

*ФИЗИЧЕСКИЕ
СВОЙСТВА,
СОСТАВ
И СТРОЕНИЕ
ВЕРХНЕЙ МАНТИИ*



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ

*Научный совет по комплексным исследованиям
земной коры и верхней мантии*

551.14

*Физические свойства,
состав и строение
верхней мантии*

928



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1974



УДК 551.14

Сборник составлен по материалам совещания, проходившего в Москве, и содержит статьи, в которых подводятся итоги того, что удалось достигнуть в ряде направлений в познании верхней мантии в последние годы. В главном содержание книги можно разделить на следующие части: геохимические особенности вещества верхней мантии и ее строение по геофизическим данным (сейсмическим, гравиметрическим, магнитным и другим), тепловой поток, механические свойства пород верхней мантии.

Предлагаемая книга охватывает лишь часть достижений советских ученых в изучении верхней мантии, но весьма существенную и дающую возможность составить себе представление о наших знаниях по этой важнейшей проблеме.

Ответственные редакторы:

доктор геолого-минералогических наук
Ю.М. ШЕЙНМАНН,

доктор геолого-минералогических наук
Н.А. БЕЛЯЕВСКИЙ

Ф 20804-0174 666-74
042(01)-74

© Издательство "Наука", 1974 г.

ГЕОХИМИЯ ПОРОД ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И НЕКОТОРЫХ ЕЕ ПРОИЗВОДНЫХ

Современные представления о строении и составе верхней мантии Земли базируются на синтезе достижений фундаментальных исследований в таких разделах геологических наук, как общая планетология, глубинное геофизическое зондирование; геология дна океанов, теоретические и экспериментальные физико-химические исследования силикатных систем.

Широкое проведение на континентах и в пределах океанов глубинного сейсмического зондирования позволило установить вертикальную и латеральную геофизические неоднородности строения земной коры и верхней мантии, выделив соответствующие слои со специфическими скоростными и плотностными характеристиками. Были получены температуры и рассчитаны давления на соответствующих глубинах. Эти исследования позволили выяснить термодинамические условия существования вещества верхней мантии ниже поверхности Мохоровичича, а также определить давление от 9–12 кбар в основании коры до 50 кбар в области волновода Гутенберга и температуру 800–1300°С. По скоростным характеристикам вещество мантии должно иметь состав перидотита или эклогита, однако геофизические исследования не смогли дать однозначного ответа на вопрос о составе вещества верхней мантии.

Широкое применение в петрологии достижений физики высоких давлений позволило резко расширить представления об агрегатном состоянии и термодинамических превращениях силикатных систем при давлениях от 8 до 100 кбар и более, что отвечает глубинам от 30 до 150–300 км. Именно эта область астеносферы является непосредственной ареной возникновения первичных магм мантийного генезиса.

Бурное развитие экспериментальных петрологических исследований при высоких давлениях и температурах обусловило разработку ряда моделей состава вещества верхней мантии. Наиболее обоснованными считаются модели, предложенные П.Дж. Харрисом и другими (Harris, Middewort, 1969), А.Э. Рингвудом, И.Мак-Греггором и Ф.Бойдом, К.Ито и Дж.Кеннеди, рассматривающими соотношения главных породообразующих элементов (табл. 1).

Независимо от геофизических и экспериментальных направлений модели формирования и развития верхней мантии разрабатывались с позиций происхождения Земли из первичного вещества, отвечающего по составу хондриту. Наиболее приемлема модель зонного плавления, предложенная А.П. Виноградовым (1969) и А.А. Ярошевским. Эта модель позволяет проследить ход дифференциации из глубины к поверхности с отделением базальтовых расплавов и гипербазитового остатка.

В отличие от общепетрологического направления практическая геохимия, в особенности геохимия редких и рассеянных элементов, базируется на конкретных анализах изучаемого вещества. Интенсивные исследования последних лет в области минерального состава, термодинамики и парагенезисов пород фаций высоких ступеней метаморфизма, с одной стороны, и успехи в развитии учения о магматических формированиях, с другой, позволили доказать реальность существования пород мантийного генезиса, доступных для непосредственного изучения. К таким геологическим образованиям относятся ксенолиты глубинных включений, обнаруженных в кимберлитовых и щелочно-базальтоидных трубках взрыва, среди которых представлены породы разреза континентальной коры от низов "гранитного" слоя через гранулит-чарнокит-эклогиты "базальтового" слоя до гранатовых перидотитов и глубинных эклогитов верхней мантии (Лутц, 1965, 1970; Соболев, 1957), магматические производные верхней мантии, представленные в наиболее чистом виде океаническими толеитами, континентальными толеитами, океаническими и континентальными гарцбургитами и некоторыми другими ультраосновными и основными породами, приуроченными к зонам глубинных разломов (Белоусов, 1966, 1968;

Таблица 1

Химический состав вещества верхней мантии на глубинах
50-100 км (P = 15-30 кбар)

| Компо- ненты | Модели | | Природная порода | Модели | |
|--------------------------------|--------|-------|---------------------|--------|-------|
| | 1 | 2 | | 4 | 5 |
| SiO ₂ | 46,0 | 44,20 | 44,00 | 43,9 | 45,20 |
| TiO ₂ | 0,13 | 0,10 | 0,12 | 0,17 | 0,71 |
| Al ₂ O ₃ | 3,04 | 2,70 | 2,47 | 4,1 | 3,54 |
| FeO | 17,45 | 8,07 | 7,81 | 8,67 | 8,37 |
| MnO | 0,31 | 0,15 | 0,09 | 0,1 | 0,14 |
| MgO | 28,6 | 41,30 | 41,60 | 37,9 | 37,48 |
| CaO | 2,28 | 2,40 | 2,54 | 3,2 | 3,08 |
| Na ₂ O | 1,21 | 0,25 | 0,29 | 0,52 | 0,57 |
| K ₂ O | 0,21 | 0,015 | 0,15 | 0,17 | 0,13 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,5 | - | - | 0,48 | 0,43 |
| NiO | - | - | - | 0,10 | 0,20 |
| CoO | 0,01 | - | - | - | - |
| P ₂ O ₅ | 0,28 | - | 0,06 | 0,01 | - |

Примечание: 1 - хондрит, тип L (без металлического железа), по Б. Мейсону, 1965; 2 - мантийный перидотит, по П. Дж. Харрису и другим (Harris, Middwort, 1967); 3 - природный пироповый перидотит из включений в кимберлитах Якутии, среднее из 40 определений, по Б.Г. Лутцу, 1965, 1970; 4 - расчетный состав мантии по сопоставлению средних взвешенных составов гипербазитовой и базальтовой магм зоны глубинного разлома Урала (Соболев, 1969); 5 - пиролит III (Грин, Рингвуд, 1970).

Виноградов и др., 1969; Кузнецов, 1964; Фишер, Энгель, 1970; Шейнманн, 1965).

Сопоставление средних составов магм этих формаций позволяет получить состав мантии расчетным путем (см. табл.1, анализ 4 - Соболев, 1969).

На базе изучения естественных парагенезисов включений В.С.Соболевым (1957) и Б.Г. Лутцем (1965, 1970) была предложена наиболее универсальная модель гетерогенной мантии под континентальными (табл. 1, анализ 3). Она основана на естественных минеральных парагенезисах, обнаруженных в форме ксенолитов в кимберлитовых и щелочно-базальтоидных трубках взрыва. Изученные минеральные парагенезисы - шпинелиевые ультрабазиты, шпинель-гранатовые ультрабазиты, гранатовые клинопироксениты (эклогиты) и алмазсодержащие эклогиты - представляют собой ряд пород, устойчивых в T-P координатах, отвечающих условиям верхней мантии на уровне от поверхности Мохоровичича до волновода Гутенберга включительно. По Н.В.Соболеву (1968) и Б.Г.Лутцу (1970), уровень волновода Гутенберга отвечает по составу алмазсодержащему эклогиту. С термодинамических позиций такая модель вызывает минимум противоречий. Поскольку ареной возникновения первичных магм глубинного генезиса является именно этот глубинный уровень мантии, то для подтверждения обсуждаемой модели необходимо сбалансированное соответствие элементного состава вещества мантии составам базитовых и ультрабазитовых магматических серий или формаций, представляющих своего рода комплементарные ряды. Расчеты показали, что в случае некогерентных элементов (Ti, K, Li, Rb, Zr, TR, Nb, Ta, Th, V) возникают трудности при объяснении наблюдаемых в природе концентраций, если это объяснение строится исключительно на схеме глубинной кристаллизационной дифференциации первичных магм (Ярошевский, 1968).

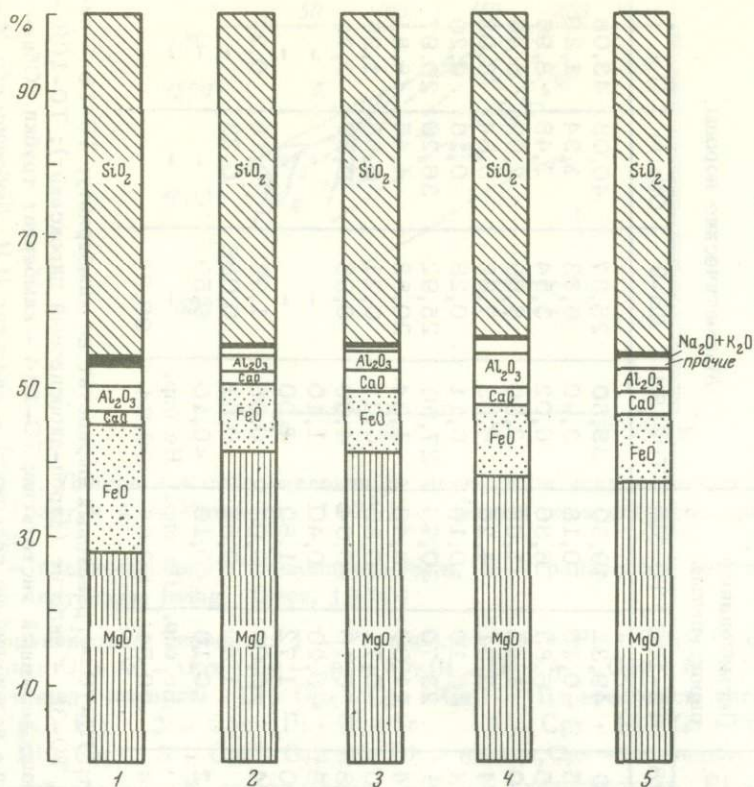


Рис. 1. Сопоставление химических составов моделей вещества мантии (1,2, 4,5) с составом природного пиропового перидотита (3), в вес.%

1 - ахондрит типа L без металлического железа и никеля; 2 - мантийный перидотит (по Дж. Харрису); 3 - природный пироповый перидотит из включений; 4 - расчетный состав мантии под Уралом (по С.Ф. Соболеву); 5 - пиролит III (по А.Э. Ривгвуду)

Сопоставление теоретических и природных составов вещества верхней мантии показывает весьма незначительные изменения в содержании главных петрогенных элементов (рис. 1). Ниже будет показано, что в отношении содержаний рудных и редких элементов рассматриваемые породы характеризуются существенными различиями.

В качестве объектов настоящего исследования использовались образцы глубинных включений из кимберлитовых трубок "Обнаженная", "Мир" и "Удачная" в Якутии. Были изучены шпинелиевые оливиниты, дуниты, лерцолиты, шпинель-гранатовые (пироповые), гранатовые и пироповые перидотиты, лерцолиты, гарцбургиты, диопсидиты, энстатиты, вебстериты, гранатовые глубинные эклогиты, их оливинизированные и пегматоидные разновидности и алмазосодержащие эклогиты.

Химический состав некоторых типичных образцов из трубки "Обнаженная" представлен в табл. 2. По химическому составу и парагенезисам эти породы соответствуют породам мантии. С геофизической стороны они характеризуются высокими скоростями упругих волн (8,6-9 км/сек) при давлениях до 20 кбар (Лутц и др., 1971).

Экспериментальное изучение образцов природных шпинель-гранатовых вебстеритов и гранат-плаггиоклазовых клинопироксенитов из брекчий района Деллигейт (Австралия) выполнено А. Дж. Ирвингом и Д.Х. Грином (Irving, Green, 1970). Эти породы при давлениях до 100 кбар и температурах 1000-1300°C (рис. 2) образуют смену парагенетических ассоциаций от плаггиоклазосодержащих

Таблица 2

Химический состав (в вес. %) образцов глубинных включений из трубки "Обнаженная" и некоторых гипербазитов

| Компоненты | Перидотиты | | | | Эклогиты | | Пегматоидные пироксениты | | Магматические породы | | | |
|--------------------------------|------------|--------|-------|-------|----------|-------|--------------------------|---------|----------------------|-------|--------|-------|
| | ТО-7 | ТО-118 | ТО-70 | ТО-16 | ТО-33 | ТО-38 | ТО-106 | ТО-59 | ТО-184 | ДВ-9 | Обр. М | П.п. |
| SiO ₂ | 38,72 | 41,42 | 35,36 | 41,82 | 48,50 | 46,50 | 49,32 | 49,50 | 39,50 | 25,37 | 40,03 | 43,08 |
| TiO ₂ | 0,09 | 0,09 | 0,86 | 0,12 | 0,27 | 0,15 | 0,15 | 0,18 | 3,90 | 5,33 | 1,34 | 1,29 |
| Al ₂ O ₃ | 1,50 | 3,93 | 8,00 | 4,20 | 9,40 | 12,65 | 6,83 | 6,30 | 6,02 | 3,54 | 2,48 | 8,96 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,77 | 1,86 | 2,17 | 1,42 | 1,32 | 1,30 | 1,43 | 1,68 | 2,30 | 6,99 | 7,99 | 5,46 |
| FeO | 6,64 | 4,74 | 5,85 | 5,53 | 3,78 | 6,14 | 2,51 | 4,26 | 6,03 | 7,88 | 5,84 | 8,93 |
| MnO | 0,12 | 0,11 | 0,19 | 0,05 | 0,14 | 0,14 | 0,10 | 0,10 | 0,11 | 0,28 | 0,13 | 0,20 |
| MgO | 43,30 | 38,90 | 27,00 | 40,20 | 25,20 | 18,70 | 23,70 | 30,70 | 27,50 | 25,92 | 36,20 | 20,97 |
| CaO | 2,60 | 2,55 | 5,70 | 1,80 | 7,26 | 9,74 | 11,30 | 3,40 | 1,34 | 20,83 | 4,45 | 8,81 |
| Na ₂ O | 0,08 | 0,16 | 0,25 | 0,25 | 0,94 | 1,90 | 0,71 | 0,30 | 0,27 | 0,21 | 0,55 | 1,25 |
| K ₂ O | 0,15 | 0,03 | 2,00 | 0,04 | 0,09 | 0,08 | 0,10 | 0,04 | 4,00 | 0,93 | 0,37 | 0,73 |
| H ₂ O ⁻ | 0,24 | 0,32 | 0,80 | 0,62 | 0,20 | 0,28 | 0,20 | 0,40 | 1,10 | - | - | - |
| H ₂ O ⁺ | 3,76 | 3,68 | 5,80 | 3,00 | 1,68 | 1,90 | 1,72 | 1,80 | 7,00 | - | - | - |
| P ₂ O ₅ | 0,10 | 0,03 | 0,27 | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,03 | 0,06 | 1,98 | 0,18 | 0,27 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,30 | 0,95 | 0,50 | - | 0,80 | - | 1,40 | 0,85 | 0,51 | 0,086 | 0,23 | - |
| S _{общ.} | <0,10 | <0,10 | <0,10 | - | <0,10 | 0,42 | <0,10 | <0,10 | <0,10 | 0,59 | - | - |
| П.п.п. | 0,90 | 0,88 | 4,30 | 0,50 | Не опр. | - | Не опр. | Не опр. | Не опр. | - | - | - |
| Сумма | 99,27 | 99,65 | 99,05 | 99,58 | 99,62 | 99,94 | 99,51 | 99,54 | 99,64 | 99,93 | - | - |

ТО-7 - шпинелиевый оливинит; ТО-118 - шпинелиевый дунит-лерцолит; ТО-70 - гранатовый перидотит по кимберлиту; ТО-16 - пироповый лерцолит с хромдиопсидом; ТО-33 - оливинизированный эклогит; ТО-38 - эклогит (диоп-диопсидовый пироксенит); ТО-106 - пегматоидный пиропсодержащий хромдиопсидит; ТО-59 - пегматоидный пиропсодержащий энстатитит; ТО-184 - кимберлит трубки "Обнаженная"; ДВ-9 - пикритовый порфирит трубки "Великан" (без H₂O и п.п.п., включений не содержит) - аналитик И.И. Любошиц; обр. М - меймечит, среднее из 10 анализов (Жук-Почкутов, Гладких, Леонтьев, 1965); П.п. - пикритовый порфирит, среднее из 30 анализов (Жук-Почкутов, Гладких, Леонтьев, 1965).

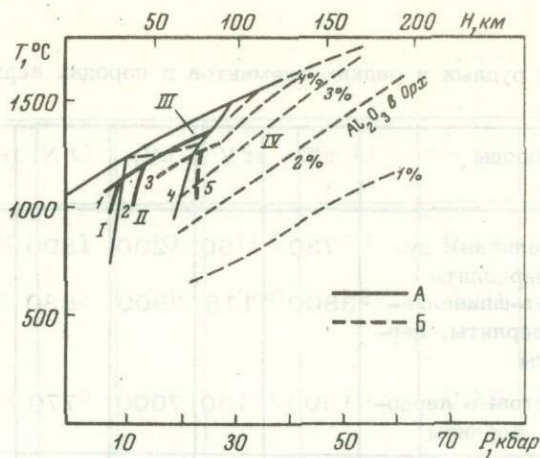


Рис. 2. Диаграмма сопоставления парагенезисов искусственных пиролитов, по Д.Х. Грину и А.Э. Рингвуду (1970), с полями парагенезисов природных включений:

А - плагиоклазового клинопироксенита, Б - гранатового вебстерита (Делигейт, Австралия; Irving, Green, 1970)

Парагенезисы пиролита: I - Pl - пиролит: Ol + Pl + Орх + Срх ; II - Рх - пиролит: Ol + Al - Орх + Al - Срх + Sp; III - Ol + Al - Орх + Al - Срх; IV - гранатовый пиролит: Ol + Орх + Срх + Ga. Парагенезисы включений: 1 - Ol + Срх + Pl; 2 - Срх + Pl + Ol + Sp; 3 - Срх + Pl + Ga + Sp; 4 - Срх + Pl + Ga; 5 - Срх + Ga, где Ol - оливин, Орх - ортопироксен, Al - Орх - алюминийсодержащий ортопироксен, Сср - клинопироксен, Pl - плагиоклаз, Sp - шпинель, Ga - гранат (пироп)

до гранатсодержащих пород (поля 1, 2, 3 кривая А, поля 4, 5 кривая Б). Следовательно, гранатовые вебстериты содержат потенциально плагиоклаз, и парагенезис конкретных включений зависит от P и T в мантии. Эти результаты хорошо увязываются с ранее полученными экспериментами по пиролитам (Грин, Рингвуд, 1970).

Петрографическое и минералогическое описание глубинных включений (считавшихся ранее "родственными" включениями) достаточно хорошо изучено А.П. Бобривичем и другими исследователями.

Петрографическое изучение образцов глубинных включений позволило установить, что слагающие их породы относятся как минимум к трем генетически различным типам.

I тип - шпинелиевые и гранат-шпинелиевые перидотиты, гранатовые лерцолиты, гранатовые клинопироксениты (глубинные мантийные эклогиты) с хромдиоксидом, пироповым и пиральспитовым гранатом, являющиеся ксенолитами дифференцированной мантии. Сюда же, согласно концепции Н.В. Соболева (1968; Соболев, Кузнецова, 1969) и Б.Г. Лутца (1970), должны быть отнесены также и алмазсодержащие эклогиты, представленные высоконатриевым омфацитом и гранатом гроссуляра-пироп-альмандинового состава.

II тип - оливинизированные эклогиты и их пегматоидные разности - гранат-шпинелиевые и гранатовые орто- и клинопироксениты, а также сегрегационные образования пироп-шпинелиевых оливинитов.

III тип - эклогитизированные породы низов фундамента и базальтового слоя, которые фиксируют реакции эклогитизации (Лутц, 1965, 1968).

I тип пород рассматривается как ксенолиты ныне дифференцированной верхней мантии. Дифференциация мантии, фиксирующаяся наличием природного ряда пироповый лерцолит - пироп - шпинелиевый лерцолит - шпинелиевый гарнбургит, является, видимо, следствием первичной эволюции вещества мантии при

Средние содержания рудных и редких элементов в породах верхней мантии и их

| Тип пород | Породы | Ti | V | Cr | Ni | Co | B | Sc |
|---|--|--------------|-----------|--------------|---------------|------------|------------|-----------|
| Породы дифференцированной верхней мантии (P=9-25 кбар) | Шпинелиевые дунит-лерцолиты | 730 | 50 | 3200 | 1800 | 175 | 90 | 19 |
| | Гранат-шпинелиевые верлиты, лерцолиты | 3800 | 115 | 2500 | 830 | 140 | 100 | 28 |
| | Гранатовые лерцолиты, верлиты | 1500 | 130 | 7000 | 770 | 100 | 110 | 89 |
| Собственно эклогиты (P=25-35 кбар) | Гранат-шпинелиевые диопсидовые эклогиты | 1300 | 120 | 3800 | 970 | 100 | 19 | 29 |
| | Собственно эклогиты | 2300 | 160 | 2100 | 560 | 74 | 23 | 53 |
| | Пиральспитовые эклогиты | 730 | 300 | 580 | 250 | 120 | 17 | 60 |
| | Алмазосодержащие эклогиты | 2500 | 250 | 390 | 120 | - | 12 | 60 |
| Измененные под воздействием кимберлита эклогиты и сегрегационные образования в трубках взрыва | Шпинелиевые оливиниты, дуниты | 300 | 25 | 2800 | 1800 | 120 | 90 | 7 |
| | Гранат-шпинелиевые оливинизированные хром-диопсидовые эклогиты | 1900 | 130 | 8900 | 1100 | 115 | 80 | 60 |
| | Гранатовые оливинизированные эклогиты | 1350 | 120 | 4900 | 1100 | 95 | 24 | 65 |
| Ультрабазитовые и базитовые формации поверхностных зон | Мантия в районе Урала (расчет) ¹ | 900 | 80 | 3100 | 1000 | 30 | 8 | 10 |
| | Гарцбургиты (альпинотипные) ¹ | 300 | 10 | 1300 | 1600 | 60 | 8,5 | 8 |
| | Океанические гарцбургиты ² | 160 | 70 | 5600 | 3400 | 94 | - | 17 |
| | Континентальные толеиты (траппы) ³ | 8150 | 186 | 210 | 165 | 34 | - | 74 |
| | Океанические толеиты ⁴ | 8900 | 292 | 297 | 97 | 32 | - | 61 |
| | Кимберлиты ⁵ Хондриты ⁶ | 14000 800 | 140 65 | 1500 3500 | 1000 16800 | 70 1000 | 150 1,6 | 20 9,4 |

Определения выполнены в лабораториях ИМГРЭ: Ti, V, Cr, Ni, Co - квантометрически, B, Sc - спектральным количественным анализом; Li, Rb, Sr, Na, K - фотометрией пламени; Nb - химически; Cu, Zn - спектроквантометрией. Алмазосодержащие эклогиты (трубка "Мир") - из коллекции А.А. Пономаренко.

производных (в г/т)

| Nb | Cu | Zn | Li | Rb | Sr | Br/Li | Na, % | K, % | Na/K | Кол-во анализов |
|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-------|-------|-------|------|-----------------|
| 3 | 47 | 100 | 1 | 40 | 165 | 40 | 0,14 | 0,18 | 0,78 | 4 |
| 4 | 130 | 100 | 3 | 35 | 200 | 12 | 0,10 | 0,15 | 0,67 | 7 |
| 2 | 50 | 50 | 2 | 33 | 150 | 16 | 0,19 | 0,16 | 1,19 | 3 |
| - | 70 | 160 | 5 | 50 | 140 | 10 | 0,20 | 0,14 | 1,43 | 4 |
| 4,5 | 49 | 110 | 7 | 30 | 155 | 4 | 0,24 | 0,16 | 1,50 | 6 |
| 4 | 15 | 140 | 7 | 37 | 120 | 5 | - | - | - | 3 |
| - | - | - | 18 | 40 | - | 2,2 | 1,05 | 0,44 | 2,38 | 4 |
| 1 | 25 | 70 | 1 | 34 | 100 | 34 | 0,14 | 0,19 | 0,74 | 5 |
| 2 | 75 | 50 | 4 | 50 | 170 | 12,5 | - | - | - | 3 |
| 3 | 125 | 80 | 4 | 40 | 190 | 10 | - | - | - | 4 |
| 3 | - | - | 2 | 30 | 140 | 15 | 0,38 | 0,13 | 2,9 | 40-50 |
| - | 20 | - | 1,2 | 31 | 68 | 25 | 0,05 | 0,06 | 0,7 | 10-40 |
| - | 46 | - | - | - | 165 | - | 0,145 | 0,015 | 9,8 | |
| 3 | 100 | 50 | 7 | 9 | 600 | 1,3 | 1,64 | 0,57 | 2,9 | |
| 30 | 77 | - | 9 | 10 | 130 | 1 | 2,02 | 0,12 | 16 | |
| 200 | 100 | - | 20 | 100 | 700 | 5 | 0,27 | 1,96 | 0,14 | |
| 0,5 | 100 | - | 2,7 | 3 | 11 | 1,1 | 0,68 | 0,88 | 7,7 | |

1 - мантия и гарцбургиты зоны глубинного разлома Урала, по С.Ф. Соболеву (1969); 2 - по Р.Л. Фишеру и С.Дж. Энгелю (1970), с дополнениями А.П. Виноградова и др. (1969); 3 - континентальные толеиты - траппы Сибирской платформы, данные авторов; 4 - по А.Е.Энгелю и др. (Engel a.o., 1965); 5 - по Дж. Харрису и другим (Harris, Middewort, 1969); 6 - по Б. Мейсону (1965)

отделении вещества протокры в доархейское время. Отделяющиеся расплавы должны были иметь базальтовый или андезит-базальтовый состав.

II тип пород представляет собой результат метасоматического взаимодействия пироповых пироксенитов (эклогитов) с кимберлитовой магмой в подкоровом очаге и в подводящем канале. При этом образуются породы промежуточных разностей между эклогитами и гранатовыми перидотитами.

Формирование кимберлитовых брекчий в трубках взрыва обязательно происходит при очень высоких давлениях, соизмеримых с давлениями в верхней мантии. Это положение вытекает из наличия в кимберлитах алмаза, который в условиях мантии и коры находится в метастабильном состоянии и при снижении давления переходит в графит (Банди и др., 1955; Безруков и др., 1966; Верещагин, 1965, 1967). Таким образом, термодинамические условия в подкоровом очаге и в канале трубки моделируют условия больших глубин, поэтому возможно формирование пород III типа, включающего эклогитизированные породы гранитного слоя, гнейсы, траппы, амфиболиты и другие породы.

Различие в генезисе пород включений находит полное отражение в закономерностях распределения в них рудных и редких элементов (табл. 3).

Гранатовые и гранат-шпинелиевые перидотиты мантии характеризуются весьма высокими содержаниями сидерофильных элементов — Cr, Ni, Co по сравнению с гипербазитами поверхностных формаций, являющихся остаточной магмой после отделения базальтовых магм. Соотношения элементов всегда таковы: $Cr > Ni > Co$. Повышенные содержания характерны для Ti, Cu, в особенности для V и W. Содержание скандия находится на уровне или несколько ниже, чем в гарцбургитах и равно его содержанию в хондритах. В то же время гранатовые перидотиты мантии резко обеднены литофильными редкими элементами — цирконием, ниобием, иттербием, содержание которых $\leq 1-2$ г/т.

Весьма характерно распределение натрия и калия. Гранатовые перидотиты содержат почти равные их количества — 0,19 и 0,16% соответственно. Для шпинелиевых перидотитов наблюдается некоторое преобладание калия над натрием — 0,14 и 0,18% соответственно. Собственно эклогиты характеризуются более низкими концентрациями Cr, Ni, Co, W и более высокими Ti, V, Sc. Значительно выше в них содержания литофильных элементов — циркония, ниобия, иттербия. Возрастает также количество натрия (до 0,24%) и калия (до 0,16%).

Особенно резко по сравнению с гранат-шпинелиевыми перидотитами отличается содержание рудных и редких элементов в алмазсодержащих эклогитах и пиральспитовых эклогитах. Так, количество титана в алмазсодержащих эклогитах максимально — до 4500 г/т, ванадия — до 380 г/т. Высокие содержания характерны для натрия — 1,05% и калия — 0,44% (значительно выше, чем в хондритах и даже в окзанических толеитах, и такие же, как в траппах). В то же время эти эклогиты содержат типично "базальтовые" концентрации хрома и никеля.

Общие тенденции изменения содержаний элементов в породах мантии показаны на рис. 3. График а отражает изменения в породах дифференцированной мантии выше волновода Гутенберга, график б — закономерности распределения в эклогитах и их разностях.

От гранатовых перидотитов к шпинелиевым увеличиваются содержания никеля, кобальта, бора, цинка и уменьшаются количества хрома, титана, ванадия, меди, циркония, скандия, ниобия и щелочей. Этот процесс вызван обеднением шпинелиевых перидотитов этими элементами в результате отделения базальтовых расплавов при дифференциации верхней мантии в течение всей истории Земли. Уменьшение концентраций достигает максимума при переходе к поверхностным интрузивным перидотитам. Одновременно в последних резко возрастает количество Na, K, Zr, Sc, Nb, что, по нашему мнению, отражает влияние корового материала на гипербазитовую магму.

Для всех изученных литофильных элементов характерны максимумы концентраций в гранат-шпинелиевых перидотитах (Ti, Cu, Zr, Nb) с одновременным минимумом для Cr. Столь закономерный скачок в концентрациях отражает геохимический рубеж между эклогитами мантии и гранат-шпинелиевыми перидотитами.

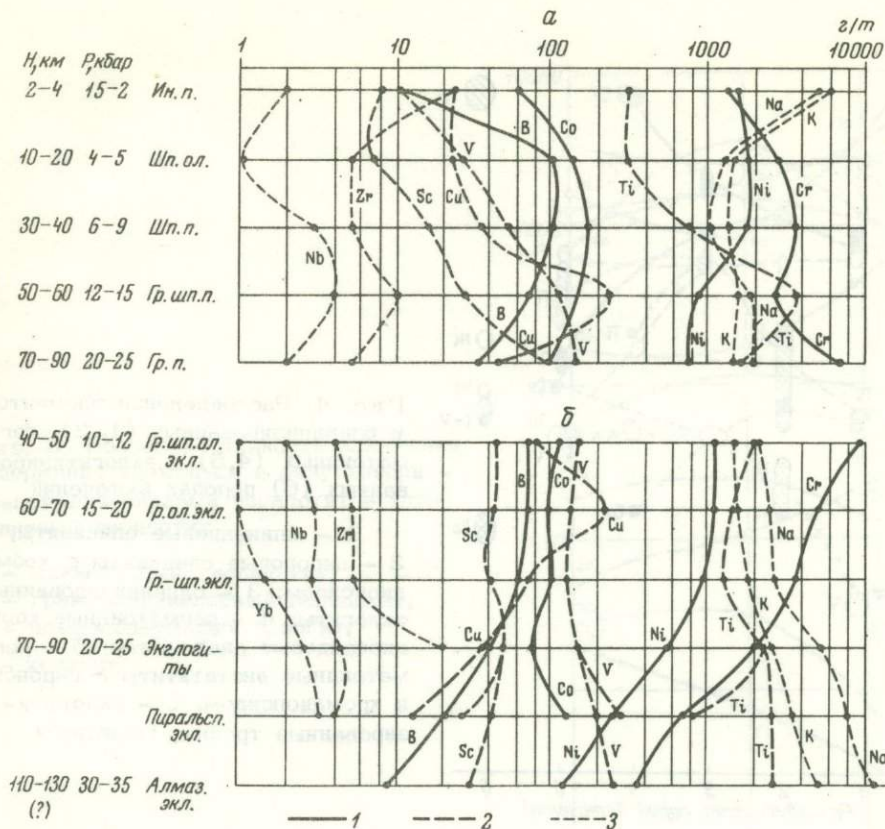


Рис. 3. Тенденции изменения содержаний рудных и редких элементов в дифференцированных породах верхней мантии (а) и в разновидностях эклогитов (б) при изменении в очаге

1 — элементы существенно мантийные; 2 — элементы, дающие различный уровень концентраций в эклогитах; 3 — литофильные элементы.

Для а — Ин. п. — интрузивные перидотиты; Шп. ол. — шпинелиевые оливины; Шп. п. — шпинелиевые перидотиты, дуниты; Гр.-шп. п. — гранат-шпинелиевые перидотиты; Гр. п. — гранатовые перидотиты (гранат-пироп). Для б — Гр.-шп. о. экл. — гранат-шпинелиевые оливинизированные эклогиты; Гр. ол. экл. — гранатовые оливинизированные эклогиты; Гр.-шп. экл. — гранат-шпинелиевые эклогиты; Пиральсп. экл. — пиральспитовые эклогиты; Алмаз. экл. — алмазосодержащие эклогиты

Взаимодействие эклогитов с кимберлитовой магмой приводит к формированию пегматоидных разностей с резким разделением Cr, Ti, Co, Ni (рис. 4). Также резко отличаются содержания Ti, Cr, Co в эклогитизированных породах III типа. По современным представлениям (Соболев, 1968), эклогиты залегают среди гранатовых перидотитов, образуя перемежающиеся линзы на глубинах более 50–90 км.

В мантийных эклогитах распределение рудных и редких элементов имеет совершенно иной характер (см. рис. 3, диаграмма б), чем в перидотитах. Наиболее выражена тенденция возрастания на 1,5 порядка концентраций хрома, никеля, бора и убывание натрия, калия, титана, ванадия, скандия, циркония, ниобия, иттербия. Содержания кобальта, меди, цинка почти не меняются. Конечные концентрации в гранат-шпинелиевых оливинизированных эклогитах смыкаются с концентрациями в гранатовых перидотитах.

Сопоставление содержаний элементов в собственно эклогитах с таковыми в пиральспитовых и алмазосодержащих эклогитах для таких элементов, как титан,

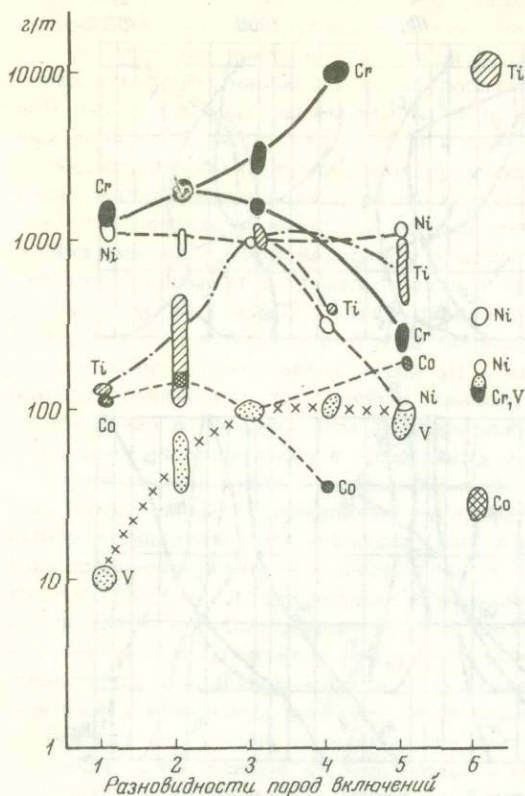


Рис. 4. Распределение элементов в оливинизированных (1-3), пегматоидных (4,5) и эклогитизированных (6) породах включений

1 - шпинелиевые оливиниты; 2 - пироповые оливиниты с хромдиоксидом; 3 - оливинизированные эклогиты; 4 - пегматоидные хромдиоксидовые диопсидиты; 5 - пегматоидные энстатититы с пиропом и хромдиоксидом; 6 - эклогитизированные трапсы, гранулиты

ванадий, скандий и, вероятно, для других литофильных элементов показывает возникновение "вилки" в характере распределения. В этих породах имеют место два уровня концентраций, отличных и от концентраций в обычных эклогитах, и от содержаний в гранатовых перидотитах.

Необходимо отметить, что алмазодержащие эклогиты, безусловно являющиеся породой фаций высоких давлений, помещаются по гипотезе Н.В.Соболева и Б.Г. Лутца в область волновода Гутенберга, т.е. на глубину более 130 км, только на основании присутствия в них алмазов, в которых имеются также включения минеральных парагенезисов высоких давлений. В то же время по своему химическому составу, составу пироксенов и гроссуляр-пироп-андрадитовых гранатов (Соболев, Кузнецова, 1969) алмазодержащие эклогиты очень близки к коровым эклогитам метаморфических пород (Медведева, 1965) и к эклогитам, развивающимся по гипербазитам (Удовкина, 1971), для которых, так же как и для алмазодержащих эклогитов, характерны высокие содержания титана, низкие - хрома и примерно такие же - ванадия, кобальта, никеля (Ti 0,11-0,7%; Cr 0,13-0,2%; V 0,03-0,12%; Co 0,02-0,03%; Ni 0,009-0,04% - Удовкина, 1971). Однако также количество натрия и калия. Специфические содержания рудных и редких элементов в алмазодержащих эклогитах выпадают также и из генеральной последовательности их распределения в ряду хондрит-гранат-шпинелиевый перидотит - шпинелиевый перидотит (рис. 5), фиксирующей общую направленность геохимической дифференциации верхней мантии на протяжении эволюции верхней мантии Сибирской платформы до мезозоя.

Таким образом, отнесение алмазодержащих эклогитов на большие глубины связано с определенными петролого-геохимическими противоречиями и требует большой осторожности, тем более, что метастабильный алмаз в системе алмаз - графит может образовываться в широком интервале давлений и температур (Банди и др., 1955; Безруков и др., 1966; Васильев, Ковальский, Черский, 1968; Вдовыкин, 1970; Верещагин, 1967; Петров, 1959).

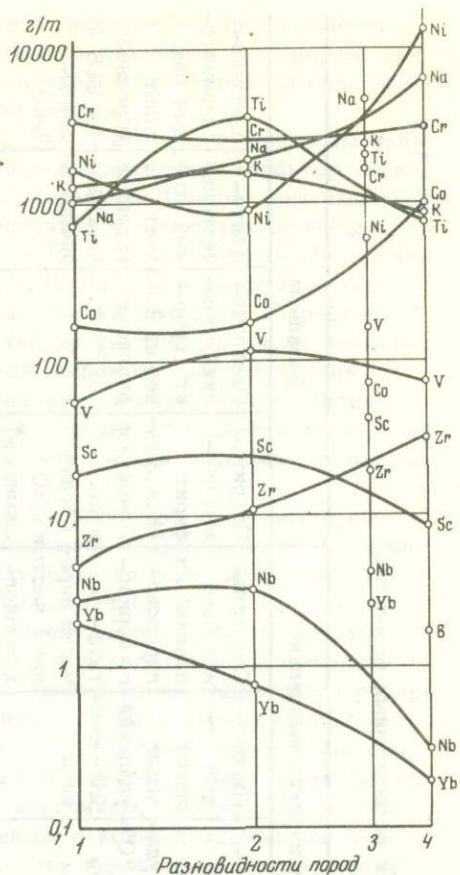


Рис. 5. Последовательность изменения содержаний элементов в ряду хондрит-гранат-шпинелиевый перидотит – шпинелиевый перидотит

- 1 – шпинелиевый перидотит;
- 2 – гранат-шпинелиевый перидотит;
- 3 – алмазосодержащий эклогит;
- 4 – хондрит

В то же время нельзя не отметить привлекательности идеи о таком, собственно, базальтовом веществе в области волновода Гутенберга, объясняющей многие сложные петрологические аспекты, связанные с возникновением базальтовых расплавов. Простейшие расчеты показывают (табл. 4), что при полном плавлении пироповых или алмазосодержащих эклогитов удаление всего 20% оливина (форстерита), приводит к формированию магмы, близкой по составу к высокоглиноземистым толеитам.

В то же время пироповые перидотиты, или лерцолиты, тоже способны дать расплав, близкий к пикриту, если допустить селективное плавление двух частей пироба и одной части хромдиоксида с химическими составами минералов включений (табл. 4, графа 9). Остаток, получающийся при удалении 15% такого "пикрита", отвечает по составу (в %) нормальному гарцбургиту: SiO_2 - 44,2; TiO_2 - 0,4; Al_2O_3 - 1,7; FeO (суммарное) - 8,1; MgO - 32,4; CaO - 1,9; Na_2O - 0,4; K_2O - 0,1. Частичное плавление эклогитов в естественных условиях дает стекло, отвечающее по составу меймечиту (А.П. Акимов, Ю.С. Геншафт, см. настоящий сборник).

Таким образом, в зависимости от исходного состава родоначального мантийного вещества и механизма выплавления образуются два типа мантийного магматизма: эклогиты могут дать большие массы базальтов толеитового ряда; гранатовые перидотиты и гранат-шпинелиевые перидотиты при глубинном магмообразовании разделяются на две контрастные ветви – толеитовые базальты и гипербазиты в соотношении 1:9 или 2:8. Первый тип широко проявлен на континентальных платформах, второй – в зонах глубинных региональных разломов в геосинклиналях и океанических хребтах. Образование характерной петрохимической и геохимической "вилки" в распределении элементов является основной закономерностью глубинного магмообразования. Мантийные перидотиты по содержанию рудных, редких и породообразующих элементов занимают промежуточное положение между породами, являющимися их дифференциатами.

Таблица 4

Сравнение химических составов эклогитов, теоретических выплавов и естественных базальтов

| Компо- ненты | Породы | | | | | Теоретические выплавки | | | Базальты | | | |
|--------------------------------|--|---|--|--|---|--|--|--|--|---|---|--|
| | Алмазо- носный эклогит (среднее из 7 ана- лизом, по Б.Г.Лутцу) | Эклогит метамор- фических комплек- сов Мюнх- берна (по И.Е.Мед- ведевой) | Эклогит из ультра- основных пород, Индия (по И.Е.Медве- довой) | Пиропо- вый эк- логит (трубка "Обна- женная") | Оливин из экло- гитовых вклю- чений | Алмазо- носный эклогит после уда- ления 20% оливина | Пиропо- вый эк- логит после удаления 20% оли- вина | Селектив- ная "вы- плавка" из пиропово- го перидо- тита - 2 части пиро- па + 1 часть хромдиоп- сида ("пи- крит") | Пикрито- вый пор- фирит (К.А.Жук- Почекутов и др., среднее из 30 анализов) | Океаниче- ский толе- ит (сред- нее из 110 анализов) | Контин- енталь- ный то- леит (среднее из 25 анализов) | Щелочно- оливинито- вый ба- зальт (среднее из 118 анали- зов) |
| | | | | | | | | | | По В.А. Кутолину | | |
| SiO ₂ | 45,35 | 50,10 | 44,21 | 43,00 | 40,64 | 46,81 | 44,90 | 48,78 | 43,08 | 49,15 | 49,22 | 45,83 |
| TiO ₂ | 0,87 | 5,60 | 0,24 | 0,53 | - | 1,08 | 0,68 | 0,20 | 1,29 | 2,09 | 1,48 | 3,06 |
| Al ₂ O ₃ | 14,40 | 15,86 | 17,86 | 14,88 | 0,10 | 17,90 | 19,46 | 14,15 | 8,96 | 15,09 | 15,18 | 14,99 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,66 | 7,45 | 3,42 | 0,15 | 1,90 | 4,07 | 0,19 | 0,47 | 5,46 | 3,35 | 3,18 | 3,90 |
| FeO | 8,70 | 14,76 | 7,89 | 11,00 | 5,40 | 9,45 | 12,54 | 6,45 | 8,93 | 7,56 | 9,33 | 8,43 |
| Cr ₂ O ₃ | - | - | - | 0,10 | 0,04 | - | 0,12 | - | - | - | - | - |
| MnO | 0,23 | 0,33 | 0,16 | 0,19 | 0,07 | 0,27 | 0,24 | 0,18 | 0,20 | 0,17 | 0,20 | 0,14 |
| MgO | 14,41 | 11,99 | 14,76 | 18,51 | 51,71 | 5,06 | 10,55 | 19,47 | 20,97 | 7,75 | 6,22 | 7,65 |
| CaO | 9,48 | 12,10 | 10,94 | 8,55 | 0,20 | 11,78 | 9,80 | 9,07 | 8,81 | 10,61 | 10,47 | 10,02 |
| Na ₂ O | 1,77 | 3,90 | 0,30 | 1,00 | - | 2,19 | 1,28 | 0,63 | 1,25 | 2,23 | 2,22 | 2,91 |
| K ₂ O | 1,12 | 0,90 | 0,10 | 0,25 | - | 1,36 | 0,32 | 0,05 | 0,73 | 0,30 | 0,75 | 1,18 |

Характер направленности процесса глубинной дифференциации элементов показан на рис. 6. Уровни концентраций элементов различны. На графике они выражены парами стрелок, при этом степень контрастности уровней содержания меняется во времени в процессе эволюции мантии.

Для доархейского периода (см. рис. 6, III) по сравнению с исходным хондритовым веществом дифференциация носит узко направленный характер. Векторы образуют узкие вилки, фиксирующие увеличение (вверх) или уменьшение (вниз) концентраций в гранатовых перидотитах и эклогитах. Резкое уменьшение концентраций характерно для Ni и Co, слабое — для Zr, Cr и Na.

Количество остальных элементов — K, Ti, V, B, Nb, Yb — в дифференциатах верхней мантии возрастает. Для условий океанических платформ и хребтов направленность дифференциации меняется в сторону увеличения числа элементов, образующих контрастные уровни. Такой характер распределения имеют Cr, Ni, Ti, K, при этом содержание калия в океанических толеитах остается на уровне его содержания в исходной породе. Убывание концентраций отмечается для кобальта, направленное возрастание — для ванадия, циркония, скандия, иттербия, натрия.

Магматизм континентальных платформ и геосинклиналей отмечается еще большей степенью контрастности уровней содержания. Распределение большинства изученных элементов — V, Ni, Cu — характеризуется этой особенностью. Убывают содержания Cr, Co и возрастают содержания Li.

Несмотря на некоторые отличия, уровни концентраций рудных и редких элементов в мантийных дериватах базальтового и перидотитового составов в целом в каждом из классов близки. На этом уровне резко выделяются содержания рудных и редких элементов в кимберлитах, глубина зарождения которых, по Б.Г. Лутцу (1970) и Н.В. Соболеву (1968), лежит ниже волновода Гутенберга. В отличие от толеитов и перидотитов кимберлитовая магма резко обогащена калием, натрием, титаном, бором, цирконием, ниобием и обеднена хромом. Подобные концентрации сопоставимы с концентрациями элементов в щелочных базальтах корового генезиса. Эту геохимическую специфику кимберлитов и обогащение их за счет ювенильных инфильтрационных растворов, обогащенных редкими элементами, отмечал ранее Л.С. Бородин (1963, 1968). Не исключено, что высокие содержания рудных и в особенности редких элементов — сюда можно отнести также уран и торий (А.П. Акимов и другие, см. настоящий сборник) — вызваны ассимиляцией этих элементов из корового материала.

В заключение следует еще раз обратить внимание на поразительное сходство алмазосодержащих и метаморфических (коровых) эклогитов не только по главным породообразующим, но и по некогерентным элементам (Ti, K, Cr, Ni и др.).

Указанная геохимическая особенность алмазосодержащих эклогитов обуславливает разработку сложных петрологических концепций для объяснения строения и состава верхней мантии. Одним из вероятных вариантов может быть следующий. Вещество протомантии (минимально дифференцированное) на ранних этапах эволюции Земли имело состав, адекватный составу алмазосодержащего (метаморфического, или корового) эклогита. Затем в результате интенсивной магмообразовательной деятельности, протекавшей в верхней мантии на уровне от поверхности Мохоровичича до верхней границы волновода Гутенберга, вследствие селективного выплавления различных базальтовых магм произошла дифференциация мантийного вещества указанного глубинного уровня. За счет процессов магматической дифференциации верхней мантии была сформирована ее верхняя часть, сложенная в настоящее время на разных глубинных уровнях под континентами шпинелиевыми, шпинель-гранатовыми, гранатовыми перидотитами и пироповыми эклогитами.

При этом допущении алмазосодержащие эклогиты слагают волновод Гутенберга и являются реликтом слабодифференцированной протомантии. Поэтому для выплавления магм, дающих начало базальтовым сериям, аналогичным по составу древним базальтам, необходимо понижение уровня генерации магмы до глубины залегания волновода Гутенберга. Таким образом, исходя из предпо-

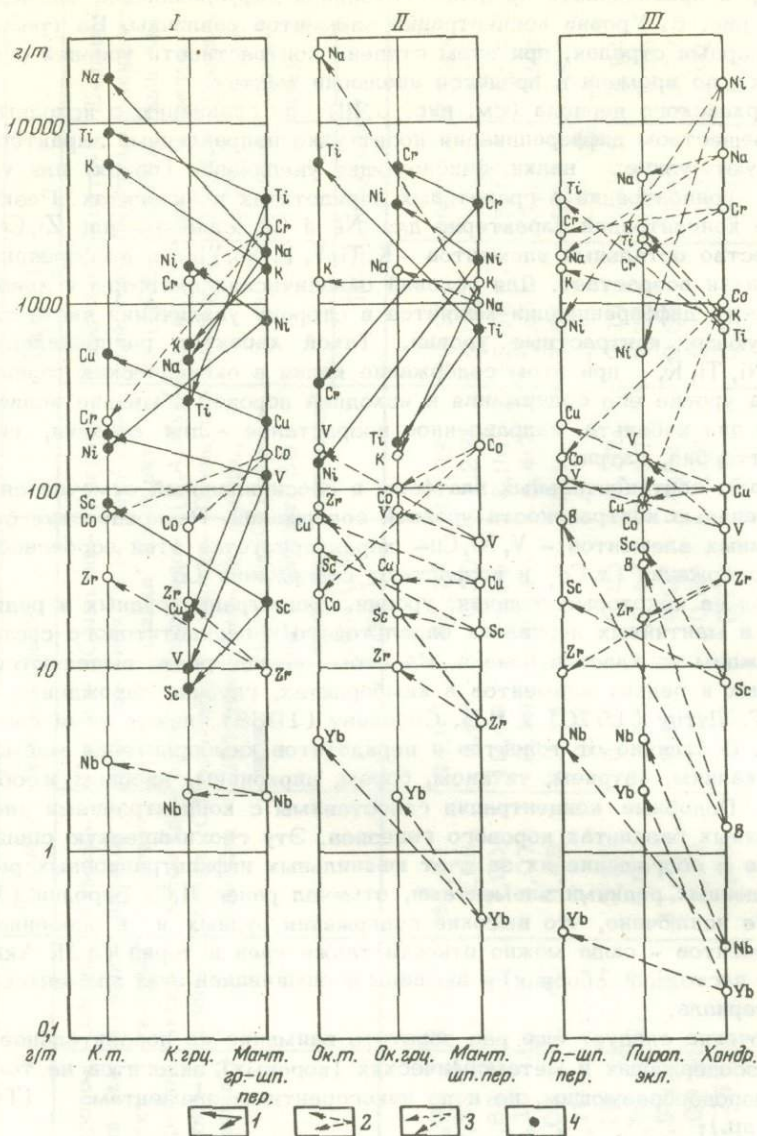


Рис. 6. Изменение направленности и характера геохимической дифференциации в верхней мантии

I — континентальные платформы и геосинклинали; II — океанические платформы и хребты; III — древняя доархейская дифференциация мантии.

1 — геохимическая "вилка" контрастных уровней дифференциации II типа; 2, 3 — узконаправленная глубинная дифференциация I типа; 2 — возрастание, 3 — убывание содержания; 4 — элементы с контрастной геохимической дифференциацией.

К.т. — континентальные толеиты; К. грц. — континентальные гарибургиты; Мانت. гр.-шп. пер. — мантийный гранат-шпинелиевый перидотит; Ок. т. — океанические толеиты; Ок. грц. — океанические гарибургиты; Мانت. шп. пер. — мантийный шпинелиевый перидотит; Гр.-шп. пер. — гранат-шпинелиевый перидотит; Пироп. экл. — пироповые эклогиты; Хондр. — хондрит

женной концепции, по мере магматической эволюции вещества верхней мантии, (т.е. по мере старения Земли) уровни генераций базальтовых магм опускались на все большую глубину.

Описанный выше характер изменения концентраций рудных и редких элементов в породах и производных мантии играет огромную роль в формировании глубинного рудогенеза. Перемещение мантийного материала вверх и погружение блоков нижней части коры вниз в условиях изменения Р и Т приводит не только к смене парагенезисов минералов (см. рис. 2), но и к обязательному образованию сброса избыточных элементов Si, K, Na, Fe (Лутц, 1970; и др.). Несомненно, что вместе с породообразующими элементами в глубинные сквозьмагматические ювенильные потоки вовлекаются рудные и редкие элементы, мигрирующие как в образующиеся магмы, так и в кристаллические породы верхних структурных этажей земной коры.

Дальнейшее геохимическое изучение этих процессов позволит выявить количественные характеристики глубинного рудогенеза и, возможно, потребует разработки кларков нового класса пород гранатовых перидотитов мантии Земли.

Литература

- Банди Ф.П., Холл Г.Т., Стронг Г.М., Венторф Р.Г. Искусственные алмазы. — Успехи физ. наук, вып. 4, № 52, 1955.
- Безруков В.А., Бутузов В.П., Варагин В.С., Воротейкин К.Ф., Кирова Н.Ф., Литвин Ю.А. Морфология кристаллов алмаза, синтезированного в широком интервале температур и давлений. — Зап. Всесоюз. минер. об-ва, ч. 95, вып. 1, 1966.
- Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., "Наука", 1966.
- Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., "Наука", 1968.
- Бородин Л.С. Карбонатиты и нефелиновые сиениты. — Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 8.
- Бородин Л.С. К проблеме океанических базальтоидных серий. — Сов. геол., 1968, № 6.
- Васильев В.Г., Ковальский Н.В., Черский Н.В. Происхождение алмазов. М., "Недра", 1968.
- Верещагин Л.Ф. К вопросу о механизме полиморфного превращения графита в алмаз. — Докл. АН СССР, т. 162, № 5, 1965.
- Верещагин Л.Ф. Физика высоких давлений и искусственные алмазы. — В сб.: Октябрь и научный прогресс, т. I. М., "Просвещение", 1967.
- Вдовыкин Г.П. Алмазы в метеоритах. Л., "Наука", 1970.
- Виноградов А.П. Химическая экология Земли. М., "Наука", 1969.
- Виноградов А.П., Удинцев Г.Б., Дмитриев Л.В., Канаев В.Ф., Непрочнов Ю.П., Петрова Г.Н., Рыкунов Л.Н., Коган Л.И. Строение рифтовой зоны Индийского океана и ее место в мировой системе рифтов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 10.
- Гладких В.С., Чернышева В.И. Редкие элементы в подводных эффузивах основного состава. — Геохимия, 1966, № 8.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Поля устойчивости глиноземисто-пироксеновых и гранатовых перидотитов и их значение в строении верхней мантии. — В сб.: Происхождение главных серий изверженной породы. Л., "Недра", 1970.
- Жук-Почекутов К.А., Гладких В.С., Леонтьев Л.Н. Ассоциация щелочных базальтоидов-базальтов Маймеча-Котуйской вулканоплутонической формации. — В сб.: Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М., "Наука", 1965.
- Ковальский В.В., Никишов К.Н. Некоторые вопросы генезиса ксенолитов в кимберлитах. — В сб.: Ксенолиты и гомеогенные включения. М., "Наука", 1969.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964.
- Кутолин В.А. Статистическое изучение химизма базальтов. Л., "Наука", 1969.
- Лутц Б.Г. Реакции эклогитизации в глубинных породах. — Геол. рудных месторождений, 1965, № 5.
- Лутц Б.Г. Реакция формирования эклогитов. — В сб.: Кора и верхняя мантия Земли. Доклады советских геологов на XXIII сессии МГК. М., "Наука", 1968.
- Лутц Б.Г. Реакции и ступени глубинного метаморфизма. Автореф. докт. дисс. М., 1970.
- Лутц Б.Г., Томашевская И.С., Галдин Н.Е., Акимов А.П. Парагенетический анализ глубинных пород и скорости распределения в них упругих волн при высоких давлениях. — В сб.: Природа сейсмических границ. М., "Наука", 1971.



- Маракушев А.А. Метаморфические фации глубинных зон и проблема миграции щелочей в земной коре. - Тезисы симпозиума по проблеме связи новых структур земной коры с глубинами. Киев, 1968.
- Медведева И.Е. Эклогиты. - В сб.: Геохимия, минералогия и петрография, 1963-1964 гг. М., "Наука", 1965.
- Мейсон Б. Метеориты. М., "Мир", 1965.
- Перчук Л.Л. Пироксен-гранатовое равновесие и фации глубинности эклогитов. - Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 11.
- Петров В.С. Генетическая связь алмазов с карбонатами кимберлитов. - Вестн. МГУ, серия биол., почвов., геол., геофиз., вып. 2, 1959.
- Соболев В.С. Современные петрологические теории и гипотезы в области образования магматических пород. - Зап. Всес. минерал. об-ва, ч. 86, вып. 2, 1957.
- Соболев В.С. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии. - Геол. и геофиз., 1964, № 1.
- Соболев Н.В. Ксенолиты эклогитов из кимберлитовых трубок как обломки веществ верхней мантии. - В сб.: Кора и верхняя мантия Земли. Доклады сов. геологов на XXIII сессии МГК. М., "Наука", 1968.
- Соболев Н.В., Кузнецова И.К. Минералогия алмазовосных эклогитов. - Докл. АН СССР, т. 167, № 6, 1969.
- Соболев С.Ф. Состав базит-гипербазитовой магмы зоны главного разлома Урала. Материалы IV Всесоюз. петрограф. совещания. Баку, Изд-во АН Азербайджанской ССР, 1969.
- Удовкина П.Г. Эклогиты Полярного Урала. М., "Наука", 1971.
- Фишер Р.Л., Энгель С.Дж. Лерцолит, анортозит, габбро и базальт, драгированные из поперечных разломов и рифтовой зоны Индоокеанского срединного океанического хребта. - Геохимия, 1970, № 6.
- Шейнманн Ю.М. Новые данные о базальтах океана и значение их для общей геологии. - Сов. геол., 1965, № 8.
- Ярошевский А.П. Зонное плавление мантии и некоторые проблемы первичной базальтовой магмы. В сб.: "Кора и верхняя мантия Земли. М., "Наука", 1968.
- Engel A.E.J., Engel C.G., Havens K. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. - Bull. Geol. Soc. America, v. 76, N 7, 1965.
- Harris P.G., Reay A., White I.G. Chemical composition of the upper mantle. - J. Geophys. Res., v. 72, N 24, 1967.
- Harris P.G., Middewort E.A. (1969). The evolution of kimberlites. - Lithos, v. 3, 1969.
- Hutchison R., Paul F.K., Harris P.G. Chemical composition of the upper mantle. - Mineral Mag., v. 37, N 290, 1970.
- Irving A.J., Green D.H. Experimental duplication of mineral assemblages in basic inclusions of the Delegete breccia pepars. - Phys. Earth Planet. Interiors, v. 3, 1970.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ГЕНЕЗИСА БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ И СОСТАВА ИХ МАНТИЙНЫХ ИСТОЧНИКОВ

Введение

Современное состояние геохимии базальтов — легкоплавких выплавок мантии — характеризуется существенным увеличением представительности и достоверности исходных фактических данных. Благодаря интенсивным океанографическим исследованиям в последние годы впервые получена глобальная характеристика химизма базальтов, а повышенное внимание к включениям мантийных пород в кимберлитовых трубках взрыва и щелочных базальтовых лавах привело к появлению довольно обширной информации о составе возможных мантийных источников базальтовых магм. Впервые также благодаря рейсам космических кораблей "Аполлон" и советских автоматических станций "Луна" появилась возможность сопоставить земные и лунные базальты и точнее оценить соотношение главных и второстепенных особенностей базальтового магматизма Земли (Виноградов, 1971; Гаст, 1973).

Наконец, что особенно важно, развитие ядерно-физической аналитической техники позволило резко повысить точность аналитических данных и открыло ряд принципиально новых возможностей. Показательным примером с этой точки зрения являются данные о содержании Са и Al в хондритах и ахондритах, полученные до и после 1960 г. (рис. 1). В последние годы появились достоверные аналитические данные о содержании микрокомпонентов в породах генетически связанных серий пород (дифференцированных базитовых и ультрабазитовых интрузий, базальтовых дифференцированных серий, лунных базальтов и метеоритов), доказывающие доминирующую роль фракционной кристаллизации в генезисе названных серий.

В основе современных представлений о происхождении базальтовых магм, эволюции базальтового магматизма и состава мантии лежит концепция дифференциации ультраосновного вещества мантии, аналогичного по составу хондритам, в результате явлений плавления и кристаллизации (Виноградов, 1959а,б, 1962; Виноградов, Ярошевский, 1965; Basalts, 1966; Goldschmidt, 1954).

Задачей настоящей статьи является анализ отобранных нами достоверных аналитических данных о содержании урана, тория, калия и рубидия в базальтах и их возможных мантийных источниках на основе математической модели фракционной кристаллизации и фракционного плавления. Предполагается, что закономерности поведения урана, тория, калия и рубидия при фракционной кристаллизации ультраосновных магм или фракционном плавлении ультраосновных пород могут быть аналогичны закономерностям фракционирования этих элементов при формировании базальтовых комагматических серий (Кравченко, 1969, 1970, 1971; Кравченко, Семенов, 1970).

Методика исследования

В качестве главного метода исследования закономерностей распределения урана, тория, калия и рубидия в базальтах и в их возможных мантийных источниках нами выбраны парные логарифмические графики (рис. 2 и 3). Они широко используются при геохимических исследованиях, в частности в работах Л. Аренса (Ahrns a.o., 1952, 1969а, б, 1970). С.Тейлора (Taylor, 1966), Д. Шоу (Shaw, 1968), Е. Шролла (Schroll, 1968), А. Масуды и Н. Накамура (Masuda, Nakamura, 1970) и многих других.

Логарифмические графики обладают рядом замечательных особенностей, превращающих их в эффективный метод исследования, причем никем, за исключением А. Масуды (Masuda, 1965), эти особенности полностью не использовались. Во-первых, как установлено многочисленными исследованиями, соотношения

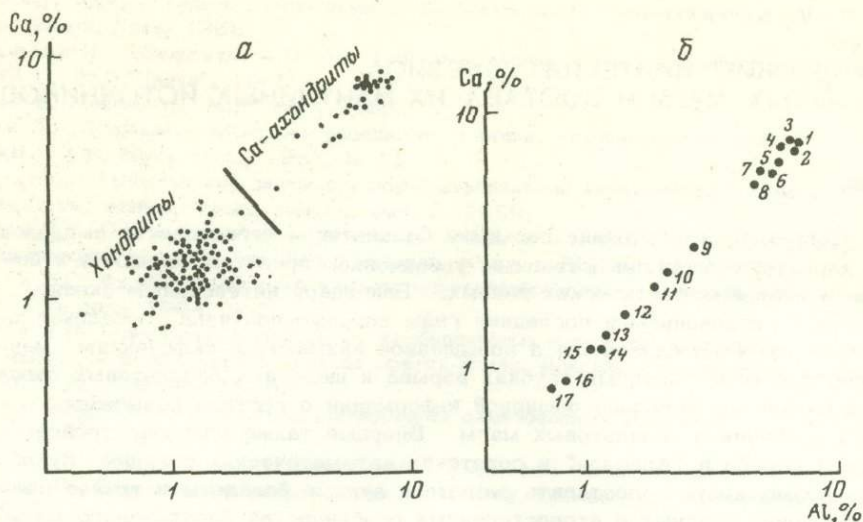


Рис. 1. Соотношение логарифмов концентраций кальция и алюминия в хондри-тах и базальтовых ахондритах

а — по аналитическим данным, полученным до 1960 г.; б — по данным, по-лученным после 1960 г.: 1-4 — эвкриты, 5-9 — говардиты, 10-17 — хондриты (Ahrens, von Michaelis, 1969a)

логарифмов концентраций калия, рубидия, урана, тория и некоторых других элементов в породах, представляющих собой последовательные дифференциаты, на логарифмических графиках линейны или близки к линейным, что является отражением физической сущности процесса фракционирования микрокомпонентов в закрытой системе при постоянном соотношении их комбинированных коэффициентов распределения¹.

Легко показать, что из уравнения фракционирования в закрытой системе двух микрокомпонентов вытекает пропорциональность логарифмов концентраций этих микрокомпонентов в последовательных фракциях, при условии сохранения примерно постоянного соотношения их комбинированных коэффициентов распределения (Кравченко, 1968; Рябчиков, 1965). Этот же вывод непосредственно следует из результатов изучения дифференцированных интрузий чисто эмпирически, причем фракционная кристаллизация дифференцированных интрузий в условиях, близких к условиям закрытой системы, доказывалась геологически-ми наблюдениями. Соотношение тангенса угла наклона прямой на парном логарифмическом графике, с помощью которой аппроксимирована тенденция изменения соотношений логарифмов концентраций двух микрокомпонентов, с комбинированными коэффициентами распределения микрокомпонентов может быть выражено уравнением: $\text{tg } \alpha = (K_1 - 1)/(K_2 - 1)$. В том случае, когда известен один из комбинированных коэффициентов распределения, может быть вычислен комбинированный коэффициент распределения любого микрокомпонента, связанного с первым условиями пропорциональности логарифмов концентраций в породах комагматической серии.

Если допустить, что возможны процессы фракционного плавления, являющиеся как бы зеркальными по отношению к процессам фракционной кристаллизации, то все описанные выше соотношения справедливы также и для процессов селективного плавления, принимаемых некоторыми исследователями в качестве главного механизма генерации базальтовых магм (Грин, Рингвуд, 1968; Йодер, Тилли, 1965; и др.).

¹ Отношение средневзвешенной концентрации в твердой фазе и концентрации в жидкой фазе в каждый данный момент.

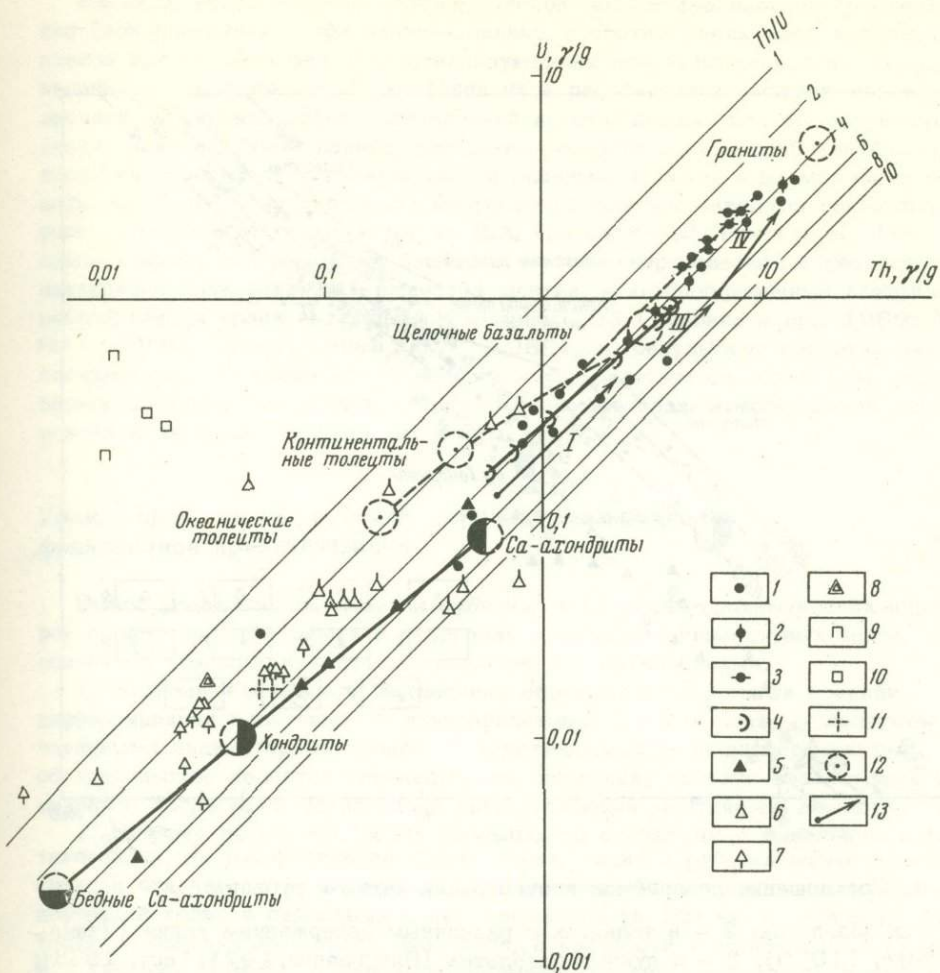


Рис. 2. Соотношение логарифмов концентраций урана и тория:

1 - в базальтах и породах двух дифференцированных серий (гамма-спектрометрия естественного излучения, точность 5%, Heier Rogers, 1963); 2 - в породах Тасманского долеритового силла (метод и точность те же, Heier, Rogers, 1963); 3 - базаниты Австралии (нейтронная активация, точность 3%, Green a.o., 1968); 4 - лунные базальты (масс-спектрометрия, точность 3%, Tatsumoto, Rosholt, 1970); 5 - лерцолиты из включений в базанитах Австралии (Green a.o., 1968); 6 - ультрабазиты нодулей континентальных областей; 7 - то же, океанических областей; 8 - дуниты; 9 - пироксениты; 10 - гранатовые перидотиты; 11 - хондриты (5-11 - нейтронная активация, точность лучше 5%, Wakita a.o., 1967); 12 - средние содержания в хондритах, кальциевых ахондритах, обедненных кальцием ахондритах, океанических толеитах (изотопное разбавление, точность 10%), континентальных толеитах, щелочных базальтах, гранитах (Tatsumoto a.o., 1965); 13 - в породах эффузивных базальтовых комагматических серий: I - вулкана Менделеева о. Кунашир, III - вулкана Кара-Даг северо-западной Армении, IV - вулкана Ишхансар юго-восточной Армении (гамма-спектрометрия естественного излучения, точность 12% для тория и 20% для урана, Кравченко, Семенов, 1970)

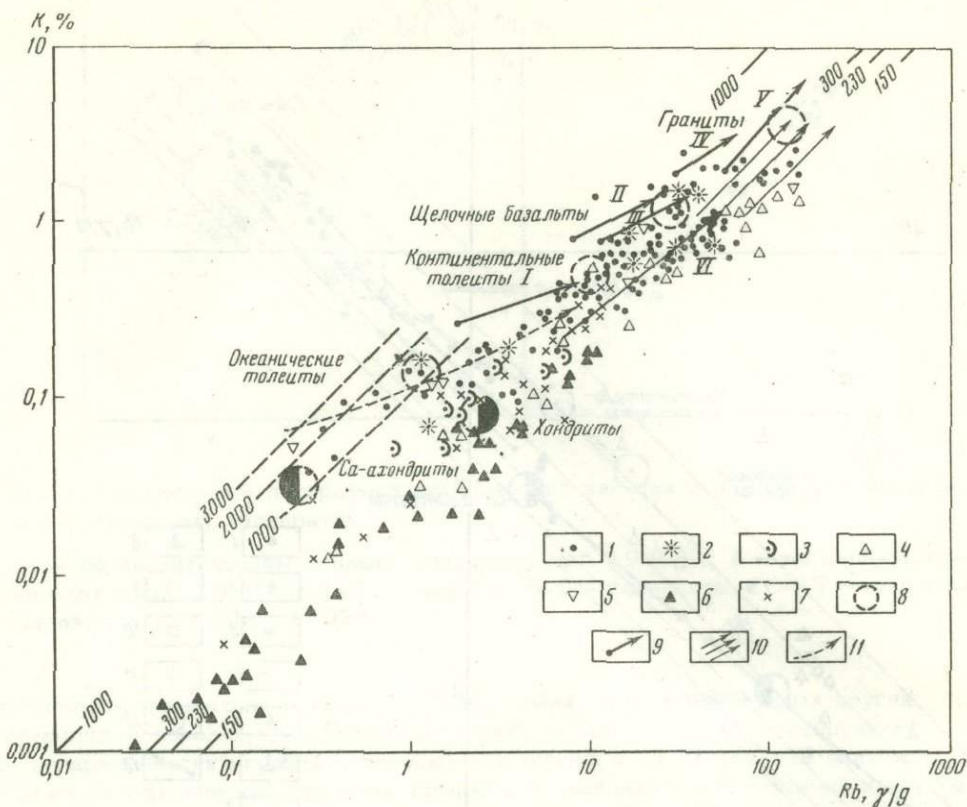


Рис. 3. Соотношение логарифмов концентраций калия и рубидия:

1 - в базальтах; 2 - в толеитах с различным содержанием калия (Jamieson, Clarke, 1970); 3 - в лунных базальтах (Виноградов, 1971; Гаст, 1973); 4 - в кимберлитах; 5 - в анортозитах; 6 - в ультрабазитах; 7 - в эклогитах; 1, 4-6 - гамма-спектрография при концентрации калия более 0,1% или атомно-абсорбционная спектроскопия при концентрации калия менее 0,1%, точность постоянно около 2%; при содержании рубидия более $10^{-4}\%$ (масс-спектрография) точность 5%, при содержании рубидия менее $10^{-4}\%$ - повторные определения и оптическая спектроскопия, точность 5-10% (Erlank, 1968); 8 - средние содержания в хондритах и кальциевых ахондритах (Erlank, 1968), океанических толеитах, континентальных толеитах, щелочных базальтах, гранитах (Tatsumoto a.o., 1965); 9 - характер изменения логарифмов концентраций калия и рубидия в породах комагматических серий; I - вулкана Менделеева о. Кунашир, II - вулкана Эбеко о. Парамушир, III - вулкана Кара-Даг северо-западной Армении, IV - вулкана Ишхансар юго-восточной Армении, V - вулканов Томмот, Джеконда, Якокут Центрального Алдана (пламенная фотометрия, точность 5% для калия и 12% для рубидия, Кравченко, 1970, 1972), VI - в породах дифференцированного силла Лосберг (Danchin, (1968); 10 - "главная тенденция" фракционирования (Shaw, 1968); 11 - "тенденция" фракционирования "океанических толеитов" (Shaw, 1968)

Наконец, использование математической модели фракционной кристаллизации (или плавления) при наличии данных о соотношениях масс исходных расплавов или твердых фаз и кристаллизующихся или выплавляющихся пород и о величинах комбинированных коэффициентов распределения микрокомпонентов позволяет рассчитать эффект фракционной кристаллизации или фракционного плавления. Пока исходные данные для таких расчетов весьма приблизительны, ценность их относительна и заключается главным образом в возможности показать, какие из предполагаемых соотношений следует заведомо исключить из рассмотрения. Так, если вслед за Д.Х. Грином и А.Э. Рингвудом (1968) предположить, что щелочные базальты могут генерироваться в результате селективного плавления 20% вещества мантии, а комбинированный коэффициент распределения урана составляет примерно 0,03 (Берзина и др., 1969; Nagasawa, Wacita, 1968; Onuma a.o., 1969), то результаты расчетов окажутся следующими: по сравнению с исходным хондритовым составом (см. рис. 2) базальты обогащены ураном примерно в четыре раза, а тугоплавкий ультраосновной остаток обеднен им в пять раз.

Уран, торий, калий, рубидий — индикаторы процессов фракционной кристаллизации

Выбор урана, тория, калия и рубидия в качестве геохимических индикаторов процессов, приводящих к генерации и эволюции базальтовых магм, обусловлен по крайней мере тремя главными обстоятельствами.

1. Названные элементы интенсивно обогащают остаточные фракции при дифференциации базитовых и ультрабазитовых магм и поэтому являются отчетливыми индикаторами процессов кристаллизационной дифференциации; это обстоятельство является определяющим, поскольку генезис базальтовых магм связан с процессами плавления и кристаллизации мантийного вещества.

2. Влияние процессов, дополнительных по отношению к плавлению и кристаллизации, на распределение урана, тория, калия и рубидия менее интенсивно и отличается по характеру. Подчеркивая независимость изменения концентраций калия и связанных с ним элементов (в том числе рубидия, урана и тория) в одноименных типах базальтов, в частности в толеитах, Д.Х. Грин и А.Э. Рингвуд (1968) предложили называть их некогерентными. Калий и связанные с ним элементы практически не входят в кристаллическую решетку мантийных минералов железа и магния, находящихся в них в шестерной и восьмерной координации и поэтому, как предполагается, должны легко извлекаться из пород мантии. Вслед за Р.Дж. Харрисом (Harris, 1957) Д.Х. Грин и А.Э. Рингвуд предположили, что калий и связанные с ним элементы могут быть заимствованы при подъеме магмы из вмещающих пород мантии в результате собирательного процесса, сходного с процессом зонной плавки. Некоторыми исследователями предполагается, что количество калия в базальтовых магмах может определяться также глубиной плавления, давлением паров воды, неоднородностью мантии и взаимодействием с корой (Gill, 1970; Jamieson, Clarke, 1970).

Сопоставление средних данных по толеитам (базальтам с нормативным гипертеном) показывает, что коэффициенты корреляции калия с фосфором, барием, рубидием, стронцием и цирконием имеют существенно высокие значения в отличие от коэффициентов корреляции калия с петрогенными элементами (см. таблицу). Такие соотношения могут быть интерпретированы и как следствие некогерентности калия (Грин, Рингвуд, 1968), и как результат резкого различия коэффициентов распределения калия и петрогенных элементов (Ярошевский, 1968). Следует подчеркнуть, что "некогерентность" калия возможна лишь в породах, не связанных соотношениями генетического родства. В породах, генезис которых связан с процессом фракционирования, в частности в породах любых дифференцированных серий, содержание калия, а также урана, тория и рубидия является функцией стадии фракционирования, а потому также тесно связано с изменениями концентраций петрогенных элементов.

Коэффициенты корреляции между компонентами
в выбранных средних анализах толеитов
(Jamieson, Clarke, 1970)

| Компо- ненты | K ₂ O | P ₂ O ₅ | TiO ₂ | Ba | Rb | Sr | Zr |
|-------------------------------|------------------|-------------------------------|------------------|------|------|------|------|
| K ₂ O | - | 0,89 | 0,85 | 0,76 | 0,76 | 0,86 | 0,84 |
| P ₂ O ₅ | 0,89 | - | 0,99 | 0,94 | 0,53 | 0,93 | 0,95 |
| TiO ₂ | 0,85 | 0,99 | - | 0,91 | 0,50 | 0,91 | 0,93 |
| Ba | 0,96 | 0,94 | 0,91 | - | 0,70 | 0,92 | 0,92 |
| Rb | 0,76 | 0,53 | 0,50 | 0,70 | - | 0,55 | 0,81 |
| Sr | 0,86 | 0,93 | 0,91 | 0,92 | 0,55 | - | 0,81 |
| Zr | 0,84 | 0,95 | 0,93 | 0,92 | 0,54 | 0,81 | - |

Некоторые геологические соотношения позволяют предположить, что наиболее существенную роль из возможных процессов обогащения базальтовых магм калием кроме доминирующих фракционного плавления и фракционной кристаллизации должен играть процесс инфильтрации трансмагматических щелочных (преимущественно калиевых) растворов в базальтовые магмы в стадию восходящего температурного режима (Кравченко, 1971). В то время как закономерности предполагаемых процессов инфильтрации щелочных растворов в базальтовые магмы пока не изучены, для соотношений, возникающих при фракционировании, существуют определенные критерии: сопряженность интенсивности фракционирования при прочих равных условиях с величиной комбинированного коэффициента распределения; линейность соотношений логарифмов концентраций некоторых микрокомпонентов и калия в породах генетически связанных серий; закономерное изменение типа относительного фракционирования микрокомпонентов с изменением щелочности магм. Все это позволяет с помощью парных логарифмических графиков различить соотношения концентраций урана и тория, калия и рубидия и других пар микрокомпонентов, вызванных фракционированием, от соотношений, возникновение которых связано с иными процессами.

3. Наибольшее количество достоверных аналитических данных по базальтам и их вероятным мантийным источникам, известных в настоящее время, относится именно к урану, торию, калию и рубидию.

Фракционирование урана, тория, калия и рубидия

Изучение характера распределения урана, тория, калия и рубидия, определенных методом гамма-спектрометрии естественного излучения и методом пламенной фотометрии в пяти базальтовых эффузивных комагматических сериях существенно различной щелочности, позволило установить некоторые общие закономерности фракционирования названных элементов (Кравченко, 1969, 1971; Кравченко, Семенов, 1970). В порядке возрастания щелочности изученные комагматические серии располагаются следующим образом: 1) кварц-толеитовая комагматическая серия вулкана Менделеева о. Кунашир (южные Курильские острова); 2) кварц-толеитовая комагматическая серия вулкана Эбеко о. Парамушир (северные Курильские острова); 3) кварц-толеитовая комагматическая серия вулкана Кара-Даг в северо-западной Армении; 4) оливин-толеитовая и отчасти щелочная комагматическая серия вулкана Ишхансар в юго-восточной Армении; 5) калиевая щелочно-базальтовая комагматическая серия вулканов Томмот, Джеконда и Якокут Центрального Алдана. Курильские базальтоиды являются четвертичными, базальтоиды Армении верхнеплио-

цен-четвертичными и калиевые базальтоиды Центрального Алдана – верхнеюрскими. Для этих пород характерно возрастание отношения квадрата суммы щелочей к кремнезему (серийный индекс Ритмана). При этом в первых трех сериях последовательно уменьшается количество нормативного кварца и гиперстена, а в андезито-базальтах вулкана Ишхансар появляется нормативный оливин (в некоторых трахиандезито-базальтах вместо нормативного гиперстена отмечается небольшое количество нормативного нефелина); в щелочных оливиновых базальтах Центрального Алдана появляется нормативный нефелин.

Тенденции фракционирования урана и тория, калия и рубидия в породах комагматических базальтовых серий были аппроксимированы в виде линий фракционирования, показанных на рис. 2 и 3. При формировании базальтовых комагматических серий толеитового характера о. Кунашир и северо-западной Армении коэффициенты распределения урана и тория были примерно одинаковыми, в то время как при формировании щелочно-базальтовой комагматической серии юго-восточной Армении комбинированный коэффициент распределения урана оказался несколько меньше и уран накапливался в поздних дифференциатах более интенсивно, чем торий, о чем можно судить по наклону аппроксимирующей прямой (под углом, большим 45° , см. рис. 2).

Изменение соотношений интенсивности фракционирования калия и рубидия при формировании изученных комагматических серий, о котором можно судить по наклону аппроксимирующей прямой, в общем сходно с таковым для урана и тория. С увеличением щелочности базальтовых магм тип фракционирования закономерно меняется. При формировании кварц-толеитовой комагматической серии о. Кунашир комбинированный коэффициент распределения рубидия был существенно меньше, чем комбинированный коэффициент распределения калия. Аналогичный тип фракционирования, при котором калиево-рубидиевое отношение быстро уменьшается, назван Д. Шоу (Shaw, 1968) типом океанических толеитов. При формировании комагматических серий о. Парамушир, северо-западной и юго-восточной Армении различие комбинированных коэффициентов распределения калия и рубидия было меньшим, чем в первом случае, причем оно уменьшалось в указанной последовательности. При формировании калиевой комагматической серии Центрального Алдана комбинированные коэффициенты распределения калия и рубидия были почти одинаковы. Последний тип фракционирования калия и рубидия, при котором их отношение остается примерно постоянным и сравнительно небольшим по абсолютной величине, назван Д. Шоу (Shaw, 1968) главным типом.

Изложенные выше данные свидетельствуют о том, что поведение урана, тория, калия и рубидия при дифференциации базальтовых магм, несмотря на различие их геохимических особенностей, было однотипным. Оно определялось главным образом динамикой процессов фракционирования базальтовых магм. Различие геохимических характеристик названных элементов сказывалось в разной интенсивности их фракционирования.

Характер изменения концентраций урана, тория, калия и рубидия в породах комагматических серий на логарифмических графиках может быть выражен в виде прямых линий, являющихся линиями регрессии (так, для логарифмов концентраций калия и рубидия в породах комагматической серии щелочной базальт – трахит Центрального Алдана коэффициент корреляции равен 0,63). Это означает, что названные элементы фракционировались при постоянном примерно соотношении комбинированных коэффициентов распределения. С другой стороны, в этом случае процесс формирования базальтовых эффузивных комагматических серий может быть аппроксимирован как направленная или фракционная кристаллизация в периферических магматических очагах либо вулканических каналах в сочетании с периодической транспортировкой магматических расплавов на поверхность.

Увеличение щелочности исходных базальтовых магм от толеитовой магмы о. Кунашир до щелочно-базальтовой магмы Центрального Алдана сказалось на изменении соотношений интенсивностей фракционирования микрокомпонентов в

пользу микрокомпонента с менее основными свойствами, что согласуется с концепцией Д.С. Коржинского (1959, 1960) о кислотно-основном взаимодействии компонентов.

Соотношения концентраций урана и тория

Данные по дифференцированному силлу Грейт Лейк в Тасмании (долериты зоны закалки, долериты нижней зоны, кварцевые долериты верхней зоны, фаялитовые гранофиры, гранофиры), показанные в верхней части диаграммы (см. рис. 2), являются в известной мере эталонными. Характерно, что коэффициент корреляции логарифмов концентраций урана и тория практически равен единице. Комбинированные коэффициенты распределения урана и тория при фракционировании были одинаковы и торий-урановое отношение не менялось, что выражается на диаграмме в наклоне линии, соединяющей точки пород дифференцированного силла, под углом в 45° (Heier a.o., 1965).

В верхней части диаграммы показаны данные для базальтов различных частей земного шара и двух комагматических интрузивных серий массивов Дулут и Южной Калифорнии (Heier, Rogers, 1963). Точки названных пород, а также базанитов (Green a.o., 1968) образуют на диаграмме узкий рой, вытянутый примерно под углом 45° . Существенно преобладают торий-урановые отношения, близкие к 4. Фракционирование урана и тория при формировании дифференцированных массивов Дулут и Южной Калифорнии происходило так же, как и при формировании силла Грейт Лейк - при равенстве их комбинированных коэффициентов распределения.

Коэффициент корреляции логарифмов концентраций урана и тория (определенных методом масс-спектрометрии) в лунных базальтах несущественно отличается от единицы (Masuda, Nacamura, 1970; Tatsumoto, Rosholt, 1970). Наклон прямой, соединяющей точки лунных базальтов, свидетельствует о несколько большей интенсивности фракционирования тория, чем урана.

Характерно соотношение логарифмов средних концентраций урана и тория в хондритах, кальциевых или базальтовых ахондритах и обедненных кальцием ахондритах (Tatsumoto a.o., 1965). Оно совершенно аналогично соотношениям, типичным для комагматических серий пород дифференцированных силлов и комагматических эффузивных серий. Эти данные, наряду с данными, полученными в последнее время по содержанию большого количества микрокомпонентов так называемой кальциево-алюминиевой группы в образцах метеоритов различных типов (Ahrens, Von Michaelis, 1969a, б; Ahrens, Danchin, 1970), являются геохимическим подтверждением гипотезы образования главных типов метеоритов в результате дифференциации хондритового вещества при процессах плавления и кристаллизации. Наклон прямой, соединяющей средние составы метеоритов на логарифмическом графике уран - торий (см. рис. 2), свидетельствует о том, что различие комбинированных коэффициентов распределения урана и тория было существенным, причем комбинированный коэффициент распределения тория, так же как и при формировании лунных базальтов, был меньше, чем комбинированный коэффициент распределения урана.

Линия, соединяющая средние составы океанических толеитов, континентальных толеитов и щелочных базальтов почти параллельна "метеоритной" линии дифференциации, в ходе которой происходит возрастание торий-уранового отношения (Tatsumoto a.o., 1965). В то же время при фракционировании магм щелочных базальтов, как это видно на рис. 2, торий-урановое отношение оставалось почти постоянным.

Соотношение логарифмов концентраций урана и тория в шпинелиевых лерцолитах, рассматриваемых как возможные мантийные источники базальтовых магм и содержащиеся в виде нодулей в базанитах Австралии, такое же как и в метеоритах, причем точки лерцолитов лежат непосредственно на "метеоритной" линии дифференциации (Green, Morgan, Heier, 1968). Точки ультраосновных нодулей мантийных пород в кимберлитовых трубках взрыва и в щелочных лавах океанических и континентальных областей (Wakita a.o., 1967)

группируются в вытянутый и несколько размытый рой, параллельный "метеоритной" линии дифференциации, но расположенный несколько выше ее. Небольшая часть данных, относящихся к ультраосновным нодулям с очень большими (более 10) или очень малыми (менее 1) величинами торий-уранового отношения, очевидно, не может быть интерпретирована с позиций кристаллизационной дифференциации или фракционного плавления.

Интересно, что немногие изученные пироксениты и гранатовые перидотиты характеризуются крайне низкими торий-урановыми отношениями. Если эти данные относятся к неизменным породам, то они могут рассматриваться как доказательство того, что ни пироксениты, ни гранатовые перидотиты не могут быть источником базальтовых магм. В целом континентальные нодули характеризуются большими содержаниями урана и тория, что может рассматриваться как следствие большей дифференциации континентальной мантии.

Соотношения логарифмов концентраций урана и тория в различных типах пород мантийного генезиса и в метеоритах в целом аналогичны соотношениям, характерным для пород базальтовых эффузивных дифференцированных серий различной щелочности. Большая часть приведенных данных распадается на группы, относящиеся к породам, связанным соотношениями генетического родства, обусловленного дифференциацией в результате явлений плавления мантийного вещества и кристаллизации. С увеличением щелочности предполагаемых мантийных источников базальтовых магм и самих базальтовых магм, параллельно с которым происходит возрастание концентраций урана и тория, закономерно изменяется тип фракционирования. Заметное преимущественное накопление тория при "метеоритном" типе фракционирования сменяется его незначительным накоплением при "лунном" типе и далее фракционированием при одинаковых примерно интенсивностях накопления урана и тория в остаточных фракциях.

Соотношения логарифмов концентраций урана и тория в породах и метеоритах свидетельствуют о том, что базальтовые магмы в большинстве случаев могут рассматриваться как непосредственные дифференциаты мантийных источников, состав которых аналогичен хондритам или дифференциатам последних - кальциевым ахондритам.

Соотношениями фракционирования, связанными с плавлением и кристаллизацией, нельзя объяснить образование мантийных источников базальтовых магм с очень низкими значениями торий-уранового отношения. Аналогичные трудности возникают и при попытках анализа проблемы генезиса океанических толентов.

Соотношения концентраций калия и рубидия

В качестве эталона соотношений логарифмов концентраций калия и рубидия в породах, образующихся в результате кристаллизационной дифференциации в условиях, близких к условиям закрытой системы, нами приведены данные по Трансваальскому дифференцированному силлу Лосберг (гарцбургиты, кварцевые нориты, кварцевые габбро, гранофиры; Danchin, 1968). Характерно, что коэффициент корреляции логарифмов концентраций калия и рубидия в породах силла несущественно отличается от единицы.

Базальты и их интрузивные аналоги представлены на диаграмме роем точек, вытянутым вдоль линий, характеризующих "главный тип" фракционирования Д.Шоу, и разветвляющимся в нижней части за счет точек океанических толентов, вытягивающихся в направлении состава базальтовых ахондритов. Д.Шоу отобрана 21 серия генетически связанных пород, в большинстве случаев базитов, точки составов которых на диаграмме расположены совершенно аналогично точкам базитов на рис. 3. На рис. 4 показаны линии регрессии, рассчитанные Д.Шоу для каждой из серий (Shaw, 1968). Точки лунных базальтов группируются в полосу, параллельную тенденции фракционирования океанических толентов (Виноградов, 1971; Гаст, 1973).

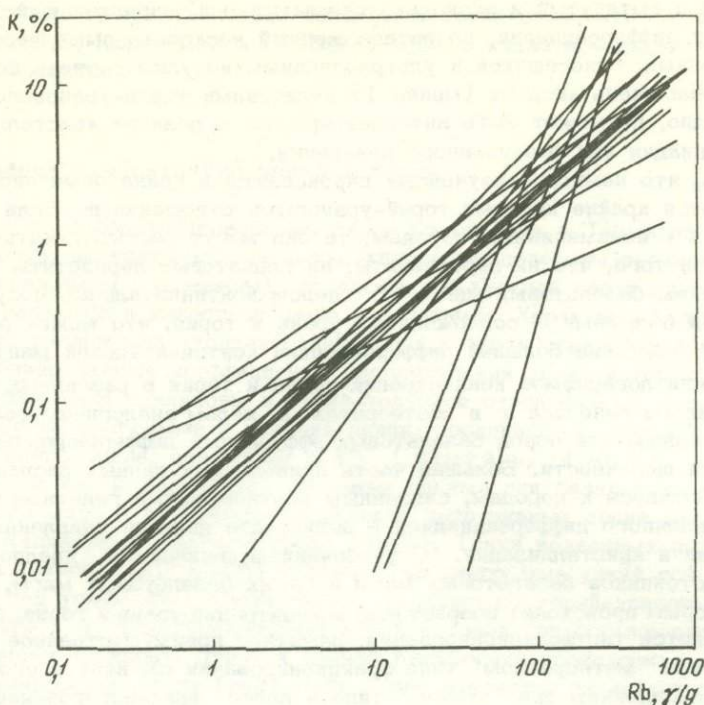


Рис. 4. Линии регрессии логарифмов калия от логарифмов рубидия, рассчитанные Д.Шоу (Shaw, 1968) для базальтов, диабазов, габбро, континентальных толеитов, континентальных щелочных базальтов, океанических толеитов, хондритов, ультрабазитов Скеергардского комплекса, Ловозерского комплекса, гранитов Новой Англии, Нигерии, Малой Лабы и других генетически связанных серий пород

Характерно, что базальтовые ахондриты обеднены калием и рубидием по сравнению с хондритами, в то время как соотношения концентраций урана и тория в хондритах и базальтовых ахондритах обратные. Обеднение кальциевых ахондритов щелочами и некоторыми другими относительно легколетучими элементами (свинец и другие) объясняется Р.Гастом (Gast, 1965), А.Масудой и Н.Накамурой (Masuda, Nacamura, 1970), а также другими исследователями процессами испарения, характерными для ранних стадий формирования Земли, Луны и некоторых других планет.

Линия, соединяющая средние составы океанических и континентальных толеитов (Tatsumoto а.о., 1965), почти параллельна рою точек океанических толеитов, а линия, соединяющая средние составы континентальных толеитов и щелочных базальтов, почти параллельна линии, соответствующей "главной тенденции" фракционирования.

Состав возможных мантийных источников базальтовых магм, если судить по положению на диаграмме точек эглогитов и ультрабазитов (возможных тугоплавких остатков, т.е. комплементарных по отношению к базальтам пород), может быть как кальциево-ахондритовым, так и хондритовым. Расположение точек составов кимберлитов, по-видимому, свидетельствует о связи их с хондритовым источником и, следовательно, о большей глубинности последнего по сравнению с кальциево-ахондритовым.

Соотношения логарифмов концентраций калия и рубидия в различных типах пород мантийного генезиса и метеоритах в целом аналогичны соотношениям, установленным для базальтовых дифференцированных серий различной щелочности. Базальтоиды, лунные базальты, породы ультраосновного состава, представляющие вероятные источники базальтовых магм и тугоплавкие остатки большей

частью группируются в коагматические ассоциации. Изменение наклона аппроксимирующих линий по мере роста щелочности базитовых или ультрабазитовых магм и вероятных мантийных источников базальтовых магм свидетельствует о том, что изменение типа фракционирования калия и рубидия было аналогичным тому, которое отмечено для базальтовых коагматических серий.

Судя по соотношению концентраций калия и рубидия в базальтах и в вероятных мантийных источниках базальтовых магм, в большинстве случаев базальты могут рассматриваться как непосредственные дифференциаты мантийных источников, состав которых аналогичен хондритам или кальциевым ахондритам.

В то же время явлениями фракционирования, связанными только с плавлением и кристаллизацией мантийного вещества, нельзя объяснить появление некоторых базальтовых магм, характеризующихся сравнительно высокими концентрациями калия и в то же время высокими значениями калиево-рубидиевого отношения. К таким магмам, например, следует отнести исходные магмы коагматических серий островов Кунашир и Парамушир.

Основные выводы

1. Процессы дифференциации, связанные с плавлением и кристаллизацией вещества мантии, отчетливо отражаются в закономерном изменении концентраций урана, тория, калия и рубидия в базальтах и вероятных мантийных источниках базальтовых магм. Результаты анализа достоверных аналитических данных свидетельствуют о том, что названный процесс является доминирующим, он определяет появление и эволюцию базальтовых магм и эволюцию состава верхней мантии. Наиболее вероятным дополнительным процессом, играющим ощутимую роль в эволюции базальтовых магм, является процесс инфильтрации щелочных (преимущественно калиевых) трансмагматических растворов в базальтовые магмы.

2. Зонное плавление верхней мантии кажется более предпочтительным в качестве механизма плавления мантии, поскольку селективное плавление мантии предполагает дискретность геохимических характеристик вероятных источников базальтовых магм и базальтов.

3. Существует две группы мантийных источников базальтовых магм, аналогичных по составу хондритам и кальциевым ахондритам. Поскольку кимберлиты связаны с хондритовым источником, последний следует рассматривать как относительно более глубокий по сравнению с кальциево-ахондритовым.

4. Развитие исследований по определению комбинированных коэффициентов распределения микрокомпонентов при кристаллизации базитовых и ультрабазитовых магм и изучение их зависимости от щелочности магм и давления позволит использовать модельные расчеты для суждения о возможных соотношениях базальтов с их источниками и тугоплавкими остатками. Достоверные аналитические данные о содержании в базальтах урана, тория, калия и рубидия позволяют с помощью парных логарифмических графиков исследовать вопросы, связанные с принадлежностью к коагматическим сериям, характеризующимся тем или иным типом фракционирования, а также с характером соотношений и степенью близости (примитивности) базальтов по отношению к вероятным мантийным источникам магм.

Литература

- Берзина И.Г., Кравченко С.М., Гурвич М.Ю., Золотарев Б.П. Определение концентраций урана и его пространственного распределения в кайнозойских базальтоидах по следам от осколков деления. - Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 8.
- Виноградов А.П. Метеориты и земная кора. - Изв. АН СССР, серия геол., 1959а, № 10.
- Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли. 1-е чтение кн. В.И. Вернадского. М., Изд-во АН СССР, 1959б.
- Виноградов А.П. Происхождение оболочек Земли. - Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 11.
- Виноградов А.П. Предварительные данные о лунном грунте, доставленном автоматической станцией "Луна-16". - Геохимия, 1971, № 3.

- Виноградов А.П., Ярошевский А.А. О физических условиях зонного плавления в оболочках Земли. - *Геохимия*, 1965, № 7.
- Гаст П.В. Химия земных и лунных базальтовых пород. М., "Наука", 1973.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. - В кн.: *Петрология верхней мантии*. М., "Мир", 1968.
- Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М., "Мир", 1965.
- Коржинский Д.С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий. - *Докл. АН СССР*, т. 128, № 2, 1959.
- Коржинский Д.С. Кислотность - щелочность при магматических процессах. - В кн.: *Гранито-гнейсы. Доклады сов. геологов на XXI сессии МГК. Проблема XIV*. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.
- Кравченко С.М. К геохимии дифференцированного силла Каменка (о.Сахалин). - *Докл. АН СССР*, т. 180, № 2, 1968.
- Кравченко С.М. Кислотно-основное взаимодействие компонентов при формировании базальтовых эффузивных дифференцированных серий. - *Докл. АН СССР*, т. 186, № 1, 1969.
- Кравченко С.М. Геохимические особенности кайнозойских базальтоидов островных дуг и континентов. - В кн.: *Связь поверхностных структур земной коры с глубинными*. Киев, изд-во "Наукова думка", 1970.
- Кравченко С.М. Поведение калия при кристаллизации базальтовых магм и генетические особенности базальтоидных формаций. - В кн.: *Вулканизм и глубины Земли*, т. 1, М., "Наука", 1971.
- Кравченко С.М. Калий и рубидий в богатых калием лавах и игнимбритах юрских вулканов Центрального Алдана. - *Геохимия*, 1972, № 8.
- Кравченко С.М., Семенов Г.С. Гамма-спектрометрическое определение урана, тория, калия и рубидия в кайнозойских базальтах, андезитах и дацитах Курильских островов и Малого Кавказа. - *Докл. АН СССР*, т. 193, № 2, 1970.
- Рябчиков И.Д. Термодинамический анализ поведения малых элементов при кристаллизации силикатных расплавов. М., "Наука", 1965.
- Ярошевский А.А. Зонное плавление мантии и некоторые проблемы первичной базальтовой магмы. - В кн.: *Земная кора и верхняя мантия Земли*. М., "Наука", 1968.
- Ahrens L.H., Pinson W.H., Kearns M.M. Association of Rb and K and their abundance in common igneous rocks and meteorites. - *Geochim. et cosmochim. acta*, v.2, 1952.
- Ahrens L.H., Danchin R.V. The chemical composition of the basaltic achondrites. - *Phys.Chem. Earth*, v. 8, 1970.
- Ahrens L.H., Michaelis H.von. The composition of stony meteorites (III). Some inter-element relationships. - *Earth and Planet Sci. Letters*, v. 5, 1969a.
- Ahrens L.H., Michaelis H. von. The composition of stony meteorites (V). Some aspects of the composition of basaltic achondrites. - *Earth and Planet Sci. Letters*, v. 6, 1969b.
- Basalts. Interscience, 1966.
- Danchin R.V. K and Rb in Losberg intrusion, Transvaal, South Africa. - *Earth and Planet Sci. Letters*, v. 5, 1968.
- Gast P.W. Terrestrial ratio of potassium to rubidium and the composition of Earth's mantle. - *Science*, v. 147, N 3660, 1965.
- Gill I.B. Geochemistry of Viti Levy, Fiji and its evolution as Island Arc. - *Contribs Mineral. and Petrol.*, v. 27, N 3, 1970.
- Goldschmidt V.M. *Geochemistry*, Oxford, 1954.
- Green D.H., Morgan I.W., Heier K.S. Thorium, uranium and potassium abundances in peridotite inclusions and their host basalts. - *Earth and Planet Sci. Letters*, v.4, 1968, p. 155.
- Erlank A.I. The terrestrial abundance relationship between potassium and rubidium. In: *Origin and distribution of the elements*. 1968.
- Jamieson B.G., Clarke D.B. Potassium and associated elements in Tholeiitic Basalts. - *J.Petrol.*, v. 11, N 2, 1970.
- Harris P.G. Zone-refining and the origin of potassium basalts. - *Geochim et cosmochim. acta*, v. 12, 1957, p. 195.
- Heier K.S., Rogers J.J.W. Radiometric determination of uranium, thorium and potassium in basalts and in two magmatic differentiation series. - *Geochim et cosmochim. acta*, v. 27, N 2, 1963.
- Heier K.S., Compston W., Dougall J.Mc. Thorium and uranium concentrations and the isotopic composition of strontium in the differentiated tasmanian dolerites. - *Geochim. et cosmochim. acta*, v.29, N 6, 1965.
- Masuda A. Geothermal and petrogenetic implication of the analysis of the distributional relationship between thorium and uranium. - *Tectonophysics*, v. 2, 1965, p. 69.
- Masuda A., Nacamura N. Evolution of Lunar materials in Light of the abundance variation of oxiphile trace element. - *Contribs Mineral. and Petrol.*, v. 29, 1970.

- Nagasawa H., Wacita H. Partition of uranium and thorium between augite and host lavas. — *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 27, N 4, 1968.
- Onuma N.H., Highuchi H., Wacita H., Nagasawa H. Trace element partition between two pyroxenes and the host lava. — *Earth and Planet Sci. Letters*, v. 5, 1969, p. 47.
- Schroll E. Abundances of the chemical elements in the main rock types of the lithosphere in relation to a system of correlation. In: *Origin and distribution of the elements*, 1968.
- Shaw D.M. A review of K-Rb fractionation trends by covariancanalysis. — *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 32, 1968, p. 573.
- Taylor S.R. The application of trace element data to problems in petrology. *Phys. — Chem. Earth*, v. 6, 1966.
- Tatsumoto M., Hedge C.E., Engel A.E.J. Potassium, rubidium, strontium, thorium, uranium and the ratio of strontium 87 to strontium 86 in oceanic tholeiitic basalt. — *Science*, v. 150, 1965, N 3698.
- Tatsumoto M., Rosholt J.N. Age of the Moon: An isotopic study of uranium-thorium-lead systematics of lunar samples. — *Science*, v. 167, 1970, N 3918.
- Wakita H., Nagasawa H., Ujeda S., Kuno H. Uranium and thorium contents in ultrabasic rocks. — *Earth and Planet Sci. Letters*, v. 2, 1967.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА НИЗОВ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Несмотря на то, что сейчас имеются убедительные данные в пользу выноса на поверхность Земли вещества с больших глубин, химический и минеральный состав пород, залегающих в низах коры и в верхней мантии неизвестен. Экспериментальные исследования при высоких давлениях и температурах вместе с комплексом геолого-геофизических данных позволяют приблизиться к познанию строения этих глубинных областей Земли. Минеральный состав породы определяет ее физико-механические (плотность, упругие модули, скорости распространения упругих волн и т.д.), тепловые (температуру плавления, теплоемкость, теплопроводность и т.д.) свойства, условия ее фракционирования. Поэтому знание минерального состава низов коры и верхней мантии позволяет понять природу сейсмических и электромагнитных границ, условия и механизм образования различных магматических серий (и отвечающих им по химическому составу изверженных горных пород), природу тектонических явлений и их связь с процессами магмообразования и метаморфизма.

Естественно, что основой для возможного представления о минеральном составе пород больших глубин служат экспериментальные данные по устойчивости отдельных породообразующих минералов и их парагенезисов в условиях высоких P - T параметров. При этом экспериментаторы исходят из следующих известных в настоящее время положений.

1. Геофизические данные и петрохимическое изучение горных пород континентов и океанов позволяют выделить два основных типа земной коры — континентальный и океанический, отличающихся по мощности (35 и 10 км соответственно), наличию "гранитного" слоя (в океанической коре он отсутствует), составу базальтовых лав (преимущественное развитие толеитов в океанах и пород с щелочным уклоном в их составах на континентах).

2. Кора явно отделяется от мантии, по сейсмическим данным (скоростям V_p и V_s), границей Мохоровичича. На этой границе V_p изменяется от 7,5 км/сек (минимум 6,5 км/сек) до 8,1 км/сек (минимум 7,9, максимум 8,5 км/сек).

Под океанической корой V_p колеблется в широких пределах — от 7,5 до 9,5 км/сек (Беляевский и др., 1970), V_s на границе Мохоровичича достигает 4,6 км/сек.

3. На границе Мохоровичича под континентами на глубине около 35 км давление составляет 10 кбар, температура, по разным оценкам, колеблется от 600 до 1200°C.

4. Верхняя мантия (по Гутенбергу, слой В) простирается до глубины около 400 км, где давление составляет около 130 кбар, а температура примерно $1500 \pm 300^\circ\text{C}$.

5. На глубине от 60 до 200 км расположен астеносферный канал сейсмических волн, в котором наблюдается снижение сейсмических скоростей V_p и V_s (V_s , например, до 4,3 км/сек).

6. По сейсмическим данным установлено, что первичные очаги зарождения базальтовых магм расположены на глубинах, превышающих мощность коры, т.е. в пределах верхней мантии (Вулканизм..., 1969).

7. Некоторые типы базальтовых лав (главным образом щелочные базальты) и особенно кимберлиты содержат различные по химическому и минеральному составу включения, которые либо являются продуктами кристаллизации вмещающей среды на определенных глубинах, либо были захвачены при подъеме магмы к поверхности.

Таким образом, установленные P - T параметры глубинных оболочек Земли определяют условия проведения экспериментов при моделировании глубинных процессов и составов глубинных пород, а петрографические и петрохимические данные определяют выбор объектов исследования.

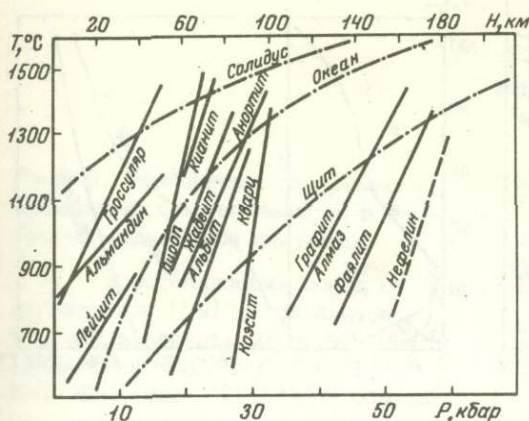


Рис. 1. Экспериментально установленные P - T границы устойчивости минералов в твердой фазе (по Clark, Ringwood, 1964)

"Солидус" - начало плавления пиролита при $P_{H_2O}=0$; "океан" и "щит" - геотермы под океанами и докембрийскими щитами соответственно

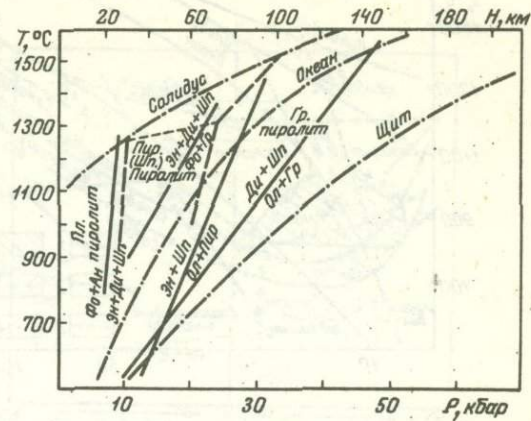


Рис. 2. Диаграмма состояния "пиролита" (по Green, Ringwood, 1970) и кривые минеральных реакций (Фации..., 1970)

Фо - форстерит; Ан - анортит; Эн - энстатит; Ди - диопсид; Шп - шпинель; Пир - пироп; Гр - гранат; Пл. пиролит - плагиоклазовый пиролит; Пир (Шп) - пиролит-пироксеновый (шпинелиевый) пиролит; Гр. пиролит - гранатовый пиролит; "солидус", "щит", "океан" - то же, что и на фиг. 1

Изучение стабильности отдельных минералов в условиях высоких давлений и температур показало, что при давлениях по крайней мере до 100 кбар и температурах до 1800 °C устойчивыми остаются форстерит (магнезиальный оливин), энстатит (магнезиальный ромбический пироксен), диопсид (кальциево-магнезиальный пироксен), ортоклаз (калийный полевой шпат), гранаты (альмандин, гроссуляр), магнезиальная шпинель. Такие минералы, как кремнезем, альбит, анортит (и их твердые растворы - плагиоклазы), дистен, лейцит, нефелин, фаялит, кальцит, слюды, амфиболы, неустойчивы в условиях высоких давлений и температур. Эти минералы либо испытывают фазовые превращения (кварц, кальцит, фаялит, силлиманит), либо распадаются с образованием плотных фаз - таких, как жадеит и гранаты, в том числе пироп (рис. 1). Фазами высокого давления, т.е. такими, которые термодинамически не стабильны при атмосферном давлении, являются жадеит, пироп, кианит, коэсит, стившовит, шпинелиевая модификация фаялита, алмаз.

Следует отметить, что больший интерес представляет устойчивость не отдельных минералов, а их парагенезисов или ассоциаций. В этом случае существенно то, какие ассоциации минералов изучаются и каковы количественные соотношения изучаемых фаз. В качестве примера можно указать, что ассоциация форстерит+анортит при давлении около 8 кбар и температуре 800-1200 °C переходит в ассоциацию энстатит+диопсид+шпинель. Ассоциация энстатит+шпинель при давлении 18-30 кбар и температуре 800-1400 °C переходит в устойчивую ассоциацию форстерит+пироп (Фации..., 1970). На рис. 2 представлены P - T параметры этих реакций и ряда других. В конечном счете именно устойчивость минеральных ассоциаций характеризует устойчивость горной породы в целом в тех или иных глубинных условиях.

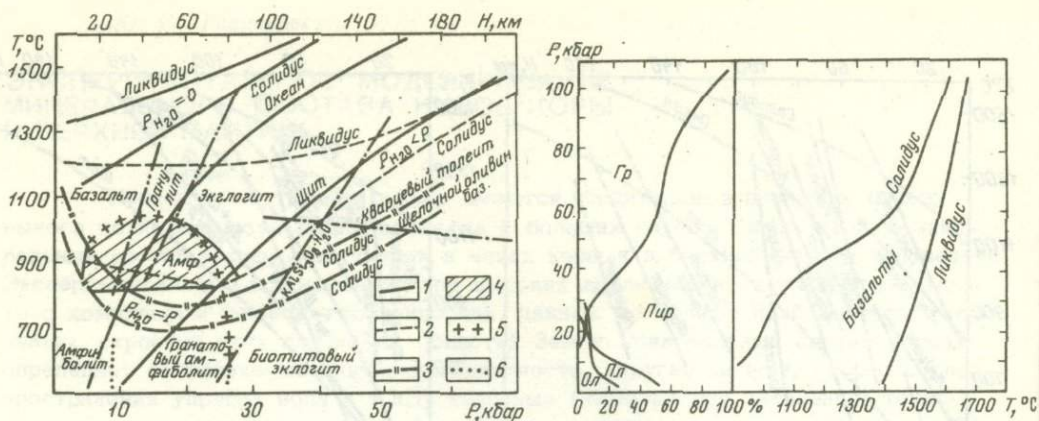


Рис. 3. Диаграмма состояния системы базальт + вода

1 - солидус и ликвидус базальта при $P_{H_2O} = 0$ (Грин, Рингвуд и др., 1968); 2 - солидус и ликвидус щелочного базальта при $P_{H_2O} < P_{нагр}$ (Геншафт и др., 1967a); 3 - солидус кварцевого толеита, щелочно-оливинового базальта при $P_{H_2O} = P_{нагр}$ (Essene et al., 1970); 4 - область кристаллизации амфибола по данным Ю.С. Геншафта и других (1967a); 5 - поле устойчивости амфибола (Амф); 6 - границы существования амфиболитов, гранатовых амфиболитов и биотитовых эклогитов. Показаны границы существования гидросанидина $KAlSi_3O_8 \cdot H_2O$ (по Seki, Kennedy, 1964) и флогопита (по Kushiro, Syono, Akimoto, 19676). "Океан", "шит" - то же что и на фиг. 1

Рис. 4. Изменение температур плавления базальтовых составов и содержания в них минералов под давлением при $P_{H_2O} \ll P_{нагр}$

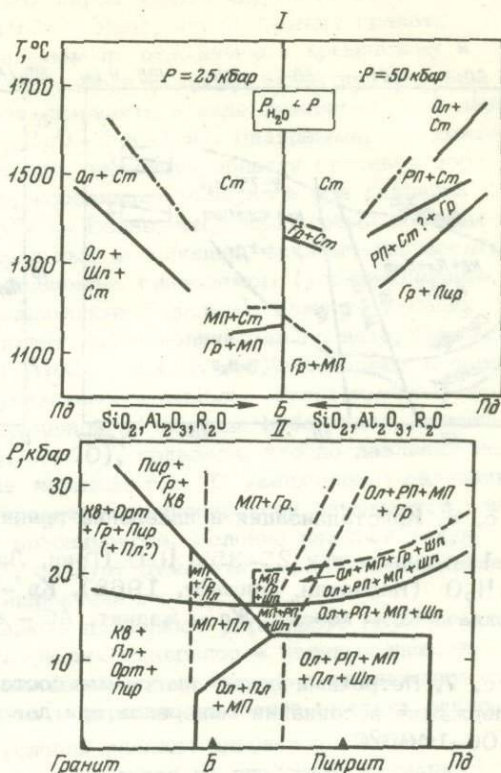
Гр - гранат; Пир - пироксен; Пл - плагиоклаз; Ол - оливин

Экспериментальные исследования сложных систем, близких по составу к естественным горным породам, и самих горных пород дают, пожалуй, больше всего информации относительно возможного минерального состава верхней мантии. Наиболее обширны в этой группе исследований работы с имеющими базальтовые составы образцами, которые проведены в Институте Карнеги (США) и в Канберрском университете (Австралия). Многие из опубликованных работ переведены на русский язык (Йодер, Тилли, 1965; Грин, Рингвуд и др., 1968; Происхождение..., 1970; и др.). Основной результат этих исследований сводится к установлению превращения базальтовой ассоциации минералов (плагиоклаз + пироксен + оливин + кварц) в эклогитовую (гранат + пироксен + оливин + кварц) при давлении около 15 кбар и температуре около $1000^\circ C$. Оно заключается в постепенном уменьшении количества плагиоклаза (до его полного исчезновения) и появлении граната. При этом пироксены обогащаются жадитовой составляющей, т.е. по составу приближаются к омфацитам. На рис. 3 дана принципиальная диаграмма изменения минерального состава от базальтового через гранулитовый к эклогитовому.

Конкретные параметры превращения и интервал перехода от базальта к эклогиту (т.е. зона существования гранулитовой ассоциации) зависят от типа базальтового химического состава. Экспериментальные исследования (Грин, Рингвуд и др., 1968; Наседкин и др., 1971; Ito, Kennedy, 1968), позволили выявить ряд характерных особенностей изменения минерального состава базальтов при этом превращении. С увеличением давления ($P > 30$ кбар и особенно при $P > 50$ кбар) растет содержание граната за счет пироксенов и уменьшается количество оливина в пикритовых составах, в щелочнобазальтовых

Рис. 5. Обобщенная диаграмма минеральных парагенезисов в различных силикатных системах

I - кристаллизация пород от перидотитов (Пд) до базальтов (Б) при давлениях 25 и 50 кбар (по данным Ю.С. Генштафта и В.В. Наседкина, 1968). II - кристаллизация пород от гранита до перидотита в субсолидусной области (по Ito, Kennedy, 1968). Температура солидуса определяется как $T_s(^{\circ}\text{C}) = 12,5 P (\text{кбар}) + 1050$. Ст - стекло, Ол - оливин, Шп - шпинель, МП - моноклинный пироксен, Гр - гранат, РП - ромбический пироксен, Пир - пироксен, Кв - кварц, Пл - плагиоклаз, Орт - ортоклаз



составах оливин исчезает при давлении 8–10 кбар. С увеличением давления уменьшается количество ортопироксена, хотя последний может кристаллизоваться в промежуточном интервале давлений, особенно в присутствии воды. При давлении в несколько десятков килобар кристаллизуется только клинопироксен. Процесс гранатизации приводит к заметному сужению температурного интервала расплавления базальтов различного состава и температурного интервала сосуществования жидкой и кристаллических фаз до нескольких десятков градусов. Эти закономерности кристаллизации базальтовых составов при высоких P - T параметрах показаны на диаграммах рис. 4.

Составы сосуществующих кристаллических фаз сильно зависят от P - T условий, особенно от температуры, ее отличия от температуры ликвидуса. Общей тенденцией при этом является увеличение содержания кальция и железа в гранате и щелочей в пироксене при понижении температуры кристаллизации. Расчеты показывают, что при переходе от базальтовой ассоциации минералов к эклогитовой плотность породы изменяется от 2,9–3,1 до 3,4–3,6 г/см³; V_p от 7,3 до 8,6 км/сек, а V_s от 3,7 до 4,7 км/сек. Большой интерес представляют исследования ультраосновных пород (перидотитов, пироксенитов), обогащенных в той или иной степени такими петрогенными базальтическими элементами, как Al, Ca, Ti, Na, K. Следуя схеме А.Э.Рингвуда (Ringwood, 1970), на P - T диаграмме породы такого состава должны представлять, по соответствующим парагенезисам, группы плагиоклазовых ультрабазитов (низкие давления), пироксеновых (или шпинелиевых) ультрабазитов (средние давления) и гранатовых ультрабазитов (высокие давления). Такого рода диаграмма представлена на рис. 2 и 9. Совершенно ясно, что существование подобной диаграммы обязано присутствию в составе ультрабазитов глинозема.

Экспериментальные исследования минералообразования в ультраосновных составах проводились на образцах лерцолитов (O'Hara, 1963; Ito, Kennedy, 1967; Kushiro, Syono, Akimoto, 1968), вебстеритов (Irving, Green, 1970), оливинитов (Генштафт и др., 1970), меймечита (Генштафт и др., 1968) и некоторых других

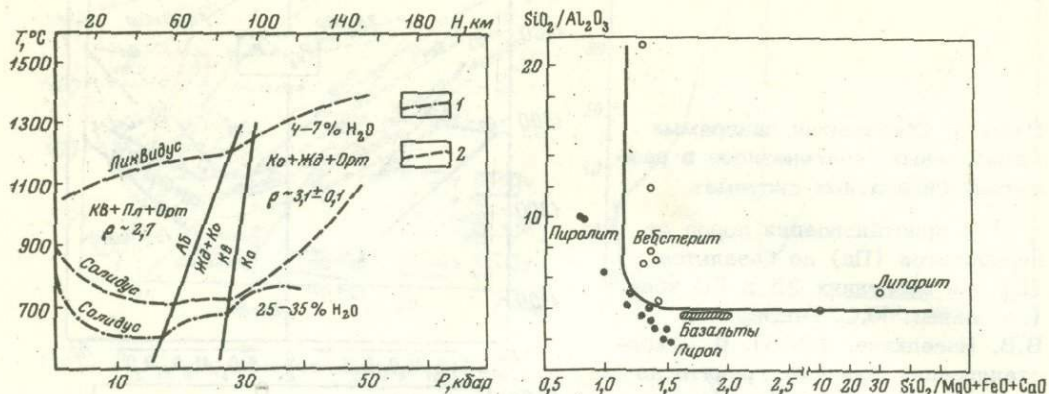


Рис. 6. Кристаллизация и плавление гранитоидов в присутствии воды

1 - данные при 25-35% H_2O (Грин, Ламберт, 1970); 2 - данные при 4-7% H_2O (Наседкин, Геншафт, 1968). Кв - кварц, Орт - ортоклаз, Пл - плагиоклаз, Кс - коэсит, Жд - жадеит, Аб - альбит, ρ - плотность, $г/см^3$

Рис. 7. Петрохимическая диаграмма составов, кристаллизующихся в гранат-содержащие ассоциации минералов при давлении 30-40 кбар и температуре 1200-1400°C

Залитые кружки относятся к гранатсодержащим составам, светлые обозначают составы, не содержащие гранат

пород, а также на искусственных смесях "пиролитового" состава (Грин, Рингвуд, 1970) и составах, переходных от перидотита к базальту (Геншафт и др., 1968; Ito, Kennedy, 1968). Установленные в этих исследованиях границы устойчивости парагенезисов минералов представлены на рис. 2, 5 и 9. Существенно то, что при высоких давлениях (свыше 30 кбар) высокотемпературная субликвидусная ассоциация минералов, обогащенная оливином, при снижении температуры сменяется ассоциацией минералов, сначала обогащенной пироксеновыми фазами, а затем и гранатом.

Таким образом, рассматривая вместе данные по кристаллизации пород основного и ультраосновного составов, необходимо отметить чрезвычайно большую роль гранатов и клинопироксенов как носителей значительного количества основных петрогенных элементов, в частности Si, Al, Ca, Na, K, Ti, Sr и ряда других, а также, вероятно, летучих, главным образом воды.

Для того чтобы можно было более представить себе возможное минералогическое строение глубинных зон коры и верхней мантии, необходимо рассмотреть кристаллизацию пород кислого состава в условиях высоких давлений и температур. Такого рода исследования были проведены на породах адамеллитового и липаритового составов (Грин, Ламберт, 1970; Грин, Рингвуд и др., 1968; Наседкин, Геншафт, 1968). Основным результатом этих экспериментов следует считать установление устойчивого парагенезиса минералов с калиевым полевым шпатом - ортоклазом до давлений по крайней мере 50 кбар. Плотные фазы при этих давлениях представлены жадеитом и коэситом. В небольшом количестве наблюдалась кристаллизация граната в опытах с адамеллитом (Грин, Ламберт, 1970). Взаимное расположение линий солидуса и ликвидуса для пород гранитоидного типа в присутствии разного количества воды показано на рис. 6. Вычисления плотности породы, раскристаллизованной в ассоциацию минералов жадеит + коэсит + ортоклаз, показывают, что она составляет в среднем $3,1 \pm 0,1$ $г/см^3$, т.е. существенно ниже плотности эклогита.

Для понимания условий кристаллизации граната в приведенных составах пород — от ультраосновных до кислых — необходимо рассмотреть фазовые диаграммы таких квазибинарных систем, как пироп — диопсид, энстатит — корунд, пироп — омфакит и других (Фации..., 1970). Ясно, что появление граната обусловлено обогащением породы глиноземом по отношению к кремнезему и соотношением пироксен—оливиновой составляющей с алюмосиликатной частью. Эти петрохимические соотношения можно выразить в виде функциональной зависимости отношений $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{SiO}_2/\text{MgO} + \text{FeO} + \text{CaO}$. Диаграмма, построенная в этих координатах (рис. 7), позволяет выделить области составов пород, кристаллизующихся в гранатосодержащие ассоциации минералов при давлении 30–40 кбар и температуре 1200–1400°C. Видно, что базальтовые составы могут раскристаллизовываться в минеральные ассоциации, чрезвычайно богатые гранатом. В то же время составы, обедненные глиноземом (ультраосновные, типа "пиролита") и фемическими составляющими (кислые), даже в условиях очень высоких давлений образуют незначительное количество граната. Пироксены типа вебстеритов с содержанием Al_2O_3 около 8 вес. % попадают в поле составов, не образующих гранат при указанных условиях. Эксперименты, выполненные автором вместе с В.А. Молчановой на образце вебстерита, описанном В.А. Кутוליным (Kutolin, Frolova, 1970), показали, что до давления около 40 кбар кристаллизации граната не наблюдается. С увеличением давления исходная ассоциация минералов ортопироксен + клинопироксен замещается клинопироксеном, растворяющим в себе ортопироксен. Условно называя такую породу "недосыщенной по глинозему", следует отметить высокое содержание глинозема в кристаллизующихся клинопироксенах.

Приведенные экспериментальные данные позволяют установить глубинное изменение составов основных породообразующих минералов — полевых шпатов, пироксенов, гранатов. Увеличение альбитовой составляющей в плагиоклазе стабилизирует устойчивость этого минерала в породах при более высоких давлениях, в предельном случае до P - T условий распада альбита на жадеит + кварц (см. рис. 1), так как анортит распадается на гроссуляр + кианит + кварц при меньших давлениях и температурах (Nagiya, Kennedy, 1968). Другими словами, в области перехода от базальта к эклогиту (т.е. при давлении 10–22 кбар) кристаллизуется более щелочной плагиоклаз, чем при давлениях в поле стабильности базальта. Для пироксенов с увеличением давления увеличивается растворимость глинозема и щелочей, в первую очередь натрия за счет образования жадеитовой составляющей. При этом в изобарно-политермических условиях с понижением температуры состав пироксенов в "эклогитовом" поле изменяется от близкого к диопсиду, т.е. субкальциево-магнезильного, до омфакитового. При одновременной кристаллизации граната в пироксенах заметно уменьшается содержание глинозема, т.е. молекулы Чермака. В области перехода от базальта к эклогиту, т.е. в области развития типично гранулитовых парагенезисов, состав гранатов изменяется от алмадин-гроссуляровых к гранатам, в значительной степени обогащенных пиропом (содержание пироба превышает 30–40 мол.%).

Экспериментальное изучение условий кристаллизации гранатов переменного состава имеет большое значение для генетической диагностики различных гранатосодержащих пород. В этом отношении для познания глубинного строения Земли исключительную ценность представляют исследования кимберлитов, ксенолитов в них и минеральных включений в алмазе, который большинством петрологов признается одним из наиболее барофильных природных минералов. Наибольшее внимание привлекают гранаты, обогащенные гроссуляром, в так называемых гроспидитах (Соболев, Зюзин, Кузнецова, 1966) и высокохромовые гранаты из алмазов и ряда ультраосновных включений в кимберлитах Якутии, Африки и других районов (Meuser, 1968; Соболев и др., 1969).

Опытным путем установлено, что состав гранатов, кристаллизующихся из различных силикатных составов при высоких давлениях, в значительной мере зависит от температуры кристаллизации, о чем уже выше упоминалось. Что касается влияния давления на состав кристаллизующихся гранатов, здесь получены противоречивые результаты. По данным И.Д. Мак-Грегора (MacGregor,

1965) и Д.Х. Грина (1970), с увеличением давления до 40 кбар содержание гроссуляровой составляющей растёт за счет уменьшения количества альмандина и пиропы в твердом растворе. По данным И.Куширо (Kushiro, Syono, Akimoto, 1967a), полученным при более высоких температурах - 1400 против 1000-1100^oC в опытах И.Д.Мак-Грегора и Д.Х. Грина, - с увеличением давления содержание гроссуляра в гранате уменьшается. Можно думать, что обогатенность граната гроссуляром в гроспидитовом парагенезисе минералов (гранат + пироксен + кианит ± кварц) в первую очередь связана со специфическим валовым составом породы - Al₂O₃ выше 20 вес. % и CaO около 15 вес. %, о чем, кстати, писал Д.Х. Грин, и низкими, относительно ликвидуса, температурами образования. Нельзя полностью исключить и роль высоких давлений, при которых значительно увеличивается количество граната за счет пироксена. Для субкальциевых пород это означает прежде всего переход кальциевой составляющей пироксенов в гранаты и существенное ошелачивание пироксенов, т.е. повышение в них содержания натрия. Ясно, что в настоящее время вопрос о происхождении гроспидитов нельзя считать окончательно решенным.

Важное значение для более глубокого понимания роли хрома в глубинных процессах и в минеральном составе глубинных зон Земли имеет открытие природных высокохромовых гранатов. Эксперименты по хромсодержащим системам только начались. К ним относятся прежде всего работы И.Д.Мак-Грегора (MacGregor, 1970) по влиянию хрома на реакцию пироксен + шпинель → → оливин + гранат, а также Ф. Зейферта и К. Лангера (Seifert, Langer, 1970) по кристаллизации хромового кианита. В этих исследованиях установлено, что, во-первых, увеличение содержания хрома в системе сдвигает кривые равновесия реакций в область более высоких давлений и температур, а во-вторых, вероятно, существует ограниченная смесимость хром- и глиноземсодержащих силикатных фаз, таких, как кианит и гранат. Реальность ограниченной смесимости изоэструктурных соединений в условиях высоких давлений ранее была показана в системе жадеит - диопсид в области давлений 30-40 кбар (Bell, 1967). Относительно граната этот вывод предположительно был сделан в работе автора и Ю.М. Быковой (Быкова, Геншафт, 1970) при синтезе гранатов в системе пироп - кноррингит. Предельная растворимость кноррингита в пиропе при давлениях до 80 кбар составляла в наших условиях около 50%. Была установлена также большая роль кальция при кристаллизации хромовых гранатов в сложных по составу силикатных системах. В указанных работах показано, что присутствие хрома в силикатных фазах свидетельствует о более высоких термодинамических параметрах их образования, т.е. о вероятной большой роли хрома в глубинных процессах минералообразования.

Одной из общих характерных тенденций изменения минеральных парагенезисов с увеличением давления (глубины) кристаллизации для основных и ультраосновных составов является уменьшение количества кристаллизующегося оливина. Это особенно характерно для базальтовых составов вплоть до пикритовых разностей (Геншафт и др., 1969). При этом, видимо, оливин по сравнению с пироксенами и гранатами достаточно "инертен" к таким элементам, как Al, Ca, Na, K и другим, т.е. его состав практически определяется соотношением форстерита и фаялита.

Исключительную важность имеют экспериментальные исследования систем с летучими при высоких давлениях и температурах. К сожалению, подавляющее большинство работ выполнено на системах, содержащих только одну летучую фазу - воду. В нескольких исследованиях имеются данные о влиянии углекислоты на процессы кристаллизации силикатных систем при высоких параметрах, например в работе Р. Хилла и А. Бетчера (Hill, Boettcher, 1970). В настоящее время установлено большое влияние высокого давления воды (или высокой концентрации воды в системе) на температуры плавления минералов и пород. На рис. 3 показано влияние содержания воды на параметры солидуса и ликвидуса некоторых базальтовых составов.

В данной работе главное внимание обращается на условия кристаллизации водосодержащих силикатных фаз и на влияние высокого давления воды на характер кристаллизующихся минералов из силикатных расплавов. Представляет интерес установление предельных $P-T$ параметров кристаллизации таких минералов, как слюды, амфиболы, которые известны в минеральных ассоциациях пород от гранитоидов до ультрабазитов. Г.С. Йодер и К.Э. Тилли (1965) показали, что с увеличением давления воды в базальтовых расплавах происходит обильная кристаллизация амфиболов, причем при $P_{H_2O} > 10$ кбар наступает полная амфиболизация породы. В наших опытах (Геншафт и др., 1967а, б) было установлено, что в условиях $P_{H_2O} < P_{нагр.}$, но в присутствии достаточно большого количества воды (около 4 вес. %) при температуре ниже $1000^{\circ}C$ и давлении до 25 кбар вместо пироксенов из базальтового расплава кристаллизуются амфиболы. В субсолидусной области наблюдалась амфиболизация породы. Одновременно с этим в условиях повышенной щелочности породы кристаллизуются слюды типа биотита, причем с увеличением давления железистость слюд уменьшается, так что при давлении 25 кбар фиксировалась высокотемпературная кристаллизация флогопита. Таким образом, была экспериментально доказана возможная магматическая кристаллизация амфиболов и слюд в условиях больших глубин. В то же время уже в работе по кристаллизации щелочного базальта (Геншафт и др., 1967а) было установлено, что в условиях нарастания содержания воды в расплаве с увеличением давления температурная область кристаллизации амфибола сначала расширяется, достигая максимальной величины в области давлений около 12 кбар при верхнем температурном пределе кристаллизации около $1100^{\circ}C$, а затем сужается, причем при давлении 25 кбар температура начала кристаллизации амфиболов из расплава составляет около $950^{\circ}C$.

По данным И.Б. Ламберта и П. Уилли (Lambert, Wyllie, 1970), а также Е. Эссена и других (Essene et al., 1970), роговая обманка в условиях избытка воды при давлениях свыше 25 кбар становится нестабильной и распадается на пироксен и гранат. В работе Р. Хилла и А. Бетчера (Hill, Boettcher, 1970) установлены поля кристаллизации амфиболов из расплава толеитового базальта, насыщенного водой и смесью воды и углекислоты. Аналогичные результаты по устойчивости амфиболов в ультраосновных системах были получены в экспериментальных условиях (Green, Ringwood, 1970). Следует отметить, что, согласно всем известным в настоящее время данным, переменное содержание воды в системе не очень сильно изменяет поле кристаллизации амфиболов. Более того, по данным Р. Несбитта и Д. Гамильтона (Nesbitt, Hamilton, 1970), при меньших содержаниях воды амфибол устойчив до более высоких температур. Таким образом, представленная на рис. 3 граница существования амфиболов (штриховкой показано поле кристаллизации амфибола в наших исследованиях с щелочным базальтом), вероятно, определяет условия их кристаллизации в любых силикатных системах, содержащих произвольное количество воды. Предельное давление существования амфиболов составляет около 30 кбар, предельная температура $1100^{\circ}C$. Граница существования амфибола определяет верхний предел существования амфиболитовой фации метаморфизма (см. рис. 3).

Судя по ряду публикаций, слюды могут существовать при более высоких давлениях. Так, по данным Д.Х. Грина и А.Э. Рингвуда (Green, Ringwood, 1970), в ультраосновных составах наблюдалась кристаллизация слюды при давлении 40 кбар. Однако экспериментальными исследованиями была показана нестабильность слюд при давлениях свыше 40 кбар, причем, по-видимому, с увеличением железистости, т.е. при переходе от биотитовых составов к флогопитовым, распад слюд на гранатсодержащие ассоциации минералов сдвигается в область меньших давлений (Марков и др., 1966, 1968; Kushiro, Syono, Akimoto, 1967б). Граница распада флогопита, по И. Куширо и другим, показана на рис. 3. Если принять во внимание распределение температур по глубине, предложенное С.П. Кларком и А.Э. Рингвудом для океанических бассейнов и докембрийских щитов (Clark, Ringwood, 1964), то станет очевидным, что об-

ласть распространения амфибол- и слюдосодержащих пород может располагаться при любых концентрациях воды только в верхних 100–120 км толщи Земли.

Экспериментальными исследованиями на водосодержащих системах при высоких давлениях установлена кристаллизация ранее неизвестных гидратированных силикатов. При давлениях в несколько десятков килобар были получены такие минералы, как гидросанидин (Рябинин и др., 1966; Seki, Kennedy, 1964) и водосодержащие ромбические пироксены (Sclar, 1970; Sclar et al., 1968).

Наши исследования по кристаллизации ряда магнезиальных гранатов в присутствии некоторого количества воды при высоких давлениях позволяют считать гранаты мантии потенциальными носителями воды в гидроксильной форме. На возможность образования гидратированных гранатов при высоких давлениях указывал В. Файф (Fyfe, 1970). Образование гидратированных силикатных фаз при высоких давлениях связывают с изоморфным замещением части групп $[\text{SiO}_4]^{4-}$ на гидроксильные группы $[\text{OH}]^{4-}$ (Fyfe, 1970). Такого рода образования обладают высокой термической устойчивостью и, по-видимому, могут существовать при низких давлениях. Гидроксилсодержащие ромбические пироксены с пониженным содержанием кремнезема были найдены в чарнокитах Северной Карелии (Шемакин, Афанасьева, Терентьева, 1967). Не исключено, что частичная гидратация пироксенов и других силикатов может осуществляться в широком интервале давлений и температур.

Приведенные особенности кристаллизации водосодержащих минералов позволили предположить, что в глубинах верхней мантии, приуроченных к волноводу, вода может существовать как самостоятельная фаза, находящаяся в надкритическом флюидном состоянии. Если это так, то флюид играет большую, возможно определяющую, роль в процессах мантийного магмообразования, изменения химического и минерального состава при инфильтрации флюида. Для силикатных расплавов влияние воды на происходящие в них процессы достаточно подробно освещено в работах А. Кадика, И.И. Хитарова, В.А. Жарикова, Г. Кеннеди, И. Куширо и других (Жариков, 1969; Куширо, 1969; Kadik, Khitarov, 1970).

Рассмотрим некоторые результаты, полученные по изменению составов кристаллизующихся минеральных фаз под влиянием давления воды. В присутствии воды из базальтового расплава кристаллизуется более кальциевый плагиоклаз, а пироксены и амфиболы обогащаются алюминием в четверной координации и оказываются неполностью насыщенными кремнеземом. Эти данные были получены Д.Х. Грином и А.Э. Рингвудом (1970) на высокоглиноземистом кварцевом толеите, андезитовом базальте и андезите. Большой интерес в этой связи представляют данные Н. Сигурдсона и Г. Броуна (Sigurdsson, Brown, 1970) по составам вкрапленников оливина и плагиоклаза в образце оливинового толеита (Исландия) с необычным соотношением окисного и закисного железа: 8,98% Fe_2O_3 и 0,38% FeO . Такой состав, связан с очень высоким окислительным состоянием базальта при его кристаллизации. Оказалось, что оливин близок по составу к чистому форстериту ($\text{Fo}_{98,8}$), а плагиоклаз обогащен анортитом (An_{85-80}). По данным Д.Х. Грина (Green, 1970), в базальтовых составах увеличение давления H_2O (или количества воды в системе) приводит к уменьшению растворимости ортопироксена в клинопироксене. Вероятно, с этим может быть связана большая кристаллизация ортопироксена в базальтовых расплавах в присутствии значительных количеств воды. В то же время установленное расширение области инконгруэнтного плавления энстатита в присутствии воды до более высоких давлений (Kushiro, Yoder, Nishicawa, 1968) должно изменить характер глубинного фракционирования ультраосновных составов, содержащих энстатит, в водных условиях в сторону образования более кислых дериватов.

Таким образом, экспериментально установлено большое влияние воды (т.е. окислительного потенциала) на составы кристаллизующихся фаз и тем самым на пути эволюции силикатных систем.

Рассматривая процессы фазового изменения, приводящие к образованию плотных кристаллических фаз, необходимо отметить следующее.

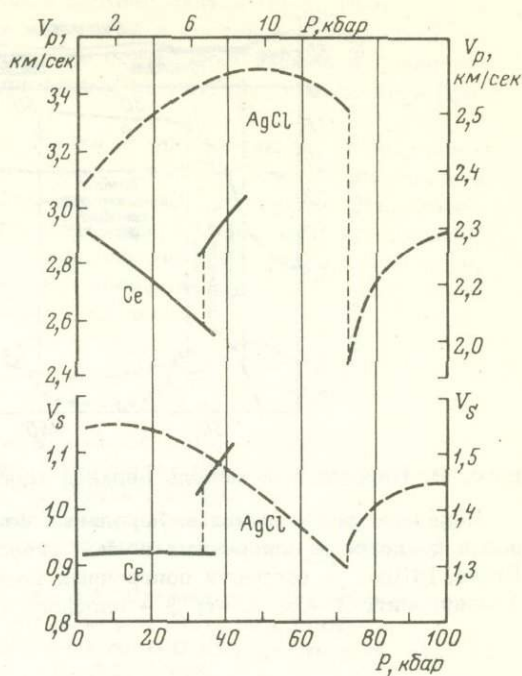


Рис. 8. Скорости продольных V_p и поперечных V_s волн в $AgCl$ и Ce под давлением, по данным Ф.Ф. Воронова и других (1960, 1968). Шкалы слева и внизу относятся к $AgCl$, справа и вверх — к Ce

1. Экспериментальные исследования и теоретические расчеты показывают, что динамика процессов фазового изменения (к этим процессам следует отнести и перекристаллизацию минеральных фаз с изменением не только структуры, но и химического состава) должна играть большую роль в диффузионном перераспределении компонентов и в реологических явлениях на глубине. Об этом свидетельствуют наблюдения В.Е. Фадеева (1969а, б) и данные по физико-механическим свойствам веществ, претерпевающих фазовое изменение (Лившиц и др., 1965; Рябинин, Береснев, Мартынов, 1970). Эти работы показывают существенное разупрочнение вещества, увеличение эффективного коэффициента диффузии при фазовом переходе. Перечисленные явления усиливаются градиентами внешних сил, таких, как давление и температура. Т. Симкинс (Simkins, 1970) отмечает, что в процессе ротационного фазового превращения в твердом четыреххлористом углероде при температуре $222,5^{\circ}K$ коэффициент сухого трения уменьшается при переходе к высокотемпературной фазе в большей степени, чем при плавлении ($T_{пл} = 250,3^{\circ}K$).

2. В геофизике укоренилось представление, что с увеличением глубины, т.е. при уплотнении вещества, скорости сейсмических волн должны расти; это в общем подтверждается экспериментально наблюдаемым характером распределения сейсмических скоростей на глубине. Однако известны зоны пониженных скоростей, расположенные на разных глубинах, из которых наиболее отработанной сейсмическими методами является зона Гутенберга на глубине 60–200 км. В настоящее время установлено, что эта зона характеризуется также и пониженной вязкостью. Существует несколько гипотез, объясняющих природу этого волновода; их рассмотрение не входит в задачу данной работы. Но отмечая сам факт существования волновода, следует иметь в виду, что при увеличении давления возможно не только увеличение скоростей упругих волн, но и их уменьшение. Особенно характерно это для веществ, находящихся в метастабильном состоянии устойчивости и претерпевающих при определенных P – T условиях фазовое превращение. Так, аномальное понижение скорости звука с увеличением давления наблюдалось в обсидиане (Schreiber, Mugli, 1967). Понижение скоростей распространения продольных и поперечных волн отмечалось при увеличении давления для церия и хлористого серебра (рис. 8); Воронов, Верещагин, Гончарова, 1960; Воронов, Григорьев, 1968).

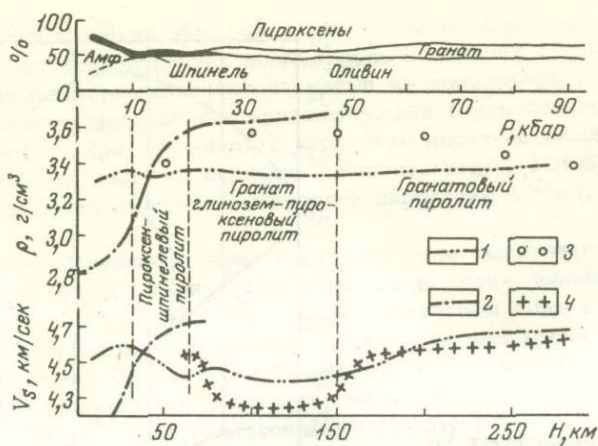


Рис. 9. Пиролитовая модель верхней мантии (по Green, Ringwood, 1970)

Показаны соотношения минеральных фаз в % (вверху), распределение плотности и скорости поперечных волн. Приведено распределение плотности (по Press, 1970) и скорости поперечных волн (по Anderson, Sammis, 1970). 1 - пиролит; 2 - эклогит; 3 - плотность; 4 - скорость поперечных волн

Для висмута установлено увеличение скоростей в жидком состоянии при повышении температуры (Ablordeppey, 1970). Ранее нами было показано, что в области возможной термодинамической нестабильности и в предпереходной области некоторые физические характеристики твердых тел, такие как коэффициент теплового расширения и сжимаемость, изменяются аномально (Геншафт, Лифшиц, Рябинин, 1962). Вероятно, это же можно предположить и для других характеристик, таких как упругие постоянные и связанные с ними скорости распространения упругих волн.

3. Экспериментальные исследования по кристаллизации и плавлению пород и минералов позволяют сделать некоторые замечания о возможном физическом состоянии вещества на больших глубинах. Эти исследования показывают, что в условиях высоких давлений и температур устойчивым может быть только кристаллическое или жидкое состояние силикатного вещества (или двухфазное состояние жидкость + кристаллы). Ни о каком аморфнообразном состоянии не может быть и речи. Даже наиболее вязкие стекла кислого состава практически полностью раскристаллизуются под давлением в несколько килобар при температуре свыше 500 С. Что касается пород ультраосновного состава, то стекло удастся получить только при низких давлениях (менее 20–25 кбар) и при резкой закалке расплава, перегретого более чем на 100–150°С относительно температуры ликвидуса. Таким образом, экспериментальные данные не позволяют признать правильной гипотезу аморфизации (даже частичной) вещества в пределах верхней мантии (Магницкий, Жарков, 1970). В настоящее время наиболее обоснованной кажется гипотеза о частичном расплавлении вещества в волноводе. Это подразумевает вполне определенное физическое состояние вещества – смесь небольшого количества расплава с кристаллическими минеральными фазами.

Итак, экспериментальными исследованиями при высоких давлениях и температурах доказано неизбежное изменение фазового минерального состава по глубине в пределах низов коры и в верхней мантии. Очевидно, что на данном этапе развития наших знаний приемлемыми для любых геологических и геофизических построений являются ультраосновная и эклогитовая модели верхней мантии. Одна из таких моделей – “пиролитовая” – представлена на рис. 9; где показаны также соответствующие ей распределения по глубине плотности ρ и поперечной скорости V_s . Эклогитовая модель предполагает более высокие значения ρ и V_s на глубинах свыше 50 км. И если до последнего времени это обстоя-

тельство было "против" наличия эклогитов в верхней мантии (Грин, Рингвуд и др., 1968), то теперь только большая доля эклогитов в составе океанической верхней мантии (или существенное увеличение содержания железа в оливине) может объяснить новое распределение плотности по глубине, приведенное Прессом (Birch, 1970; Press, 1970).

Совокупность всех данных позволяет прийти к заключению об очень сложном и дифференцированном составе низов коры и верхней мантии, по крайней мере до глубин существования астеносферного канала Гутенберга. Эта дифференцированность обусловлена, с одной стороны, самим процессом фракционирования первичного вещества в ходе его переплавления и перекристаллизации, а с другой, различным характером изменения минеральных парагенезисов на разных глубинах и для различных исходных составов.

Литература

- Беляевский Н.А., Борисов А.А., Вольвовский И.С., Лопатина Н.П., Рихтер В.Г. Новые данные о структуре земной коры территории СССР. В сб.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М., "Наука", 1970.
- Быкова Ю.М., Генштафт Ю.С. Синтез хромсодержащих гранатов - спутников алмаза. Материалы конференции "О физико-химических свойствах алмазов и алмазоподобных веществ". М., 1970.
- Воронов Ф.Ф., Верещагин Л.Ф., Гончарова В.А. Влияние гидростатического давления на упругие свойства церия. - Докл. АН СССР, т. 135, №5, 1960.
- Воронов Ф.Ф., Григорьев С.Б. Влияние давления до 100 кбар на скорости звука в хлористом серебре. - Докл. АН СССР, т. 182, №2, 1968.
- Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Материалы к 3-му Всесоюзному вулканологическому совещанию. Петропавловск-Камчатский, 1969.
- Генштафт Ю.С., Лившиц Л.Д., Рябинин Ю.Н. Определение параметров состояния твердых тел при высоких давлениях методом смещения поршня. - Прикладная механика и техническая физика, № 5, 1962.
- Генштафт Ю.С., Наседкин В.В. Петрологическое значение экспериментов по плавлению некоторых разновидностей горных пород ультраосновного и основного состава при высоких давлениях и температурах. Тезисы докладов к совещанию "Петрология и металлогения базитов". М., 1968.
- Генштафт Ю.С., Наседкин В.В., Рябинин Ю.Н., Петров В.П. Поведение щелочного базальта при участии воды в условиях высоких давлений и температур. - Изв. АН СССР, серия геол., 1967а, № 6.
- Генштафт Ю.С., Наседкин В.В., Рябинин Ю.Н., Петров В.П. Возможные пути эволюции глубинного вещества Земли. - Изв. АН СССР, серия "Физика Земли", 1967б, № 9.
- Генштафт Ю.С., Наседкин В.В., Рябинин Ю.Н., Петров В.П. Превращения меймечита при высоких давлениях и температурах. - Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 12.
- Генштафт Ю.С., Наседкин В.В., Фарберов А.И., Рябинин Ю.Н. Плавление ксенолитов пород ультраосновного состава при высоких давлениях. - Докл. АН СССР, т. 195, №2, 1970.
- Генштафт Ю.С., Салтыковский А.Я., Шейнманн Ю.М., Рябинин Ю.Н. Плавление пород известково-щелочной серии при высоких давлениях и температурах при $P_{H_2O} < P_{нагр}$. - Докл. АН СССР, т. 186, №3, 1969.
- Грин Д.Х. Экспериментальное исследование ассоциаций субсолидуса, образующихся при высоких давлениях за счет высокоглиноземистых базальтов, кианитовых эклогитов и гроспидитов. - В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., "Недра", 1970.
- Грин Д.Х., Ламберт И.Б. Экспериментальная кристаллизация безводного гранита при высоких давлениях и температурах. - В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., "Недра", 1970.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. и др. Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Кристаллизация базальтов и андезитов в водных условиях при высоком давлении. - В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., "Недра", 1970.
- Жариков В.А. Режим компонентов в расплавах и магматическое замещение. - В сб.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. 1. М., "Наука", 1969.
- Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М., "Мир", 1965.

- Куширо И. Состояние H_2O в верхней мантии. - В сб.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. 1. М., "Наука", 1969.
- Лившиц Л.Д., Береснев Б.И., Генштафт Ю.С., Рябинин Ю.Н. Изменение прочности некоторых веществ в области полиморфных переходов под давлением. - Докл. АН СССР, т. 164, №3, 1965.
- Магницкий В.А., Жарков В.Н. Природа слоев пониженных скоростей сейсмических волн в верхней мантии Земли. - В сб.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М., "Наука", 1970.
- Марков В.К., Петров В.П., Делицин И.С., Рябинин Ю.Н. Превращение флогопита при высоких давлениях и температурах. - Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 6.
- Марков В.К., Петров В.П., Делицин И.С., Рябинин Ю.Н. Превращения биотита и лепидомелана при высоких давлениях и температурах. - Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 2.
- Наседкин В.В., Генштафт Ю.С. Кристаллизация в системе кислого вулканическое стекло - вода при высоких давлениях и температурах. - Тезисы докладов VIII Всесоюзного совещания по экспериментальной и технической минералогии и петрографии, Новосибирск, 1968.
- Наседкин В.В., Салтыковский А.Я., Генштафт Ю.С. Особенности эволюции силикатного вещества в зависимости от состава, давления и температуры (по данным эксперимента при высоких Р и Т). - В сб.: Вулканизм и глубины Земли, т. 1. М., "Наука", 1971.
- Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., "Недра", 1970.
- Рябинин Ю.Н., Береснев Ю.Н., Мартынов Е.Д. Некоторые механические свойства горных пород под высоким давлением. - В сб.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М., "Наука", 1970.
- Рябинин Ю.Н., Марков В.К., Петров В.П., Делицин И.С. Превращения природного сапфира при высоких давлениях и температурах. - Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 6.
- Соболев Н.В., Зюзин Н.И., Кузнецова И.К. Непрерывный ряд пироп-гроссуляровых гранатов в гроспидитах. - Докл. АН СССР, т. 167, № 4, 1966.
- Соболев Н.В., Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н., Соболев Е.В. Хромовые пиропы из алмазов Якутии. - Докл. АН СССР, т. 189, 1969.
- Фадеев В.Е. Эффект перемещения в градиенте давлений компоненты бинарной смеси, испытывающей фазовый переход первого рода. - Докл. АН СССР, т. 187, № 2, 1969а.
- Фадеев В.Е. Влияние градиентов температуры и давления на перераспределение компонентов в смеси. - ЖФХ, т. 43, 1969б.
- Фашии метаморфизма. М., "Недра", 1970.
- Шемякин В.М., Афанасьева Л.И., Терентьева М.В. Гидроксилсодержащий ромбический пироксен из чарнокитов Северной Карелии. - Докл. АН СССР, т. 175, 2, 1967.
- Ablordepree V.K. Ultrasonic velocities in molten bismuth, tin and a 50 atoms % alloy under pressures up to 8,5 kilobars. - Trans. Amer. Geophys. Union, v. 51, 1970.
- Anderson D.L., Sammis C. Partial melting in the upper mantle. - Phys. Earth Planet. Interiors, v. 3, 1970.
- Bell P.M. Experiments with jadeite diopside solid solutions at 30 and 40 kb. - Trans. Amer. Geophys. Union, v. 48, 1967.
- Birch F. Interpretations of the low-velocity zone. - Phys. Earth Planet. Interiors, v. 3, 1970.
- Boettcher A.L., Wyllie P.J. Melting of granite with excess water to 30 kilobars pressure. - J. Geol., v. 76, 1968.
- Clark S.P., Ringwood A.E. Density distribution and constitution of the mantle. - Rev. Geophys., v. 2, 1964.
- Essene E.J., Hensen B.J., Green D.H. Experimental study of amphibolite and eclogite stability. - Phys. Earth Planet. Interiors, v. 3, 1970.
- Fyfe W.S. Lattice energies, phase transformations and volatiles in the mantle. - Phys. Earth Planet. Interiors, v. 3, 1970.
- Green D.H. A review of experimental evidence on the origin of basaltic and nephelinitic magmas. - Phys. Earth Planet. Interiors, v. 3, 1970.
- Green D.H., Ringwood A.E. Mineralogy of peridotitic compositions under upper mantle conditions. - Phys. Earth Planet. Interiors, v. 3, 1970.
- Hariya Y., Kennedy G.C. Equilibrium study of anorthite under high pressure and high temperature. - Amer. J. Sci., v. 266, 1968.
- Hill R.E.T., Boettcher A.L. Science, N 3920, 1970.
- Irving A., Green D.H. Experimental duplication of mineral assemblages in basic inclusions of the Delegate breccia pipes. - Phys. Earth Planet. Interiors, v. 3, 1970.
- Ito K., Kennedy G.C. Melting and phase relations in a natural peridotite to 40 kilobars. - Amer. J. Sci., v. 265, 1967.

- Ito K., Kennedy G.C. Melting and phase relations in the plane tholeiite-lherzolite-nepheline basanite to 40 kilobars with geological implications. — *Contribs. Mineral. and Petrol.*, v. 19, 1968.
- Kadik A.A., Khitarov N.I. Influence of water on melting of silicates at high pressure. — *Phys. Earth Planet. Interiors*, v. 3, 1970.
- Kushiro J., Syono Y., Akimoto S. Effect of pressure on garnet-pyroxene equilibrium in the system $MgSiO_3$ - $CaSiO_3$ - Al_2O_3 . — *Earth and Planet. Sci. Letters*, v. 2, 1967a.
- Kushiro J., Syono Y., Akimoto S. Stability of phlogopite at high pressures and possible presence of phlogopite in the Earth's upper mantle. — *Earth and Planet Sci. Letters*, v. 3, 1967b.
- Kushiro J., Syono Y., Akimoto S. Melting of a peridotite nodule at high pressures and high water pressures. — *J. Geophys. Res.*, v. 73, 1968.
- Kushiro J., Yoder H.C., Jr., Nishikawa M. Effect of water on the melting of enstatite. — *Bull. Geol. Soc. America*, v. 79, 1968.
- Kutolin V.A., Frolova V.M. Petrology of ultrabasic inclusions from basalts of Minusa and Transbaikalian Regions (Siberia, USSR). — *Contribs. Mineral. and Petrol.*, v. 29, 1970.
- Lambert I.B., Wyllie P.J. Melting in the deep crust and upper mantle and the nature of the low-velocity layer. — *Phys. Earth Planet. Interiors*, v. 3, 1970.
- MacGregor I.D. Stability fields of spinel and garnet peridotites in the synthetic system MgO - CaO - Al_2O_3 - SiO_2 . — *Carnegie Inst. Year Book*, v. 64, 1965.
- MacGregor I.D. The effect of CaO , Cr_2O_3 and Al_2O_3 on the stability of spinel and garnet peridotites. — *Phys. Earth Planet. Interiors*, v. 3, 1970.
- Meyer H. Chrome pyrope: an inclusion in natural diamond. — *Science*, v. 160, 1968.
- Nesbitt R.W., Hamilton D.L. Crystallization of alkali-olivine basalts under controlled P_{O_2} , P_{H_2O} conditions. — *Phys. Earth Planet. Interiors*, v. 3, 1970.
- O'Hara M. Melting of garnet peridotite and of biminerally eclogite at 30 kilobars. — *Carnegie Inst. Year Book*, v. 62, 1963.
- Press F. Earth models consistent with geophysical data. — *Phys. Earth Planet. Interiors*, v. 3, 1970.
- Ringwood A.E. Phase transformations and the constitution of the mantle. — *Phys. Earth Planet. Interiors*, v. 3, 1970.
- Sclar C.B. High-pressure studies in the system MgO - SiO_2 - H_2O . — *Phys. Earth Planet. Interiors*, v. 3, 1970.
- Sclar C.B., Carrison L.C., Stewart O.M. High-pressure synthesis and stability of hydroxylated orthoenstatite in the system MgO - SiO_2 - H_2O . — *Trans. Amer. Geophys. Union*, v. 49, N 1, 1968.
- Schreiber E., Murli M. Anomalous effects of pressure on the sound velocity in an obsidian. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, v. 48, 1967.
- Seifert F., Langer K. Stability relations of chromium kyanite at high pressures and temperatures. — *Contr. Mineral and Petrol.*, v. 28, 1970.
- Seki I., Kennedy G.C. The Breakdown of potassium feldspar at high temperatures and high pressures. — *Amer. Mineralogist*, v. 49, N 11-12, 1964.
- Sigurdsson N., Brown G.M. An unusual enstatite-forsterite basalt from Kolbeinsey Island, North of Iceland. — *J. Petrol.*, v. 11, 1970.
- Simkins T.E. Effect of rotational phase transformations on dry (Coulomb) friction. — *Nature*, v. 225, 1970.

СЕЛЕКТИВНАЯ ДЕЗИНТЕГРАЦИЯ ЭКЛОГИТОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ПРОТОКИМБЕРЛИТОВЫХ РАСПЛАВОВ

При петрографическом изучении кимберлитов и выносимых ими, глубинных ксенолитов возникает вопрос — имело ли место химическое взаимодействие кимберлитового расплава с включениями в них пород других составов, т.е. можно ли определенные типы включений из кимберлитов, сформированные при повышенных $P-T$ условиях, считать неизменными представителями вещества мантии?

В литературе утвердилось мнение, что кимберлиты в связи с эруптивным характером внедрения (быстрый спад давлений и температур) не несут следов контактного взаимодействия с вмещающими породами (Dawson, 1971), т.е. кимберлиты в этом отношении приравниваются к альпийским гипербазитам, в которых контактного взаимодействия по существу неизвестно (Добрецов, 1964). На этом основании многие петрологи как за рубежом, так и в Советском Союзе приходят к выводам, что, с одной стороны, сам кимберлит — "стерильный" продукт мантии, с другой — выносимые им ксенолиты — "стерильное вещество мантии". Отмечавшимся в литературе фактам высокотемпературного взаимодействия зачастую незаслуженно придается явно эпизодическая роль, хотя в ряде случаев она несомненна (Акимов, 1970).

Привлекательность использования информации, заключенной в глубинных ксенолитах, для непосредственного изучения мантии уже сегодня столь велика, что за рубежом разрабатываются специальные методы их исследования, предусматривающие влияние "транспортных эффектов" (Грин, Рингвуд и др., 1968). Трудности в изучении процессов взаимодействия кимберлитов с включенными в них ксенолитами обусловлены редкостью глубинных образцов и измененностью кимберлитов под действием постагматических гидротерм, широко проявленных в большинстве трубок. В результате такой переработки следы протоматматического взаимодействия в большинстве случаев уничтожаются, все взаимодействие сводят к низкотемпературному регрессивному метаморфизму под воздействием гидротермальных агентов (Зольников, 1963; Хильтов, 1961).

Представления о глубинном генезисе пироповых включений в кимберлитах исторически вполне обоснованно сложились в связи с тем, что среди многочисленных обломков канала ствола магматических аппаратов в кимберлитах можно выделить группы пород, которые последовательно сменяют одна другую по глубине образования: осадочные породы, ксенолиты "гранитного" слоя и "гранулит-базитовых" комплексов. Эти породы в районах распространения трубок имеют аналоги в коренном залегании и поэтому их уверенно относят к ксенолитам канала ствола магматического аппарата. В модели глубинного разреза, составленного по ксенолитам, образования "базальтового" (гранулит-базитового) слоя постепенно сменяются пироповыми гипербазитами. Последние по аналогии с экспериментальными данными характеризуются парагенезисами, устойчивыми при таких термодинамических условиях, которые могут характеризовать мантию. В дальнейшем для пироповых гипербазитов были получены петрофизические константы, тождественные характеристикам мантии, составленным геофизиками при глубинных зондированиях, — отмечалась высокая плотность и скорость прохождения сейсмических волн ($\sigma = 3,1 \text{ г/см}^3$; $V = 8,0 \text{ км/сек}$).

По составу пород и слагающих минералов, текстурным взаимоотношениям пород между собой, структурным особенностям, частоте встречаемости и генетической принадлежности к тем или иным выносящим аппаратам все включения бесплагиоклазовых пироповых гипербазитов разделяются на две группы: оливиносодержащие пироповые перидотиты и эклогиты (пироповые верлиты) (Милашев, 1965; В.С. Соболев, Н.В. Соболев, 1964).

Относительно генезиса этих пород высказываются различные точки зрения: одна группа исследователей считает их неизменными ксенолитами мантии,

избежавшими переплавления в связи с эруптивным характером внедрения кимберлитов, другая – родственными (гомеогенными) образованиями ранних этапов кристаллизации кимберлитовой магмы.

В 1964 г. В.А. Милашев высказал гипотезу, согласно которой все оливин-содержащие гипербазиты являются "интрателлурическими, гломеропорфировыми сегрегациями", а среди эклогитов имеются как сегрегации, так и ксенолиты, различающиеся по составу и структуре.

Детальное петрографическое и петрохимическое исследование новых находок крупных малоизмененных ксенолитов из трубки "Обнаженная", изучение микротопологического распределения урана в ксенолитах, сопоставление особенностей петрографии и геохимии этих пород с экспериментальными данными по плавлению ультраосновных составов в присутствии летучих позволили выявить взаимодействие протокимберлитовой магмы с ксенолитами эклогитов и изменения в результате этого в составах как эклогитов, так и кимберлитового вещества.

Петрографическое описание ксенолитов

Эклогиты. В трубке "Обнаженная", кимберлит которой почти не затронут постмагматической гидротермальной переработкой, обнаружен крупный валун эклогита (обр. АО-116). Это округлый тетраэдровидный ксенолит размером по диаметру более 22-25 см с гляцевито-черной, как бы притертой зеркалами скольжения оплавленной границей с вмещающим кимберлитом. Ксенолит имеет отчетливо зональное строение. Внешняя, примыкающая к кимберлиту зона включения шириной 3-4 см представлена пироп-хромдиопсидовым эклогитом, внутренняя – пиральспитовым гранатом с омфацитом. Внутренняя зона постепенно переходит во внешнюю, но в переходной зоне имеется нечеткий контакт, обусловленный появлением энстатита между зонами; энстатит как бы ограничивает участок активного воздействия кимберлита. Последний во внешней зоне "магматического" эклогита без заметного нарушения структуры породы замещает другие пироксены. Макроскопически это выражается помутнением пироксена, а затем его постепенным замещением черным порфировым веществом, внешне напоминающим меймечит. Под микроскопом обнаруживаются частично корродированные гранаты и скелетные реоморфизованные пироксены (рис. 1,а). Среди серпентинизированной (по-видимому, в основном в постмагматическую стадию) мелкокристаллической массы черного вещества под микроскопом хорошо заметны порфировые новообразования оливина (см. рис. 1,б). Зерна оливина также несколько серпентинизированы *in situ* в стадию гидротермальной переработки. Однако для всей массы этого вещества характерны следы течения, определяемые по направленности серпентинизированных чешуек, корродирующих гранаты. В близлежащих к гранату зонах и по трещинкам в гранате выделяется большое количество рудного минерала (см. рис. 1,в).

Обломок эклогита (обр. АО-570) размером (4 × 4 × 8 см) среди черной массы, замещающей пироксены, содержит стекло.

Гранат (обр. АО-130) также из трубки "Обнаженная" – сравнительно небольшое (размером 10 × 8 × 3 см) шлифованное кимберлитом включение, состоящее из агрегата крупных (до 1-1,5 см) корродированных зерен бледно-фиолетового замутненного граната существенно пиропового состава (80% пироповой молекулы). Под микроскопом гранат слабо двупреломляет. Зерна граната скреплены черным веществом, тождественным описанному выше. Здесь сохраняются реликты клинопироксена, визуально легко различимы новообразования оливина.

В обр. АО-571 одна часть представлена гранатитом с черным веществом (до 5%), другая постепенно переходит в гранатовый верлит и далее раскристаллизовывается в оливин-шпинелиевый вебстерит.

В трубке "Обнаженная" встречено также несколько обломков эклогитов, подобных центральной части обр. АО-116. По-видимому, это обломки более крупного включения, раздробленного после реоморфизма. Краевая часть одного

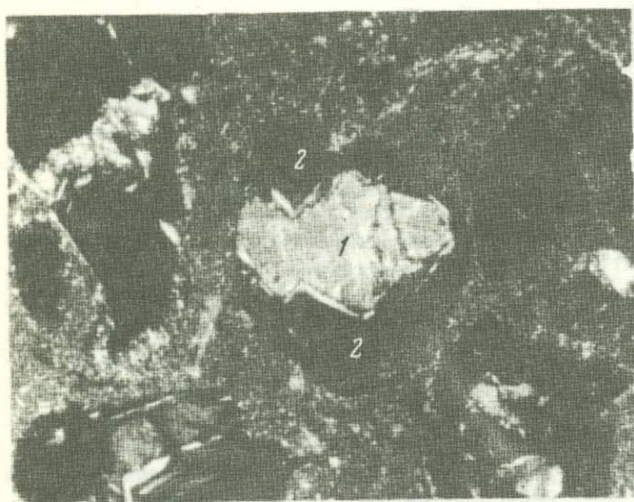
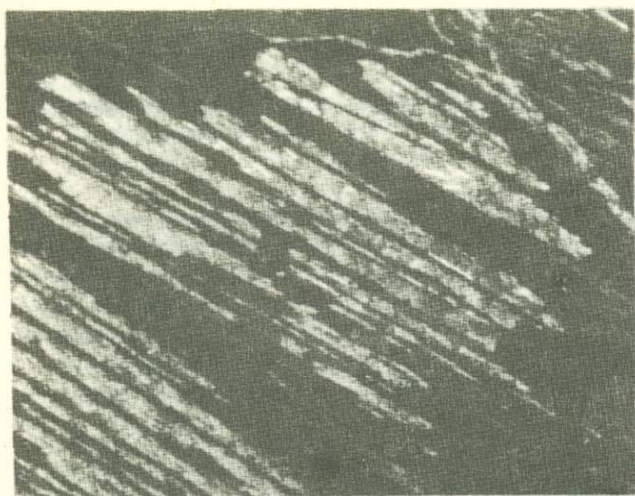


Рис. 1. Микрофотографии минералов из реакционных зон

а - скелетный реоморфический пироксен; б - порфировые новообразования оливина (1), серпентинизированные в стадию гидротермальных преобразований (2); в - стекло с выделениями рудных минералов на стыке с гранатом

Химические анализы (вес. %) проб пород и минералов, участвующих в протоматматическом взаимодействии

| Компоненты | Ксенолит эклогита (обр. АО-116) | | | | | | | |
|--------------------------------|---------------------------------|--------|----------|---------------------|--------|----------|-----------------|--------------------------|
| | Центральная зона | | | Зона взаимодействия | | | | |
| | Порода | Гранат | Пироксен | Порода | Гранат | Пироксен | Черное вещество | Черное вещество без воды |
| SiO ₂ | 46,33 | 40,90 | 51,76 | 46,09 | 41,36 | 52,32 | 36,50 | 44,00 |
| TiO ₂ | 0,26 | 0,21 | 0,33 | 0,32 | 0,30 | 0,34 | 0,47 | 0,56 |
| Al ₂ O ₃ | 14,01 | 23,58 | 6,46 | 15,87 | 24,10 | 5,37 | 1,67 | 2,00 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,15 | 1,60 | 1,67 | 0,41 | 0,40 | 0,41 | 2,91 | 3,50 |
| FeO | 6,32 | 10,32 | 2,43 | 3,96 | 6,11 | 1,51 | 4,33 | 5,20 |
| MnO | 0,18 | 0,28 | 0,08 | 0,16 | 0,25 | 0,06 | 0,13 | 0,16 |
| MgO | 17,60 | 18,50 | 17,30 | 17,74 | 18,34 | 17,15 | 33,50 | 40,00 |
| CaO | 10,75 | 3,27 | 16,24 | 11,91 | 4,88 | 19,38 | 2,90 | 3,50 |
| Na ₂ O | 1,32 | 0,07 | 2,56 | 0,73 | 0,08 | 1,60 | 0,30 | 0,36 |
| K ₂ O | 0,06 | 0,08 | 0,04 | 0,12 | 0,16 | 0,06 | 0,50 | 0,60 |
| ΣH ₂ O + п.п.п. | 1,54 | 1,23 | 1,37 | 1,95 | 3,08 | 1,34 | 15,00 | - |
| Сумма | 100,52 | 100,04 | 100,24 | 99,26 | 99,06 | 99,54 | 98,21 | 99,88 |

(Продолжение табл.)

| Компоненты | Гранатит (обр. АО-130) | | Оливинит (обр. АО-15) | | Пределы колебаний окислов | | |
|--------------------------------|------------------------|-----------------|-----------------------|-----------------|-------------------------------|-----------------------------------|-------------------|
| | Порода | Черное вещество | Порода | Черное вещество | Кимберлит трубки "Обнаженная" | Меймечит из коллекции В.С.Гладких | Оливиновый пикрит |
| SiO ₂ | 41,72 | 33,18 | 38,12 | 35,96 | 30,89 | 36,60 | 37,51 |
| TiO ₂ | 0,25 | 0,43 | 0,40 | 0,15 | 0,43 | 1,70 | 1,96 |
| Al ₂ O ₃ | 24,70 | 6,87 | 1,35 | 3,10 | 1,46 | 3,50 | 3,13 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,33 | 1,20 | 0,21 | 3,10 | 3,74 | 4,78 | 9,41 |
| FeO | 5,07 | 5,17 | 11,46 | 4,00 | 4,10 | 6,51 | 4,03 |
| MnO | 0,17 | 0,03 | 0,14 | 0,11 | 0,12 | 0,09 | 0,13 |
| MgO | 22,48 | 31,36 | 41,39 | 34,60 | 33,26 | 35,35 | 31,37 |
| CaO | 4,58 | 5,02 | 1,57 | 2,57 | 9,93 | 4,55 | 4,66 |
| Na ₂ O | 0,03 | 0,10 | 0,05 | 0,11 | 0,32 | 0,18 | 0,30 |
| K ₂ O | 0,03 | 0,31 | 0,06 | 0,22 | 0,66 | 0,04 | 0,65 |
| ΣH ₂ O + п.п.п. | - | 16,00 | 4,96 | 14,45 | 9,00 | 6,22 | 7,27 |
| Сумма | 99,36 | 99,67 | 99,71 | 98,37 | 93,91 | 99,52 | 100,42 |

из них (обр. АО-106) на глубину всего в 2 см резко обогащается хромсодержащими минералами.

Обычно в кимберлитовых трубках отмечаются небольшие обломки пиррохромдиоксидовых эклогитов. Эти эклогиты встречаются совместно с другими пирроповыми гипербазитами, образуя постепенные переходы к пирроповым

перидотитам при увеличении в породе доли клинопироксенов и оливина. Состав минералов тождествен составу протомагматических вкраплений кимберлита. Текстуры неравномерные, структуры аллотриоморфно-зернистые и друзитовые. Обособления таких эклогитов можно выделить в неравномерно зональных сегрегациях перидотитов. Валовой химический состав таких эклогитов близок к составу гипербазитов. Как отмечал В.А. Милашев (1965), такие разновидности эклогитов следует относить к эклогитам магматического типа.

Значительно реже в трубках встречаются эклогиты описанного выше типа, но состоящие из чрезвычайно высокожелезистого граната в комбинации с ом-фацитом. Для гранатов из таких пород помимо высокой магнезиальности (не меньшей, чем в "магматических" эклогитах) характерно присутствие до 10% окиси железа (см. таблицу и рис. 2). Такие эклогиты встречаются и в отрыве от пироповых, оливинсодержащих пород (трубка "Ленинград"), чаще в трубках пироповой субфации, где кимберлиты не испытывали существенных термодинамических перегрузок в магматическом очаге. В близких к описаным минералогическим разновидностям эклогитах из кимберлитов алмазной субфации известны алмазы. Эти эклогиты очень редки.

Пироповые перидотиты. Данная группа пород образует непрерывные ряды комбинаций оливина (существенно форстеритового состава), клино- и ортопироксенов, высокомагнезиального маложелезистого граната и шпинели. Ряды представлены разностями от почти мономинеральных до образованных различными по составу минералами. Характерно, что состав протомагматических вкраплеников в кимберлитах тождествен составу минералов рассматриваемой группы пород. Все минералы из пироповых перидотитов отличаются резкой переменчивостью составов, т.е. в различных частях одного образца может находиться один и тот же минерал с различным составом. Налицо и другие признаки их магматического происхождения: часто гранат, клино- и ортопироксены тесно сростаются по спайности, образуя структуры типа пертитов распада. Реже эти минералы находятся в реакционных соотношениях. Характерны неравномерность зерен и порфирированность структур.

Магматическое происхождение пород этой группы доказывается также и равномерным распределением апостекловатой серпентинизированной черной массы по всему объему включений в интерстициях между зернами. Однако минеральный состав этой массы в пироповых перидотитах отличается от состава внедренных в эклогиты. Помимо новообразований оливина здесь под микроскопом отчетливо обнаруживаются микролиты ортопироксенов (в отличие от эклогитов, где заметны реликты клинопироксенов). Иногда эта апостекловатая черная масса заметна в породе в виде сингенетических прожилков. Она как бы соединяется через "рубашки" вокруг гранатов или образует небольшие камеры в интерстициях между зернами ранее выделившихся минералов. В вебстеритах (обр. АО-139) и гарцбургитах (энстатитах, обр. АО-1) в интерстициях

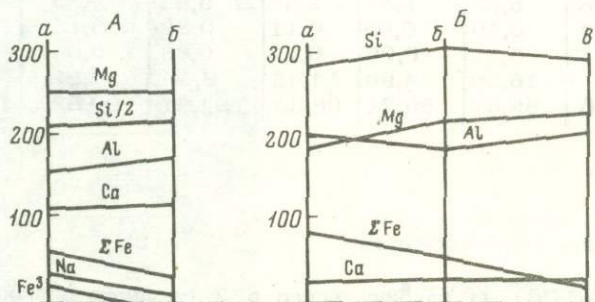


Рис. 2. Пересчеты химических составов пород (А) и гранатов (Б) из эклогита (обр. АО-116), участвующих в превращениях (по Т. Барту)

Для А: а - средняя часть, б - реакционная зона; для Б: а - средняя часть, б - реакционная зона; в - гранатит (обр. АО-130)

между крупными кристаллами ортопироксенов из этой массы выкристаллизовываются продукты реакции энстатит + шпинель + диоксид \rightleftharpoons пироп + оливин + хромдиоксид, которые по различиям структур и величинам слагающих зерен как бы чужды ранее образованным крупнокристаллическим бесшпинелиевым разностям. Пироп в продуктах этой реакции, как правило, слабо двупреломляет.

Геохимические особенности

Из всех описанных пород, содержащих черное вещество, под бинокляром были отобраны его частицы и химически проанализированы (см. таблицу). Для сравнения здесь же приведены анализы меймечитов, оливиновых пикритов Меймеча-Котуйского района и кимберлита трубки "Обнаженная". Приуроченность черного вещества в эклогитах к краевой части, его петрохимическое сходство с кимберлитом позволяют утверждать, что состав внедренного в эклогиты черного вещества протокимберлитовый. Его химический состав, тождественный меймечитам, и близкий к ним петрографический облик еще раз подтверждают единый источник формирования и родственный характер этих пород. Данные анализов показывают, что апостекловатое черное вещество содержит значительное количество летучей фазы, в том числе H_2O . Поэтому для удобства сравнения в таблице приведены также пересчитанные "сухие" химические составы. Обращает внимание различие в составе центральной и краевой частей ксенолита эклогита (обр. АО-116) и составляющих его минералов - гранатов и клинопироксенов.

Описанные ксенолиты несут четкие следы воздействия на них кимберлитового расплава. Большая роль при этом принадлежит таким активным составляющим расплава, как летучие. Характерно, что даже при значительных содержаниях щелочей калия в черном протокимберлите больше, чем натрия. Кстати, эта особенность присуща пикритам Меймеча-Котуйского района (Жабин, Сурина, 1970). В то же время как для меймечитов, так и для ряда кимберлитов Далдыно-Алакитского района характерно преобладание натрия над калием.

Вода является неотъемлемой частью меймечитов и кимберлитов, однако вопросы обводнения кимберлитов - предмет оживленных догадок и дискуссий. Обычно обводнение кимберлитов связывают с отделением гидротерм в апикальных частях трубок.

С поведением летучей фазы тесно связана геохимическая история урана. В условиях повышенного потенциала кислорода уран легко мигрирует в виде двухвалентного катиона $(UO_2)^{2+}$, осаждаясь из растворов в восстановительных условиях (U^{4+}), а при повышенном давлении CO_2 выпадает в виде комплекса $[(UO_2)CO_4]^{2-}$. Естественно, что при наличии точных и чувствительных методов обнаружения уран в таких процессах может выступать в роли "меченых атомов", отображая поведение летучей фазы. В перидотите (обр. АО-5) уран обогащает микролиты остаточной апостекловатой массы даже на глубине 10-15 см от поверхности образца. Как известно, включения эклогитов обогащаются ураном в постмагматическую стадию на глубину 1,5-2, редко 3 см (Берзина и др., 1971), что значительно меньше зоны дезинтеграции эклогитов-протокимберлитом или зоны обогащения перидотитов. Таким образом, обогащение перидотитов ураном и водой нужно связывать с более ранними магматическими стадиями.

В связи с эндокрипным рассеянием урана в глубинных породах (Берзина, и др., 1971) и зависимостью его содержаний от $P-T$ условий кристаллизации глубинной породы (Акимов, Семенов, 1970) можно сделать вывод, что наличия послонных скоплений радиоактивных элементов в мантии предвидеть трудно. Следует полагать поэтому, что уран (и вода) в кимберлитах появляются при перераспределении сквозьмагматического потока по узким зонам ослабленных давлений из зон повышенных давлений.

Э.Н. Эрлих в 1963 г. показал (Милашев и др., 1963), что кимберлитовые поля локализованы в пределах протяженных зон глубинных разломов, сопровождающих остаточные синеклизы. При этом кимберлитовые поля расположены на склонах поднятий второго порядка. Появление последних, вероятно, связано во времени с внедрением кимберлитов, т.е. кимберлиты появляются в обстановке смены режима растяжения (появление остаточных синеклиз) режимом сжатия (появление сводовых поднятий), что благоприятствует накоплению и отдаче летучих.

Экспериментальные исследования при высоких давлениях в присутствии воды показали, что уже при содержаниях $H_2O \approx 0,1 \div 2\%$ температура плавления гипербазитов снижается более чем на $200^\circ C$ (Геншафт и др., 1968; Green, Ringwood, 1970). Еще более снижается температура плавления под влиянием щелочей. Так, при давлении $P_{H_2O} = 5$ кбар в присутствии K_2O до 4% температура расплавления перидотита снижается до $500^\circ C$, тогда как в отсутствии K_2O перидотит плавится при $1200^\circ C$ (Seifert, Schreyer, 1969).

Таким образом, протокимберлитовый расплав образуется под действием летучих, вероятно определяющих и его щелочность, и в их присутствии способен активно взаимодействовать с захваченными ксенолитами. Среди последних наиболее сильно изменению подвергаются ксенолиты эклогитов, но и при этом расплав избирательно растворяет клинопироксены (см. рис. 1,а).

По данным Д.Х. Грина и других (Green, 1970), в присутствии воды уменьшается смесимость ромбического и моноклинового пироксенов. Вероятно, этим можно объяснить появление реакционного энстатита на границе резорбированных зерен с неизменной центральной частью эклогита. Под действием реакционноактивного расплава происходят изменение химического состава слагающих эклогиты минералов и их дезинтеграция и перераспределение по объему. Таким образом, возникают мономинеральные ассоциации типа гранатитов и диопсидитов. Преимущественно оливиновая раскristаллизация кимберлита приводит к образованию на месте эклогитов пород, по химическому и минеральному составу соответствующих лерцолитам и гранатовым гипербазитам. Такого рода преобразование исходных эклогитовых ксенолитов может обусловить возникновение полосчатых или слоистых структур в ксенолитах.

Для изменяющихся по составу пироксенов и гранатов характерны общее увеличение магнезиальности, хромистости и уменьшение железистости и щелочности. Омфацитовые пироксены эклогитов переходят в разности, близкие по составу к хромдиопсиду, а железистые гранаты преобразуются в пироповые с повышенным содержанием уваровита и, возможно, кноррингита. Естественно ожидать, что при этом первичное протокимберлитовое вещество, имеющее близкий к меймечиту (или оливиновому пикриту) первоначальный состав, по мере "усвоения" эклогитовых составляющих будет все больше приобретать петрохимические черты базальтоидов, приближаясь к лампрофировому типу кимберлитов.

Тот факт, что включения эклогитов не полностью растворяются в богатом летучими кимберлитовом расплаве, позволяет оценить верхний температурный предел существования кимберлитовой магмы. Плавление базальтов и эклогитов при содержаниях воды, превышающих несколько весовых процентов, были изучены до давлений 30 кбар и более (Ю.С. Геншафт, см. настоящий сборник). Можно ожидать, что в этих условиях эклогит должен полностью расплавляться при температурах, превышающих $1500^\circ C$. Если этого нет, то, следовательно, кимберлитовый расплав (на примере кимберлита трубки "Обнаженная") скорее всего представлял собой жидкость, несущую взвешенные кристаллы (главным образом оливина) и имеющую температуру не более $1500^\circ C$.

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Первичный кимберлитовый расплав, так же как и меймечитовый, возникает при значительной степени расплавления ультраосновного вещества мантии под сильным воздействием летучих.

2. В отличие от меймечитов кимберлитовый расплав, вероятно, перемещается к поверхности в стесненных условиях сжатия, проплавляя толщи метаморфогенных эклогитов и увлекая с собой обломки этих пород.

3. Дальнейшая эволюция кимберлитов определяется процессами фракционирования и взаимодействия с вмещающими породами.

4. По крайней мере часть гранатовых гипербазитов может образоваться при переработке кимберлитовым расплавом включений эклогитов.

Литература

- Акимов А.П. Ассимиляция и базификация плагиогнейсов в кимберлитах. - Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 3.
- Акимов А.П., Семенов Г.С. Содержание радиоактивных элементов в кимберлитах Якутии. - Докл. АН СССР, т. 190, № 4, 1970.
- Берзина И.Г., Лутц Б.Г., Акимов А.П. Содержание и распределение урана в породах глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. - Изв. АН СССР, серия геол., 1971, № 1.
- Геншафт Ю.С., Наседкин В.В., Рябинин Ю.Н., Петров В.П. Превращение меймечита при высоких давлениях и температурах. - Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 12.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. и др. Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968.
- Добрецов Н.Л. К проблеме гипербазитов. - Геол. и геофиз., 1964, № 3.
- Жабин А.Г., Сурина Н.П. Петрология даек, силлов и трубок взрыва Маймеча-Котуйской провинции. М., "Наука", 1970.
- Зольников В.Г. Продукты метаморфизма на контакте кимберлитов с включающими породами и включениями. - Тр. Якутск. филиала СО АН СССР, сб. 9, 1963.
- Ковальский В.В., Никишов К.Н., Егоров О.С. Кимберлитовые и карбонатитовые образования восточного и юго-восточного склонов Анабарской антеклизы. М., "Наука", 1969.
- Милашев В.А. Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазоносности. М., "Недра", 1965.
- Милашев В.А., Крутойярский М.А., Рабкин М.И., Эрлих Э.Н. Кимберлитовые породы и пикритовые порфиры северо-восточной части Сибирской платформы. - Тр. НИИГА, т. 126, 1963.
- Соболев В.С., Соболев Н.В. Ксенолиты в кимберлитах северной Якутии и вопросы строения мантии Земли. - Докл. АН СССР, т. 158, № 1, 1964.
- Хильтов Ю.П. Регрессивный метаморфизм в ксенолитах кристаллических сланцев докембрия из кимберлитовых трубок на территории Якутской АССР. - Тр. Якутск. филиала СО АН СССР, сб. 6 ("Алмазы Якутии"), 1961.
- Green D.H. A review of experimental evidence on the origin of basaltic and nephelinitic magmas. - Phys. Earth. Planet. Interiors, v. 3, 1970.
- Green D.H., Ringwood A.E. Mineralogy of peridotitic compositions under upper mantle conditions. - Phys. Earth Planet. Interiors, v. 3, 1970.
- Dawson I.B. The genesis of kimberlite. - Diamond Research, 1971.
- Seifert F. von, Schreyer W. Die Möglichkeit der Entstehung ultrabasischer Magmen bei Gegenwart geringer Alkalimengen. - Geol. Rundschau, Bd. 57, 1969.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ МАНТИЙНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Как известно, наиболее полную информацию о составе вещества верхней мантии несут представители двух генетических групп пород базитового и гипербазитового состава — магматические продукты глубинного происхождения и ксенолиты из магматических аппаратов. К главнейшим из пришедших к поверхности в виде расплавов или глубинных интрузий относятся океанические толеиты, андезиты-базальты островных дуг, базальты и габброиды геосинклинальных областей, толеит-базальты, породы щелочно-ультраосновных серий (меймечиты, кимберлиты), альпинотипные гипербазиты и перидотиты дунит-пироксенит-габбровой формации. Многообразие таких расплавов и широкие вариации составов этих пород при допущении их образования путем прямого переплавления вещества мантии из различных ее горизонтов (или в различное геологическое время) обуславливают широкое толкование состава верхней мантии, гипотетичность ее состояния и многообразие моделей строения.

Однако наиболее вероятная модель строения верхней мантии в настоящее время базируется на изучении ксенолитов из ряда эруптивных магматических аппаратов. Предполагается, что породы таких ксенолитов непосредственно слагают различные горизонты мантии. Оценка глубинности этих образований производится по прямой аналогии с данными экспериментов по синтезу минералов и устойчивости их парагенных ассоциаций. При этом отмечается тождественность полученных для этих парагенезисов $T-P$ условий, физических свойств и петрофизических констант данным, полученным при глубинных геофизических зондированиях для верхней мантии.

Согласно такой модели, построенной по данным изучения ксенолитов из кимберлитов, верхние горизонты мантии слагаются остаточным от выплавления базальтовых магм существенно форстеритовым веществом типа оливинит-лерцолит, переходящим на более глубоких уровнях в обогащенные шпинелью, пироксенами, пиропом, корундом, кианитом и другими минералами пироповые гипербазиты, эклогиты, гроссидиты, алмазсодержащие эклогиты и т.п. (В.С. Соболев, Н.В. Соболев). Эта модель в настоящее время считается наиболее полно разработанной, однако в нее не укладывается многообразие составов расплавов перечисленных выше пород, по ряду достаточно обоснованных факторов также относимых к глубинным.

Между тем уже в настоящее время имеются дополнительные способы оценки обсуждаемой модели строения верхней мантии с учетом особенностей состава этих расплавов. Одним из таких способов может служить изучение распределения радиоактивных элементов в породах глубинного генезиса и выявление причин и масштабов перераспределения этих элементов в подкоровых породах при их движении к поверхности. В литературе обсуждаются следующие наиболее важные причины широких вариаций состава радиоактивных элементов в группе магматических производных подкоровых оболочек.

1. Широкие вариации концентраций радиоактивных элементов (и калия) в расплавах различных серий глубинных пород отображают первично гетерогенное их распределение на разных по глубинности горизонтах мантии. Возможные аномалии в распределении Th и K могут в таком случае явиться одной из причин неоднородности геотермического баланса мантии.

2. Глубинная дифференциация и селективное выплавление первичных магм также могут быть одной из причин изменения концентраций радиоактивных элементов в расплавах по отношению к первичному веществу мантии.

3. Воздействие ювенильных потоков (сквозьмагматических перемещений или колонн) привлекается как одна из причин появления магм, обогащенных радиоактивными элементами по отношению к первичному веществу мантии.

4. Контаминация первичных магм коровым материалом на различных этапах эволюции расплавов должна приводить к изменению концентрации радиоактивных элементов (и калия) в конечных продуктах кристаллизации этих магм.

Оценить вероятность, масштабы воздействия каждого из приведенных выше факторов, определяющих уровень концентраций радиоактивных элементов (и калия) в породах мантийного генезиса, чрезвычайно трудно. Не исключено, что несколько факторов действуют одновременно, даже взаимосвязано. Однако, исходя из предпосылки, что мантия от поверхности Мохоровичича до волновода Гутенберга включительно на различных глубинах сложена породами, известными в виде ксенолитов (шпинелиевыми, шпинель-пироповыми и пироповыми гипербазитами), термодинамические условия образования которых с известной долей истины отражают глубины их образования, мы можем предпринять попытку оценки масштабов воздействия того или иного фактора на различные серии пород глубинного генезиса. Таким образом определится вероятность рассматриваемой модели строения мантии, с одной стороны, и содержание радиоактивных элементов в ней — с другой.

Массовые определения содержания Th, U и K были выполнены гамма-спектрометрическим методом. Чувствительность метода составляет по Th $0,1 \Gamma/\text{т}$; по U — $0,03 \Gamma/\text{т}$ и K — $0,05\%$. Точность определений не ниже $\pm 20\%$ (Акимов, Семенов, 1971). Часть определений по урану была выполнена нейтронно-активационным анализом с регистрацией следов от осколков деления ядер U_{235} . Чувствительность метода $n \cdot 10^{-8}$ вес.%. Точность определения $\pm 17\%$ (Берзина и др., 1967). Средние содержания тория, урана и калия в главных типах пород глубинных формаций приведены в табл. 1.

Обсуждение результатов

1. Определение содержаний радиоактивных элементов в большом наборе пород — производных подкоровых оболочек показало, что минимальные концентрации тория, урана и калия свойственны центральным частям крупных ксенолитов некоторых разновидностей эклогитов и шпинелиевых лерцолитов из щелочно-базальтовых и щелочно-ультраосновных аппаратов, перидотитам гарцбургитовой формации и океаническим толеитам. Несколько более высокие содержания этих элементов обнаружены в толеитах и высокоглиноземистых базальтах островных дуг и в габброидах гарцбургитовой и дунит-пироксенит-габбровой формации (см. табл. 1). Также низкие, но несколько более высокие концентрации характерны для меймечитов и континентальных толеитов.

Щелочно-оливиновые базальты островных дуг и толеитовые базальты континентальных областей характеризуются еще более высокими содержаниями тория, урана и калия. Наконец, самые высокие концентрации радиоактивных элементов свойственны кимберлитам, ингилитам, пикритовым порфиритам, натровым щелочным базальтам и фергусит-порфирам. В этой группе пород выявленные содержания радиоактивных элементов часто превышают все известные определения в базальтах и гипербазитах. Именно сюда относятся эруптивные брекчи, которые могут быть отнесены к жерловой субвулканической фации.

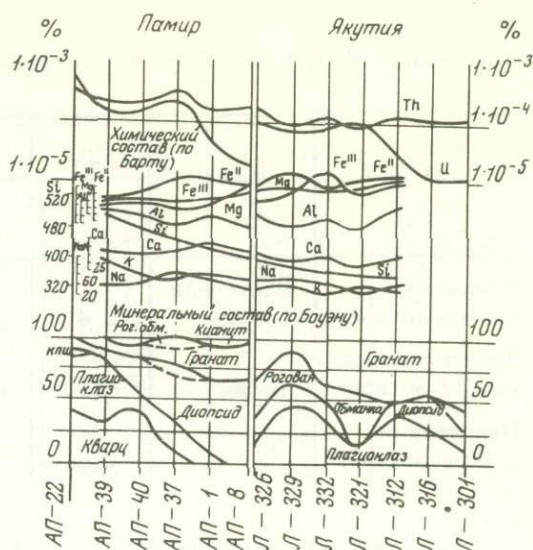
Как следует из приведенных данных, содержания радиоактивных элементов и отчасти калия в породах мантийного генезиса образуют несколько (в данном случае пять) уровней концентраций. Нижнему уровню соответствуют породы, известные в виде ксенолитов и предположительно определяющие непосредственно верхнюю мантию, примитивные океанические толеиты и альпинотипные ультрабазиты. Во всех остальных типах пород концентрации радиоактивных элементов (и отчасти калия) в значительной степени возрастают и колеблются в довольно широких пределах. Эти колебания более широки, чем вариации составов их петрогенных элементов (см. табл. 1).

2. Изучение распределения радиоактивных элементов в производных подкоровых зон показало, что породы глубинных формаций не содержат самостоятельных минералов урана и тория, поэтому как в интрузивных разностях, так и в ксенолитах эти элементы находятся в состоянии эндохрипного рассея-

Средние содержания Th, U и K в магматических породах глубинного происхождения

| Формация, тип породы | Количество определений | Th, | U, | K, % |
|--|------------------------|-------|-------|------|
| | | г/т | | |
| Ксенолиты ультрабазитов из диатерм | | | | |
| Шпинелиевые лерцолиты | 8 | 0,90 | 0,15 | 0,05 |
| Пироповые перидотиты | 10 | 1,50 | 0,15 | 0,15 |
| Омфацитовые эклогиты | 4 | 0,70 | 0,08 | 0,10 |
| Пироп-хромдиопсидовые эклогиты . | 5 | 1,50 | 0,02 | 0,15 |
| Ультрабазиты интрузивные | | | | |
| Перидотиты гарцбургитовой формации | 4 | 0,50 | 0,05 | 0,05 |
| Перидотиты дунит-пироксенит-габбровой формации | 2 | 0,45 | 1,30 | 0,08 |
| Щелочно-ультраосновные серии | | | | |
| Меймечиты | 2 | 1,70 | 0,68 | 0,05 |
| Кимберлиты базальтоидные и их эруптивные брекчии | 30 | 4,00 | 1,20 | 0,40 |
| Кимберлиты слюдяные и их брекчии | 18 | 12,00 | 4,00 | 0,80 |
| Ингилиты | 3 | 18,00 | 6,00 | 0,30 |
| Пикритовые порфириты | 3 | 25,00 | 10,00 | 1,00 |
| Щелочно-базальтоидные серии | | | | |
| Эруптивные брекчии натровых щелочных базальтов | 5 | 7,20 | 12,00 | 0,05 |
| Фергусит-порфиры | 3 | 72,00 | 45,00 | 1,00 |
| Габброиды интрузивные | | | | |
| Габбро гарцбургитовой формации . | 1 | 0,57 | 0,39 | 0,10 |
| Габбро-дунит-пироксенит габбровой формации | 2 | 0,30 | 0,30 | 0,16 |
| Базальтовые серии | | | | |
| Толейты океанические | 3 | 0,17 | 0,09 | 0,15 |
| Толейты островной дуги | 5 | 0,18 | 0,15 | 0,21 |
| Высокоглиноземистые базальты островной дуги | 7 | 0,77 | 0,20 | 0,48 |
| Щелочно-оливиновые базальты островной дуги | 5 | 3,90 | 0,50 | 0,90 |
| Базальты орогенной области . . . | 14 | 6,80 | 1,20 | 1,83 |
| Базальты древнего кристаллического щита | 10 | 5,10 | 1,00 | 1,38 |
| Континентальные толейты | 52 | 1,60 | 0,85 | 0,64 |

Рис. 1. Соотношение модалного минерального и химического состава с содержаниями U и Th в глубинных породах



ния, главным образом в гранатах, шпинелях, пироксенах и оливине (Акимов и др., 1968; Берзина, Лутц, Акимов, 1971), а в эффузивных большая часть радиоактивных элементов сосредоточена в вулканическом стекле и лишь меньшие его количества рассеяны в порфировых вкрапленниках плагиоклаза, пироксена и оливина (Берзина и др., 1968).

Этот факт позволил предположить, что содержание радиоактивных элементов в глубинных породах не зависит от химического состава пород. Специальное изучение этой задачи, проведенное на сериях ксенолитов пироповых гипербазитов из кимберлитов Якутии, показало, что содержания радиоактивных элементов в глубинных породах зависят от количества этих элементов в среде, из которой они кристаллизуются, и определяются рядом минеральных признаков. В парагенетическом ряду минералов гранат — шпинель — диопсид — энстатит — оливин содержания урана последовательно убывают (Акимов и др., 1968; Берзина, Лутц, Акимов, 1971). При этом гранат из разных фаций (ассоциаций) может содержать разное количество урана, зависящее от его концентрации в кристаллизующейся среде, но в одной парагенной ассоциации минерал будет содержать его всегда больше, чем последующие минералы в отмеченном выше ряду. Соответственно ведут себя и другие минералы этого ряда.

Было изучено также распределение радиоактивных элементов в однотипных сериях пород из вулканических аппаратов Якутии и Памира, т.е. пород различного состава, сформированных при разных $P-T$ условиях, но в одних и тех же средах. Отобрано две серии пород из кимберлитов трубки "Удачная" и щелочных базальтоидов Памира (рис. 1). На этих сериях было показано, что содержание радиоактивных элементов в глубинной породе зависит не от химического состава пород или слагающих их минералов, а от термодинамических условий их образования, определяемых количеством более плотностных модификаций, входящих в породу (Акимов, Семенов, 1971).

Таким образом, было доказано, что содержания радиоактивных элементов в мантии убывают с глубиной, в мантии отсутствуют горизонты и слои с их неравномерным распределением, по крайней мере в тех ее частях, состояние вещества которых доступно экспериментированию и не вызывает ядерных перестроек — это горизонты от поверхности Мохоровичича до волновода Гутенберга.

Результаты этих исследований позволяют с достаточной уверенностью утверждать, что если в мантии имеются скопления радиоактивных элементов, поступающих со сверхглубоких горизонтов, то они не образуют слоя и должны быть секущими, концентрирующимися по узким каналам ослабленных зон, а происхождение таких скоплений должно быть связано с состоянием вещества, причинность которого мы можем в настоящее время только предполагать.

Содержания Th, U, K и SiO₂ в траптовом дифференцированном силле

| Порода | Район | Th | U | K | SiO ₂ | Парциальные давления кислорода, атм |
|------------------------------|------------------|------|------|------|------------------|-------------------------------------|
| | | г/т | | % | | |
| Оливиновый габбро-долерит | Восточная Сибирь | 1,40 | 0,33 | 0,47 | 48,70 | $6,02 \cdot 10^{-7}$ |
| Троктолитовый габбро-долерит | То же | 1,20 | 0,30 | 0,40 | 45,95 | $2,75 \cdot 10^{-7}$ |
| Пикритовый габбро-долерит | " | 0,6 | 0,45 | 0,28 | 43,49 | $1,58 \cdot 10^{-7}$ |

Таким образом, приводимые в табл. 1 содержания радиоактивных элементов в ксенолитах глубинных и мантийных пород, а также высокие термодинамические условия, господствующие в мантии, определяют равномерно убывающие концентрации радиоактивных элементов в модели ксенолитного разреза мантии.

Этот вывод хорошо согласуется с построениями по данным тепловых потоков из недр. В таком случае, как бы мы не изменяли глубину выплавления первичной магмы (в интервале от 40 до 120–150 км в континентальных областях), нам не удастся при любом типе плавления (полном или селективном) получить концентрации урана и тория адекватные концентрациям, характерным для пород щелочно-ультраосновной, щелочно-базальтоидной и базальтоидной континентальных серий. Лишь ультрабазиты и океанические толеиты характеризуются концентрациями радиоактивных элементов (и калия), близкими к концентрациям этих элементов в ксенолитах мантийных пород. Учет изменения глубины выплавления первичных магм все же не объясняет полностью характера распределения радиоактивных элементов в магматических породах мантийного генезиса.

3. Оценка влияния глубинной дифференциации на перераспределение радиоактивных элементов в глубинных породах. Содержания этих элементов даже для базальтов океанического типа не укладываются в любую схему дифференциации, поэтому Д.Х. Грин и А.Э. Рингвуд предложили назвать ряд элементов, подобных радиоактивным, некогерентными (Грин, Рингвуд и др., 1968).

Оценить роль глубинной дифференциации первичных магм в изменении концентраций радиоактивных элементов и калия можно на примере дифференцированных "in situ" толеит-базальтовых силлов, рассматривая их как модель глубинной дифференциации, а также на примере гомодромных последовательных серий базальтовых лав Курильской островной дуги и Малого Кавказа.

Внутрикамерная дифференциация "in situ" в траптовом силле толеит-базальтовой формации приводит к некоторому увеличению концентраций тория и калия при значительном уменьшении концентраций урана (табл. 2). Однако, как следует из рассмотрения этого же примера, в зависимости от изменения кремнекислотности (см. рис. 2) вопреки сложившимся представлениям о прямой линейной зависимости содержания урана от кремнекислотности и щелочности пород приходится констатировать существование обратной зависимости между названными величинами. По-видимому, в данном случае определяющую роль играет увеличение парциального давления кислорода, вследствие чего уран переходит в шестивалентную, более подвижную форму и частично выносится (Золотарев, Семенов, 1970).

В табл. 3 показаны вариации содержания урана и калия в зависимости от изменения концентрации кремнекислоты в процессе дифференциации базальтовых

Таблица 3

Содержания SiO_2 , U и K в базальтоидах

| Порода | Район | SiO_2 , % | U, г/т | K, % |
|-----------------|--------------|--------------------|--------|------|
| Базальт | о. Парамушир | 48,18 | 0,58 | 0,92 |
| " | " | 48,98 | 0,48 | 0,83 |
| Андезит-базальт | Малый Кавказ | 54,56 | 1,58 | 2,44 |
| То же | о. Парамушир | 54,84 | 0,83 | 1,50 |
| " | Малый Кавказ | 54,90 | 2,72 | 2,30 |
| " | То же | 55,60 | 1,92 | 2,63 |
| " | о. Кунашир | 56,55 | 0,24 | 0,47 |
| Андезит | о. Парамушир | 57,85 | 1,54 | 1,90 |
| " | " | 58,16 | 1,64 | 1,71 |
| " | о. Кунашир | 61,31 | 0,42 | 0,63 |

Таблица 4

Средние содержания U, Th и K в породах дифференцированных базальтовых серий (по данным С.М. Кравченко, Г.С. Семенова, 1970)

| Порода | Район | U | Th | K, % |
|-----------------|--------------|------|------|------|
| | | г/т | | |
| Андезит-базальт | о. Кунашир | 0,12 | 1,10 | 0,17 |
| Андезит | То же | 0,50 | 0,42 | 0,50 |
| Андезит-дацит | " | 0,10 | 1,60 | 0,87 |
| Базальт | о. Парамушир | 0,40 | 1,30 | 0,72 |
| Андезит-базальт | То же | 0,90 | 3,60 | 1,25 |
| Андезит | " | 1,01 | 5,00 | 1,78 |
| Базальт | Малый Кавказ | 0,10 | 3,40 | 0,93 |
| Андезит-базальт | То же | 0,40 | 3,10 | 0,91 |
| Андезит | " | 1,60 | 3,70 | 0,91 |
| Дацит | " | 1,30 | 5,80 | 2,05 |

Таблица 5

Средние содержания U, Th и K в породах андезит-базальтовой формации

| Район | Мощность консолидированной коры, км | U | Th | K, % |
|------------------------|-------------------------------------|------|------|------|
| | | г/т | | |
| о. Кунашир | 10-15 | 0,14 | 0,82 | 0,44 |
| о. Парамушир | 20-25 | 0,83 | 3,70 | 1,38 |
| Малый Кавказ | 40-45 | 1,20 | 6,80 | 1,83 |

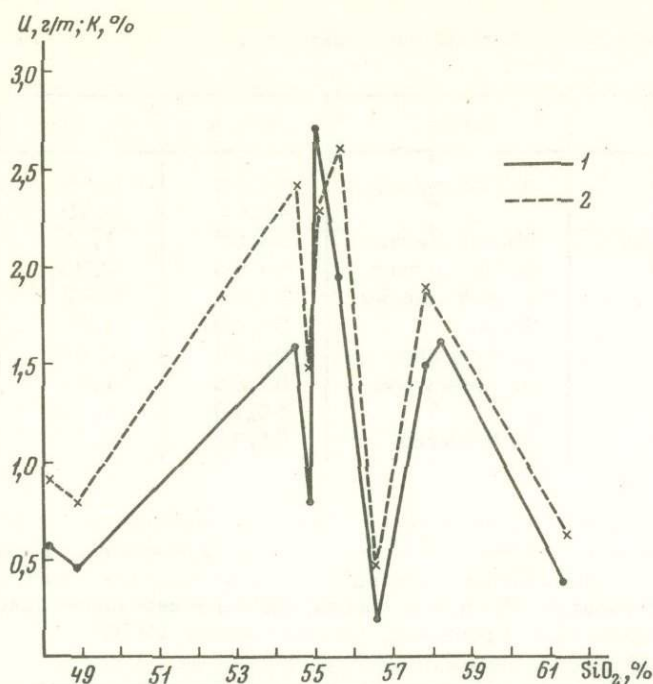


Рис. 2. Зависимость содержания урана (1) и калия (2) от кремнекислотности в дифференциатах базальтовых магм из различных районов

магм различных районов. Как видно из этой таблицы, определенной взаимосвязи между названными компонентами не наблюдается (рис. 2).

Разграничение дифференцированных базальтовых серий по конкретным геолого-структурным зонам (современная островная дуга — острова Кунашир, Парамушир и ороген — Малый Кавказ), также показало, что в отдельных районах в процессе дифференциации первичной базальтовой магмы происходит некоторое увеличение концентраций радиоактивных элементов и калия (табл. 4). Но при этом уровни концентраций урана, тория и калия в одинаковых по кремнекислотности породах разных районов одной геолого-структурной зоны и разных геолого-структурных зон различны. Это обстоятельство, вытекающее из данных, сгруппированных в табл. 2—4, приводит к выводу, что, с одной стороны, дифференциация магмы влечет за собой изменение концентраций радиоактивных элементов и калия в сторону их увеличения, а, с другой стороны, — существуют какие-то более сильные причины, приводящие в ряде случаев к нарушению этой закономерности. К этим причинам в первую очередь следует отнести процессы селективной контаминации магмы коровым материалом и, вероятно, обогащения ювенильными растворами, за счет которых почти во всех дифференциатах подкоровых магм в значительной степени увеличиваются концентрации радиоактивных элементов и калия.

4. Оценка роли контаминации. С позиций селективного обогащения глубинной магмы коровым материалом весьма убедительной представляется прямая зависимость между содержаниями урана, тория и калия в породах андезитобазальтовой серии и мощностью консолидированной коры в районах распространения этих пород (табл. 5).

Выявляемая зависимость может быть объяснена только заимствованием радиоактивных элементов и калия из пород, слагающих нижние части коры, в процессе продвижения первичной базальтовой магмы от зон ее генерации к поверхности Земли, так как вулканические породы рассмотренных районов не несут никаких следов эпигенетических преобразований.

Средние содержания Th, U и K в траппах Сибирской платформы

| Характеристика породы | Th | U | K, % | Th/U |
|--|-----|-----|------|------|
| | г/т | | | |
| Породы со следами загрязнения первичной магмы коровым материалом . . . | 1,7 | 3,0 | 0,74 | 0,6 |
| Породы без заметных следов ассимиляционных процессов | 1,4 | 0,4 | 0,60 | 3,4 |

Породы толеит-базальтовой формации (траппы) чрезвычайно широко развиты практически на всей территории Сибирской платформы. Их формирование протекало в широком диапазоне условий и времени, в связи с чем среди траппов Сибирской платформы выделяются 13 интрузивных комплексов (Лурье, Масайтис, 1967). Два из них — Кузьмовский и Тычанский — характеризуются отчетливо проявленными признаками процессов ассимиляции и контаминации первичной магмы коровым материалом (Лебедев, 1955; Лурье, Масайтис, Полунина, 1962). Породы именно этих двух комплексов отличаются в среднем более высокими концентрациями тория, урана и калия (табл. 6).

Для этих пород отмечается чрезвычайно широкий интервал содержаний радиоактивных элементов и калия, а также низкое торий-урановое отношение. Подобное распределение свидетельствует о большей скорости накопления урана по сравнению с торием и калием. По всей вероятности, в процессе взаимодействия магмы с коровым материалом в результате селективной контаминации первичная магма заимствует уран в большем количестве и с большей скоростью, чем торий и калий.

Более определенный ответ на этот вопрос может дать исследование распределения тория в породах жерловой субфации, так как геохимическое поведение тория меньше связано с летучими и отражает более магматическую стадию развития этих пород.

Как уже отмечалось выше, эруптивные брекчии щелочных базальтоидов, кимберлитов и ингилитов, содержащие большое количество ксеногенного корового материала, характеризуются чрезвычайно высокими концентрациями тория и урана. Это обстоятельство может быть объяснено либо заимствованием радиоактивных элементов первичной магмой из корового материала на разных этапах продвижения магмы к поверхности Земли (в промежуточных магматических камерах в нижних частях коры и при образовании жерловой пробки в верхних горизонтах коры), либо влиянием ювенильных растворов, преобразующих материал трубок после взрыва и закупорки. Для большинства трубок, выполненных кимберлитами и ингилитами, характерны интенсивно проявленные эпигенетические преобразования апикальных частей трубок (серпентинизация, ослюдование, карбонатизация и т.п.), которые могли оказать решающее влияние на изменение концентраций радиоактивных элементов в постмагматическую стадию.

Уже на ранних этапах развития кимберлиты, так же как и меймечиты, содержат некоторое количество летучей фазы (H_2O), что могло бы свидетельствовать об обогащении кимберлита ювенильным ураном. Как известно, с летучими и особенно с водой увязывается геохимическая история U. Однако нахождение U в продуктах ранней кристаллизационной отсадки кимберлитов, а также в кимберлитах наиболее основного типа, не затронутых процессами гидротермального метасоматоза, указывает на более низкие значения уровней содержаний урана, хотя и более высокие, чем для многих других типов глубинных пород, и в частности родственных меймечитам.

В то же время трубки взрыва щелочных базальтоидов геосинклинальных областей, образующихся после консолидации геосинклинали в орогенические эта-

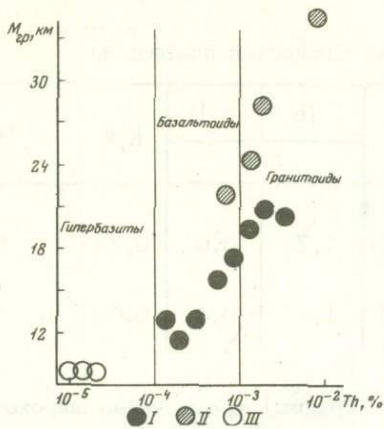


Рис. 3. Зависимость модальных содержаний Th в глубинных магматических породах от мощности "гранитной" части коры, которую они прорывают

I - кимберлиты; II - щелочно-базальтоидные породы трубок взрыва; III - гипербазиты

пы развития таких областей, по-видимому, в связи с повышенной проницаемостью коры при активации движений, в подавляющем большинстве случаев практически "сухие", но содержат торий и уран в еще больших количествах.

Для мантийных пород, слагающих трубки взрыва, была составлена вариационная диаграмма (рис. 3), по одной из осей которой отложены модальные концентрации тория, вычисленные для кимберлитовых полей, а по другой - примерные известные мощности гранитного слоя в составе земной коры в районах распространения трубок взрыва, полученные различными исследователями при расчетах гравитационного поля или при проведении ГСЗ (Борисов, 1962; Николаевский, 1968; и др.). На диаграмме ультрабазиты, кимберлиты и щелочные базальтоиды образуют три независимых поля, характеризующихся разными уровнями концентрации тория. При этом в кимберлитах и щелочных базальтоидах концентрация тория находится в прямой зависимости от мощности гранитного слоя в составе коры, а уровень содержаний тория в них на порядок выше предполагаемых значений. Этот феномен может быть объяснен только извлечением радиоактивных элементов первичной магмой из гранитного слоя коры, тем более, что для кимберлитов предполагаемые масштабы процессов глубинной дифференциации не очень значительны (Францессон, 1968).

Породы, слагающие нижние части земной коры под платформами, содержат достаточно высокие концентрации тория, урана и калия, особенно на глубинном уровне пород амфиболитовой фации и гранитного слоя (табл. 7). При образо-

Таблица 7

Средние содержания Th, U и K в породах, слагающих нижние части земной коры и "гранитный" слой

| Породы, слагающие фундамент континентальной коры | Тектоническое положение | Th | U | K, % |
|--|--|---------|---------|------|
| | | г/т | | |
| Анатектические гранитоиды и породы низкотемпературной амфиболитовой фации метаморфизма | Верхи "гранитного" слоя геосинклиналей | 14,8 | 5,2 | 3,2 |
| Гранито-гнейсы и породы высокотемпературной амфиболитовой фации | "Гранитный" слой платформы и низы геосинклиналей | 26,5 | 2,5 | 3,5 |
| Лейкократовые гранулиты Гранулит-базитовые породы | Под платформами и геосинклиналями | 3,0-5,0 | 0,4-0,6 | 0,3 |
| | | 2,7 | 0,5 | 0,25 |

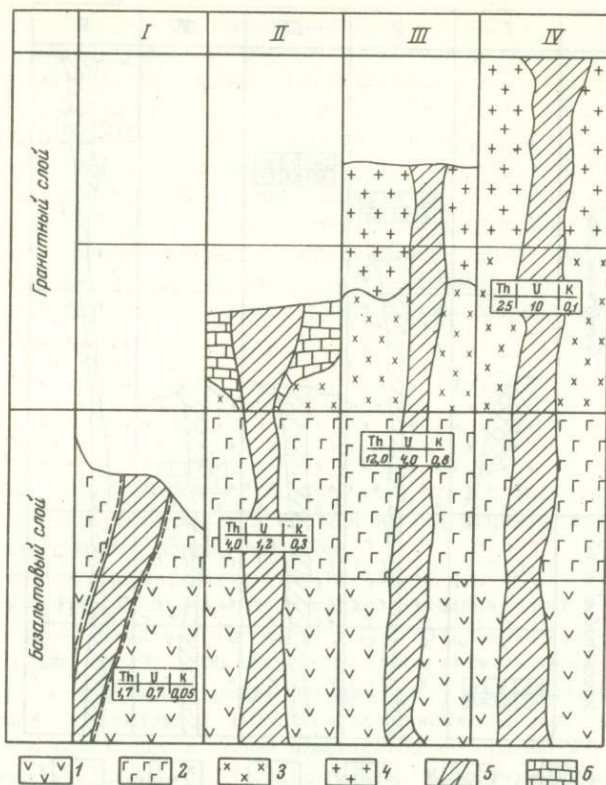


Рис. 4. Индикация условий эволюции глубинных подкорковых магм жерловой фации в платформенных областях

1 - гранулит-базиты: чарнокиты, эклогитоподобные породы; 2 - лейкократовые кристаллические сланцы гранулитовой фации; 3 - плагиогнейсы и сланцы амфиболитовой фации; 4 - кислые образования кристаллических плит областей протоплатформенного регионального метаморфизма; 5 - производные подкорковых оболочек: I - меймечиты, II - кимберлиты базальтоидного типа алмазной субфации, III - кимберлиты пироп-алмазной субфации, IV - кимберлиты слюдяного типа пироповой субфации; 6 - известняки осадочного чехла. Содержание Th, U - г/т, K - %

вании промежуточных магматических камер на этих глубинных уровнях или при достаточно медленном продвижении магмы, находящейся при повышенных термодинамических условиях, к поверхности Земли здесь вполне возможно взаимодействие первичной магмой радиоактивных элементов и калия.

5. Ювенильный подток радиоактивных элементов с летучей фазой. Наиболее трудно оценить влияние сквозьмагматических растворов на изменение концентраций тория, урана и калия в продуктах кристаллизации мантийных магм. Здесь могут быть высказаны лишь общие соображения о воздействии этого фактора.

На примере андезитов-базальтовых серий Курильской островной дуги и Малого Кавказа мы убедились, что лавовые потоки, содержащие максимальные концентрации урана, не несут никаких сколько-нибудь заметных следов метасоматического изменения. Да и структура распределения урана (подавляющее его количество включено в вулканическое стекло) свидетельствует о том, что уран присущ базальтовой магме, излившейся на земную поверхность (Берзина, Лутц, Акимов, 1971).

В трапových силах, образующих маломощные и достаточно протяженные пласты с закаленными верхними и нижними контактами, а также узкими под-

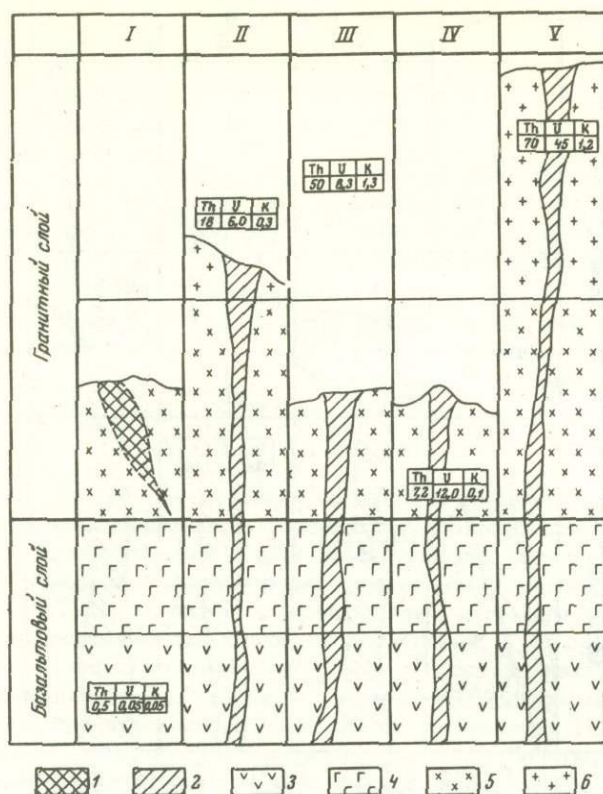


Рис. 5. Индикация условий эволюции глубинных подкорковых магм жерловой фации в орогенных областях

1 - протрузии альпинотипных гипербазитов в офиолитовых поясах (I); 2 - щелочно-базальтоидные породы трубок взрыва; II - ингилиты в орогенных зонах древних платформ, III - мелилитовые монтичелитовые базальты, весселиты, альнеиты в корневых частях зон полиметаморфизма и авлакогенах, IV - натровые эруптивные брекчии базальтоидов в жерловинах вулканов глубокоэродированных массивов (котловинах) орогенов и переходных к океану зон, V - эруптивные брекчии калиевых базальтоидов в молодых постгеосинклиналях; 3 - гранулит-базиты и коровые эклогиты; 4 - лейкократовые гранулиты и зоны регрессивной термально-динамической переработки; 5 - зоны регрессивного полиметаморфизма по породам более высоких ступеней метаморфизма; 6 - анатектированные породы, гранито-гнейсы, фельзитовидные сланцы разнотемпературных амфиболитовых фаций прогрессивного метаморфизма. Содержание Th, U - в г/т, K - %

водящими каналами, трудно предположить обоснованный механизм передвижения ювенильных растворов, тем более, что в подавляющем большинстве случаев в силлах с повышенными концентрациями радиоактивных элементов не обнаружено никаких метасоматических изменений. Как правило, в этих силлах (Кузьмовский и Тычанский комплексы) отмечаются признаки ассимиляции магмой ксенолитов вмещающих силлы пород (Лурье, Масайтис, Полунина, 1962).

Наиболее благоприятным в морфологическом отношении объектом для метасоматической переработки ювенильными растворами являются кимберлитовые, ингилитовые и щелочно-базальтоидные трубки взрыва, уходящие вертикально вниз на многие километры. Однако породы, слагающие многие трубки взрыва, достаточно интенсивно изменены эпигенетическими метасоматическими процес-

сами (ослуженение, карбонатизация и т.п.) лишь в верхних горизонтах. По-видимому, концентрация радиоактивных элементов и калия в породах, слагающих трубки взрыва, определяется не столько первичными концентрациями, характерными для глубинных магм, сколько теми количествами этих элементов, которые заимствуются магмой из пород коры (рис. 4, 5). В то же время нетрудно показать, что некоторые образования жерловой фаши, например меллитовые базальты, характеризующиеся приуроченностью к тонкой, в основном гранулит-базитовой, коре характеризуются аномально высокими содержаниями радиоактивных элементов при относительно "сухом" облике пород. Этот единичный факт лучше может быть объяснен с позиций ювенильного обогащения, так как районы распределения таких базальтов на платформах приурочены к зонам активизации, сопряженным с развитием гранитизации щита и выходящим в геосинклинали (рис. 5, III).

Выводы

Оценивая значение каждого из названных в статье факторов, следует настаивать, что их роль в отдельных вулканических сериях, развитых в различных геолого-структурных зонах, различна.

В недифференцированных вулканических сериях решающее влияние на концентрации радиоактивных элементов и калия оказывают тип и мощность земной коры в районе проявления магматизма. В районах, характеризующихся океаническим типом коры, состав вулканических пород максимально приближается к составу первичных мантийных магм (океанические толеиты). По мере перехода земной коры от океанического типа к континентальному состав пород мантийного генезиса все более и более изменяется по сравнению с первичными магмами, в первую очередь за счет изменения концентраций летучих и подвижных элементов (океанические толеиты, толеиты островных дуг, континентальные толеиты). Максимальные отклонения в составе вулканических серий по некогерентным элементам от первичных мантийных магм характерны для молодых складчатых сооружений и орогенов (щелочные базальтовые серии), на платформах они увязываются с зонами авлакогенов и корневыми участками гранитизирующих зон, входящих в геосинклинали.

В дифференцированных вулканических сериях определяющее значение имеют два фактора: глубинная дифференциация первичной магмы и тип земной коры в районе проявления магматизма. Вполне естественно, что в разных районах различное сочетание факторов оказывает специфическое воздействие на изменение концентраций тория, урана и калия в продуктах дифференциации первичной магмы (например, базальт-андезитовой серии Курильской островной дуги и Малого Кавказа). Еще более вероятно, что контаминация, смещающая равновесие расплава, в ряде случаев приводит к более интенсивной дифференциации магмы, т.е. оба фактора могут действовать взаимосвязанно.

В недифференцированных и слабо дифференцированных щелочно-ультраосновных сериях, образующих трубки взрыва в платформенных областях (кимберлиты и ингилиты), изменение концентраций радиоактивных элементов и калия зависит в первую очередь от типа и мощности земной коры в районе проявления магматизма и в последующем — от степени метасоматоза (ослуженение, карбонатизация).

Характер распределения тория, урана и калия в ультраосновных ксенолитах из кимберлитов, в породах различных вулканических серий и ультрабазитах гарцбургитовой и дунит-пироксенит-габбровой формаций не противоречит обсуждаемой в статье модели состава верхней мантии. Основываясь на этих данных, можно считать, что максимально приближающимися по составу к первичной магме являются океанические толеиты, а из пород, непосредственно слагающих мантию, — эклогиты метаморфогенного типа и некоторые альпинотипные гипербазиты. Содержание радиоактивных элементов в этих породах может характеризовать первичное содержание их в мантии.

Породы остальных вулканических серий возникают в результате процессов

глубинной дифференциации первичной магмы, осложненной на разных этапах влиянием селективной контаминации магмы коровым материалом и воздействием метасоматических (ювенильных) растворов. Ультрабазиты гарибургитовой формации являются тугоплавкими остатками селективного плавления вещества мантии, а дунит-пироксенит-габбровой формации — дифференциатами базальтовой выплавки

Литература

- Акимов А.П. Базификация и ассимиляция плагиогнейсов в кимберлитах. — Изв. АН СССР, серия геол., 1970, №3.
- Акимов А.П., Берзина И.Г., Гурвич М.Ю., Лутц Б.Г. Содержание урана в эколито-вых включениях из кимберлитовых трубок. — Докл. АН СССР, т. 181, №5, 1968.
- Акимов А.П., Семенов Г.С. Содержание радиоактивных элементов в кимберлитах Сибирской платформы. — Докл. АН СССР, т. 190, №4, 1970.
- Акимов А.П., Семенов Г.С. Геохимия радиоактивных элементов в глубинных породах. — В сб.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, изд-во "Наукова думка", 1971.
- Берзина И.Г., Гурвич М.Ю., Флеров Г.Н., Шимелевич Ю.С. Определение концентраций урана и его пространственного распределения в минералах и горных породах. — "Атомная энергия", т. 23, вып. 6, 1967.
- Берзина И.Г., Кравченко С.М., Гурвич М.Ю., Золотарев Б.П. Определение концентрации урана и его пространственного распределения в кайнозойских базальтоидах по следам осколков деления. — Изв. АН СССР, серия геол., 1968, №8.
- Берзина И.Г., Лутц Б.Г., Акимов А.П. Содержание и распределение урана в породах глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. — Изв. АН СССР, серия геол., 1971, №1.
- Борисов А.А. О некоторых особенностях глубинной структуры платформенных территорий Советского Союза. — Сов. геол., 1962, №1.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. и др. Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968.
- Золотарев Б.П., Семенов Г.С. Особенности распределения тория, урана и калия в породах толеит-базальтовой формации. — Сов. геол., 1970, №12.
- Кравченко С.М., Семенов Г.С. Гамма-спектрометрическое определение урана, тория и калия в кайнозойских базальтах, андезитах и дацитах Курильских островов и Малого Кавказа. — Докл. АН СССР, т. 193, №2, 1970.
- Лебедев А.П. Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна. — Тр. ИГиН, серия петрогр., вып. 161, №46, 1955.
- Лурье М.Л., Масайтис В.Л. Основные черты геологии и петрологии трапповой формации Сибирской платформы. — В сб.: Базальты плато. Л., "Наука", 1967.
- Лурье М.Л., Масайтис В.Л., Полунина М.Г. Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы. — В кн.: Петрография Восточной Сибири, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Масайтис В.Л., Абрамович И.И., Додин Д.А., Смыслов А.А. Уран в траппах Сибирской платформы. — Геохимия, 1966, №5.
- Милашев В.А., Крутоярский М.А., Эрлих Э.Н. Кимберлитовые породы и пикритовые порфиры северо-восточной части Сибирской платформы. — Тр. НИИГА, т. 126, 1964.
- Николаевский А.А. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и ее обрамления. М., "Наука", 1968.
- Соболев В.С., Соболев Н.В. Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли. — Докл. АН СССР, т. 158, №1, 1964.
- Францессон Е.В. Петрология кимберлитов. М., "Недра", 1968.

О ТИПАХ СКОРОСТНЫХ МОДЕЛЕЙ КОРЫ ЗЕМЛИ

Успех региональных сейсмических исследований зависит от возможностей их геологического или физического толкования, т.е. от того, насколько результаты интерпретации улучшают наши знания о земной коре и верхах мантии.

В понимании процессов образования и развития структуры коры особую роль играет изучение характера изменения скоростей сейсмических волн с глубиной, выявление областей быстрого роста скорости и зон пониженной скорости. Наиболее распространенные методы построения разреза по годографам рефрагированных волн (Герглотца, Вихерта, Чибисова) неоднозначны при наличии скоростного канала, неточны в случае границ первого рода и не учитывают погрешностей наблюдений. Более объективные результаты могут быть получены при рассмотрении наряду с кинематическими динамическими характеристиками волн и при анализе большого числа вариантов решений, что возможно лишь с привлечением электронно-вычислительных машин.

Ниже сопоставлены опубликованные результаты построения скоростного разреза земной коры на ЭВМ. Интерпретация проведена под руководством А.Л. Левшина по программе и при участии В.П. Валюса. Для задачи сопоставления общего характера изменения скорости с глубиной в моделях разного типа ограничения вычислительной программы представляются малосущественными. Новые результаты также сравниваются с обобщениями для всего земного шара результатов интерпретации региональных сейсмических исследований по стандартной методике.

Методика и программа интерпретации сейсмических данных на ЭВМ излагалась неоднократно (Азбель, Кейлис-Борок, Яновская, 1966; Валюс, 1968). В заданной области существования сейсмических (скоростных) параметров среды — параметризации — происходит перебор совокупности параметров (скоростных разрезов). Для каждого разреза теоретически рассчитываются такие волновые характеристики (годографы, амплитудные и дисперсионные кривые), которые имеются в эксперименте. Расчеты сопоставляются с наблюдениями. Выбираются меры и порог сравнения, зависящие от точности наблюдений и сложности сейсмической модели. Все те разрезы, в которых при сопоставлении различия не превышают принятых порогов, считаются решением обратной задачи.

Таким образом, вместо единственного или нескольких альтернативных разрезов получается целая область (полоса) равноправных разрезов, согласующихся с экспериментом.

Расчеты проводились по программе "Еж" В.П. Валюса (1968) — по формулам нулевого приближения лучевого метода динамической теории распространения сейсмических волн. Основные ограничения — предположение о локальной (в пределах отдельных блоков) горизонтальной однородности свойств разреза, неучет интерференции волн и неупругих потерь интенсивности. Учитывая это, для интерпретации привлекались по возможности данные, имеющие малое расхождение на встречных ветвях. Возможный эффект интерференции ослаблялся тем, что при расчетах брались амплитуды волн, доминирующих в определенном интервале после первого вступления. Неучет поглощения компенсировался увеличением порога при сравнении амплитудных кривых.

В настоящее время методом перебора на ЭВМ построены скоростные разрезы коры континентального горного, континентального переходного и океанического типов (Галкин, 1972).

Как пример континентального горного типа строения взят сейсмологический профиль через Тянь-Шань от Андижана до Душанбе (Валюс, Левшин, Сабитова, 1966). Способом перебора на ЭВМ отыскивались скоростные разрезы, удовлетворяющие экспериментальным годографам волн Р (с точностью 1 и 1,5 сек) и дисперсионным кривым фазовых скоростей волн Релея в интервале периодов 12–36 сек (с точностью 0,05 км/сек). Из 600 рассмотренных раз-

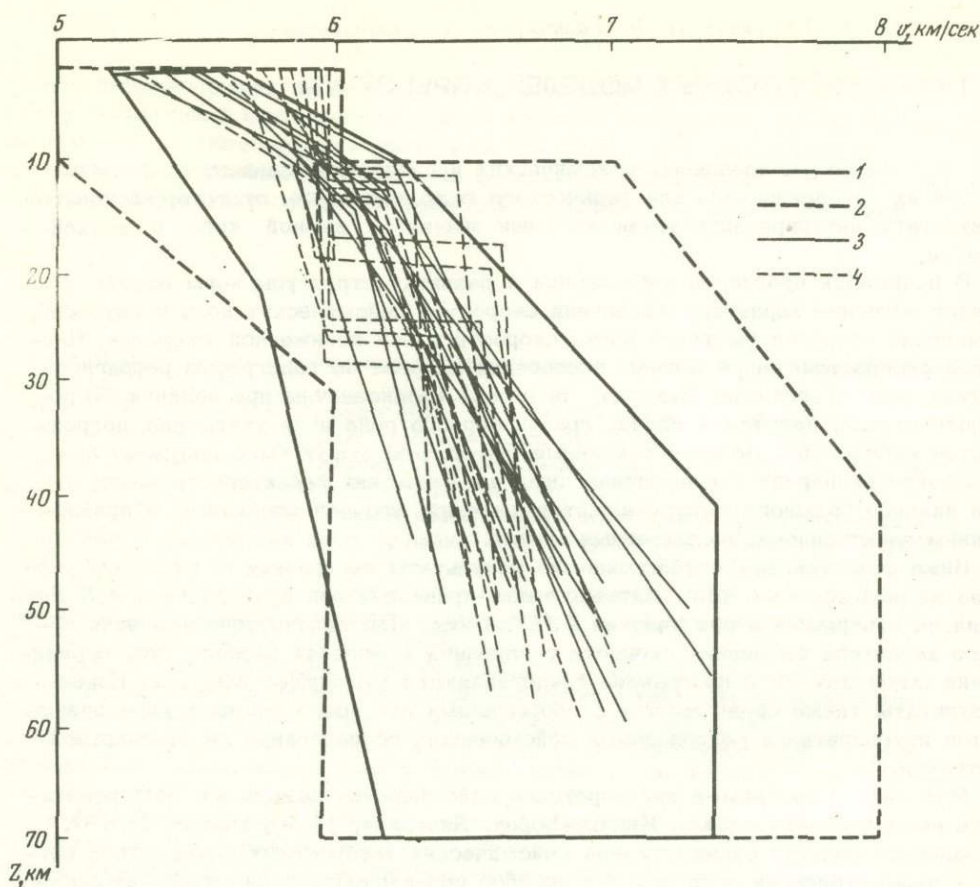


Рис. 1. Скоростные разрезы для Северного Тянь-Шаня, построенные на ЭВМ по годографам и дисперсионным кривым

Параметризация для случаев с границей второго (1) и первого (2) рода и "хорошие" разрезы (3, 4) в соответствующих параметризациях

резов отобрано 46 (рис. 1), удовлетворяющих наблюдениям. Им соответствуют пределы изменения скорости продольных волн на кровле коры 5,2–5,9 км/сек, на промежуточной границе в коре (поверхности "базальта") 6,1–6,6 км/сек, на подошве коры 6,3–7,4 км/сек (скачок скоростей на границе Мохоровичича 0,7–1,8 км/сек). Градиенты скорости в верхнем слое (0,002–0,0 км/сек/км) втрое превышают градиенты в нижнем слое (0,002–0,03 км/сек/км). Средняя скорость в коре 6,2–6,45 км/сек, глубина границы Мохоровичича 45–61 км. Основная неопределенность результата состоит в том, что наблюдениям удовлетворяют разрезы с границей внутри коры как первого, так и второго рода.

Континентальный тип зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану изучен по годографам первых вступлений и амплитудным кривым первой группы волн, зарегистрированных при ГСЗ в Татарском проливе (Валкус, Галкин, Левшин, 1970). В рамках пятислойной модели коры (осадки, трехслойная консолидированная кора, мантия) с шестью переменными параметрами перебрано 896 вариантов скоростного строения. На рис. 2 показано 27 "хороших" разрезов, для которых времена вступления и амплитуды отличаются от наблюдаемых не более чем на 0,2 сек и 0,2 единицы логарифма. Все варианты предусматривают существование границы скачка скорости (от 6,5 до 6,65–6,9 км/сек) в коре на глубинах 11–16 км.

Характер изменения скорости в нижней части коры остался достаточно неопределенным: наблюдениям не противоречат разрезы как с положительным

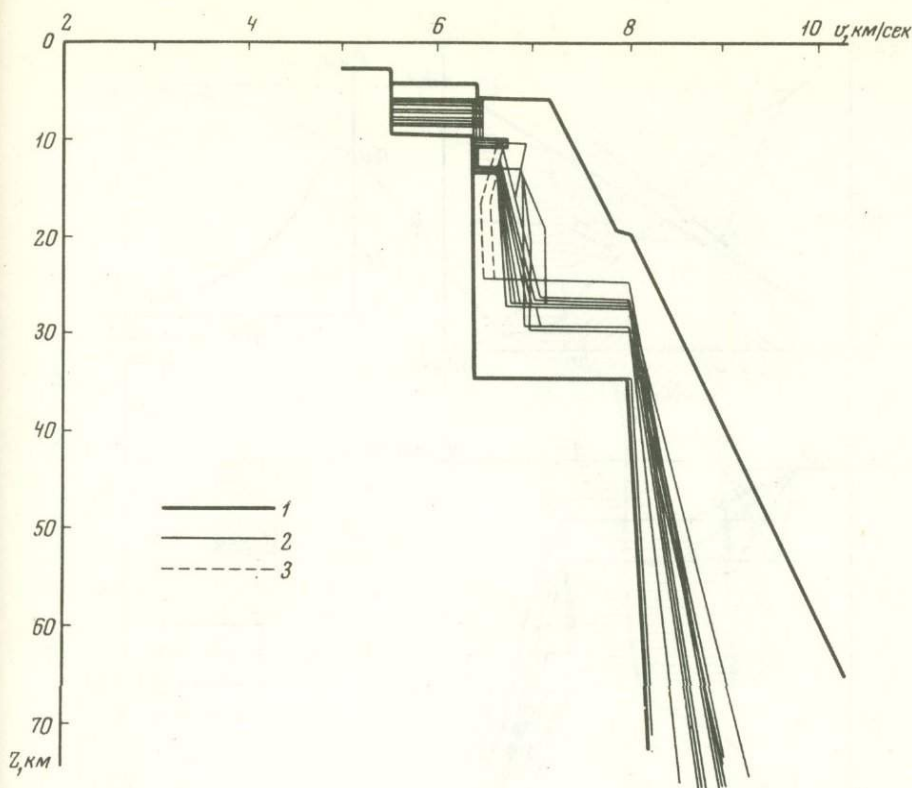


Рис. 2. Скоростные разрезы для Татарского пролива по годографу и амплитудной кривой

1 - область "перебора"; 2 - "хорошие" разрезы с положительным градиентом; 3 - "хорошие" разрезы с каналом

(не более $0,03 \text{ км/сек/км}$), так и с небольшим отрицательным (менее $-0,02 \text{ км/сек/км}$) градиентом скорости. Глубина границы Мохоровичича $25-30 \text{ км}$, градиент скорости в верхах мантии $0,01-0,02 \text{ км/сек/км}$.

В Тихом океане анализировались годографы первых и последующих вступлений и амплитудные кривые первой группы волн. Рассмотрены варианты четырехслойной модели (осадки, однослойная консолидированная кора, два слоя мантии) с границами первого или второго рода и положительными или отрицательными градиентами скорости в слоях. Перебрано 825 разрезов с семью переменными параметрами. Отбор решений проведен по величине среднеквадратичного расхождения времен первых вступлений $0,2 \text{ сек}$, последующих $0,3 \text{ сек}$, логарифмов амплитуд $0,3$ (Валюс и др., 1972).

Различным исходным данным соответствуют разные варианты скоростных моделей. В случае регистрации только первых волн получено 6 разрезов с большими ($0,1 \text{ км/сек/км}$) положительными или отрицательными градиентами скорости. В этом эффекте кроется одно из возможных объяснений факта отсутствия закритических отраженных от границы Мохоровичича волн в океане. Случаю регистрации последующих волн в интервале до 100 км отвечает единственный разрез: скорость на кровле консолидированной коры $6,4 \text{ км/сек}$, мощность 7 км , градиент скорости $0,014 \text{ км/сек/км}$.

Разрезы мантии океана имеют общую особенность - существование границы первого или второго рода ниже границы Мохоровичича на глубинах $15-20 \text{ км}$ от поверхности воды. Значение скорости на этих глубинах варьирует в пределах $8,1-8,7 \text{ км/сек}$.

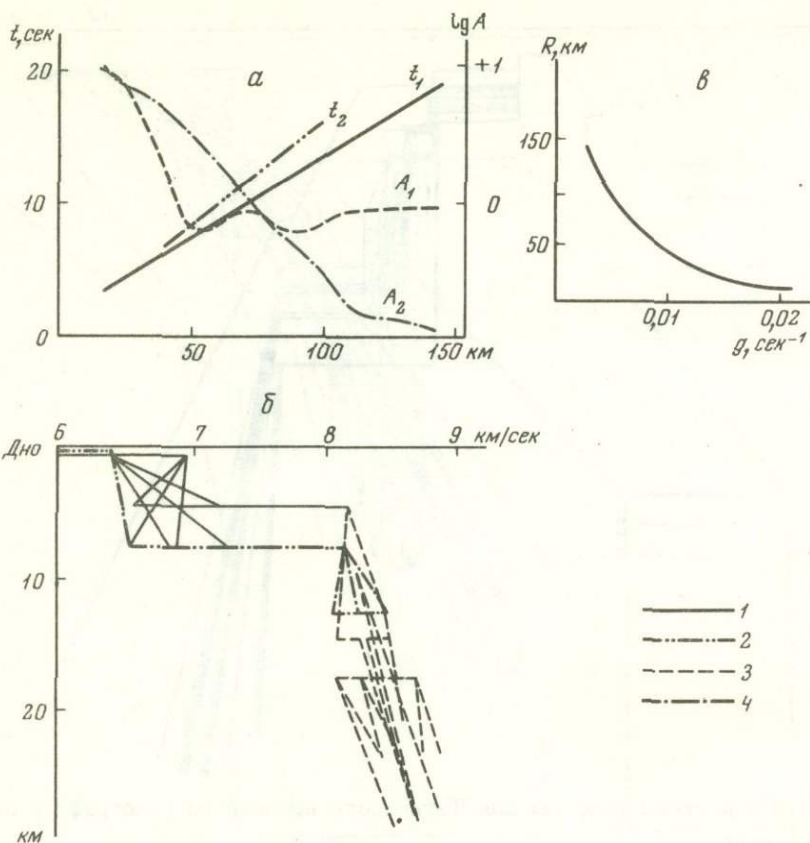


Рис. 3. Решение обратной задачи для океана

а - экспериментальные годографы первых (1) и последующих (2) волн, амплитудные кривые двух типов (3,4); б - соответствующие разрезы для коры и мантии; в - теоретическая кривая зависимости области прослеживания рефрактированных волн от величины скоростного градиента

Амплитудной кривой со слабоубывающим уровнем отвечает 13 разрезов. Во всех разрезах мощность верхнего слоя мантии 10 км, но в законе изменения скорости с глубиной (положительный или отрицательный градиент) и в характере следующей за мантией границы первого или второго рода (с положительным или отрицательным скачком) остается большая неопределенность. Существенно прояснить картину могли бы наблюдения на удалениях более 150 км.

Амплитудной кривой второго типа, быстро убывающей с расстоянием, соответствует 6 разрезов с меньшей мощностью верхнего слоя мантии (рис. 3).

Во всех рассмотренных типах строения коры имеется неопределенность в построении скоростной модели. Она включает как диапазон вариаций параметров, так и принципиально разные разрезы (с каналом и без него, с границами первого или второго рода). В дальнейшем изучается в основном диапазон вариаций скорости в зависимости от глубины. Он может быть отчасти сужен в рамках самих сейсмических данных благодаря использованию кинематических и динамических характеристик последующих волн. Однако более кардинального уменьшения неоднозначности можно добиться, лишь обращаясь к связи сейсмических свойств с другими физическими свойствами Земли, которые отражаются в гравитационном и магнитном полях, тепловом потоке и пр.

Первостепенную роль может сыграть сравнение результатов ГСЗ с измерениями сейсмических скоростей в образцах пород при условиях, имитирующих режим недр Земли.

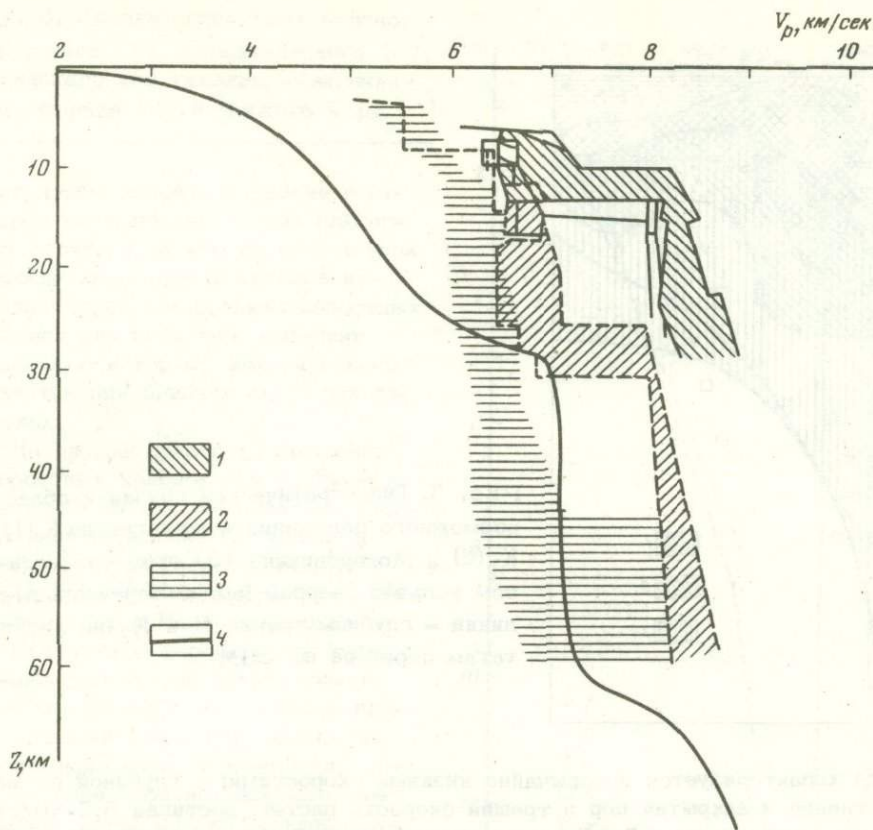


Рис. 4. Полосы скоростных разрезов океанического (1), переходного континентального (2), континентального горного (3) типа коры Земли и района Фра Мауро Океана Бурь Луны (4)

Сводка построенных на ЭВМ скоростных моделей представлена на рис. 4. Кроме описанных выше здесь приведены также результаты небольшого перебора вариантов строения глубоководной части Охотского моря (субокеанический тип коры, (Косминская, 1968)). Из 48 рассмотренных разрезов по годографам первых волн (допустимая погрешность 0,7сек), и визуального анализа амплитудных кривых и кажущихся скоростей отобрано 11 разрезов. Им соответствуют скорости на кровле консолидированной коры 6,2–6,35 км/сек, градиенты скорости в коре не более 0,03 км/сек/км, в мантии – не более 0,02 км/сек/км, мощность коры 13–15 км (от дна моря).

Совместное рассмотрение скоростных моделей показывает, что полосы разрезов для разных типов коры почти не перекрываются, тогда как области, в которых перебирались разрезы, имели существенное перекрытие. Это значит, что методика интерпретации сейсмических наблюдений на ЭВМ эффективна для выделения типов скоростного строения земной коры.

По мере перехода от океанического к континентальному типу строения коры увеличивается глубина границы Мохоровичича, уменьшается скорость на фиксированной глубине (разрез становится более низкоскоростным) и увеличивается мелкая неоднородность – значение коэффициента мутности (Николаев и др., 1973). Указанные закономерности отчасти качественно отмечались и ранее. Теперь они получают количественное оформление: для каждого типа коры указан весь диапазон возможных вариаций скорости в зависимости от глубины.

На рис. 4 разрезы коры Земли сопоставлены с первым скоростным разрезом Луны, построенным по шести точкам годографа, полученного кораблями "Аполлон – 12–15" в регионе Фра Мауро Океана Бурь. Верхняя толща лунного

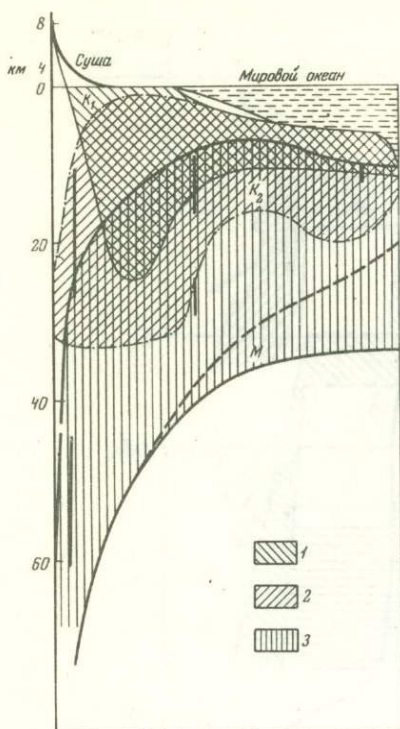


Рис. 5. Гипсографическая кривая и области возможного положения в коре границ K_1 (1), K_2 (2) и Мохоровичича (3) при определенном рельефе твердой Земли. Вертикальные линии — глубины границ М и K_2 по результатам перебора на ЭВМ

реголита характеризуется чрезвычайно низкими скоростями; с глубиной по мере уплотнения и закрытия пор и трещин скорость растет, достигая 5,5 км/сек на 20 км. На глубинах 25–27 км отмечается резкий рост скорости до 7 км/сек и далее — почти постоянное значение или очень слабый рост скорости. Следующая граница первого рода со скачком скорости до 8–8,5 км/сек фиксируется на глубине 65 км.

Рассмотрим соотношение скоростных моделей коры, построенных на ЭВМ, со сводными данными о распределении глубин основных границ в коре. На рис. 5 приведен результат обобщения большого количества данных, полученных методом преломленных волн на всем земном шаре — более 100 профилей типа ГСЗ (Вейцман, 1965; Гуарий, Соловьева, 1963). Принято представление о коре, состоящей из трех основных комплексов, разделенных поверхностями K_1 , K_2 и отделенных от мантии поверхностью Мохоровичича (характер поверхностей не обсуждается). В верхней части рисунка показана гипсографическая кривая — относительное распределение площадей, занятых на поверхности Земли различными отметками высот и глубин. При построении рис. 5 глубины соответствующих границ наносились по оси ординат под точками оси абсцисс, соответствующими высотным отметкам рельефа на сейсмических профилях. Совокупность значений глубин каждой поверхности образует на плоскости рисунка рой точек. На рисунке приведены результирующие линии, оконтуривающие его сверху и снизу. Нижнее значение глубины границы Мохоровичича представлено в двух вариантах, с учетом и без учета данных по глубоководным океаническим желобам. В области K_2 можно (как это делают Ч. Дрейк и Дж. Неф, 1970) дополнительно выделить более высокоскоростную часть вблизи подошвы коры.

Представленное обобщение позволяет судить о значительном многообразии возможных структур и соотношений мощностей основных комплексов, составляющих кору. Глубинное строение отражается в рельефе поверхности Земли значительно более сложным образом, чем это казалось, пока данных о строении коры было мало. В частности, далеко не всегда существует пропорциональная зависимость между высотой рельефа и мощностью коры.

Результаты построения на ЭВМ скоростных моделей коры разных типов укладываются в рамки данных, обобщенных для всей Земли. По-видимому, для

Рис. 6. Сводка скоростных колонок для Тихого (1), Атлантического (2), Индийского (3) океанов, Мексиканского залива (4) и Черного моря (5)

того чтобы подойти к задаче построения эволюционного ряда глубинных структур, нужно проводить (при помощи объективных методов интерпретации) построения скоростных моделей для регионов, имеющих различную историю геологического развития при близких высотных отметках.

На рис. 6 приведено сравнение скоростных колонок для различных океанов и морей, систематизированных американскими геофизиками (McCan, McTagger-Cowan, 1964), с нашими данными по Тихому океану и Черному морю.

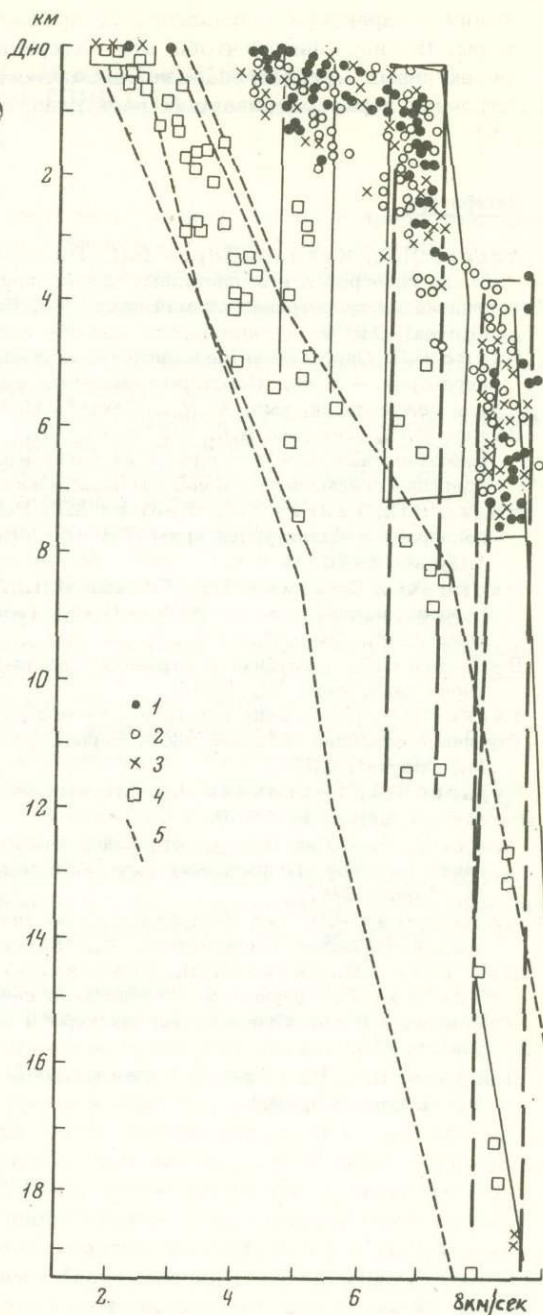
Результаты перебора для северо-западной части Тихого океана в общем согласуются с обобщенными данными для всего океана, но имеют некоторые особенности, здесь не выделен слой высокоскоростных осадков (слой 2), на больших глубинах отмечены "коровые" скорости (влияние глубоководного желоба) и до больших глубин изучен разрез мантии (благодаря большей дальности регистрации при наблюдениях).

Распределение скоростей в коре по глубинам для впадины Черного моря получено по результатам инверсии географов первых волн в скоростной разрез методом Герглотца - Вихерта.

Как видно на рис. 6, полоса скоростей для коры Черного моря практически включает все значения скоростей для Мексиканского залива, что, возможно, отражает общее в развитии этих регионов. Земная кора в них опустилась под весом

мошных осадков, но в остальном характер распределения скоростей с глубиной схож с таковым для других океанов. Отмечается известное сходство скоростных разрезов глубоководных участков трех океанов мира: Тихого, Индийского и Атлантического. Основными скоростными комплексами в них являются: тонкий слой низкоскоростных осадков, более мощные (до 2 км) высокоскоростные осадки (4,5-5,5 км/сек), "коровые" скорости на глубинах до 4-5 км (6-7 км/сек) и "мантийные" скорости (8-8,5 км/сек) на больших глубинах (значение глубин указано от дна моря). Во всех океанах сложность скоростного строения возрастает от океанических котловин к берегам.

Отметим также, что накопление материалов о распределении с глубиной скоростных свойств земной коры может дать основание геологам для заклю-



чений о характере направленности процессов формирования и развития земной коры. Важно, однако, чтобы эти материалы получались с помощью достаточно объективных методов анализа сейсмических данных, учитывающих точность построений и рассматривающих весь диапазон возможных решений.

Литература

- Азбель И.Я., Кейлис-Борок В.И., Яновская Т.Б. Методика совместной интерпретации годографов и амплитудных кривых при изучении верхней мантии. — В сб.: Машинная интерпретация сейсмических волн. Вычислительная сейсмология, вып. 2. М., "Наука", 1966.
- Валюс В.П. Определение сейсмических разрезов по совокупности наблюдений (методы перебора). — В сб.: Некоторые прямые и обратные задачи сейсмологии. Вычислительная сейсмология, вып. 4. М., "Наука", 1968.
- Валюс В.П., Левшин А.Л., Сабитова Т.М. Совместная интерпретация объемных и поверхностных волн для одного из районов Средней Азии. — В сб.: Машинная интерпретация сейсмических волн. Вычислительная сейсмология, вып. 2. М., "Наука", 1966.
- Валюс В.П., Галкин И.Н., Левшин А.Л. Решение обратной задачи ГСЗ на ЭВМ по годографу и амплитудной кривой. В сб.: — Вычислительная сейсмология, вып. 5. М., "Наука", 1970.
- Валюс В.П., Вейцман П.С., Галкин И.Н., Левшин А.Л. Построение скоростного разреза земной коры на ЭВМ. — В сб.: Теоретическая и вычислительная геофизика, вып. 2. М., "Наука", 1972.
- Вейцман П.С. О глубинном строении Курило-Камчатской зоны по данным ГСЗ. Автореферат канд. дисс. М., 1965.
- Галкин И.Н. Построение сейсмической модели земной коры. М., "Наука", 1972.
- Глубинное строение западной части Черноморской мегавпадины по геофизическим данным. М., "Наука", 1972.
- Гурарий Г.З., Соловьева И.А. Строение земной коры по геофизическим данным. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Дрейк Ч., Неф Дж. Переход от океана к континенту по данным сейсмических исследований методом преломленных волн. — В сб.: Окраины континентов и островные дуги. М., "Мир", 1970.
- Косминская И.П. Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии. Развитие основ метода. М., "Наука", 1968.
- Николаев А.В., Галкин И.Н., Павленкова Н.И., Седова Е.Н., Старшинова Е.А., Трегуб Ф.С. Результаты исследования сейсмической мутности земной коры и верха мантии. — В сб.: Строение земной коры и верхней мантии морей и океанов. М., "Наука", 1973.
- McCannel R.K., McTaggart-Cowan. Crustal seismic refraction profiles. — A compilation. Scient. Rept, N 8, 1964.

СКОРОСТНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И ГЛУБИННЫЕ АНОМАЛИИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ ТЕРРИТОРИИ СССР

Для изучения физического состояния верхней мантии и процессов, происходящих в ней, очень важны данные о физических свойствах слагающего ее вещества. Совместный анализ результатов сейсмических исследований и глубинных аномалий силы тяжести, выделенных из аномалий Буге методом геологического редуцирования (т.е. путем исключения гравитационного влияния слоев земной коры), позволяет получить сведения о распределении плотностных и скоростных неоднородностей в верхней части мантии Земли.

К наиболее точным и детальным методам изучения строения верхней мантии относятся сейсмические – сейсмологические исследования, промышленные и ядерные взрывы, а также метод глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). Использование сейсмических записей объемных и поверхностных волн от землетрясений и больших взрывов позволяет получать сведения о характере распределения скоростей распространения продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн во всей толще верхней мантии до глубин 700 км и больше. Метод ГСЗ дает возможность наиболее точно определять глубину до поверхности верхней мантии (границы Мохоровичича) и значения граничных скоростей (V_{Γ}^M) распространения волн вдоль нее (Беляевский, Рябой, 1969). При проведении исследований ГСЗ в ряде районов установлено, что этим методом в его современной модификации можно довольно детально изучать строение верхней части мантии до глубин 80–100 км под континентами и 30–40 км под морями и океанами (Зверев, 1969; Матвеева, Рябой, 1974; Непрочнов, Рыкунов, 1970).

Анализ результатов исследований ГСЗ приводит к представлениям о сложном скоростном строении верхней части мантии. К настоящему времени наиболее детально изучено распределение значений V_{Γ}^M для южных и восточных районов Советского Союза, где выполнен основной объем исследований ГСЗ. Эти данные позволили составить схематическую карту значений V_{Γ}^M для территории СССР (Беляевский, Рябой, 1969).

Как было показано в указанной работе, значения V_{Γ}^M изменяются от 7,8–8,0 до 8,4–8,5 км/сек и выше, а их распределение по площади обнаруживает достаточно отчетливую связь с крупными элементами геологической структуры.

При проведении исследований ГСЗ в некоторых районах получены экспериментальные материалы, позволившие кроме изучения строения земной коры определить скоростные модели верхней части мантии. Приведенные на рис. 1 скоростные модели определены, за исключением данных для Черного моря, по единой методике (Матвеева, Рябой, 1974), предусматривающей пересчет годографов рефрагированных в верхней части мантии волн к выровненной подошве земной коры и определение по этим годографам скоростных моделей среды с помощью вычислительных программ "оптимизации", составленных Н.Н. Матвеевой. Методика построения скоростного разреза верхней части мантии по годографу и амплитудной кривой для Черноморской впадины подробно изложена в работе Ю.П. Непрочнова и Л.Н. Рыкунова (1970).

Из анализа скоростных моделей следует, что в самой верхней толще верхней мантии (мощностью 20–50 км) имеются весьма существенные различия в скоростном строении при переходе из одного региона в другой. В разрезе выделяются слои как с повышенными, так и с пониженными скоростями. Это свидетельствует, в частности, о том, что использование значений V_{Γ}^M для оценки физических свойств более глубоких частей верхней мантии может привести к ошибочным выводам.

Анализ результатов сейсмологических исследований строения верхней мантии до глубин 150–200 км (Алексеев и др., 1971; Тараканов, Левый, 1969; Федотов, Славина, 1968; и др.) также показывает существование значительных скоростных неоднородностей в этом интервале глубин, характеризующемся из-

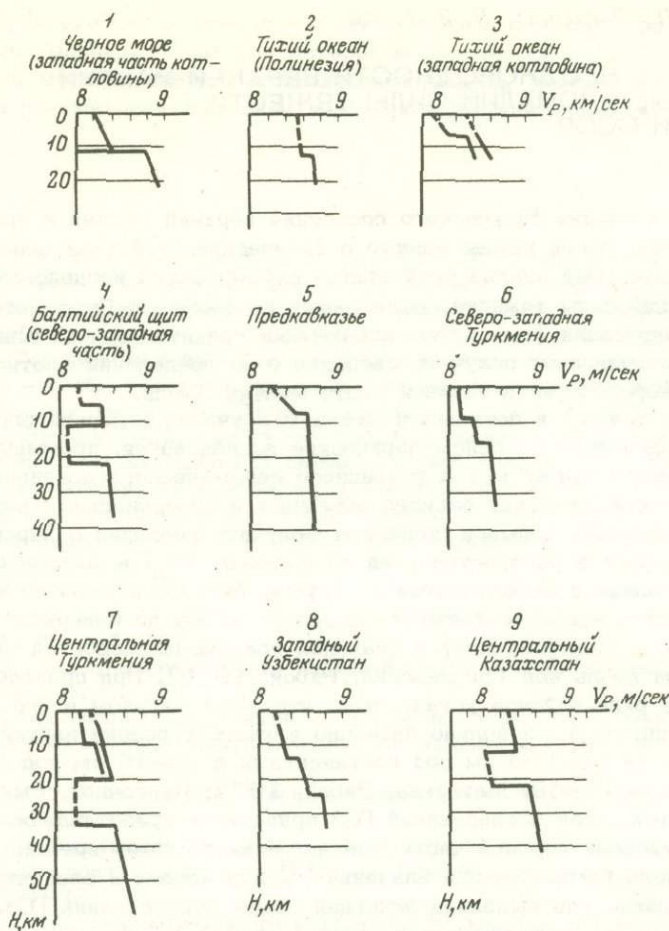


Рис. 1. Скоростные модели верхней части мантии по данным ГСЗ:

1 - по Ю.П. Непрочнову, Л.Н. Рыкунову; 2-9 - по В.З. Рябому, Н.Н. Матвеевой

менением значений V_p от 7,6 до 8,9 км/сек (рис. 2). При этом в некоторых районах слой с пониженной скоростью в верхней части мантии - астеносферный слой (по крайней мере для продольных волн) вообще не выделяется, тогда как в других районах было выделено в указанном интервале глубин один или даже два таких слоя. Близкие результаты получены в последнее время и за рубежом (Ansorge, Mayer-Rosa, 1970; Archembeau, Flinn, Lambert, 1969; Kanamori, 1970).

Таким образом, представление о четко выраженном в планетарном масштабе трехслойном скоростном строении верхней мантии, состоящей из примерно однородных слоев (надастеносферного, астеносферного и подастеносферного), не подтверждается последними результатами глубинных сейсмических исследований. Верхняя мантия имеет значительно более сложное, вероятно, блоковое строение; ее скоростные параметры претерпевают значительные изменения в вертикальном и в горизонтальном направлениях. Наибольшей скоростной неоднородностью характеризуется верхняя часть мантии мощностью 150-200 км.

Установленные сейсмическими методами значительные колебания скоростных параметров верхней части мантии сопровождаются также и ее плотностными неоднородностями, что отражается в изменении гравитационного поля.

Как известно, гравитационные аномалии обусловлены плотностными неоднородностями литосферы, начиная от поверхностных и вплоть до очень глубоких

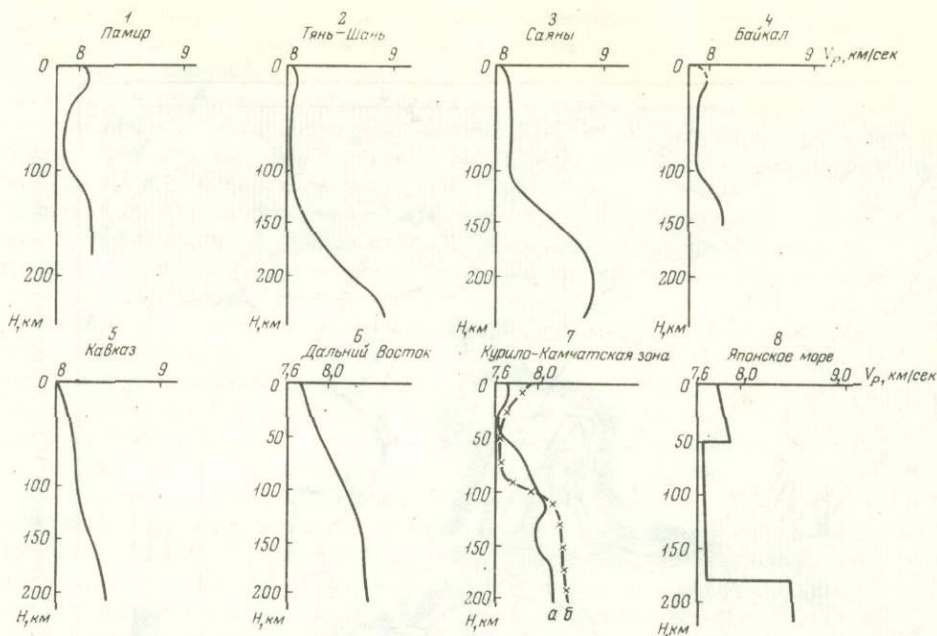


Рис. 2. Скоростные модели верхней части мантии по данным сейсмологических исследований

1-4 - по А.С. Алексееву и другим (1971); 5, 6 - по И.Я. Азбель и Н.В. Кондорской (1970); 7, а - по С.А. Федотову и Л.Б. Славиной (1968); 7, б - по Р.З. Тараканову, Н.В. Левому (1969); 8 - по Канамори Хиру (Kanamoto Hiroo, 1970)

слоев (Архангельский, Федынский, 1936; Артемьев, 1970; Борисов, 1967; Субботин, 1955; и др.). Для определения гравитационного эффекта плотностных неоднородностей верхней части мантии из аномалий силы тяжести в редукции Буге была выделена их глубинная составляющая ($\Delta g_{\text{глуб}}$). Таким образом, глубинные аномалии представляют собой разностные (остаточные) аномалии, полученные путем вычитания из аномалий Буге гравитационного влияния слоев земной коры.

При расчетах $\Delta g_{\text{глуб}}$ нами использованы построенные в основном по данным ГСЗ карты масштаба 1:10 000 000 рельефа поверхностей консолидированной коры (фундамента), "базальтового" слоя и Мохоровичича (Беляевский, Борисов, Вольвовский, 1967; Борисов, 1967). Гравитационный эффект этих контактных поверхностей рассчитывался по формуле для плоско-параллельного слоя. Расчетные точки выбирались по площади через 100 и примерно 300 км соответственно при вычислении гравитационного влияния осадочного чехла и более глубоких границ раздела, включая подошву земной коры.

Сведений о плотности пород, слагающих земную кору, пока еще крайне недостаточно, и для разных ее слоев они неравноценны. Значительно полнее по результатам экспериментов изучена плотность осадочного чехла территории СССР. По литературным данным (Физические..., 1967) была составлена схема средней плотности осадочного чехла территории СССР (рис. 3), использованная при вычислении его гравитационного эффекта. Значения средней плотности осадочных образований ($\sigma_{\text{ос.}}$) изменяются в основном в зависимости от их мощности, а в пределах древних плит существенное влияние имеет и литологический состав. Для эпипалеозойских плит, альпийских предгорных и межгорных впадин $\sigma_{\text{ос.}}$ колеблются от 1,8 до 2,5 г/см³, причем значения менее 2,0-2,2 г/см³ характерны для площадей с малой мощностью чехла (менее 1 км). Для древних плит значения $\sigma_{\text{ос.}}$ изменяются от 2,3-2,4 до 2,65-

2,7 г/см³ с максимальными значениями, приуроченными к Предуральскому прогибу (карбонатные и гидрохимические образования) и Тунгусской синеклизе (мощная толща траппов).

При вычислении гравитационного влияния консолидированной коры была принята ее двухслойная модель, состоящая из "гранитного" и "базальтового" слоев. По экспериментальным данным, плотность собственно гранитных пород в среднем равна 2,7 г/см³, а базальтовых - 2,9 г/см³.

По данным ГСЗ, установлено нарастание скорости распространения сейсмических волн в "гранитном" и "базальтовом" слоях с увеличением глубины их залегания. В связи с этим при расчетах была принята следующая плотностная модель земной коры:

- плотность осадочного слоя переменная, принимаемая по экспериментальным данным (см. рис. 3);
- плотность "гранитного" слоя до 20 км постоянная, равная 2,7 г/см³, глубже - линейно нарастающая до 2,9 г/см³ на глубине 40 км;
- плотность "базальтового" слоя до 20 км постоянная, равная 2,9 г/см³, глубже - линейно нарастающая до 3,1 г/см³ на глубине 60 км;
- плотность верхней мантии постоянная, равная 3,2 г/см³.

Следовательно, на всех основных контактных поверхностях (осадочный чехол - "гранитный" слой, "гранитный" слой - "базальтовый" слой, "базальтовый" слой - верхняя мантия), в соответствии с изложенным выше, принимался различный перепад плотности, т.е. для каждой расчетной точки определялся ее конкретный плотностной разрез. Принятая плотностная модель в совокупности с данными о морфологии глубинных границ использовалась для вычисления аномального гравитационного влияния земной коры (включая рельеф ее подошвы).

Гравитационный эффект земной коры вычислялся по отношению к нормальной модели, состоящей из двух слоев мощностью по 20 км каждый - "гранитного" с плотностью 2,7 г/см³ и базальтового" с плотностью 2,9 г/см³. Определение его сводится к вычислению и суммированию аномального гравитационного эффекта трех составляющих земную кору слоев - осадочного, "гранитного" и "базальтового" - по сравнению с нормальным разрезом.

Гравитационное влияние осадочного чехла повсеместно отрицательное, оно изменяется от 0 до 80 мгл для наиболее глубоких тектонических депрессий (Северо-Каспийская, Ферганская, Черноморская и др.). Это соответствует отрицательной эффективной плотности осадков, равной 0,2 г/см³ для глубин фундамента до 10 км и около 0,1 г/см³ - до 20 км. Принимая ошибки определения глубины фундамента $\pm 0,5$ км для глубин до 3-5 км и $\pm 1-2$ км для глубин около 10 км и ошибки определения $\sigma_{ос.}$ $\pm 0,05$ г/см³ по экспериментальным данным (для больших глубин плотность осадков близка к минералогической и большие ошибки маловероятны), получим вероятную ошибку определения гравитационного влияния осадочного чехла для глубин 3-5 км, равную $\pm 8-10$ мгл, а для глубин 10 км и более - не превышающую $\pm 15-20$ мгл.

Аномальное гравитационное влияние поверхности "базальтового" слоя и границы Мохоровичича может быть как отрицательным, так и положительным, в зависимости от положения этих границ относительно нормального разреза. Их суммарное влияние изменяется от -200 мгл примерно до +400 мгл, определенных с погрешностью, равной ± 50 мгл. Практически теми же значениями оценивается суммарная вероятная ошибка вычисления аномального гравитационного влияния земной коры в целом.

Глубинные аномалии силы тяжести рассчитывались по формуле

$$\Delta g_{глуб.} = \Delta g_B - \Sigma \Delta g_{з.к.} - \Delta g,$$

где: Δg_B - значение аномалий силы тяжести в редукции Буге,

$\Sigma \Delta g_{з.к.}$ - суммарное гравитационное влияние земной коры,

$\Delta g'$ - гравитационное влияние нижней части верхней мантии (глубже 150-200 км).

Имеющиеся в настоящее время данные о распределении значений V_p в верхней мантии наиболее полно характеризуют ее верхнюю часть мощностью 150-

200 км. В целях использования глубинных аномалий для совместной интерпретации с сейсмическими данными из этих аномалий ($\Delta g_{\text{глуб.}}$) было исключено предполагаемое значение гравитационного влияния плотностных неоднородностей толщ, расположенных на глубине свыше 150–200 км ($\Delta g'$). Величина этой поправки принята по данным М.Е. Артемьева (1970). Она оказалась равной 10–15% от значений полученных ранее полных глубинных аномалий, т.е. с учетом точности определения последних практически не вносит существенных изменений в полученные результаты.

Таким образом, остаточные глубинные аномалии силы тяжести отражают плотностные неоднородности верхней части мантии мощностью 150–200 км. Вероятная ошибка их определения составляет ± 50 мгл. Вычисленные значения $\Delta g_{\text{глуб.}}$ колеблются от -200 мгл до $+300$ мгл, что значительно превышает погрешность их определения.

На схеме распределения глубинных аномалий выделяются три обширные области, различающиеся по характеру поля и уровню значений $\Delta g_{\text{глуб.}}$.

1. Крайние области Евразийского континента (северное и восточное побережья) характеризуются резко отрицательным уровнем поля $\Delta g_{\text{глуб.}}$ (преобладают значения от -100 до -200 мгл), состоящего из обширных спокойных изометричных аномалий (Кольский полуостров, Анабарский массив, Западная Камчатка, большая часть Охотского моря и сопредельные районы Японского моря).

2. Большая, преимущественно равнинная, часть нашей страны характеризуется развитием обширных по площади сравнительно спокойных, главным образом изометрических, положительных и отрицательных глубинных аномалий, интенсивностью от -50 до $+100$ мгл, распространенных на фоне общего нарастания напряженности поля $\Delta g_{\text{глуб.}}$ с севера на юг – от побережья Северного Ледовитого и Тихого океанов к подножию горно-складчатых сооружений Юга СССР. Наиболее характерна в этой области обширная субширотная зона интенсивных положительных аномалий (до $+120$ мгл), соответствующая таким резко различающимся по строению земной коры тектоническим структурам, как Украинский и Воронежский кристаллические массивы, Прикаспийская синеклиза и Центрально-Казахстанский складчатый массив.

3. Юго-западные и южные районы СССР (орогенические и сопредельные с ними области) характеризуются знакопеременным резко дифференцированным полем и развитием преимущественно полосовых $\Delta g_{\text{глуб.}}$, вытянутых в запад-северо-западном направлении, т.е. согласно с доминирующими простираниями орогенических структур этого региона. При этом не наблюдается определенных соотношений между знаком $\Delta g_{\text{глуб.}}$ и морфологией твердой оболочки Земли. Так, резко отрицательные значения $\Delta g_{\text{глуб.}}$ (до -250 мгл и ниже) отвечают Черноморской и Южно-Каспийской впадинам и Карабогазско-Каспийскому своду. Складчатые сооружения Карпат характеризуются интенсивными положительными аномалиями, в пределах Большого Кавказа и Закавказья $\Delta g_{\text{глуб.}}$ близки к нулю, а в районе Памира $\Delta g_{\text{глуб.}}$ приобретают отрицательные значения (до -120 мгл). Кроме того, выделяется ряд интенсивных узких максимумов глубинных аномалий, например Красноводско-Каспийский максимум (до $+150$ мгл), приуроченный к границе альпийской геосинклинальной области и эпипалеозойской Скифско-Туранской плиты. Наиболее высокие положительные значения $\Delta g_{\text{глуб.}}$ (до $+220$ мгл) отмечаются для южных районов Туранской плиты.

С целью успешной интерпретации гравитационных аномалий очень важно иметь независимые от гравиметрии сведения относительно строения среды (Страхов, Лапина, 1971). При интерпретации поля $\Delta g_{\text{глуб.}}$ была использована модель строения верхней мантии, определенная по результатам сейсмических исследований, свидетельствующим, как было указано выше, об отсутствии в ее верхней части повсеместно распространенных в планетарном масштабе границ резкого изменения физических свойств вещества (таких как поверхности консолидированной коры и Мохоровичича). В связи с этим интерпретация $\Delta g_{\text{глуб.}}$ проводилась в рамках не слоистой, а блоковой модели строения верхней части мантии.

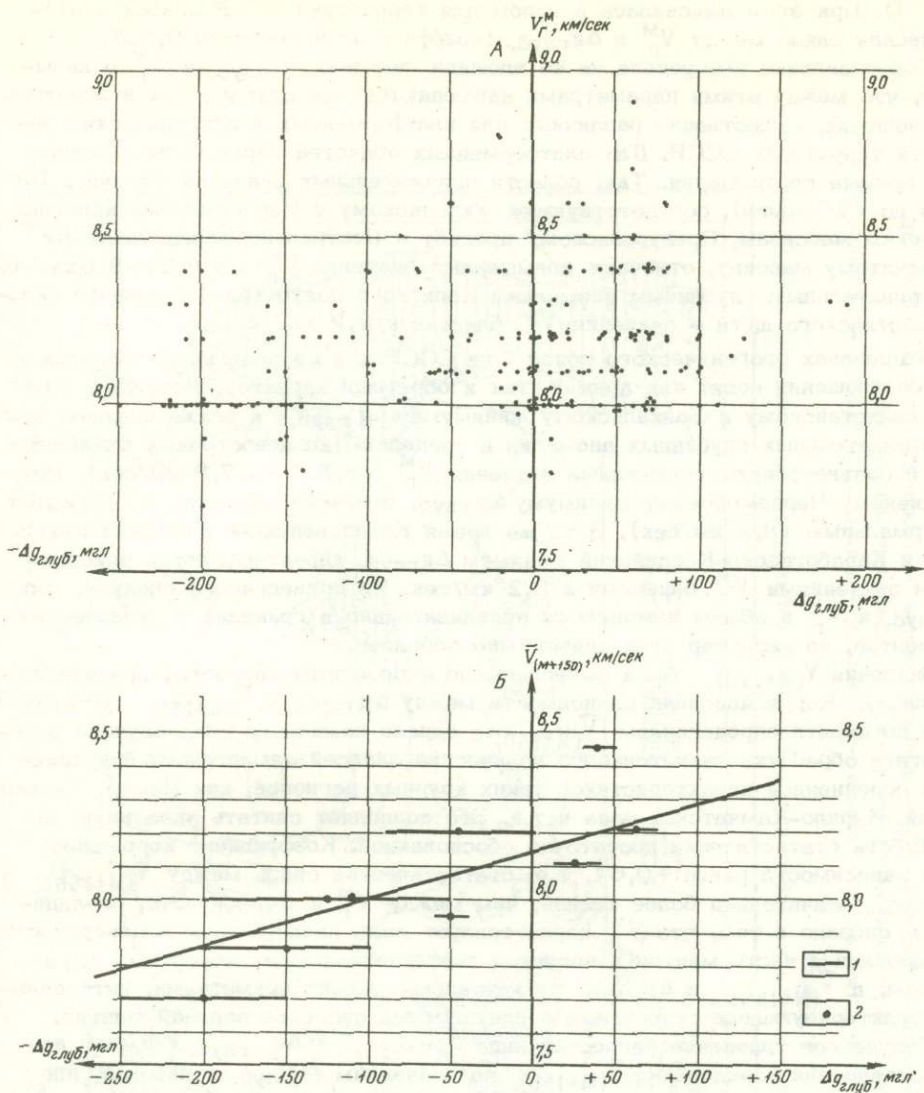


Рис. 4. Графики корреляционной зависимости : А - $V_{\Gamma}^M = f(\Delta g_{\text{глуб.}})$;
 Б - $\bar{V}_{(M+150)} = f(\Delta g_{\text{глуб.}})$;

1 - диапазон изменения $\Delta g_{\text{глуб.}}$, 2 - средние значения $\Delta g_{\text{глуб.}}$, использованные при определении уравнения регрессии $\bar{V}_{150} = 1,4 \cdot 10^{-3} \cdot \Delta g_{\text{глуб.}} + 8,14$, $r = +0,67$, $\epsilon \pm 0,12$ км/сек

Распределение плотностных характеристик верхней части мантии может быть определено по значениям глубинных аномалий силы тяжести. В то же время скоростные параметры ее изучены значительно полнее, чем плотностные. Известно, что между скоростью продольных волн в верхней мантии и плотностью существует достаточно хорошо изученная корреляционная зависимость (Birch, 1964). Указанные факторы явились основанием для изучения статистической связи между $\Delta g_{\text{глуб.}}$ и скоростными параметрами - V_{Γ}^M и $\bar{V}_{(M+150)}$ с тем чтобы можно было перейти от распределения $\Delta g_{\text{глуб.}}$ к распределению плотностных характеристик верхней части мантии. С этой целью был проведен корреляционный анализ соотношения $\Delta g_{\text{глуб.}}$ со скоростными параметрами верхней мантии - V_{Γ}^M и средней скоростью распространения продольных сейсмических волн в верхней части мантии мощностью в 150 км ($\bar{V}_{(M+150)}$).

рис. 4). При этом выяснилась в целом для территории СССР слабая статистическая связь между V_{Γ}^M и $\Delta g_{\text{глуб.}}$ (коэффициент корреляции 0,32).

Сопоставление распределения по площади значений $\Delta g_{\text{глуб.}}$ и V_{Γ}^M показывает, что между этими параметрами наблюдаются как прямые, так и обратные соотношения, существенно различные для платформенных и орогенических областей территории СССР. Для платформенных областей характерны в основном прямые соотношения. Так, области положительных значений $\Delta g_{\text{глуб.}}$, (от +50 до +100 мгл), соответствующей Украинскому и Воронежскому кристаллическим массивам, Предуральскому прогибу и Центрально-Казахстанскому складчатому массиву, отвечают повышенные значения V_{Γ}^M (от 8,2 до 8,6 км/сек), а отрицательным глубинным аномалиям Кольского полуострова и южного склона Балтийского щита — значения V_{Γ}^M , близкие к 8,2 км/сек.

В пределах орогенического пояса Юга СССР и в сопредельных областях эти соотношения носят как прямой, так и обратный характер. Например, Южно-Казахстанскому и Байкальскому минимумам $\Delta g_{\text{глуб.}}$, а также широкой зоне отрицательных глубинных аномалий в пределах Дальневосточных окраинных морей соответствуют пониженные значения V_{Γ}^M (от 8,2 до 7,8 км/сек). Интенсивному Черноморскому минимуму $\Delta g_{\text{глуб.}}$ отвечают значения V_{Γ}^M , близкие к нормальным (8,2 км/сек). В то же время Краснодарско-Каспийский максимум и Карабогазско-Каспийский минимум $\Delta g_{\text{глуб.}}$ характеризуются одинаковыми значениями V_{Γ}^M , близкими к 8,2 км/сек. Из приведенного следует, что $\Delta g_{\text{глуб.}}$ и V_{Γ}^M в общем изменяются приблизительно в границах тектонических элементов, но характер этих связей многообразен.

Значения $V_{(M+150)}$ были вычислены по скоростным разрезам, приведенным на рис. 2. Корреляционная зависимость между $\Delta g_{\text{глуб.}}$ и $V_{(M+150)}$ установлена по девяти определениям $V_{(M+150)}$, однако каждое из них получено в результате обработки значительного количества записей землетрясений и является усредненной характеристикой таких крупных регионов, как Памир, Кавказ, Алтай, Курило-Камчатская зона и т.д. Это позволяет считать указанную зависимость статистически достаточно обоснованной. Коэффициент корреляции этой зависимости равен +0,67, т.е. статистическая связь между $V_{(M+150)}$ и $\Delta g_{\text{глуб.}}$, значительно более тесная, чем между V_{Γ}^M и $\Delta g_{\text{глуб.}}$. Это, по-видимому, связано с тем, что V_{Γ}^M характеризует лишь прилегающую к поверхности Мохоровичича часть мантии и является дифференциальным скоростным параметром, а $V_{(M+150)}$ и $\Delta g_{\text{глуб.}}$ служат адекватными параметрами, интегрально характеризующими скоростные и плотностные свойства верхней мантии.

Полученное уравнение регрессии вида $V_{(M+150)} = a \cdot \Delta g_{\text{глуб.}} + b$ было использовано для определения $V_{(M+150)}$ по значениям $\Delta g_{\text{глуб.}}$ в районах, для которых скоростные модели верхней части мантии пока не изучены по сейсмическим данным. Среднеквадратическое отклонение отдельных точек от графика уравнения регрессии $\epsilon = \pm 0,12$ км/сек (см. рис. 4, Б). На основе данных о $V_{(M+150)}$ и экспериментально установленной зависимости между плотностью и скоростью (Birch, 1964) были оценены значения средней плотности исследуемой толщи верхней мантии ($\bar{\sigma}_{(M+150)}$).

Аналогичное изучение корреляционной связи между $V_{(M+150)}$ и $\Delta g_{\text{глуб.}}$ было проведено нами для территории Северной Америки (США, Канада), где выполнен значительный объем сейсмических исследований строения верхней мантии (Рябой, Старобинец, 1974). При этом использованы значения $V_{(M+150)}$ и $\Delta g_{\text{глуб.}}$, определенные для 14 районов, расположенных в пределах существенно различных геотектонических структур. Вычисленное значение коэффициента корреляции, равное +0,88, и среднеквадратическое отклонение $\epsilon = \pm 1,6$ км/сек свидетельствуют о том, что установленная статистическая связь между $V_{(M+150)}$ и $\Delta g_{\text{глуб.}}$ в достаточной степени обоснованна.

В результате совместной интерпретации глубинных аномалий силы тяжести и данных сейсмических исследований составлена схема распределения на территории СССР некоторых скоростных и плотностных параметров верхней части мантии (см. рис. 5). На этой схеме четко выделяются области, различающиеся по значениям $\Delta g_{\text{глуб.}}$, $V_{(M+150)}$ и $\bar{\sigma}_{(M+150)}$, причем эти различия, вероятно, прослеживаются до глубин не менее 150–200 км. Таким зонам при-

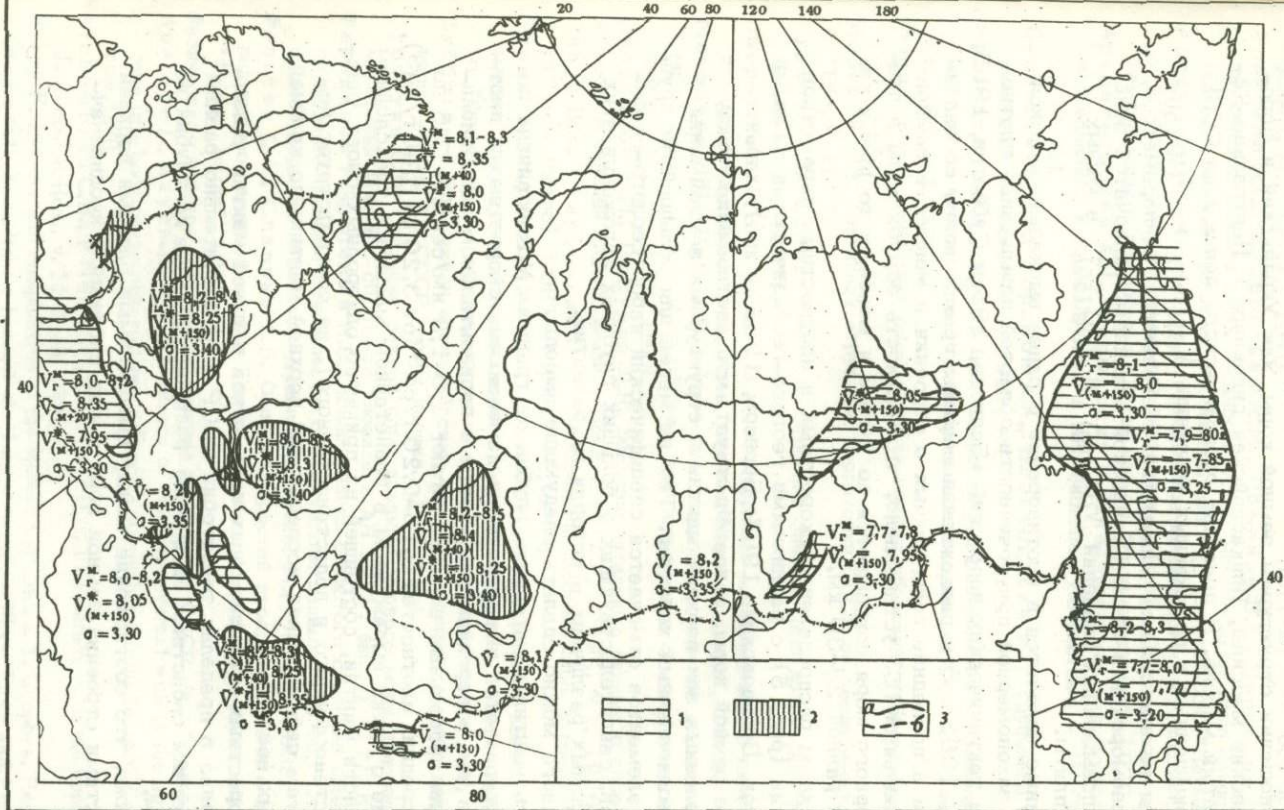


Рис. 5. Схема распределения плотностных и скоростных параметров верхней части мантии на территории СССР. Составили Н.П. Лопатина, В.З. Рябой

Значения глубинных аномалий силы тяжести: 1 – менее -50 мгл; 2 – более $+50$ мгл; 3 – границы зон в верхней части мантии, аномальных по значениям скоростных и плотностных параметров:

а – по уверенным данным, б – предполагаемые. V_r^M – преобладающие значения граничных скоростей распространения продольных сейсмических волн по поверхности мантии, км/сек. Значения средних скоростей распространения продольных сейсмических волн в верхней части мантии до глубин от границы Мохоровичича 20 км (\bar{V}_{M+20}), по данным ГСЗ; 40 км (\bar{V}_{M+40}), по данным ГСЗ; 150 км (\bar{V}_{M+150} , V_{M+150}) соответственно по сейсмологическим данным и прогнозируемые

суши значения $\Delta g_{\text{глуб.}}$ от минус 50 – минус 200 мгл до плюс 50 – плюс 150 мгл; $\bar{V}_{(M+150)}$ от 7,7 до 8,35 км/сек; $\bar{\sigma}_{(M+150)}$ от 3,20 до 3,40 г/см³.

В характере размещения этих зон наблюдается определенная закономерность. К окраинам континента приурочены зоны с пониженными значениями $\Delta g_{\text{глуб.}}$, $\bar{V}_{(M+150)}$ и соответственно $\bar{\sigma}_{(M+150)}$, т.е. зоны разуплотнения вещества верхней мантии. Южные равнинные области характеризуются повышенными значениями $\Delta g_{\text{глуб.}}$, \bar{V}_{M+150} и $\bar{\sigma}_{(M+150)}$, соответствующим таким разнородным в тектоническом отношении структурам земной коры, как Украинский и Воронежский кристаллические массивы, Прикаспийская синеклиза и Центральнo-Казахстанский складчатый массив. В пределах орогенического пояса Юга СССР выделен ряд зон повышенных и пониженных значений $\bar{V}_{(M+150)}$ и $\bar{\sigma}_{(M+150)}$. Наиболее характерны из них области минимальных значений этих параметров, приуроченные к Черноморской и Южно-Каспийской впадинам, складчатой зоне Памира, и область повышенных значений $\bar{V}_{(M+150)}$ и $\bar{\sigma}_{(M+150)}$ в южных районах Туранской плиты.

Приведенные данные находятся в противоречии с ранее высказывавшимися предположениями о закономерной приуроченности областей повышенной плотности мантии к зонам тектонических депрессий (Борисов, 1958; Субботин, 1965; Гуарий, Соловьева, 1963). Эти расхождения связаны прежде всего со значительным уточнением в последние годы данных о строении и мощности земной коры. Так, исследованиями ГСЗ установлено, что мощность земной коры в пределах акватории Черного моря сокращается до 20 км и менее, в то время как раньше ее полагали равной 28–30 км.

Сопоставление схемы распределения скоростных и плотностных параметров верхней части мантии (рис. 5) с различными геолого-геофизическими данными (Беляевский, Борисов, Вольвовский, 1967; Борисов, 1958; и др.), характеризующими строение земной коры, свидетельствует, что соотношение между особенностями выделенных зон верхней мантии и структурами земной коры носит сложный и неоднозначный характер. Тем не менее для большинства крупных тектонических элементов отмечается специфический набор геолого-геофизических параметров, свидетельствующих о больших глубинах заложения этих структур и значительных различиях в истории их развития.

Из всего сказанного можно сделать следующие выводы.

1. Верхняя часть мантии в интервале глубин от границы Мохоровичича до 150–200 км характеризуется значительными изменениями скоростных и плотностных параметров как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Эти вариации для продольных волн достигают 1,0–1,3 км/сек (от 7,6 до 8,9 км/сек), а для средних плотностей 0,15–0,20 г/см³ (от 3,20 до 3,40 г/см³).

2. Представление о четко выраженном в планетарном масштабе трехслойном строении верхней части мантии, состоящей из примерно однородных слоев (надстеносферного, астеносферного и подастеносферного), не соответствует полученным результатам сейсмических исследований верхней мантии, по крайней мере для продольных волн.

3. Изучение скоростных и плотностных параметров верхней мантии указывает на существование в пределах территории СССР зон, значительно различающихся по физическим свойствам. Эти зоны распространяются до глубин не менее 150–200 км.

Установлено также, что соотношение между выделенными блоками верхней мантии и особенностями строения земной коры носит сложный и неоднозначный характер.

Литература

- Азбель И.Я., Кондорская Н.В. Об особенностях скоростных разрезов мантии по наблюдениям над землетрясениями СССР. - В сб.: Теоретическая вычислительная геофизика. М., "Наука", 1970.
- Алексеев А.С., Лаврентьев М.М., Романов В.Г., Нерсесов И.Л. Результаты изучения горизонтальных неоднородностей мантии по профилю Памир - Байкал. - В сб.: Математические проблемы геофизики, вып. 2. Новосибирск, "Наука", 1971.
- Артемьев М.Е. Планетарные и зональные неоднородности в верхней мантии и их связь с особенностями региональной тектоники. - В сб.: О связи поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, изд-во "Наукова думка", 1970.
- Архангельский А.Д., Федынский В.В. Геологические результаты гравиметрических исследований в Средней Азии и юго-западном Казахстане. - АН СССР, серия геол., 1936, №1.
- Беляевский Н.А., Борисов А.А., Вольвовский И.С. Глубинное строение территории СССР. - Сов. геол., 1967, №11.
- Беляевский Н.А., Рябой В.З. Скорости распространения продольных сейсмических волн вдоль поверхности Мохоровичича для территории СССР. - Докл. АН СССР, т. 186, №2, 1969.
- Борисов А.А. Аномалии силы тяжести горных областей. - Прикладная геофизика, вып. 21, 1958.
- Борисов А.А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., "Недра", 1967.
- Гурарий Г.З., Соловьева И.А. Строение земной коры по геофизическим данным, Изд-во АН СССР, 1963.
- Зверев С.М. ГСЗ на море. - В сб.: Материалы международного совещания экспертов по взрывной сейсмологии. Киев, изд-во "Наукова думка", 1969.
- Матвеева Н.Н., Рябой В.З. Изучение скоростных моделей верхней части мантии Земли по данным ГСЗ. - В сб.: Кора и верхняя мантия Земли (геология, геофизика, геохимия). М., изд. МГУ, 1974.
- Непрочнов Ю.П., Рыкунов Л.Н. Экспериментальные данные о слое повышенной скорости в верхней мантии Земли. - Докл. АН СССР, т. 194, №1, 1970.
- Рябой В.З., Старобинец Л.Н. Сейсмические исследования строения верхней мантии за рубежом (обзор). ООНИ ВИЭМС. М., 1974.
- Страхов В.Н., Лапина М.И. О возможности использования данных магнито- и гравиметрии для изучения земной коры и верхней мантии. - Тезисы докладов к симпозиуму "Физические свойства, состав и строение верхней мантии". М., 1971.
- Субботин С.И. О связи аномалий силы тяжести с вертикальными движениями земной коры. - Изв. АН СССР, серия геофиз., 1955, №4.
- Субботин С.И. Строение земной коры впадины Черного моря, причины и схема ее формирования. (Геофиз. сб. Ин-та геофизики АН УССР, вып. 1 (12), Киев, 1965.
- Тараканов Р.З., Левый Н.В. Новая модель слоистого строения верхней мантии Земли Курило-Японского региона по сейсмическим данным. - В сб.: Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М., "Наука", 1969.
- Федотов С.А., Славина Л.Б. Оценка скоростей продольных волн в верхней мантии под северо-западной частью Тихого океана и Камчаткой. - Изв. АН СССР, серия "Физика Земли", 1968, №2.
- Физические свойства осадочного покрова территории СССР. М., "Недра", 1967.
- Ansorge J., Mayer-Rosa D. Evidence of velocity reversal with in the upper mantle in Europe from body-wave observation. - Proc. X Assembly Europ. Seismol. Commiss., v. 1. Moscow, 1970.
- Archembeau C.B., Flinn E.A., Lambert D.G. Fine structure of the upper mantle. - J. Geophys. Res., v. 74, N 15, 1969.
- Birch F. Density and composition of the mantle and core. - J. Geophys. Res., v. 57, 1964.
- Kanamori Hiroo. Mantle beneath the Japanese arc. - Phys. Earth and Planet Interiors., v. 3, 1970

НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И СКОЛОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ
В КОРЕ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

В связи с проходкой шахт и туннелей и сооружением гидроэлектростанций в разных странах выполнены измерения напряженного состояния в массивах горных пород. Техника этих измерений позволяет выйти за пределы зоны концентрации напряжений, связанных с наличием горной выработки, или достаточно точно рассчитать влияние такой концентрации. Определение напряжений различными методами, разработанными в СССР, Швеции и в других странах, характеризуются точностью от 2–5 до 10–30%. Эти измерения с определенностью указывают на существование высоких горизонтальных сжимающих напряжений, которые в несколько раз превышают величину гидростатического (геостатического) давления. Такие избыточные напряжения обнаружены главным образом в кристаллическом фундаменте и в складчатых комплексах. В осадочном чехле и в трещиноватых разностях массивных пород они обычно отсутствуют.

Следует отметить, что добавочные горизонтальные напряжения, обусловленные неровностью рельефа или механической неоднородностью массивов горных пород, обычно не превосходят 10–30 кг/см². Поэтому рассматриваемые высокие напряжения нельзя объяснить влиянием рельефа, а следует отнести за счет тектонических факторов.

На рис. 1 представлены результаты всех известных авторам измерений напряженного состояния в породах кристаллического фундамента и в складчатых комплексах. Из многочисленных измерений в осадочном чехле нанесены только те, которые указывают на сжатие более высокое, чем гидростатическое (p), обусловленное весом вышележащих слоев. Указана (в кг/см²) сумма напряжений сжатия $\Sigma \sigma_h = \sigma_1 + \sigma_2$ по двум перпендикулярным горизонтальным направлениям (осям горизонтального сечения эллипсоида деформаций).

Измеренные напряжения группируются в двух полосах.

1. Около линии ОС, соответствующей удвоенному гидростатическому давлению $2p = 2dgH$ (d – плотность пород, g – ускорение силы тяжести, H – глубина от поверхности, в м). Сюда попадают, кроме результатов некоторых измерений в фундаменте почти все данные измерений в недеформированных осадочных породах, не нанесенные на чертеж. Низкие напряжения в фундаменте наблюдаются главным образом на небольшой глубине (до 20–100, редко 1000 м). Они могут быть связаны с естественной разгрузкой ранее существовавших высоких напряжений, если породы стали трещиноватыми (например, точки 22 и 9), подверглись выветриванию или содержат сравнительно пластичные прослой (например, жилы змеевиков). Напряжения, в сумме близкие к $2p$, были отмечены в Норвегии на глубине 1280 м, в Южной Африке в породах осадочного чехла на глубине 1900 м.

2. У линии АВ, соответствующей формуле Н. Хаста $(\sigma_1 + \sigma_2) = 0,98H + 180$. По-видимому, в большинстве районов эти высокие напряжения охватывают весь складчатый или кристаллический фундамент от глубин в несколько десятков или сотен метров. Наибольшая глубина, на которой производились измерения, показавшие высокие напряжения, достигает 800 м (Стельберг, Швеция), около 900 м от среднего уровня Хибинского горного массива на Кольском полуострове (600 м от уровня долин), 915 м (Донбасс), 1100 м (туннель под Монбланом в Альпах). Величина сжатия $(\sigma_1 + \sigma_2)$ составляет в этих случаях соответственно 1020, 930, 1150 и 1220 кг/см², т.е. превышает на 500–650 кг/см² удвоенное гидростатическое давление (Галушко, Куренков, 1968; Кропоткин, 1971; Турчанинов, 1970; Hast, 1967, 1969; Voight, Taylor, 1969).

Избыточные ($\Sigma \sigma_h - 2p$) напряжения подчиняются в общем одной и той же зависимости от глубины как на докембрийских платформах, так и в палеозойских складчатых поясах и в складчатых комплексах альпийского пояса. Они

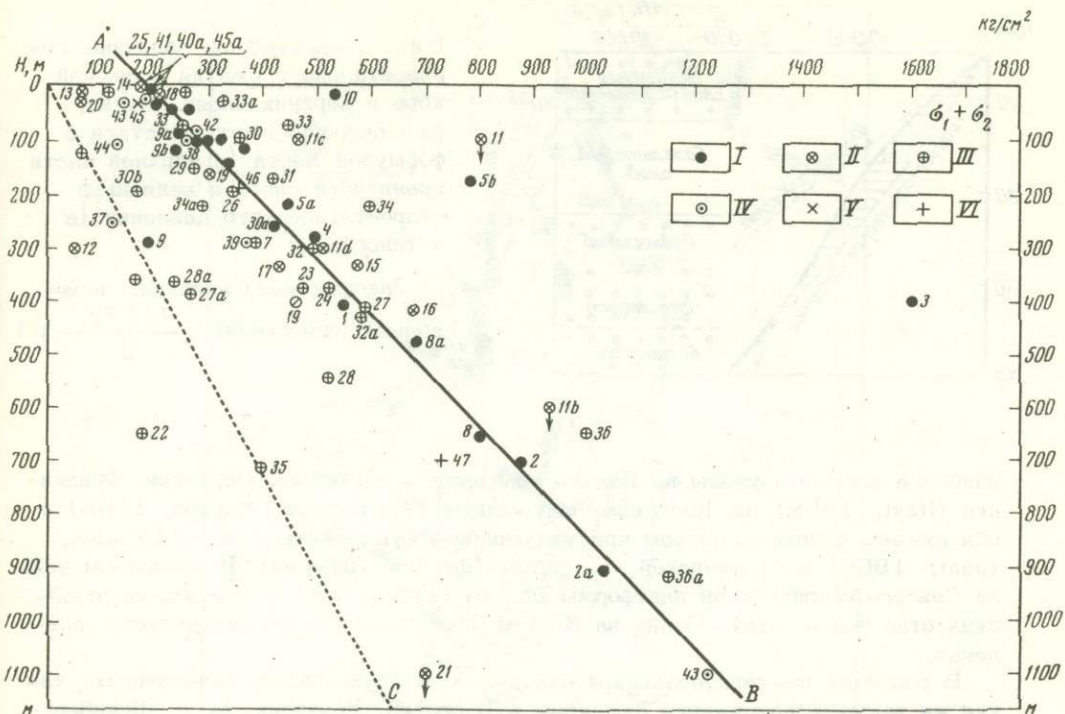


Рис. 1. Изменение величины напряжений (кг/см^2) с глубиной (H , м) в породах кристаллического фундамента и в складчатых комплексах

Показана сумма напряжений сжатия ($\Sigma\sigma_n = \sigma_1 + \sigma_2$) по двум взаимноперпендикулярным горизонтальным направлениям. А-В - изменение напряжений по формуле Хаста (Hast, 1967); О-С - удвоенное гидростатическое (геостатическое) давление ($2p$).

I - Балтийский шит, №1-10 (Hast, 1967); II - докембрийские платформы, №11a, 11b, 11c, 11d - Хибинский массив, Кольский полуостров (Турчанинов, 1970), №12 - Кривой Рог (Тохтуев, Ривкин, 1966), №13-17 - Канада (Coates, Grant, 1966; Coates, Ignatieff, 1966); №18 - США (Прочухан, 1966), №19, 19a - Замбия, №20 - Либерия (Hast, 1969), №21 - Южная Африка (Jaeger, Cook, 1969); III - палеозойские складчатые пояса, №22-27a - каледониды: Норвегии, №22, 23 (Hast, 1967), Шпицбергена, №24 (Hast, 1969), Саянского хребта в Сибири, №25 (Кутепов, 1965), Ирландии, №26 (Hast, 1969) и Горной Шории, к югу от Кузбасса, №27, 27a (Егоров, Шаманская, 1969; Батугин, Шаманская, 1965), №28-36a - герциниды: юго-восточной Австралии, №28, 28a (Stephenson, Murray, 1970), Тасмании, №29 (Прочухан, 1966), Урала, №30-32a (Алейников, 1971), Аппалач и других восточных районов США, №33-33b (Voight, Taylor, 1969) Казахстана (Джезказган - №34, Сиразутдинов и др., 1969; Коунрад - №34a, Булин, 1971), Донецкого бассейна, №35-36a (Галушко, Куренков, 1968); IV - области мезозойской и кайнозойской складчатости: мезозонды Невады, США, №37 (Obert, 1962), Британской Колумбии, Канада, №38 (Hast, 1969), Малайзии, №39 (Прочухан, 1966) и альпийские складчатые пояса - Португалия, №40 (Hast, 1969), №40a (Прочухан, 1966), Иран, №41 (Прочухан, 1966), Алайский хребет, СССР, №42 (Степанов, Ялымов, 1967), Альпы, №43 (Hast, 1971), Калифорния, №44 (Merrill, 1964); V - измерения в изверженных породах Исландии, №45, 45a (Hast, 1969), VI - измерения в осадочном чехле Северо-Американской платформы, №46 - ангидритовая шахта (Робертс, Кокс, 1967); №47 - палеозойские известняки Огайо (Obert, 1962)

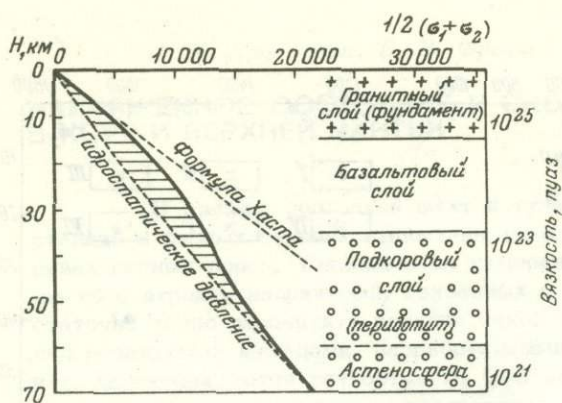


Рис. 2. Изменение величины горизонтального сжатия в земной коре и верхних слоях мантии, рассчитанное в соответствии с формулой Хапта (в верхней части гранитного слоя) и величиной гидростатического давления (в астеносфере)

Заштрихована величина добавочных напряжений $(\frac{\sigma_1 + \sigma_2}{2} - p)$

наиболее хорошо изучены на Балтийском шите – в Швеции, Норвегии, Финляндии (Hast, 1969), на Кольском полуострове (Турчанинов, Марков, 1966) и обнаружены в докембрийском кристаллическом фундаменте Канады (Coates, Grant, 1966) и Африканской платформы (Замбия, Либерия). В осадочном чехле Северо-Американской платформы Σ_H на глубине 700 м в нижнепалеозойских отложениях штата Огайо на 350 кг/см^2 выше гидростатического давления.

В областях нижнепалеозойской складчатости (байкалидах, каледонидах) такие же высокие напряжения отмечены в Норвегии, Ирландии, на о. Шпицберген, в Сибири у пересечения р. Енисей и Саянского хребта и в Горной Шории, южнее Кузбасса; в областях верхнепалеозойской складчатости (герцинидах) – в глубоких шахтах Донбасса, на Урале, в Джезказгане (Казахстан), на юге Кузбасса, в Тасмании и в восточной части США. Высокие напряжения зарегистрированы также в областях мезозойской и альпийской складчатости – в Малайзии, Британской Колумбии (Канада), Португалии, Алайском хребте. Следует подчеркнуть, что высокие напряжения известны также в Исландии, недалеко от оси Срединно-Атлантического хребта (Hast, 1969), т.е. в районе, который обычно рассматривается сейчас как зона растяжения земной коры¹.

По величине суммарных "избыточных" напряжений не наблюдается разницы между равнинными областями, не затронутыми неотектоникой (Казахстан, восток США), и горными областями, охваченными интенсивными новейшими поднятиями (Норвегия, Саяны, Алайский хребет, Альпы).

Таким образом, по-видимому, существует глобальное, слабо дифференцированное поле напряжений, охватывающее консолидированные слои земной коры и часть отложений осадочного чехла. Линейный характер зависимости $[(\frac{\sigma_1 + \sigma_2}{2}) = f(H)]$ позволяет произвести экстраполяцию на глубину. С учетом того, что в пластичном слое астеносферы (на глубине 60–100 км) напряжения должны быть близки к гидростатическим, такая экстраполяция приводит к выводу, что избыточные напряжения достигают максимума $(\frac{\sigma_1 + \sigma_2}{2} - p \approx 2000 - 3500 \text{ кг/см}^2)$ на глубине 10–40 км (рис. 2). На этом же уровне выделяется более 70% энергии землетрясений, в подавляющем большинстве связанных со сжатием (Тихоокеанский и Альпийско-Гималайский сейсмические пояса). При землетрясениях напряжения снимаются только частично, и лишь меньшая часть освобожденной упругой энергии превращается в регистрируемую энергию сейсмических волн.

¹ Измерения были сделаны в пяти пунктах побережья Исландии на глубинах от 4 до 50 м к востоку от ее срединного вулканического грабена и к западу от него (районы городов Акурейри, Кефлавик). Везде обнаружено сжатие. В четырех пунктах Σ_H превышает удвоенное гидростатическое давление на 56–197 кг/см^2 (Напряженное ..., 1973).

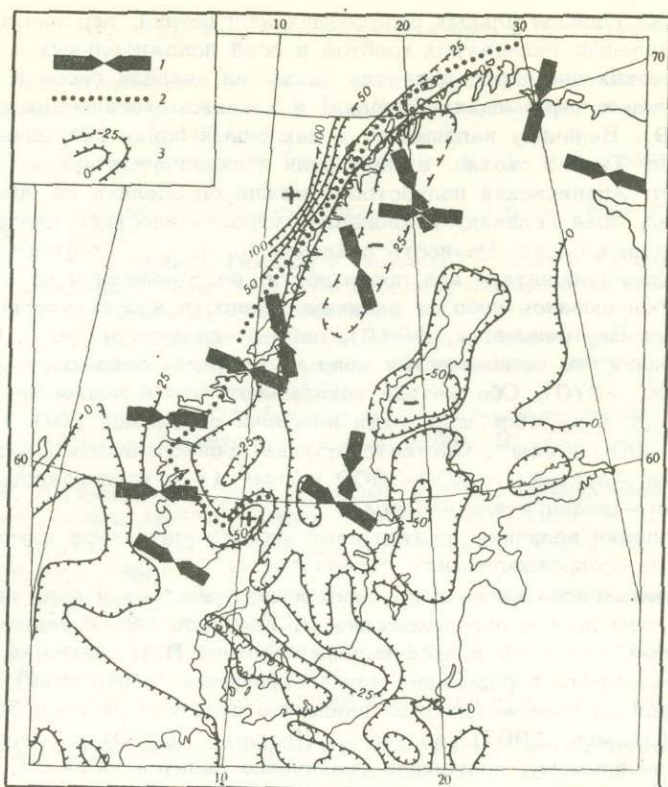


Рис. 3. Сравнение ориентировки напряжений в земной коре с расположением изостатических аномалий

1 - ориентировка наибольшего горизонтального сжатия (Наст, 1958, 1969; Турчанинов, Марков, 1966); 2 - сейсмичная зона; 3 - изостатические аномалии силы тяжести (по М.Е. Артемьеву, 1966), плюсами отмечены максимумы, минусами - минимумы

Там, где измеренные напряжения характеризуются резкой анизотропией ($\sigma_1 > 2\sigma_2$), наблюдается общее соответствие между их ориентировкой и направлением хребтов и изостатических аномалий. На Кольском полуострове и в Скандинавии преобладает сжатие, ориентированное в северо-западном направлении перпендикулярно к Норвежским возвышенностям, испытавшим недавнее поднятие, и к главному сейсмическому поясу Скандинавии. Последний связан с полосой резких изостатических аномалий (рис. 3), которые характеризуются здесь большим градиентом. Аномалии изменяются от -40 мгл на материке до $+100$ мгл в прибрежной полосе океана и связаны, вероятно, с короблением земной коры под действием горизонтального сжатия.

На Урале ось наибольшего сжатия ориентирована в широтном направлении также перпендикулярно к оси неотектонического поднятия хребта и к зоне опускания ближайшей части Западно-Сибирской низменности (Блох и др., 1969). Такое же явление наблюдается в северной Португалии (где разность изостатических аномалий между материком и океаном достигает 160 мгл) и в Алайском хребте.

Скальвающие (касательные) напряжения, возникающие в надвигах и при образовании складок, пропорциональны разности главных напряжений σ_x и σ_y или, в первом приближении, разности $\sigma_1 - \sigma_2$. Следовательно, в общем они тем больше, чем выше коэффициент анизотропии (σ_2 / σ_1). Поскольку величина анизотропии достигает максимума ($\sigma_1 > 2\sigma_2$) в зонах активной новейшей тектоники, вполне возможно, что касательные напряжения в них достигают, как предполагал М.В. Гзовский, 1000 ± 500 кг/см² (Gzovsky, 1967).

Ориентировка горизонтальных сжимающих напряжений, перпендикулярная к простиранию молодых складчатых хребтов и осей положительных и отрицательных изостатических аномалий, известна также из анализа геодезических данных о современных деформациях (Япония) и из сейсмологических данных (Введенская, 1969). Величину напряжений в наклонных зонах сейсмичных надвигов у периферии Тихого океана, в Индонезии и складчатых дугах Средиземноморья (о. Крит, Апеннинский полуостров) можно определить по правилу параллелограмма сил, зная величину отклонений гидростатического давления от изобарии в подкорковых слоях. Разность давления ($p_1 - p_2$), обусловленного весом пород, можно рассчитать для поверхности, расположенной на 40 км ниже уровня моря, основываясь либо на величине разности изостатических аномалий (100–400 мгл; Внутреннее..., 1949), либо на плотности слоев. Она определяется по скоростям сейсмических волн на профилях сейсмозондирования (Исаев, Ушаков, 1970). Оба метода показывают, что в подкоровом слое вблизи островных дуг и желобов нарушения изобарии достигают 200–1000 кг/см², возможно, до 2000 кг/см². Соответствующее горизонтальное сжатие в надвигах $\sigma_1 = (p_1 - p_2) \operatorname{tg} \theta = 200\text{--}3000 \text{ кг/см}^2$ (θ – угол наклона поверхности сместителя – надвига или взброса).

Такие же оценки величины сжатия дает экспериментальное изучение динамометаморфизма, сопровождающего складчатость.

Существование глобального поля сжимающих напряжений вряд ли можно объяснить иначе, чем приняв предположение Н. Хаста об общем сжатии Земли в настоящее время. Согласно пульсационной гипотезе В.А. Обручева и Бэчера, вероятно, имеет место чередование эпох сокращения (контракции) и расширения Земли. Судя по палеомагнитным данным о величине радиуса Земли в перми и триасе (Храмов, 1967; Van Andel, Hospers, 1970), в течение мезозоя и кайнозоя, по-видимому, произошло увеличение радиуса на 5–8%. Но, судя по интенсивным процессам горообразования, в позднем кайнозое, напротив, преобладало сжатие. Из анализа современных и древних затмений найдено, что в последние тысячелетия радиус Земли сокращается на 0,5 мм в год (Meusermann, 1928; Парийский, 1955).

Растяжение в рифтах Байкала, Восточной Африки и срединных океанических хребтов, вероятно, связано не только с увеличением поверхности Земли в эпохи расширения, но и с выдавливанием наиболее пластичных и легких масс в эпохи сжатия Земли. Дрейф материков может быть результатом неравномерной локализации деформаций (сжатия складчатых зон и расширения дна океанов) в условиях попеременного сокращения и увеличения радиуса Земли. В свою очередь такие пульсации связаны скорее всего с изменением характеристик гравитационного поля космоса (Кропоткин, 1967, 1970; Dicke, 1964; Machado, 1967) и с фазовыми превращениями в недрах Земли. Если бы напряжения не снимались благодаря релаксации, складчатым деформациям и надвигам, величина сжатия земной коры в условиях переменной гравитации достигала бы, по теоретическим расчетам Б.Н. Фролова, 170 000 кг/см².

Литература

- Блох Н.П., Алейников А.А., Трифонов В.П., Белавин О.В., Зубаков А.В., Овчинникова Л.И. Неотектоника Урала и ее соотношения с геофизическими аномалиями. – Геотектоника, 1969, № 6.
- Введенская А.В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М., "Наука", 1969.
- Внутреннее строение Земли. М., ИЛ, 1949.
- Галушко П.Я., Куренков Я.Н. Результаты исследований напряжений в массиве горных пород. Изв. высших учебн. завед. – Горный журнал, 1968, № 11.
- Исаев Е.Н., Ушаков С.А., Гайнанов А.Г. Геофизические данные о закономерностях структуры коры в северной части Тихоокеанской переходной зоны. – В сб.: Земная кора островных дуг дальневосточных морей. М., "Наука", 1970.
- Кропоткин П.Н. Механизм движений земной коры. – Геотектоника, 1967, № 5.

- Кропоткин П.Н. Возможная роль космических факторов в геотектонике. — Геотектоника, 1970, № 2.
- Кропоткин П.Н. Напряженное состояние земной коры по измерениям в горных выработках и геофизическим данным. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука", 1971.
- Напряженное состояние земной коры (по измерениям в массивах горных пород). М., "Наука", 1973.
- Парийский Н.Н. Неравномерность вращения Земли. — Труды геофиз. ин-та АН СССР, № 26 (153), 1955.
- Прочухан Д.П. Остаточные напряжения в скальных массивах и возникающие при их разгрузке деформации. Тезисы докладов III регион. совещания по инженерной геологии, 1966 г. Изд. Ленинградского горного ин-та.
- Турчанинов И.А. Исследование напряженно деформированного состояния массива скальных пород и управление горным давлением при разработке месторождений Кольского полуострова. Автореф. докт. дисс. 1970.
- Турчанинов И.А., Марков Г.А. Влияние новейшей тектоники на напряженное состояние пород в Хибинских апатитовых рудниках. — Изв. АН СССР, серия "Физика Земли", 1966, № 2.
- Храмов А.Н. Магнитное поле Земли в позднем палеозое (анализ мировых палеомагнитных данных). — Изв. АН СССР, серия "Физика Земли", 1967, № 1.
- Coates D.F., Grant F. Stress measurements at Elliot Lake. — Canad. Mining and Metallurg. Bull., v. 59, N 649, 1966.
- Dicke R. In: Gravitation and relativity. N.Y. — Amsterdam, 1964. Русск. пер. "Гравитация и относительность". М., "Мир", 1965.
- Gzovsky M.V. A state of stress in the Earth's crust and the energy of tectonic processes associated with the upper mantle. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., N 14, 1967.
- Hast N. The state of stresses in the upper part of the earth's crust. — Engng Geol., 1967, v. 2, N 1.
- Hast N. The state of stresses in the upper part of the Earth's crust. — Tectonophysics, v. 8, N 3, 1969.
- Machado F. Geological evidence for a pulsating gravitation. — Nature, v. 214, 5095, 1967.
- Merrill R.H. In situ determination of stress by relief techniques. — In: State of stress of the Earth's crust. N.Y., 1964.
- Meyermann B. Die Schrumpfungsgeschwindigkeit des Erdradius aus astronomischen Beobachtungen. — Z. Geophys., N 4, S. 153-154, 1928.
- Van Andel S.J., Hospers J. New determinations of ancient Earth radii from palaeomagnetic data. — In: The application of modern physics to the earth and planetary interiors. — London, N.Y., Sydney, Toronto, 1970.
- Voight B., Taylor J.W., Voight J.P. Tectonophysical implications of rock stress determinations. — Geol. Rundschau, Bd. 58, N 3, 1969.

ИЗМЕНЕНИЯ ГРАВИТАЦИОННОГО И МАГНИТНОГО ПОЛЕЙ ВО ВРЕМЕНИ

В последние годы появились данные о медленных (вековых) изменениях силы тяжести. В связи с этим еще больший интерес приобретает изучение как медленных, так и быстрых изменений гравитационного и магнитного полей во времени для целей геологии и геофизики. Быстрые периодические изменения гравитационного и магнитного полей содержат информацию о физических свойствах Земли: магнитных, упруго-вязких и др. Источником этих изменений являются в основном факторы внеземного происхождения. Информация, которую они несут, при современной точности измерения характеризует Землю в целом, без существенной детализации. Медленные (вековые) изменения гравитационного и магнитного полей несут информацию о процессах, происходящих в недрах Земли, в верхней мантии, в глубинных и поверхностных частях земной коры.

Очевидно, для геологических целей целесообразно изучать как медленные, так и быстрые периодические изменения магнитного и гравитационного полей. Несомненно, имело бы большое значение изучение изменений силы тяжести и магнитного поля, обязанных современным тектоническим процессам.

За последнее время при анализе причин расхождений в измерениях, выполненных в разные годы, и после специально проведенных высокоточных измерений были обнаружены вековые изменения силы тяжести. Особенностью исследований является то, что они проведены на больших площадях по относительно равномерной сети наблюдений (Файтельсон, 1969а, б). Основанием для отнесения наблюдаемых расхождений силы тяжести к вековым вариациям была корреляция их распространения с расположением региональных элементов тектоники и неотектоники. Эта корреляция объяснена влиянием на гравитационное поле современных тектонических процессов, как-то соответствующих уже существующей геологической структуре. В настоящее время картина вариаций получена для ряда участков, расположенных в самых различных условиях: Русская платформа, Кавказ, Средняя Азия, Забайкалье, Якутия и Дальний Восток. Величина вариаций замерена за интервалы времени от 1 года до 15–20 лет и обычно не превышает 0,1 мгл/год.

На Украине выставлено 36, а на Кавказе 75 повторных пунктов. Выявлены изменения силы тяжести за 6–8 лет в пределах от $-0,4$ до $+0,4$ мгл (за период с 1962 г. по 1969 г. на Украине и с 1962 г. и 1964 г. по 1970 г. на Кавказе). Средняя квадратическая ошибка определения разностей силы тяжести $\epsilon = \pm 0,08$ мгл. Они распределяются по площади в зависимости от расположения тектонических элементов. Украинский щит и Предкарпатский прогиб характеризуются положительными изменениями силы тяжести, Воронежский массив и Черноморская впадина — отрицательными, Днепровско-Донецкий авлакоген находится в переходной зоне, его донбасской части свойственны положительные изменения силы тяжести. Мегантиклинорий Большого Кавказа характеризуется отрицательными изменениями силы тяжести, его склоны, обрамляющие впадины и Ставропольское поднятие, — положительными изменениями. Количество точек на Украине и Кавказе достаточно для выявления характера изменений, свойственных каждому тектоническому элементу, но, по-видимому, является минимальным для установления достоверной картины (Файтельсон, Азаркина, 1970). Третий пример относится к Арало-Каспийской области, четвертый — к Забайкалью. Густота сети здесь близка к густоте на первых двух участках, но точность измерений ниже ($\epsilon = \pm 0,3$ мгл). Однако за счет, по-видимому, более интенсивных изменений силы тяжести полученный результат также весьма надежен (за период с 1955 по 1966 г. в Арало-Каспийской области, с 1963 по 1969 г. — в Забайкалье). Линии равных измене-

ний силы тяжести четко коррелируются с северо-западным простиранием элементов глубинной структуры региона Арало-Каспийской области и с элементами тектоники Забайкалья. Величины предполагаемого векового хода силы тяжести на некоторых участках превышают 0,1 мгл/год. Метрические ошибки, если и имеются, относительно локальны и не затушевывают четкой корреляции (Файтельсон, 1969б; Файтельсон и др., 1971).

Следует отметить, что выявляемые разности силы тяжести не абсолютны, а определены относительно исходного пункта, изменение силы тяжести на котором принято равным нулю. Поправка за изменение силы тяжести на этом пункте отклонит вычисляемые разности на постоянную величину, равную вековому изменению поля на нем.

Совместный анализ измерений вековых вариаций геомагнитного поля и геологического строения больших территорий весьма определенно указывает на наличие связи между ними. Использование данных магнитометрии для изучения физических процессов, протекающих в недрах Земли, базируется на экспериментально установленной зависимости изменений магнитных свойств горных пород и минералов от температуры и динамических нагрузок. К настоящему времени известно уже достаточно много фактов, свидетельствующих о том, что многие явления, отражающие динамику развития Земли, сопровождаются заметными флюктуациями магнитного поля. Отмечены, в частности, изменения магнитного поля, связанные с активизацией действующих вулканов (Берштейн, 1960) и землетрясениями (Тулина, 1965).

Наблюдения в этой области позволили сделать первые шаги к теоретическому обоснованию возможного механизма изменений геомагнитного поля на вулканах (Тарикановский, 1970). Можно перечислить еще ряд наблюдаемых в природе явлений, имеющих отношение к затронутой проблеме: а) связь магнитных и гравитационных аномалий с неотектоникой (Курбанов, Колесов, 1959), б) связь вековых вариаций геомагнитного поля с сейсмичностью, в) изменение остаточной намагниченности залежи магнетита после взрыва (Иванов, 1967), г) приуроченность относительных магнитных минимумов к рифтовым долинам, характеризующаяся наивысшими значениями теплового потока в рифтовых зонах (Соловьев, 1970), д) связь магнитных аномалий с сейсмическими свойствами границы Мохоровичича (Тулина, 1965), е) влияние давления на различные виды остаточной намагниченности (Авчан, 1967).

Вариации векового хода геомагнитного поля исследуются уже длительное время. Поэтому на их связь с геологическими процессами обратили внимание достаточно давно. Впервые на связь аномальных отклонений векового хода с тектоникой указал В.П. Орлов (Орлов, Соколов, 1965), проанализировав повторные наблюдения, выполненные в период с 1940 г по 1956 г. на Русской платформе вдоль р. Оки между Рязанью и Горьким. Установленное им различие в вековом ходе Z -составляющей для двух участков профиля, относящихся к зонам с различной интенсивностью неотектонических движений, составило 30 гамм за ряд лет. Более полные сведения об аномалиях векового хода и их возможной природе дают работы, выполненные под руководством В.П. Орлова в Средней Азии и И.М. Пудовкина - на Камчатке.

В Средней Азии наиболее интенсивные аномалии векового хода приурочены к зонам глубинных разломов. Аномалии имеют как положительный, так и отрицательный знак, амплитуда изменения аномалий лежит в пределах от -5 до +3 гамм в год. Поперечные размеры аномалий сравнительно невелики - 20-30 км. Протяженность аномалий не установлена, поскольку наблюдения проводились по одиночным профилям. В период с 1947 г. по 1962 г. в районе расположения профилей произошло около 15 землетрясений интенсивностью 5-7 баллов. Эпицентры некоторых землетрясений оказались при этом в непосредственной близости (до 5 км) от пунктов наблюдений. Заметных изменений поля на этих пунктах, которые можно было бы увязать с сейсмичностью, установлено не было. В.П. Орлов приходит к выводу, что либо землетрясения не проявляются в магнитном поле, либо период изменений поля, обусловленных землетрясением, слишком мал по сравнению с временными интервалами между повторными наблюдениями 8 лет, 3 и 2 года.

Работы на Камчатке по изучению векового хода были начаты в 1961 г. и продолжаются по настоящее время. Вековой ход по трем компонентам ΔD и ΔZ на территории южной половины Камчатки за период с 1961 по 1962 г. изменялся в следующих пределах: δD от $-5,5$ до $+2,4'$; δH от 3 до 41 гамм, δZ от -19 до 32 гамм. Вековой ход имеет сложную структуру с региональными и локальными особенностями, в то же время простирание линий равных значений векового хода совпадает с простиранием основных геологических структурных форм Южной Камчатки. Ось регионального минимума δZ совпала с осью, соединяющей действующие вулканы Ключевской группы, а району широкого развития горячих источников соответствуют локальные аномалии δZ интенсивностью до -50 гамм. Природа отрицательных аномалий δZ связывается с утратой намагниченности глубинных пород вследствие их разогрева и, соответственно, положительных аномалий — с охлаждением пород вследствие угасания вулканической деятельности.

Приведенные фактические материалы с большой степенью достоверности показывают наличие временных вариаций силы тяжести и магнитных вариаций, связанных с формированием структуры земной коры, с физическими процессами в недрах Земли. Размеры же аномалий свидетельствуют, что эти процессы охватывают верхнюю мантию и земную кору.

Периодические и вековые вариации гравитационного и геомагнитного полей в сочетании с современным распределением этих полей, а также данными других геофизических исследований могут дать геологическую информацию, значение которой вряд ли можно переоценить. Это прежде всего возможность прогнозирования мест и времени землетрясений, тектоническое районирование (соответственно прогнозирование размещения полезных ископаемых), более полное понимание строения земной коры и процессов, происходящих в Земле.

Однако объем полученного фактического материала весьма ограничен и охватывает далеко не все геоструктурные элементы. Сеть измерений зачастую редка и иногда ее пункты располагаются случайно по отношению к тектоническим элементам. Изменение силы тяжести характеризуется только относительными величинами, хотя более полная информация могла бы быть получена при измерениях абсолютных значений силы тяжести, непрерывных лунно-солнечных вариаций, вторых производных и т.п.

Таким образом, необходимо развертывание обширной программы по изучению вековых вариаций гравитационного и магнитного полей. Задачей работ должно быть изучение временного и пространственного спектров вариаций для самых различных регионов, что позволит существенно углубить наши знания о развитии земных недр на основе новой и очень важной информации. Уже последние данные свидетельствуют, что вариации силы тяжести во времени неравномерны. Отмечается даже изменение знака вариаций в некоторых тектонических зонах. Подсчеты К.Е. Веселова позволяют предположить связь этих изменений с циклическостью солнечной активности. Такой вывод следует как из материалов работ в СССР, так и из данных А. Сакумы по абсолютным определениям силы тяжести в Париже (Sakuma, 1971). Если расчеты подтвердятся, то возникнет вопрос о том, каким образом солнечная активность может влиять на внутренние процессы в Земле. Здесь возможно предположение, что солнечная активность влияет на гравитационную постоянную или циклическое изменение гравитационной постоянной влияет как на изменение солнечной активности, так и на процессы внутри Земли, что в различных зонах может проявляться по-разному. Таким образом, уже первые результаты дают основание для интересных предположений о временном и пространственном спектрах вариаций и их связи с внутренними и внешними факторами.

Хотя изменения силы тяжести и магнитного поля, по-видимому, повсеместны, в первое время работы следует сосредоточить на некоторых типичных или особо интересных зонах. Нами предлагается организовать изучение вариаций гравитационного и магнитного полей в участках, характеризующих определенный тип строения земной коры, расположенных в различных районах, таких как островные дуги, западная окраина Тихого океана (Курилы, Камчатка и Сахалин), рифтовые зоны (Байкал), зоны мезозойской и альпийской складча-

тости (Кавказ, Советское Приморье), герцинские складчатые зоны (Урал, Туранская плита), докембрийские платформы (Балтийский щит, Украина, центр Русской платформы, Сибирь), складчатые сооружения Средней Азии и т.п. Конкретные участки должны быть уточнены. Особое внимание при этом должно быть обращено на более детальное изучение зон проявления современной тектонической активности, вулканизма, сейсмически активных областей.

В комплекс работ следует включить площадное, по достаточно густой сети непрерывное измерение элементов геомагнитного поля, периодические относительные измерения силы тяжести, ее производных. Указанные исследования должны опираться на систему взаимно увязанных станций (обсерваторий), где необходимо проведение измерений абсолютных значений силы тяжести, наклонов.

Изучение вариаций гравитационного и магнитного полей хорошо было бы организовать в международном масштабе. Это позволит изучить тектонически активные зоны Индонезии, Кордильер, Красного моря и др.

Литература

- Авчан Г.М. Влияние всестороннего давления до 8000 кг/см^2 на различные виды остаточной намагниченности горных пород. — Изв. АН СССР, серия "Физика Земли", 1967, № 7.
- Берштейн В.А. О возможных изменениях магнитного поля в районе вулкана Заваришского в первое полугодие 1958 г.— Бюлл. вулканол. станции, № 30, 1960.
- Иванов Н.А. и др. Изменение остаточной намагниченности залежи магнетита после взрыва.— Докл. АН СССР, т. 177, 1967.
- Курбанов М., Колесов Р.Д. К вопросу о связи магнитных и гравитационных аномалий с сейсмичностью и современными движениями на территории Туркменистана.— Изв. АН ТуркмССР, 1959, № 4.
- Ляхов Б.М. Изменчивость вековых геомагнитных вариаций и сейсмичность Земли.— Тр. НИИЗМИР, вып. 15, 1959.
- Орлов В.П., Соколов В.П. Вековой ход геомагнитного поля и его аномалии.— В кн.: Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. М., "Наука", 1965.
- Пудовкин И.М., Павлов В.С. и др. Некоторые итоги изучения аномальности векового хода геомагнитных элементов на Кавказе. В кн.: Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. М., "Наука", 1965.
- Пудовкин И.М. и др. Об аномалиях векового хода Камчатки. Геомагнетизм и аэронеомия, т. 10. М., "Наука", 1970.
- Соловьев О.Н. О геологической природе магнитных аномалий в океанах. Изд. ВИЭМС, серия "Региональная, разведочная и промысловая геофизика". М., 1970.
- Тарикановский А.А. Возможный механизм изменения геомагнитного поля на вулканах.— Бюлл. вулк. станций, № 46, 1970.
- Тулина Ю.В. Сопоставление магнитных аномалий с сейсмическими свойствами границы Мохоровичича. — Изв. АН СССР, серия "Физика Земли", 1965, № 3.
- Файтельсон А.Ш. Вековые изменения силы тяжести на Русской платформе. — Докл. АН СССР, т. 188, № 3, 1969а.
- Файтельсон А.Ш. Вековые изменения силы тяжести в Арало-Каспийской области. — Докл. АН СССР, т. 189, № 6, 1969б.
- Файтельсон А.Ш., Азаркина Е.А. Вековые изменения силы тяжести на Украине. Докл. АН СССР, т. 195, № 1, 1970.
- Файтельсон А.Ш., Азаркина Е.А., Краснов Б.А., Курашова В.В., Филиппович Н.Г. К вопросу о выявлении вековых изменений силы тяжести. — Прикладная геофизика, сб. 64, 1971.
- Rikitake T. et al. Geomagnetic and geoelectric studies of the Matsushiro earthquake swarm.— Bull. Earthquake Res. Inst., v. 44, 1966.
- Sakuma A. Une tendance de la variation de la Pesanteur observée au Bureau International des Poids et Mesures Sèvres, France. — XV Assemblée Générale U.G.G.I., Moscou, août, 1971.

МАГНИТНАЯ МОДЕЛЬ ВЕРХОВ МАНТИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ И МОРСКИХ СТРУКТУР СССР

Все или почти все геотектонические гипотезы основываются на тех или иных представлениях и допущениях о распределении температур (T°) и соответствующем им состоянии вещества в глубоких недрах Земли (контракционная и радиомиграционная гипотезы, различные формы представления о конвекционных потоках в мантии, фазовых и других превращениях вещества на глубине и т.д.). Однако именно температурные параметры — распределение T° с глубиной и по латерали — поддаются определению с минимальной степенью приближения. Это связано с тем, что формирование геотермической модели верхней оболочки Земли требует экстраполяции данных приповерхностных измерений на глубины в десятки и сотни километров через различные допущения и предположения, к сожалению, весьма слабо поддающиеся проверке, например, предположения о значениях теплопроводности глубинных слоев, распределении в них радиоактивных элементов, значениях температур, при которых резко меняется электропроводность глубинных слоев и т.д. В этих условиях, как нам представляется, прогресс в формировании геотермической модели может быть достигнут лишь путем независимых определений температурных параметров по данным различных геофизических методов исследований. В их число входят и данные магнитометрии.

В последние годы нами выполнены различные исследования структуры аномального магнитного поля (ΔT) а и проведены качественная и количественная интерпретации полученных при этом данных, в частности в направлении выяснения закономерностей распределения магнитоактивных источников в литосфере и общей мощности заключающей их толщи, т.е. общей мощности магнитоактивного комплекса верхней оболочки Земли.

Определение общей мощности магнитоактивной толщи по магнитометрическим данным представляет собой обратную задачу геофизики, а она, как известно, для аномалий потенциальных полей не имеет однозначного решения, причем особо неустойчиво по этим аномалиям определяются нижние кромки соответствующих им источников. К оценке предельных глубин распространения магнитоактивных источников мы попытались подойти несколькими путями, с тем чтобы по возможности уменьшить неоднозначность решения, в частности влияние на окончательные результаты исходных предпосылок принятой методики интерпретации.

В наблюдаемом аномальном магнитном поле отображается совокупность влияния магнитных источников различных размеров и форм, разной интенсивности намагничивания, расположенных на разных глубинах. Для выделения аномалий от наиболее глубоких источников исходное аномальное магнитное поле территории СССР (Симоненко, 1964) было пересчитано на разные уровни в верхнее полупространство, вплоть до 200 км (Круглякова, 1965, 1969, 1970; Борисов, Круглякова, 1967; Беляевский и др., 1970). При переходе вверх от одного уровня к следующему последовательно теряется влияние источников, начиная от самых малых и расположенных на приповерхностных глубинах, вплоть до наиболее крупных и глубоких. Однако на уровнях пересчета от первых километров до 50 км, несмотря на уменьшение интенсивности выделяющихся аномалий, общая картина аномального поля примерно выдерживается. Она существенно меняется лишь на уровне 100 км, а далее сохраняется почти неизменной. На высотах от 100 км и больших выделяются положительные и отрицательные аномалии с интенсивностью, не превышающей $\pm 100-200$ гамм, характеризующиеся площадями до $1-2$ млн. км². Они соответствуют аномалиям минимума спектра полного поля (рис. 1; Розе, 1970; и др.). Аномалии, выделяющиеся на этих высотах и характеризующиеся указанными параметрами, мы называем зональными — (ΔT)зон (Борисов, Круглякова, 1967).

Рис. 1. Длина периода гармоник полного магнитного поля в километрах (по Олдриджу)

Анализ этих аномалий, в частности их сопоставление с данными других геофизических методов и геотектоники, свидетельствует, что они соответствуют не отдельным геологическим объектам — телам и структурам, а фиксируют какие-то другие, более общие глубинные факторы, по-видимому, прежде всего неравенство мощности магнитоактивной толщи.

Г.И. Круглякова методом подбора вычислила значения глубин до поверхности Кюри и составила схему изоглубин этой поверхности (H_{TC}) на территории СССР (рис. 2). Для использования привлеченного ею метода расчета требовалось задаться, во-первых, исходным средним значением мощности магнитоактивной толщи при нулевых значениях $(\Delta T)_{зон}$ и, во-вторых, средними значениями интенсивности намагничивания пород, слагающих ее. Среднее значение общей мощности магнитоактивной толщи методом автокорреляционного анализа было получено равным 65 км (Луговенко, 1967). Эта величина и была принята нами за среднее значение при расчетах.

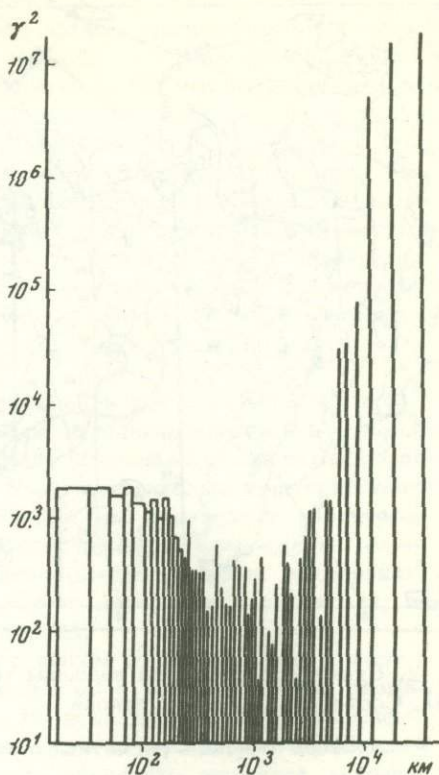
Среднее значение намагничивания этой толщи было оценено исходя из следующих показателей:

- петрографического и минерального состава толщи (Ронов, Ярошевский, 1970) и значений магнитной восприимчивости слагающих ее пород, принятых по данным Н.Б. Дортман (1964, 1967), Б.М. Яновского (1966) и А.А. Логачева (1962);
- среднего содержания магнитных минералов (Ронов, Ярошевский, 1970) и значений их магнитной восприимчивости (Круглякова, 1954);
- данных непосредственных измерений магнитной восприимчивости различных комплексов пород (Дортман, 1964, 1967).

Результаты всех этих определений оказались практически одинаковыми и дали среднее значение магнитной восприимчивости, равное $4000 \cdot 10^{-6} \text{ cgsM}$, которое и было принято при расчете мощности магнитоактивной толщи верхней оболочки Земли. Полученные глубины, например по Балтийскому шиту и некоторым другим платформенным регионам, близки к значениям расстояний до поверхности Кюри, полученным исходя из геотермических данных. Таким образом, хотя некоторое систематическое преувеличение полученных глубин до поверхности Кюри и не исключается, в целом они представляются вполне реальными. Эти глубины изменяются от 50 до 100 км.

Справедливость предположения об ограничении магнитоактивной толщи поверхностью Кюри подтверждается тем, что примерно на этих же глубинах изменяются и другие физические свойства, такие, как электропроводность, плотность и т.п., что характеризует поверхность Кюри.

Наряду с интерпретацией $(\Delta T)_{зон}$ методом подбора были опробованы и иные приемы определения максимальных глубин залегания магнитоактивных масс. При этом, как и многими нашими предшественниками (Михайлов, 1960; и др.), установлено, что магнитоактивные массы в каждом данном регионе тяготеют к нескольким примерно выдерживающимся уровням. Так, для юго-востока Рус-



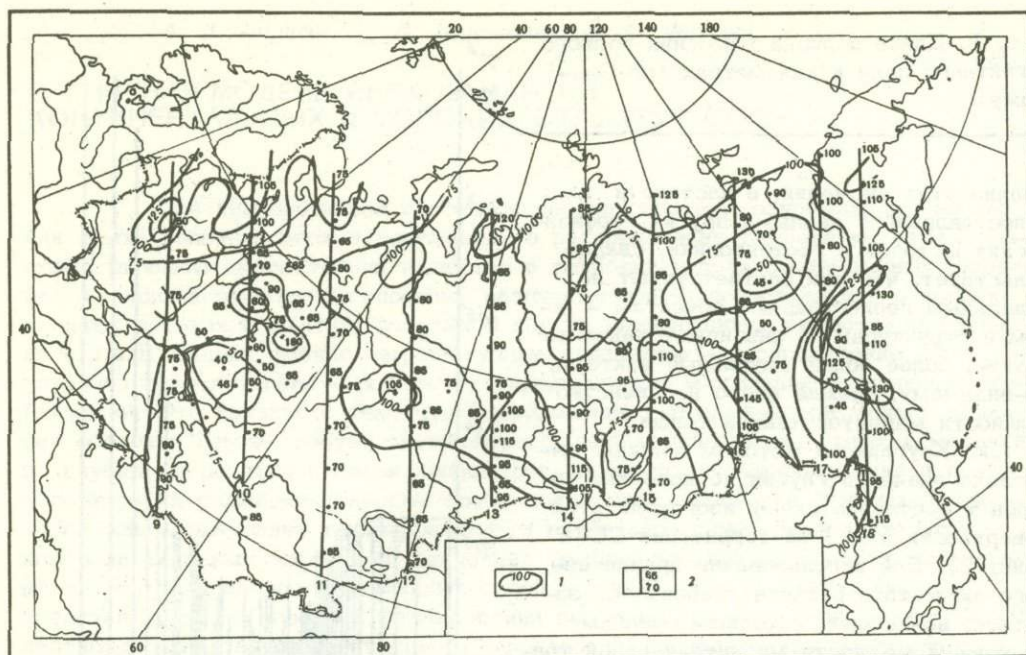


Рис. 2. Схема изоглубин до подошвы магнитоактивной толщи (до поверхности Кюри). Составила Г.И. Круглякова

1 - изолинии H_T ; 2 - расчетные профили со значениями H_T

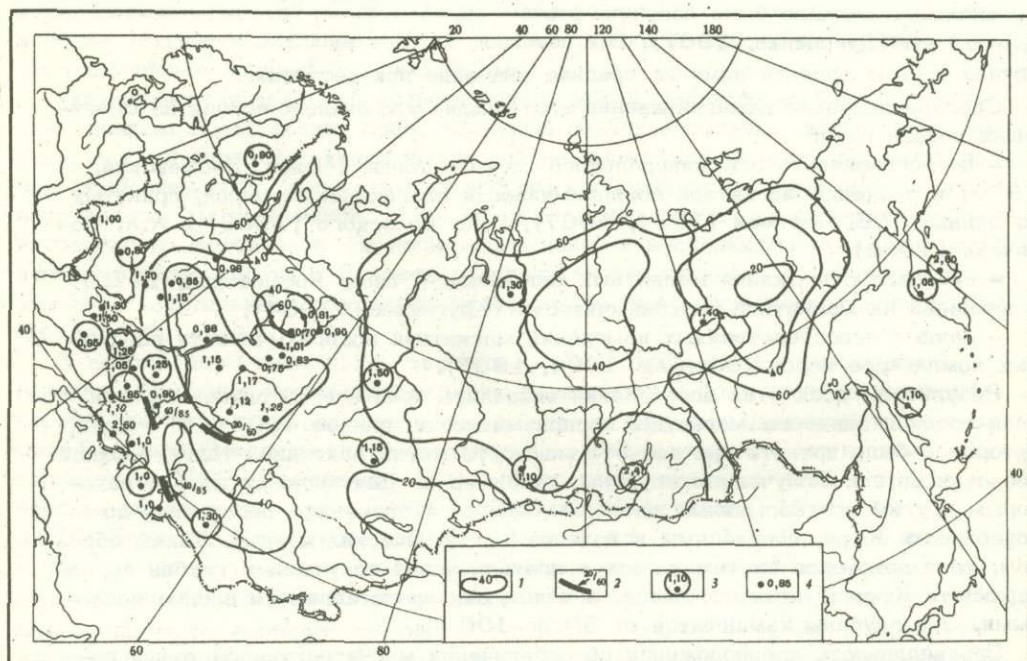


Рис. 3. Схема изомощности магнитоактивной толщи верхней мантии (Δh_{MTBM}). Составили А.А. Борисов, Г.И. Круглякова, Д.Б. Фирсова

1 - изолинии Δh_{MTBM} ; 2 - оси некоторых региональных (ΔT) (в знаменателе глубина до нижней кромки источника, в числителе - разность между ними и глубинами до поверхности Мохоровичича); 3 - значения теплового потока (ТП) по единичным определениям или средние значения ТП для небольших площадей, 4 - средние значения ТП для крупных регионов

ской платформы и для Скифско-Туранской плиты можно указать три глубоких уровня преимущественной концентрации нижних кромок магнитоактивных масс: а) около 20 км, б) около 40 км, в) около 40-60 км (Северо-Каспийский максимум 40-60 км, Южно-Эмбенский максимум до 60 км, Красноводско-Махачкалинская полоса аномалий до 80-90 км), т.е. заведомо ниже поверхности Мохоровичича примерно до 20-40 км (Борисов, 1967).

Близкие результаты по распределению источников магнитных аномалий были получены методом автокорреляционного анализа, выполненного Д.Б. Фирсовой. Эти исследования велись не по ограниченному региону, а по ряду весьма протяженных профилей, пересекающих почти всю территорию СССР от побережья Северного Ледовитого океана и до подножия горно-складчатых сооружений юга и юго-востока нашей страны (см. рис. 2). Кроме указанных профилей автокорреляционный анализ был проведен вдоль 44° в.д. и по трассе Ленинград - Астрахань.

Метод автокорреляционного анализа был применен для выделения из аномального магнитного поля аномалий наибольших линейных размеров и для оценки глубин вызывающих их источников. При этом вычислялись как автокорреляционная функция, так и энергетический спектр. Предварительная интерпретация была проведена на моделях, при этом выяснилось, что полученная характеристика магнитоактивных толщ отвечает заданному распределению тел на моделях. Это послужило убедительным подтверждением правомерности применения указанной методики к анализу экспериментального материала, в частности, для выявления наиболее глубоких источников аномалий.

Выборка значений (ΔT)_a производилась с шагом от 5 до 25 км с карт наблюдаемых магнитных аномалий и с шагом 25 км с карт магнитных аномалий, пересчитанных на высоты 20 и 50 км. На всех кривых энергетического спектра выделяется ряд максимумов. Больше всего их на кривых, соответствующих выборке с шагом 5 км по наблюдаемым значениям аномалий, меньше - для выборки с шагом 25 км для аномалий, пересчитанных на высоту 20 км, и еще меньше - для аномалий, пересчитанных на 50 км. При этом число максимумов закономерно уменьшается за счет затухания относительно высокочастотной составляющей поля, соответствующей аномалиям, связанным с неглубоко залегающими источниками. В противоположность этому низкочастотная составляющая мало зависит от шага выборки и высоты пересчета.

В результате анализа выяснено, что магнитоактивные источники:

- располагаются во всех горизонтах земной коры и в верхах мантии;
- распределены по разрезу неравномерно, их значительно большая часть сосредоточена в "гранитном" слое и несравненно меньшая - в "базальтовом" слое и в верхней мантии;

- более или менее повсеместно группируются примерно на одних и тех же гипсометрических и структурных уровнях, в том числе на глубинах около 30, 50 км, а глубина наиболее низких уровней колеблется от 60 и до 100 км.

Как видим из приведенных данных, на основании независимых расчетов, выполненных тремя разными способами - методом подбора по значениям (ΔT)_{зон}, путем автокорреляционного анализа (ΔT)_a и способом выборочных оценок наибольших глубин до нижних кромок магнитных источников, оказалось, что мощность магнитоактивной толщи, т.е. глубина до поверхности Кюри, изменяется на территории СССР в широких пределах, в основном от 50 до 100 км. Отсюда следует, что поверхность Кюри практически повсеместно в областях с континентальной корой располагается ниже поверхности Мохоровичича, т.е. имеет место обстановка, аналогичная областям с корой океанического и морского (переходного) типов. Данные о распределении глубин до поверхности Кюри в совокупности с данными о глубинах до поверхности Мохоровичича (Беляевский, Борисов, Вольвовский, 1967; Борисов, 1967; и др.) были использованы нами для определения мощности магнитоактивной толщи верхней мантии, т.е. мощности толщи, заключенной между поверхностями Мохоровичича и Кюри (H_M и H_T). Кроме того, основываясь на этих данных, были приближенно оценены значения температур на поверхности Мохоровичича.

Значения мощности магнитной толши верхней мантии ($\Delta h_{\text{МТВМ}}$) получены как разность между H_{T} и H_{M} . Они определялись в равномерно расположенных точках, соответствующих углам координатной сетки листов карты масштаба 1:1 000 000. Мощность этой толши изменяется от 0 до 60 км и более (рис. 3). При этом ее максимальные значения тяготеют к западным (Украинский массив, Балтийский щит), северным (побережье Ледовитого океана), восточным (побережье Тихого океана) областям, а минимальные — к широтной зоне, прослеживающейся с перерывами от Украинского и Воронежского массивов через северный Прикаспий в пределы Центрально-Казахстанского массива и к Памиро-Тяньшаньской области. Распределение глубин до поверхности Кюри и, соответственно, значения мощностей магнитоактивной толши верхней мантии хорошо согласуются с выборочно определенными максимальными глубинами до нижних кромок магнитоактивных масс, например, в Махачкала-Красноводской полосе максимумов (ΔT)а и в зоне Южно-Эмбенского максимума (ΔT)а.

Привлекает внимание определенная согласованность между значениями теплового потока (Макаренко и др., 1968) и мощностью магнитоактивной толши. К сожалению, данные о тепловом потоке (Тепловой., 1970) относятся главным образом к западным областям СССР и весьма малочисленны для востока страны. В частности, хорошо согласуются низкие значения теплового потока Украинского массива и Балтийского щита с очень большой здесь мощностью магнитоактивной толши верхней мантии, превышающей 60 км. Пристальное внимание привлекают также очень большие вычисленные глубины до ее подошвы и низкие значения теплового потока в Волго-Уральской области. Подобные соотношения наблюдаются и на территории Терско-Каспийской и Прибалханской депрессий, т.е. вдоль пояса разломов, разграничивающих эпигерцинскую плиту и альпийскую геосинклинальную область Юга СССР. Однако для территорий Западно-Сибирской и Скифско-Туранской плит такие соотношения не выдерживаются. Здесь довольно большие мощности $\Delta h_{\text{МТВМ}}$ (> 40 км) соответствуют высоким значениям теплового потока.

Трудно сказать что-нибудь о соотношении между этими величинами для Памиро-Тянь-Шаня и Кавказа, так как значения теплового потока изменяются здесь в очень широких пределах и характеризуются очень большими значениями в области горных массивов и очень малыми на площадях межгорных и краевых прогибов (Тепловой., 1970), а данных о глубинах до поверхности Кюри здесь очень мало.

Подводя некоторые результаты выполненных исследований, можем отметить следующее:

- верхи мантии на континенте почти повсеместно магнитны, но мощность магнитоактивной толши верхней мантии колеблется в широких пределах (от 0 до 60 км и более);
- как и для океанических разрезов, магнитоактивные источники располагаются в коре и в верхней мантии. При этом часть из них заключена только в коре, другие уходят корнями в мантию и, наконец, третьи целиком локализируются в последней;
- средние (преобладающие) значения мощности магнитоактивной толши верхней мантии континентов составляют 20-40 км, т.е. они как будто бы близки к средним значениям мощности этой толши на морских и сопредельных океанических площадях;
- исходя из соотношений глубин до поверхности Кюри и Мохоровичича и значений температур на поверхности фундамента (расчеты Ф.А. Макаренко и других), оценены значения T^0 на поверхности Мохоровичича. Они составляют 200-300° на щитах, 300-500° на плитах и 400-600° и более в горноскладчатых областях (кроме межгорных и краевых впадин, где они много ниже);
- наряду с некоторым соответствием поведения мощности магнитоактивной толши верхней мантии тектоническим элементам наблюдается и более общая "сквозьструктурная" зональность, заключающаяся в чередовании субширотных зон повышенных и пониженных значений $\Delta h_{\text{МТВМ}}$.

Литература

- Беляевский Н.А., Борисов А.А., Вольвовский И.С. Глубинное строение территории СССР. — Сов. геол., 1967, № 11.
- Беляевский Н.А., Борисов А.А., Круглякова Г.И. О строении земной коры и верхней мантии в свете магнитометрических исследований. — В сб.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии, № 7. М., "Наука", 1970.
- Борисов А.А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., "Недра", 1967.
- Борисов А.А., Круглякова Г.И. Региональные и зональные аномалии геомагнитного поля европейской части СССР. — Сов. геол., 1967, № 1.
- Борисов А.А., Володарский Р.Ф., Круглякова Г.И., Лопатина Н.П. Анализ природы аномального магнитного поля территории СССР. — В сб.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, изд-во "Наукова думка", 1971.
- Дортман Н.Б. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. М., "Недра", 1964.
- Дортман Н.Б. Петроплотностные и петромагнитные характеристики горных пород. — В сб.: Методика, техника и результаты геофизической разведки. М., "Недра", 1967.
- Колюбакин В.В., Лапина М.И. Обзор способов решения прямой и обратной задачи магнитной разведки. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Круглякова Г.И. К вопросу о магнитных свойствах минералов. Минералог. сб. Львов, 1954.
- Круглякова Г.И. О возможности изучения тектонического строения нижних горизонтов земной коры путем пересчета (ΔT) в верхнее полупространство. — Геомагнетизм и аэрономия, т. V, № 3, 1965.
- Круглякова Г.И. Геологическая природа трансформированного аномального магнитного поля Русской платформы и ее обрамления. — В сб.: Теоретическое обоснование и техника применения трансформаций потенциальных геофизических полей при решении региональных геологических задач. Изд. ВНИИГеофизика, 1969.
- Круглякова Г.И. Анализ пространственного распределения магнитного поля при изучении строения земной коры и верхов мантии. — В сб.: Морская геология и геофизика, 1970, № 1.
- Логачев А.А. Курс магниторазведки. Гостехиздат, 1962.
- Луговенко В.Н. Исследование вопроса о разделении магнитного поля на аномальную и нормальную составляющие. Автореф. канд. дисс. М., 1967.
- Макаренко Ф.А., Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б. Геотермическое поле на территории СССР. Доклады сов. геологов на XXIII сессия МГК. М., "Наука", 1968.
- Михайлов Н.Н. К вопросу о построении структурных схем по материалам аэромагнитных наблюдений. — Сов. геол., 1960, № 4.
- Розе Е.Н. Исследование структуры магнитного поля Земли по материалам наблюдений на океанах. Автореф. канд. дисс. М., 1970.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Химическое строение земной коры. — Геохимия, 1970, № 11.
- Симоненко Т.Н. Аномальное магнитное поле СССР и некоторые вопросы тектоники. — В сб.: Складчатые области Евразии. М., "Наука", 1964.
- Тепловой режим недр СССР. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 218. М., "Наука", 1970.
- Яновский Б.М. Земной магнетизм. Л., "Наука", 1966.

ЗАМЕТКИ ПО ПОВОДУ СИМПОЗИУМОВ, ПОСВЯЩЕННЫХ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

В докладах, заслушанных на симпозиумах, заключается значительный объем новой информации. Но при этом отмечается почти полное отсутствие сведений о сейсмических явлениях, хотя данные о землетрясениях и закономерностях распределения сейсмичности могут содержать дополнительные факты о свойствах и строении верхней мантии. Исключение составляет доклад С.М. Зверева и Ю.В. Тулиной "Сейсмические свойства верхов мантии на некоторых участках дальневосточных морей и Тихого океана", в котором детально рассмотрено строение зоны перехода между Азиатским континентом и Тихим океаном вдоль профиля ГСЗ, уходящего от г. Петропавловска в пределы Тихого океана на расстояние до 200 км. Впервые выявлены разломные зоны, ограничивающие грабен в поверхности Мохоровичича под хребтом Шатского, где отмечается увеличение мощности коры континентального типа (до 35-38 км). К ним приурочены основные землетрясения в 1967 г. (за другие годы сейсмичность не анализировалась). Таким образом, подтвердилось предположение о наличии в фокальном слое (хотя бы в верхней его части) разрывных нарушений.

Хотелось бы отметить и более общие закономерности, полученные нами при сопоставлении сейсмичности с глубинным строением всей зоны перехода.

1. Максимум выделившейся сейсмической энергии (вне зависимости от глубины очага) приурочен к участкам с мощностью земной коры 25 км.

2. Наиболее сильные землетрясения (вне зависимости от глубины гипоцентра) располагаются в зонах резкого перехода мощностей земной коры, образующих полосы шириной около 50 км. Такие полосы выявляются в районе Камчатки и северных Курильских островов, вблизи Малой Курильской гряды и в краевых частях глубоководных котловин Японского моря и Южно-Охотской — вне зависимости от того, в какой части зоны перехода они располагаются.

3. Землетрясения практически почти не происходят непосредственно на участках развития субокеанической коры — в пределах глубоководных котловин.

Следует предположить, что высокая сейсмичность приурочена к разрывным зонам, ограничивающим грабены в поверхности Мохоровичича. Подобные нарушения обнаружены Ю.В. Тулиной к востоку от Камчатки. По-видимому, увеличение сейсмичности на других участках зоны перехода также связано с разрывными нарушениями, ограничивающими области увеличения мощности земной коры до 30 км и появления в них "гранитного" слоя.

Не исключено, что подобные разрывные зоны обуславливают локальные узкие полосы контрастного изменения мощности коры в краевых частях глубоководных котловин. Здесь же наблюдаются гравитационные ступени, интенсивные магнитные аномалии, энергичная дислокация осадочных толщ и высокая сейсмическая активность. В пределах самих котловин отмечаются большая мощность осадков, высокий тепловой поток и изостатическое равновесие. Одновременно с этим почти полная асейсмичность центральных частей котловин по всей толщине коры и верхней мантии от морского дна до подошвы фокального слоя свидетельствует, что инертные участки сохранились в виде реликтов океана, или, что менее вероятно, о процессах базификации, зашедших здесь настолько глубоко, что некогда континентальные участки превратились в "пассивные" субокеанические. По данным японских исследователей, трансгрессия началась с северной части суши, располагающейся на месте Японского моря в раннем миоцене, но ее максимум, когда вся суша превратилась в дно глубоководной котловины Японского моря, приходится на поздний плейстоцен. Это должно было бы свидетельствовать о невероятной скорости процесса базификации: за несколько миллионов лет мощная континентальная кора превратилась в тонкую субокеаническую!

ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД ПЕЧЕНГСКОГО РЕГИОНА И ГЛУБИННЫЕ ТЕМПЕРАТУРЫ

В комплексе геофизических исследований, проводимых на Кольском полуострове в пределах Балтийского щита в связи с проектом верхней мантии, значительное место занимают подробные геотермические исследования района. Геотермические исследования скважин в районе Печенги включают установление четырех параметров: температуры и температурного градиента, тепловых свойств пород, теплового потока, радиогенного тепла.

Результаты измерений тепловых потоков в указанном районе и вопросы их интерпретации рассмотрены ранее (Любимова и др., 1972). Ниже излагаются результаты измерений температуры и тепловых свойств горных пород при нормальных и повышенных температурах, и на их основе осуществляется прогнозирование температуры в рассматриваемом районе.

Температурные измерения в скважинах производились точечными замерами с помощью четырехжильного кабеля. Точность измерения температуры с помощью температурных датчиков и электротермометров составляла $\pm 0,01^\circ\text{C}$ при интервале измерений 5–10 м. Было выдержано необходимое время выстойки (Кутасов, Любимова, Фирсов, 1966). Так, скв. А Печенгской структуры, пробуренная до глубины 1002 м, перед измерениями находилась в покое около одного года; скв. Б, глубиной 1674 м – более пяти месяцев.

Результаты измерений температуры для этих скважин приведены на рис. 4. Температура нейтрального слоя для них составляет $1\text{--}2^\circ\text{C}$, в то время как в другой скважине она достигает $8\text{--}10^\circ\text{C}$ (температура раствора около 22°C). На глубине 1600 м результаты измерений температур в скважинах близки между собой (см. рис. 4).

Исследование тепловых свойств пород из скважин А и Б по ненарушенным образцам керна при нормальных температурах проводилось импульсным методом (Любимова, Шелягин, Шушпанов, 1966).

В верхней части скважины вскрыты толщи филлитов и песчаников, перемежающихся с габбро-диабазами, ниже залегают диабазы и габбро-диабазы, в нижней части разреза – перидотиты и пироксениты. Коэффициенты теплопроводности получены для 59 образцов, в том числе для 28 образцов габброидов и для 19 образцов осадочных пород (филлиты, песчаники, туфы). Гистограммы значений коэффициента теплопроводности для габброидов и осадочных пород приведены на рис. 1.

Средние значения коэффициента теплопроводности $\bar{\lambda}$, их стандартное отклонение σ и коэффициент корреляции $\delta_{\lambda\rho}$ между коэффициентами теплопроводности λ и плотностью составляют в габброидах: $\lambda = 6,24 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град, $\sigma = \pm 0,37 \cdot 10^{-3}$, $\delta_{\lambda\rho} = 0,38$; в филлитах: $\lambda = 7,05 \cdot 10^{-3}$, $\sigma = \pm 1,10 \cdot 10^{-3}$, $\delta_{\lambda\rho} = 0,27$.

Гистограммы теплопроводности исследованных пород помогли обнаружить, что при нормальных температурах ее значения изменяются в пределах $(5\text{--}9) \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град. Медианное значение теплопроводности для габброидов составляет $6,66 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град.

Измерения тепловых свойств при повышенных температурах проведены на физическом факультете МГУ для типичных образцов кернов из скважин-спутников. Они проводились по методу плоских температурных волн в амплитудно-фазовом варианте на установке для измерения комплекса тепловых свойств горных пород в интервале температур $300\text{--}900^\circ\text{K}$ (Ткач, 1970). В качестве источника периодических колебаний мощности использовался малоинерционный плоский нагреватель из нихромовой проволоки диаметром 0,1 мм. Нагреватель плотно зажимался между двумя идентичными образцами – плоскопараллельными

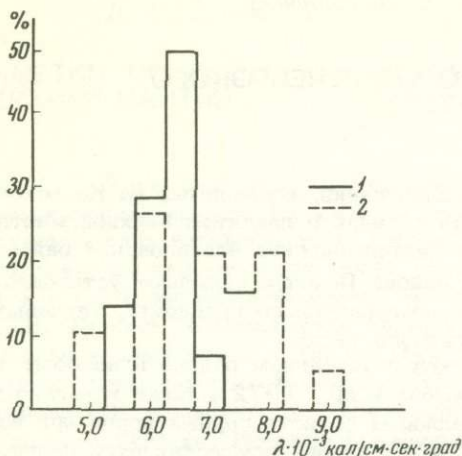


Рис. 1. Гистограммы значений теплопроводности по 47 образцам из исследованных скважин-спутников

1 - габброиды (28 образцов),
2 - филлиты, песчаники, туфы (19 образцов)

ми пластинками длиной 25 мм и высотой 5-6 мм. Ошибка определения теплоемкости составляла 5,5%, теплопроводности 7%. Результаты измерения для трех образцов габбро-диабазов приведены на рис. 2 и 3.

На рис. 2 видно, что коэффициент теплопроводности образцов плавно убывает с повышением температуры в соответствии с законом решеточной теплопроводности $\lambda \sim A/T$. Действительно, кривая IV, достаточно близкая к кривым I и II для обр. 10 и 29, соответствует зависимости $\lambda \sim \frac{1,4}{T}$

Следует отметить, что для обр. 10 и 29 результаты измерений, проведенных в Институте физики Земли, при нормальных температурах удовлетворительно ложатся на кривые, построенные по экспериментальным данным при высоких температурах. Все три образца очень близки по минеральному составу, в основном это плагиоклаз (45-50%), пироксен (35-40%), титаномагнетит (10-20%). Среди вторичных минералов можно отметить хлорит, карбонат, лейкоксен, титанит, агрегат соссюрита и др. Содержание кристаллизационной воды 1,75 - 2,29 вес.%. Образцы 10 и 14 почти идентичны по составу, в обр. 29 значительно (почти вдвое) повышено содержание рудного минерала (титаномагнетита). Причины различного характера зависимости λ (T) для двух идентичных образцов пока не ясны.

Нагревание образцов до 1300° К сопровождалось следующими изменениями.

1. Пироксен сохранился неразложившимся. Однако по трещинкам и с периферии его зерен в заметном количестве развит рудный минерал (магнетит?), возможно образованный за счет частичного высвобождения железа из пироксена и соответственно изменения его состава в сторону уменьшения железистости.

2. Плагиоклаз не подвергся изменениям, но по трещинкам зерен плагиоклаза также развит рудный минерал, а на месте агрегата соссюрита и эпидотцоизитовых минералов развиты тонкодисперсные бурые недиагностируемые выделения землистого облика.

3. Бурая роговая обманка разложена частично. Местами по ней также развит рудный минерал.

4. Хлорит полностью разложен в недиагностируемый тонкочешуйчатый грязно-бутылочно-зеленый агрегат с выделениями рудного минерала.

Таким образом, изменения пород после высокотемпературного воздействия выразились в полном разложении вторичных низкотемпературных гидроксилсодержащих минералов (хлорита, актинолита, эпидотцоизитовых минералов) и в заметном обогащении пород рудным минералом (по-видимому, магнетитом), вероятно, за счет высвобождения железа из всех железосодержащих минералов (пироксена, хлорита, эпидота, роговой обманки).

Измеренные значения удельной теплоемкости C_p образцов габбро-диабазов при температурах 300 - 700°K приведены в таблице. По этим данным вычис-

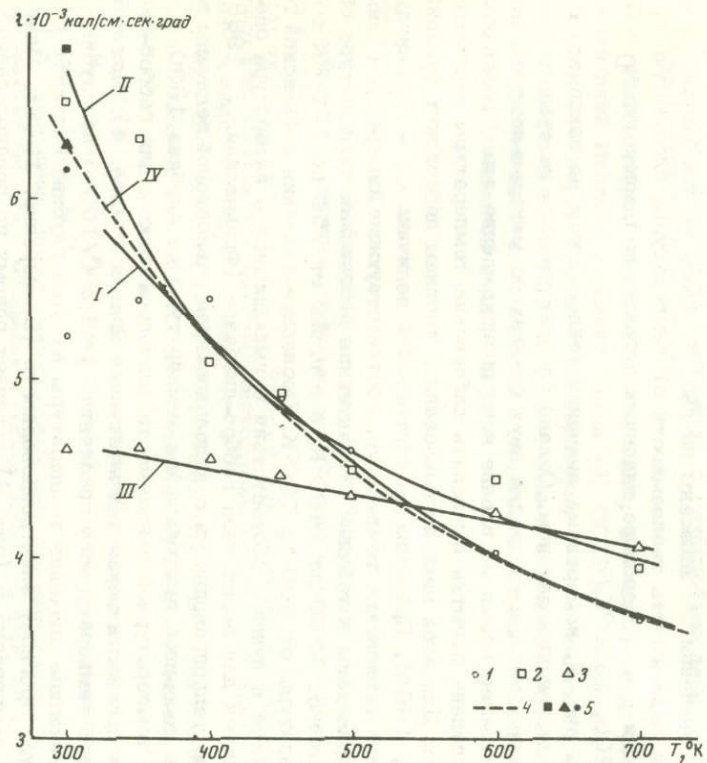


Рис. 2. Зависимость теплопроводности от температуры для образцов габбро-диабазов Кольского полуострова

1 – обр. 10, скв. А; 2 – обр. 29, скв. Б; 3 – обр. 14, скв. А; 4 – расчетная кривая; 5 – данные, полученные импульсным методом при нормальных температурах. I – III – кривые, проведенные по экспериментальным точкам, IV – расчетная кривая

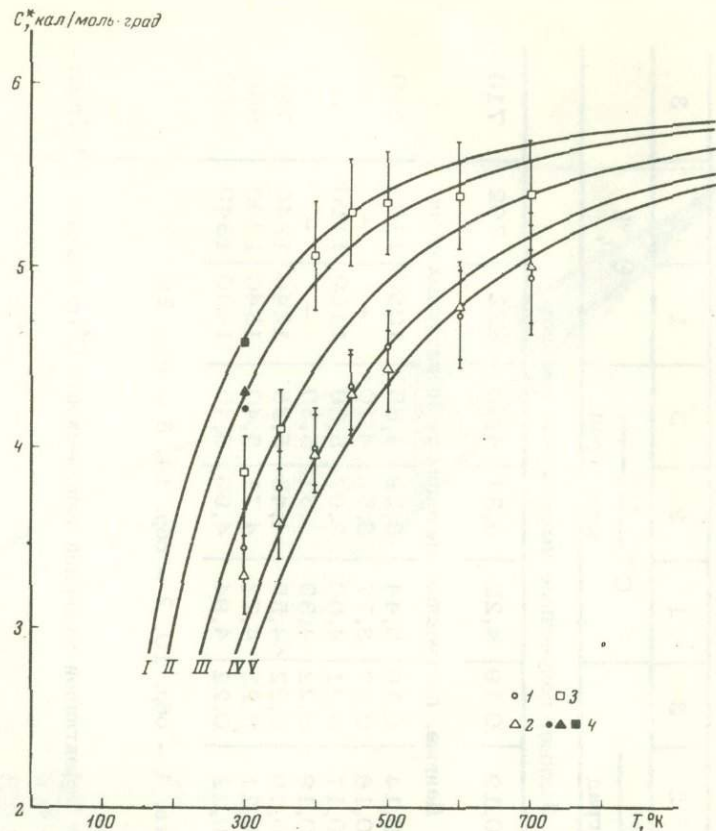


Рис. 3. Зависимость молярной теплоемкости от температуры для образцов габбро-диабазов Кольского полуострова

I–V – кривые зависимости теплоемкости от температуры, построенные по теории Дебая с дебаевской температурой $\Theta_D = 700^\circ\text{K}$, 800°K , 1000°K , 1200°K , 1300°K , соответственно. 1 – обр. 10, скв. А, 2 – обр. 14, скв. А, 3 – обр. 29, скв. Б, 4 – данные, полученные импульсным методом при нормальных температурах

Значения удельной теплоемкости (C_p) и эффективной молярной теплоемкости (C^*)

| T, °K | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 |
|---|---|------|------|--|------|------|----------------------------|------|-----|
| | $C_p \frac{\text{кал}}{\text{г} \cdot \text{град}}$ | | | $C^* \frac{\text{кал}}{\text{моль} \cdot \text{град}}$ | | | $\theta_D, ^\circ\text{K}$ | | |
| Данные, полученные импульсным методом | | | | | | | | | |
| 300 | 0,19 | 0,19 | 0,19 | 4,22 | 4,31 | 4,58 | 822 | 792 | 710 |
| Данные, полученные методом температурных волн | | | | | | | | | |
| 300 | 0,15 | 0,14 | 0,16 | 3,44 | 3,29 | 3,86 | 1050 | 1100 | 920 |
| 350 | 0,17 | 0,16 | 0,17 | 3,77 | 3,57 | 4,10 | - | - | - |
| 400 | 0,18 | 0,17 | 0,21 | 4,00 | 3,97 | 5,06 | 1160 | 1190 | 750 |
| 450 | 0,19 | 0,19 | 0,22 | 4,33 | 4,31 | 5,30 | - | - | - |
| 500 | 0,20 | 0,19 | 0,22 | 4,55 | 4,43 | 5,35 | 1240 | 1240 | 750 |
| 600 | 0,21 | 0,21 | 0,22 | 4,72 | 4,77 | 5,40 | 1340 | 1300 | 860 |
| 700 | 0,22 | 0,22 | 0,22 | 4,94 | 4,99 | 5,40 | 1440 | 1340 | 980 |

Примечание. 1 - обр. 10, 2 - обр. 14, 3 - обр. 29.

лялись значения эффективной молярной теплоемкости C^* , связанной с C_p соотношением:

$$C^* = C_p M_{\text{ср}},$$

где $M_{\text{ср}}$ - средний молекулярный вес образца, рассчитываемый по данным полного силикатного анализа.

Вычисленные значения C^* нанесены на рис. 3. Здесь же изображены кривые, характеризующие зависимость теплоемкости от температуры, следующую из приближения Дебая для произвольно заданных дебаевских температур $\theta_D = 700, 800, 1000, 1200, 1300^\circ\text{K}$.

Как видно на рис. 3, измеренные значения теплоемкости не находятся в противоречии с дебаевским законом. Однако следует указать на существенную разницу в значениях теплоемкости для двух близких по минеральному составу образцов. В настоящее время не вполне ясно происхождение этого различия. Тем не менее сделана попытка вычислить дебаевские температуры рассматриваемых образцов. Для этой цели использовались таблицы дебаевских функций (Справочник..., 1964). При этом не учитывалась величина $C_p - C_v$, ввиду ее малости. Значения дебаевских температур, соответствующие измеренным данным теплоемкости, приведены в таблице. Эффективная дебаевская температура обр. 10 и 14 меняется от 1100 до 1400°K, а обр. 29 от 750 до 1000°K с изменением температуры от 300 до 700°K. Последние значения дебаевской температуры находятся в лучшем соответствии с имеющимися в литературе оценочными значениями для пород типа габбро-диабазов (Физическая..., 1968).

По уравнению теплопроводности с использованием равновесной величины теплового потока и значения выстоявшейся температуры на глубине 1600 м, а также реальной температурной зависимости теплопроводности для габбро-диабазов построена прогностическая температурная кривая 4 (рис. 4). При сохранении полученного температурного градиента $\gamma \sim 1,5^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ до глубины 10 км прогностическое значение температуры на этой глубине составит 140°С, что соответствует прогнозу электропроводности (Бондаренко, 1968). Минимальная кривая температур 5 (рис. 4) отвечает одному из предполагававшихся ранее разрезов генерации тепла. Реальные значения находятся ближе к максимальной кривой 5. Для анализа причин расхождения кривых необходимо более детальное изучение генерации тепла на глубине.

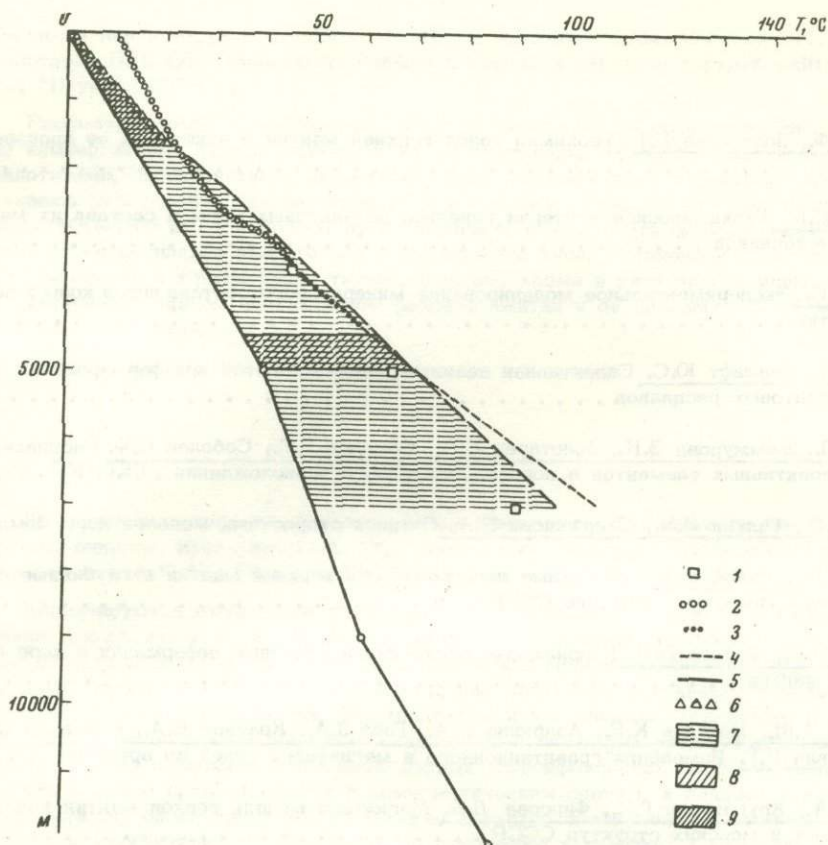


Рис. 4. Кривые изменения температур с глубиной по данным для Печенгского района Кольского полуострова

1 - температура, рассчитанная на ЭВМ; 2 - измеренная температура (экспедицией Института физики Земли АН СССР); 3 - данные непрерывного каротажа; 4 - верхний предел температуры; 5 - минимальная температура; 6 - равновесные температуры, измеренные в скважинах А, Б; 7, 8, 9 - интервалы неопределенности, связанные с предположениями о генерации тепла (по работе Е.А. Любимовой и др., 1972).

Литература

- Бондаренко А.Т. Обобщение данных по электропроводности горных пород при высоких температурах в связи со строением земной коры и мантии. - Докл. АН СССР, т.178, № 5, 1968.
- Кутасов И.М., Любимова Е.А., Фирсов Ф.В. Скорость восстановления температурного поля в скважинах Кольского полуострова. - В сб.: Проблемы глубинного теплового потока. М., "Наука", 1966.
- Любимова Е.А., Шелягин В.А., Шушпанов А.П. Аппаратура для определений глубинного теплового потока. - В сб.: Проблемы глубинного теплового потока. М., "Наука", 1966.
- Любимова Е.А., Карус Е.В., Фирсов Ф.В., Старикова Г.Н., Власов В.К., Люсова Л.Н., Копербах Е.В. Земной тепловой поток на докембрийских щитах СССР. - Сов. геол., 1972, № 8.
- Ткач Г.Ф. Применение метода температурных волн для комплексного исследования теплофизических свойств в минералах и горных породах. - Изв. АН СССР, серия "физика Земли", 1970, № 9.
- Справочник химика, т. 1. М.-Л., "Химия", 1964.
- Физическая акустика, т. III, ч. Б. М., "Мир", 1968.

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|--|-----|
| <u>Соболев С.Ф., Золотарев Б.П.</u> Геохимия пород верхней мантии и некоторых ее производных | 3 |
| <u>Кравченко С.М.</u> Геохимические критерии генезиса базальтовых магм и состава их мантийных источников | 19 |
| <u>Геншафт Ю.С.</u> Экспериментальное моделирование минерального состава низов коры и верхней мантии | 32 |
| <u>Акимов А.П., Геншафт Ю.С.</u> Селективная дезинтеграция эколгитов при формировании протокимберлитовых расплавов | 46 |
| <u>Акимов А.П., Жемжурова З.Н., Золотарев Б.П., Семенов Г.С., Соболев С.Ф.</u> Распределение радиоактивных элементов в породах мантийного происхождения | 54 |
| <u>Вейцман П.С., Галкин И.Н., Старшинова Е.А.</u> О типах скоростных моделей коры Земли | 67 |
| <u>Лопатина Н.П., Рябой В.З.</u> Скоростные неоднородности верхней мантии и глубинные аномалии силы тяжести территории СССР | 75 |
| <u>Кропоткин П.Н., Фролов Б.Н.</u> Напряженное состояние и сколовые деформации в коре и верхней мантии | 86 |
| <u>Файтельсон А.Ш., Веселов К.Е., Азаркина Е.А., Глаз З.А., Краснов Б.А., Соловьев О.Н., Филиппович Н.Г.</u> Изменения гравитационного и магнитного полей во времени | 92 |
| <u>Борисов А.А., Круглякова Г.И., Фирсова Д.Б.</u> Магнитная модель верхов мантии континентальных и морских структур СССР | 96 |
| <u>Леонов Н.Н.</u> Заметки по поводу симпозиумов, посвященных верхней мантии | 102 |
| <u>Любимова Е.А., Власова О.К., Смирнова Е.В., Фирсов Ф.В., Юрчак Р.П.</u> Теплофизические свойства пород Печенгского региона и глубинные температуры | 103 |

Геохимия пород верхней мантии и некоторых ее производных. Соболев С.Ф., Золотарев Б.П. Сб. "Физические свойства, состав и строение верхней мантии". М., "Наука", 1974 г.

Рассматриваются вещественный состав и геохимия глубинных ксенолитов из кимберлитовых трубок Якутии, которые выполнены гранатсодержащими перидотитами, пироксенитами, эклогитами, алмазсодержащими эклогитами, представляющими разрез дифференцированной в доархейское время мантии до глубины 100–140 км. Расчетным путем показана возможность формирования из этих пород расплавов пикритового и толеитового типа. Установлен характер распределения и концентрации титана, ванадия, хрома и ряда других элементов в дифференцированном вертикальном разрезе мантии и ее производных – гипербазитах и толеитах.

Табл. 4, илл. 6, библи. 41 назв.

УДК 550.423

Геохимические критерии генезиса базальтовых магм и состава их мантийных источников. Кравченко С.М. Сб. "Физические свойства, состав и строение верхней мантии". М., "Наука", 1974 г.

Анализируются отобранные достоверные аналитические данные о содержании урана, тория, калия и рубидия в базальтах и в возможных мантийных источниках базальтовых магм на основе математической модели фракционной кристаллизации (плавления). Существует две группы мантийных источников базальтовых магм, аналогичных по составу хондритам и кальциевым ахондритам. Достоверные аналитические данные о содержании в базальтах урана, тория, калия и рубидия позволяют с помощью парных логарифмических графиков исследовать вопросы принадлежности к комагматическим сериям, к главной тенденции эволюции базальтовых магм, а также характер соотношений и степень близости (примитивности) базальтов по отношению к вероятным мантийным источникам базальтовых магм.

Табл. 1, илл. 4, библи. 44 назв.

УДК 550.89

Экспериментальное моделирование минерального состава низов коры и верхней мантии. Геншафт Ю.С. Сб. "Физические свойства, состав и строение верхней мантии". М., "Наука", 1974 г.

Дан обзор новейших экспериментальных данных по фазовым минеральным равновесиям при высоких давлениях и температурах в искусственных и природных силикатных системах. Рассмотрены вопросы стабильности основных минералов и их ассоциаций, представляющих породы кислого, основного и ультраосновного составов. Приведены основные черты фазового изменения в базальтах, ультрабазитах и гранитоидах с увеличением давления и температуры. Рассмотрены возможные петрохимические условия гранатизации и изменение состава гранатов в зависимости от валового химического состава системы, давления и температуры. Показана важная роль флюидных фаз (H_2O , CO_2 и др.) в процессах магмо- и минералообразования; приведены предельные условия образования гидроксилсодержащих минералов – амфиболов, слюд.

На основании экспериментальных данных отмечается невозможность существования при высоких давлениях и температурах вещества в аморфном (стеклообразном) состоянии.

Илл. 9, библи. 70 назв.

Селективная дезинтеграция эклогитов при формировании протокимберлитовых расплавов. Акимов А.П., Генштафт Ю.С. Сб. "Физические свойства, состав и строение верхней мантии". М., "Наука", 1974 г.

Представлены данные по петрографическому и петрохимическому анализу ряда гранатсодержащих ультраосновных включений из кимберлитовой трубки "Обнаженная", включая эклогиты. Обнаружено взаимодействие протокимберлитового магматического вещества с включениями, приведшее к изменению минерального и химического состава исходных гипербазитов. Показано, что протокимберлитовое вещество по своему составу было близко меймечитам. Эволюция этого вещества помимо процессов кристаллизационного фракционирования определялась взаимодействием с вмещающими породами (и захваченными ксенолитами). Сделан вывод, что по крайней мере часть гранатовых гипербазитов могла образоваться при переработке кимберлитовым расплавом включений эклогитов.

Табл. 1, илл. 2, библи. 17 назв.

УДК 550.42

Распределение радиоактивных элементов в породах мантийного происхождения. Акимов А.П., Жемжурова З.Н., Золотарев Б.П., Семенов Г.С., Соболев С.Ф. Сб. "Физические свойства, состав и строение верхней мантии." М., "Наука", 1974 г.

Рассматривается распределение урана, тория и калия в наиболее распространенных основных и ультраосновных породах мантийного генезиса. Установлены средние содержания радиоактивных элементов и калия в этих породах. Оценена роль глубинной дифференциации, контаминации магмы коровым материалом и воздействия ювенильных растворов в изменении концентраций тория, урана и калия. В недифференцированных вулканических сериях решающее влияние на концентрации радиоактивных элементов и калия оказывает тип и мощность земной коры в районе проявления магматизма. Максимальные отклонения в составе вулканических серий по некогерентным элементам от первичных мантийных магм характерны для молодых складчатых сооружений и орогенов (щелочные базальтовые серии). В дифференцированных вулканических сериях определяющее значение имеет глубинная дифференциация первичной магмы и тип земной коры в районе проявления магматизма.

Табл. 7, илл. 5, библи. 19 назв.

УДК 550.834.001.5

О типах скоростных моделей коры Земли. Вейцман П.С., Галкин И.Н., Старшинова Е.А. Сб. "Физические свойства, состав и строение верхней мантии". М., "Наука", 1974 г.

Представлен совместный анализ скоростных моделей земной коры континентального, переходного и океанического типов, построенных по данным ГСЗ методом перебора на ЭВМ. Обнаружена неоднозначность такого строения, выясняется зависимость ее величины от полноты и качества наблюдения. По мере перехода от океанического к континентальному типу строения увеличивается глубина границы Мохоровичича, разрез становится более низкоскоростным и менее мутным. Разрезы коры Земли сравниваются с первым скоростным разрезом коры Луны.

Илл. 6, библи. 13 назв.

Скоростные неоднородности верхней мантии и глубинные аномалии силы тяжести территории СССР. Лопатина Н.П., Рябой В.З. Сб. "Физические свойства, состав и строение верхней мантии". М., "Наука", 1974 г.

Изложены методика и результаты совместной интерпретации сейсмических данных о строении верхней мантии Земли и глубинных аномалий силы тяжести территории СССР. Последние получены путем исключения из аномалий Буге гравитационного влияния наиболее резких границ раздела земной коры. Установлено существование в верхней мантии зон, значительно различающихся по физическим свойствам и распространяющихся до глубин не менее 150–200 км. Соотношения между выделенными блоками верхней части мантии и особенностями строения земной коры носят сложный и неоднозначный характер.

Илл. 5, библи. 23 назв.

УДК 550.311; 622.83

Напряженное состояние и сколовые деформации в коре и верхней мантии. Кропоткин П.Н., Фролов Б.Н. Сб. "Физические свойства, состав и строение верхней мантии". М., "Наука", 1974 г.

Во многих районах в породах кристаллического или складчатого фундамента обнаружены горизонтальные сжимающие напряжения, которые значительно выше геостатического давления. Они возрастают с глубиной, охватывают "гранитный" слой земной коры Балтийского щита и Северо-Американской и Африканской платформ и палеозойские складчатые комплексы, наблюдаются в зонах кайнозойской складчатости и в Исландии. Анизотропия в ориентировке горизонтальных сжимающих сил обнаруживает соответствие с ориентировкой неотектонических структур. Сжатие может быть результатом сокращения радиуса Земли.

Илл. 3, библи. 24 назв.

УДК 528.27; 550.831

Изменения гравитационного и магнитного полей во времени. Файтельсон А.Ш., Веселов К.Е., Азаркина Е.А., Глаз З.А., Краснов Б.А., Соловьев О.Н., Филиппович Н.Г. Сб. "Физические свойства, состав и строение верхней мантии". М., "Наука", 1974 г.

За последние годы выявлены изменения силы тяжести во времени, которые в пределах одних региональных структур (типа антиклинориев, щитов, авлакогенов и т.п.) положительны (сила тяжести увеличивается), в пределах других структур — отрицательны. Это позволило считать указанные изменения вековыми, т.е. обусловленными процессами в земных недрах. Известны вековые изменения магнитного поля, которые также происходят в определенном соответствии с расположением тектонических элементов. Изучение временного и пространственного спектров вековых изменений имеет важное значение для понимания причин и природы процессов, происходящих в земной коре и верхней мантии.

Библи. 17 назв.

УДК 550.361

Магнитная модель верхов мантии континентальных и морских структур СССР. Борисов А.А., Круглякова Г.И., Фирсова Д.Б. Сб. "Физические свойства, состав и строение верхней мантии". М., "Наука", 1974 г.

Распределение температур по глубине и латерали верхней оболочки Земли изучено лишь приближенно. Для уточнения этих данных привлечены материалы магнитометрии. Тремя независимыми методами определены глубины до подо-

швы магнитоактивной толщи верхней оболочки. Выяснилось, что они различны в разных районах (от 50 до 100 км). Принимая, что подошва магнитоактивной толщи соответствует поверхности Кюри и что значение ее температуры (T°) здесь равно 585°C , примерно оценены значения T° на поверхности Мохоровичича ($200\text{--}300^{\circ}\text{C}$ на шитах, $300\text{--}500^{\circ}\text{C}$ на плитах и $400\text{--}600^{\circ}\text{C}$ в горноскладчатых областях, кроме межгорных и краевых впадин, где она ниже). Общая мощность магнитоактивной толщи верхней мантии в равнинных областях составляет в среднем 20–40 км.

Илл. 3, библи. 21 назв.

УДК 551.14

Заметки по поводу симпозиумов, посвященных верхней мантии. Леонов Н.Н. Сб. "Физические свойства, состав и строение верхней мантии". М., "Наука", 1974 г.

Дается краткая информация об основных закономерностях, обнаруживаемых при сопоставлении сейсмичности с глубинным строением зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Подчеркивается, что при разработке модели глубинного строения земного шара необходимо учитывать наряду с другими факторами и закономерности сейсмического процесса — индикатора современных тектонических движений Земли.

УДК 552.1:536. 4

Теплофизические свойства пород Печенгского региона и глубинные температуры. Любимова Е.А., Власова О.К., Смирнова Е.В., Фирсов Ф.В., Юрчак Р.П. Сб. "Физические свойства, состав и строение верхней мантии". М., "Наука", 1974 г.

Рассматриваются результаты измерений тепловых свойств основных и осадочных пород из скважин Кольского полуострова при нормальных температурах и трех образцов основных пород в интервале температур $300\text{--}700^{\circ}\text{K}$. На основании полученной температурной зависимости теплопроводности и данных по измерениям температур в скважинах построена прогностическая температурная кривая, согласующаяся с результатами, полученными по данным об электропроводности при высоких температурах.

Табл. 1, илл. 4, библи. 7 назв.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА, СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Утверждено к печати

Отделением геологии, геофизики и геохимии АН СССР

Редактор С.С.Мушкин

Редактор издательства Р.Л.Мишина

Технический редактор Л.М.Сурикова

Подписано к печати 1/II-74 г. Т-0719 Усл.печ.л. 9,8 Уч.-изд.л. 10,28
Формат 70x108 1/16 Бумага офсетная №.1 Тираж 1400 экз. Тип.зак. 789
Цена 72 коп.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука". 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

72 КОП.

928



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»