

## Характеристики текстуры, структуры, анизотропии пород по разрезу Кольской сверхглубокой скважины

Ю.П. Смирнов<sup>1</sup>, Ф.Ф. Горбацевич<sup>2</sup>, А.Н. Никитин<sup>3</sup>, В.А. Тюремнов<sup>1,4</sup>

<sup>1</sup> Научно-производственный центр "Кольская сверхглубокая", Заполярный

<sup>2</sup> Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты

<sup>3</sup> Лаборатория нейтронной физики им. И.М. Франка, ОИЯИ, Дубна

<sup>4</sup> Апатитский филиал МГТУ

**Аннотация.** Представлен анализ текстурно-структурных особенностей пород совместно с характеристиками наклона и мощности пачек, слоев, отдельностей в разрезе Кольской сверхглубокой скважины. Установлены два основных геодинамических типа пород, сформировавшихся в зонах дробления либо границ раздела структурных этажей и накопления пород в стабильных платформенных условиях. Предварительный анализ текстурно-структурных особенностей пород, их физических свойств позволит предупредить осложнения, связанные с искривлением стволов глубоких и сверхглубоких скважин.

**Abstract.** Analyses of structural-textural rock peculiarities as well as characteristics of inclination and thickness of members, beds and jointings in the Kola Superdeep Borehole section have been presented. Two main geodynamic types of rocks have been established – rocks formed in the crushing zones and those formed in the zones of interface of structural stages and rock accumulation under the stable platform conditions. A preliminary analysis of structural-textural rock peculiarities and their physical properties will allow preventing complications related to the borehole distortion in deep and superdeep wells.

### 1. Введение

Одним из фундаментальных направлений в геологической науке, сформировавшимся в последнее время, явилось исследование структурно-анизотропного строения верхней и средней земной коры. Теоретические основы направления приведены в публикациях В.И. Казанского, В.И. Старостина, Г.А. Дмитриева, Ю.А. Косыгина, О.Л. Кузнецова, Ю.И. Кузнецова, Ф.П. Митрофанова, А.Н. Никитина, Ю.М. Пушаровского, С.Д. Соколова, Н.П. Юшкина, N. Christensen, H. Kern, Z. Pros и др. Наиболее значимые результаты в этом направлении получены при изучении пород в разрезе Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3).

Эмпирическим фундаментом представления о структурно-анизотропном состоянии разреза СГ-3, его протерозойской и архейской частей, явилось наблюдение и анализ различных признаков анизотропного состояния земной коры, – слоистости, сланцеватости, линейности, полосчатости и др. Также выполнены количественные измерения упругих, механических, магнитных, оптических свойств горных пород приблизительно на 40000 образцов керна (*Кольская сверхглубокая*, 1984; 1998; *Казанский и др.*, 1985; *Методические...*, 1992; *Горбацевич*, 1995; *Лобанов и др.*, 1999). Наряду с традиционными методами, изучение анизотропных свойств пород и характера их релаксации проведено методом нейтронно-графического текстурного анализа и ультразвукового зондирования (*Никитин*, 1996; *Locajicek et al.*, 1999).

Среди выявленных параметров, характеристик, свойств и явлений, особого внимания заслуживают те, которые детерминированы изменяющимися с глубиной физическими полями и оказывают влияние на результаты интерпретации сейсмических работ. Одной из таких характеристик является анизотропия кристаллических пород, свит, толщ, массивов и земной коры в целом. Исследования, выполненные в разрезе СГ-3, позволяют заключить, что существует анизотропия геологических объектов разного масштаба и, соответственно, разных рангов. Причем, как более общее понятие, позволяющее провести анализ ее категорий, ниже под анизотропией понимается упорядоченность строения объемных элементов (свойств), обладающая каким-либо элементом симметрии.

### 2. Структурная анизотропия геологической среды

Анизотропия применительно к строению геологической среды имеет сравнительно большое число рангов (*Губерман и др.*, 2000). В верхней и средней кристаллической коре, как следует из исследований, проведенных в массивах Кольской СГ-3, встречаются следующие виды, или ранги анизотропии.

В качестве самого первого в геологическом понимании ранга анизотропии, наиболее известного и изученного, представлена анизотропия минералов. Типы симметрии, характеристики анизотропии различных свойств минералов, минеральных образований достаточно хорошо изучены (*Най*, 1967;

Треггер, 1968; Берри и др., 1987). Следует учитывать, что в реальных минеральных зернах имеются плоскости спайности, микротрещины, дислокации, которые также могут вносить существенный вклад в анизотропию объекта. Анизотропия упругих свойств пород увеличивается (Беликов и др., 1970) с ростом анизотропии кристаллов от ортосиликатов, через цепочечные, ленточные, слоистые, к каркасным силикатам.

Второй ранг анизотропии, также широко представленный в кристаллических массивах, можно назвать структурной анизотропией. Он выражен линейной ориентировкой удлиненно-вытянутых минералов в массе породы, их группировкой в параллельных слоях (Аллисон, Палмер, 1984). Этот вид анизотропии часто выражен в видимых признаках и входит в характеристику кристаллической породы. Исследования физико-механических свойств горных пород (Дмитриев, Потапова, 1971; Старостин, 1979; Юшкин и др., 1987) установили, что кристаллические породы, адекватно реагируя на тектонические силы, запоминают и хранят в своей "физической памяти" информацию о своей геологической истории. Наиболее выпукло анизотропия выражена геологическими директивными текстурами и согласованными с ними элементами анизотропии упругих, механических, магнитных, оптических, пьезоэлектрических и др. свойств.

Наряду со структурной анизотропией, в разрезе СГ-3 широко представлена анизотропия переслаивания (составленная из пачек, слоев), связанная с чередованием пород разного генезиса и мощности. В этом случае анизотропия чаще всего возникает из-за контраста упругих свойств в переслаивающихся породах. Этот вид представит третий ранг анизотропии.

Переслаивающиеся породы в большинстве составляют геологические тела, формирующие последовательно геологические формации. Подобные тела можно представить как четвертый ранг анизотропии. Это ряд свит в протерозойской части разреза СГ-3 и толщи в ее архейской части.

Анализ результатов, полученных рядом методов из смежных областей исследований, позволил выявить, что в целом в разрезе СГ-3 первичные слоисто-сланцевые и вторичные кристаллосланцевые текстуры залегают согласно со слоистыми текстурами туфогенно-осадочных пород и текстурами вулканических покровов (Кольская сверхглубокая, 1998). Эти признаки сохраняются с достаточной достоверностью до глубин более 11 км, в том числе в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, что позволяет с определенной степенью достоверности реставрировать эволюцию процессов динамометаморфизма в разрезе СГ-3.

Пятый ранг анизотропии объединяет группы формаций, отличающиеся пространственными характеристиками и временем образования. Они составляют осадочно-вулканогенный, гранитно-метаморфический, и другие геологические массивы. В массивах, вскрытых СГ-3, к ним следует отнести протерозойскую и архейскую части разреза.

Анизотропия перечисленных рангов определена различными методами: геологическими, структурными, геофизическими, геохимическими, петрофизическими и др. Ее наличие обусловлено несколькими факторами: геологическим строением земной коры, пространственно-временными вариациями геофизических полей, различием физических свойств горных пород, тектоническими процессами, процессами палео- и современной геодинамики. Слоистое строение земной коры является следствием организации и самоорганизации вещества коры, в котором существенную роль играет гравитационное распределение масс.

Оригинальные специализированные методы изучения древних, протерозойских и архейских глубоких горизонтов земной коры с последующим анализом представленного массива геологических, магнитно-, сейсмо-, и ядернофизических данных в геопространстве Кольской сверхглубокой скважины позволили установить стратиграфическую последовательность и ритмичность формирования ее разреза. С вещественным, литологическим составом ритмов согласуются ритмическая изменчивость физических характеристик пород, отражающих особенности эволюции вещества в пространстве и времени. Основные стратиграфические подразделения имеют четкие корреляционные соотношения. Они прослеживаются по латерали на десятки километров, подчеркивают и подтверждают установленные неоднородности и ранги анизотропии в разрезе земной коры (Кольская сверхглубокая, 1998).

Ниже рассматриваются элементы строения массива СГ-3, связанные с его структурной и текстурной анизотропией. Среди них одной из важных характеристик является число, пространственное положение слоев (пластов) пород разного типа, их мощность. Структурно-текстурная анизотропия, как показано ниже, тесно связана с процессами метаморфизма, тектоники и другими процессами палеогеодинамики.

### 3. Метаморфизм, тектоника и анизотропия

Изучение геологических признаков анизотропии в масштабе от минерального зерна до разреза СГ-3 в целом основывалось на сопоставлениях текстур, структур и минерального их состава в керне, макро- и микроструктурных исследованиях пространственной ориентировки метаморфических минералов (кварц, карбонат, хлорит, тальк, слюда, амфиболы и др.). Выявлено, что анизотропному

состоянию пород соответствует стереометрическое, пространственное сложение породы, выраженное ориентированными текстурами: слоистыми реликтовыми, слоисто-сланцеватыми, кристаллически-сланцеватыми, бластокатакластическими, гнейсовыми и линейными. Вторая, третья и четвертая группы текстур связаны с дислокационным метаморфизмом. Среди структур ориентированных, а следовательно, отвечающих анизотропии пород, наиболее характерны лепидо- и нематобластовые и листоватые.

В квазиизотропном блоке пород до глубины 4.43 км проявления дислокационного метаморфизма представлены относительно тонкими швами, внутреннее строение которых определяется преимущественно составом вмещающих пород. Многие породы, несмотря на наложенный метаморфизм от прениг-пумпеллиитовой до зеленосланцевой фации сохраняют свою первоначальную структуру, тогда как в тектонических швах породы обладают резкой сланцеватостью с отчетливо выраженными зеркалами скольжения.

Исследования В.И. Казанского (*Казанский и др.*, 1985; *Кольская сверхглубокая*, 1998) свидетельствуют о том, что зоны рассланцевания согласного типа играют важную роль в структуре Карельского комплекса. Они возникли в процессе надвигов синхронно с прогрессивным метаморфизмом. В верхней части разреза эти зоны сосредоточены в Ждановской свите и развиваются на контактах пород различного состава. Системный анализ тектонофизической информации нижнепротерозойской части разреза СГ-3 подтвердил наличие в разрезе надвиговых структур, обусловивших чередование зон сжатия и растяжения. Зоны растяжения приурочены преимущественно к туфогенно-осадочным породам, располагаясь в толщах, обладающих более низкими физико-механическими характеристиками, а также к контактам крупных комплексов, свит и толщ, реже пачек, отличающихся физико-механическими свойствами. К таким толщам относятся Ждановская, Лучломпольская, Кувернеринйокская, Телевинская свиты. Однако зоны растяжения могут встречаться и внутри указанных единиц. Зоны растяжения сопровождаются повышенными трещиноватостью и проницаемостью, тепло- и электропроводностью, газо- и водопритоками, высокой кавернозностью ствола скважины. Эти интервалы также отличаются понижением прочности и скорости распространения продольных и поперечных волн в породах.

Зоны сжатия и квазипластической деформации связаны с вулканогенными свитами и крупными вулканогенными покровами или интрузивными породами. Они приурочены к вулканогенным свитам-пластинам: Матергинской, Заполярнинской, Пирртиярвинской и Маярвинской. Зонам сжатия отвечают низкие трещиноватость и проницаемость, тепло- и электропроводность, газо- и водоприток, низкая кавернозность. Зоны сжатия можно отличить по относительно высоким скоростям продольных и поперечных сейсмических волн, высокой прочности пород. В этих зонах преобладают В-тектониты с текстурой симметрии 4-м, в котором одно из полярных положений электрических осей перпендикулярно плоскости оптических осей. По мнению *С.Н. Иванова* (1994), содержание воды и других флюидов в средней и нижней части земной коры не менее 0.3-1.5 % по объему обеспечивает действие закона эффективного давления Терцаги. При деформации литосферы, состоящей из отличающихся по реологическим свойствам слоев разного масштабного ранга, на их границах обязательно возникают срывы, по которым во время их образования непременно происходят перемещения разной амплитуды. В Печенгской структуре, сложенной чередованием различных свит, контакты геологических тел часто сопровождались сдвигами, смятием контактных слоев, опережающими срывами различного размера. Результаты массовых замеров величин угла слоистости (сланцеватости, кристаллизационной сланцеватости) пород по отношению к оси скважины представлены на рис. 1.

Существенная разница в залегании свидетельствует и о масштабе надвига. Например, кровля Ждановской свиты сдвинута относительно ее подошвы в северо-восточном направлении с амплитудой около двух километров. О надвиговом характере смещения всякого бока свидетельствует и распределение трещиноватости в вертикальном разрезе СГ-3 (*Кольская сверхглубокая*, 1984).

Наиболее четко геолого-минералогические признаки анизотропии пород проявлены в блоке, лежащем глубже 4.43 км. Ниже этой отметки все породы рассланцованы, преобладают ориентированные структуры с закономерной ориентацией метаморфических минералов и соответствующей им высокой анизотропией в зоне Лучломпольской свиты (4673-4844 м). Эти результаты показывают, что в всячем боку сместителя Лучломпольского разлома породы залегают круче (от 45° до 55° к оси керна), однако в лежащем боку, в интервале 4673-6835 м, их залегание положе (от 70-65° до 75° к оси керна).

В зоне Лучломпольского разлома влияние литологических факторов отходит на второй план, все деформированные породы анизотропны: преобладают текстуры слоисто-сланцевые, кристаллосланцевые сильноанизотропные; катакластические (бластокатакластические и бластомилонитовые) – вторично-анизотропные или изотропные. Подобная ориентировка пород из зоны Лучломпольского разлома сопровождается проявлением высокой анизотропии упругих свойств пород, слагающих зону разлома.

В тектонизированных участках из зоны Лучломпольского разлома широко распространены S-тектониты и R-тектониты. S-тектониты представляют собой породы, в которых оптические оси кварца

параллельны. Такое расположение осей свидетельствует о существовании условий трансляционного скольжения. Примечательно, что указанный разлом совпадает с наклонной сейсмической границей, интерпретируемой ранее как контакт протерозойского и архейского комплексов.

Ниже Лучломпольского разлома степень расланцевания пород уменьшается, но начиная с отметки 6230 м степень метаморфизма (амфиболитовая фация) и расланцевание пород увеличиваются, а интенсивность, углы наклона сланцеватости как в подошве протерозоя, так и в кровле архея оказываются одинаковыми (рис. 1). Более того, в гнейсах отмечаются те же рисунки микроструктурных диаграмм. По кварцу наблюдаются R-тектониты с горизонтально расположенной осью В, а по слюдам отмечены S-тектониты с одним максимумом, перпендикулярным сланцеватости. Аналогичные диаграммы наблюдаются в производных дислокационного метаморфизма из подошвы Печенгского комплекса.

Адекватная ориентировка пород объясняет сохранение азимутального направления скважины при переходе из протерозойских пород в архейские в интервале 6740-7240 м. Среди пород с вторичными структурами и текстурами здесь преобладают бластокатаклазиты и бластомилониты. Микроструктурное изучение образцов бластомилонитов и бластокатаклазитов показывает, что они обладают четкой и единообразной ориентировкой минералов и по форме, и по внутреннему строению. Так, оптические оси (ОО) кварцевых минералов располагаются по типу R-тектонита и S-тектонита "сплющивания" с горизонтальной осью вращения, а листочки хлорита, биотита, мусковита – преимущественно вдоль сланцеватости по типу S-тектонита с одним максимумом, перпендикулярным к сланцеватости. В лепидогранобластических агрегатах, отвечающих плоскостям преимущественного скольжения, ОО тальковых чешуек образуют отчетливый максимум, перпендикулярный к сланцеватости, а ОО кальцитовых зерен располагаются беспорядочно. В крупнозернистых кальцитовых линзах намечается тенденция к поясковому расположению ОО карбонатных зерен и микроструктурная диаграмма имеет вид, переходный от R-тектонита к S-тектониту.

Экспериментальные исследования Ю.А. Розанова (1962) показали, что S-тектониты образуются из R-тектонитов при увеличении одностороннего давления, под влиянием интенсивных сжимающих усилий. Несмотря на то, что в разрезе СГ-3 так же, как и на поверхности в контактах Карельского и Кольско-беломорского комплексов, отмечаются структурные и угловые несогласия в архейских метаморфических породах, слагающих первую толщу (Тальинскую свиту гнейсов с ВГМ), в интервале 6842-7622 м наблюдаются те же узоры микроструктурных диаграмм по кварцу (R-тектониты с горизонтально расположенной осью В) и слюдам (S-тектониты с одним максимумом, перпендикулярным к сланцеватости), как и в кристаллосланцах из подошвы Карельского комплекса, подвергавшихся дислокационному метаморфизму. Эти особенности подтверждают выводы группы исследователей (Казанский и др., 1985; Кольская сверхглубокая, 1984) о тектоническом происхождении сланцеватости в гнейсах с ВГМ, залегание которой совпадает с ориентировкой реликтовой слоистости.

Сравнительно большой объем информации получен при анализе пространственного положения и мощности слоев пород, выполненном инструментальными методами в пределах протерозойской и архейской частей разреза СГ-3 (рис. 1). На рис. 1 представлены результаты измерений единичных значений углов сланцеватости, слоистости, полосчатости  $\gamma$ . Угол  $\gamma$  определен между плоскостями перечисленных элементов и осью зерна. На рисунке также приведены результаты измерений пространственного положения этих элементов, измеренные массовым порядком (сплошная линия) в пределах каждой из свит и толщ. Согласно полученным данным, в пределах всего разреза можно выделить три больших интервала, в которых выдерживаются величины угла  $\gamma$ . Первый из них находится в пределах до ~ 4.0 км. В этом интервале величина преобладающего угла  $\gamma$  составляет 40-50°.

На глубинах, равных ~1.1 и ~2.0 км, диапазон изменения угла  $\gamma$  значительно шире и составляет от 10° до 50° и от 4° до 70° соответственно. Ниже глубины 4.4 км и до 7 км средняя величина угла  $\gamma$  становится равной 70°. Затем на участке 7.0-8.4 км наблюдается сравнительно плавное снижение угла  $\gamma$  до величин 40-50°. Последние значения  $\gamma$  также характерны для участка 8.4-11.5 км. Расхождение в отдельных интервалах глубин между массовыми и единичными измерениями угла  $\gamma$  следует объяснить разницей в объемах их выборки. Единичные определения производили на ограниченном числе тех образцов, на которых впоследствии была проведена акустополарископия (Сейсмогеологическая..., 1997).

На рис. 1 также представлены результаты определений угла  $\alpha$ , который определяет пространственное положение плоскости упругой анизотропии в образце зерна (Строение..., 2005). Определение этого угла выполнено методом акустополарископии. Анализируя в целом рассеяние единичных значений угла  $\alpha$ , можно отметить их явное несоответствие со значениями угла  $\gamma$ . Как правило, значения угла  $\alpha$  ниже, чем соответствующие значения угла  $\gamma$ . Поскольку угол  $\alpha$  отражает пространственное положение плоскости упругой анизотропии, можно считать, что эти плоскости занимают в среднем более субвертикальную ориентацию, чем плоскости слоистости, сланцеватости,

линейности. Отклонение плоскостей упругой симметрии в сторону положений, более близких к вертикальным, скорее всего, свидетельствует о наличии и длительном действии значительных субгоризонтальных тектонических напряжений. Это привело к переориентировке кристаллоупругих направлений в каждом минеральном зерне в соответствии с вектором действия главной компоненты палеонапряжений. Подобное пространственное положение элементов упругой симметрии также может быть вызвано влиянием систем субвертикальных микротрещин.

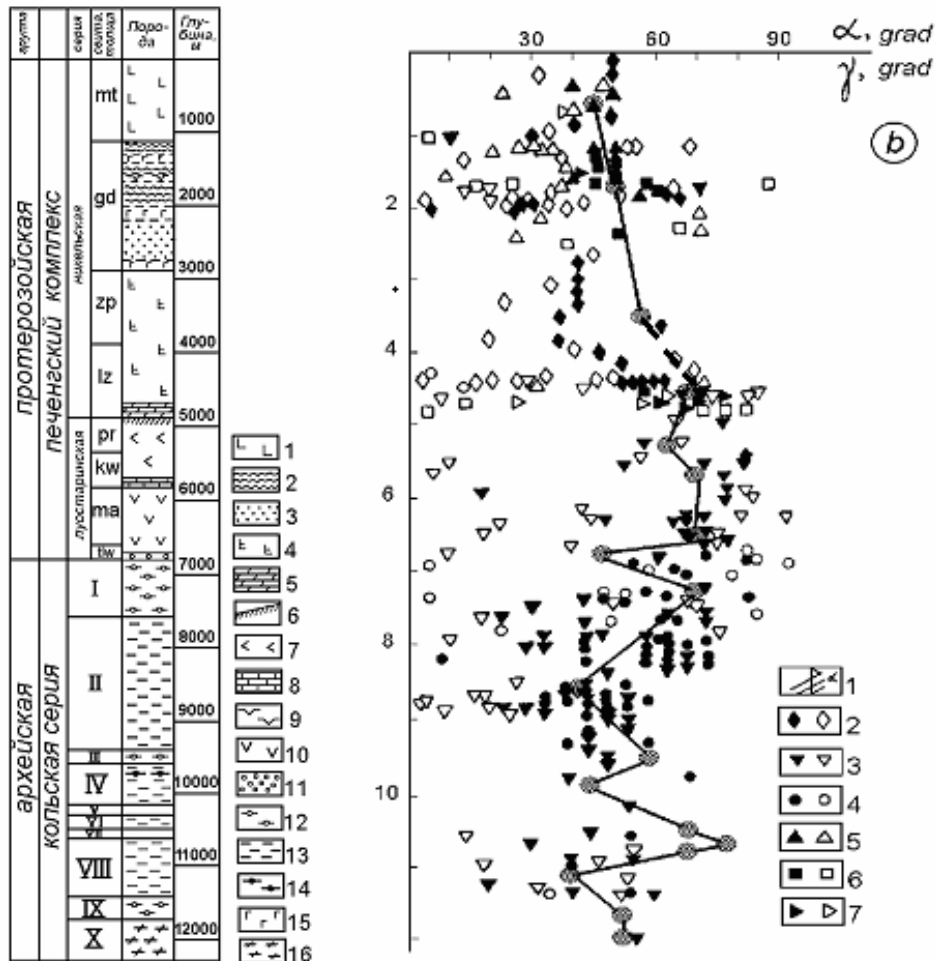


Рис. 1. Геологическая колонка и распределение элементов залегания пород в разрезе Кольской сверхглубокой.

1 – авгитовые диабазы с прослоями пироксеновых и пикритовых порфиритов; 2 – филлиты, алевролиты с прослоями туфов; 3 – ритмичнослоистые песчаники с подчиненными алевролитами и филлитами; 4 – актинолитизированные диабазы; 5 – доломиты, аркозовые песчаники; 6 – серицитовые сланцы; 7 – метадиабазы; 8 – доломиты, полимиктовые песчаники; 9 – верлиты; 10 – диабазовые порфириты, сланцы по ним; 11 – метадиабазы; 12 – биотит-плаггиоклазовые гнейсы с высокоглиноземистыми минералами; 13 – биотит-плаггиоклазовые гнейсы с амфиболом, эпидотом, сфеном; 14 – магнетит-амфиболовые сланцы; 15 – габбро-диабазы; 16 – биотит-плаггиоклазовые и сфен-биотит-амфибол-плаггиоклазовые гнейсы, сланцы.

mt – материнская, gd – ждановская, zp – заполярнинская, lz – лучломпольская, pr – пирттиярвинская, kw – кувернерийюкская, ma – маярвинская, tlw – телевинская свиты.

I-X – толщи архейской части разреза.

Результаты массовых измерений пространственного положения элементов залегания (слоистости, сланцеватости, полосчатости) отображены сплошной линией. Единичные значения углов  $\alpha$  – между плоскостью упругой анизотропии пород и осью скважины (незалитые значки) и  $\gamma$  – сланцеватости (слоистости, полосчатости) по отношению к той же оси (залитые значки) отображены точками, треугольниками и др.

1 – схема отсчета углов  $\alpha$  и  $\gamma$ ; 2 – диабазы; 3 – амфиболиты, перидотиты, сланцы; 4 – гнейсы, граниты, мигматиты; 5 – филлиты, туфы; 6 – песчаники, алевролиты; 7 – порфириты.

На глубинах 1.2-1.3, 1.8-2.1, 4.4-4.7 км наблюдается весьма интересное явление: угол  $\alpha$  практически проходит весь спектр возможных значений в пределах 0-90°. Подобный характер изменения пространственного положения плоскости упругой анизотропии пород может определенно означать, что на этих глубинах имело место сдвиговое напряжение с возможным смещением одних пластов, пачек пород относительно других. Например, в интервалах глубин 1.2-1.3, 1.8-2.1 км такое разнообразие значений углов  $\alpha$  объясняется более поздними событиями – дезинтеграцией пород и разориентировкой их фрагментов в результате тектонических подвижек с последующим внедрением рудных масс. Эти локальные события не повлияли на анизотропию всего структурного блока, поскольку ориентировка угла  $\alpha$  сохраняется и до и после этих интервалов (Горбацевич и др., 2000).

Иное наблюдается в интервале глубин 4.4-4.7 км. До глубины 4.4 км наблюдаются одни величины углов  $\alpha$  и  $\gamma$ , а после  $H = 4.7$  км этот угол возрастает примерно в два раза. Так как породы на глубинах 4.4-4.7 км находятся в зоне Лучломпольского разлома, можно полагать, что изменение средних углов  $\alpha$ ,  $\gamma$  до и после него объясняется смещением вышележащего блока пород относительно нижележащего. Схема движения блоков (пластов, пачек) пород на глубине 7.5-7.6 км совпадает со схемой, описанной для интервалов глубин 1.2-1.3, 1.8-2.1 км. Постепенное изменение пространственного положения элементов симметрии упругой анизотропии и текстурных характеристик пород из интервала глубин 4.7-7.6 км можно объяснить влиянием конседиментационного прогибания в период накопления данной толщи. Резкая смена показателей анизотропии в интервале 4.4-4.7 км может быть объяснена как граница между разными структурными этажами, а разнообразие в ориентировках элементов симметрии анизотропии и текстур могут являться следствием процессов, связанных с возникновением Лучломпольского разлома.

Таким образом, для разреза Кольской сверхглубокой скважины по результатам измерений углов  $\alpha$  и  $\gamma$  установлено два динамических типа пород. Первый из них фиксирует зоны дробления либо границы раздела структурных этажей без смещения (или со смещением) верхней и нижней части блока ( $H = 1.2-1.3, 1.8-2.1, 4.4-4.7, 7.5-7.6$  км). Второй тип представляет случаи накопления пород в стабильных платформенных условиях, либо с конседиментационным прогибанием.

В целом анализ текстурно-структурных особенностей, параметров анизотропии пород, залегающих в пределах зон стабильности, указывают на существование в геолого-геофизическом разрезе СГ-3 двух физических блоков. В верхнем блоке до глубины 4.43 км в основном преобладают изотропные и слабоанизотропные породы. В нижнем блоке с увеличением глубины по скважине происходит увеличение интенсивности деформаций, степени перекристаллизации и анизотропии пород. Кристаллически-сланцеватые текстуры характерны глубоко деформированным и метаморфизованным осадочным, вулканогенным, а также изверженным породам, подвергшимся дислокационному метаморфизму под воздействием гидростатического и одностороннего давления (стресса). Именно при пересечении зоны Лучломпольского разлома в интервале 4563-4884 м происходит резкое искривление скважины от 4°25' до 7°20'.

В пределах стабильных условий в архейской части разреза по структурным и текстурным признакам, на основе четко выраженных структурных элементов – полосчатости, сланцеватости и линейности – выделяется три типа основных текстур (рис. 2). Тип *a* представляет собой породу с четко выделяемой плоскостью слоистости (сланцеватости, полосчатости). Наиболее часто такая текстура свойственна гнейсам, некоторым сланцам. Тип *b* характеризуется наличием четко выраженной линейности, практически без наличия признаков сланцеватости. Как правило, такая текстура наиболее часто встречается в существенно роговообманковых амфиболитах. Тип *c* являет собой комбинацию типов *a* и *b*. В породах Кольской сверхглубокой скважины тип *c* представлен наиболее часто в мезократовых амфиболитах, кристаллических сланцах (Архейский комплекс..., 1991). В таких текстурированных породах преобладает упругая анизотропия высокой степени преимущественно орторомбической симметрии. Орторомбическая симметрия, в основном, может возникать как результат совместного действия гравитационных и тектонических сил. На это, в частности, указывает взаимная перпендикулярность элементов упругой симметрии в образцах пород, изученных методом акустополарископии (Горбацевич, 1995).

Как было показано в работах (Brace, 1960; Кожевников, 1982; Казаков, 1987), переход горной породы в анизотропное состояние происходит под воздействием палеонапряжений и деформаций в процессе структурно-метаморфической эволюции метаморфических комплексов. По В.Н. Кожевникову (1982), в полиминеральных горных породах под воздействием негидростатического поля палеонапряжений минералы будут приобретать новую ориентировку, отражающую эволюцию основных факторов – давления, температуры и времени их воздействия.

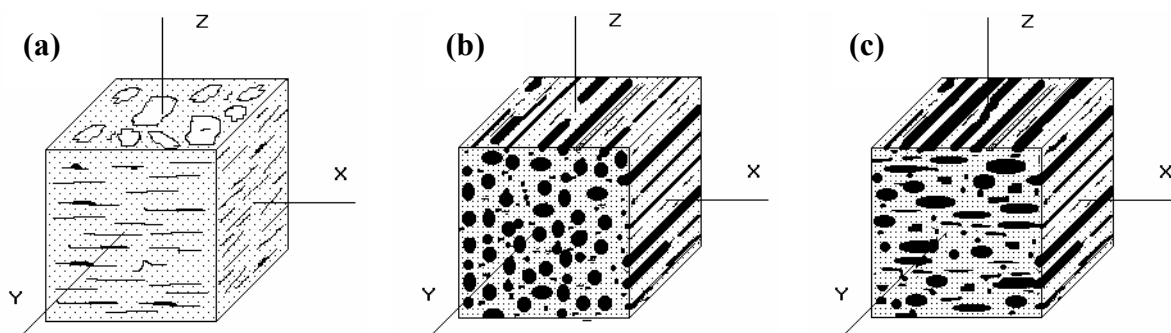


Рис. 2. Основные типы пород архейской части разреза (Сейсмогеологическая..., 1997).

- а – сланцеватые гнейсы, граниты, сланцы без явно выраженной линейности (оси X и Y лежат в плоскости сланцеватости, слоистости, полосчатости, ось Z перпендикулярна ей);
- б – амфиболиты с явно выраженной линейностью (например, ось Y совпадает с направлением линейности, оси X и Z перпендикулярны ей);
- с – амфиболиты, гнейсы, сланцы с явно выраженной сланцеватостью и линейностью (оси X и Y лежат в плоскости сланцеватости, слоистости, полосчатости, ось Z перпендикулярна ей, ось Y совпадает с направлением линейности, оси X и Z перпендикулярны ей).

В один и тот же интервал времени некоторые минералы будут испытывать синтетектоническую кристаллизацию и приобретать термодинамически устойчивую ориентировку. В целом же в анизотропных породах величины коэффициентов упругости  $C_{\alpha\beta}$  будут связаны с компонентами тензора напряжений (палеонапряжений)  $T_{ij}$  этапа деформаций  $\epsilon_{ij}^n$  некоторым подобием обобщенного закона Гука (Горбачевич, 2002):

$$T_{ij} = C_{\alpha\beta} \epsilon_{ij}^n f(t, A). \quad (1)$$

В этом уравнении  $A$  и  $t$  представляют собой фактор времени и температуру, точную функциональную связь которых с параметрами  $T_{ij}$ ,  $C_{\alpha\beta}$ ,  $\epsilon_{ij}^n$  еще предстоит установить.

Однако известно, что синтетектоническая кристаллизация обуславливает жесткую связь между  $T_{ij}$  и  $C_{\alpha\beta}$  в биотитовых гнейсах, амфиболитах и ряде других метаморфических пород (Казakov, 1987). При неравноосном напряженном состоянии, при  $T_1 \neq T_2 \neq T_3$  (рис. 3а) наименьшее палеонапряжение  $T_3$  ориентировано вдоль оси, совпадающей с линейностью и отвечающей наибольшей величине скорости распространения продольных колебаний ( $V_{11}$ ) и, соответственно,  $-C_{11}$ . Промежуточное значение  $T_2$  будет преимущественно направлено параллельно сланцеватости, но по нормали к линейности. В направлении 3 скорость распространения продольных колебаний минимальна. Подобная порода будет обладать орторомбической симметрией, ее видимая текстура будет отвечать схеме рис. 2, тип с.

Если полиминеральная порода формируется в поле палеонапряжений одноосного сжатия, то при реконструкции характеристик этого поля можно считать, что для слюдосодержащих пород максимальная сила сжатия ( $T_1$ ) была направлена, в общем, по нормали к сланцеватости (рис. 2, тип а). В этом случае ориентировке максимальной силы сжатия ( $T_1$ ) отвечает минимальное значение скорости распространения продольной волны или константы упругости породы (рис. 3б).

Поле палеонапряжений одноосного сжатия формирует тип текстуры (характерный для амфиболсодержащих пород), отображенной на рис. 2б. Распределение компонент палеонапряжений для подобных пород соответствуют неравенству  $T_1 \neq T_2 = T_3$ , как это показано на схеме, рис. 3б. Это неравенство отвечает и метаморфизованной сланцеватой породе (рис. 2, тип а).

Как следует из вышеизложенного, образование деформационных текстур в горных породах приводит к установлению определенной закономерности в ориентировках кристаллографических плоскостей и направлений в соответствии с видом тензора напряжений.

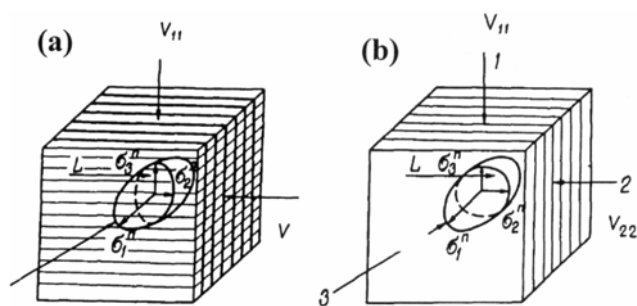


Рис. 3. Схема ориентировки компонент поля сжимающих напряжений  $T_1 = \sigma_1^n$ ,  $T_2 = \sigma_2^n$ ,  $T_3 = \sigma_3^n$  для модели породы орторомбической (а) и псевдогексагональной (б) симметрий. Стрелкой указано направление линейности L.

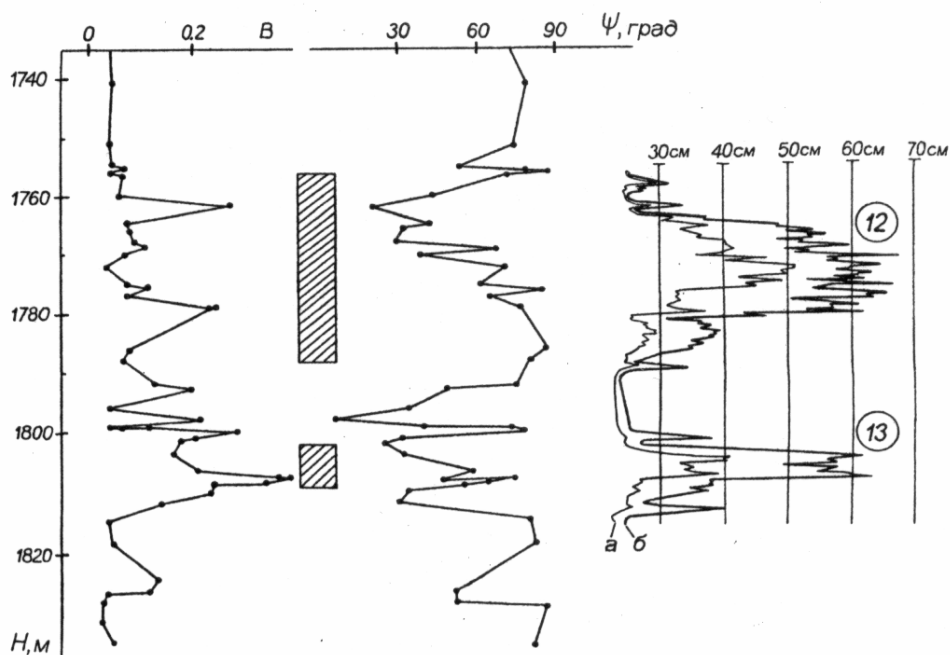


Рис. 4. Распределение величин показателя упругой анизотропии  $B$ , угла наклона  $\psi$  плоскости анизотропии к вертикали и размеров вывалов из стенок скважины СГ-3 в интервале глубин 1.7-1.9 км (замеры каверн № 12 и № 13 выполнены: а – 07.11.1970 г., б – 17.06.1972 г.) Заштрихованные области отмечают участки залегания тел метаперидотитов с Cu-Ni оруденением.

Как было установлено ранее, в процессе метаморфических преобразований при возникновении анизотропии в породе реализуется принцип минимума потенциальной энергии. По этому принципу, в направлении наибольшей компоненты поля палеонапряжений наблюдается наименьшая величина скорости продольных колебаний, а в направлении наименьшей компоненты напряжений – наибольшая величина скорости (Беликов и др., 1970; Кожевников, 1982; Горбацевич, 1995).

Применительно к соотношению вида поля напряжений и типа упругой симметрии пород нами был сформулирован следующий принцип соответствия (Горбацевич, 2002). В поле палеонапряжений, в котором три главных компоненты не равны друг другу, кристаллическая порода обретает орторомбический тип симметрии. В поле палеонапряжений, в котором две компоненты равны, а третья отлична от них по величине, порода обретает поперечно-изотропный тип симметрии. Породы, испытавшие значительный цикл метаморфических преобразований с выдержанными направлениями компонент поля палеонапряжений, будут обладать типом симметрии не ниже орторомбического.

В согласии с принципом соответствия, в метаморфизованных породах наиболее часто будут представлены орторомбический и поперечно-изотропный типы упругой симметрии. Действительно, породы, вскрытые по разрезу Кольской сверхглубокой скважины, имеют орторомбический и поперечно-изотропный тип симметрии, причем орторомбический является преобладающим (Горбацевич, 1995). Преобладание орторомбического типа подтверждает тот факт, что в геологическом прошлом Печенгского массива тектонические силы играли существенную роль (Кольская сверхглубокая, 1998). Принцип образования деформационных текстур и кристаллоупругих направлений в соответствии с видом тензора напряжений подтвержден экспериментально (Brace, 1960; Кожевников, 1982; Никитин, 1996).

Однако в процессе дальнейшей геологической истории на конкретный объем породы могут быть наложены силы и деформации, направление которых будет отличаться от первоначальных. Этот объем может испытать сдвиговые, скручивающие и др. деформации. Влияние этих сил или деформаций на особенности текстуры, структуры и свойства породы может быть несравнимо большим, чем палеонапряжение с выдержанным одним направлением действия. В качестве примера на рис. 4 приведены величины показателя упругой анизотропии пород  $B$ , угла наклона  $\psi$  плоскости анизотропии к вертикали, кавернограммы ствола скважины СГ-3 в интервале глубин 1740-1840 м (Горбацевич и др., 2000).

На участке скважины, расположенном на глубине 1.7-1.9 км, находятся два интервала, в пределах которых наблюдается повышенное кавернообразование. При сопоставлении величин показателя анизотропии  $B$ , угла наклона  $\psi$  плоскости анизотропии к вертикали и размеров каверн установлено, что между ними существует определенная связь. В пределах зон кавернообразования резко



вырастает упругая анизотропия пород. Причем образцы, отобранные вблизи верхних и нижних границ вывалоопасных участков, проявили повышенные величины показателя анизотропии  $B$ , а образцы из внутренних частей показали меньший уровень анизотропии. Плоскость анизотропии вне зон кавернообразования занимает положение, близкое к вертикальному. В пределах этих зон плоскость анизотропии стремится занять горизонтальное положение. При этом угол  $\psi$  изменяется практически синхронно с размером каверн № 12 и № 13: при увеличении этого размера наблюдается уменьшение угла (рис. 4). Сложная геодинамическая обстановка в интервале глубин 1.7-1.9 км, как показано в работе (Горбачевич и др., 2000), сопровождается резким изменением направления и параметров действия палеосил, наличием сдвиговых и др. деформаций, сопровождающих внедрение тел с Cu-Ni оруденением.

Геодинамический механизм локального внедрения тел с Cu-Ni оруденением в пределах интервала 1.7-1.9 км, как показано выше, подтверждается данными рис. 1. Этот механизм сопровождался изменением пространственного положения плоскости упругой анизотропии пород, сдвиговыми напряжениями, смещением одних пластов, пачек пород относительно других. Примерно одинаковые характеристики выше- и нижележащих пород позволяют сделать вывод, что внедрение рудных и околорудных масс происходило вдоль сформировавшегося разлома.

При реконструкциях палеогеодинамических обстановок следует также учитывать температурные условия и их изменение в процессе конкретного метаморфического цикла. При высокой температуре и действии тектонических сил может возникнуть механизм вязкого течения, сопровождаемый складкообразованием. Среди складок различной формы в докембрийских породах Балтийского и Украинского щитов (Травин, 1993) наиболее распространены складки продольного изгиба. При их формировании в условиях прогрессивного регионального метаморфизма образуются метаморфические минералы создают в слоях сланцеватость, параллельную первичной слоистости, и линейность, которые в целом перпендикулярны направлению генерального сжатия. В разрезе Кольской сверхглубокой аналог такой складки находится на глубинах 10.2-11.2 км (Кольская сверхглубокая, 1998). Анализ механизмов генезиса структур и текстур и сил, их формирующих позволяют реконструировать палеогеодинамические обстановки этапов геологической истории кристаллического массива.

#### 4. Основные механизмы генезиса структур и текстур

На основе наших наблюдений, по результатам изучения кристаллических массивов при глубоком и сверхглубоком бурении, комплексными геолого-геофизическими исследованиями по региональным геотраверсам, можно описать некоторые схемы механизмов генезиса структур и текстур в докембрийских породах. Основную роль в образовании слоистой структуры пород и сопровождающих текстур играют силы поля тяжести. Границы слоя, как правило, формируются в плоскости, перпендикулярной к направлению силы гравитации. Наиболее распространенным элементом симметрии в горизонтальных слоях и пластах различных порядков является плоскость симметрии. Поверхности (границы) слоя или ограниченного плоскостями геологического объекта испытывают геостатическое одностороннее давление, направленное сверху вниз или перпендикулярно залеганию пласта. Такое давление в отдельных точках отвечает симметрии конуса  $L\infty, \infty P$ . При этом формируется единообразный для всех пород, подвергшихся РТ-преобразованиям, и сравнительно однородный структурный план плоскостных метаморфических текстур.

В результате конседиментационного прогибания Печенгской структуры пласты, пересеченные СГ-3, как показано выше (рис. 1), приобрели определенный наклон к горизонту. Наложение палеотектонических сил, которые, как правило, имеют горизонтальную направленность, изменило тип симметрии конуса  $L\infty, \infty P$ , характерный для горизонтально залегающих пластов. В такой ситуации наиболее простой тип будет определяться нормалью к наклонным пластам, обладающим плоскостью симметрии  $P$  и направлением  $L$  действия главной компоненты палеотектонической силы  $T_3$  (Губерман и др., 2003). Для разных структурных этажей, как это было показано в работе (Строев..., 2005), направление  $L$  было разным, причем оно изменялось и во времени.

Направление действия палеосил определяет тип наблюдаемых метаморфических текстур. С ними также согласуются элементы упругой, прочностной, магнитной, пьезоэлектрической и др. анизотропии метаморфических пород. Ориентированные замеры упругих свойств выявили более высокие значения скорости распространения упругих волн вдоль слоистости (сланцеватости и т.п.) и более низкие – в перпендикулярном направлении. Испытание механической прочности в тех же породах установили наличие анизотропии прочности: более низкая прочность определена в направлении по нормали к метаморфическим и реликтовым текстурам и более высокая – по направлению простирания и падения текстур. При наличии тектонической составляющей поля палеонапряжений свойства пород приобретают, как следует из вышеприведенного принципа соответствия, орторомбическую симметрию. В текстуре пород, как правило, проявляется отчетливо видимая линейность.

Локальные деформации, связанные с сдвигами контактов пород друг относительно друга, как это проиллюстрировано на рис. 4, сопровождаются резким увеличением анизотропии, свойств

неоднородностей. Текстуры и структуры контактирующих слоев отражают сдвигание, смятие контактных слоев, оперяющие срывы, различные виды пластических деформаций.

Более масштабные, но сходные явления нами зарегистрированы в окрестности Лучломпольского разлома. Эти зоны, как правило, характеризуются орторомбической симметрией свойств пород, высокой степенью неоднородностей. В текстурах этих пород наблюдается отчетливая линейность. Подобные зоны имеют локальный характер. Они связаны с каким-либо тектоническим событием, который и определяет наблюдаемую палеогеодинамическую обстановку. Помимо перечисленных механизмов, на генезис структур и текстур и параметры симметрии свойств пород оказывают влияние процессы надвиго-сбросового типа. Процессы складкообразования существенно усложняют представленную схему. Анализ некоторых текстур пород архейского комплекса, вскрытых по разрезу СГ-3, показывают, что на их генезис влияли довольно сложные схемы действия сил и деформаций.

## 5. Выводы

Анализ элементов залегания пород в геопространстве Кольской сверхглубокой скважины, их структур и текстур указывает на существенную роль полей палеонапряжений, действующих одновременно и разнонаправленно на породы в течение архейского и протерозойского времени. В разрезе скважины первичные слоисто-сланцевые и вторичные кристаллосланцевые текстуры залегают согласно со слоистыми текстурами туфогенно-осадочных пород и текстурами вулканических покровов. Эти признаки сохраняются с достаточной достоверностью до глубин более 11 км, в том числе, в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. С вещественным, литологическим составом ритмов согласуются ритмическая изменчивость физических характеристик пород, отражающих особенности эволюции вещества в пространстве и времени.

Текстурно-структурные особенности пород, как и параметры анизотропии зерна, подтвердили существование в геолого-геофизическом разрезе СГ-3 двух физических блоков. В верхнем блоке до глубины 4.43 км в основном преобладают изотропные и слабоанизотропные породы. В нижнем блоке с увеличением глубины по скважине происходит увеличение интенсивности деформаций, степени перекристаллизации и анизотропии пород. Кристаллически-сланцеватые текстуры характерны глубоко деформированным и метаморфизованным осадочным, вулканогенным, а также изверженным породам, подвергшимся дислокационному метаморфизму под воздействием литостатического, либо литостатического и тектонического напряжения.

Для разреза Кольской сверхглубокой скважины установлено два геодинамически сформировавшихся типа пород. Первый из них фиксируется в зонах дробления либо границ раздела, возникших в результате внезапных палеогеодинамических событий. В этих интервалах происходили тектонические подвижки с внедрением или без внедрения вещества, без смещения или со смещением верхней и нижней частей блоков ( $H = 1.2-1.3, 1.8-2.1, 4.4-4.7, 7.5-7.6$  км). Второй тип представляет случаи накопления пород в стабильных платформенных условиях либо с конседиментационным прогибанием.

В разрезе СГ-3 в интервалах стабильности подтверждается определенный принцип соответствия. В поле палеонапряжений, в котором три главных компоненты не равны друг другу, кристаллическая порода обретает орторомбический тип симметрии. В поле палеонапряжений, в котором две компоненты равны, а третья отлична от них по величине, порода обретает поперечно-изотропный тип симметрии. Преобладание орторомбического типа упругой симметрии в породах архейского комплекса подтверждает тот факт, что в геологическом прошлом Печенгского массива, помимо гравитационных, тектонические силы играли существенную роль.

Практическое значение полученных результатов состоит в возможности планирования проводки глубоких и сверхглубоких скважин с учетом структурной и физической анизотропии пород. Предварительный анализ оценки возможного искривления при проводке скважин в кристаллических массивах может быть выполнен по текстурно-структурным особенностям пород. Анализ естественного искривления скважины дает дополнительную информацию, пригодную для интерпретации физических полей, обусловленных, в том числе, анизотропией геологических массивов. Предвидение осложнений, связанных с искривлением стволов глубоких скважин, является одним из основных резервов снижения стоимости глубокого и сверхглубокого бурения.

**Благодарности.** Авторы благодарны Д.М. Губерману и Ю.Н. Яковлеву за ценные замечания, высказанные в период подготовки данной работы.

Работа выполнена в рамках проектов МПГК № 408 ЮНЕСКО, INTAS-01-0314 и гранта РФФИ 03-05-64169.

## Литература

- Brace W.F. Orientation of anisotropic minerals in a stress field: Discussion. *Mem. Geol. Soc. Amer.*, v.79, N 9, p.9-20, 1960.
- Locajicek T., Pros Z., Klima K., Nikitin A.N., Ivankina T.I., Ullemeyer K., Smirnov Y.P., Guberman D.M., Kouznetsov Y. Proc. Laboratory investigation of elastic anisotropy and texture of rocks from Kola Super Deep Borehole SG-3. *Int. Conf. on Textures and Physical Properties of Rocks, Goettingen, Germany, Goett. Arb. Geol. Pal.*, Sb. 4, p.114, 1999.
- Аллисон А., Палмер Д. Геология. М., Мир, 568 с., 1984.
- Архейский комплекс в разрезе СГ-3. Под ред. Ф.П. Митрофанова. *Апатиты, КНЦ РАН*, 185 с., 1991.
- Беликов Б.П., Александров К.С., Рыжова Т.В. Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. М., Наука, 276 с., 1970.
- Берри Л., Мейсон Б., Дитрих Р. Минералогия. М., Мир, 592 с., 1987.
- Горбацевич Ф.Ф. Акустополарископия горных пород. *Апатиты, КНЦ РАН*, 204 с., 1995.
- Горбацевич Ф.Ф. Акустополарископия породообразующих минералов и кристаллических пород. *Апатиты, КНЦ РАН*, 140 с., 2002.
- Горбацевич Ф.Ф., Ильченко В.Л., Смирнов Ю.П. Геодинамическая обстановка в интервале 1.7-1.9 км Кольской сверхглубокой скважины. *Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология*, № 1, с.70-77, 2000.
- Губерман Д.М., Горбацевич Ф.Ф., Никитин А.Н., Смирнов Ю.П., Тюремнов В.А. Анизотропия и релаксация горных пород в геологическом пространстве Кольской сверхглубокой скважины. *Разведка и охрана недр*, № 6, с.37-43, 2003.
- Губерман Д.М., Смирнов Ю.П., Тюремнов В.А., Писарницкий А.Д., Горбацевич Ф.Ф. Анизотропия земной коры континентального типа в разрезе Кольской сверхглубокой скважины. В кн.: *Результаты изучения глубинного вещества и физических процессов в разрезе Кольской сверхглубокой скважины до глубины 12261 м. Под ред. Ф.П. Митрофанова, Ф.Ф. Горбацевича. Апатиты, Полиграф*, с.149-153, 2000.
- Дмитриев Г.А., Потапова М.С. Учение о симметрии как общий метод познания закономерностей развития Земли. В кн.: *Пути познания Земли. М., АН СССР*, 1971.
- Иванов С.Н. Вероятная природа главных сейсмических границ в земной коре континентов. *Геотектоника*, № 3, с.3-11, 1994.
- Казакос А.Н. Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов. Л., Наука, 272 с., 1987.
- Казанский В.И., Боронихин В.А., Ванюшин В.А. Соотношения между деформациями, метаморфизмом и петрофизическими свойствами пород в Печенгском рудном районе. В кн.: *Внутреннее строение рудоносных докембрийских разломов, М., Наука*, с.6-47, 1985.
- Кожевников В.Н. Условия формирования структурно-метаморфических парагенезисов в докембрийских комплексах. Л., Наука, 184 с., 1982.
- Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины. М., Недра, 490 с., 1984.
- Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований. М., МФ "Технонефтегаз", 260 с., 1998.
- Лобанов К.В., Глаголев А.А., Жариков А.В., Кузнецов А.В., Смирнов Ю.П. Сопоставление архейских пород в разрезе Кольской сверхглубокой скважины и на поверхности. *Геоинформатика*, № 4, 1999.
- Методические рекомендации по изучению петромагнитных и магнитных свойств пород, вскрытых сверхглубокими скважинами. Под ред. Ю.И. Кузнецова, Д.М. Печерского. *Тверь, ГЕРС*, 85 с., 1992.
- Най Дж. Физические свойства кристаллов. М., изд. ИЛ, 385 с., 1967.
- Никитин А.Н. Образование пьезоэлектрических текстур кварцсодержащих в горных породах. *Физика Земли*, № 10, с.15-21, 1996.
- Розанов Ю.А. Экспериментальные исследования деформации горных пород при высоких давлениях и температуре до 200 °С. *Труды ИГЕМ АН СССР*, вып.66, с.1-83, 1962.
- Сейсмогеологическая модель литосферы северной Европы. Лапландско-Печенгский район. Под ред. Н.В. Шарова. *Апатиты, КНЦ РАН*, 226 с., 1997.
- Старостин В.И. Структурно-петрофизический анализ эндогенных рудных полей. М., Недра, 240 с., 1979.
- Строение литосферы российской части Баренц-региона. Под ред. Н.В. Шарова, Ф.П. Митрофанова, М.Л. Вербы, К. Гиллена. *Петрозаводск, Карельский научный центр РАН*, 318 с., 2005.
- Травин В.В. Образование складок в мобильных зонах в условиях продольного сжатия. *Геотектоника*, № 1, с.33-38, 1993.
- Трегер В.Е. Оптическое определение породообразующих минералов. М., Недра, 197 с., 1968.
- Юшкин Н.П., Шафрановский И.И., Янулов К.П. Законы симметрии в минералогии. Л., Наука, 1987.