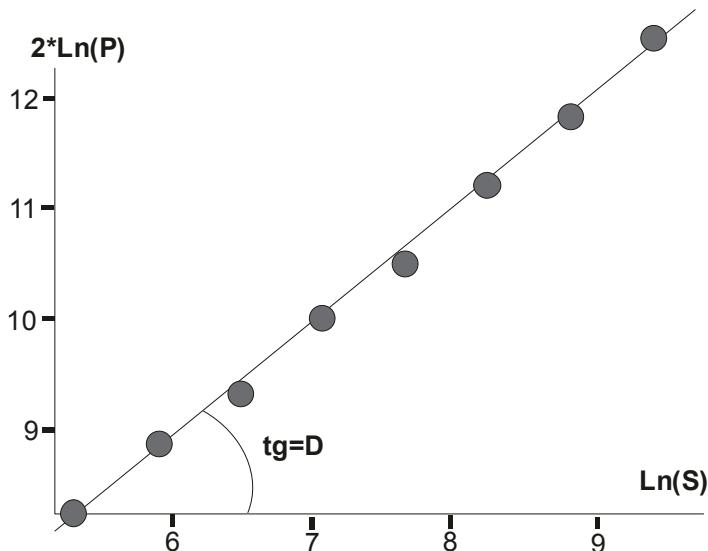


Рис.26. Типичный график зависимости $2\ln(P)-\ln(S)$ для определения D.

Сравнение полученных результатов дает четкую картину модели структурирования. Коэффициент корреляции между параметром D – контура зерен и энтропией ориентировки (определенной способом, аналогичным примененному при обработке ориентировок, см.раздел. 4) равен $-0,33$ (при использовании 52 образцов). Таким образом, имеет место стратегия структурирования II, когда усложнение формы зерен и рисунка ориентировки меняются независимо (и даже противоположно). Поглощаемая породой внешняя энергия расходуется либо на усложнение границ зерен, либо на хаотизацию их ориентировки.

6. ФОРМА ПЕГМАТИТОВЫХ ТЕЛ

Форма тел в продольной проекции хорошо видна на рис.6б – это эллипсоиды – «лепешки» с длинной осью вытянутой субгоризонтально. Для получения представления о их поперечном строении рассмотрим детальные разрезы (рис.27). Положение этих разрезов показано на рис.6а.

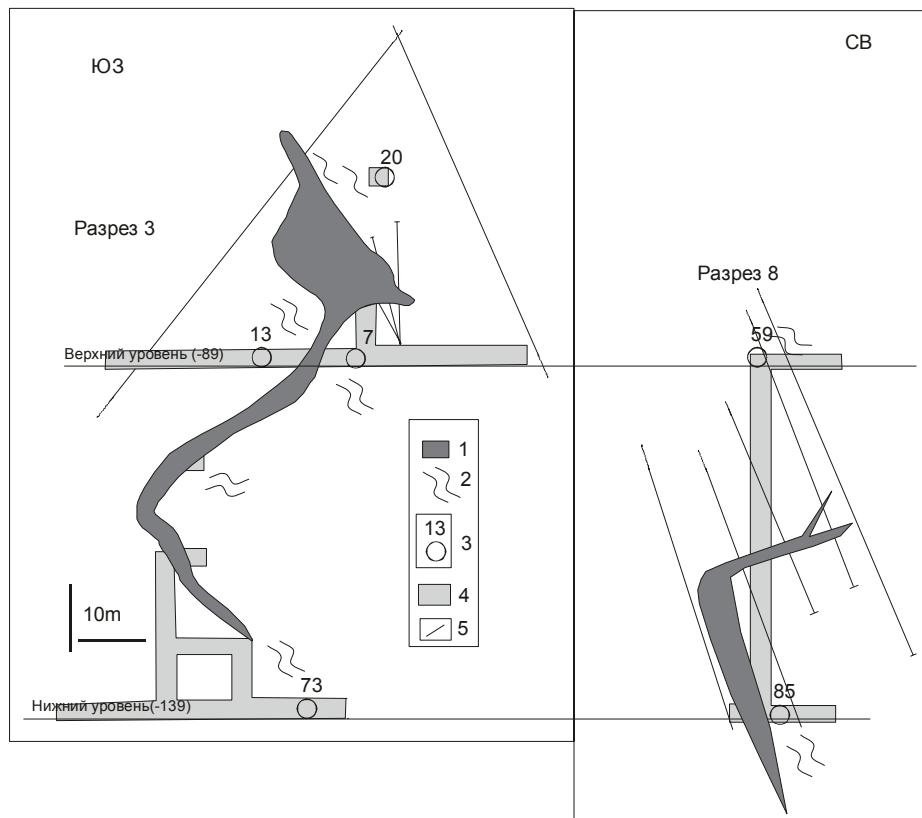
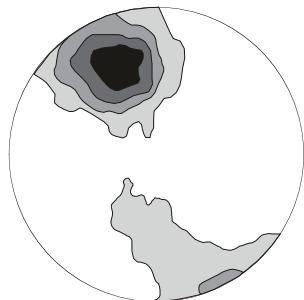


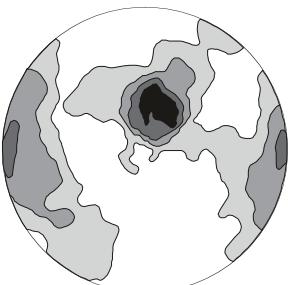
Рис.27. Поперечная форма пегматитовых жил. 1- пегматитовые жилы, 2 – вмещающие гнейсы и их залегание на плоскости разреза, 3 – ориентированные образцы и их номер. 4 – горные выработки, 5 – буровые скважины.

Как видно из рисунка, жилы имеют лестничную форму. Рассмотрение падения гнейсоватости дает в общем монотонное падение на северо – восток под средними углами. Однако уже здесь можно заметить, что в центре разреза 3 и верхней части разреза 8 падение

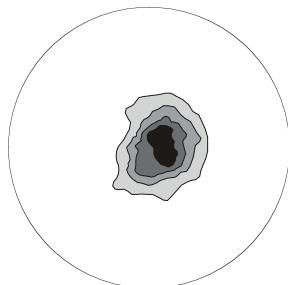
пологое до горизонтального. Рассмотрим ориентировку биотита в приведенных образцах (рис.28).



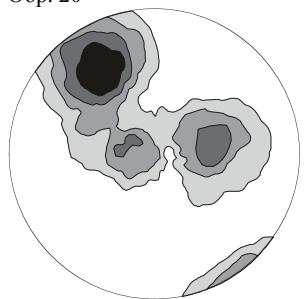
Обр. 20



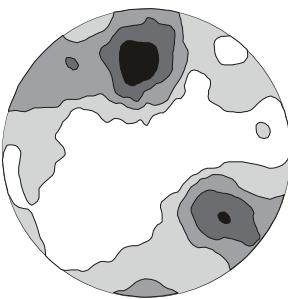
Обр.13



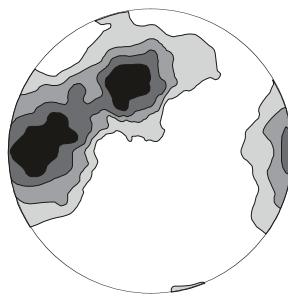
Обр.7



Обр. 75



Обр. 59



Обр. 85

Рис.28. Ориентировка биотита в ориентированных образцах (около 100 зерен в каждом).

Из рисунков ориентировки образцов 20,13, 7, 75 можно сделать примерно вывод, аналогичный полученному при рассмотрении гнейсоватости. Рисунки ориентировки биотита верхнего и нижнего образцов подобны, а центральный – отличны и характеризуются субгоризонтальным биотитом.

Для плагиоклаза в данной группе образцов наиболее информативной оказалась ориентировка оси растяжения. Она приведена на рис.29.

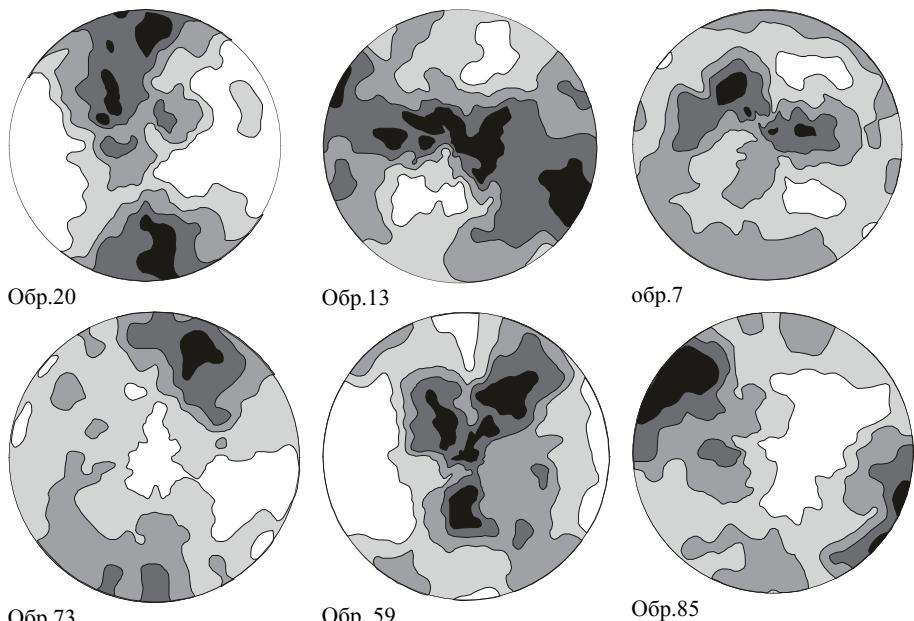


Рис.29. Ориентировка оси растяжения плалиоклаза в ориентированных образцах (около 100 зерен в каждом).

Рисунок 29 показывает субгоризонтальную ориентировку оси растяжения на крутых участках жил (№№ 20, 73, 85) и субвертикальную на пологих участках (13, 7, 59). Таким образом, контакты пегматитовых жил в значительной степени субперпендикулярны оси растяжения кристаллов плалиоклаза.

Существенно, что признаков складок, близких по геометрии к формам пегматитовых тел при исследованиях не выявлено.

Таким образом, можно констатировать, что имеет место блочное строение поля напряжений – деформаций, которому подчиняется форма пегматитовых жил – самого позднего образования рассматриваемой толщи. Что вызывает блочное строение – в настоящее время не ясно.

7. БЛИЖНИЙ ПОРЯДОК ОРИЕНТИРОВКИ (Short range ordering)

7.1. Общие сведения

Ближний порядок – это порядок между соседними элементами структуры или множества. Постулат наличия ближнего порядка лежит в основе геостатистики, основой которой является эмпирическое определение вида функции ближнего порядка (полувариограммы) и дальнейшее использование этой функции для уточнения статистических оценок. Для ориентированных данных наиболее ясно формирование полувариограммы изложено в [49]. В своем исследовании мы следуем методике этой работы.

Ближний порядок ориентировки для зерен пород понимается как некоторая связь (или корреляция) между ориентировкой зерна и ориентировкой его окружения. Не смотря на достаточно традиционную постановку проблемы, нам известна единственная работа по этому вопросу [7]. В этой работе исследуются два варианта природных агрегатов кварцевых зерен: прессованный песок и протерозойский метапсаммит – шокшинский кварцит. Выяснено, что как в первом, так и во втором случае существуют устойчивые домены по 20–50 зерен, в которых зерна имеют близкую оптическую ориентировку. И.С. Делицин считает, что важную роль в образовании домен играют электрическое взаимодействие между зернами. Сами домены ориентированы произвольно.

7.2. Биотит

Размер зерен биотита в изучаемых гнейсах мал по сравнению с расстояниями между зернами, поэтому для исследований собственно зерна заменялись их центрами, с которыми и проводились операции. Упорядоченность оценивалась по ориентировке спайности, которая измерялась в шлифах на столике Федорова. В исследовании участвовало 128 шлифов из 43 образцов (3800 зерен биотита).

Для эмпирической оценки ближнего порядка ориентировки необходимо проанализировать ориентировку спайности окружения всех замеренных зерен в шлифе, сравнить ее с ориентировкой спайности самого зерна. В одном шлифе замерялась ориентировка около 30 зерен, что не достаточно для надежного построения вариограммы, поэтому одновременно обрабатывался весь массив данных. Для массовой обработки необходимо приведение данных к «общему масштабу». С этой целью в каждом шлифе определялись максимум и минимум координат центров измеренных зерен. Координаты

направления с минимальным разбросом умножались на необходимый коэффициент, так, чтобы в исправленных координатах разбросы были одинаковыми, т.е. пересчитанные координаты центров измеренных зерен располагались в некоторой квадратной области (смотри преобразование на рис.30).

Таким способом масштаб всех фрагментов шлифов с измеренными зернами унифицировался (квадрат 1 x 1). Область вокруг каждого зерна делилась на восемь колец (см. рис.30), и все прочие зерна распределялись по восьми кольцам соответственно расстоянию от центрального зерна. В применяемой с методике измерений ориентировок зерен (см. раздел. 4) известна ориентировка любого зерна в географических координатах, и, таким образом, углы с географическими направлениями (север, восток, вертикаль). Для изучения ближнего порядка в окрестностях зерна оно окружалось восьмью кольцами, каждое из которых является некоторой окрестностью зерна (рис.30). Если в кольцо окрестности попадает только одно зерно (например кольца 8 и 6 на рис.30), то определялся угол между плоскостями спайности этого зерна и центрального.

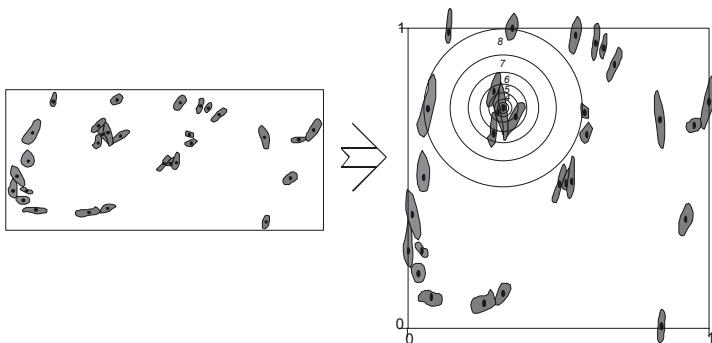


Рис.30. Методика преобразования исходных данных при построении полувариограммы. Слева- распределение зерен биотита в исходном фрагменте шлифа. Черными кругами показаны центры зерен. Справа- преобразование левого рисунка путем растяжения по вертикальной оси. Задание относительного масштаба (сторона квадрата равна 1). Формирование «кольц близости» вокруг одного из зерен (цифрами показаны номера колец).

Этот угол и являлся «мерой рассогласования» для данной пары зерен. Если в кольцо попадало несколько зерен (например кольцо 5 на рис.30), то направляющие косинусы углов с географическими осями, образуемыми нормалями к спайности зерен, попавших в одно кольцо, суммировались почлененно, получая суммарный вектор нормали к спайности зерен кольца. Определялась длина этого вектора и координаты на нее делились – вектор приводился к единичному. Угол между суммарным вектором нормали к спайности зерен

кольца и вектором нормали к спайности центрального зерна и являлся углом рассогласования. Подобная операция была проведена по всем зернам, участвующим в исследовании, т.е центр колец, изображенных на рис.30, «посещал» каждое из 3800 исследуемых зерен. Прочие в этот момент играли роль окружения.

Итоговая функция ближнего порядка (полувариограмма) рассчитывалась по формуле [49]:

$$\Gamma(h) = (0.5/N) \sum_{i=1,N} \Delta_i(h)^2;$$

где h - № кольца, N – число зерен, посещенных центром (в нашем случае 3800), $\Delta_i(h)$ угол между ориентировкой центрального зерна и средней ориентировкой зерен в кольце h .

Аналогично можно рассчитать и ковариограмму или функцию ковариации. По определению, под функцией ковариограммы понимают функцию сумм произведения данных по кольцам. В нашем случае возьмем скалярное произведение векторов (абсолютную величину косинуса угла между плоскостями спайности). Эмпирически полученные функции по всей совокупности зерен изображены на рис.31 а,б.

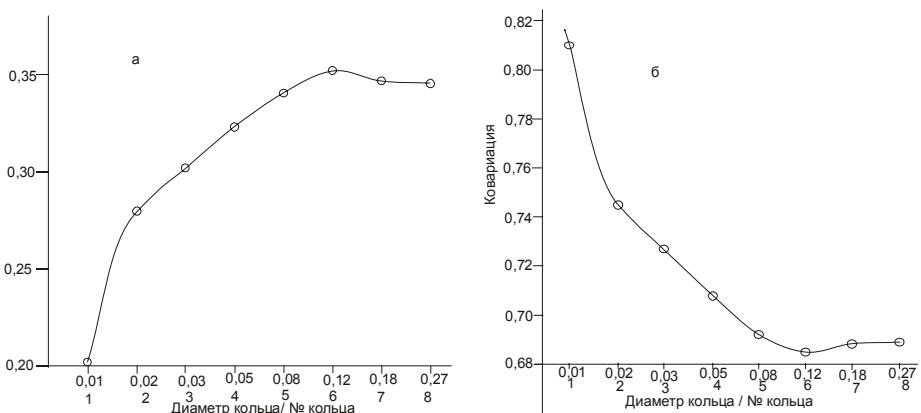


Рис.31. Графики эмпирически полученных функций ближнего порядка. а- полувариограмма, б- ковариационная функция.

Данные функции являются стандартными для геостатистики и могут интерпретироваться ее стандартными методами [11]. С точки зрения геостатистики, кривая на рис.31а. является типичной полувариограммой с порогом 0.35. Кроме того видно, что до кольца №6 имеется связь между ориентировкой центрального зерна и зерен в кольцах, а далее эта связь

отсутствует. Таким образом, близкий порядок ориентировки в изучаемых породах для биотита существует.

Раздельно по горизонтам получаем близкий результат. Полувариограмма верхнего горизонта практически повторяет рис.31. Для нижнего горизонта график узнаваем, но одна из точек «выскакивает». Таким образом, близкий порядок на нижнем горизонте менее выражен.

7.3. Статистическое моделирование

С точки зрения геолога интересен вопрос, как влияет факт наличия близкого порядка на внешний вид породы? Для этой цели было произведено статистическое компьютерное моделирование для двумерной поверхности (рис.32).

На поверхности по квадрату равномерно и регулярно размещены 1444 точки. В каждую точку помещен отрезок. Моделируется ориентировка отрезков. Моделирование производилось методом «вращающейся прямой», предложенным Ж.Матероном и наиболее доступно изложенным в [52]. Суть метода состоит в произвольном вращении прямой, на которой сгенерирована случайная последовательность чисел с близким порядком и проектировании значений чисел с этой прямой на точку при нескольких положениях прямой. Всего было использовано 50 случайных положений прямой. Последовательность чисел на прямой, имеющую близкий порядок, была получена по опубликованной программе [47]. В случае ориентировки без близкого порядка (рис.32а) отрезки ориентировались стандартным генератором случайных чисел с нормализацией распределения. Результаты моделирования приведены на рис.32. Видно, что общий характер ориентировки отрезков достаточно близок (рис.32в,г), однако функции ковариации различны (рис.32д). Если для случая рис.32а функция ковариации практически случайна, то для случая с близким порядком (рис.32б) ковариация закономерно убывает при увеличении номера кольца, что характерно и для полученной эмпирической функции (рис.31д), и, собственно, и является одним из критериев близкого порядка. Внешний вид полей ориентировки обоих случаев весьма характерен. Если в случае чисто случайных флуктуаций на фоне общего вертикального направления (рис.32а) поле практически однородно, то для случая наличия близкого порядка (рис.32б) поле разбивается на некоторые «области когерентности».

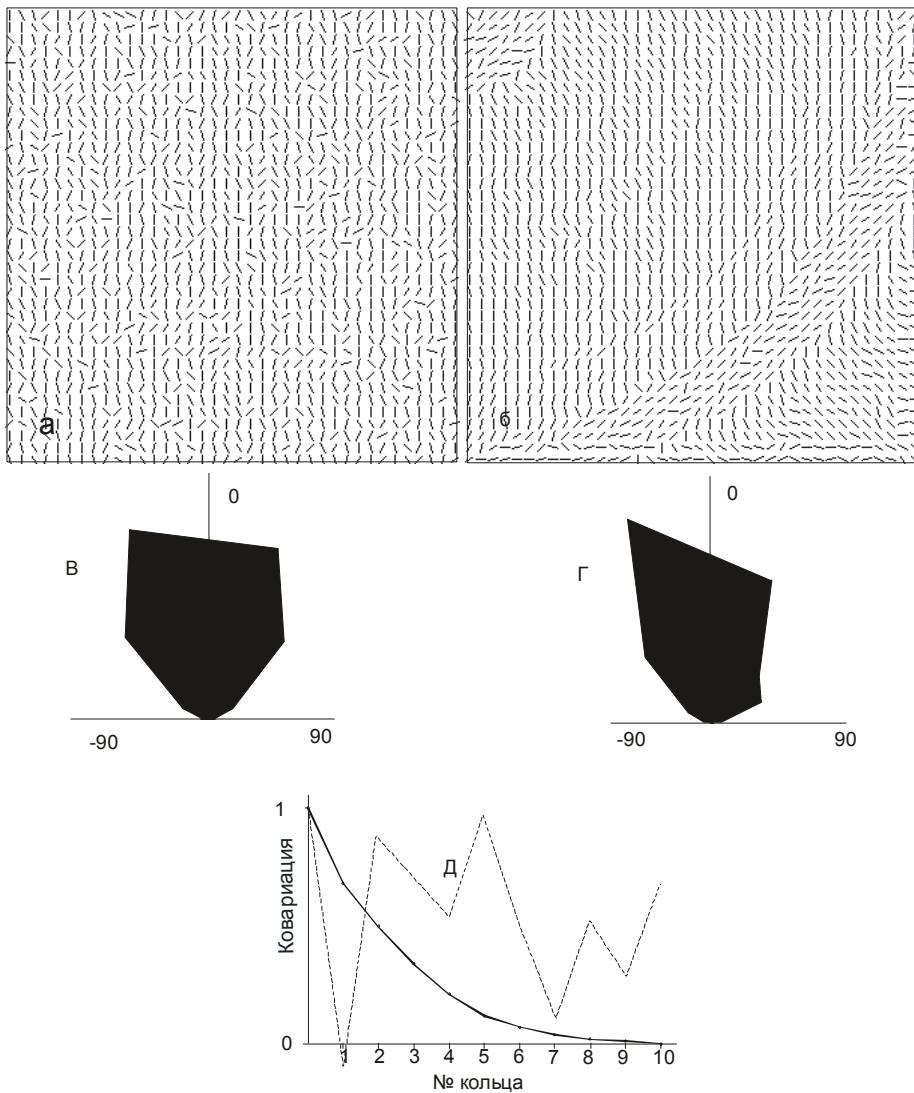


Рис.32 Компьютерное моделирование двумерных структур. а- вид структуры без ближнего порядка, б- вид структуры с ближнем порядком; в,г- розы –диаграммы ориентировок элементов структур без ближнего порядка и с ним (соответственно); д- вид ковариационной функции, сплошной график – при наличии ближнего порядка, пунктирный – без оногого.

Вероятно, именно их И.С.Делицин [7] считал «доменами». Возникает дополнительная текстура, не имеющая связи с общей вертикальной тенденцией. Такой результат был ожидаем, т.к. при моделировании полей с близким порядком подобное явление наблюдалось и ранее [5].

Таким образом, при наличии близкого порядка ориентировки в горной породе происходит процесс структурирования, в результате которого возникает текстура, не зависящая от симметрии внешних воздействий (нарушение принципа симметрии Кюри: элементы симметрии причины должны обнаруживаться в порожденных ею следствиях). При этом внешние воздействия могут стимулировать появление близкого порядка, при «накачке» энергии в среду (например повышением температуры, давления, химически активных веществ). Однако внешние воздействия не могут контролировать результаты проявления близкого порядка. Если рассматривать процесс структурирования в более формальном понимании Ю.Л. Климантовича [13], то это может быть процесс и самоорганизации и «самодеградации». При этом тип поведения (самоорганизация или самодеградация) также, скорее всего, не может управляться внешним воздействием.

О природе близкого порядка в ориентировке биотита сформулировать какие – либо гипотезы в настоящее время сложно. В традиционных для геостатистики геохимических полях имеет место процесс диффузии, который и формирует близкий порядок. Но не существует диффузии ориентировок. Электрические свойства биотита конформны механическим, причем отсутствуют ощутимые пьезоэлектрические свойства, т.е. предполагать какое либо электрическое взаимодействие кристаллов, как это делал И.С.Делицин для кварца, не представляется возможным. Скорее всего, близкий порядок имел место во флюиде при росте кристаллов биотита, и ориентировка кристаллов только «проявляла» это свойство флюидной системы.

7.4. Кварц

Близкий порядок ориентировки для зерен кварца исследовался аналогично исследованиям для биотита. Если в биотите порядок характеризовал полюс спайности, то для кварца это были С-оси. Отличия состояли в форме зерен. Если зерна биотита, расположенные на больших расстояниях друг от друга, можно было считать точками, то для кварца необходимо решить, от какого маркера определять расстояние между зернами. Было использовано три варианта: расстоянием между зернами считается расстояние между двумя ближайшими точками контура, центрами зерен, наиболее удаленными точками контура. Наиболее плавная вариограмма была получена вторым, «центральным», способом.

Вариограмма для всего массива данных представляет собой кривую с произвольными биениями, характеризующую отсутствие ближнего порядка. Однако картина по горизонтам оказалась более конструктивной (см. рис.33). Для горизонта -89 получена вариограмма (рис.33), фиксирующая наличие ближнего порядка ориентировки с радиусом корреляции в первые четыре кольца (0.11 в относительных единицах). Для горизонта -139 выявляется полное отсутствие ближнего порядка ориентировки. Вариограмма либо имеет незакономерные биения, либо вообще ниспадающий характер (см. рис.33). Отсюда понятно поведение суммарной вариограммы – она являлась смесью двух противоположных массивов данных.

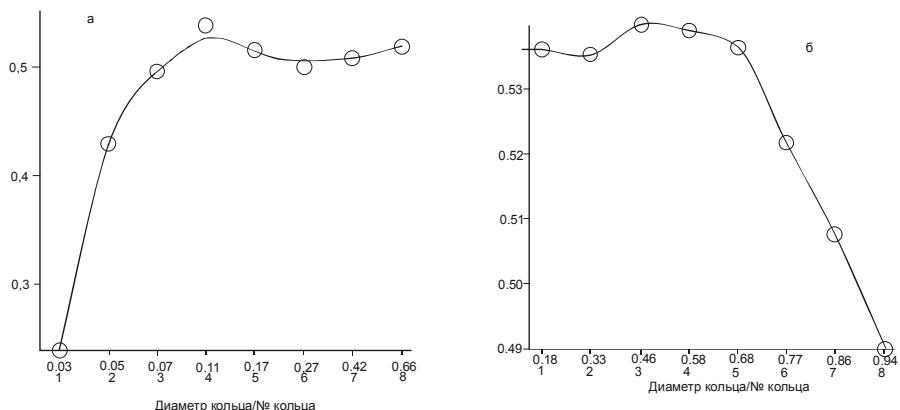


Рис.33. Вариограммы ближнего порядка ориентировки для расстояния между центрами зерен. а- горизонт -89, б- горизонт – 139.

Таким образом, на нижнем горизонте структурирование ориентировки кварца была гораздо слабее, чем на верхнем. Это, скорее всего, обусловлено меньшим количеством хорошо проявленных стадий деформации (см. раздел 5.3.1). Однако для биотита (раздел 7.2) подобного эффекта не отмечается. Можно предположить, что кварц, как минерал максимально морфо и структурно изменчивый, (по сравнению с биотитом и плагиоклазом) сменил тип реакции на внешние воздействия между горизонтами. На нижнем горизонте реагировал динамической перекристаллизацией, в то время как на верхнем – переориентацией. Как указывал J.H. Kruhl с соавторами [51], границы зерен в динамически перекристаллизованном кварце могут рассматриваться как структуры деформационного отжига, устойчивые до последующей деформации. Это значит, что следы предыдущих стадий деформаций в кварце нижнего горизонта полностью стерты, а последняя стадия не сформировала ближнего порядка ориентировки.

7.5. Плагиоклаз

Методика исследования ближнего порядка ориентировки для плагиоклаза существенно не отличалась от таковой для биотита и кварца. Но у плагиоклаза, как было показано, необходимо исследовать положение двух осей: оси сжатия и оси растяжения. Однако для вариограммы необходима одна цифра, в связи с чем применен параметр рассогласования, вычисляемый следующим образом:

$k = (\alpha_1^2 + \alpha_2^2)^{0.5}$; где α_1 и α_2 – углы между осями сжатия и растяжения соседних зерен соответственно.

Расстояние в плоскости шлифа определялось между центрами зерен плагиоклаза, т.к. очертания зерен не являются прихотливыми. В этих условиях по всему массиву данных получена вариограмма (рис.34).

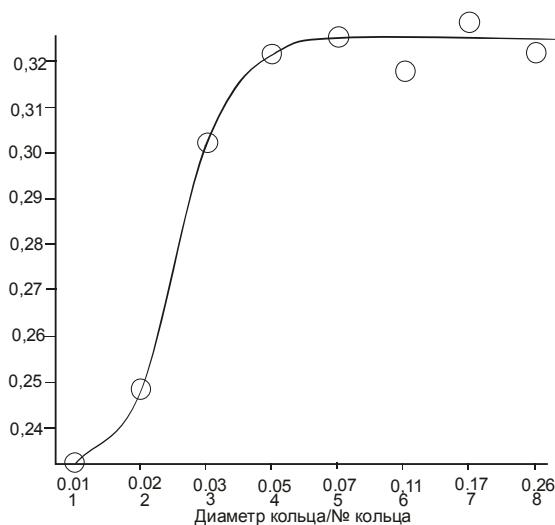


Рис. 34. Вариограмма ближнего порядка ориентировки для расстояния между центрами зерен (весь массив данных).

Рис.34 показывает, что упорядоченность ориентировки имеется примерно до 5-ой зоны, т.е. она, для плагиоклаза слабее, чем для биотита, но имеет аналогичный характер. Вариограммы по горизонтам отличаются от приведенной на рисунке только большим разбросом точек, т.е. различия между горизонтами по характеристикам ближнего порядка плагиоклаза не выявляются.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, можно сказать, что под действием давления, температуры, стресса и других факторов происходила структуризация толщи чупинских гнейсов. Этот процесс выразился в образовании разгнейсовки и ее ритмическом рисунке, гранитизации амфиболитов, образовании блоков пород с разным направлением ориентировки минералов, границы которых подчеркивались пегматитовыми жилами. Под действием внешних факторов изменяются параметры ориентировки биотита, возрастает энтропия ориентировки и сложность рисунка на нижнем из двух исследованных горизонтов. Плагиоклаз показывает тектонофизический тип ориентировки – наиболее значимыми направлениями являются оси сжатия и растяжения, причем первая в целом перпендикулярна плоскости пегматитового поля, а вторая перпендикулярна дневной поверхности. Рассмотрение совокупной ориентировки кристаллов плагиоклаза позволило выделить более двадцати разных напряженных состояний, существовавших в разные периоды формирования толщи, главными из которых являются расплощивание и взбросы. Диаграммы ориентировки кварца наименее информативны, однако и они показывают тип напряженного состояния, выявленного при рассмотрении плагиоклаза. Для кварца четко различаются рисунки верхнего и нижнего горизонтов.

Изучалась также форма зерен кварца. Выяснено, что параметры хаотичности – упорядоченности изменения формы и ориентировки не согласованы. Вероятно, решающим фактором, определяющим форму зерен кварца, являлось воздействие, слабо влияющее на ориентировку (например температура).

Используя состав биотита как индикатор протекания процесса а параметры его ориентировки как показатель хаотичности, определен синергетический тип процессов метаморфизма и пегматитообразования. Оба процесса определились как процессы самоорганизации.

Констатирован факт наличия ближнего порядка ориентировки большинства породообразующих минералов. Исключением является ориентировка кварца нижнего горизонта, который не имеет ближнего порядка ориентировки. Ближний порядок ориентировки – один из способов структурирования вещества. Он наиболее проявлен для биотита, слабее для плагиоклаза и минимально для кварца. Построена компьютерная модель, показывающая, что следствием наличия ближнего порядка ориентировки является разбиение пространства на когерентные области.

Благодарности

В моей работе очень существенную помощь окказал покойный Михаил Дмитриевич Толкачев, безвозмездно осуществивший химический анализ биотита. Я благодарен чупинским геологам Родионову В.С. и Кокконену А.М., оказавших разностороннюю помощь в работе. Я благодарен моим руководителям, «закрывавшим глаза» на «нечелевое» использование мной части своего рабочего времени. Я благодарен также Е.Б. Еванголовой, выполнившей фото зерен плагиоклаза.

ЛИТЕРАТУРА

- 1.Базай А.В. Егоров Д.Г. Иванюк Г.Ю. Происхождение полосчатости железистых кварцитов Кольского полуострова //Вопр.геол. Карело-Кольского региона.Петрозаводск.1996. с.3-6.
- 2.Великославинский Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и средних давлений. Л., 1972, 190с.
- 3.Володичев О.И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов (на примере беломорского комплекса).1975, Петрозаводск, 170с.
- 4.Гертнер И.Ф. Оптическая ориентировка плагиоклаза в породах Иоко - Довыренского мафит - ультрамафитового plutона (Северное Прибайкалье) //Динамометаморфизм и петроструктурная эволюция пород мафит - ультрамафитовой ассоциации. Томск. 1996. с.37-39
- 5.Головизнин В.М., Киселев В.П., Питербарг В.И. и др. Генерация случайных полей трещиноватости с заданной корреляционной функцией и заданным строением //Препринт Института проблем безопасного развития атомной энергетики РАН. 2003. №17. с.1-23
- 6.Горяинов П.М. Иванюк Г.Ю. Самоорганизация минеральных систем: Синергетические принципы геологических исследований. М., 2001, 311с
- 7.Делицин И.С. Структурообразование кварцевых пород.1985. М.1985. 191с.
- 8.Егоров Д.Г. Информационные меры для анализа геологических самоорганизующихся систем. СПб.:Наука.1997. 64с.
- 9.Казаков А.Н. Миллер Ю.В. и др. Структурная эволюция метаморфических комплексов Л., 1977, с159
- 10.Казаков А.Н. Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов. Л.,1987,235с.
- 11.Капутин Ю.Е. Горные компьютерные технологии и геостатистика СПб. 2002. 424с.
12. Климонтович Ю.Л. Статистическая теория открытых систем. ч.1, М.,1995г, 622с., ч.2. 1999г, 438с.
13. Климонтович Ю.Л. Введение в физику открытых систем //Синергетика. Труды. семинара. т.3. 2000. стр.100-142
- 14.Кожевников В.Н. Условия формирования структурно-метаморфических парагенезисов в докембрийских комплексах. Л.,1982,184с.
- 15.Коншин В.А. Эволюция составов плагиоклаза докембрия Северной Карелии (озера Кукас - Тикшезера) //Геология и полезные ископаемые Карелии, 2001, №3, с.107-112
- 16.Корсакова М.А., Иванов Н.М.Новая концепция геологического строения и развития Беломорского Подвижного Пояса (на основе составления госгеолкарты - 200 второго поколения) //Геология Северо-Запада вчера и сегодня. СПб, 2000, с.172-182

- 17.Лазарев Ю.И. Кожевников В.Н.Структурно - петрологическое изучение гранитизации. Л., 1973, 125с.
- 18.Мигматизация и гранитообразование в различных термодинамических режимах. Л.:Наука.1984. 310с.
- 19.Миллер Ю.В. Необычные пликативные формы в покровно - складчатой структуре Беломорского подвижного пояса //Геотектоника, N4, 1997, с.80-89
20. Морин А.О. Опыт применения теории информации в породах Удского вулканогенного пояса и его фундаменте. Деп. в ВИНТИ 05.05.89 №2976-В89.37с.
- 21.Морозова Л.Н. Новые данные по микроструктурным ориентировкам породообразующих минералов в гранитогнейсах полигона Воче -ламбина, Кольский полуостров //Минералогия, петрология и полезные ископаемые Кольского региона. Труды VIII Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии, посвященной 135-летию со дня рождения академика Д.С. Белянкина (18-19 апреля 2011 г.) / Ред. Ю.Л. Войтеховский. Апатиты, 2011.с.191-196
- 22.Николаев П.Н. Методика тектоно-динамического анализа.М.,1992, 295с.
- 23.Паталаха Е.И., Гарагаш И.А. Бифуркции односистемного сдвигового течения - основа складкообразования// ДАН СССР.1991.т.317.№2. с.427-430.
- 24.Ранний докембрий Балтийского щита. – СПб, «Наука», 2005, 711с.
- 25.Рис Ф.С., Вальдштейн А. Анализ фрактальной размерности облаков с мощными конвективными токами //Фракталы в физике, М.,1988, с.644-649
- 26.Руденко А.П. Самоорганизация и синергетика //Синергетика. Труды семинара. т.3, 2000, с.61-99
- 27.Ручьев А.М. О полосчатых кианитовых гнейсах Беломорского комплекса //Вопросы геол., магматизма и рудогенеза Карелии.Петрозаводск.1996. с.3-7.
- 28.Ручьев А.М. Особенности метаморфизма гнейсов Чупинской свиты //Беломорск. подв. пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, металлогения. Петрозаводск, 2005, с.256-260
- 29.Ручьев А.М. Пегматитогенез при аллохимическом стресс-метаморфизме парагнейсов беломорского комплекса Балтийского щита (на примере Лоушского пегматитового поля) //Минерагения Докембria. Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2009, с.228-232
- 30.Саранчина Г.М.,Кожевников В.Н.Федоровский метод Л..1985. 208с.
- 31.Свириденко Л.П.,Кожевников В.Н. Эволюция биотита при гранитизации //Минералогия и геохимия докембria Карелии. Труды ИГ Кар.ФАНССР. 1971. вып.7. С.82-93.
- 32.Скублов С.Г., Другова Г.М. Геохимия редкоземельных элементов в метаморфических биотитах //Геохимия. 2004. №3. С.337-341.

- 33.Слюденоносные пегматиты Северной Карелии. Л., «Недра», 1976, 367с.
- 34.Судовиков Н.Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации // Труды лаборатории геологии докембрая. Вып.4. М.1954.195с.
- 35.Таян Р.Н. Использование микроструктурных ориентировок породообразующих плагиоклазов в магматической геологии //Известия Академии наук Республики Армения. Науки о Земле., 2006, 59, №3, с.3-9
- 36.Ушакова Е.Н. Биотиты метаморфических пород. Новосибирск. 1971. 346с
- 37.Хакен Г. Синергетика. М., 1980.
- 38.Ходоревская Л.И. Гранитизация амфиболитов. 2. Основные закономерности физических и химических явлений при процессах фильтрации флюидов через породу //Петрология. 2004. 12. №3. С.321-336
- 39.Чини Р.Ф. Статистические методы в геологии. М.:Мир.1986.189с.
- 40.Шакин С.С. Опыт использования фрактальных параметров полосчатости гнейсов для структурного картирования пегматитов (Северная Карелия) //Известия Сибирского отделения. секции наук о Земле РАН, вып.2 (28), 2005, стр. 90-95
- 41.Шустер Г. Детерминированный хаос. М.:Мир.1988. 240с.
- 42.Шуцкий Ю.К. Китайская классическая книга перемен. ИЦЗИН. М., 1993.
- 43.Щербакова Т.Ф. Амфиболиты Беломорского комплекса и их гранитизация. М., 1988, 149с.
- 44.Эз В.В. О параллельной расслоенности метаморфических толщ //Бюллетень Московского Общества Испытателей природы, Отделение геология, 1998.73.№2. с.16-23.
- 45.Benn K. Mainpice D. An interactive program for determination of plagioclase crystal axes orientations from U-stage measurements: an aid for petrofabric studies //Computers and Geosciences. 1989. 15. p.1127-1142
- 46.Cumberst R.J. AMPHAX:a FORTRAN programm for calculating the lower lower hemisphere stereographic proections of the crystallographic axes of clinoamphibole from univeral stage measurements //Comput. and Geosci.-1990-16, N3,pp.371-377
- 47.Davis B.M., Hagan R., Borgman L.E. A program for the finite fourier transform simulation of realizations from a one-dimensional random function with known covariance //Computers & Geosciences. v.7. №2. 1981. p.199-206
- 48.Dewers T. et all Differentiated structures arising from mechano - chemical feedback in stressed rocks//Earth - Sci.Rev.1990.29.№1/4. p.283-299.
- 49.Gumiaux C., Gapais D., Brun J.P. Geostatistics applied to best-fit interpolation of orientation data //Tectonophysics, 2003. 376. №3-4. p.241-259.
- 50.Hippert J.F. Structures indicative of helicoidal flow in a migmatitic diapir //Tectonophysics.1994.234.№3. p.169-196.

- 51.Kruhl J.H. et all The equilibration of high - angle (?) grain boundaries in dynamically recrystallized quarz: the effect of crystallography and temperatur //Journal of Structural Geology, 2002, 24, N6-7, p.1125-1137
- 52.Mantoglou A. Digital simulation of multivariate two- and three-dimensional stochastic processes with a spectral turning bands method //Mathematical geology. v.19. 1987. №2. pp.129-149.
- 53.Prior David J., Alan P. Boyle, Frank Brenker et all. The application of electron backscatter diffraction and orientation contract imaging in the SEM textural problems in rocks //American Mineralogist, 1999, v.84, N 11-12, p.1741-1759
- 54.Romeo I., Capote R., LunarR., et all. Polyminaleric orientation analysis of magmatic rocks using Electron Back-Scatter Diffraction: Implications for ignaous fabric origin and evolution //Tectonophysics, 2007, 444, N1-4, p.45-62
- 55.Vernon Ron H. Quartz and feldspar microstructures in metamorphic rocks // Can.Mineral. - 1999 - 37,N2, c.513-524
- 56.Wenk H.R. Preferred orientation patterns in deformed quarzites //Rev.Miner.-1994-29,pp.177-208
- 57.Willians P.F.Differentiated layering in metamorphic rocks//Earth-Science Reviews.1990.29.№1/4. p.267-281.



MoreBooks!
publishing



yes i want morebooks!

Покупайте Ваши книги быстро и без посредников он-лайн – в одном из самых быстрорастущих книжных он-лайн магазинов! окружающей среде благодаря технологии Печати-на-Заказ.

Покупайте Ваши книги на
www.more-books.ru

Buy your books fast and straightforward online - at one of world's fastest growing online book stores! Environmentally sound due to Print-on-Demand technologies.

Buy your books online at
www.get-morebooks.com



VDM Verlagsservicegesellschaft mbH

Heinrich-Böcking-Str. 6-8
D - 66121 Saarbrücken

Telefon: +49 681 3720 174
Telefax: +49 681 3720 1749

info@vdm-vsg.de
www.vdm-vsg.de

