

РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ КАК ЭЛЕМЕНТ САМООРГАНИЗАЦИИ ЛИТОСФЕРЫ**П.М. Горяинов, Г.Ю. Иванюк, А.О. Калашников***Геологический институт КНЦ РАН, 184209, Апатиты, Мурманская обл., ул. Ферсмана, 14, Россия*

Различные по природе и масштабу геологические объекты демонстрируют взаимосвязь фрактальных свойств рельефа как с интенсивностью эндогенных энергопотоков, так и с вещественным составом геологических комплексов. Хорошая корреляция дифференцированности рельефа Хибинского массива с переменными различными уровнями его структурно-вещественной организации (минеральный и химический составы пород и минералов, текстурные особенности горных пород и др.) свидетельствует о том, что рельефообразование является частью процесса самоорганизации Хибинского массива. Анализ фрактальной размерности рельефа Хибинского массива, Приморского края и детальных участков в Забайкалье выявил совпадение ее максимумов с положением рудных узлов, полей и месторождений, т.е. территорий с концентрацией элементов, существенно превышающей кларковую. Все это позволяет использовать фрактальные свойства рельефа в качестве поискового критерия.

Рельеф, фрактал, самоорганизация, дистанционные методы прогноза и поисков, рудные месторождения.

TOPOGRAPHY FORMATION AS AN ELEMENT OF LITHOSPHERIC SELF-ORGANIZATION**P.M. Goryainov, G.Yu. Ivanyuk, and A.O. Kalashnikov**

In geologic objects of different characters and scales, the fractal properties of topography are related to the intensity of endogenic energy flows and the composition of geologic complexes. A good correlation between the topographic differentiation of the Khibiny pluton and the variables of different levels of its structural and compositional organization (mineral and chemical compositions of the rocks and minerals, rock texture, etc.) suggests that topography formation is an element of the self-organization of the Khibiny pluton. Analysis of the fractal dimensionality of topography in the Khibiny pluton, Primorye, and detailed areas in Transbaikalia revealed a coincidence of its maxima with the position of ore clusters, fields, and deposits, i.e., areas with the contents of elements significantly higher than their clarkes. All the above data suggest that the fractal properties of topography can be used as a prospecting criterion.

Topography, fractal, self-organization, remote methods for prediction and prospecting, ore deposits

ВВЕДЕНИЕ

Представление о связи форм рельефа с вещественным составом земной коры и с потоками эндогенной энергии — основа для всех существующих методик использования дистанционных материалов в решении геологических задач [Герасимов, 1946; Философов, 1975; Трифионов, 2010; и др.]. Однако, несмотря на активное изучение структур, наблюдаемых на аэроснимках и топокартах, одна из наиболее универсальных характеристик сложности их строения — фрактальная размерность (D) — оказалась сравнительно маловостребованной для выявления связи поверхностных форм и их вещественного наполнения. При этом оценивать фрактальные свойства рельефа и других геоморфологических особенностей начали практически одновременно с открытием фракталов. И это не удивительно — ведь иерархическое устройство, например, речной сети, является одним из наиболее ярких примеров самоподобия в природе.

Не менее нагляден пример с береговыми линиями континентов, которые не могут быть представлены в виде гладких кривых с соответствующей фрактальной размерностью, равной единице. На это еще в 1939 г. обратил внимание английский метеоролог Л.Ф. Ричардсон при попытке как можно более точно определить периметр Британии. Оказалось, что если измерять длину L береговой линии этого острова циркулем с последовательно уменьшающимся раствором r , то она будет возрастать по степенному закону в соответствии с формулой: $L(r) \approx r^{-0.25}$. Впоследствии было показано [Mandelbrot, 1983; Федер, 1991; Korvin, 1995; и др.], что подобным образом ведут себя многие, если не все прочие контуры земного рельефа. Все они являются объектами, промежуточными между линией ($D = 1$) и поверхностью ($D = 2$), хотя топологическая размерность этих контуров, как и любых линий вообще по-прежнему равна единице.

Согласно формуле оценки фрактальной размерности различного рода кривых, основанной на зависимости их длины L от шага измерения r [Mandelbrot, 1983],

$$L(r) = cr^{1-D},$$

или

$$\lg L(r) = \lg c + (1 - D) \lg r,$$

где c — константа. Побережье Британии имеет фрактальную размерность $D_L = 1.25$. Аналогичным образом было установлено, что размерность побережья Австралии равна 1.1, Южной Африки — 1.0, Японии — 1.4, Норвегии — 1.5, западного побережья Южной Америки — 1.4 и т.д. [Nakano, 1983; Горяинов, Иванюк, 2001a]. Это обстоятельство вынуждает нас отклонить довольно распространенное мнение о том, что сама по себе фрактальная размерность не несет какой-либо геодинамической или иной смысловой нагрузки, кроме формальной математической. Если контур береговой линии — это результат конкуренции и компромисса между эндогенной «накачкой» геоблока и его эрозией, то здесь геодинамическая нагрузка фрактальной размерности очевидна [Ivanyuk, 1997; Горяинов, Иванюк, 2001a].

Стоит обратить внимание, что фрактальная размерность в физике открытых систем используется в качестве критерия их относительной упорядоченности. Так, по мнению Б. Мандельброта [1981], появление все более и более мелких иерархически организованных вихрей в турбулентном потоке способствует более эффективной диссипации этим потоком поступающей энергии, а в работах Ю.Л. Климонтовича [1996; 2002] убедительно продемонстрирована большая упорядоченность установившегося турбулентного движения по сравнению с ламинарным. Было показано, что аналогичный переход к более упорядоченному состоянию являет собой формирование фрактальных складок [Горяинов и др., 1992; Egorov, Ivanyuk, 1996; Ivanyuk, Goryainov, 2008; Иванюк и др., 2009]. Все это позволяет думать, что при прочих равных условиях рельеф с большей фрактальной размерностью также является более упорядоченной структурой, чем поверхность, фрактальная размерность которой близка к топологической.

Некоторые успехи дистанционных методов и фрактальная природа земной поверхности наводят на мысль, что выявление связи вещественного состава геологических систем (в том числе, расположения рудных объектов), эндогенных энергопотоков и фрактальных свойств земной поверхности было бы весьма перспективно как для решения практических поисковых задач, так и для развития представлений о функционировании Земли как единой системы.

СВЯЗЬ ФРАКТАЛЬНОСТИ РЕЛЬЕФА И СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ТЕРРИТОРИИ

Эндогенные энергопотоки могут проявляться на поверхности Земли различными способами. С.А. Борняков, Н.В. Семенов [2011] выделяют два основных эндогенных диссипативных процесса, реализующихся одновременно, но с разной интенсивностью: длительно действующий медленный — тектонический и эпизодически проявляющийся быстрый — сейсмический. С целью изучения связи сейсмический активности с формами рельефа мы выбрали два типа ее проявлений: землетрясения и воздымание участков суши.

Для учета эндогенных проявлений первого типа мы сопоставили фрактальные размерности побережий различных районов Земли с данными С. Миямуры [1972] о сейсмической активности каждого из этих районов (табл. 1). При оценке сейсмической активности Земли вся ее поверхность была разбита на одинаковые квадратные ячейки площадью около $7.1 \cdot 10^6$ км², для каждой из которых был определен индекс сейсмической энергии $K = 10 \lg \sum E_i$ (где E_i — энергия отдельного землетрясения, определяемая по формуле $\lg E_i = 11.8 + 1.5M_i$, где M_i — магнитуда отдельного землетрясения [Gutenberg, 1956]). Учитывались землетрясения любой глубинности, которые попадали в ячейки, покрывающие рассматриваемую береговую линию. Для построения корреляции был рассчитан средний индекс сейсмической энергии \bar{K} — среднее значение K для всех учтенных ячеек. График корреляции между средним индексом сейсмической энергии \bar{K} и фрактальной размерностью береговых линий приведен на рис. 1. Как видно, наблюдается положительная зависимость с высокими коэффициентами корреляции как для сильных землетрясений ($M \geq 7$), так и для средних ($7 > M \geq 5$).

В работе Т. Накано [Nakano, 1983] продемонстрирована еще одна интересная закономерность: при последовательном уменьшении r , начиная с некоторого критического значения r' , фрактальная размерность береговой линии резко уменьшается вследствие сглаживающего воздействия эрозии (в большинстве случаев от 1.37 до 1.21), причем со временем эта область становится все больше и больше. Если проанализировать изменение размерности изолиний рельефа с увеличением превышения над уровнем моря [Nakano, 1984], оказывается, что при удалении от береговой линии величина r' экспоненциально уменьшается (рис. 2). Иными словами, эрозионная составляющая рельефа ощутимо проявлена лишь вблизи границы раздела суша—море, и очертания побережий действительно представляют собой результат конкуренции эндогенных процессов и эрозии (см. выше).

Таблица 1.

Соотношение между фрактальной размерностью береговых линий и индексом сейсмической энергии на единицу площади

Район	\bar{K}		D_L
	для сильных землетрясений ($M \geq 7$)	для средних землетрясений ($7 > M \geq 5$)	
Южная Африка	0	0	1
Индостан	0	24	1.1
Австралия	15	32	1.1
Российская Арктика	13	67	1.2
Гренландия	0	76	1.2
Западное побережье США и Мексики	235	262	1.3
Аляска	314	240	1.3
Бассейн Карибского моря	338	290	1.4
Средиземноморье	167	278	1.4
Западное побережье Южной Америки	436	322	1.4

Примечание. D_L — фрактальная размерность береговой линии, \bar{K} — средний индекс сейсмической энергии ячеек, покрывающих береговую линию, по данным С. Миямуры [1972].

Рассмотренная зависимость фрактальной размерности рельефа от соотношения эндогенного и экзогенного факторов при формировании структуры земной поверхности весьма показательна в том плане, что дает возможность произвести сопоставление геодинамических особенностей однотипных объектов (или систем с однородным набором «участников») по их морфологии. В качестве примера можно привести результаты анализа рельефа Хибинских и Ловозерских тундр (Кольский полуостров) — небольших горных массивов, разделенных лишь узкой полоской оз. Умба. Эти массивы, являющиеся, по мнению ряда исследователей, частями единого интрузивного комплекса, проявляют поразительные различия в геоморфологии и интенсивности современной тектоники. Для оценки фрактальной размерности

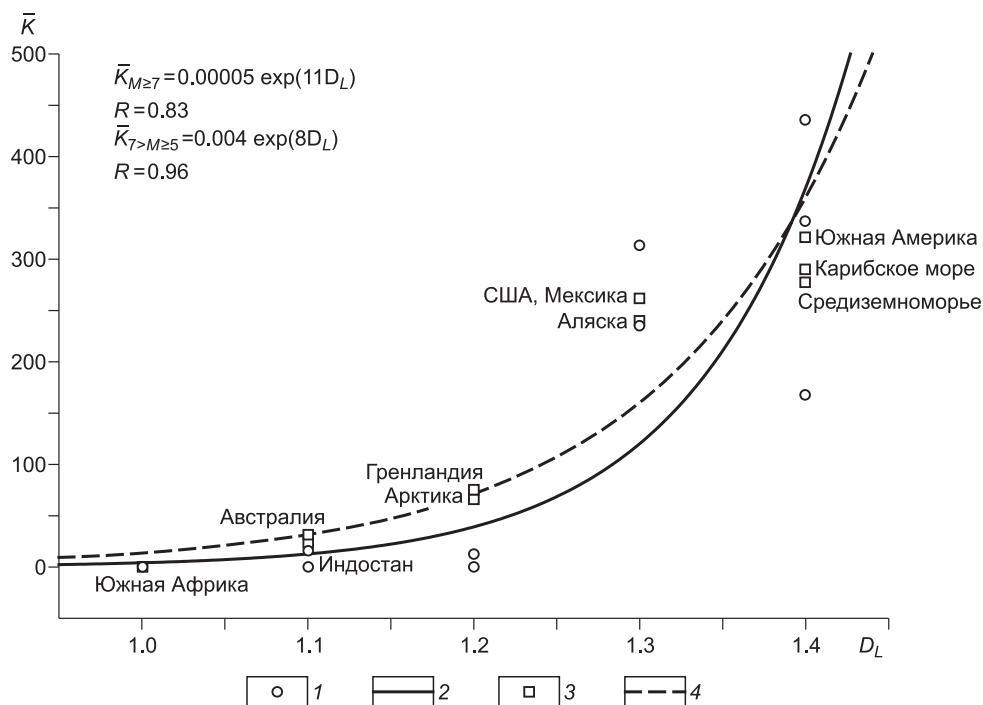
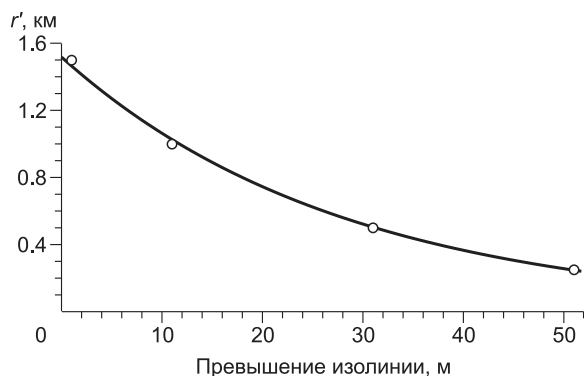


Рис. 1. Соотношение между фрактальной размерностью береговой линии D_L и средним индексом сейсмической энергии \bar{K} .

1, 2 — показаны точки (1) и аппроксимация (2) для сильных землетрясений ($M \geq 7$), 3, 4 — соответственно для средних ($7 > M \geq 5$). R — здесь и далее коэффициент корреляции.

Рис. 2. Увеличение роли эрозионного фактора (увеличение r' — фрактальной размерности изолиний) при приближении к северо-восточному побережью Японии (изолиния 0 м).

График построен по данным [Nakano, 1984].



их рельефа были использованы топографические карты м-ба 1:200 000, откуда были вынесены изолинии от 200 м и выше с интервалом 200 м (рис. 3).

Анализ показал, что размерность Минковского D_M (иначе называемая клеточной размерностью или размерностью вложения и представляющая модуль наклона билогарифмической зависимости числа квадратных ячеек $r \times r$, потребовавшихся для полного покрытия анализируемой фигуры, от величины r [Ivanuyuk, 1997]) изолиний рельефа Хибинского массива последовательно возрастает от 1.15 ± 0.04 на высоте 200 м, 1.20 ± 0.02 на высоте 400 м и 1.33 ± 0.03 на высоте 600 м до 1.40 ± 0.02 на высоте 800 м (рис. 4, а). При этом величина $r' \approx 900$ м, после которой наклон графиков резко уменьшается до единицы, постоянна на всех высотах. Это говорит о том, что в отличие от эффекта Накано здесь мы, скорее всего, имеем дело с предельным разрешением карты — на более мелких масштабах неровности рельефа попросту не отражены.

Для Ловозерского массива характерно точно такое же поведение изолиний рельефа, с той лишь разницей, что их фрактальная размерность заметно ниже (от 1.05 ± 0.02 на высоте 200 м до 1.24 ± 0.02 на высоте 800 м). Сопоставление размерностей соответствующих изолиний (табл. 2) говорит о заметно более высокой расчлененности рельефа Хибинского массива, откуда можно сделать вывод о его более интенсивной эндогенной подпитке. Действительно, постоянное воздымание Хибинского массива со средней скоростью 2—3 мм/год [Яковлев, 1982] приводит к многочисленным горным ударам и землетрясениям с магнитудами до 4 баллов [Сейсмичность..., 2002]. В Ловозерском же массиве произошло только одно интенсивное землетрясение, по-видимому, связанное с релаксацией напряжений от горных выработок.

Дополнительную информацию о рельефе Хибинского и Ловозерского массивов дают фрактальные свойства речных сетей и границ речных бассейнов (см. рис. 4, б). Как и ожидалось, размерность речной системы Хибинского массива $D_M = 1.39 \pm 0.02$ заметно выше таковой Ловозерского массива

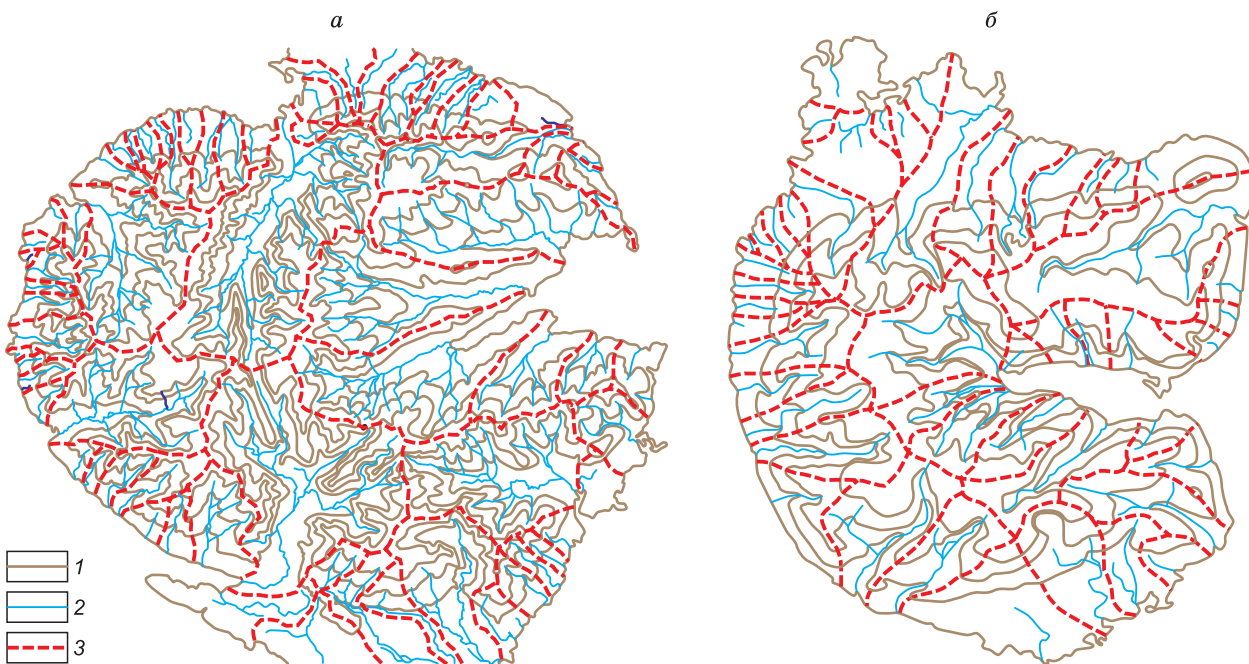


Рис. 3. Топографическая схема Хибинского (а) и Ловозерского (б) массивов.

1 — изолинии рельефа, проведенные через 200 м, 2 — гидросеть, 3 — границы речных бассейнов.

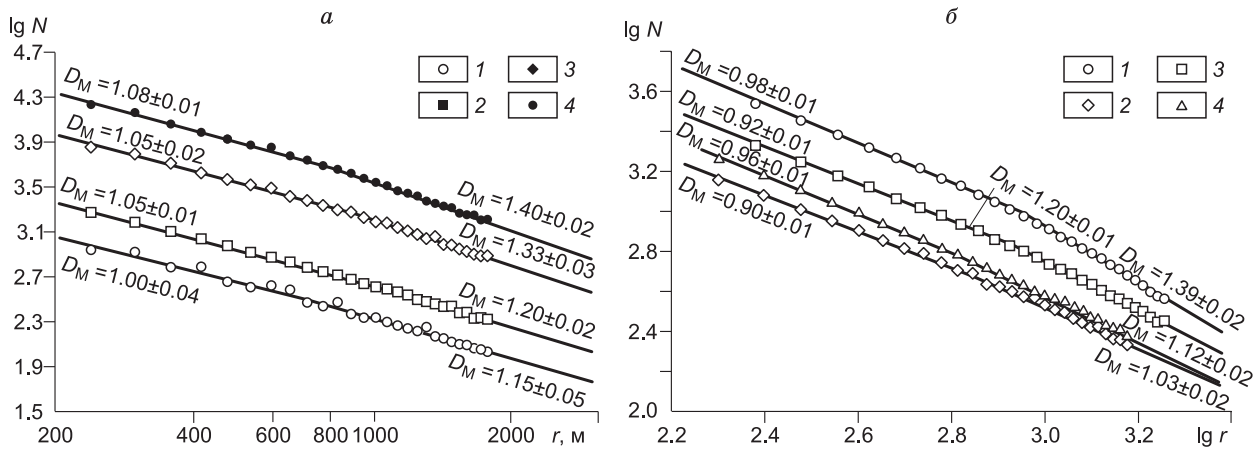


Рис. 4. Билогарифмическая зависимость числа N квадратных ячеек $r \times r$, потребовавшихся для полного покрытия изолиний рельефа Хибинского массива (а) и речных сетей и бассейнов Хибинского и Ловозерского массивов (б), от величины r .

Наклон графиков определяет фрактальную размерность изолинии D_M : а: 1—4 — высота (м): 1 — 200, 2 — 400, 3 — 600, 4 — 800; б: 1, 2 — речные сети; 3, 4 — дренажные бассейны: 1, 3 — Хибинский, 2, 4 — Ловозерский массивы.

($D_M = 1.03 \pm 0.02$). Полученные значения размерности отражают тот факт, что в отличие от Хибинского массива с достаточно развитой системой водотоков Ловозерские тундры представляют собой «неактивное» плато, прорезанное несколькими прямолинейными ущельями с текущими по ним ручьями. Соответственно, границы различных водосборов Хибинского массива, по сути, представляющие собой вершины самых крупных хребтов, характеризуются фрактальной размерностью $D_M = 1.20 \pm 0.01$, тогда как размерность таковых Ловозерского массива опять оказалась заметно ближе к топологической ($D_M = 1.12 \pm 0.01$) [Горяинов, Иванюк, 2001а]. Эти данные со всей определенностью говорят о различиях в геодинамической обстановке формирования сравниваемых массивов с однотипным набором участников и опровергают мнение о том, что Ловозерский массив возник вследствие срезания и сдвигания верхней части Хибинского массива. Эти массивы самостоятельные, что подтверждает и различие в их составе и рудоносности.

Для формирования представления о связи рельефа и эндогенной геодинамики необходимо рассмотреть корреляцию рельефа с составом соответствующих комплексов.

СВЯЗЬ РЕЛЬЕФА С ВЕЩЕСТВЕННЫМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ ОБЪЕКТА

Хибинский массив

Выявление данной связи проводилось на крупнейшем в мире Хибинском щелочном массиве площадью 1324 км² (рис. 5), расположенном в западной части Кольского полуострова на контакте архейских гранитогнейсов Кольско-Норвежского мегаблока и протерозойского вулканогенно-осадочного комплекса имандра-варзуга. В плане массив имеет форму овала, слабо вытянутого в широтном направлении. По геофизическим данным [Шаблинский, 1963], внешний контакт массива до глубины 6—8 км круто падает (под углом 70—90°) к осевой линии, а затем резко выполаживается. Главными породами массива являются фойяиты, слагающие более 70 % его объема.

Таблица 2. Фрактальная размерность изолиний рельефа Хибинских и Ловозерских тундр

Изолиния, м	D_M	
	Хибинские тундры	Ловозерские тундры
200	1.15 ± 0.04	1.05 ± 0.02
400	1.20 ± 0.02	1.16 ± 0.03
600	1.33 ± 0.03	1.16 ± 0.05
800	1.40 ± 0.02	1.24 ± 0.02

Тело фойяитов разделено на две приблизительно равные по объему части Главной кольцевой зоной мельтейгит-уртитов и апатитонефелиновых пород мощностью от 50—500 м на севере до 1500—2000 м на юго-западе. Главное кольцо почти на всем своем протяжении имеет симметрично-зональное строение: фойяиты—рисчорриты—фоидолиты—апатитонефелиновые породы—фоидолиты—рисчорриты—фойяиты. Такая зональность массива подчеркивается наличием между рисчорритами и фойяитами почти непрерывного кольца альбититов и ороговикованных

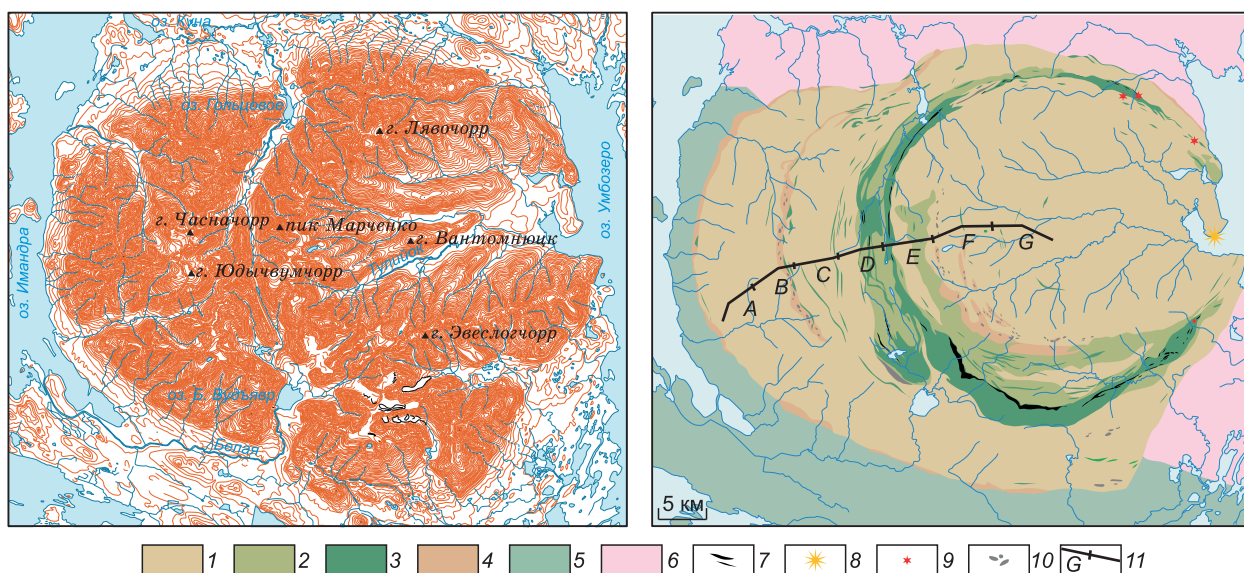


Рис. 5. Топографическая и геологическая карты Хибинского массива.

Минералого-геохимический профиль от восточного контакта до центра Хибинского массива. Сечение основных изолиний рельефа через 100 м, дополнительных — через 20 м. 1 — фойяиты; 2 — пойкилитовые нефелиновые сиениты (рисчорриты); 3 — фойдолиты; 4 — мелкозернистые нефелиновые и щелочные сиениты; 5 — протерозойский комплекс; 6 — архейский комплекс; 7 — апатитонефелиновые породы; 8 — карбонаты; 9 — трубки взрыва; 10 — ксенолиты; 11 — трасса комплексного минералого-геохимического профиля, буквы — участки усреднения.

ксенолитов вулканогенно-осадочных пород, а также приуроченностью более поздних даек щелочных и щелочно-ультраосновных пород, трубок взрыва, пегматитовых и гидротермальных жил к Главному кольцу [Иванюк и др., 2009; Ivanjuk et al., 2012]. Во внешней части тела фойяитов, кроме того, проявлена еще одна полукольцевая зона (до 500 м мощностью) ороговикованных вулканогенно-осадочных пород и фойдолитов, называемая Малой дугой. Возраст Хибинского массива, по данным Rb-Sr и Sm-Nd датирования, составляет 370 млн лет [Kramm, Kogarko, 1994].

В пределах Хибинского массива находятся крупнейшие в мире апатитовые месторождения: Коашва, Расвумчорр, Кукисвумчорр и др. Преимущественно они сосредоточены в южном секторе Главного кольца (см. рис. 5).

Распределение фрактальной размерности рельефа по площади Хибинского массива было оценено следующим образом. Карта изолиний высот разбивалась на равные прямоугольные ячейки. Для каждой ячейки методом Минковского определялась фрактальная размерность D_M всей совокупности изолиний (рис. 6). Как видно, участки с максимальной фрактальной размерностью практически полностью покрывают рудоконтролирующую структуру — ийолит-уртитовое Главное кольцо, и одна ячейка указывает на Малую дугу. Практически все апатитовые месторождения также попали в выделенные участки. Тот факт, что изрезанность рельефа коррелирует с вещественным составом геологического объекта, хорошо соответствует представлению о Хибинском массиве как о самоорганизующейся системе [Иванюк и др., 2009; Ivanjuk et al., 2012]. Наиболее дифференцированный (с наибольшей фрактальной размерностью) рельеф четвертичного возраста пространственно жестко связан с наиболее упорядоченными участками Хибинского массива — рудоконтролирующей структурой Главного кольца и апатитовыми месторождениями девонского возраста.

Для выявления более детальной корреляции рельефа хибинских тундр с различными вещественными переменными было проведено исследование дифференцированности рельефа вдоль профиля от краевой зоны массива вблизи железнодорожной станции Хибины через апатитовое рудопроявление пик Марченко в пределах Главного кольца к центру массива на г. Вантомнюк (см. рис. 5). Профиль пересекает основную рудоконтролирующую структуру массива — Главное фойдолитовое кольцо — на отрезках D и E. Отрезок B пересекает Малую полукольцевую зону (недоразвитую рудоконтролирующую структуру). Ранее по этому же профилю было осуществлено регулярное опробование с шагом 50—400 м и получены данные о химическом составе пород, их минеральном составе, химическом составе сквозных минералов (нефелина, полевых шпатов, клинопироксенов, амфиболов, титанита, магнетита, фтор-apatита и др.), текстурных особенностях пород, составе газовых включений в породах и ряде других

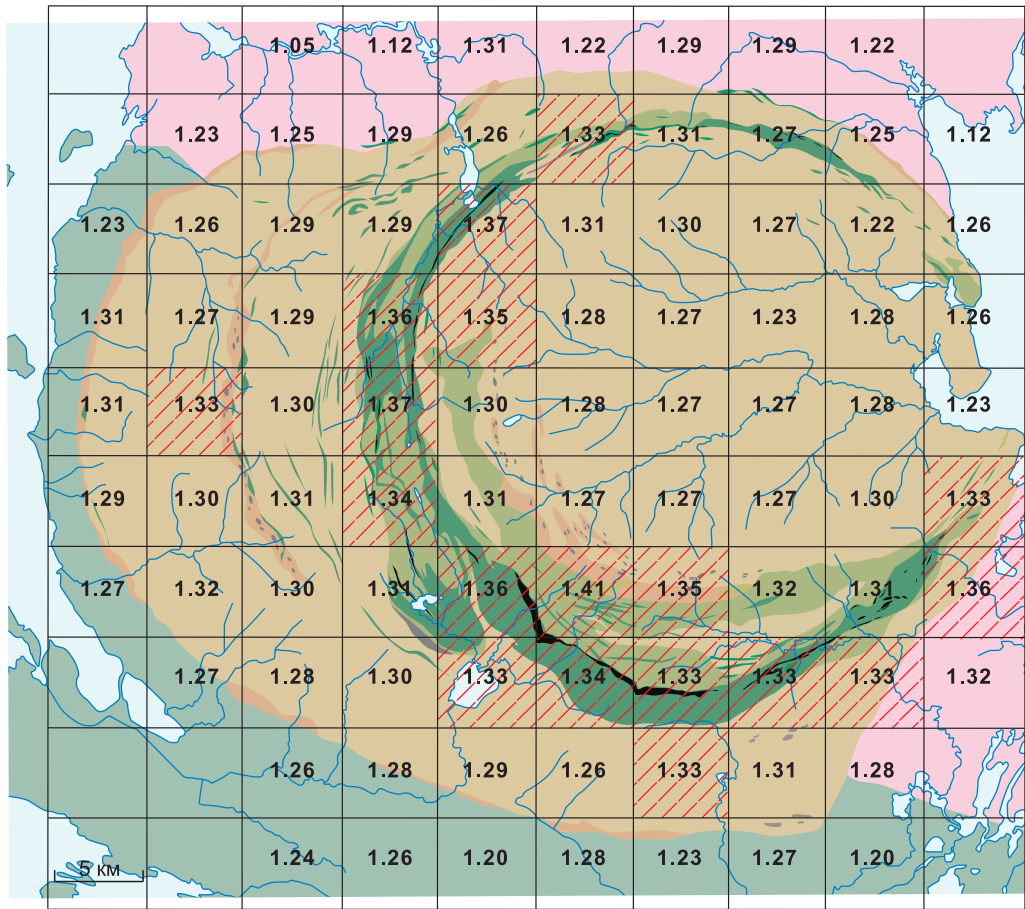
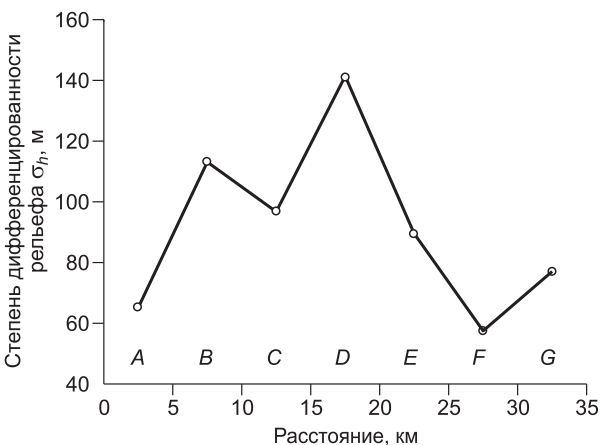


Рис. 6. Распределение фрактальной размерности изолиний рельефа.

Сеткой обозначены окна, по которым производился расчет фрактальной размерности D_M , значения указаны в центре окон. Красной штриховкой выделены окна с $D_M \geq 1.33$. Остальные усл. обозн. см. на рис. 6.

переменных [Yakovenchuk et al., 2005, 2008; Konopleva et al., 2008; Иванюк и др., 2009; Ivanyuk et al., 2010, 2012].

Для анализа дифференцированности (расчлененности, контрастности) рельефа по рассматриваемому профилю его трасса разбивалась на пятикилометровые участки усреднения (см. рис. 5). Для каждого такого участка находилось среднее значение высоты и стандартное отклонение σ_h от него. Величина σ_h принималась за критерий дифференцированности рельефа на данном участке (рис. 7). Уже из этого графика можно увидеть связь вещественного состава и степени дифференцированности рельефа:



абсолютный максимум дифференцированности рельефа приходится на участок, включающий в себя Главное кольцо (отрезок D), а локальный максимум (отрезок B) совпадает с Малой дугой.

Для более детального анализа этой связи мы оценили корреляцию степени дифференцированности рельефа с содержанием породообразующих и характерных акцессорных минералов в породе, текстурными особенностями нефелиновых сиенитов; содержанием элементов в составе пород и минералов

Рис. 7. Степень дифференцированности рельефа вдоль профиля, показанного на рис. 5.

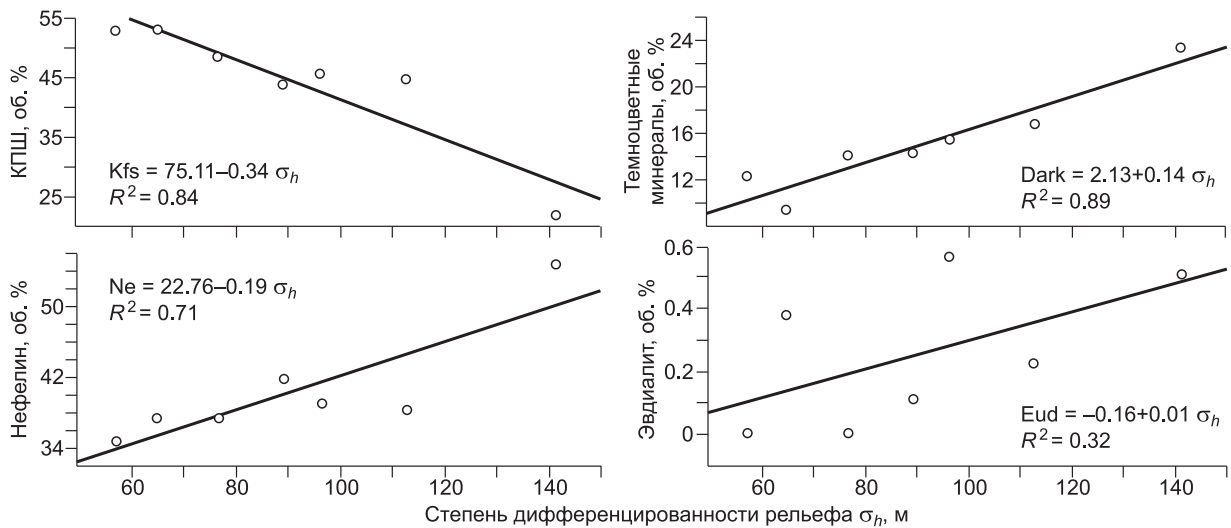


Рис. 8. Корреляция минерального состава пород вдоль профиля *A—G* (см. рис. 5) с дифференцированностью рельефа.

(полевых шпатов, нефелина, пироксенов, амфиболов, титанита, апатита и эвдиалита). Все эти переменные усреднялись по тем же пятикилометровым участкам (см. рис. 5) и сравнивались со степенью дифференцированности рельефа.

Прежде всего, следует отметить наличие отчетливой корреляции между модальным составом породы (соотношением между полевым шпатом, нефелином и темноцветными минералами) и изрезанностью рельефа на соответствующем отрезке профиля (рис. 8). Последняя увеличивается при возрастании содержания нефелина и темноцветных минералов в составе пород и, соответственно, уменьшается при возрастании содержания полевого шпата. Этот вывод — достаточно неожиданный, поскольку среди перечисленных минералов именно полевой шпат наиболее устойчив к выветриванию, тогда как нефелин и ассоциирующие с ним темноцветные минералы (биотит, щелочные амфиболы, эгирин, магнетит, эвдиалит и др.) сравнительно легко выщелачиваются (приводя в конечном итоге к развалам «дырчатых» сростков таблитчатых кристаллов полевого шпата при полном отсутствии нефелина и темноцветных минералов). Вместе с тем он вполне согласуется с прочностными характеристиками щелочных пород: бесполовошпатовые ийолиты и уртиты, действительно, в среднем заметно прочнее нефелиновых сиенитов.

Совершенно очевидно также, что устойчивость породы к выветриванию зависит не только от ее минерального состава, но и от структурно-текстурных особенностей. В нефелиновых сиенитах Хибинского массива важной текстурной характеристикой является трахитоидность: наличие или отсутствие предпочтительной ориентировки таблитчатых кристаллов калиевого полевого шпата. Количественно степень трахитоидности нефелиновых сиенитов можно оценить по среднеквадратичному отклонению $\sigma_{F_{sp}}$ углов ориентировок осей *b* таблитчатых кристаллов калиевого полевого шпата в полированных шлифах от некоторого среднего направления [Иванюк и др., 2009]. Как оказалось, чем менее трахитоидны нефелиновые сиениты, чем больше $\sigma_{F_{sp}}$, тем выше изрезанность слагаемых ими форм рельефа (рис. 9). Опять имеем неожиданный результат, поскольку трахитоидные нефелиновые сиениты, при прочих равных условиях, значительно более крепкие породы, чем массивные их разновидности. Можно полагать, поэтому, что в отличие от содержания полевого шпата трахитоидность является фактором устойчивости рельефа, в предельном случае способным почти полностью демпфировать влияние процессов рельефообразования (наглядный пример — Ловозерский массив).

Поскольку модальный состав породы связан с ее химическим составом, то из двенадцати анализированных элементов (Si, Al, Mn, Ca, Na, K, P, F, Ti, Mg, Fe²⁺, Fe³⁺) восемь показали заметную корреляцию с дифференцированностью рельефа (рис. 10). Однако наряду с очевидными зависимостями, напрямую вытекающими из соотношения породообразующих минералов (Si, Fe, Na и др.), здесь имеется ряд неочевидных связей, из которых наиболее важна в практическом плане хорошая положительная корреляция между степенью дифференцированности рельефа и содержанием фосфора и титана в породе, в общем виде уже отмеченная нами при анализе фрактальной размерности изолиний рельефа (см. рис. 5).

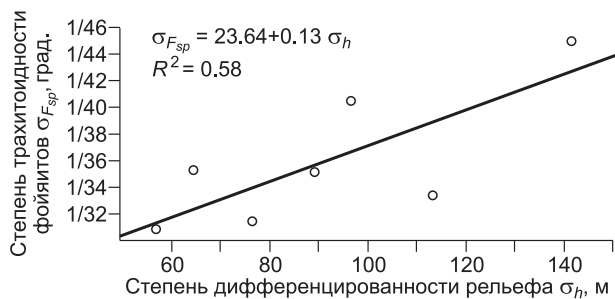


Рис. 9. Корреляция трахитоидности фойяитов, характеризуемой стандартным отклонением осей b таблитчатых кристаллов К-На полевых шпатов от среднего направления, с дифференцированностью рельефа.

Корреляция степени дифференцированности рельефа с химическим составом отдельных минералов отражена в табл. 3 (приведены только значимые коэффициенты детерминации, имеющие очевидное практическое значение). Из таблицы следует, что участки массива с высокодифференцированным рельефом сложены:

1) клинопироксенами с повышенным содержанием Mg, более устойчивыми к воздействию низкотемпературных агентов, чем их железистые аналоги;

2) калиевым полевым шпатом с повышенным содержанием Fe^{3+} , которое, действительно, входит в состав этого минерала по схеме $(K, Na)+Si \leftrightarrow Ba+Fe^{3+}$, проявленной в нефелиновых сиенитах района Главного кольца [Ivanuyk et al., 2010];

3) эвдиалитом с пониженным содержанием редкоземельных металлов, характерных для участков с высоким содержанием самого эвдиалита вследствие его самоочистки от микропримесей [Иванюк и др., 2009; Ivanuyk et al., 2012]; сами лантаноиды локализуются в ходе этого процесса в составе многочисленных редкоземельных минералов, нередко образующих промышленные скопления;

4) фторапатитом (и титанитом) с повышенным содержанием стронция и пониженным содержанием кремния, обусловленным компенсационным замещением по схеме $Ln^{3+}+Si^{4+} \leftrightarrow (Ca, Sr)^{2+}+P^{5+}$, которое все более отчетливо проявляется по мере приближения к Главному кольцу [Иванюк и др., 2009; Ivanuyk et al., 2012].

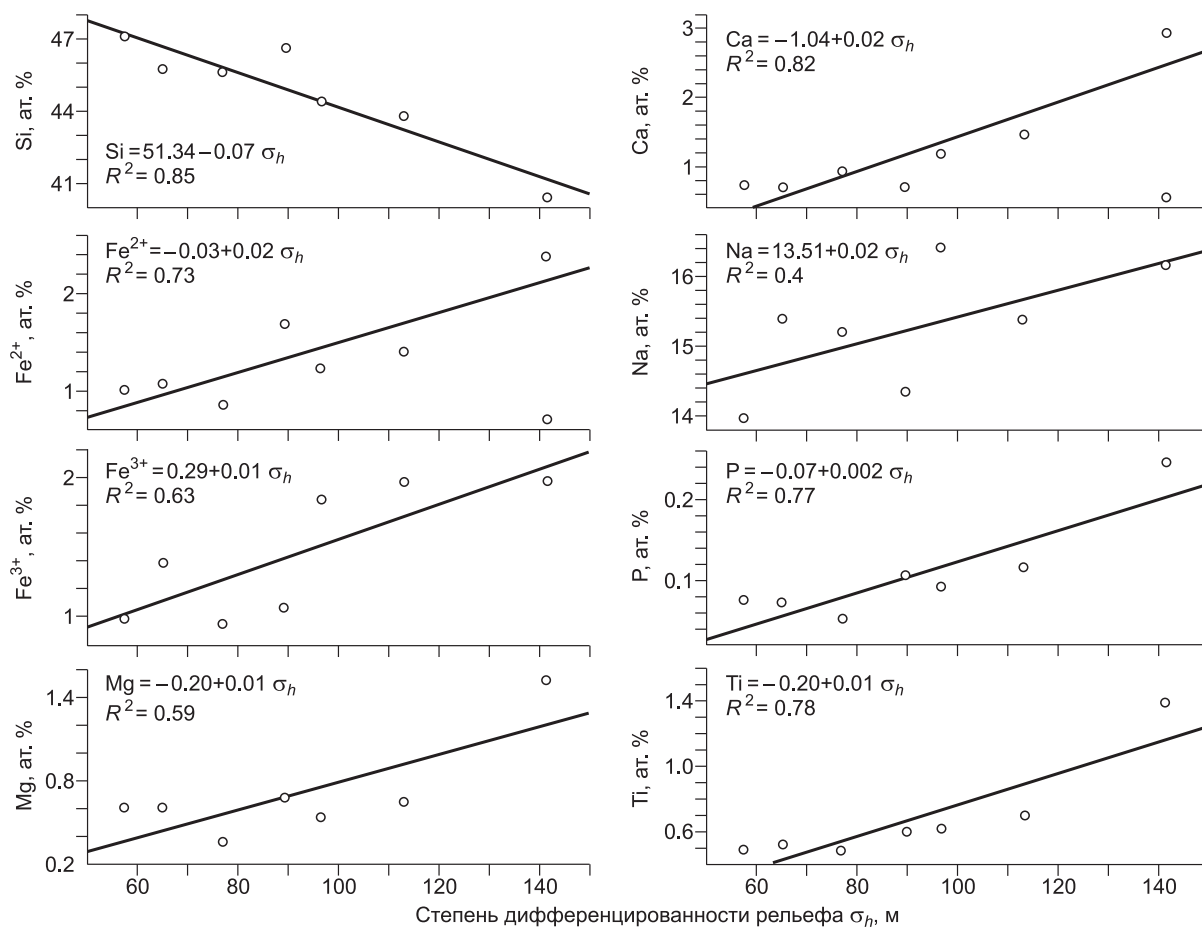


Рис. 10. Корреляция химического состава пород с дифференцированностью рельефа.

Таблица 3.

**Коэффициенты детерминации между дифференцированностью рельефа
и составом отдельных минералов**

Минерал	Mg	Si	Ca	Fe	Sr	Ln
Калиевый полевой шпат	—	—	—	(+)0.53	—	—
Клинопироксен	(+)0.48	—	—	(-)0.44	—	—
Титанит	—	—	—	—	(+)0.63	—
Фтороapatит	—	(-)0.54	—	—	(+)0.38	—
Эвдиалит	—	—	(+)0.54	—	—	(-)0.40

Примечание. Плюсы и минусы в скобках перед коэффициентом детерминации обозначают положительную и отрицательную связь соответственно.

Весьма чувствительным индикатором условий образования нефелиновых сиенитов является соотношение ортоклазовой и микроклиновой модификаций в составе нефелиновых сиенитов. При прочих равных условиях ортоклаз является более высокотемпературной модификацией, поэтому мы связали его преобладание в нефелиновых сиенитах района Главного кольца с прогревом последних фойидолитовыми расплавами, внедрившимися по кольцевому разлому в фойяитах [Ivanyuk et al., 2010, 2012]. В этом плане становится более понятной и связь дифференцированности рельефа с фазовым составом полевого шпата (рис. 11): сравнительно более поздние и высокотемпературные участки нефелиновых сиенитов, многократно активизированные процессами образования фойидолитовой интрузии, апатитонефелиновых пород, полей пегматитовых и гидротермальных жил, отчетливо фиксируются фрактальной, высокодифференцированной морфологией их рельефа.

Немаловажно, что жизнь этой приразломной части Хибинского массива продолжается по сей день, приводя к многочисленным горным ударам, землетрясениям, интенсивному современному минералообразованию и неоднородно-пульсационному воздыманию блоков горных пород [Goryainov et al., 1998; Горяинов, Иванюк, 2001а; Иванюк и др., 2009]. Иными словами, процесс формирования рельефа хибинских тундр зависит как от геологической предыстории каждого геоблока, составляющего одноименный горный массив, так и от их взаимодействия в прошлом и настоящем. Отсюда вытекает важное прогнозируемое свойство хибинского рельефа — практически однозначно фиксировать зоны максимальной упорядоченности этой распределенной диссипативной геоструктуры, в которых и располагаются апатитовые месторождения.

Естественно, сделанные на этом чрезвычайно хорошо изученном объекте выводы требовали подтверждения и дальнейшего развития на других объектах разного масштаба и генезиса. Для этих целей мы выбрали, с одной стороны, обширный Приморский край с его многочисленными рудными узлами, а, с другой, — участок детальных работ на золото и ртуть в пределах Забайкальской золотоносной провинции.

Приморский край

Возрастной диапазон стратифицированных образований Приморского края охватывает большую часть геохронологической шкалы — от позднего докембрия до четвертичного периода. Доминируют различные осадочные формации океанического, субплатформенного и платформенного типов. В пределах изучаемой территории находятся два вулканогенно-осадочных пояса (Западно- и Восточно-Сихотэ-Алинский) и 14 интрузивных комплексов, с которыми связана разнообразная и разновозрастная эндогенная минерализация (олово, полиметаллы, вольфрам, золото, серебро, редкие металлы и др.). В пределах изучаемого региона преобладает горный рельеф. Выделяются три крупные орографические области — горная страна Сихотэ-Алинь (около 70 % территории), окраина Восточно-Маньчжурского нагорья и Западно-Приморская равнина [Геологическая карта..., 1986].

Участки с максимальной фрактальной размерностью $D_M \geq 1.88$, определенной по той же методике, что и в Хибинском массиве, выделены черной штриховой линией на рис. 12. Видно, что

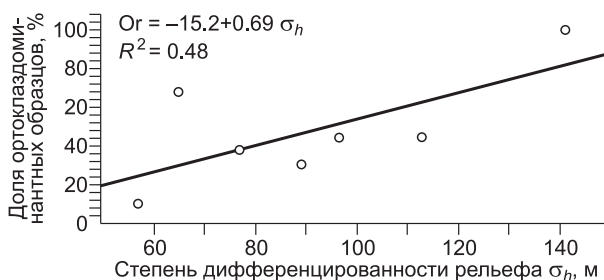


Рис. 11. Корреляция доли ортоклазодоминантных образцов фойяитов с дифференцированностью рельефа.

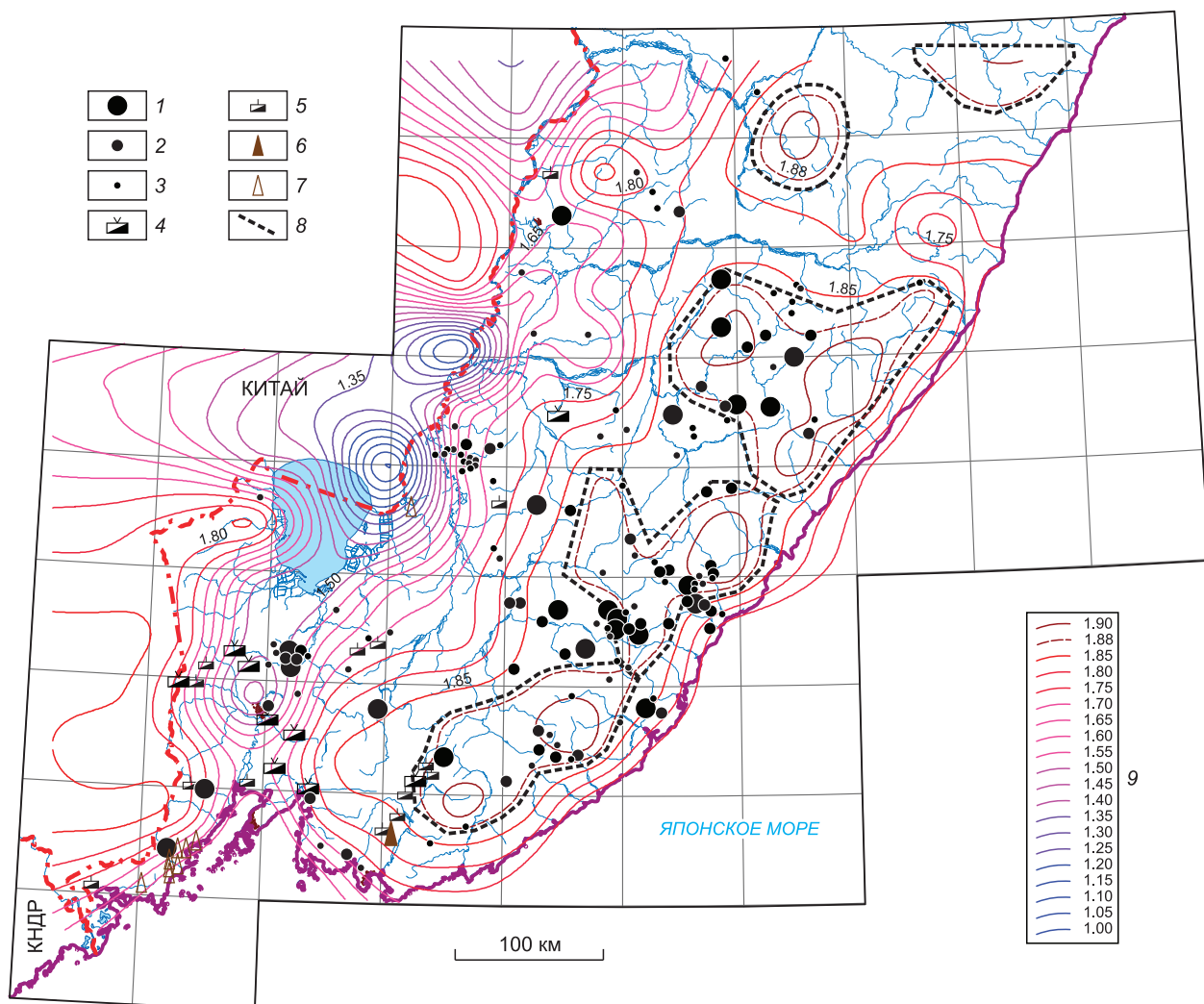


Рис. 12. Распределение фрактальной размерности изолиний рельефа Приморского края.

1—3 — соответственно крупные, средние и мелкие эндогенные месторождения рудных полезных ископаемых; 4, 5 — соответственно средние и мелкие месторождения угля; 6 — проявления нефти; 7 — проявления газа; 8 — перспективные участки (с наибольшей фрактальной размерностью); 9 — распределение фрактальной размерности рельефа.

основные продуктивные площади (кроме юго-западного Вознесенского рудного района) тесно привязаны к территории, рельеф которой обладает самой высокой фрактальной размерностью. Кроме того, на севере Приморского края выделяются перспективные участки, где месторождения пока неизвестны [Горяинов и др., 2012].

Участок Келяна

Участок расположен на южных склонах Северо-Муйского хребта в пределах Баунтовского района Бурятии, а именно на левом берегу р. Келяна, левого притока впадающей в Витим р. Муя. Рельеф участка среднегорный, сильнорасчлененный, с перепадами высот до 800 м. В геологическом отношении район представляет собой древний подвижный пояс, в котором протерозойские слабометаморфизованные породы граничат с нижнесреднекембрийскими морскими осадочными и вулканогенно-осадочными толщами [Геологическая карта..., 1960]. В пределах участка Келяна известно месторождение ртути, два коренных рудопоявления золота, рудопоявление меди и полиметаллов (рис. 13).

Четыре выделенных по вышеописанной методике участка с высокой фрактальной размерностью изолиний рельефа вмещают Келянское ртутное месторождение, проявление полиметаллов и золота, хотя одно из известных золоторудных проявлений в выделенные площади не попало [Калашников, 2008а].

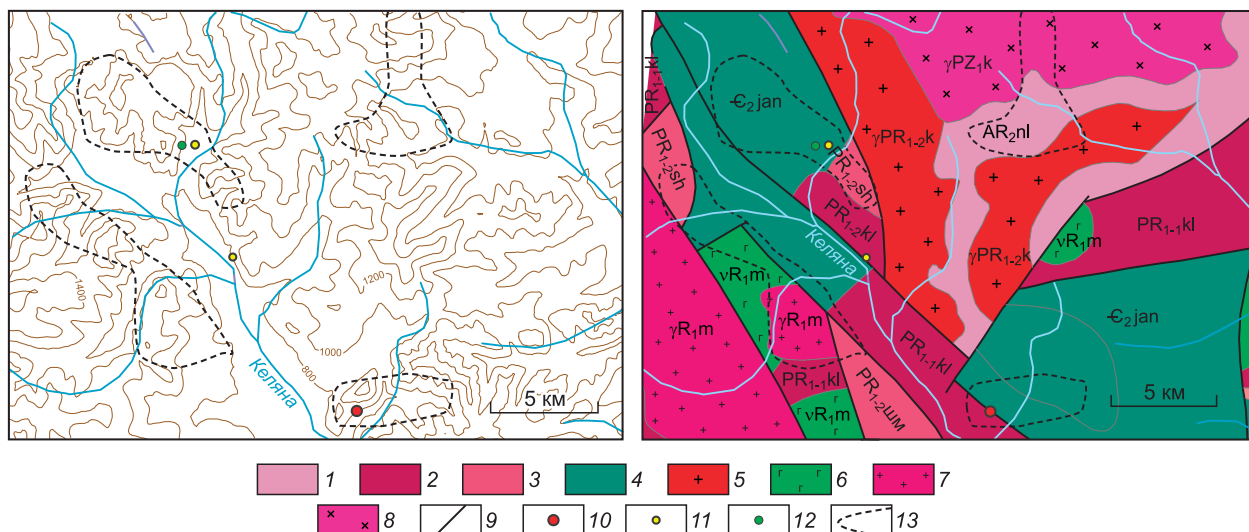


Рис. 13. Топографическая и геологическая карты детального участка Келяна в Забайкалье.

1 — амфиболитовые и биотитовые сланцы, метапесчаники, мраморы, кварциты, метадиабазы, дациты, липариты нелиндинской серии; 2 — базальты, дациты, липариты, туфы, песчаники, филлиты, известняки, амфиболиты келянской серии; 3 — песчаники, конгломераты, медистые аргиллиты, филлиты шумнинской свиты; 4 — доломиты янгудской свиты; 5 — граниты и плагииграниты куандинского комплекса; 6 — габброиды муйского комплекса; 7 — плагииграниты муйского комплекса; 8 — граниты и граносиениты онкудеро-мамоканского комплекса; 9 — тектонические границы; 10 — Келянское месторождение руты; 11 — коренные рудопроявления золота; 12 — рудопроявление меди; 13 — участки с максимальной фрактальной размерностью изолиний рельефа.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Главным результатом исследования Хибинского массива стало обнаружение на удивление строгой корреляции свойств рельефа с составом и текстурой нефелиновых сиенитов в соответствующих участках массива. Взаимосогласованность рельефа со структурно-вещественной организацией массива практически на всех уровнях изучения (геохимическом, минералогическом, петрологическом), во-первых, говорит о том, что само образование и развитие Хибинского массива является кооперативным процессом, обусловившим когерентность указанных характеристик горных пород. Во-вторых, оно подтверждает наш вывод о том, что рельеф может не только фиксировать скрытые петрографические неоднородности, но и являться неотъемлемым участником процесса самоорганизации Хибинского массива, во все времена определяя тектоническую эволюцию постоянно всплывающего Хибинского массива [Горяинов и др., 2007; Иванюк и др., 2009; Ivanyuk et al., 2012].

Скореллированность фрактальных свойств рельефа и вещественного состава других объектов (Приморье, участок Келяна) дает возможность предположить, что рельефообразование в их пределах также являлось частью кооперативного геодинамического процесса (самоорганизации литосферных блоков). В свою очередь, тот факт, что описанная скореллированность характерна для объектов, различающихся практически всем — масштабом, генезисом, возрастом, вещественным составом — дает основание «экстраполировать» описанное свойство и на другие подобные объекты, за исключением, пожалуй, платформенных образований. О правомерности такого «переноса знаний» свидетельствует то, что принципы структурирования не только рельефа, но и других признаков (геохимическая и минеральная зональность, складчатость, брекчированность, распределение даек и гидротермальных образований и пр.) могут быть одинаковыми для сильно различающихся объектов. Так, в монографии [Иванюк и др., 2009] приведено сравнение столь непохожих объектов, как Хибинский массив с его апатитовыми месторождениями и архейские месторождения полосчатой железорудной формации Кольского полуострова, принципы организации которых оказались весьма схожи.

Вполне возможно, что не все рельефообразующие процессы являются самоорганизующимися. Имеются и структуры, сформировавшиеся в результате пассивного отклика на внешние силы. В качестве примера можно привести деформацию оползающего блока и подстилающих пород при оползне: образующиеся структуры (складки, разрывы и т.д.), вероятно, будут симметричны внешнему воздействию, и по этим структурам можно будет реконструировать внешние воздействия и перемещение блока. Однако если посмотреть на систему оползней (на воздымающийся блок литосферы, в результате подъема которого возникают оползни) «с высоты птичьего полета», то мы увидим, что она подчиняется законам

самоорганизованной критичности. Об этом свидетельствуют наблюдения Д. Нозвера [Noever, 1993]. При изучении песчаных оползней на дорогах в Гималаях он установил, что их минимальный объем составляет всего 0.001 м^3 , а максимальный достигает $10\,000\,000 \text{ м}^3$, т.е. объемы оползней перекрывают диапазон в десять порядков. Для объемов более 1 м^3 распределение числа оползней подчиняется степенному закону. По-видимому, степенной закон верен и для малых оползней, но, во-первых, их учет более затруднен, а во-вторых, малые оползни быстрее разрушаются. Это свидетельствует о том, что в природе процессы хаотизации (выражающиеся в пассивном отклике на внешнее воздействие) являются подчиненными по отношению к процессам самоорганизации.

Таким образом, можно говорить, что особенности хибинского рельефа необходимо объяснять исходя из общего эволюционного тренда. Например, вполне возможно, что образование таких характерных хибинских форм, как цирки, правильнее рассматривать не столько в связи с деятельностью ледников, сколько с релаксацией воздымающейся фойяитовой колонны [Горяинов, Иванюк, 2001а], сопровождающейся различными явлениями, обусловленными тектонокессонным эффектом [Горяинов, Давиденко, 1979; Горяинов, 1983].

Обращает на себя внимание и то, что скоррелированность вещественного состава и дифференцированности рельефа наблюдается не только в хибинских тундрах, которые во всех отношениях являются уникальным объектом. Эта же закономерность наблюдается и на принципиально иных объектах, имеющих другой возраст, генезис, масштаб и тип рельефа. Это позволяет предположить, что взаимосвязь эволюции геологической системы, в частности, рудогенеза с рельефом — это универсальное свойство любых геологических систем.

Кроме того, пространственная приуроченность наиболее дифференцированных (с наибольшей фрактальной размерностью) участков рельефа к зонам, где в прошлые эпохи происходили рудообразующие процессы, свидетельствует об унаследованности развития активных зон. Это хорошо вписывается в модель перколяционной тектоники [Горяинов, Иванюк, 2001а,б], в соответствии с которой наиболее эндогенно-активные зоны являются остовом перколяционного кластера. Во многих случаях в пределах этого остова происходит концентрация рудного вещества, при этом перколяционный кластер, единожды сформировавшись, остается активным длительное время вплоть до миллиардов лет. О последнем свидетельствует соответствие фрактальных свойств современного рельефа Приимандровской железорудной структуры положению архейских месторождений железистых кварцитов [Калашников, 2008а].

Продемонстрированная в данной работе на примере трех разномасштабных объектов закономерная связь фрактальных свойств рельефа с вещественным наполнением может рассматриваться в качестве нового поискового критерия, базирующегося на фрактальных свойствах рельефа [Калашников, 2008б].

ВЫВОДЫ

1. Наблюдается тесная связь рельефа Хибинских гор с разнообразными структурно-вещественными характеристиками слагающих их щелочных пород. Это свидетельствует о том, что геологическая самоорганизация и рельефообразование являются составляющими единого геодинамического процесса. Этим процессом, скорее всего, является постоянное, с девонского возраста по наши дни, воздымание фойяитовой колонны и ее дилатансия вследствие тектонокессонного эффекта с периодической разгрузкой по фиксированным коническим разломным зонам.

2. Степень дифференцированности рельефа хорошо отражает петрографическую, минеральную и геохимическую зональность Хибинского массива. Эндогенная составляющая современного процесса рельефообразования является унаследованной от процессов заложения Главной кольцевой разломной зоны, заполнения ее фойидолитовыми расплавами и метасоматической переработки покрывающих фойяитов, образования штокверков апатитонефелиновых пород в фойидолитах Главного кольца, кластеров фторapatита в апатитонефелиновых телах, штокверков пегматитовых жил и кластеров растворимых карбонатов натрия в породах продуктивной зоны.

3. Корреляция фрактальных свойств рельефа с вещественным составом наблюдается для геологических объектов разного возраста, генезиса и масштаба, с различным типом рельефа.

4. Исследование дало возможность предположить, что дифференцированность рельефа может являться универсальным (в плане масштаба поисков и типа полезного ископаемого) прогнозно-поисковым критерием для щитов и складчатых зон.

Авторы признательны Н.Г. Коноплеву (ЦНМ Кольского НЦ РАН), В.Н. Яковенчуку, Я.А. Пахомовскому, Ю.А. Корчак, Е.А. Селивановой (ГИ Кольского НЦ РАН) за сотрудничество при изучении Хибинского массива, Н.В. Межеловскому (МЦГК «Геокарт») и В.А. Килипко (ИМГРЭ) за предоставленные материалы по Приморью и Забайкалью, В.Г. Трифонову и анонимному рецензенту за ценные замечания по тексту рукописи.

Работа выполнялась при поддержке Президиума РАН (программа 27, проект 1.2.4), РФФИ (грант 12-05-98802-р_север_а), ООО «Минералы Лапландии» (г. Апатиты, Мурманская область) и Межрегионального центра по геологической картографии («Геокарт»).

ЛИТЕРАТУРА

Борняков С.А., Семенова Н.В. Диссипативные процессы в зонах разломов (по результатам физического моделирования) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (6), с. 862—870.

Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Бодайбинская, лист О-50-XXXI / Ред С.А. Гурьев. М., Геолтехиздат, 1960, 64 с.

Геологическая карта Приморского края м-ба 1:1 000 000 / Под ред. В.А. Бажотова, Ю.Н. Олейника. Магадан, 1986.

Герасимов И.П. Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР // Проблемы физической географии. Т. 12. М., Л., Изд-во АН СССР, 1946, с. 33—46.

Горяинов П.М. О геодинамически необычных обстановках осадочного породо- и рудообразования в связи с проявлением тектонокессонного эффекта // Литология и полезные ископаемые, 1983, № 5, с. 47—60.

Горяинов П.М., Давиденко И.В. Тектонокессонный эффект в массивах горных пород и рудных месторождений — важное явление геодинамики // Докл. АН СССР, 1979, т. 274, № 5, с. 1212—1214.

Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю. Самоорганизация минеральных систем. М., ГЕОС, 2001а, 312 с.

Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю. Энергетическая перколяция — ресурс новых идей в геотектонике // Вест. ВГУ. Сер. геология, 2001б, вып. 5, № 11, с. 7—22.

Горяинов П.М., Егоров Д.Г., Иванюк Г.Ю. О структурно-вещественной самоорганизации в архейских железорудных ансамблях (Кольский полуостров) // ДАН, 1992, т. 322, № 6, с. 1123—1127.

Горяинов П.М., Коноплева Н.Г., Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н. Структурная организация рудной зоны Коашвинского апатит-нефелинового месторождения // Отечественная геология, 2007, № 2, с. 55—60.

Горяинов П.М., Калашников А.О., Иванюк Г.Ю. Применение синергетических методов для прогноза эндогенных полезных ископаемых (на примере Приморья) // Разведка и охрана недр, 2012, № 2, с. 79—85.

Иванюк Г.Ю., Горяинов П.М., Пахомовский Я.А., Коноплева Н.Г., Яковенчук В.Н., Базай А.В., Калашников А.О. Самоорганизация рудных комплексов. Синергетические принципы прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых. М., Геокарт-Геос, 2009, 392 с.

Калашников А.О. Упорядоченность рельефа как поисковый признак // Минералогия во всем пространстве сего слова. Труды V Ферсмановской научной сессии. Апатиты, Изд-во К&М, 2008а, с. 151—154.

Калашников А.О. Прогноз и поиск месторождений по степени структурно-вещественной упорядоченности участков земной коры // Разведка и охрана недр, 2008б, № 2, с. 9—13.

Климонтович Ю.Л. Критерии относительной степени упорядоченности открытых систем // УФН, 1996, т. 166, № 11, с. 1231—1243.

Климонтович Ю.Л. Физика открытых систем. М., Янус-К, 2002, 284 с.

Мандельброт Б. Фракталы и турбулентность: аттракторы и разброс // Странные аттракторы. М., Мир, 1981, с. 47—57.

Миямура С. Сейсмичность Земли // Земная кора и верхняя мантия. М., Мир, 1972, с. 93—103.

Сейсмичность при горных работах / Ред. Н.Н. Мельников. Апатиты, Изд-во Кольского НЦ РАН, 2002, 325 с.

Трифонов В.Г. 30 лет геологических исследований с помощью космических средств: тенденции, достижения, перспективы // Исследование Земли из космоса, 2010, № 1, с. 27—39.

Федер Е. Фракталы. М., Мир, 1991, 260 с.

Философов В.П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов, Изд-во Сарат. ун-та, 1975, 232 с.

Шаблинский Г.Н. К вопросу о глубинном строении Хибинского и Ловозерского плутонов // Труды Ленинградского общества естествоиспытателей, 1963, т. 74, с. 41—43.

Яковлев В.М. Современные движения земной коры в зоне южного контакта Хибинского массива по данным геометрического нивелирования // Геофизические и геодинамические исследования на северо-востоке Балтийского щита. Апатиты, Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1982, с. 88—95.

- Egorov D.G., Ivanyuk G.Yu.** Folding in iron-ore systems as a determinate-chaotic process // *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*, 1996, v. 32, № 1, p. 13—25.
- Goryainov P.M., Ivanyuk G.Yu., Yakovenchuk V.N.** Tectonic percolation zones in the Khibiny massif: morphology, geochemistry, and genesis // *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*, 1998, v. 34, № 10, p. 822—827.
- Gutenberg B.** The energy of earthquakes // *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1956, v. 112, p. 1—14.
- Ivanyuk G.Yu.** Fractal geological media: dimension, main types, and genetic effect // *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*, 1997, v. 33, № 3, p. 190—198.
- Ivanyuk G.Yu., Goryainov P.M.** Structural and compositional zoning and formation conditions of the Greater Eastern Litsa BIF occurrence, Kola Peninsula // *Geol. Ore Deposits*, 2008, v. 50, p. 670—680.
- Ivanyuk G.Yu., Pakhomovsky Ya.A., Konopleva N.G., Kalashnikov A.O., Korchak Yu.A., Selivanova E.A., Yakovenchuk V.N.** Rock-forming feldspars of the Khibiny Alkaline Pluton, Kola Peninsula, Russia // *Geol. Ore Deposits*, 2010, v. 52, № 8, p. 736—747.
- Ivanyuk G., Yakovenchuk V., Pakhomovsky Ya., Konoplyova N., Kalashnikov A., Mikhailova J., Goryainov P.** Self-organization of the Khibiny alkaline massif (Kola Peninsula, Russia) // *Earth Sciences / Ed. Imran Ahmad Dar. Rijeka, InTech*, 2012, p. 131—156.
- Konopleva N., Ivanyuk G., Pakhomovsky Ya., Yakovenchuk V., Men'shikov Yu., Korchak Yu.** Amphiboles of the Khibiny alkaline pluton, Kola Peninsula, Russia // *Geol. Ore Deposits*, 2008, v. 50, № 8, p. 720—731.
- Korvin G.** *Fractal models in the Earth sciences.* Elsevier Science, 1995, 350 p.
- Kramm U., Kogarko L.N.** Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero apatitic centres, Kola Alkaline Province, Russia // *Lithos*, 1994, v. 32, p. 225—242.
- Mandelbrot B.** *The fractal geometry of nature.* San Francisco, W.H. Freeman Press, 1983, 461 p.
- Nakano T.** A «Fractal» study of some rias coastlines in Japan // *Ann. Rep. Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, 1983, № 9, p. 75—80.
- Nakano T.** A Systematics of «transient fractals» of rias coastline; an example of rias coast from Kamaishi to Shizugawa, Northeastern Japan // *Ann. Rep. Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, 1984, № 10, p. 66—68.
- Noever D.A.** Himalayan sandpiles // *Phys. Rev. E*, 1993, v. 47, p. 724.
- Yakovenchuk V.N., Ivanyuk G.Yu., Pakhomovsky Ya.A., Men'shikov Yu.P.** *Khibiny. Apatity, Laplandia Minerals Press*, 2005, 467 p.
- Yakovenchuk V., Ivanyuk G., Pakhomovsky Ya., Men'shikov Yu., Konopleva N., Korchak Yu.** Pyroxenes of the Khibiny alkaline pluton, Kola Peninsula // *Geol. Ore Deposits*, 2008, v. 50, № 8, p. 732—745.

*Рекомендована к печати 18 октября 2012 г.
Н.Л. Добрецовым*

*Поступила в редакцию
8 февраля 2012 г.*