

Строение Земли

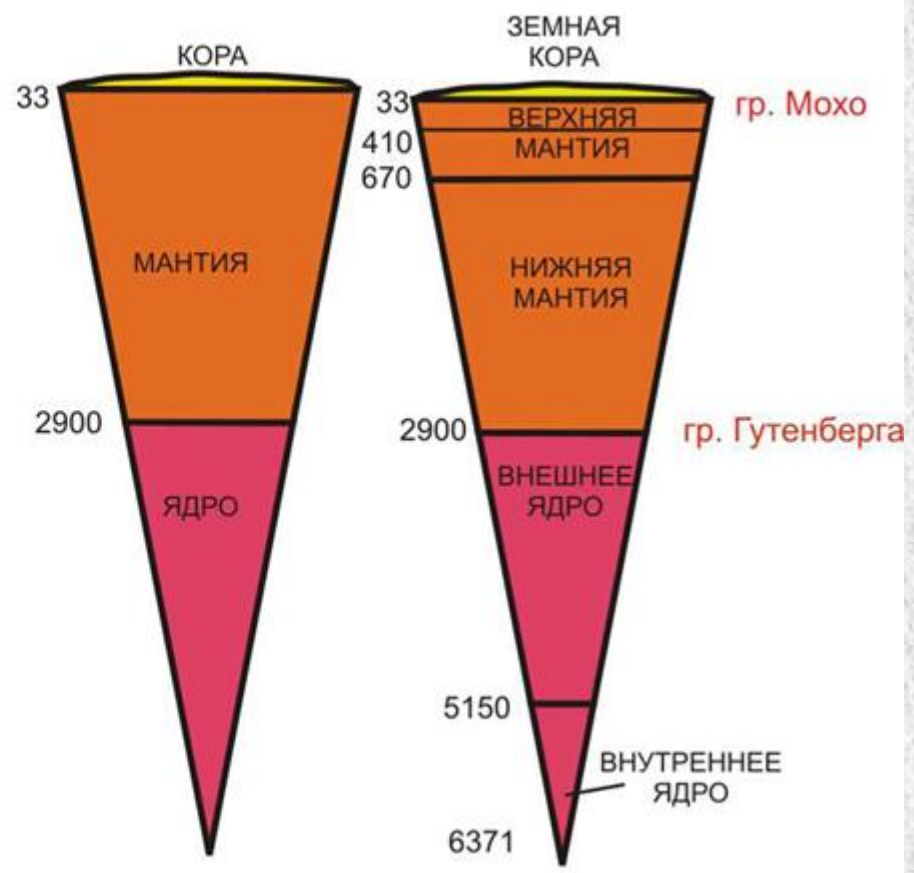
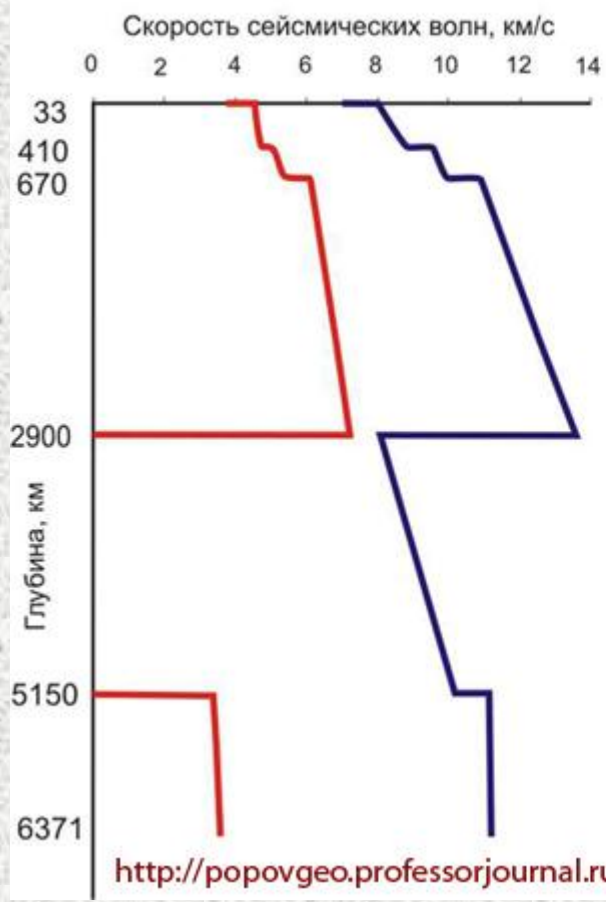
Модель внутреннего строения Земли основывается:

- 1) на изучении закономерностей распространения сейсмических волн в породах Земли,**
- 2) на определении силы тяжести на земной поверхности и гравитационной постоянной,**
- 3) на определении прецессии равноденствия, позволяющей вычислить момент инерции Земли,**
- 4) на данных по значению теплового потока Земли,**
- 5) на лабораторных определениях плотности и прочности пород,**
- 6) на данных по распространенности химических элементов в различных породах и метеоритах.**

При землетрясениях (искусственных и естественных) возникают различные сейсмические волны, распространяющиеся в породах Земли с разными скоростями. Наиболее быстрые из них, "первичные", или р-волны (от англ. primary), распространяются подобно звуковым с колебаниями, совпадающими с направлением распространения. Это продольные волны.

Наиболее медленные сейсмические волны имеют колебания, перпендикулярные к направлению распространения. Они получили название "вторичных", или s- волн (от англ. secondary), и по характеру колебаний они, подобно световым, являются волнами поперечными. Сравнение времени прохождения волн из одного источника в разные пункты и изменение скоростей их движения на разных глубинах позволяет объяснить внутреннее строение Земли.

Сейсмическая модель Земли



В 1926 г. югославский геолог А.Мохоровичич обнаружил резкое увеличение скоростей волн P и S на глубине около 50 км. Эту границу раздела назвали в его честь *поверхностью Мохоровичича*, или сокращенно *Мохо*. Природа поверхности Мохо остается дискуссионной. Оболочку же твердой литосферы лежащую выше поверхности Мохо, принято называть *корой*, а лежащую ниже мощную оболочку - *мантией*.

В пределах земной коры скорости u_p и u_s также не остаются постоянными. Многочисленными наблюдениями отмечено увеличение скорости u_p от 6 до 7 км/с и u_s от 3,5 до 3,8 км/с. Граница раздела этих значений названа поверхностью Конрада.

Принято считать, что поверхность *Конрада* отделяет вышележащий гранитно-метаморфический слой земной коры от нижележащего гранулит-базитового слоя. Однако новейшими исследованиями показано, что земная кора имеет мозаичное строение. Она разбита на систему блоков, в сложении которых принимают участие осадочные, метаморфические, интрузивные и вулканогенные породы.



Ниже поверхности Мохо скорости u_p и u_s растут до глубины 2900 км. На этом уровне происходит резкое падение u_p с 14 до 8 км/с, а u_s уменьшается до нуля. Эта граница получила название раздела *Вихерта – Олдхема – Гутенберга*. Принято считать, что она отделяет мантию от ядра Земли. Затухание поперечных S-волн в основании мантии явилось основанием считать ядро жидким.

Известно, что породы земной коры имеют плотность от 2,5 до 3,3 г/см³ - значительно меньшую средней плотности вещества планеты. Уже это дает основание считать, что внутренние оболочки Земли сложены более плотным, чем земная кора, материалом.

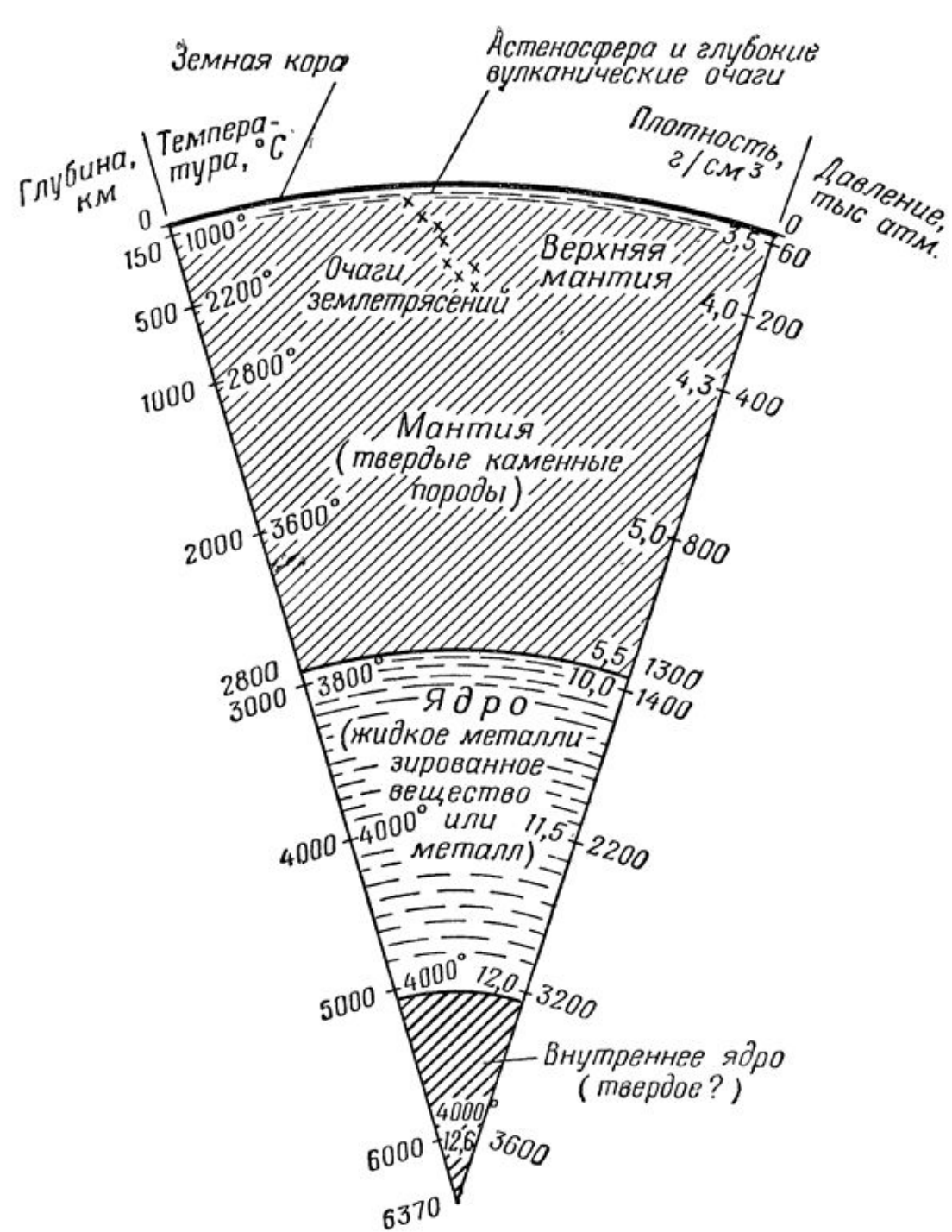
Температура внутри Земли оценивается по значению геотермического градиента, который, как известно, колеблется от 10 до 50°C/км, составляя в среднем 30°C/км. На границе с ядром в этом случае можно было бы ожидать около 90 тыс.°C. Сейсмические данные, однако, говорят в пользу того, что по всей глубине мантия остается твердой. Отсюда следует, что ее температура не может быть больше температуры плавления составляющих ее минералов.

Известные к настоящему времени данные, характеризующие повышение температуры плавления минералов с ростом давления, с учетом выполаживания этих кривых с глубиной, приводят к заключению, что температура ядра не может быть больше 10 тыс.°C, оценивается в 4000 – 5000°C. На границе же ядро-мантия температура оценивается от 2700 до 3400°C.

МАНТИЯ ЗЕМЛИ

Мантию изучают по следующим данным:

1. Геофизические данные. В первую очередь данные о скоростях сейсмических волн, электропроводности и силе тяжести.
2. Метеориты.
3. Мантийные расплавы — *базальты, коматииты, кимберлиты, лампроиты, карбонатиты* и некоторые другие магматические горные породы, которые образуются в результате частичного плавления мантии..
4. Фрагменты мантийных пород, выносимые на поверхность мантийными же расплавами — кимберлитами, щелочными базальтами и др. Это ксенолиты, ксенокристы и алмазы.
5. Мантийные породы в составе земной коры. Такие комплексы в наибольшей степени соответствуют мантии, но и отличаются от неё. Они встречаются в следующих геодинамических обстановках:
 - a. Альпинотипные гипербазиты — части мантии, внедренные в земную кору в результате горообразования.
 - b. Офиолитовые гипербазиты — ультраосновные породы в составе офиолитовых комплексов — реликтов древней океанической коры.
 - c. Абиссальные перидотиты — выступы мантийных пород на дне океанов или рифтов.



Из всех твердых оболочек Земли, мантия – самая большая. Она составляет более 99% силикатной части Земли, тогда как кора имеет массу менее 1%.

В настоящее время выделяют: верхнюю мантию, охватывающую глубины 50-400 км, переходную зону (400-1000 км) и нижнюю мантию (1000-2900 км).

Средняя вязкость всей мантии оценивается в 10^{22} П. В.П.Трубицын полагает, что в нижней мантии она достигает 10^{23} П. Несмотря на столь высокую вязкость, допускается существование конвекции вещества мантии.

С.Кларк и А.Рингвуд [Clark S., Ringwood A., 1964], увязав геохимическую, геофизическую и петрологическую информацию, пришли к выводу о том, что верхняя мантия состоит из продуктов плавления исходного материала "пиrolита", состоявшего из базальта и дунита в соотношении 1:3. Легкоподвижная фракция такого плавления представлена базальтами, изливавшимися на поверхность Земли в течение всей геологической истории планеты. Остаточными продуктами такого плавления были дуниты и перидотиты, слагающие саму верхнюю мантию.

В настоящее время большинство исследователей полагают, что мантия имеет ультраосновной, перидотитовый состав, в частности лерцолитовый (Ol+Crх+Orх).

При любых оценках минеральный состав верхней мантии должен удовлетворять следующим условиям:

- 1. соответствовать составу образцов мантийных пород;**
- 2. продуцировать базальтовый расплав при частичном плавлении;**
- 3. характеризоваться скоростями сейсмических волн и плотностью, согласно измеренным;**
- 4. быть близким к хондритовому.**

Этим условиям отвечают не только лерцолиты. Некоторые исследователи считают, что верхняя мантия имеет эклогитовый состав, что лучше согласуется с распределением сейсмических волн, но сильнее отличается от хондритового. Эклогит состоит из граната и моноклинного пироксена, содержащего жадеитовый компонент.

П.Гаррис и др. [Harris P. et al., 1967], полагая, что гипербазиты, оливиновые нодулы и гранат-перидотитовые включения в кимберлитах имеют мантийное происхождение, а сама мантия неоднородна как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях, пришли к заключению, что верхняя зона ее представлена пироксеновыми перидотитами, а более глубокая - гранатовыми перидотитами. Минеральный состав зон дан в таблице.

Минеральный состав верхней мантии [Harris P.G. et al., 1967], мас. %

Минерал	Верхняя зона	Нижняя зона
Оливин	65,3	67,0
Ромбический пироксен	21,8	12,0
Моноклинный пироксен	11,3	11,0
Шпинель	1,5	-
Пироп	-	10,0
	99,9	100,0

Американский геофизик Д.Андерсен считает, что сейсмическая граница на глубине 220 км соответствует переходу от вышележащих перидотитов к эклогитам. Эклогитовый слой, по его данным, распространяется на глубину до 670 км. Эклогит состоит из граната и моноклинного пироксена, содержащего жадеитовый компонент. Эклогитовый слой составляет 20 % мантии. Он испытывает крупномасштабную конвекцию и является основным источником мантийного теплового потока.

Фазовые переходы в мантии.

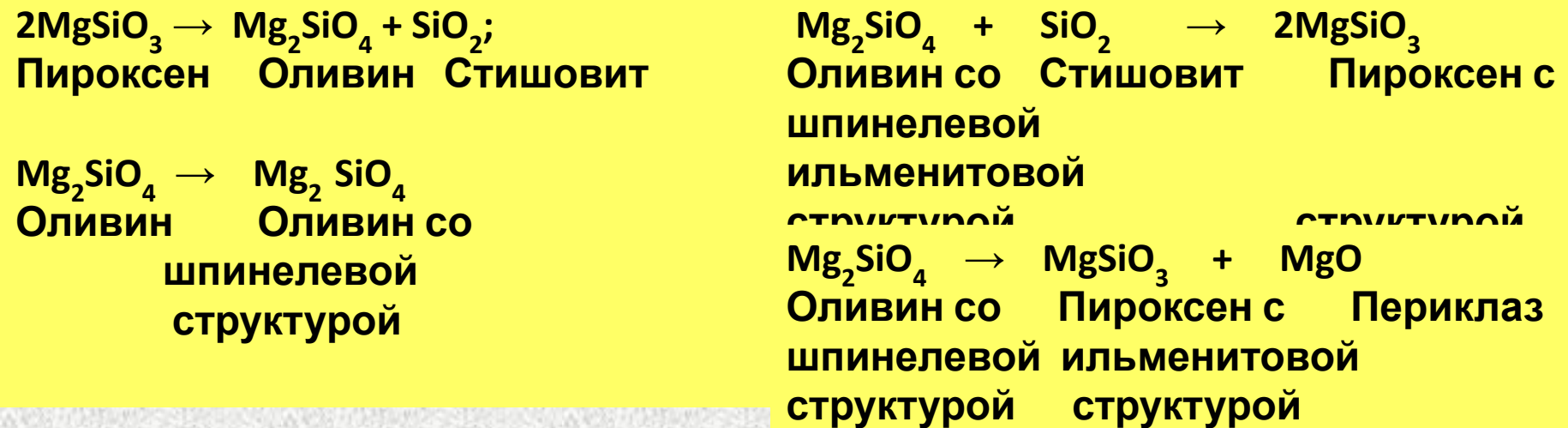
С ростом давления, т.е. с увеличением глубины, минеральный состав мантии изменяется.

1. В верхних 200 км происходит изменение характера глиноземистой фазы. Переход плагиоклаз – шпинель происходит на глубине ок. 30 км, переход шпинель – гранат – от 60 до 90 км. Гранат-перидотитовая ассоциация стабильна до 300 км.

2. С 300 км пироксен начинает растворяться в гранате, образуя твердый раствор – мейджоритовый гранат – $M_2(M, Si, Al_2)Si_3O_{12}$, где M – Mg, Fe, Ca. Этот переход завершается на глубине ок. 460 км и приводит к увеличению плотности пироксенового компонента на 10%.

Между 400 и 670 км установлен более быстрый рост сейсмических скоростей, этот интервал часто называют переходной областью. С глубины 400 км α -оливин переходит в β -оливин, на глубине 500 км – в γ -оливин со структурой, близкой к структуре шпинели. Ильменит существует только до глубины 660 км.

Фазовые переходы в переходной зоне мантии (глубина 400 – 670 км)



Очень резкое и сильное возрастание сейсмических скоростей происходит на глубине 660 км. Эта граница названа *сейсмическим несогласием 660 км* и считается границей верхней и нижней мантии. Сейсмические данные показывают скачкообразное изменение плотности вещества от 3,2 до 3,9 г/см³. В настоящее время большинством считается, что это граница фазовых изменений. Так, γ -оливин переходит в фазу $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$ с перовскитовой структурой (магнезиальный перовскит) и магнезиовюстит $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$.

НИЖНЯЯ МАНТИЯ. О веществе и его состоянии в нижней мантии еще труднее что-либо сказать. Предполагается, что перовскит и магнезиовюстит остаются главными фазами, причем доля перовскита составляет около 80%. Также предполагается, что в нижней мантии нет самостоятельной глиноземистой и натриевой фазы, а Al_2O_3 и Na_2O растворены в структурах соответственно.

На состав нижней мантии существует 2 точки зрения:

1. Нижняя мантия сходна по составу с верхней, т.е. имеет приблизительно пиrolитовый состав. Химические границы в мантии отсутствуют. В этом случае нижняя мантия будет состоять на 80% из Mg-перовскита, на 10% из магнезиовюстита и на 10% - из Ca-перовскита.
2. Нижняя мантия чисто перовскитовая, что лучше согласуется с сейсмическими данными. Перовскитовая нижняя мантия богаче SiO_2 и её состав ближе к хондритовому.

Содержание основных элементов в мантии Земли в массовых процентах

Элемент	Концентрация	Оксид	Концентрация
<u>O</u>	44.8		
<u>Si</u>	21.5	<u>SiO₂</u>	46
<u>Mg</u>	22.8	<u>MgO</u>	37.8
<u>Fe</u>	5.8	<u>FeO</u>	7.5
<u>Al</u>	2.2	<u>Al₂O₃</u>	4.2
<u>Ca</u>	2.3	<u>CaO</u>	3.2
<u>Na</u>	0.3	<u>Na₂O</u>	0.4
<u>K</u>	0.03	<u>K₂O</u>	0.04
Сумма	99.7	Сумма	99.1

Понятие о геохимических мантийных резервуарах.

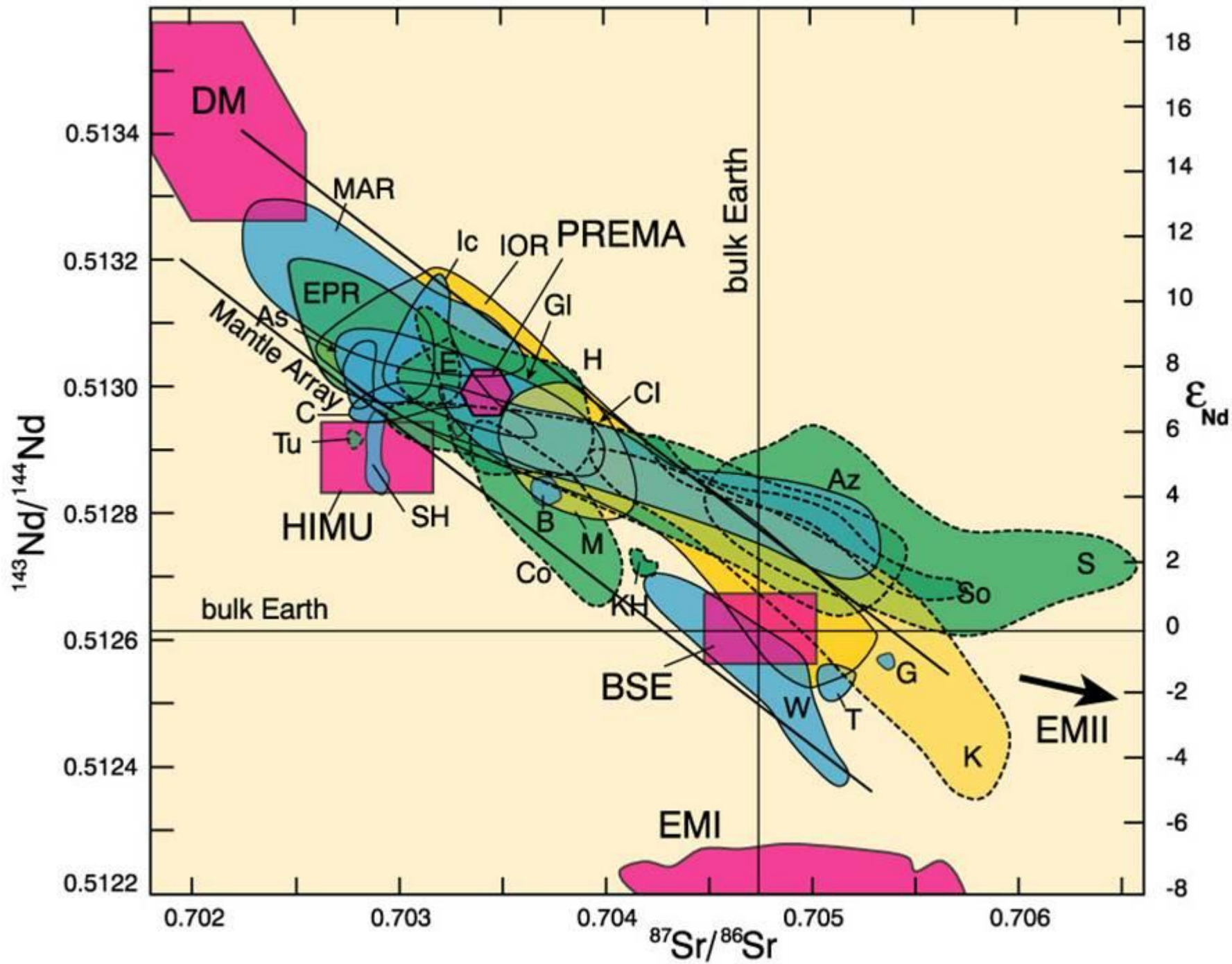
Под геохимическими мантийными резервуарами понимается область мантии с отличным от других химическим составом, которая существовала более миллиарда лет. В настоящее время выделяется несколько мантийных резервуаров.

Примитивная мантия (PM – primitive mantle) – мантия, которая не испытывала никаких химических изменений с момента аккреции Земли и отделения ядра, т.е. возникшая после отделения ядра, но до появления коры, следовательно, по химическому и изотопному составу эквивалентна силикатной оболочке Земли в целом (BSE – bulk silicate Earth). Вопрос о наличии резервуаров с примитивной мантией остается предметом дискуссий.

Деплетированная мантия (DM – depleted mantle, DMM – depleted MORB mantle) – это мантия, которая обеднена (деплетирована) несовместимыми элементами относительно примитивного резервуара, вследствие плавления и экстракции базальтовых магм. Деплетированные изотопные характеристики (самые низкие $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и наиболее высокие $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) и низкие содержания некогерентных элементов в большинстве базальтов COX (MORB) указывают на существование большого по объему деплетированного мантийного резервуара.

Обогащенные мантийные резервуары (EM – enriched mantle) – это мантийные области, обогащенные несовместимыми элементами в сравнении с примитивной мантией. Они имеют низкие величины $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, более высокие Rb/Sr, U/Pb и более низкие Sm/Nd и Lu/Hf отношения, чем примитивная мантия. Для объяснения вариаций изотопного состава базальтов океанических островов (OIB) необходимо выделять, по крайней мере, 2 обогащенных компонента (EM1 и EM2).

Мантия с высоким значением $\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (HIMU = high- μ mantle) обогащена U и Th относительно Pb. Базальты, сформированные из этого мантийного источника обладают низкими изотопными отношениями Sr (<0.7035) относительно других OIB, а также положительным ϵNd .



Key

Mantle Reservoirs:



BSE	Bulk Silicate Earth
EMI	Enriched Mantle I
EMII	Enriched Mantle II
DM	Depleted Mantle
HIMU	High μ Mantle
PREMA	Prevalent Mantle

 Atlantic Islands

 Pacific Islands

 Indian Ocean Islands

* includes: Amsterdam, Crozet, Marion-Prince Edward, Mauritius, Reunion, and Rodriguez.

As Ascension

Az Azores

B Bouvet

C Canary Is.

CI Central Indian*

E Easter Is.

EPR East Pacific Rise 

G Gough

GI Galapagos

Gu Guadeloupe

H Hawaii

Ic Iceland

IOR Indian Ocean Ridge 

K Kerguelen

KH Koolau, Hawaii

M Marqueseas

MAR Mid-Atlantic Ridge 

S Samoa

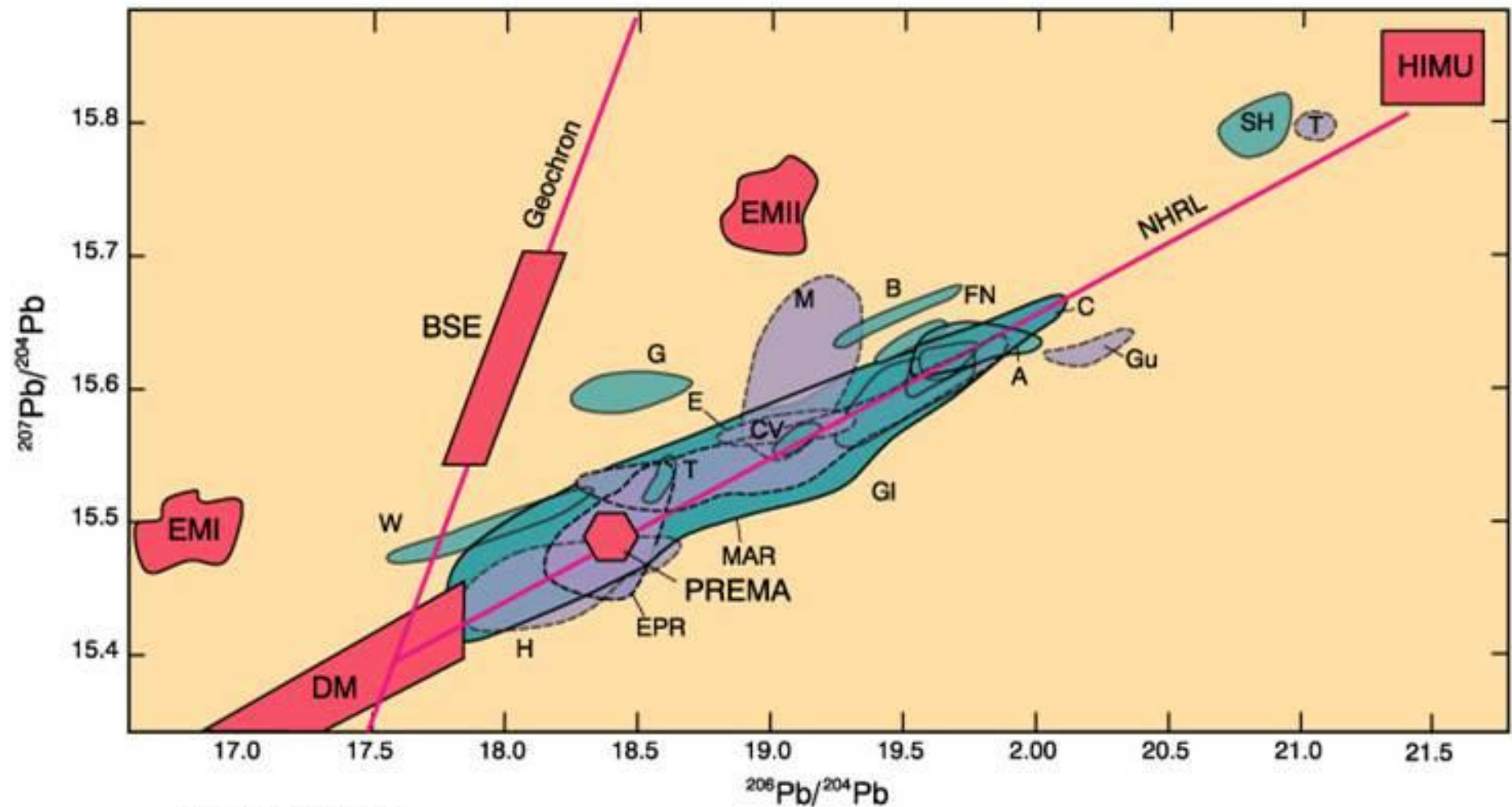
SH St. Helena

So Society Is.

T Tristan da Cunha

Tu Tubaii

W Walvis



CV Cape Verde Is.

D Discovery Seamount

FN Fernando de Noronha

Atlantic

Pacific

NHRL

Northern Hemisphere

Reference Line (Hart, 1984)

ЯДРО ЗЕМЛИ. Из сравнения плотности земных пород и Земли в целом, а также из сейсмических данных уже давно высказывается предположение, что земное ядро должно состоять из никелистого железа.

Р.Ситтель [Sittel R., 1965] показал, что плотность чистого Fe при давлении 130 кбар скачкообразно увеличивается с 8,46 до 8,81 г/см³, а затем монотонно растет с градиентом 0,005 г/см³ на 1 кбар. Экстраполируя давления до центра Земли (~ 3400 кбар), мы приходим к нереальной плотности вещества ядра Земли 25,8 г/см³.

Если же взять сплав (90 % железа и 10 % никеля), что, как мы видели выше, соответствует составу сидеритов (железных метеоритов), то в этом случае после скачкообразного увеличения плотности при 115 кбар до 8,87 г/см³ градиент становится равным ~ 0,005 г/см³ на 1 кбар. Такой градиент приводит к значению плотности вещества ядра Земли ~ 10,5 г/см³. А это значение согласуется с современными геофизическими данными.

Существует и другое представление о составе и свойствах земного ядра. Оно берет свое начало со времен В.Н.Лодочникова (1935 г.), развивалось в работах иностранных авторов [Kuhn W., Rittman A., 1941; Ramsey W.H., 1948] и наиболее полно и четко обосновано А.Ф.Капустинским (1956).

Капустинский высказал мнение, что начиная с К, электронная структура которого $1s^2 2s^2 p^6 3s^2 p^6 d^0 4s^1$, возникают условия для вдавливания в условиях высоких давлений внешних электронов на незаполненный 3d-уровень.

В итоге, по мысли Капустинского, при повышении давления в недрах Земли за счет "вдавливании" электронов в незаполненные более глубокие слои система Менделеева превратится вначале из семипериодной в пятипериодную.

Еще глубже произойдет аннигиляция химических свойств атомов. Здесь электроны всех атомов будут "обобществлены", атомы лишатся присущих им химических свойств. Возникнет новое, единое металлическое состояние материи.

Зону "металлизации" земного вещества Капустинский (1956, с.50) назвал зоной нулевого химизма: "На глубине 2900 км периодичность исчезает, химические элементы уже не подчиняются закону Д.И.Менделеева", ибо "функция периодичности" здесь равна нулю.

Итак, по Капустинскому земное вещество с глубиной охватывается зонами: **нормального химизма** (100 км), **вырожденного химизма** (100-2900 км), **металлизированного ядра** (2900-6370 км).

О.Л.Кусков (1981), обстоятельно рассмотрев разные варианты железного ядра, пришел к заключению, что:

- 1) внутреннее ядро Земли состоит либо из железоникелевого сплава, либо из практически чистого Fe;
- 2) состав внешнего ядра согласуется с физическими и химическими свойствами системы Fe –Ni – Si;
- 3) границу между внешним и внутренним ядром надо рассматривать как химическую (аналогично границе ядро-мантия).

Химический состав ядра:

	<u>Si, wt.%</u>	<u>Fe, wt.%</u>	<u>Ni, wt.%</u>	<u>S, wt.%</u>	<u>O, wt%</u>	<u>Mn, ppm</u>	<u>Cr, ppm</u>	<u>Co,ppm</u>	<u>P, ppm</u>
95	7.35	79.39	4.87	2.30	4.10	5820	7790	2530	3690
03	6.0	85.5	5.20	1.90	0	300	9000	2500	2000

ЗЕМЛЯ В ЦЕЛОМ

Земля сложена в основном из существующих в природе 92 элементов всего лишь 15 элементами. Из них:

- 1) Fe, O, Si, Mg составляют 92% ее массы;
- 2) Ni, Ca, S, Al содержатся в количествах более 1% каждый;
- 3) Na, Cr, Mn, Co, P, K, Ti содержатся от 0,05 до 0,6% каждый.

Параметры Земли (по Ф.Н.Красовскому, 1940)

Средний радиус, вычисленный из объема Земли, км.....	6371,22
Полярный радиус, км.....	6356,86
Экваториальный радиус, км.....	6378,24
Поверхность земного шара, км ²	510 · 10 ⁶
Объем, км ³	1,083 320 · 10 ¹²
Масса, т.....	5,974 · 10 ²¹
Средняя плотность Земли, г/см ³	5,517
Средняя плотность поверхностных пород Земли, г/см ³	2,73

Возраст Солнечной системы (и в том числе и Земли) определяется в 5,5 миллиардов лет, а возраст самых древних горных пород Земли в 3,5 миллиарда лет. К.Паттерсон (Patterson, 1956) для момента, когда Земля обрела ее теперешнюю массу, дает $4,55 \pm 0,07$ миллиарда лет.