

УДК 553.311.2+549.08:53+550.424(470.21)

## СКЛАДКООБРАЗОВАНИЕ В ДОКЕМБРИЙСКИХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ СИСТЕМАХ КАК ДЕТЕРМИНИРОВАННО-ХАОТИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС

© 1996 г. Д. Г. Егоров, Г. Ю. Иванюк

Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты

Поступила в редакцию 16.12.93 г.

Детальное изучение железистых кварцитов Печегубского месторождения (Кольский полуостров) показало, что практически все их химические и физические особенности претерпевают существенные, а самое главное, закономерные изменения при складкообразовании. В частности, обнаруживается рост дифференцированности железистых кварцитов: из их состава исчезают все химические компоненты, кроме оксидов Fe и Si, которые концентрируются в мономинеральные ритмично чередующиеся слои. Сопоставление микроструктур кварцитов на основе критерия S-теоремы Климонтовича показало возрастание их упорядоченности при переходе от прямополосчатых пород к плейчатым. Смена одномодальных распределений векторов намагниченности бимодальными, представляя собой стохастический аналог бифуркации, приводит к упорядочению магнитной анизотропии, а в фазовом пространстве состава магнетита устанавливается аттрактор с координатами Mg = 0.04%, Mn = 0.08%, Al = Si = 0.07%. Многие характеристики кварцитов, включая углы раскрытия складок и их фрактальную размерность, магнитную анизотропию, информационные характеристики микроструктур, состав пород и минералов, физические свойства последних – когерентны друг другу. Все это позволяет отнести складкообразование к проявлению внутренней хаотической динамики и железорудной системы. Ил. 9, табл. 3, библиогр. – 27 назв.

### ВВЕДЕНИЕ

Породы железисто-кремнистой формации привлекают пристальное внимание геологов, геохимиков, минералогов вот уже на протяжении целого столетия, оставаясь ключевым объектом геологии архея. Тем не менее, даже огромный объем имеющейся информации до сих пор не внес ясности в проблему их происхождения. В этой связи возникла необходимость в разработке иного, более универсального подхода к решению проблемы генезиса железистых кварцитов. Суть этого подхода П.М. Горяинов выразил следующим образом [1, с. 150]: "...чем большее число подсистем рассматриваемой системы ("железорудная формация") попадали в наше поле зрения в качестве когерентных свойств и особенностей системы, тем дальше от согласования представляла причинно-генетическая схема. Все отчетливей вырисовывалась альтернатива: либо пренебречь некоторыми, хотя и согласованными между собой свойствами ради того, чтобы все остальные объединить в рамках общепринятых подходов, либо оставить все как есть, но отказаться от попыток втиснуть их, все самые разнообразные свойства как части сложно организованного, упорядоченного сообщества, в детерминистские генетические конструкции. То есть отдать предпочтение структурно-организационным аспектам исследования, а не традиционным историческим". Мы надеемся, что данное исследование в полной мере отражает как основные черты, так и пре-

имущества такого, может быть пока еще непривычного подхода. И хотя часть материалов уже была опубликована [2, 3], получение новых интересных результатов заставило нас снова вернуться к обсуждению железистых кварцитов Печегубского месторождения.

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Породы железисто-кремнистой формации, куда входят и железистые кварциты Печегубского месторождения, широко распространены в центральной и северо-западной частях Кольского полуострова (рис. 1). К настоящему времени выявлено более 400 рудопроявлений и месторождений железных руд, из которых все более-менее крупные приурочены к так называемой Главной Приимандровской структуре [4]. Ее больший диаметр составляет около 20 км, меньший – 8 - 10 км. Северо-восточное крыло Главной структуры вмещает тела Оленегорского, Комсомольского и Печегубского, юго-западное – Кировогорского, Бауманского и Железноваракского месторождений. Породы Приимандровского района метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации метаморфизма и представлены, помимо железистых кварцитов, биотитовыми, гранат-биотитовыми, двуслюдяными, глиноземистыми, нодулярными гнейсами, лептитами, роговообманковыми амфиболитами и кальцифирами архейского (2.8 - 3.0 млрд. лет) возраста [5].

Железистые кварциты Печегубского месторождения слагают две полосы, состоящие из сильно уплощенных линзовидных тел различного масштаба (протяженностью от нескольких метров до 2.6 км и мощностью от полуметра до 100 м) северо-восточного простирания и юго-западного падения: рис. 1. Линзы кварцитов залегают среди пестрой толщи биотитовых, глиноземистых, роговообманковых гнейсов, амфиболитов и лептитов [5, 6]. Руды центральных частей наиболее мощных линз имеют пльйчатую текстуру, краевых их частей и маломощных линз – прямополосчатую [2]. Породы интрузивного комплекса, представленные гранитными пегматитами, диабазами и габбро-диабазамми, нарушая сплошность гнейсо-железородной толщи, практически не искажают структуру месторождения.

Объектом детального изучения стало обнажение железистых кварцитов, расположенное в северо-восточной части самого крупного рудного тела месторождения. Обнажение вскрывает контакт линзы кварцитов с вмещающими глиноземистыми гнейсами. В его пределах по типу полосчатости кварцитов, их складчатости и минеральному составу можно уверенно выделить три части: грубопрямолосчатую (0 - 7 м от контакта с гнейсами), представленную силикатными разновидностями кварцитов, грубополосчатую складчатую (7 - 16 м), сложенную куммингтонит-магнетит-кварцевыми разновидностями, и магнетит-кварцевую (16 - 21 м), мелко- и тонкополосчатую (рис. 2а). Руды последнего типа прослеживаются еще примерно на 20 метров, после чего наблюдается обратное чередование зон.

### ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Складчатые участки в железистых кварцитах имеют уплощенно-линзовидные очертания; протяженность их меняется в весьма широких пределах от нескольких сантиметров до десяти метров. Все складки, от флексуроподобных до изоклиальных, имеют Z-образную форму, независимо от их размера и порядка. Для оценки интенсивности складчатости весьма информативным параметром оказалась величина угла  $\phi$  раскрытия крыльев складок. На рис. 2б приведен график изменения величины  $\phi$  по мере удаления от контакта с гнейсами к осевой части рудного тела вкрест простирания пород. Мощности интервалов железистых кварцитов прямополосчатого сложения последовательно убывают от 3 - 4 м вблизи контакта с гнейсами до 0.5 м к 16-му метру обнажения, тогда как мощности линз пльйчатых пород уменьшаются в обратном направлении от 2 - 3 метров до полуметра и менее. После 16-го метра мощности кварцитов обоих текстурных типов выравниваются. Заметим, что более крупные по

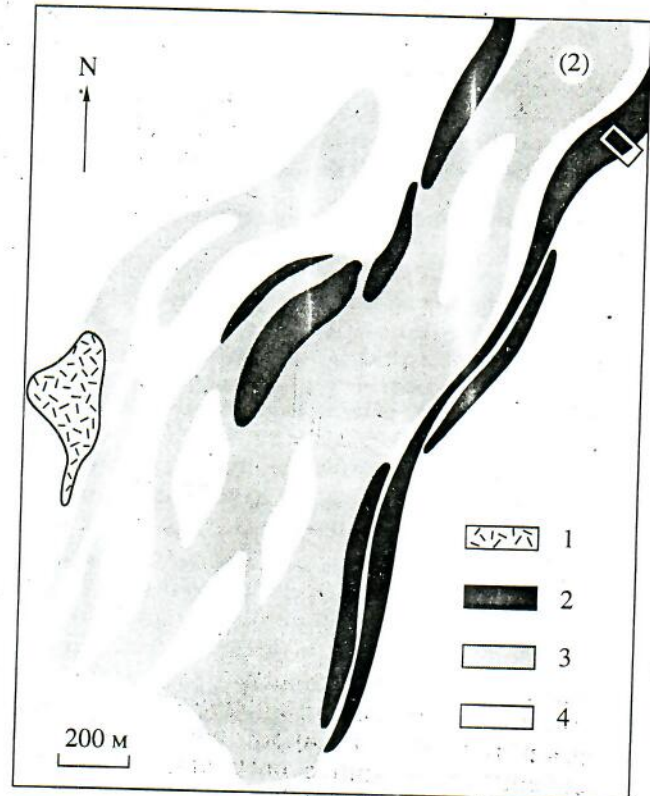
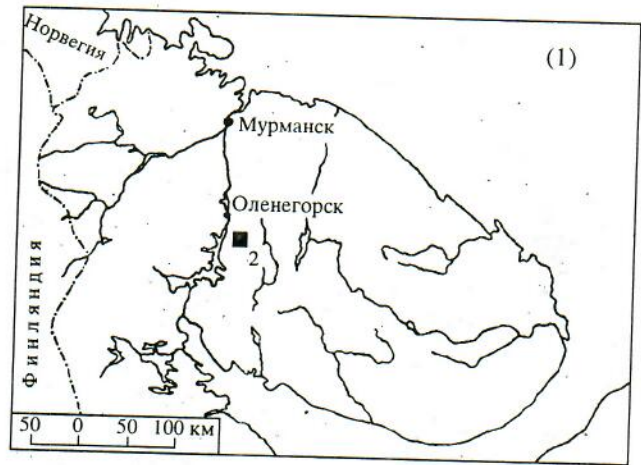


Рис. 1. Расположение Печегубского железородного месторождения и схема его геологического строения (1 – гранитные пегматиты, 2 – железистые кварциты, 3 – амфиболиты, 4 – гнейсы; квадратиком отмечен участок детальных работ).

размаху крыльев складки характеризуются большими значениями  $\phi$ .

Уже при первом рассмотрении текстурных особенностей кварцитов обращает на себя внимание их подобие для различных масштабов, так что всегда можно отыскать метровую, дециметровую или даже сантиметровую площадку кварцитов, подобную по текстуре обнажению в целом. Складчатость кварцитов также имеет многопорядковый характер: крупные складки

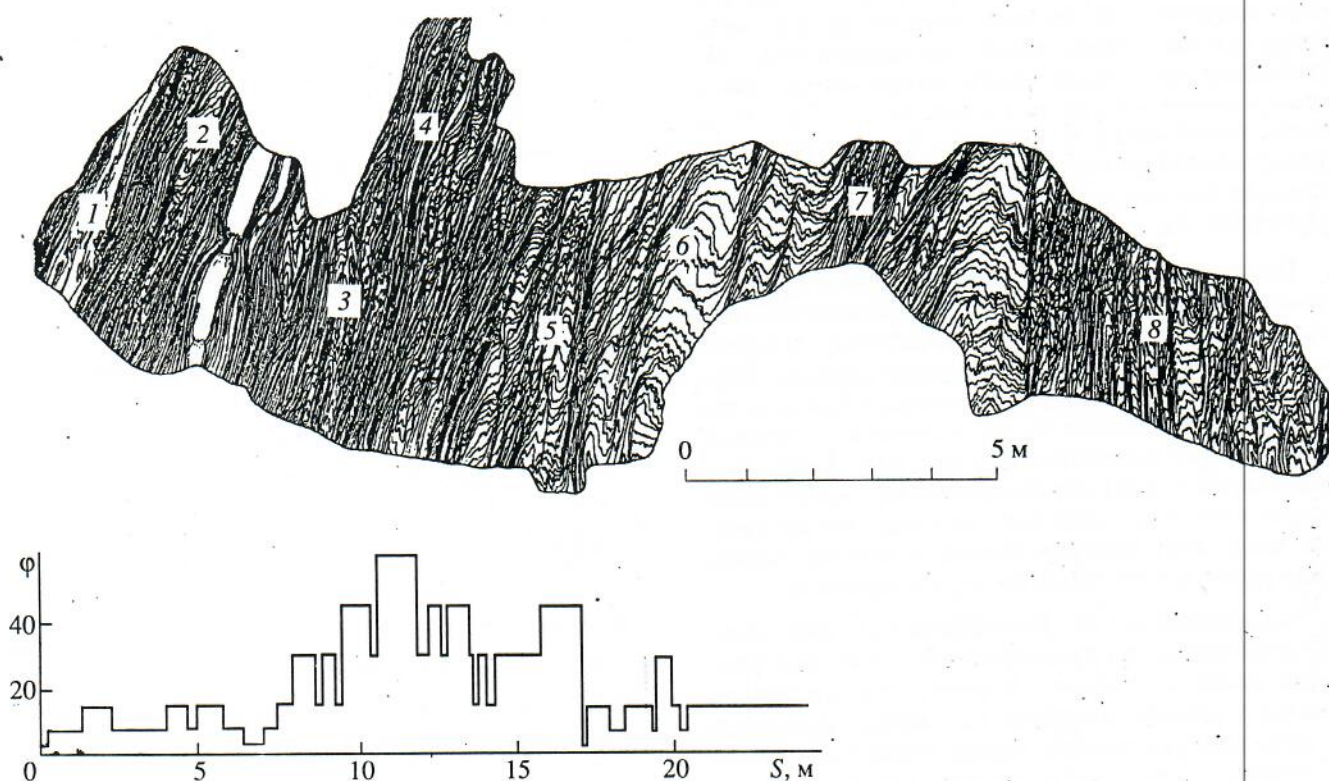


Рис. 2. Текстуальные особенности железистых кварцитов Печегубского месторождения и график изменения величины угла раскрытия крыльев складок  $\phi$  от контакта с гнейсами (0 м) к центру рудного тела. 1 - 8 - места отбора проб.

осложнены более мелкими, те - еще более мелкими и так вплоть до микроплойчатости, различимой только под микроскопом. Пояснить эту особенность можно с помощью простого примера - так называемой троичной кривой Кох. Построить ее можно бесконечным повторением следующей операции: единичный отрезок  $[0, 1]$  разбивают на три части и, вынув центральную, заменяют ее на два отрезка длины  $1/3$ , как показано на рис. 3. В пределе получается троичная кривая Кох, топологическая размерность<sup>1</sup> которой, как и любой линии, равна единице.

Кривая Кох является примером фракталов - геометрических объектов, состоящих из взаимоподобных фрагментов разной величины. Количественную оценку степени заполнения пространства фракталом дает его хаусдорфова размерность: если для того, чтобы покрыть некоторое множество  $d$ -мерного пространства, требуется  $N(l)$   $d$ -мерных фигур (отрезков, квадратиков, кубиков и т.д.) размера  $l$ , причем

$$N(l) \sim l^{-D} \text{ при } l \rightarrow \infty,$$

то  $D$  - хаусдорфова размерность этого множества [7].

<sup>1</sup> С точки зрения аналитической геометрии топологическая размерность фигуры равна числу координат, необходимых для определения положения любой ее точки.

В случае кривой Кох, при первом разбиении для ее покрытия требуется четыре отрезка длиной  $1/3$ , при втором - 16 отрезков длиной  $1/9$ , при третьем - 64 отрезка длиной  $1/27$  и так далее; при  $n$ -ом преобразовании необходимо  $4^n$  отрезков длиной  $1/3^n$ . Тогда хаусдорфова размерность троичной кривой:

$$D_K = \frac{\ln 4^n}{\ln(1:(1/3^n))} = \frac{\ln 4}{\ln 3} = 1.2618\dots;$$

т.е., данная фигура промежуточна между линией и поверхностью.

Процедура проведенного нами определения размерности складок практически ничем не отличалась от только что продемонстрированной: при помощи циркуля с шагом 0.5, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 10, 15 и 20 см измерялась длина одного из четко прослеживаемых на достаточно большое расстояние слоев. Хаусдорфова размерность последнего можно определить из наклона двойного логарифмического графика зависимости количества шагов от величины шага измерения [7].

Величина  $D$  изменяется от 1.0 в прямополосчатых кварцитах до 1.3 в центральном мелкокладчатом ядре (табл. 1), то есть, в отличие от примитивных изоклинальных складок близ бортов рудного тела, в центральной его части крупномасштабная

плойчатость действительно "осложнена" флуктуациями второго, третьего и еще более мелких порядков. Заметим, что геометрические фрактальные структуры, будь то узор турбулентных вихрей, дендрит или сложнослоистая среда, часто представляют собой продукты нелинейных хаотических процессов, хотя однозначной связи между ними пока не установлено [8]. Сопоставление величины угла раскрытия складок  $\phi$  с их фрактальной размерностью  $D$  показало вполне отчетливую корреляцию между этими величинами (рис. 4).

При анализе рисунка складчатости в пределах рассматриваемого обнажения обращает на себя внимание еще один факт: наиболее крупные складки наблюдаются не в центре рудного тела, как это казалось бы должно быть, а ближе к его бортам; центральная же часть сложена чрезвычайно мелкокладчатыми породами. Такое распределение масштаба складчатости необычайно напоминает классическую картину распределения масштаба турбулентности в потоке вязкой жидкости. Остановимся на этом подробнее.

Эксперименты Ж. Конт-Белло [9] показали, что интенсивность пульсаций потока вязкой жидкости резко возрастает с удалением от стенок плоского канала, достигая максимума примерно на 30% полурасстояния между стенками, считая от стенки, после чего плавно убывает к оси трубы. Вблизи стенки поток всегда представляет собой ламинарное движение; турбулентность же возникает в ограниченных областях линзовидной формы, которые распространяются по течению в переходном слое, знаменуя тем самым перемежаемость ламинарных и турбулентных режимов в пространстве.

Показанное на рис. 2 распределение складчатых и прямополосчатых кварцитов вполне соответствует структуре потока вязкой жидкости вдоль стенки, что позволяет предполагать наличие каких-то общих закономерностей в процессах складкообразования и возникновения турбулентных потоков.

### МИКРОСТРУКТУРЫ КВАРЦИТОВ

На следующем этапе мы исследовали степень петрографической структурированности железистых кварцитов Печегубского месторождения. Как прямополосчатые, так иployчатые их разновидности характеризуются лепидогранобластовой структурой, когда на фоне микрогранобластовой кварц-магнетитовой основной ткани полосами располагаются лейсты куммингтонита и роговой обманки (рис. 5). В приконтактовых частях рудного тела, кроме того, отмечаются порфиобластовые структуры: крупные изометричные

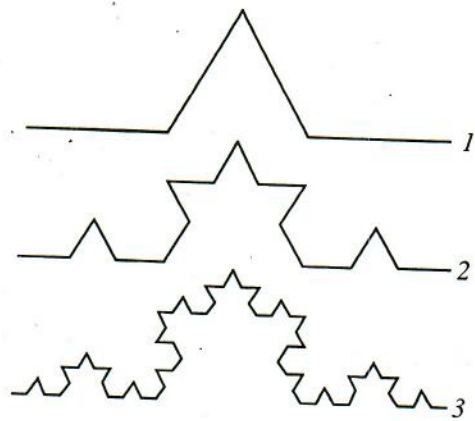


Рис. 3. Построение третичной кривой Коха. Пояснения см. в тексте.

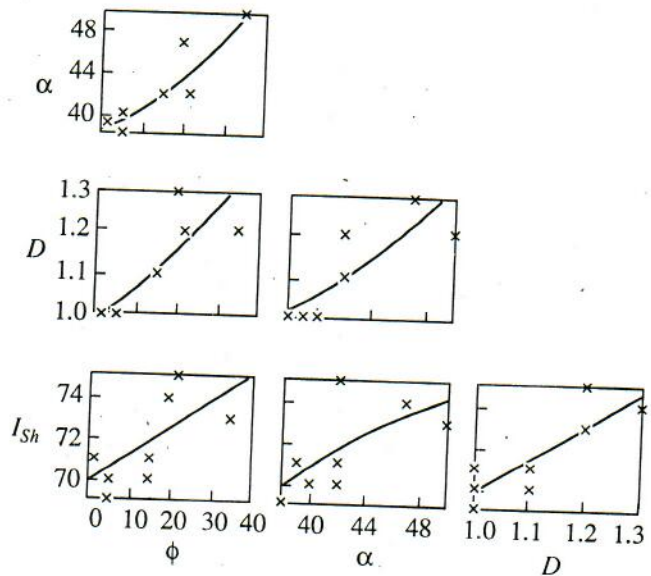


Рис. 4. Соотношения углов раскрытия крыльев складок (в градусах), их фрактальной размерности, магнитной анизотропии (градусах) и "информативности" микроструктур (в процентах) железистых кварцитов.

зерна диопсида в микро-лепидогранобластовой кварц-магнетит-амфиболовой матрице. Напомним, что при переходе от прямополосчатых пород кployчатым степень их текстурированности возрастает: грубо- и неяснополосчатые вплоть до массивных текстуры сменяются четко-тонкополосчатыми, обусловленными периодическим чередованием контрастных анхимономинеральных кварцевых и магнетитовых слоев. Рассмотрим, какие изменения происходят с микроструктурой кварцитов.

В работах Ю. Войтеховского [10, 11] в качестве развернутой характеристики организации горной породы предложена матрица вероятностей

Таблица 1. Состав и свойства железистых кварцитов Печегубского месторождения

| Проба                                         | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     |
|-----------------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub> , %                          | 55.69 | 80.56 | 48.96 | 34.33 | 53.74 | 46.18 | 50.07 | 51.75 |
| TiO <sub>2</sub> , %                          | 0.03  | 0.01  | 0.01  | 0.06  | 0.02  | 0.01  | 0.02  | 0.02  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , %            | 0.20  | 0.10  | 0.05  | 1.79  | 0.20  | 0.03  | 0.20  | 0.03  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , %            | 0.15  | 4.53  | 23.06 | 20.87 | 18.99 | 27.35 | 22.35 | 21.18 |
| FeO, %                                        | 34.20 | 12.65 | 24.29 | 34.88 | 23.37 | 22.38 | 22.55 | 23.27 |
| MnO, %                                        | 0.78  | 0.21  | 0.22  | 0.280 | 0.090 | 0.170 | 0.160 | 0.003 |
| MgO, %                                        | 4.16  | 1.18  | 1.93  | 4.55  | 2.30  | 1.94  | 2.31  | 2.57  |
| CaO, %                                        | 3.63  | 0.38  | 0.88  | 1.79  | 0.85  | 1.07  | 1.57  | 0.43  |
| Na <sub>2</sub> O, %                          | 0.09  | 0.02  | 0.03  | 0.21  | 0.04  | 0.03  | 0.04  | 0.02  |
| K <sub>2</sub> O, %                           | 0.01  | 0.02  | 0.01  | 0.06  | 0.01  | 0.01  | 0.01  | 0.01  |
| Li <sub>2</sub> O × 10 <sup>6</sup> , %       | 3.10  | 0.35  | 1.1   | 5.4   | 1.6   | 1.0   | 1.1   | 1.3   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , %             | 0.09  | 0.03  | 0.11  | 0.09  | 0.08  | 0.14  | 0.10  | 0.10  |
| CO <sub>2</sub> , %                           | 0.00  | 0.16  | 0.00  | 0.03  | 0.03  | 0.12  | 0.00  | 0.02  |
| S <sub>tot</sub> , %                          | 0.00  | 0.00  | 0.01  | 0.01  | 0.00  | 0.00  | 0.01  | 0.00  |
| Zn, %                                         | 0.005 | 0.003 | 0.006 | 0.005 | 0.005 | 0.004 | 0.004 | 0.003 |
| Sc × 10 <sup>3</sup> , %                      | 0.60  | 0.30  | 0.7   | 0.1   | 0.7   | 0.6   | 0.6   | 0.8   |
| Ga × 10 <sup>3</sup> , %                      | 0.70  | 0.60  | 0.8   | 0.8   | 0.6   | 0.6   | 0.7   | 0.6   |
| Ge × 10 <sup>3</sup> , %                      | 2.00  | 0.30  | 2.5   | 1.5   | 1.0   | 1.5   | 1.0   | 2.0   |
| B × 10 <sup>4</sup> , %                       | 11.00 | 9.00  | 5.2   | 7.1   | 5.3   | 5.6   | 6.0   | 7.1   |
| φ°                                            | 5     | 35    | 15    | 0     | 15    | 22    | 5     | 20    |
| α°                                            | 38    | 50    | 42    | 39    | 42    | 42    | 40    | 47    |
| D                                             | 1.0   | 1.2   | 1.1   | 1.0   | 1.1   | 1.2   | 1.0   | 1.3   |
| I <sub>Sh</sub> , %                           | 69    | 73    | 70    | 71    | 71    | 75    | 70    | 74    |
| K <sub>cum</sub> × 10 <sup>-6</sup> , ед. СГС | 187   | 144   | 200   | 175   | 178   | 150   | 163   | 144   |
| FeO <sub>cum</sub> , %                        | 38    | 34    | 38    | 37    | 39    | 31    | 38    | 33    |
| X, об. %                                      | 1     | 0     | 5     | 15    | 5     | 10    | 15    | 2     |
| H                                             | 520   | 324   | 392   | 591   | 496   | 468   | 507   | 420   |

Примечание: φ – угол раскрытия крыльев складок; α – отклонение магнитных векторов от направления полосчатости; D хаусдорфова размерность складок; I<sub>Sh</sub> – “информативность” микроструктуры по Ю.Л. Войтеховскому; K<sub>cum</sub> – магнитная восприимчивость куммингтонита; FeO<sub>cum</sub> – железистость куммингтонита; X – доля голубоватого магнетита от общего содержания минерала; H – микротвердость магнетита.

различных типов межзерновых контактов. Для зоны 9, например, она имеет вид:

|     |      |      |      |
|-----|------|------|------|
|     | Mgt  | Cum  | Qu   |
| Mgt | 0.07 | 0.08 | 0.27 |
| Cum | 0.08 | 0.05 | 0.25 |
| Qu  | 0.27 | 0.25 | 0.28 |

Здесь величина 0.07, например, – это вероятность контакта двух зерен магнетита. Подсчет количества различных типов межзерновых контактов производился по зарисовкам петрографических шлифов. Количество контактов, необходимых для статистически значимой характеристики, в каждом конкретном случае различно и определяется моментом, когда дальнейший подсчет не приводит к статистическим флуктуациям.

Свернутой характеристикой организации горной породы, по мнению Ю. Войтеховского, является информация Шеннона, вычисляемая по полученному распределению вероятностей согласно уравнению:

$$I_{Sh} = -\sum p_i \lg p_i, \quad (1)$$

где  $p$  – функция распределения какой-либо переменной (переменных), удовлетворяющая условию  $\sum p_i = 1$  (в данном случае роль этой функции выполняет матрица вероятностей межзерновых контактов).

Впрочем, возможна ситуация, когда порода явно различной структурной упорядоченности при применении методики Войтеховского дают идентичные матрицы вероятностей. Поэтому, по

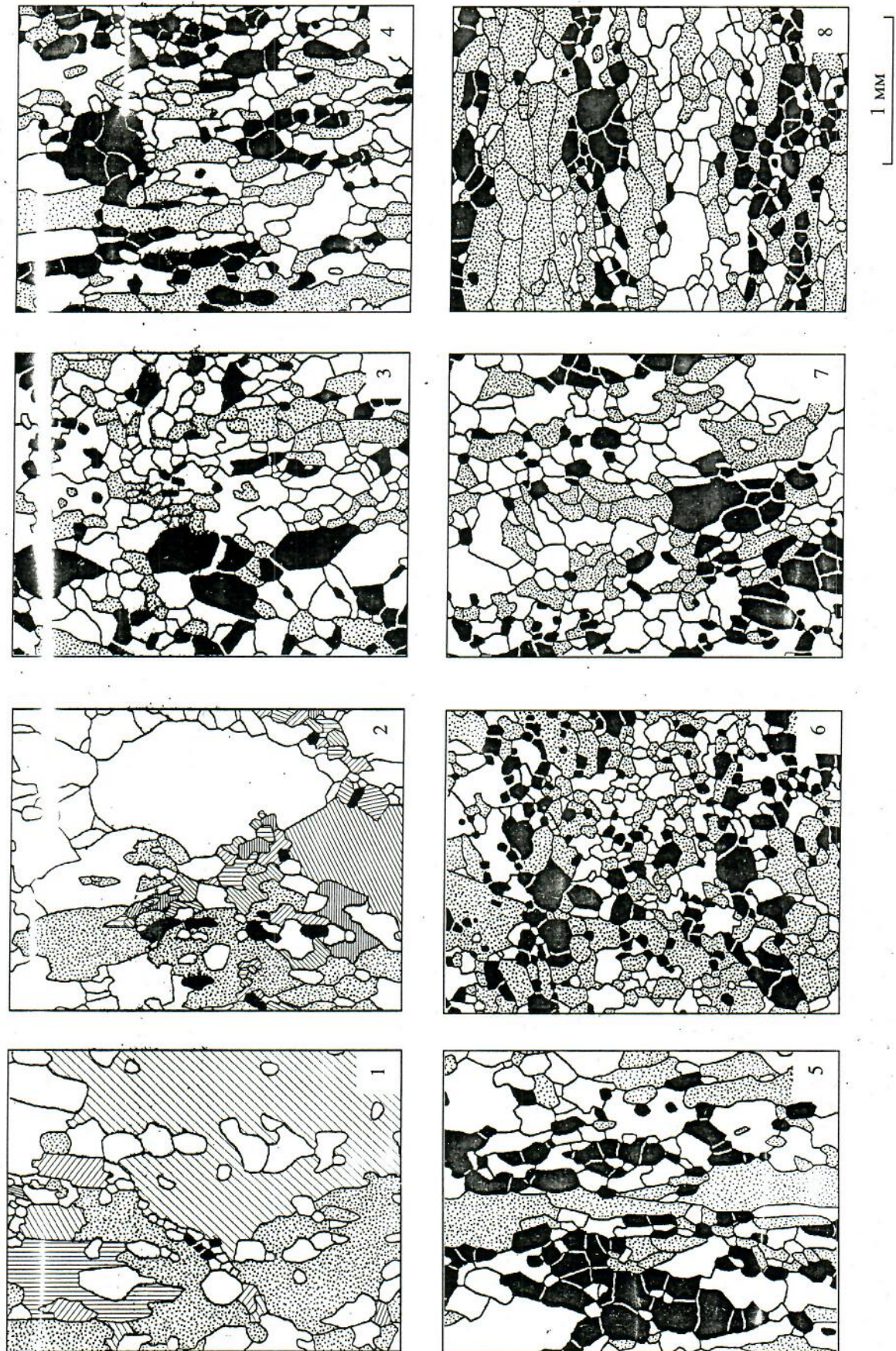


Рис. 5. Микроструктуры железистых кварцитов. 1 - 8 - номера проб.

мимо вышеописанного, мы применили и иные методики определения информационных характеристик петрографической структурированности кварцитов.

В первом случае мы просто разбивали поверхность анализируемого шлифа на квадратные ячейки, после чего определяли для каждого минерала функцию распределения его зерен по ячейкам. Вторая методика предусматривала определение прямоугольных координат центров минеральных зерен при помощи дигитайзера и построение матрицы, каждый член которой  $p_{ij}$  представляет собой корреляционную функцию, пронормированную по степени близости каждого зерна  $i$ -го минерала к зернам  $j$ -го. И хотя полученная таким путем матрица зачастую оказывается близкой к (1), но теперь структуры, "неразличимые" методом Войтеховского, дают различные матрицы вероятностей и, соответственно, функции распределения.

Сопоставление полученных результатов с данными о величине углов раскрытия складок в соответствующих участках кварцитов, их хаусдорфовой размерностью и магнитной анизотропией показало высокую степень корреляции между ними (рис. 4), причем величина  $I_{Sh}$  очевидно (с коэффициентами корреляции порядка 65 - 85%) возрастает при переходе от прямополосчатых пород к пloyчатым.

### МАГНИТНАЯ СИММЕТРИЯ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ

Измерения направлений намагниченности зерен магнетита проводились при помощи жидкого кристалла МББА по описанной в [12] методике. Магнитная анизотропия характеризовалась углом  $\alpha$  между статистическим направлением (или направлениями) намагниченности магнетитовых зерен и полосчатостью. Анализ результатов показал, что в железистых кварцитах наблюдается два принципиально различных вида магнитной анизотропии [13]: 1) когда векторы намагниченности зерен лежат в плоскости слоистости и  $\alpha \rightarrow 0^\circ$ , 2) когда векторы намагниченности направлены к поверхности слоистости под углами, близкими к  $\pm 45^\circ$ . Соответственно, на вариационных кривых значений  $\alpha$  в первом случае наблюдается единственный максимум, совпадающий с направлением полосчатости ( $\alpha_0 = 0^\circ$ ), и распределения оказываются близкими к гауссовому. Во втором случае на вариационных кривых имеется два симметричных друг другу относительно полосчатости максимума; такое распределение уже не может быть представлено в виде суммы статистически независимых случайных переменных, оно отражает появление согласованности в поведении системы при ее переходе из состояния с единственным наиболее вероятным значением  $\alpha_0$  в состояние с

двумя такими значениями  $\alpha_a = -45^\circ$  и  $\alpha_b = +45^\circ$  при бифуркации [14].

Поскольку время перехода из неустойчивого состояния в возникающие устойчивые по порядку величины составляет  $\tau_{trans} = \exp(N \cdot U)$  [15], где, применительно к данному случаю,  $U = U(\alpha_0) - U(\alpha_{ab})$  — потенциальный барьер, который должна преодолеть флуктуация  $\alpha$  для перехода в новое состояние,  $N$  — число зерен магнетита в системе и величина  $N_{Mi}$  весьма велика, то переход начинается как локализованное событие, охватывающее ограниченное число зерен. Поэтому значительная часть образцов обнаруживает третий, переходный тип магнитной анизотропии, характеризующийся трехмодальными распределениями  $\alpha$  с экстремумами при  $\alpha_a$ ,  $\alpha_b$  и  $\alpha_0$ .

В изучаемых железистых кварцитах Печегубского месторождения нет четко выделенных одномодальных распределений  $\alpha$  — наблюдаются лишь второй и третий их типы. Но, как как максимумы в любом случае симметричны друг другу относительно  $\alpha_0$ , для оценки их положения на вариационной кривой можно использовать следующую величину:

$$\bar{\alpha} = \left( \sum_{i=1}^n |\alpha_i| \right) / n.$$

В случае бимодальных распределений  $\alpha$  ее значение близко к  $45^\circ$  (среднестатистическое значение  $\langle \bar{\alpha} \rangle$  равно  $44^\circ 32'$ ), тогда как наличие части зерен магнетита с намагниченностью в плоскости слоистости сдвигает данную величину к нулю. В пределах рассматриваемого обнажения величина  $\bar{\alpha}$  изменяется от  $38^\circ$  в прямополосчатых породах до  $50^\circ$  в мелкоплойчатых, так что между магнитной анизотропией кварцитов, хаусдорфовой размерностью складок и углами их раскрытия обнаруживается явная положительная корреляция (рис. 4).

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КВАРЦИТОВ

Из всех изучаемых интервалов железистых кварцитов были отобраны представительные пробы, проведены их полный химический, спектральный и рентгенофлуоресцентный анализы (см. табл. 1). Основными компонентами железистых кварцитов являются оксиды железа и кремния, содержания которых колеблются от интервала к интервалу в противофазе (рис. 6), составляя в сумме от 93 до 99 массовых процентов. Особо подчеркнем тот момент, что характеризующаясь заметными амплитудами колебаний вблизи контакта с гнейсами, к центру рудного тела содержания  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_{3tot}$  выравниваются на уровне 50%/50%. Фактически, в центре рудного тела мы имеем один мощный однородный по составу ин-

тервал кварцитов, состав которых исчерпывается этими оксидами.

Регрессионный анализ (табл. 2) составов кварцитов показал, что складкообразование (характеризуемое, скажем, увеличением величины угла раскрытия складок  $\phi$ ) сопровождается линейным возрастанием содержания  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CO}_2$  в составе кварцитов; количество  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Ge}$  и  $\text{Ga}$  убывает по степенному закону ( $Y = aX^b$  или  $1/Y = a + bX$ ),  $\text{FeO}$  и  $\text{Li}_2\text{O}$  – по экспоненте,  $\text{MnO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – линейно (рис. 7). Кластерный анализ также выявил существование трех групп, внутри которых компоненты более-менее связаны друг с другом (рис. 8). Первая из них включает оксиды  $\text{Si}$  и  $\text{C}$ , вторая –  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{Ge}$  и  $\text{Sc}$ , третья – оксиды  $\text{Mn}$ ,  $\text{Ca}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{K}$ ,  $\text{Na}$ ,  $\text{Li}$ ,  $\text{Al}$ ,  $\text{Ti}$ , галлий и бор. Между элементами различных групп существуют сильные отрицательные связи. Соответственно, можно заключить, что при складкообразовании в первую очередь происходит обогащение пород кварцем и обеднение компонентами силикатной составляющей кварцитов 3-я группа компонентов, выявленных при кластерном анализе).

**КРАТКАЯ МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КВАРЦИТОВ**

Петрографическое изучение железистых кварцитов показало, что все разнообразие их минерального состава сводится к пяти минеральным ассоциациям, последовательно сменяющим друг друга от борта рудного тела к его центральной части: диопсид – кварцевая → диопсид – куммингтонит – кварцевая → кварц – роговообманково – куммингтонитовая → магнетит – куммингтонит – кварцевая → куммингтонит – магнетит – кварцевая.

Диопсид, как отмечалось, распространен исключительно в приконтактной части рудного тела, где он слагает совместно с магнетитом рудные слои или образует различной мощности (от первых миллиметров до десятков сантиметров) интенсивно будинированные анхимономинеральные прослои. Зерна диопсида имеют округлую форму, часто уплощены в направлении, нормальном метаморфической полосчатости и, как правило, интенсивно резорбируются куммингтонитом и роговой обманкой.

Амфиболы представлены куммингтонитом и роговой обманкой, которые образуют как независимые зерна, так и гомоосевые сростания или эксклюзионные ламели одного амфибола в другом. Роговая обманка при этом появляется исключительно в прямополосчатых железистых кварцитах, где ее содержание доходит до 30%. Куммингтонит является самым распространенным силикатом рассматриваемых пород, состав-

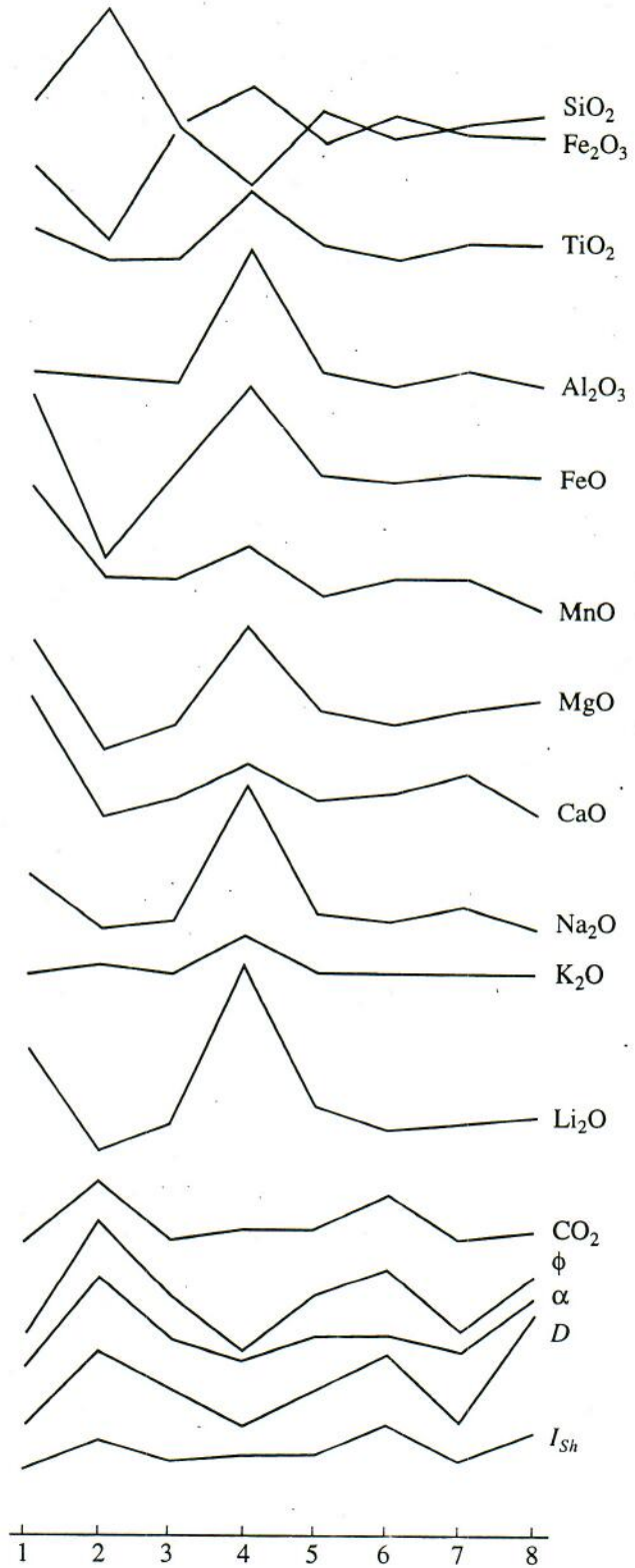


Рис. 6. Изменение состава железистых кварцитов, углов раскрытия крыльев складок ( $\phi$ ) и их хаусдорфовой размерности ( $D$ ), ориентировки векторов намагниченности ( $\alpha$ ), "информативности" микроструктур от приконтактной части рудного тела к его центру. 1 - 8 – номера проб.



Таблица 2. Парные коэффициенты корреляции (%) между составом, текстурными характеристиками и свойствами породообразующих силикатов железистых кварцитов Печугубского месторождения

|                                | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | Li <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | CO <sub>2</sub> | Sc   | Ga   | Ge   | B    | φ    | H    | α    | D    | I <sub>Sh</sub> | κ <sub>Cum</sub> |
|--------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------|-------------------------------|-----------------|------|------|------|------|------|------|------|------|-----------------|------------------|
| TiO <sub>2</sub>               | 74r              |                                |                                |      |      |      |      |                   |                  |                   |                               |                 |      |      |      |      |      |      |      |      |                 |                  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | -55l             | 94l                            |                                |      |      |      |      |                   |                  |                   |                               |                 |      |      |      |      |      |      |      |      |                 |                  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | -66l             | -21m                           | -14m                           |      |      |      |      |                   |                  |                   |                               |                 |      |      |      |      |      |      |      |      |                 |                  |
| FeO                            | 86r              | 78l                            | 61l                            | -22m |      |      |      |                   |                  |                   |                               |                 |      |      |      |      |      |      |      |      |                 |                  |
| MnO                            | 4l               | 31l                            | 47m                            | 58l  |      |      |      |                   |                  |                   |                               |                 |      |      |      |      |      |      |      |      |                 |                  |
| MgO                            | 79r              | 90m                            | 71l                            | -31m | 97e  | 59l  |      |                   |                  |                   |                               |                 |      |      |      |      |      |      |      |      |                 |                  |
| CaO                            | 67r              | 58m                            | 53m                            | -50m | 81e  | 92l  | 76m  |                   |                  |                   |                               |                 |      |      |      |      |      |      |      |      |                 |                  |
| Na <sub>2</sub> O              | -66m             | 97l                            | 96l                            | -27m | 87e  | -59r | 91e  | 78m               |                  |                   |                               |                 |      |      |      |      |      |      |      |      |                 |                  |
| K <sub>2</sub> O               | -4l              | 85l                            | 97l                            | 16r  | 45l  | 24m  | 58l  | 11l               | 90l              |                   |                               |                 |      |      |      |      |      |      |      |      |                 |                  |
| Li <sub>2</sub> O              | 87r              | 97l                            | 90l                            | 32r  | 97e  | 44m  | 98m  | 73m               | 98l              | 81l               |                               |                 |      |      |      |      |      |      |      |      |                 |                  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 86r              | -21r                           | -17m                           | 70l  | 66m  | -13m | 47m  | 44m               | 21m              | -31m              | 49m                           |                 |      |      |      |      |      |      |      |      |                 |                  |
| CO <sub>2</sub>                | 59l              | -38l                           | -18l                           | 19m  | -66l | 41r  | -55m | 52r               | -27l             | -30r              | -50m                          | -46m            |      |      |      |      |      |      |      |      |                 |                  |
| Sc                             | -39r             | 85r                            | 97r                            | 23l  | 44r  | -36m | 58r  | -16m              | 90r              | 100m              | 80r                           | 43l             | -38l |      |      |      |      |      |      |      |                 |                  |
| Ga                             | -57m             | 53l                            | 58l                            | 11l  | 62e  | 46m  | 53e  | 55m               | 64m              | 51l               | 59e                           | 28m             | -59m | -42m |      |      |      |      |      |      |                 |                  |
| Ge                             | 85r              | 29r                            | -12m                           | -48r | 79m  | 23l  | 62m  | 45m               | -25r             | -23m              | 62m                           | 87m             | 76r  | 44e  | 49l  |      |      |      |      |      |                 |                  |
| B                              | 44e              | 31m                            | 22m                            | -92l | 23l  | 77l  | 40e  | 60l               | -27r             | 22m               | -29r                          | 53r             | -17r | 38r  | 7r   | -23m |      |      |      |      |                 |                  |
| φ                              | 75l              | -89m                           | -86m                           | -13l | -89e | -41l | 89r  | 86r               | -94m             | -62m              | -87e                          | -37l            | 80l  | 63m  | -72m | 68r  | -15m |      |      |      |                 |                  |
| H                              | 81r              | 80m                            | 67l                            | -26r | 85m  | 32l  | 86m  | 79m               | 82m              | 48l               | 88m                           | 58m             | 60r  | -28m | 39l  | 47m  | 10r  | -89e |      |      |                 |                  |
| α                              | 72l              | -58m                           | -53m                           | 24m  | -86m | 58r  | -77m | -95m              | -78m             | 23r               | -79m                          | -61m            | 63l  | 13m  | -61m | -57m | 5m   | -91r | 88r  |      |                 |                  |
| D                              | 39m              | -59m                           | -77m                           | 32m  | 64e  | -72m | 63r  | -85m              | -72m             | -35e              | -60e                          | -15m            | 54m  | 35l  | -70m | -15m | 18r  | -84r | -68l | 84m  |                 |                  |
| I <sub>Sh</sub>                | 14l              | -42m                           | -54m                           | 44m  | 51l  | 58r  | -46e | 65r               | -52m             | -6e               | -45m                          | 15l             | 76m  | 4l   | -68m | -23m | 22e  | 69e  | -39l | 86e  |                 |                  |
| κ <sub>Cum</sub>               | 4r               | 28m                            | 37m                            | -24m | 61m  | 53m  | 45m  | 60m               | 51m              | -8r               | 53m                           | 31m             | -67m | 9l   | 73e  | 55l  | -14m | 65r  | -41r | 73r  | 84r             |                  |
| X <sub>Mgt</sub>               | -88m             | 47l                            | 57l                            | 63l  | 60m  | -31r | 46m  | -57r              | -52r             | 48l               | 54m                           | 82m             | -38m | 49r  | 44e  | 57m  | -67m | -65e | -66m | -50e | 14m             | 32m              |

е – экспоненциальная модель, л – линейная модель, г – дробно-линейная модель, m – степенная модель.

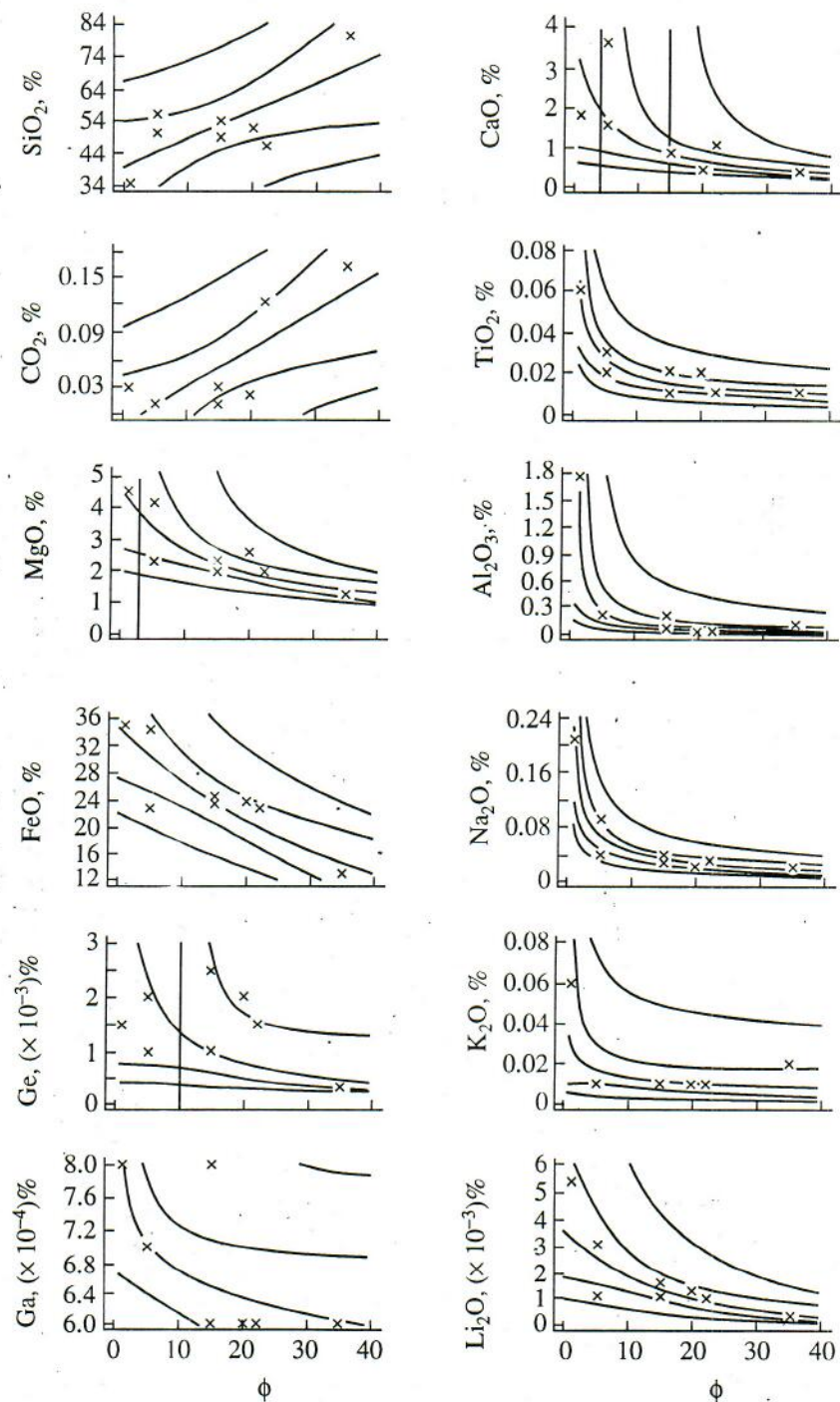


Рис. 7. Изменение состава кварцитов при переходе от прямополосчатых их разновидностей к плейчатым (при росте величины угла раскрытия крыльев складок  $\phi$ ). Показаны также 95% и доверительный и прогнозируемый интервалы.

ляя от 5 до 80% их объема. Он появляется примерно в 2 метрах от контакта с гнейсами, его содержание достигает максимума к 6 м и далее падает по направлению к осевой части рудного тела. Железистость куммингтонита изменяется в пределах от 31 до 39 мас. % FeO, причем более магнезиальные разновидности характерны для плейчатых пород (см. табл. 1).

Зерна куммингтонита макроскопически имеют коричневатую-желтую, зеленоватую-желтую, зеленую окраску. Зеленый куммингтонит отмечен только в прямополосчатых кварцитах, тогда как желтый получил распространение в плейчатых породах. Спектроскопическими исследованиями (спектрофотометр ПООС-1) установлено, что вызывающая зеленую окраску полоса погло-

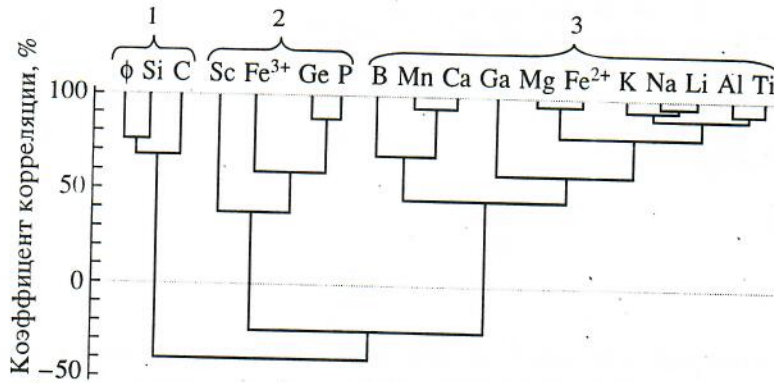
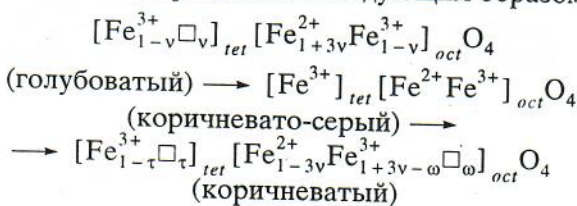


Рис. 8. Результаты кластерного анализа состава железистых кварцитов Печегубского месторождения. φ – угол раскрытия крыльев складок.

щения в области 600 - 680 нм исчезает после непродолжительного отжига минерала при 500°C ввиду перехода  $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$  в катионной позиции  $M(2)$  [16] и форма оптического спектра становится неотличимой от спектра желтого куммингтонита. По-видимому, это может свидетельствовать об относительно повышенной активности кислорода при формировании плейчатых пород. Данное предположение подтверждается, в частности, результатами изучения магнетита.

Как и на других железорудных месторождениях региона в кварцитах Печегубского месторождения распространены две разновидности магнетита: голубоватая и коричневая в отраженном свете. Первая образует отдельные зерна в массе второй или реликты внутри зерен "коричневатого" магнетита, причем отчетливо распознается только в прямополосчатых породах. В плейчатых кварцитах фиксируется единственная, "коричневатая" разновидность магнетита. Доля "голубоватого" магнетита от общего количества минерала в породе не превышает 15% (см. табл. 1).

Состав магнетита по данным микрондового анализа варьирует в довольно широких пределах, но в каждом отдельно взятом шлифе "голубоватая" фаза более железистая, чем "коричневатая" [17]. С учетом того, что железодефицитный магнетит с вакансиями в обеих (тетраэдрической и октаэдрической) катионных позициях имеет в отраженном свете коричневатый оттенок, неотличимый от окраски магнетита или чуть темнее, а с вакансиями только в октаэдрических позициях, как и вюститизированный магнетит, – голубоватый [18], превращение относительно высококозакисного голубоватого магнетита в коричневатый можно представить следующим образом:



где  $\tau$  – часть вакансий тетраэдрической позиции,  $\omega/2$  – часть вакансий октаэдрической позиции,  $\tau + \omega = v$ .

При изучении магнетитов Печегубского и других месторождений Кольского полуострова установлена следующая тенденция в поведении микропримесей при окислении "голубоватого" магнетита: одновременно с уменьшением содержания железа происходит возрастание количества примеси, если начальная голубоватая фаза содержит данную примесь в количестве, меньшем определенной величины  $X$ , и уменьшение, если содержание этой примеси в голубоватом магнетите превышало  $X$ . Величина  $X$  составляет 0.08% для Mn, 0.04% для Mg, 0.07% для Al и Si. Кальций и титан входят в состав магнетитов ограниченно и в "голубоватой" фазе обычно не содержатся; при окислении магнетита их количество возрастает. Иначе говоря, в фазовом пространстве компонентов состава магнетита возникает своеобразный аттрактор, "притягивающий" составы окисляющегося магнетита [19].

Твердость магнетита (микротвердость ПМТ-3, нагрузка 100 г) изменяется в пределах 324 - 591 (см. табл. 1). При этом магнетиты из прямополосчатых кварцитов имеют более высокую твердость ( $549 \pm 70$ ) по сравнению с магнетитом из складчатых кварцитов ( $420 \pm 55$ ). Сравнение твердости сосуществующих фаз показало, что твердость "голубоватой" всегда несколько выше. Вместе с тем, хотя отмечается более-менее хорошая корреляция (с коэффициентом 0.73) между микротвердостью магнетита и долей "голубоватой" фазы в его составе, на твердость минерала оказывает очевидное влияние и тот факт, что кристаллы магнетита в прямополосчатых породах практически не деформированы [13].

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

При рассмотрении графиков пространственного изменения содержаний химических компо-

Таблица 3. Главные факторы и их вклады в суммарную дисперсию

| № | Фактор                                                                                                                                                                                                                                                                                            | Вклад в дисперсию, % | Сумма вкладов в дисперсию, % |
|---|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------|------------------------------|
| 1 | $\frac{\phi_{100} \text{Si}_{79} \text{D}_{76} \alpha_{71} \text{C}_{67} \text{S}_{162} \text{Sc}_{50}}{\text{Li}_{100} \text{Na}_{97} \text{Mg}_{91} \text{Ca}_{88} \text{Al}_{82} \text{Ti}_{80} \text{H}_{79} \text{Fe}_{76}^{2+} \text{Ga}_{76} \text{K}_{68} \text{Mn}_{59} \text{Ge}_{55}}$ | 42                   | 42                           |
| 2 | $\frac{\text{P}_{83} \text{Ge}_{78} \text{Sc}_{77} \text{Fe}_{74}^{3+}}{\text{B}_{75} \text{K}_{65} \text{Si}_{52}}$                                                                                                                                                                              | 18                   | 60                           |
| 3 | $\frac{\text{Fe}_{71}^{2+} \text{B}_{56}}{\text{Fe}_{53}^{3+}}$                                                                                                                                                                                                                                   | 13                   | 73                           |

нентов в первую очередь обращает на себя внимание их когерентность, как между собой, так и с углами раскрытия и хаусдорфовой размерностью складок, магнитной анизотропией кварцитов, количеством "голубоватого" магнетита в составе пород, железистостью, магнитной восприимчивостью и цветом куммингтонита и др. Для количественной оценки степени коррелированности этих параметров был проведен факторный анализ, причем в качестве исходных данных мы использовали матрицу реальных, как правило нелинейных корреляций (табл. 2). Полученные таким образом факторы (табл. 3), на наш взгляд, полностью отражают уже указанные закономерности во взаимоотношениях компонентов, и, что самое главное, уже первый фактор включает в себя 19 переменных с весами более 50% из 23, подвергнутых анализу. Это, вне всякого сомнения, свидетельствует о высочайшей когерентности обсуждаемых признаков.

По-видимому, не нужно доказывать, что уже сама такая когерентность переменных свидетельствует против представлений о пассивно-деформационном характере складчатости. Но ведь, кроме того, переход от прямополосчатых пород к плейчатым сопровождается возрастанием упорядоченности практически всех параметров, от магнитных ориентировок и состава зерен магнетита до химического состава кварцитов и их текстурных особенностей. Исключение, казалось бы, составляет лишь степень упорядоченности микроструктур, но и это противоречие может быть устранено при более корректном анализе полученных результатов.

При интерпретации данных о информации Шеннона, характеризующей структуры железистых кварцитов Печегубского месторождения, ключевым является вопрос, что означает увеличение или уменьшение значения  $I_{Sh}$ ? Термодинамическая функция степени упорядоченности — беспорядка — энтропия ( $S$ ) — выражается в статистической физике через число различных микро-

скопических состояний ( $W$ ), порождающих одно и то же макроскопическое состояние:

$$S = \text{const} \lg W. \quad (2)$$

Очевидна связь между (1) и (2), отчего информацию Шеннона часто называют также энтропией Шеннона и используют в качестве меры упорядоченности распределений [11, 20]: чем больше абсолютное значение  $I_{Sh}$ , тем менее упорядочена система, к которой относится это значение. Судя этой логике микроструктуры плейчатых пород оказываются менее упорядоченными, чем таковые прямополосчатых кварцитов, что противоречит всем остальным нашим наблюдениям. И действительно, при кажущейся простоте и эффективности, ортодоксальная трактовка информации Шеннона таит в себе и определенную опасность. Цитируя Ю.Л. Климонтовича [21], "...при использовании энтропии Шеннона в качестве меры упорядоченности возникает еще одна "трудность". Именно, при переходе, например, в лазере через порог генерации лазерного излучения энтропия Шеннона оказывается больше, чем в исходном "равновесном" состоянии. В такой ситуации... представление состояния развитой генерации как более хаотического противоречит здравому смыслу — противоречит физической интуиции". То есть, значение информационной энтропии безусловно увеличивается с уменьшением упорядоченности только в консервативных системах. Диссипативные системы характеризуются способностью рожать информацию [14] и Шенновская информация, вычисленная вышеуказанным способом, теряет свойства энтропии. Гораздо более важным являются не абсолютные значения  $I_{Sh}$ , а наличие закономерного тренда в ее измерении и когерентность структурной информации со всеми прочими признаками.

По этой причине, расчет энтропии наших структурных распределений был проведен по рекомендации Ю.Л. Климонтовича [22] на основе критерия его  $S$ -теоремы. В соответствии с фор-

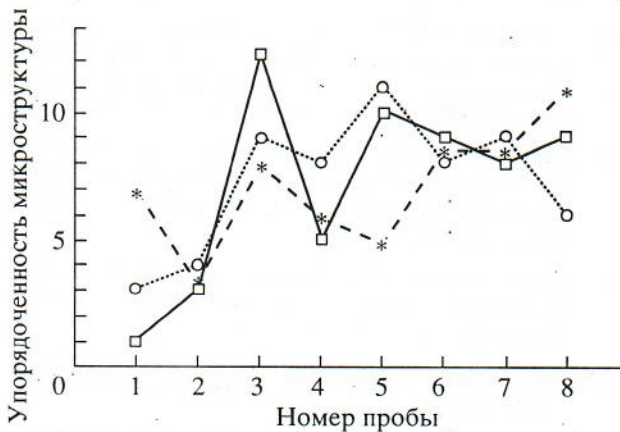


Рис. 9. Изменение упорядоченности микроструктур железистых кварцитов, вычисленных для магнетита (квадратики), кварца (звездочки) и куммингтонита (кружки) на основе S-теоремы Ю.Л. Климонтовича. 1-8 — номера проб.

мулами 1.14.3 и 1.14.14 указанной работы возможно записать следующую систему уравнений:

$$\begin{aligned} \sum \exp \{ (F + \ln p_i) / D \} &= 1 \\ \sum \{ \ln p_i (\exp((F + \ln p_i) / D) - f_i) \} &= 0, \end{aligned} \quad (3)$$

где  $p_i, f_i$  — функции распределения переменных в сравниваемых объектах (в данном случае — функции распределения содержания минералов в образцах),  $F$  — эффективная функция Гамильтона и  $D$  — эффективная температура. Так как при применении данного критерия нас интересует только значение  $D$ , систему (3) можно свести к уравнению

$$\sum \ln p_i (p_i^{1/D} / \sum (p_i^{1/D}) - f_i) = 0, \quad (4)$$

которое решается дважды (второй раз распределения  $p$  и  $f$  меняются местами). Большее значение  $D$  указывает на более упорядоченное распределение изучаемой величины [22]. Отметим, что при фиксированных  $p$  и  $f$  уравнение (4) является монотонной функцией  $D$ , что существенно упрощает численное решение. На рис. 9 показан результат применения данной методики для рассматриваемого объекта. Виден вполне отчетливый тренд увеличения упорядоченности от прямополосчатых кварцитов к плейчатым для всех породообразующих минералов.

Итак, мы имеем полный набор признаков — когерентность переменных, возрастание их упорядоченности при складкообразовании, морфологическое подобие картины складчатости турбулентному потоку, фрактальность складок, бифуркации и аттракторы на минеральном уровне, — позволяющих отнести изучаемые железистые кварциты к детерминированно-хаотическим системам [23]. Как показали работы Ю. Климонтовича [22, 24], энтропия усредненного турбу-

лентного течения жидкости меньше чем ламинарного, то есть стационарное турбулентное течение является более упорядоченным, чем ламинарное. Большая организованность турбулентного течения проявляется, в частности, в характере переноса импульса, когда неорганизованное сопротивление при ламинарном течении, обусловленное независимыми изменениями импульсов отдельных молекул, при переходе к турбулентному течению сменяется коллективным, более высокоорганизованным сопротивлением. Это приводит к сильному увеличению вязкости: молекулярная вязкость сменяется турбулентной. Конкретный сценарий перехода прямополосчатых пород в плейчатые, как показано в одной из наших работ [19], по-видимому, связан с наличием в эволюции железорудной системы странного аттрактора малой размерности (от 2.2. до 3.3.), хотя нельзя исключить и вероятность такого перехода через каскад бифуркаций удвоения периода. Для выяснения конкретных механизмов формирования высокоупорядоченных складчатых толщ требуются дальнейшие экспериментальные и теоретические исследования. Нам кажется, что весьма перспективны в этом плане работы П. Ортолевы с соавторами [25 - 27] по механо-химической самоорганизации напряженных пород.

Мы благодарим проф. П. Горяинова за поддержку исследований и неоднократное критическое обсуждение их результатов и Е. Мартынова за неоценимую помощь в математической обработке данных.

Финансирование исследований проводилось в рамках проектов 93-05-9288 и 94-05-16232 Российского фонда фундаментальных исследований.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горяинов П.М., Балабонин Н.Л. и Тюремцов В.А. Типы железорудных ансамблей и их геомагнитная систематика. Апатиты, изд. Кольского НЦ АН СССР, 1990. 170 с.
2. Никитин И.В. и Иванюк Г.Ю. Структурная упорядоченность в железистых кварцитах (Печегубское месторождение) / Геология и генезис железорудных месторождений раннего докембрия. Апатиты: изд. Кольского НЦ АН СССР, 1991. С. 45 - 54.
3. Иванюк Г.Ю. и Никитин И.В. О структурно-вещественной организации железистых кварцитов Печегубского месторождения / Геология и генезис железорудных месторождений раннего докембрия. Апатиты: изд. Кольского НЦ АН СССР, 1991. С. 54 - 61.
4. Goryainov P.M. Precambrian iron ore formations of the Baltic Shield and their role in structural-substantial arrangement of the continental crust. Ancient banded iron formations (Regional presentations). Athens, Theophrastus Publications S.A. 1990. P. 251 - 279.

5. *Горяинов П.М.* Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 145 с.
6. *Горяинов П.М., Мальшиев В.П.* Структурно-стратиграфические и генетические взаимоотношения вмещающих пород и железистых кварцитов Печегубского месторождения. Железисто-кремнистые формации Кольского полуострова. Л.: Наука, 1970. С. 39 - 57.
7. *Mandelbrot B.B.* The fractal geometry of nature. Freeman, New York. 468 p.
8. *Мандельброт Б.* Фракталы и турбулентность: аттракторы и разброс. Странные аттракторы. М.: Мир, 1981. С. 47 - 57.
9. *Конт-Белло Ж.* Турбулентное течение в канале с параллельными стенками. М.: Мир, 1968. 195 с.
10. *Войтеховский Ю.Л.* К общей концепции минерального агрегата. Препр. Геологического института КНЦ РАН. Апатиты. 1993. 16 с.
11. *Войтеховский Ю.Л.* Применение структурной модели для оценки потенциальной рудоносности пород Федоро-Панского интрузива. Тезисы докладов конференции "Геология Балтийского щита". Апатиты. ГИ КНЦ РАН. 1993. С. 18 - 20.
12. *Иванюк Г.Ю., Томилин М.Г.* Метод нематических жидких кристаллов для исследования магнитных свойств минералов // Записки ВМО, 1990. № 3. С. 95 - 98.
13. *Иванюк Г.Ю.* Магнетит как индикатор симметрии поля напряжений при формировании железистых кварцитов // Минералогический журнал. 1991. Вып. 13. № 2. С. 78 - 83.
14. *Хакен Г.* Информация и самоорганизация. М.: Мир, 1991. 240 с.
15. *Николис Г., Пригожин И.* Познание сложного. М.: Мир, 1990. 336 с.
16. *Ершова З.П.* Изучение процесса окисления  $Fe^{2+}$  в куммингтоните методом ИК-спектроскопии // Записки ВМО. 1973. Вып. 1. С. 110.
17. *Иванюк Г.Ю., Тюрменов В.А., Балабонин Н.Л.* О природе магнитной гетерогенности магнетитов из железистых кварцитов // Физика Земли. 1994. № 3. С. 81 - 87.
18. *Morris R.C.* Supergene alternation of banded iron-formation. Iron-Formation. Facts and Probl. Amsterdam e.a. 1983. P. 513 - 534.
19. *Горяинов П.М., Егоров Д.Г., Иванюк Г.Ю.* О структурно-вещественной самоорганизации в архейских железорудных ансамблях (Кольский полуостров). Докл. РАН, 1992. Т. 322. № 6. С. 1123 - 1127.
20. *Alekseev V.* A quantitative measure of structural regularity. International Symposium on Fractals and Dynamic Systems in Geoscience. Book of Abstracts. Frankfurt of Main, Germany. 1993. P. 4.
21. *Климонтович Ю.Л.* Предисловие проф. Ю.Л. Климонтовича к книге Г. Хакена "Информация и самоорганизация". М.: Мир, 1991. С. 5 - 10.
22. *Климонтович Ю.Л.* Турбулентное движение и структура хаоса. М.: Наука, 1990. 320 с.
23. *Берже П., Помо И., Видаль К.* Порядок в хаосе. М.: Мир, 1991. 368 с.
24. *Анищенко В.С. и Климонтович Ю.А.* Эволюция энтропии в генераторе с инерционной нелинейностью при переходе к стохастичности через последовательность бифуркаций удвоения периода // Письма в ЖТФ. 1984. Т. 10. № 16. С. 816.
25. *Dewers T. and Ortoleva P.* Mechano-chemical coupling in stressed rocks // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 1243 - 1258.
26. *Dewers T. and Ortoleva P.* The self-organization of mineralization patterns in metamorphic rocks through mechano-chemical coupling // J. Phys. Chem., 1989, V. 93. P. 2842 - 2348.
27. *Ortoleva P., Merino E. and Strickolm P.* Kinetics of metamorphic layering in anisotropically stressed rocks // Am. J. Sci. 1982. V. 282. P. 617 - 643.