

5. Калинин Ю.К., Тяганова В.И.. Исследование электропроводности и термостойкости шунгитовых пород. П-ск. 1974. – С.92-100.

6. Тяганова В.И.. Макроструктурные и текстурные особенности распределения углерода в шунгитовых породах. Сб. Геология и полезные ископаемые Карелии № 5. П-ск. 2002. – С.130-134.

ПРИМЕНЕНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ТЕХНИЧЕСКИХ И АНАЛИТИЧЕСКИХ СРЕДСТВ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ ПЕРВИЧНОЙ КУСКОВАТОСТИ (ФРУСТУМАЦИИ ИЛИ ОБРАЗОВАНИЯ «ЭЛЕМЕНТАРНОЙ ЯЧЕЙКИ») ГОРНЫХ ПОРОД

Поваренных М.Ю.¹, Бескин С.М.²

¹ОГЛ БЕН РАН, Москва, ²ИМГРЭ, Москва

В последние 15-20 лет после впечатляющих успехов физико-химического подхода к рассмотрению горных пород в духе классической термодинамики Гиббса и Коржинского в петрографии намечается возрождение интереса к их структурно-текстурным характеристикам, являющимся по своей сути отражением нелинейности, неравновесности и необратимости процессов их генезиса, для познания законов которых применимы идеи И.Р.Пригожина и его школы [1-3].

Эта тенденция вызвана, по нашему мнению, рядом факторов: 1) осознанием явной недостаточности аппарата равновесной термодинамики для объяснения реально наблюдаемых горнопородных явлений и привлечением для этого синергетических представлений и аппарата неравновесной термодинамики; 2) потребностями практики геологической разведки месторождений (особенно месторождений нефти и газа – в осадочных и метаморфогенных толщах) и инженерно-геологического прогнозирования устойчивости и долговечности инженерных сооружений в сейсмо- и экологически опасных регионах; 3) необходимостью перейти от словесного, часто субъективного и построенного на основании исследований в плоских срезах двумерного описания горных пород на трехмерную количественную основу; 4) потребностью создания *теории горной породы*, и на ее основе – фундаментальной науки петрологии и *естественной классификации горных пород*.

До последнего времени среди петрографов не существует общепризнанного определения понятия «горная порода», не говоря уже об основных классификационных понятиях «индивид» и «вид» горной породы [4-11]. В соответствии с главными геологическими процессами, приводящими к образованию горных пород, выделяются три их генетических класса: осадочные, магматические и метаморфические, которые в свою очередь подразделяются по минеральному, химическому, гранулометрическому, структурно-текстурному и другим признакам. В горном деле широко распространены классификации по какому-либо параметру, служащие для производственных целей: по пористости, объёмному весу, буримости, модулю упругости, электропроводности и др. Общей же универсальной классификации горных пород до сих пор не существует.

Петрографы при определении горной породы обычно ограничиваются описанием микроструктуры, микроскопической диагностикой слагающих её минералов и валовым химическим составом. Хотя хорошо известно, что такие *разные* горные породы, как гранит, аркозовый песчаник и гнейс могут иметь *одинаковый* валовый химический состав, а поле зрения поляризационного микроскопа зачастую оказывается меньше величины слагающих породу зерен. Кроме вышеназванных свойств горных пород, по нашему мнению, необходимо обратить пристальное внимание на их макроструктурные характеристики. Ф.Ю.Левинсон-Лессинг отмечал в 40-х годах нашего века: «Макрофизиография так же стара, как и геология горных пород. Умелое пользование макрофизиографией нашими предшественниками в домикроскопическую эру во многих случаях оставляет далеко за собой нас, переносящих все внимание на микроскоп и химический анализ, и поэтому часто пренебрегающих макрофизиографией» [12,13]. С.М.Бескин в своих работах по выработке номенклатуры редкометалльных гранитов понимал под ней особенности взаиморасположения кристаллов-зерен кварца и полевых шпатов (без детализации в первом приближении состава последних) в основной массе породы [11,14,15]. В результате совместных с В.Н.Лариным и Ю.Б.Мариным многолетних наблюдений и геологического картирования позднепротерозойских-фанерозойских гранитных массивов СССР установлено, что естественные ассоциации гранитных тел выделяются, в первую очередь, по физиографии основной ткани слагающих их пород (без учета порфириовидных вкрапленников); причем принципиально различаются граниты трех физиографических типов А, Б и В, с которыми связаны совершенно определенные месторождения [16]. Приведем описание типизированных физиографий характерных образцов ведущих фаз гранитов этих типов. Тип А – неравнозернистый гранит с беспорядочным расположением зёрен кварца и полевых шпатов и низкой степенью агрегативности в расположении зёрен одноименных минералов (рис.1). Тип Б – равнозернистый гранит с цепочечно-агрегативным расположением субизометричных зёрен кварца, причем цепи последних окружают одноразмерные агрегаты и (или реже) одиночные кристаллы (рис.2). Тип В – равнозернистый гранит с «лапчато»-агрегативным и одиночным расположением изометричных зёрен кварца, причем приблизительно одноразмерные агрегаты последних (чаще по 2-6 зёрен) группируются в полевошпатовой массе примерно на одном и том же расстоянии друг от друга (рис.3).

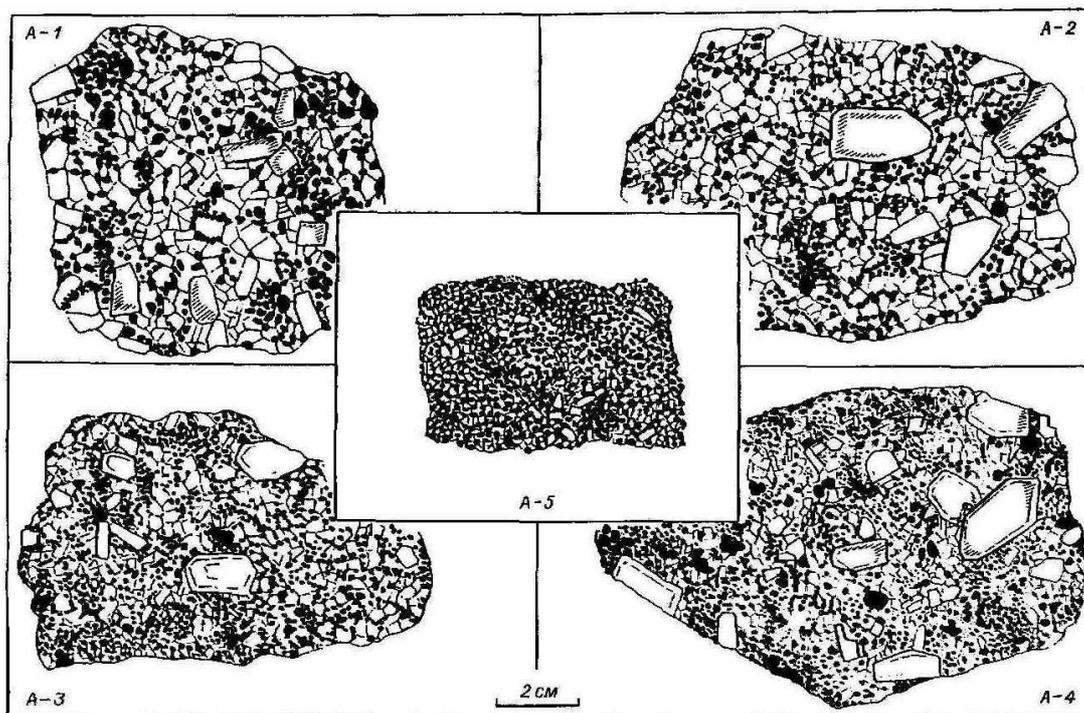


Рис.1. Типизированная физиография характерных образцов ведущих фаз гранитов типа А – неравнозернистый гранит с беспорядочным расположением зерен кварца и полевых шпатов (форма зерен условная) и низкой степенью агрегативности в расположении зёрен одноименных минералов. Черное – кварц, белое – полевые шпаты; слюды и амфиболы не изображены.

А-1 – крупнозернистый, А-2 – крупно-среднезернистый, А-3 – среднезернистый, А-4 – мелко-среднезернистый, неравномернозернистый, А-5 – мелко-среднезернистый, относительно равнозернистый

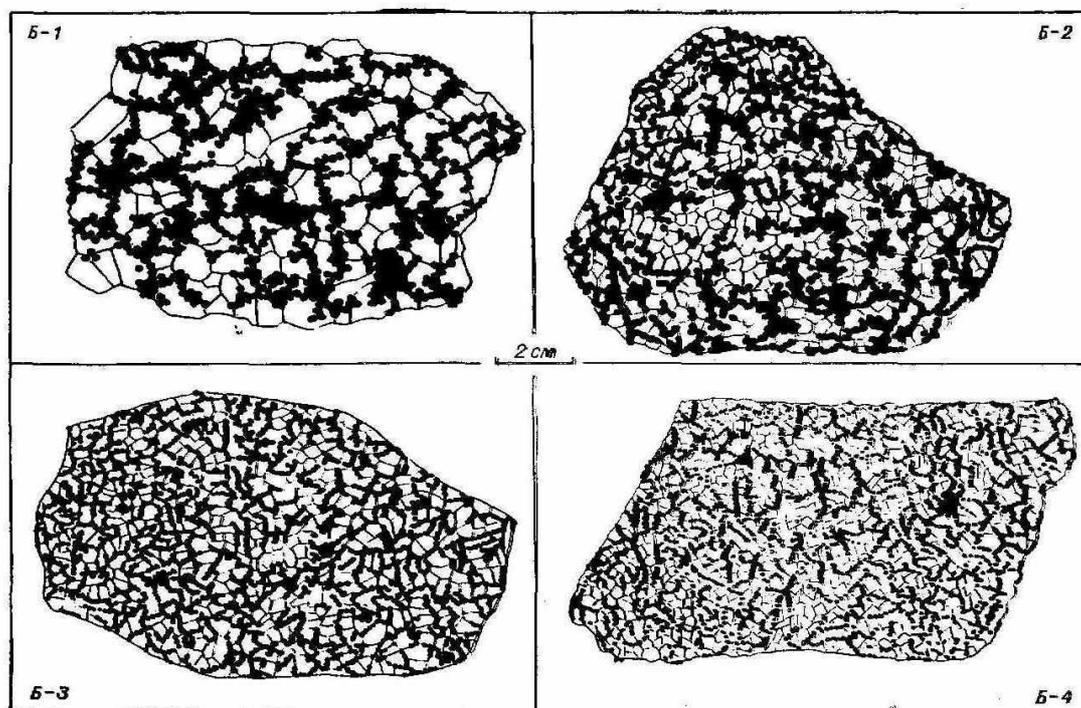


Рис.2. Типизированная физиография характерных образцов ведущих фаз гранитов типа Б – равнозернистый гранит с цепочно-агрегативным расположением субизометричных зерен кварца, причем цепи последних окружают однородные агрегаты и (или реже) одиночные кристаллы. Черное – кварц, белое – полевые шпаты (форма зерен полевого шпата условная); слюды и амфиболы не изображены. Гранит: Б-1 – крупнозернистый, Б-2 и Б-3 – среднезернистый, Б-4 – мелко-среднезернистый. Форма зерен полевого шпата

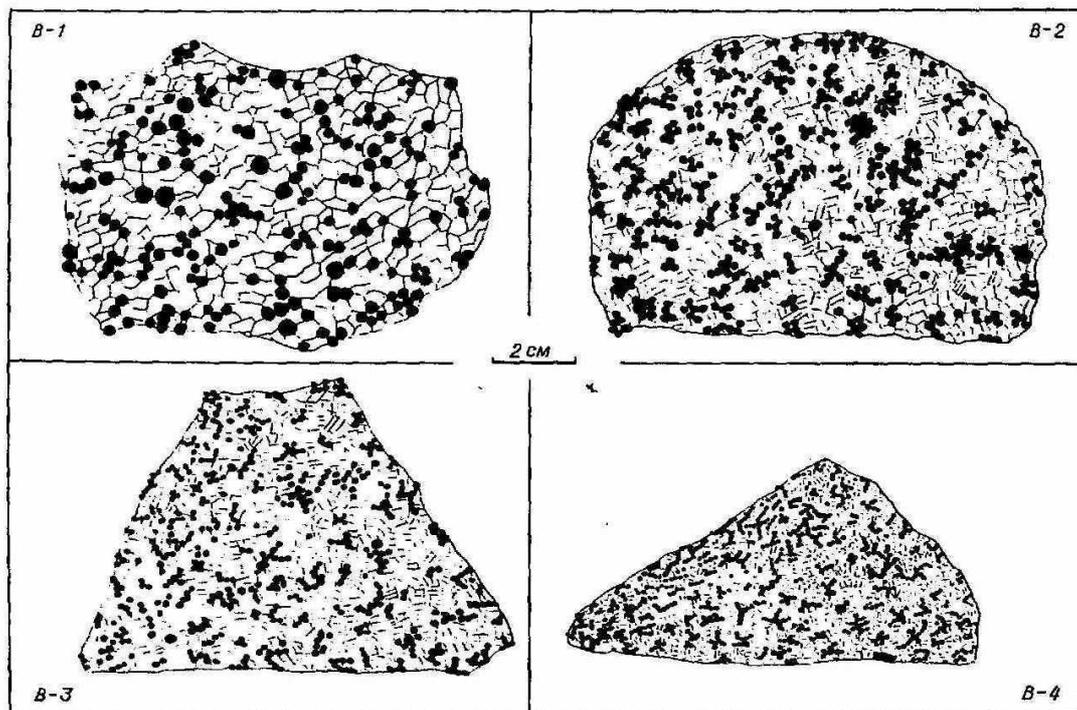


Рис. 3 Типизированная физиография характерных образцов ведущих фаз гранитов типа В.
Черное – кварц, белое – полевые шпаты; слюды, амфиболы и пироксены не изображены. Гранит:
В-1 – крупно-среднезернистый, В-2 – среднезернистый, В-3 – мелко-среднезернистый, В-4 – мелкозернистый гранит

Успешные попытки выделять типы гранитов по макрофизиографии делались в 60-е годы нашего века геологами Нигерии. Ими установлено, что рудоносные граниты Рей-филд Гона и Нгелл отличаются от нерудных серии Джос по взаиморасположению зёрен кварца в породе [17]. В.В.Потапьев при характеристике Орловского мезозойского гранитного плутона в Восточной Сибири отмечал две главные разновидности крупнозернистых пород: те, у которых сильно выражена склонность к образованию мономинеральных скоплений кварца вытянутой, ветвящейся формы, и те, у которых это проявлено в гораздо меньшей степени [18]. Типизация гранитов на основе их макрофизиографии и соответствующие принципы расчленения и картирования гранитоидных интрузий ныне являются общепризнанными и вошли в Методическую инструкцию по проведению Государственной геологической съёмки масштаба 1 : 50 000 [19].

Важным для настоящего анализа свойств горных пород является то, что в понятие макрофизиографии гранитов вкладывают смысл, в какой-то степени аналогичный типу решётки кристаллов минералов [16]. На первый план выходит как бы структурная формула гранита, где «узлы решётки» выполнены кристаллическими зёрнами главных породообразующих минералов. В первом приближении разные типы гранитов являются по отношению друг к другу как бы полиморфными видами.

Метод аналогий и заимствование терминов и понятий из других наук широко распространён в научной практике. Однако, формальное перенесение приемов и методов изучения вещества с минерального уровня организации материи на горнопородный бывает не всегда оправдано. Многими геологами разделяется концепция уровневой организации геологических объектов, согласно которой объекты любого из уровней состоят непосредственно из объектов предыдущего ранга. Нам представляется методологически более обоснованной развивающаяся в последнее время концепция, согласно которой «... естественные системы образуются не объектами предыдущего ранга иерархии, а совокупностью элементарных ячеек» [8,20]. Для горной породы при сопоставлении ее с объектом предыдущего ранга (минерального) эта концепция также является более предпочтительной. Если для мономинеральной горной породы рассмотрение ее как совокупности более или менее одинаковых минеральных зёрен в качестве ее элементов выглядит на первый взгляд достаточно обоснованным (а нередко в литературе можно встретить предложение выделять элементарные ячейки горных пород по симметричному принципу расположения отдельных зёрен в терминах плотнейшей шаровой укладки, формально заимствованному из минералогии [7,21,22]), то уже для любой, даже самой простой полиминеральной породы никакое одно минеральное зерно не сможет характеризовать всю породу. В этом случае подлинным элементом (компонентом) породы или подсистемой объект-системы «горная порода» будет некий минимальный по размерам агрегат зёрен минералов – её «элементарная ячейка», тот кирпичик, «размножение» которого при помощи симметричных (или гомологических) операций будет достаточным для воспроизведения всей породы целиком [6-8].

Одним из первых подобная идея была высказана В.И.Драгуновым в 1971 году [8]. Правда, им тогда не были намечены основные задачи, которые вытекают из данного утверждения, главной из которых нам представляется задача визуализации (или выявления) элементарных ячеек в самых разнообразных горных породах. В статье нами показаны первые шаги по выявлению элементарных ячеек гранитов, а также ряда других горных пород.

Для гранитов А-, Б- и В-типов Р.Л.Бродской [21-24] с помощью интеграционных столиков и автоматических анализаторов изображений «MAGISCAN», «КВАНТИМЕТ – 720» и других рассчитывался следующий ряд количественных характеристик их строения: коэффициент агрегативности породообразующих минералов, идиоморфизм породообразующих минеральных индивидов, дисперсия гранулярного состава минеральных индивидов, количество границ между породообразующими минеральными индивидами, сбалансированных по атомарной плотности. В ряду гранитов А – Б – В первая и последняя характеристики возрастают, а вторая и третья – уменьшаются.

Группа под руководством Р.Л.Бродской в конце 80-х начале 90-х годов предприняла серию экспериментов, направленных на выявление пространственной регулярности, аналогичной кристаллической решётке в минералах, в гранитах и других горных породах с помощью дифракции субмиллиметрового радиоволнового излучения с длиной волны 2-4 мм [21-24]. Этим она продолжила серию работ группы Pincus конца 70-х начала 80-х годов, получивших нерасшифрованные дифракционные картины от тонкодисперсных глинистых пород (аргиллитов и алевролитов) при облучении их светом лазера. В ходе экспериментов Р.Л.Бродская наблюдала диффузные дифракционные картины от крупнозернистых гранитов и графических пегматитов, а затем и от гранитов лейкогранит-аляскитовой формации, письменных гранитов, кварцитов и амфиболитов, что либо указывало на наличие статистически значимого упорядочения зёрен этих пород по типу плотнейших упаковок, либо на существование «островков порядка» в неупорядоченном, бесструктурном окружении [25], либо, по нашему мнению, на имеющее место отражения от неких более крупных, упорядоченно расположенных структурных единиц породы. Вне всякого сомнения, полученный в ходе этих опытов результат чрезвычайно важен, однако, как нам представляется исходя из идеи поиска и визуализации элементарных ячеек горных пород, эти эксперименты необходимо продолжить, применяя излучения с длиной волны, хотя бы на 1-2 порядка (в зависимости от крупности зерен той или иной породы) превышающий тот, что был использован (т.е. не 2-4 мм, а хотя бы 30-500 мм). На чем основывается подобный прогноз?

Дело в том, что И.С.Делицин в 1985 году опубликовал монографию «Структурообразование кварцевых пород», посвященную исследованию верхнеюрских песков осадочного чехла Русской платформы, верхнепротерозойских кварцитовидных песчаников Украинского щита и архейских кварцитов Юго-Западного Прибайкалья [26]. При сопоставлении им узоров сводных диаграмм оптических ориентировок кварцевых зёрен в шлифах различного размера, построенных по данным изучения 10, 25, 50, 100, 200 и 400 зёрен, выяснилось, что уже на стадии рыхлых песков в них образуются некие устойчивые, статистически значимые агрегаты кварцевых зёрен с определённой оптической ориентировкой, наблюдаемой лишь в пределах 25-50 зёрен в шлифе (т.е. около **150 зёрен в объёме**), и ослабевающей по мере увеличения площади исследуемого шлифа (Рис. 4). В отличие от песков, для кварцитовидных песчаников устойчивая оптическая ориентировка не пропадала и при большей площади шлифа (около 200 зёрен), а для кварцитов она сохранялась при любом варьирующем числе замеров (25 – 500), и кроме того – в любом сечении (чего не наблюдалось для песчаников). *Выявленные агрегаты взаимно-ориентированных кварцевых зёрен в мономинеральных кварцевых породах, по видимому можно рассматривать в качестве их элементарных ячеек.* (курсив наш – П.М.Ю и Б.С.М.) Но кроме того, в этих исследованиях был впервые обнаружен **нижний предел размеров элементарных ячеек** (курсив наш – П.М.Ю и Б.С.М.) изученных пород.

Регулярность (упорядоченность) расположения зёрен в мономинеральных кварцевых породах (кварцевых жилах разного происхождения и искусственных агрегатах, выращенных на кварцевой подложке) отмечали А.Н.Никитин и О.А.Суставов [28-30].

В связи с вышеизложенным становится понятно, что если для мономинеральной кварцевой породы минимальный объем элементарной ячейки составляет около 150 зерен, то для любой полиминеральной породы он будет, по-видимому, значительно больше. При исследовании их пространственной регулярности с помощью субмиллиметрового излучения с длиной волны 2 мм и не следовало было ожидать какой-либо чёткой дифракционной картины, как и наблюдалось в опытах Р.Л.Бродской с мелко-среднезернистыми горными породами.

Эти выводы сопоставимы с результатами, полученными академиком М.А.Садовским и его коллегами по изучению гранулометрических анализов частиц торфа, песчано-гравелистой почвы, дроблёной взрывом горной породы и наблюдению спектров акустических колебаний горной породы [31-33]. Ими установлена *естественная кусковатость* (блочность) горной породы – существование «преимущественных» («фиксированных») размеров отдельностей, образующихся при её расчленении. Для уровня горной породы эти фиксированные размеры составляли 3-5, 20-25 и 450-500 мм. Любопытно, что эта иерархическая шкала кусковатости во многом совпадает с той, что была известна индуским натурфилософам согласно ведической Энциклопедии Абхидхармы [34-35].

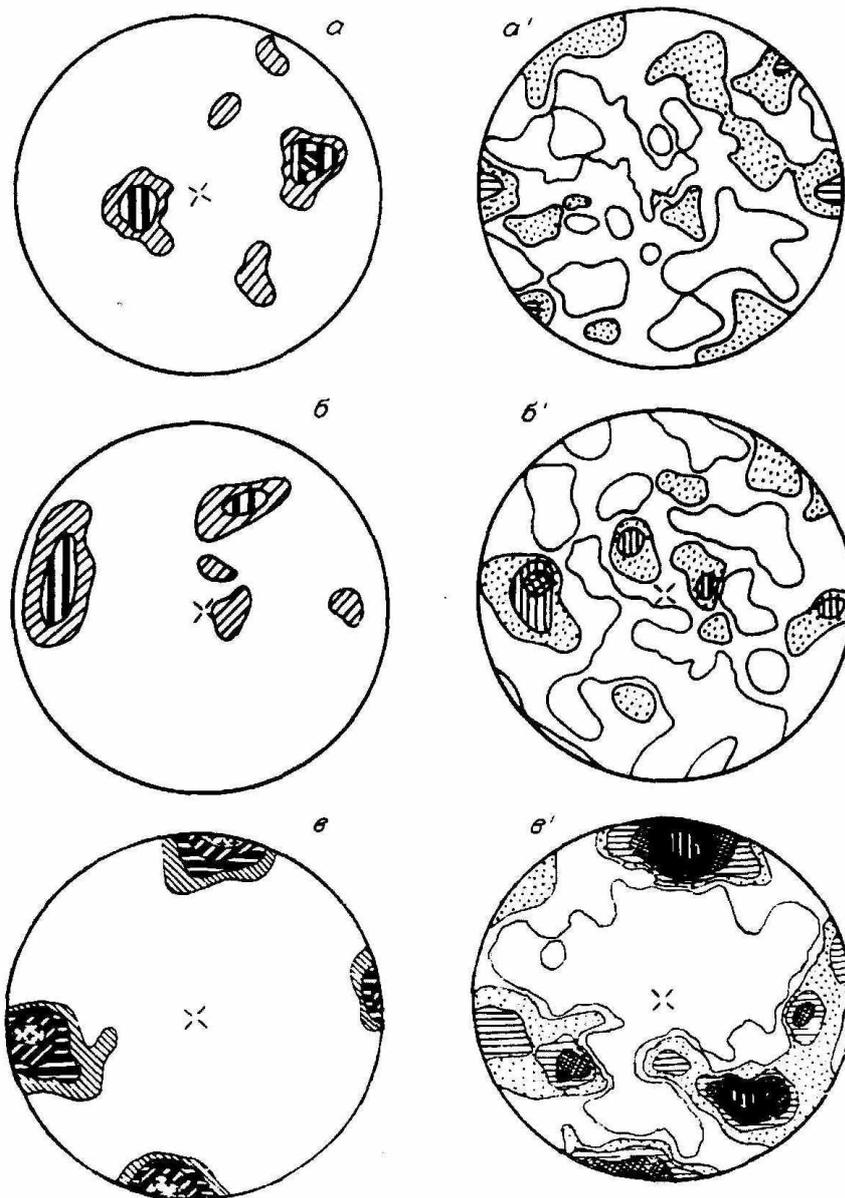


Рис.4 Сводные диаграммы оптических ориентировок кварцевых зёрен в песках (а, а¹), песчаниках (б, б¹) и кварцитовидного песчаника (в, в¹)

а, б, в – местные диаграммы, построенные на основе 25 замеров, а¹, б¹, в¹ – местные диаграммы, построенные на основе 200 замеров (внутри изолиний плотность > 1%; плотность максимумов местных диаграмм – до 20%)

Очень важны в теоретическом аспекте работы В.В.Индутного и его коллег из ИГФМ (Украина) по структурной петрологии [36]. Ими отмечается необычная макрофизиография («каркасное строение») кальцифиринов Завалья и карбонатитов Черниговской зоны Украинского щита (Приазовье), а также апатит-карбонат-магнетитовых руд Ковдорского месторождения (Кольский полуостров): «...каркасы пироксена и особенно магнетита существуют даже при небольших (15-30%) концентрациях этих минералов, а при ещё меньших концентрациях зерна магнетита образуют сrostки по 3-5 индивидов, разбросанные в карбонатном агрегате в виде отдельных островков или цепочек. Одиночные зёрна магнетита встречаются редко». Подчеркнем, что наиболее ярко *каркасное* строение проявлялось при растворении штуфов карбонатитов Черниговской зоны и магнетитовых руд Ковдора в децинормальной соляной кислоте и почти полном удалении карбоната без разрушения структуры других минеральных фаз.

В этой связи следует отметить одну примечательную особенность темноцветных и рудных минералов в карбонатитах Черниговской зоны: удивительную скруглённость граней вплоть до появления почти шарообразных пироксенов, амфиболов, биотитов, пироксенов, колумбитов, цирконов, цериевых фергусонитов и образование немногих крупных скелетных кристаллов-реберников пироксена как свидетельство их роста на фоне растворения более мелких индивидов [37], то есть в резко неравновесных условиях.

В названной работе В.В.Индутного обращает на себя внимание явная схожесть его вывода о существенном значении макрофизиографии для определения особенностей становления различных по генезису карбонатсодержащих горных пород, с выводами С.М.Бескина для гранитоидов. В.В.Индутный приблизился к визуализации и выявлению их элементарных ячеек (в качестве «оправдания» последнего может служить исключительная прочность и слаборастворимость гранитов в кислотах).

Проведенный анализ литературы и сопоставление наблюдений структурно-текстурных особенностей различных горных пород привели к выводу о существенном значении макрофизиографии при определении понятия «горная порода» и дали некоторое представление о её «первичных элементах» – **элементарных ячейках (фрустумах)** – от латинского фрустум – кусок). В качестве задач при разработке этой проблематики нами были выделены следующие: 1) визуализация (выявление) элементарных ячеек горных пород (фрустумов) с помощью различных методов (как альтернатива вышеуказанному дроблению взрывом, акустическому воздействию, растворению в кислоте, наблюдению в поляризованном свете, могут послужить такие методы как рентгеновская томография, генерация второй гармоники в нецентросимметричных минералах при лазерном облучении, люминесцентные методы, исследование ориентировки нематических жидких кристаллов на зёрнах ферромагнетиков [38] с использованием компьютерных возможностей); 2) определение основных характеристик фрустумов (размеров, формы, взаиморасположения зёрен различных минеральных фаз и др. с использованием анализаторов изображений [39-41]); 3) выяснение физических причин их образования (кроме возможных для некоторых вышеупомянутых пород: трибоэлектрической для кварцевых зёрен в песках и магнитной для зёрен магнетита в карбонатитах); 4) установление характеристик заполнения пространства горно-породного тела элементарными ячейками (криволинейная симметрия Наливкина или гомология Михеева).

Фрустумация горных пород (свойство кусковатости, образования элементарных ячеек) была нами впервые выявлена при воздействии коротковолнового ультрафиолетового излучения (длина волны $\lambda=254$ нанометра) в нескольких образцах Каррарского статуарного мрамора и ещё в десятке образцов горных пород различного генезиса. Фрустумы были визуализированы в жёстком ультрафиолете в: 1) первично хомогенном, метаморфизованном мелко-среднезернистом равномерно-зернистом, просвечивающем, нетрещиноватом статуарном доломит-кальцитовом мраморе (Каррарское месторождение, Тоскана, Италия) и кальцитовом мраморе Кибик-Кордонского месторождения (Красноярский край, Россия); 2) магматогенном среднезернистом неравно-мернозернистом слабо-просвечивающем, слабо-трещиноватом кальцитовом безрудном карбонатите (Большетагнинское ниобиевое месторождение, Саян, Россия); 3) первично магматогенном автотетасоматически изменённом мелко-среднезернистом, равномерно-зернистом, нетрещиноватом амазонит-альбитовом редкометалльном граните, а также в крупнозернистом до пегматоидного облика, равномернозернистом, нетрещиноватом альбит-амазонитовом редкометалльном граните (Этыкинское танталовое месторождение, Забайкалье, Россия); 4) в метасоматическом крупнозернистом, просвечивающем, трещиноватом датолитовом скарне Дальнегорского месторождения (Приморье, Россия); 5) первично магматогенном гидротермально изменённом крупнозернистом, полупрозрачном, сильнотрещиноватом силицитовом ядре пегматита (Калба, Казахстан); 6) первично магматогенном автотетасоматически изменённом средне-мелкозернистом, равномернозернистом, нетрещиноватом щелочном редкометалльном граните Зашихинского тантало-ниобиевого месторождения (Восточная Сибирь, Россия); 7) крупнозернистом нетрещиноватом галите (Соликамское и Балтийское месторождения, Пермская и Калининградская области, Россия) [42-43].

Люминесцентные исследования были проведены с использованием ртутно-кварцевой лампы высокого давления СВД-120 ($\lambda=365$ нанометра) как источника возбуждения. Фрустумы в Каррарском мраморе, карбонатите из Большетагнинского месторождения и амазонит-альбитовом Этыкинском редкометалльном граните были визуализированы по ярко-голубому свечению люминесценции с полосой в районе 490 нм, которое может быть приписано (по Gotze et al., 1999) [44] излучению кислородных комплексов. Интенсивность люминесценции в соседних фрустумах (тёмно-фиолетового цвета) в этих образцах горных пород была в 2-3 раза меньше, чем у фрустумов, визуализированных по ярко-голубому свечению. Фрустум в крупнозернистом датолитовом скарне Дальнегорского месторождения визуализирован по светло-жёлтому свечению люминесценции двухвалентного европия с полосой в районе 445 нанометра и трёхвалентного церия с двумя полосами в районе 350 и 370 нанометров.

Характерные размеры и форма фрустумов в исследованных горных породах существенно различаются. Наименьшие по числу их составляющих минеральных зёрен фрустумы из мономинеральных горных пород – датолитового скарна, силицитового кварцевого ядра пегматита, галита и статуарного мрамора: около 25-50 зёрен в сечении ($1-2 \text{ см}^2$) и около 125-300 зёрен в объёме. Фрустумы в кальцитовом карбонатите содержат 50-70 зёрен кальцита в срезе ($2-3 \text{ см}^2$) и около 300-450 зёрен в объёме. Около 300-500 минеральных зёрен содержат фрустумы из щелочного гранита (в срезе $3-4 \text{ см}^2$ или около 1000-1500 зёрен в объёме). Самые крупные фрустумы также зафиксированы в полиминеральных горных породах – амазонит-альбитовом и пегматоидном альбит-амазонитовом гранитах, и содержат более 1500 минеральных зёрен калиевого полевого шпата, кварца, альбита, литиевой слюды и аксессуарных колумбит-танталита и циркона в срезе ($6-10 \text{ см}^2$) и более 5000-6000 зёрен в объёме.

Отмечено, что наложенные процессы (амазонитизация, альбитизация и окварцевание в гранитах, развитие рудной минерализации – пирохлора и торита – в щелочном граните) наследуют границы фрустумов в качестве *ослабленных зон* в горных породах и в какой-то степени подчёркивают их своим преимущественным распространением.

Морфология фрустумов («элементарных ячеек» горных пород) в исследованных образцах весьма прихотливая, и для ее описания, возможно, придется применять теорию фракталов [45-55].

Подход к решению с неизбежностью возникающих при описании фрустумации горных пород симметричных задач и выявления закономерностей их пространственного расположения (выполнения горнопородного тела) намечается через использование 11 возможных сеток Кеплера-Шубникова-Делоне и 28 разбиений пространства Андреини [56].

ЛИТЕРАТУРА

1. *G.Nicolis, I.Prigogine. Self-Organization in Non-Equilibrium Systems: From Dissipative Structures to Order Through Fluctuations.* New York: J.Wiley&Sons. 1977; *A la recontre du complexe.* Paris: PUF. 1992.
2. *W.Ebeling, A.Engel, R.Feistel. Physik der Evolutionsprozesse.* Berlin: Akademie-Verlag. 1990.
3. *E.Karpov, G.Ordonez, T.Petrosky, I.Prigogine. Microscopic Entropy and Nonlocality. Proc. Workshop on Quantum Physics and Communication (QPC 2002).* Dubna, Russia. 2002.
4. *Белоусов А.Ф.* К общей концепции горной породы. Препринт ИГИГ СО АН СССР. 1987. Вып. 4. – С. 1-52.
5. *Белоусов А.Ф.* Структурный контроль в геогенезе. Препринт. Новосибирск: ОИГГМ СО АН СССР. 1991. Вып. 10. – 52 с.
6. *Васильев В.И., Драгунов В.И., Рундквист Д.В.* «Парагенезис минералов» и «формация» в ряду образований различных уровней организации // Зап. ВМО. 1972. Часть СІ. Вып. 3. – С. 281-289.
7. Геологические тела (терминологический справочник). Под ред. Ю.А.Косыгина, В.А.Кульндышева, В.А.Соловьева. М.: Недра. 1986. – С. 38.
8. *Драгунов В.И.* Онтологические аспекты геологии // В кн.: Проблемы развития советской геологии (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия. Т.177). Л. 1971. С. 48-69.
9. *Поваренных М.Ю.* О пространственной регулярности («элементарной ячейке») горных пород // Биохим. карбонаты антропоген. озер и источников. Пермь. 1989.- С. 138-151.
10. *Попов В.А.* К морфологическому анализу структур минеральных агрегатов // Сб.: Проблемы онтогенеза минералов. Л.: Наука. 1985. – С. 46-60.
11. *Рундквист Д.В.* Предисловие // Кн.: Минералы и парагенезисы минералов горных пород. 1973. Л.: Наука. – С. 4-6.
12. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Введение в историю петрографии. Л.: ОНТИ. 1936.- 136 с.
13. *Федоров Е.С.* О новой группе изверженных пород // Изв. Моск. сельско-хоз. ин-та. 1896. Т. II. Кн.1. – С. 168-187.
14. *Бескин С.М.* К проблеме номенклатуры и формационно-металлогенетической типизации гранитов // Методические аспекты изучения редкометалльных месторождений. М.:Наука. 1981. – С. 38-53.
15. *Бескин С.М., Ларин В.Н., Марин Ю.Б.* Редкометалльные гранитовые формации. Л.:Недра. 1979. – 280 с.
16. *Beskin S.M., Larin V.N., Marin Yu.B.* Physiographic types of granitic rocks of Kazakhstan and their metallogenetic significance // Granite-related ore deposits of Central Kazakhstan and adjacent areas. INTAS-93-1783 Project. St.Petersburg. 1996. PP. 259-268.
17. Геология месторождений редких элементов.М.:Госгеолтехиздат. 1958.№2. – 49 с.
18. *Потапов В.В.* Внутреннее строение и рудоносность мезозойского гранитного массива // Гранитоидные массивы Сибири и оруденение. Новосибирск:Наука. 1971. – С. 5-88.
19. Принципы расчленения и картирования гранитоидных интрузий. Методические рекомендации. Л.: МинГео СССР, ВСЕГЕИ. 1988. – 61 с.
20. *Зубков И.Ф.* Геологическая форма движения материи. М.: Наука. 1979. – 120 с.
21. *Бродская Р.Л., Марин Ю.Б.* Использование стереометрических методов в онтогенетическом анализе горных пород // ЗВМО. 1979. Вып.2. Ч.108. – С. 141-153.
22. *Бродская Р.Л.* Онтогенетический анализ магматических горных пород // Минерал. журнал. 1989. Вып. 5. – С. 3-10.
23. *Бродская Р.Л.* Формирование и эволюция структуры редкометалльных гранитов // Изв. ВУЗов. Геол. и разведка. 1990. Вып.8. – С. 45-51.
24. *Бродская Р.Л., Е.А.Виноградов, В.И.Голованов, Н.А.Ирисова, В.А.Черепанов.* Обнаружение пространственной периодичности в структуре горных пород методами дифракции и радиовидения // Препринт 19. Ин-т Общей физики АН СССР. М. 1991. – 7 с.
25. *Войтеховский Ю.Л.* О принципах организации горных пород и инвариантах квадратичных форм // ДАН СССР.1994. Т. 338. Вып.3. – С.355-357.
26. *Делицин И.С.* Структурообразование кварцевых пород. М.: Наука. 1985. – 191 с.
27. *Делицин И.С.* Элементарная ячейка горных пород и механизм их самоорганизации // Идея развития в геологии: Вещественный и структурный аспекты. Новосибирск. 1990. – С. 273-280.
28. *Никитин А.Н.* Образование пьезоэлектрических текстур в кварцосодержащих горных породах //Физика Земли.- 1996. Т.10. – С. 15-21.
29. *Никитин А.Н., Иванкина Т.И.* Нейтронография в науках о Земле // Физика элементарных частиц и атомного ядра. – 2004. Т. 35. Вып. 2 – С. 349 – 407.
30. *Сустапов О.А.* Зарождение и рост индивидов в друзьях расщепленного кварца (Восточная Якутия) // ЗРМО. – 2005. № 5. – С. 94-103.

31. Садовский М.А. Естественная кусковатость горной породы // ДАН СССР. 1979. Т.247. Вып. 4. – С. 829-831.
32. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. О свойствах дискретности горных пород // Препринт ИФЗ АН СССР. 1981. Вып. 1. – С. 15-28.
33. Садовский М.А., Писаренко В.Ф., Родионов В.Н. От сейсмологии к геомеханике. О модели геофизической среды // Вестник АН СССР. 1983. Вып. 1. – С. 82-88.
34. Поваренных М.Ю. Минералогия на грани смены парадигмы // Новые идеи и концепции в минералогии: Материалы III Международного минералогического семинара. Сыктывкар: Геопринт. 2002. 288 с. – С. 14-18.
35. Васубандху. Абхидхармокоша (Энциклопедия Абхидхармы). Учение о мире. – СПб.: Андреев и сыновья. – 1994. – С. 179.
36. Индутный В.В., Кулик Д.А. Пространственное строение минеральных фаз в горных породах // Доклады АН УССР. 1982. Вып.10. – С.10-13.
37. Поваренных М.Ю. Новые данные о некоторых редкометалльных минералах из карбонатитов Черниговской зоны // Новые данные о минералах. М.: Наука. 1985. N 32. – С. 82-90.
38. Иванюк Г.Ю. Магнетит железистых кварцитов Кольского полуострова. Автореферат на соиск. уч. ст. канд. г.-м.наук. 1992. СПб. – 17 с.
39. Гайдукова В.С., Данильченко А.Я., Сидоренко Г.А. Количественный минералогический анализ на современном этапе его развития // Сов. геол. 1989. Вып.2. – С.74-83.
40. Гайдукова В.С., Шурига Т.Н., Голубничий В.В., Чекинова О.О. Пример использования автоматического оптико-геометрического метода при изучении редкометалльных метасоматитов // Сб. тез. докл.: Прикладные и экологические аспекты минералогии. 1991. Кн. 2. М.: МО ВМО. – С. 158-160.
41. Гайдукова В.С., Могилевкин С.Б., Лапшин А.М., Голубничий В.В., Чекинова О.О. Исследование лейкократовых гранитов Южного Казахстана с помощью оптико-геометрического метода // Сб. тез. докл.: Прикладные и экологические аспекты минералогии. 1991. Кн. 2. М.: МО ВМО. – С. 160-161.
42. Поваренных М.Ю. Фрустумация (фрагментация, кусковатость, образование «элементарной ячейки») – впервые выявленное свойство горных пород // Теория, история, философия и практика минералогии. Материалы IV Международного минералогического семинара. Сыктывкар, 2006. 328 с. – С. 66-67.
43. Поваренных М.Ю. Переход от зёренного к ансамблевому (агрегативному, фрустумационному) представлению горных пород // Материалы Международной научной конференции «Фёдоровская сессия-2006». СПб 2006. 217 с. – С. 35-37.
44. Gotze J., Plotze D., Fuchs H., Habermann D. Defect structure and luminescence behaviour of agate – results of electron paramagnetic resonance (EPR) and cathodoluminescence (CL) studies // Miner. Mag. 1999. V. 63. P. 149-163.
45. Barnsley M. Fractals everywhere. Academic Press. Inc. 1988. 51 p.
46. Carlson W.D., Denison C., Ketcham R.A. Controls on the nucleation and growth of porphyroblasts: kinetics from natural textures and numerical models // Geol. Journal. 1995. V. 30. PP. 207-225.
47. Fowler A.D. Self-organized mineral textures of igneous rocks: the fractal approach // Earth Sci. Reviews. 1990. 29. PP. 47-55.
48. Friesen W.I., Mikula R.J. Fractal dimensions of coal particles // J/ Colloid Interface Sci. 1987. 120. PP. 263 -271.
49. Mandelbrot B.B. The fractal geometry of Nature. San-Francisco: Freeman. 1982. – 461 p.
50. Thompson A.H. Fractals in rock physics // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 1991. 19. PP. 237-262.
51. Wong Po-zen, Howard J. Surface roughening and fractal nature of rocks // Physical Review Letters. 1986. V. 57. N 5. PP. 637-640.
52. Федер Е. Фракталы. – М.: Мир. – 1991. – 258 с.
53. Пономарёв В.С. Структуры самопроизвольного разрушения в горных породах // Изучение тектонических деформаций. – М.: ГИН АН СССР. – 1987. – С. 117-136.
54. Сергеев В.Н. Информативность минеральных индивидов и агрегатов в структурно-генетических анализах кристаллических комплексов // Структурные парагенезы и их ансамбли. Материалы IV Всероссийского симпозиума по экспериментальной тектонике и структурной геологии. – М.: ГЕОС. – 1997. 282 с. – С. 152-154.
55. Шумков С.И., Бунин И.Ж., Терехова С.Е., Зверев И.В., Долгова М.О. Фрактальная природа процесса дезинтеграции частиц угля при взаимодействии с метаногенной ассоциацией микроорганизмов // Докл. АН России. – 1998. Т. 360. № 5. – С. 652-654.
56. Галуллин Р.В. Геометрические аспекты кристаллообразования // Кристаллография. 1998. Т. 43. N 2. – С. 366-374.

ВЛИЯНИЕ ТИПОМОРФНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ОСНОВНЫХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ НА ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

О.В. Мясникова

Институту геологии, Карельский научный центр РАН

В последнее время уделяется большое внимание вопросам типоморфизма основных породообразующих минералов с целью выявления генетических особенностей пород и возможности использования этих данных при поисках и предварительной оценке месторождений полезных ископаемых.

По физической сущности типоморфные особенности минералов делятся на четыре группы [1]:

1. Конституционные типоморфные признаки (типоморфизм конституции минералов): химические; структурные.