

Б. Н. Клабуков

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ КОНТРАСТНОСТЬ И ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ БЛОКОВЫХ И ШОВНЫХ СТРУКТУР КАРЕЛЬСКОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Введение

При районировании земной коры щита наиболее четко выделяются структуры двух основных морфогенетических типов. Это геоблоки и составляющие их сегменты, с одной стороны, и разделяющие их шовные зоны – с другой. Анализ геофизических данных, полученных в пределах развития упомянутых структур, указывает на устойчивое различие геофизических характеристик. Достаточно ярко это различие проявляется в морфологии потенциальных полей. Как правило, геофизические аномалии геоблоков характеризуются выдержанной изометричностью, тогда как аномалии шовных структур линейны, резко градиентны и имеют вид ступеней. Другим, не менее характерным отличием геоблоков и шовных зон является дисперсия геофизических параметров, она значительно выше в последних. Изменчивость же геофизических параметров зависит от состояния вещества, которое характеризуется упрочнением или ослаблением химических, физических и механических связей. Шовные зоны могут быть связаны с участками изменения напряженно-деформированного состояния земной коры, где возрастает электромагнитная эмиссия пород, велики потоки ионизирующих излучений, увеличивается концентрация радона (Егоркин, 2000) и т. д. Весьма контрастны геоблоки и шовные структуры в геологическом отношении. Оказывается, количество основных и кислых пород в рассматриваемых структурах далеко не одинаково, так же как и интенсивность геологических процессов. Шовная зона – часть линеамента. Существует достаточно единое мнение, что большинство месторождений приурочено к разрывам земной коры. Пространственная связь рудных элементов с зонами планетарной трещиноватости – линеаментами вполне объясняется максимальной легкостью проникновения вдоль них мантийных расплавов смешанной природы, флюидов, углеводородов в верхние этажи Земли. Согласно В. В. Архангельской (1997), в каждом линеаменте сконцентрированы месторождения разных возрастов, что свидетельствует о сохранности, проницаемости линеаментов, а значит, и связанных с

ними шовных зон на всем протяжении исторического развития. Геологические факты однозначно указывают на приуроченность гранито-гнейсовых куполов, гранитных массивов, зон гранитизации к глубинным протяженным разломам, дренирующим верхнюю мантию. Геофизические и геологические различия структур щита тесно связаны с их энергетикой, и этот факт является фундаментальной особенностью рассматриваемой здесь проблемы. Представления о структуре реального вещества земной коры привели к появлению понятия «геофизической среды». Одним из основных свойств этой среды является ее структурность и активность. Активность геофизической среды немыслима без пополнения ее энергией извне. Механизмом закачки энергии в реальную геофизическую среду являются деформационные волны (Нерсесов и др., 1990). Влияние последних на активность геофизической среды геоблоков и шовных зон далеко не одинаково и проявляется в резком возрастании скорости и энергии химических реакций в шовных зонах.

Геологическая характеристика объектов

Карельский регион в геологическом отношении принадлежит к крупнейшему выступу докембрийского кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы (ВЕП) – Фенноскандинавскому щиту*. В качестве структурных элементов первого порядка выделены Беломорский, Карельский и Ладожский геоблоки. Этим структурам соответствуют гравитационные аномалии определенного типа. Беломорскому геоблоку земной коры в гравитационном поле отвечает моногеничная, относительно положительная аномалия. Карельский геоблок в гравитационном поле фиксируется сложным по морфологии относительным минимумом поля силы тяжести. Ладожский (Свекофеннский) геоблок фиксируется относительным максимумом поля силы тяжести, интенсивность которого

* Геологическая характеристика региона дана в интерпретации А. С. Гришина (1990).

в северо-западном направлении резко понижается. Элементы блокового строения невозможно рассматривать в отрыве от границ их раздела. Границы геоблоков устанавливаются по зонам максимальных градиентов силы тяжести в виде протяженных гравитационных ступеней. Эти границы аппроксимируются как шовные (межгеоблоковые) зоны глубинных разломов мантийного заложения. Они определяют тектоническое районирование региона и располагаются по краям глубинных астенолитов (Чекунов и др., 1993). По данным Ф. А. Летникова (1977), в шовных зонах имеет место стандартная миграция калия из нижних частей мантии к поверхности Мохо и далее вдоль ослабленных тектонических зон в земную кору. Механизмы миграции калия и других флюидов для геоблоков и шовных структур отличаются принципиально. Свободная фильтрация флюида возможна только для ослабленных зон (разломов) и зависит от свойств горной породы и самого флюида. Так, поры и трещины в горных породах обеспечивают не просто миграцию флюидов, а инициируют также процесс метасоматического преобразования пород. Свободная фильтрация флюидов в поровом пространстве прекращается при достижении определенного давления и температуры. В качестве механизма дальнейшего переноса флюидов к поверхности коры рассматривают процесс перекристаллизации, при котором флюид просачивается через породу в поле наибольшего градиента температуры и давления. Оба последних механизма осуществляют транспортировку и преобразование глубинной энергии в энергию деформаций на верхнем уровне разреза. Таким образом, эндогенные геологические процессы, такие как гранитизация, рост гнейсовых куполов, явления калиевого соматоза и т. д., оказываются приуроченными к шовным структурам, увеличивая там геологическую контрастность. Кроме того, в петрологическом аспекте существует полярная направленность магматизма на блоке и шовной структуре. По мере нарастания процессов гранитизации в блоке формируются все более кислые разности гранитоидов, а с усилением прогибания в шовной структуре нарастает доля основных вулканитов. В геофизическом аспекте такая направленность эндогенных процессов приводит ко все возрастающей контрастности геофизических параметров горных пород блоков и шовных структур.

Крупные блоковые структуры (геоблоки), сложенные гранито-гнейсовым комплексом, сопряжены с долгоживущими «шовными» зонами, представляющими собой межблоковые депрессии. По геологическим данным каждый геоблок характеризуется особенностями своего строения, развития и формирования структурных комплексов. Блоковые структуры любого порядка обособляются на фоне устойчивого воздымания, а шовные – на фоне опускания и последующей инверсии. В связи с этим величина эрозионного среза структур будет разной, что приведет к добавочной геологической контрастности шовных зон по сравнению с геоблоками.

Беломорский геоблок охватывает область развития нижнеархейских глубокометаморфизованных образований беломорского комплекса, представленных различными по составу, структуре и текстуре гнейсами, гранито-гнейсами, амфиболитами, магматическими породами от ультрабазитов до гранитов. Своеобразной особенностью геоблока является наличие дискретной тектонической активизации в платформенный этап геологической эволюции, в интервале 1 млрд лет. На сегодня более обоснована покровно-надвиговая модель Беломорского пояса (Глебовичский и др., 1996). Сейсмический разрез до глубины 25 км насыщен системой пологопадающих на востоке отражающих площадок, осложненных в верхней коре купольными структурами (Минц и др., 2001).

Карельский геоблок. В геологической градации – Архейский кратон. Чрезвычайно сложное геологическое строение верхней части разреза геоблока обусловлено неоднородностью его глубинной структуры. Широким площадным развитием пользуются гранито-гнейсы, охватывающие более половины территории геоблока. В составе гранито-гнейсовых полей устанавливаются интенсивно гранитизированные породы среднего и кислого состава.

Ладожский (Свекофеннский) геоблок приурочен к обширной свекофеннской складчатой области. В процессе развития Ладожский геоблок приобрел исключительно сложное строение, где складчатые структуры находятся в сочетании с купольными.

В качестве наиболее крупных в регионе шовных структур выделяются Восточно-Карельская (ВКЗ) зона, разделяющая Беломорский и Карельский геоблоки, и Ладожско-Ботническая (ЛБЗ) на границе Карельского и Ладожского геоблоков. По мнению некоторых исследователей (Оровецкий, Голуб, 1988) ЛБЗ в свекофеннское время испытывала с юго-запада сжимающие усилия, имея на северо-востоке жесткую архейскую плиту. Со стороны верхней мантии нижняя кора этой области испытывала базификацию благодаря развитию астенолитов. Верхняя же кора находилась в особых термодинамических условиях. Установлено наличие сжимающих усилий на ЛБЗ с юго-запада (Гарбар, 1981). В геологическом плане она разделяет протерозойскую и архейскую провинции консолидации коры. Считается, что ЛБЗ – коллизонная структура и имеет значительное сходство с шовной зоной Тейсера-Торнквиста, разделяющей протерозойскую и фанерозойскую плиты.

Граница Беломорского и Карельского геоблока, названная Восточно-Карельской зоной или главной зоной карелид (Харитонов, 1966), представляет собой сложную систему глубинных разломов. Супракрупные комплексы этой зоны отличаются исключительным преобладанием в их составе метавулканитов. Геологическое строение Восточно-Карельской шовной зоны резко отличается от строения смежных областей. Анализ геолого-геофизических данных позволяет с уверенностью выделять ВКЗ как обособленный структурный элемент, прошедший путь длительного

развития, начиная с нижнего архея. В качестве структурных элементов этой зоны выделяются ряд мобилно-проницаемых зон (МПЗ), приуроченных к зоне глубинного разлома. Вдоль зоны глубинного разлома породы беломорского комплекса испытывают интенсивную тектоническую перестройку. О глубинном характере тектонического сочленения Карельского геоблока с Беломорским свидетельствует проявление гранитной магматизации и приуроченность к зонам гипербазитовых интрузий. Примечательной особенностью границы раздела Беломорского и Карельского геоблоков на уровне эрозионного среза является ее волнообразные в плане изгибы, отражающие суммарный эффект складчато-блоковых деформаций.

Геофизические особенности шовных и блоковых структур

Ослабленные подвижные шовные зоны отмечаются: протяженно спрямленными участками изоаномал поля Δg , зонами высоких горизонтальных градиентов теплового потока, узлокальными отрицательными и положительными аномалиями ΔT , а также четко фиксируются по данным МОГТ.

Тектонический характер ВКЗ проявляется в сейсмических данных, кроме того, ВКЗ представляет область перехода от магнитного поля беломорского типа к полю карельского типа. Если аномалии ΔT на Беломорском блоке могут быть любого направления, то для Карельского геоблока характерны, в основном, аномалии выдержанного направления.

Сейсмическая граница со скоростью 7,3–7,5 км/с характерна для ЛБЗ и ВКЗ, которые имеют аномальную внутреннюю структуру, сложное строение переходной зоны кора – мантия, увеличенную мощность ЗК и дифференциацию корового разреза (Строение..., 1993). Обобщение данных о мощности ЗК по Балтийскому щиту свидетельствует о ее увеличении в юго-западном направлении как для геоблоков, так и для разделяющих их шовных зон (табл. 1). Максимальная мощность земной коры (М) на Европейском Севере установлена под Свекофеннской провинцией Балтийского щита ЛБЗ (62 км) и в зоне сочленения Беломорского геоблока с Карельским (49 км) (Строение..., 1993).

Таблица 1

Осредненные расстояния до поверхности М

Структура	Расстояние до поверхности М, км
Беломорский геоблок	33
Карельский геоблок	38
Ладожский геоблок	44
ВКЗ	51
ЛБЗ	60

Одной из причин (возможно, главной) роста мощности земной коры в юго-западном направлении является изменение степени разуплотнения пород, приводящее в данном случае к увеличению объема корового вещества. Существование эндогенного источни-

ка в виде астенолинзы в Центральной Фенноскандии удовлетворяет модели современной геодинамики (Юдахин, Французова, 2002). К числу геофизических параметров, изменяющих свою интенсивность в зависимости от структуры, относится интегральная проводимость S земной коры щита и региональные магнитные аномалии (РМА).

Величина S земной коры получена по данным магнитотеллурических исследований (табл. 2). Как для блоков, так и для шовных зон фиксируется увеличение S, так же как и ее мощности, в юго-западном направлении, однако при этом сохраняется тенденция увеличения S в шовных зонах.

Таблица 2

Величина S земной коры (Клабуков, 2006)

Структура	Величина S, См
Беломорский геоблок	8
ВКЗ	12
Карельский геоблок	10
ЛБЗ	1300
Ладожский геоблок	94

Оценку геофизической контрастности геоблоков и шовных зон можно выполнить при сравнении дисперсий продольной проводимости (D_s) литосферы (табл. 3).

Таблица 3

D_s литосферы Балтийского щита

Структуры		Величина $D_s \cdot 10^4$ литосферы в См
Шовные зоны	ЛБЗ	199
	ВКЗ	172
Геоблоки	Беломорский	45
	Карельский	32

Мощность литосферы на Балтийском щите в среднем оценивается в 200 км. Наибольшая величина D_s характерна для ЛБЗ, что отражает сложность глубинного строения литосферы в этой части щита. В среднем D_s в геоблоках в 4–5 раз меньше, чем в шовных структурах. Это свидетельствует об относительной однородности геоблоков и гетерогенности шовных зон.

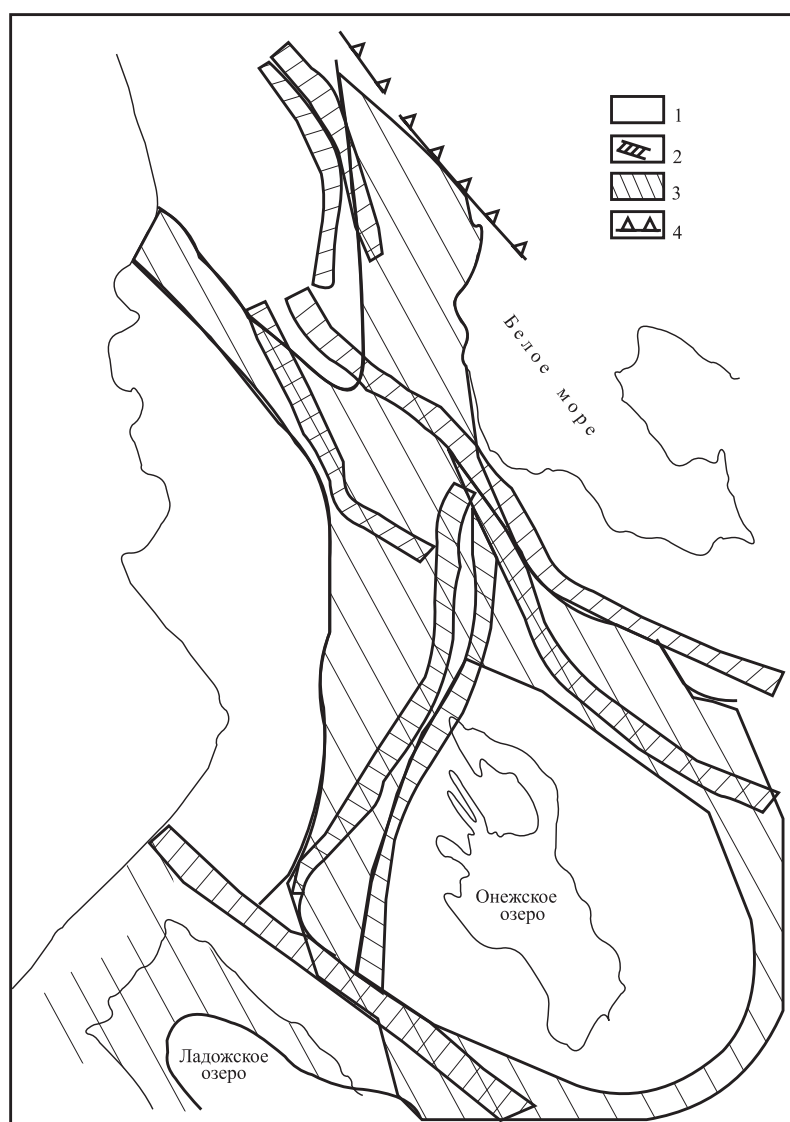
Косвенной причиной роста интегральной проводимости в шовных зонах может служить разуплотнение вещества ЗК. Чем выше степень разуплотнения вещества коры, тем больше ее флюидонасыщенность. Наличие астенолинз следует в таком случае считать определяющим энергетическим источником образования трещиноватости вещества и заполняющих трещины флюидов. В качестве механизма, поддерживающего состояние флюидодинамического равновесия, согласно воззрениям Ф. Н. Юдахина, В. И. Французовой (2002), можно считать воздействие Атлантической зоны спрединга и волновой характер деформации геологической среды. Не противоречит поведению S и региональное магнитное поле (рис.). Основная доля межгеоблокных шовных зон пространственно совпадает с областью пониженного регионального поля. Это хорошо объясняется повы-

шенной энергетикой шовных зон, которая является основной причиной теплового разрушения магнитных минералов: титано-магнетита и ильменита – главных источников магнитных аномалий Фенно-скандинавского щита (Печерский и др., 2006).

Предположение о существовании активной флюидной обстановки в земной коре требует допустить достаточное количество воды, наличие коллектора и необходимый температурный режим.

Для основной части горных пород доля химически связанной воды не превышает 5% (Родкин, 1993). В породах же гранулитовой фации метаморфизма ее еще меньше – примерно 1% (Файф и др., 1981). По расчетам (Когя, 1993), пористость нижней коры в Центральной Финляндии и Карелии должна быть 2,2% и 0,5%. По другим расчетам (Клабуков, 1998), пористость нижней

коры в свекофеннской и архейской областях практически не отличается – 0,9 и 0,8 соответственно. Флюидная гипотеза глубинных аномалий проводимости предполагает, что доля водного флюида в породах должна составлять 2–3%. В нижней коре таких пород нет. В то же время для средней и верхней коры, где воды достаточно, термический режим не обеспечивает возникновение процессов освобождения связанного флюида. Для того чтобы запустить геодинамические процессы, необходимо существование дополнительных, независимых источников энергии. Такие источники могут существовать в шовных структурах как в пограничных зонах за счет аномально высоких значений свободной энергии (Царев, 1989). В свою очередь, превышение свободной энергии по сравнению с фоном эквивалентно нагреванию шовных структур.



Корреляция регионального магнитного поля со структурами первого порядка:

1–2 – области выхода на поверхность эрозионного слоя вещества геоблоков и межгеоблоковых шовных зон соответственно; 3 – зоны пониженного регионального магнитного поля; 4 – Беломорско-Лапландский линеамент

Геофизическая контрастность изучаемых объектов может быть исследована также методом релаксионного контроля массивов горных пород. К настоящему времени накоплен обширный материал опробования метода в различных геодинамических районах. Результаты наблюдений в Карельском регионе получены на о. Валаам, в г. Сортавале и около пос. Гирвас (Спунгин, Бурчик, 2002). Зоны активных на современном этапе разрывных нарушений отличаются большим количеством микроизлучений сейсмической энергии (до 5,3 ИМК за сеанс на участке ВУОРИО близ Сортавалы и о. Валаам) (активные зоны) и практически не наблюдаются на участке консолидированных разрывных нарушений (пос. Гирвас). Особенностью шовных зон также можно считать повышенную мощность земной коры.

Энергетические источники эндогенных процессов в Земле и их роль для шовных и блоковых структур

Как считают Ю. Г. Старицкий (1998); В. Е. Хаин, М. Г. Ломидзе (2005) и другие исследователи, главной причиной эндогенных процессов в Земле является резкое различие физической природы между внутренними и внешними геосферами и постоянное движение вещества от центра к периферии. По расчетам О. Г. Сорохтина (Сорохтин, Ушаков, 1991), наиболее мощные энергетические процессы в Земле – это гравитационная дифференциация земного вещества по плотности и распад радиоактивных элементов. Что касается последнего, то при любых допустимых оценках содержания радиоактивных элементов в Земле всегда оказывается, что ее суммарные потери тепла больше, чем генерация радиогенного тепла. Это подтверждает вывод о существовании в Земле более мощного, чем распад радиогенных элементов, источника. Таким источником является уже названный процесс гравитационной дифференциации Земли, возбуждающий в мантии конвективные движения. Существование конвективного теплопереноса в мантии предполагается и в других геотектонических гипотезах (Родкин, 1993; Трубицин, Рыков, 2000). Различие заключается лишь в транспорте, переносящем тепло (дегазация CO₂, воды, водорода и гелия). При этом предполагается, что дислокации тепла могут переноситься как путем нормальной теплопроводности, так и через глубинные

разломы и вулканические объекты (Орленок, 1985). Перенос энергии в составе флюидов с глубинных геосфер в верхние возможен только через глубинные разломы, с которыми связаны шовные структуры. Однако существует гипотеза (Лобковский, 1988), согласно которой наряду с вертикальными движениями магмы в зонах проницаемости литосферы и коры (глубинные разломы) допускается также горизонтальная глобальная миграция расплава в астеносфере, существенным образом влияющая на характер распределения типов магматизма в Земле. В рамках этой гипотезы объясняется существование некоторых аномальных параметров свекофеннской коры, касающихся шовных зон: это повышенная мощность земной коры, увеличенный в сравнении с архейской областью консолидации коры тепловой поток. Утолщение коры может быть связано с затягиванием вязкого вещества нижней коры между более жесткими массивами верхней коры и верхней мантии в период свекофеннского тектономагматического цикла. В процессе деформирования нижнего слоя произошел диссипативный разогрев как самой коры, так и подстилающей мантии. Этот разогрев вызвал плавление гранитов, сопровождаемое гранитоидным магматизмом, а также возникновением аномальной мантии. Разогрев коры вызвал также развитие процессов дегидратации, а значит, увеличение объема флюидов в низах коры. Энергетика современных геодинамических процессов во многом определяется активностью самих флюидов, воздействующих на минеральный скелет породы. Флюиды осуществляют трансформацию и передачу глубинной энергии в энергию деформаций на верхнем уровне разреза.

Заключение

Геофизический анализ геоблоков и шовных зон доказывает наличие повышенной энергетики последних. Видимо, этим объясняется их рудоконтролирующая функция, осуществляемая через структуры, тяготеющие к зонам сочленения крупных геоблоков. По мнению В. Б. Соколова (2002), эти же структуры являются наиболее вероятными местами реоформизма уже существовавших месторождений твердых полезных ископаемых. Анализ прямых данных, таких, как дегазация гелия и радона в литосфере счита, мог бы пролить свет на современные геодинамические процессы в геоблоках и разделяющих их шовных структурах.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельская В. В. Линеаментная мирагенция, линеаменты и месторождения углеводородов // Новые идеи в науках о Земле. Т. 2. М., 1997. 21 с.
Гарбар Д. И. Тектоника зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты // Геотектоника. 1981. № 3. С. 41–47.
Глебовицкий В. А., Миллер Ю. В., Другова Г. М. и др. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландско-коллизийной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63–75.

Гришин А. С. Геоблоки Балтийского щита. Петрозаводск, 1990. 112 с.
Егоркин А. В. Содержание кремнезема в консолидированной коре территории России // Разведка и охрана недр. 2000. С. 15–17.
Клабуков Б. Н. Геологические предпосылки и геофизические следствия различной флюидонасыщенности земной коры на примере Карельской и Свекофеннской провинций Балтийского щита // Геология и полез-

- ные ископаемые Карелии. Вып. 1. Петрозаводск, 1998. С. 111–119.
- Клабуков Б. Н.* Глубинная электропроводность и геотектоническая зональность Фенноскандинавского щита // Теория и методика глубинных электромагнитных зондирований на кристаллических щитах. Ч. 1. Апатиты, 2006. С. 173–180.
- Летников Ф. А.* Особенности флюидного режима эндогенных процессов в коре и мантии // Флюидный режим земной коры и верхней мантии. Иркутск, 1977. С. 5–9.
- Лобковский Л. И.* Современные представления о конвекции в мантии и движущих силах литосферных плит // Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М., 1988. С. 232–240.
- Милиц М. В., Берзин Р. Г., Заможняя Н. Г. и др.* Строение и эволюция коры и верхней мантии восточной части Балтийского щита: геологическая интерпретация сейсмо-разведочных материалов по профилю 4В // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь – Калевала. Петрозаводск, 2001. С. 157–190.
- Нерсесов И. Л., Лукк А. А., Журавлев В. И. и др.* О распространении деформационных волн в земной коре юга Средней Азии // Физика Земли. 1990. № 5. С. 102–112.
- Орленок В. В.* Физика и динамика внешних геосфер. М., 1985. 183 с.
- Орловецкий Ю. П., Голуб В. Ю.* Глубинный магматический диапиризм и металлогения юго-восточной части Балтийского и Украинского щитов // Докл. АН УССР, серия Б. 1988. № 2. С. 13–16.
- Печерский Д. М., Орлюк М. И., Пашкевич И. К.* Магнетизм низов земной коры континентов // Геофизический журнал. Киев. 2006. Т. 28, № 5. С. 40–51.
- Родкин М. Ф.* Роль глубинного флюидного режима в геодинамике и гекоматектоники. М., 1993. 133 с.
- Соколов В. Б.* Новый тип внутриплитовых структур и динамика их развития // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии окраинных и внутриплитовых транзитных зон: Материалы 8-й междунар. конф. Петрозаводск, 2002. С. 226–227.
- Сорохтин О. Г., Ушаков С. А.* Глобальная эволюция Земли. М., 1991. 446 с.
- Спунгин В. Г., Бурчик В. Н.* Сейсмическая эмиссия зон локальных разрывных нарушений Фенноскандии // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии окраинных и внутриплитовых транзитных зон... Петрозаводск, 2002. С. 229–230.
- Старицкий Ю. Г.* Жизнь расширяющейся земли. СПб., 1998. 38 с.
- Строение литосферы Балтийского щита /* Под ред. Н. В. Шарова. М., 1993. 166 с.
- Трубицин В. П., Рыков В. В.* Мантийная конвекция с плавающими континентами // Проблемы глобальной геодинамики. М., 2000. С. 7–28.
- Файф У., Прайс Н., Томсон Ф.* Флюиды в земной коре. М., 1981. 435 с.
- Хаин В. Е., Ломидзе М. Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М., 2005. 559 с.
- Харитонов Л. Я.* Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., 1966. 306 с.
- Царев В. П.* Энергетические модели границ блоков геолого-геофизической среды // ДАН СССР. 1989. Т. 306, № 3. С. 689–692.
- Чекунов А. В., Трипольский А. А., Калужная Л. Т.* Литосфера докембрийских щитов северного полушария Земли по сейсмическим данным // Геофиз. журн. 1993. Т. 15, № 1. С. 3–23.
- Юдахин Ф. Н., Французова В. И.* Сейсмичность севера Европейской части России // Поморье в Баренц регионе на рубеже веков: Экология, экономика, культура. Архангельск, 2002. С. 276–280.
- Korja T.* Electrical conductivity distribution of the lithosphere in the central Fennoscandian shield // Precambrian. Amsterdam, 1993. 64. P. 85–108.