

О. Б. ДУДКИН

НЕОДНОРОДНОСТЬ МИНЕРАЛА И ЭНТРОПИЯ ПРОЦЕССА
ЕГО ОБРАЗОВАНИЯ

(Представлено академиком Д. С. Коржинским 27 IV 1970)

При характеристике геологических образований неоднородность химизма и морфологии минерала на локальном участке породы служит основанием для выделения разных его генераций. Но определенный уровень неоднородности может быть обусловлен и одним геологическим процессом, причем степень неоднородности зависит от типа процесса. Характеристики минерала в пределах штуфной пробы магматической горной породы заведомо однообразнее, чем в штуфной пробе из гидротермальной жилы.

Неоднородность минерала (и любой физической системы⁽¹⁾) определяется числом различий, приходящихся на единицу объема. В соответствии с представлениями статистической термодинамики, все различия на уровне выше молекулярного можно определить как макронеоднородности, все различия на уровне элементарном — как микронеоднородности.

Степень макронеоднородности минерала при оценке ее в пределах штуфной пробы по отдельным признакам различна: соседние зерна минерала могут быть неоднородны по размеру, но однородны по некоторым признакам. В этом случае степень неоднородности может оказаться одинаковой при разном качестве явлений. Неоднородность, таким образом, можно рассматривать как особое свойство, которое проявляется в любой характеристике минерала (породы) применительно к объему и которое может быть оценено по любому набору (сумме) характеристик.

Для количественной оценки неоднородности (степени разнообразия) физических систем существует мера — количество информации. Это независимая от качественных особенностей системы («безликая») величина, исчисляемая на основе вероятностей (частот):

$$i_x = - \sum_1^n P_i \log P_i,$$

где i_x — полная информация, P_i — вероятности учитываемых вариантов (различий), приведенные к единице. По сравнению с чисто статистическими показателями, такими как вариационная диаграмма, коэффициент вариации, количество информации — величина аддитивная и ею можно одновременно учитывать как качественные, так и количественные различия.

Для оценки степени разнообразия геологических объектов информационные показатели предлагались рядом авторов⁽²⁻⁴⁾. В связи с этим необходимо остановиться на двух моментах. Определения количества информации могут быть использованы для выявления полноты исследования какого-либо объекта. В этом случае оценивается частная информация относительно теоретической полной — информационной энтропии H . Другой подход⁽⁵⁾ заключается в том, что количеством информации оценивается степень разнообразия ряда объектов. В каждом отдельном случае определяется полная информация i_x при постоянном числе используемых признаков и точности определений. Неоднородность минерала можно оценивать на уровне визуального наблюдения по k признакам с числом различий l , на уровне обычной микроскопии — по m признакам с числом различий n и т. д. Информационная энтропия H_0 условно созданного

приемника в этом случае определяет уровень (чувствительность) сравнивания.

Воспроизводимость информационной оценки может быть определена как возможная потеря информации Δi :

$$\Delta i = i_x - i_x'$$

где i_x — максимальное, а i_x' — минимальное значение количества информации, полученное при серии повторных опытов ⁽⁶⁾. Как поправка, Δi может иметь только положительное значение. Очевидно, в случае минералогических наблюдений воспроизводимость подсчитываемых частот относительно низкая, соответственно информационные оценки достаточно грубы и едва ли правомочны сложные расчеты с их использованием ⁽⁴⁾, применяемые при кодировании и передаче информации в системах связи.

Информационные оценки, получаемые для разных геологических образований, достаточно контрастно свидетельствуют о разной степени их неоднородности. Так, например, оценка структурной неоднородности эвтектоидного гранита и регулярного по структуре ийолита, с одной стороны, и пегматоидного участка того же ийолита, с другой, дает следующий результат: эвтектоидный гранит — 6,1 бит, ийолит — 6,7 бит, пегматоид — 9,4 бит. Определения проводились на сериях шлифов по вариациям размера зерна породообразующих минералов и вариациям расстояний между зернами; $H_0 = 15,2$ бит; $\Delta i = 0,6$ бит. *

Сравнение мономинеральных выделений апатита из разных геологических образований щелочных массивов (штуфные пробы $5 \times 5 \times 7$ см) свидетельствует об увеличении степени неоднородности от относительно высокотемпературных образований к низкотемпературным: мономинеральный апатит хибинских месторождений — 6,0 бит; скопление апатита в пироксене (Африканда) — 8,3 бит; из карбонатита (Лесная Варака) — 9,15 бит; из натролитовой жилы (Хибины) — 12,2 бит. Определения велись по вариациям размера зерна, вариациям их удельного веса (термоградиентная трубка), по неоднородности свечения в ультрафиолетовых лучах (МЛ-2, 150×). $H_0 = 21,2$ бит, $\Delta i = 0,8$ бит.

Однородность — неоднородность минерала (породы) определяется средой минералообразования, уровнем тепловых процессов относительно химических и механических ⁽⁷⁾, резкостью смен термодинамических условий. В статистической термодинамике с однородностью — неоднородностью системы, с вероятностями состояния ее подсистем тесно связано понятие энтропии

$$S = \sum S_a,$$

где S — энтропия всей системы, $S_a = \ln \Delta \Gamma_a$ — энтропия подсистемы, $\Delta \Gamma_a$ — статистический вес макроскопического состояния подсистемы ⁽¹⁾.

Связь между энтропией и информацией открыта Сцилардом ⁽⁸⁾, термодинамическая концепция теории информации развита в ⁽⁹⁾. Наиболее глубоко соотношение между информацией и энтропией рассмотрено в ^(10, 7).

Согласно Бриллюэну ^(7, 10), количество информации, получаемое от физической системы, эквивалентно ее негэнтропии N — отрицательному

* Пример расчета неоднородности базальных сечений нефелина в ийолите:

Размер сечений	1–2 мм	2–4 мм	4–6 мм	6–8 мм	8–10 мм
P	0,1	0,2	0,6	0,4	0,0
$-P \log P$	0,33	0,46	0,44	0,33	0,00

$i_{X_1} = 1,56$ бит; $H_1 = -\sum P_i \log P_i = 2,30$ бит; $\Delta i_{X_1} = +0,21$ бит.

И далее для ийолита:

$$i_X = i_{X_1} + i_{X_2} + \dots + i_{X_n}; H_0 = H_1 + H_2 + \dots + H_n; \Delta i_X = \Delta i_{X_1} + \Delta i_{X_2} + \dots + \Delta i_{X_n}.$$

$$N = -S.$$

По этому определению, для системы с большей энтропией достичь и более высокий уровень негэнтропии. Предельный максимум негэнтропии на элементарном уровне характеризует одновременно и максимальное значение энтропии системы (соединения). Максимум энтропии достигается максимальной макрооднородностью при предельной сложности элементарного состава, максимум негэнтропии — высокой степенью макронеоднородности при простом элементарном строении.

Относительно однородности — неоднородности характеристик минерала должны быть справедливы следующие положения (⁷, ¹⁰):

1) большей макрооднородностью должен обладать минерал, кристаллизовавшийся при большей температуре (большой общей теплоотдаче системы), а следовательно, при большем уровне энтропии;

2) при одной и той же температуре (и скорости остывания среды) макрооднородность минерала должна быть тем выше, чем ближе условия его кристаллизации к равновесным;

3) при полном равенстве условий минералообразования максимальной однородностью должен обладать минерал, наиболее простой по своему элементарному строению. Чем сложнее состав минерала, тем выше вероятность появления макронеоднородностей, и напротив, убогость элементарного строения определяет бедность макропроявлений.

По-видимому, условным показателем одновременности образования двух минералов может служить отношение

$$K_{-s} = i_x / i_a,$$

где i_x — оценка макронеоднородности минерала по ряду признаков, i_a — оценка сложности его элементарного строения в тех же информационных показателях. В пределе величина i_a , согласно формуле Планка — Больцмана, характеризует полную энтропию соединения (⁵), и показатель K_{-s} , таким образом, можно рассматривать как показатель относительного уровня негэнтропии процесса образования минерала.

Расчет показателя K_{-s} для апатита и титаномагнетита двух разных пород дал следующий результат:

	Апатитовая порода (Хибины)	Ийолит-пегматит (Африканда)
Апатит	2,6	3,9
Титаномагнетит	2,4	4,0

Полученные значения K_{-s} свидетельствуют о близости условий кристаллизации апатита и титаномагнетита в пределах каждого образования, а также о более низком уровне энтропии процесса формирования ийолит-пегматита.

Макронеоднородность (i_x) апатита и титаномагнетита оценивалась по вариациям размера зерен (выделений), по вариациям их грубой структурной блочности, по неоднородности состава зерен, выделений (структурное травление, аномалии анизотропии в проходящем и отраженном свете). В основу были положены штрафные пробы $5 \times 5 \times 7$ см; во всех определениях $H_0 = 20,5$ бит, $\Delta i = 0,8$ бит.

Сложность состава (i_a) оценивалась на уровне кристаллохимических формул, рассчитанных по реальным химическим анализам (H_0 принято 20 бит, Δi , исходя из возможной суммарной ошибки анализа, $+0,6$ бит).

Рассматривая соотношение между уровнем энтропии геологического процесса и степенью неоднородности его результатов, нельзя не учитывать изменения энтропии во времени в ходе процесса. Со временем может также существенно меняться скорость кристаллизации (консолидации) минералов, степень «замораживания» того или иного уровня энтропии.

Закономерное изменение уровня энтропии одного и того же геологического процесса во времени должно фиксироваться закономерным изменением степени неоднородности его результатов в пространстве. Если это суждение справедливо, то в однотипных геологических образованиях должны иметь место очевидные закономерности изменения степени неоднородности.

При магматическом процессе изменения уровня энтропии во времени охватывают весь объем очага кристаллизации. Действительно, минералы в объеме магматической породы распределены равномерно, при переходе от одного локального участка к другому структурный мотив породы и все характеристики минералов сохраняются. Но зато макронеоднородность и сложность элементарного состава рядом расположенных минералов существенно меняются, отражая разные уровни температуры кристаллизации и разные скорости ее падения. Исключение составляют эвтектоидные разности.

Совсем иная картина в гидротермальных жилах: здесь показатель K_s разных минералов в пределах штуфной пробы может быть близким, но рядом отобранные штуфные пробы, как правило, резко отличаются по структуре, составу, кристалличности одного и того же минерала. Уровень энтропии (температура, степень равномерности реакций) в гидротермальном процессе закономерно меняется при последовательном выполнении полости. Точно так же при осадочном процессе уровень энтропии наиболее резко меняется от слоя к слою.

Даже самый общий анализ свидетельствует о том, что степень неоднородности минерала в значительной мере может определяться одним и тем же геологическим процессом. При анализе разных парагенетических ассоциаций в одной породе целесообразно оценивать уровень негэнтропии минералов: отношение степени макронеоднородности к сложности элементарного строения. При выделении результатов одного геологического процесса на фоне другого существенную помощь может оказать связь между изменением энтропии процесса во времени и изменением степени неоднородности его результатов в пространстве. Так, резкая смена степени неоднородности в метаморфических породах прежде всего от слоя к слою может явиться свидетельством их первоначально осадочного происхождения.

Несомненный интерес представляют возможности количественной оценки степени неоднородности минерала (породы) в заданной единице объема. Получение такой оценки в информационных показателях следует рассматривать как специальный вид исследования.

Геологический институт
Кольского филиала Академии наук ССР
Апатиты Мурманской обл.

Поступило
22 IV 1970

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Л. Д. Ландау, Е. М. Лифшиц, Статистическая физика, «Наука», 1964.
² В. Н. Михайловский, В. И. Первушин, Методы отбора и передачи информации, 1965. ³ В. Богацкий, Б. И. Сугапов, ДАН, 181, № 1 (1968).
⁴ Л. А. Буряковский, Сов. геол., № 3 (1968). ⁵ П. Шамбадаль, Развитие и приложения понятия энтропии, «Наука», 1967. ⁶ П. В. Новицкий, Основы информационной теории измерительных устройств, 1968. ⁷ Л. Бриллюэн, Научная неопределенность и информация, 1966. ⁸ L. Szilard, Zs. Phys., 53 (1929).
⁹ C. E. S. Shannon, W. Weaver, The Mathematical Theory of Communications, Urbana, 1949. ¹⁰ Л. Бриллюэн, Наука и теория информации, 1960.