***Публикация****:* А.В. Кокин, А.А. Кокин. Модель оценки геодинамической устойчивости геосфер Земли // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Том XIV / Науч. ред. И.А. Керимов, В.А. Широкова М.: ИИЕТ РАН, с.286-291.

УДК 551.1

**МОДЕЛЬ ОЦЕНКИ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ УСТОЙЧИВОСТИ ГЕОСФЕР ЗЕМЛИ**

*А.В. Кокин, 1\* А.А. Кокин 1,2\*\**

*1 Российская академия народного хозяйства при Президенте РФ, г. Ростов-на-Дону, Россия*

*2 Руководитель группы компаний «АЛКОН», г. Санкт-Петербург, Россия*

*\*E-mail:alex@avkokin.ru*

*\*\*E-mail:*[*alex@alkon.net*](mailto:alex@alkon.net)

**Аннотация.** В качествемодели оценки динамической устойчивости внутренних геосфер Земли относительно друг друга использован принцип золотой пропорции (золотого сечения) с приведёнными параметрами плотности, температуры, мощности геосфер к крайним отношениям их состояний в точках (0,618; 1,618; 2,618). Средние модельные оценки параметров внутренних геосфер Земли достигают устойчивого динамического равновесия на уровне отклонения от золотых чисел до 2,72%, что даёт возможность сделать вывод, что геодинамическая активность Земли будет продолжаться ещё на протяжении около 124 млн. лет. В рамках рассмотренной модели предложена гипотеза о многослойном строении ядра Земли.

**Ключевые слова:** Земля, плотность, температура, геосфера, континентальная и океаническая кора, верхняя мантия, нижняя мантия, ядро, четырёхслойная модель ядра.

**Введение**

Теория остывающей Земли с момента её образования в Солнечной системе предполагает постепенное прекращение геологических процессов под влиянием внутренней энергии планеты путём достижения устойчивого геодинамического равновесия в составе её геосфер, включая ядро. Оценка современного состояния уровня устойчивости геосфер даёт возможность ответить на поставленный вопрос о том, сколько осталось времени активной геологической истории планеты относительно существующих структур.

В рамках системного подхода к исследованию глубинного строения Земли устойчивость её самоорганизации зависит от внутренней энергии, вещественного состава [2,3], свойств и состояния подсистем (геосфер). При этом, как известно, свойства целостной системы внутреннего строения Земли богаче свойств составляющих её геосфер (так называемая несводимость свойств системы к сумме составляющих её компонентов). В этой связи возникает возможность оценки уровня динамической устойчивости состояния любых подсистем (в т.ч. внутренних геосфер Земли [9]), *если известно хотя бы одно из состояний системы (Земли) и закон, которому следует развитие системы (*законснижения геологической (геодинамической) активности в истории Земли с потерей ею внутренней энергии и неизбежности роста энтропии [*8*]). Следовательно неизбежно наступит время, когда активная геологическая деятельность Земли должна прекратится и будут доминировать только солнечно-земные взаимодействия.

**Модель исследования**

Под геодинамической устойчивостью системы (внутреннего строения Земли) понимается самоорганизующаяся способность геосфер Земли, термодинамические параметры обмена веществом и энергией которых (температура, температурный градиент, плотность и пр.) остаются постоянными в течение времени что ведёт к стабилизации геотектонических процессов на уровне [*7*] континентальной, океанической коры, мантии и ядра Земли.

Моделью оценки такой динамической устойчивости геосфер может служить принцип золотой пропорции (золотого сечения) с приведёнными исследуемыми параметрами к крайним отношениям их состояний (плотности вещества, температуры, глубины залегания или мощности геосфер ). Как показали исследования [*4*] золотое число — это своего рода граница изменения отношений исследуемых параметров динамической самоорганизующейся системы, за пределами которой она переходит (или находится) в состоянии усложнения и неустойчивого динамического равновесия в зависимости от внутренних динамических возмущений [ *11,13*].

Золотые пропорции систем (подсистем) в крайних отношениях сравниваемых состояний геосфер могут определяться числами: 0,618; 1,618; 2,618. Из них 1,618 называется золотым числом Фидия (*Ф*). Важнейшим свойством указанных чисел является их выводимость одного от другого с помощью отношений (пропорций) или мультипликации (*табл.1*).

*Особенность принятой модели исследования параметров динамического состояния геосфер Земли состоит в том, что априори можно выдвинуть положение о том, что если исследуемые геосферы Земли находятся в состоянии устойчивого динамического равновесия, то исследуемые параметры их свойств* (плотность вещества, температура, градиент температуры, мощность геосферы) должны быть близки к золотому числу 1,618 или известным по геофизическим данным. Если же модельные значения исследуемых параметров окажутся другими, то возникает два возможных варианта оценок: 1- теоретически рассчитанные физические параметры геосфер по плотности оказались приближёнными и/или нуждаются в корректировке; 2- исследуемые геосферы находятся в состоянии неустойчивого динамического равновесия в существующих параметрах состояния вещества.

**Применение модели. Результаты**

*1. Модельная оценка плотности вещества геосфер*

Небольшие отклонения модельных оценок изученных параметров от установленных по геофизическим данным *(показаны подчёркнутым курсивом*) можно интерпретировать как их доверительный интервал, полученный разными методами. Некоторые геосферы Земли по модельной плотности вещества находятся в состоянии близком к устойчивому динамическому равновесию и близки к золотому числу 1,618. В общем же отклонение от устойчивого динамического равновесия варьируется в пределах средних значений: плотности Земли — 3,28%; континентальной земной коры до границы с океанической корой — 2,21%; осадочной земной коры 6,22%; верхней мантии — 2,04%%; нижней мантии — 3,05%; ядра Земли 8,68%; **всех геосфер Земли — 2,72%**. Поскольку вся история Земли насчитывает 4,6 млрд. лет, то величину 2,72% от её возраста можно принять как время прекращения геологической активности в течение последующих 124 млн. лет.

*2. Модельная оценка температуры вещества геосфер*

Температура геосфер *(табл. 2)* одна относительно другой в результате обмена веществом и энергией в некоторых случаях отражает термодинамическую устойчивость обменных процессов на уровне числа 1,618. Допустим, что теоретически рассчитанная температура во внутреннем ядре Земли действительно соответствует среднему значению  **5960±500 °C** [*14,15*]. Тогда в рамках двухслойной модели ядра [*16*] отношение 5860°C:1,618=**3683°C** будет отражать среднюю температуру внешнего (жидкого ядра на границе с нижней мантией) при принятии нами условий устойчивого термодинамического равновесия между геосферами. Температура мантии в таком случае составит: 3683:1,618= 2276 °C. Температура под океанами (граница океанической коры и верхней мантии) будет достигать: 2276:1,618=**1407 °C** (примерно на глубине 74,8 км, если примем во внимание значение геотермического градиента в 18,8 — 18,6**°**C/км практически установленного по сверхглубокой Кольской скважине [10] до глубины 12,3 и аппроксимированного до глубины 15 км). Как видим модельная температура под океанами близка к температуре полученной экспериментальным путём канадскими исследователям (1400°C**) [[1]](#footnote-2)**, но уже на рассчитанной нами глубине 74,8 км.

Модельные оценки температуры геосфер Земли позволяют говорить о достижении близкого к состоянию динамического равновесия по температуре относительно нижней и верхней мантии с резким скачком геотермического градиента температуры на границе ядра и нижней мантии. Вверх по разрезу геосфер, устанавливается близкое к устойчивому динамическому равновесию по температуре нижней и верхней мантии до гранитного с базальтовым слоем. На границе последнего наблюдается резкий (почти четырёхкратный) скачок модельного геотермического градиента на глубинах около 78-75 км.

*Таблица 1.* Модельные оценки состояния геосфер (гидросферы, литосферы, континентальной земной коры, океанической земной коры, верхней мантии, нижней мантии, ядра) относительно известных значений плотности их вещества

|  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| N | Модель-1,  отношения | Модельная (1) плотность вещества, г/см3 | Плотность вещества геосферы по геофизическим данным, г/см3 | Модель-2,  мультипликация | Модельная (2) плотность вещества, г/см3 | Плотность вещества геосферы по геофизическим данным, г/см3 |
| **a**.Относительно средней плотности Земли 5,513г/см3 | | | | | | |
| 1 | 5,513:0,618 | **8,920** *(3,30%)* | Вариации плотности земного ядра -**9-8,25** Среднее: 8,625 | 5,513х0,618 | **3,410***(3,22%)* | **3,300** Средняя океанической коры |
| 2 | 5,513:1,618 | **3,410** *3,22%* | **3,300** Средняя океанической коры | 5,513х1,618 | **8,920** *3,31%* | Вариации плотности земного ядра -**9-8,25.** Среднее: 8,625 |
| 3 | 5,513:2,618 | **2,106** *8,02%* | Осадочные породы от **1850 до 2700**  Среднее 2,275 | 5,513х2,618 | **14,43** *7,83%* | В центре ядра Земли  **12,5; 13,1;14,3**  Среднее 13,3 |
| **b*.*** Относительно средней плотности континентальной земной коры 2,835 г/см3 | | | | | | |
| 1 | 2,835:0,618 | **4,587** *2,29%* | Средняя нижней мантии **4,482** | 2,835х0,618 | **1,752** *2,97%* | **1,70**- средняя суглинков |
| 2 | 2,835:1,618 | **1,752** *2,97%* | 1,70 — средняя суглинков | 2,835х1,618 | **4,587** *2,29%* | Средняя нижней мантии **4,482** |
| 3 | 2,835:2,618 | **1,08** *0,38%* | **1,076** средняя океанической воды | 2,835х2,618 | **7,422** *16,21%* | Вариации плотности земного ядра -**9-8,25.** Среднее: 8,625 |
| **c.** Относительно средней плотности океанической коры 3,300 г/см3 | | | | | | |
| 1 | 3,300:0,618 | **5,340** *3,37,* | Среднее Земли **5,513** | 3,300х0,618 | **2,039** *11,57* | Осадочные породы **1,850 до 2,700.**  Среднее 2,275 |
| 2 | 3,300:1,618 | **2,039** *11,57* | Осадочные породы  **1,850 до 2,700.**  Среднее 2,275 | 3,300х1,618 | **5,339** *4,89* | Нижней мантии на границе с ядром Земли **5,600** |
| 3 | 3,300:2,618 | **1,260** *0,80* | Солёные озёра:  1,2-1,3  Среднее 1,25 | 3,300х2,618 | 8,639 *0,17* | Вариации плотности земного ядра 9-8,25  Среднее: 8,625 |
| **d.** Относительно средней плотности верхней мантии 3,365 г/см3 | | | | | | |
| 1 | 3,365:0,618 | **5,545** *0,01%* | Нижней мантии на границе с ядром Земли **5,600** | 3,365х0,618 | **2,080**  *9,37%* | Осадочные  породы от **1850 до 2700**  Среднее 2,275 |
| 2 | 3,365:1,618 | **2,080**  *9,37%* | Осадочные  породы от **1850 до 2700**  Среднее 2,275 | 3,365х1,618 | **5,545**  *1,01%* | Нижней мантии на границе с ядром Земли 5,600 |
| 3 | 3,365:2,618 | **1,285**  *2,72%* | Солёные озёра:  1,2-1,3  Среднее 1,25 | 3,365х2,618 | **8,808**  *2,09%* | Вариации плотности земного ядра: 9-8,25  Среднее: 8,625 |
| **e**. Относительно средней плотности нижней мантии 5,600 г/см3 | | | | | | |
| 1 | 5,560:0,618 | 8,897  *3,06%* | Вариации плотности земного ядра 9-8,25  Среднее: 8,625 | 5,560х0,618 | **3,436**  *2,07%* | На границе океанической коры и верхней мантии  **3,365** |
| 2 | 5,560:1,618 | **3,436**  *2,07%(2)* | На границе океанической коры и верхней мантии  **3,365** | 5,560х1,618 | **8,996**  *4,12%* | Вариации плотности земного ядра 9-8,25  Среднее: 8,625 |
| 3 | 5,560:2,618 | **2,124**  *7,11%* | Осадочных пород  **от 1850 до 2700**  Среднее 2,275 | 5,560х2,618 | **14,556**  *1,76%* | В центральной части ядра **14,3** |
| **f**. Относительно средней модельной плотности ядра Земли 9,919 г/см3 | | | | | | |
| 1 | 9,919:0,618 | **16,05**  *(1,56)%* | Возможное наличие в составе ядра золота (16,3) | 9,919х0,618 | **6,13**  *(40,7%)* | Вариации плотности земного ядра: 9-8,25  Среднее: 8,625 |
| 2 | 9,919:1,618 | **6,13**  *(40,7%)* | Вариации плотности земного ядра:9-8,25  Среднее: 8,625 | 9,919х1,618 | **16,05**  *(1,55%)* | Возможное наличие в центре ядра золота .(16,3) |
| 3 | 9,919:2,618 | **3,789**  *(11,1)%* | Верхней мантии на границе с океанической корой 3,365 | 9,919х2,618 | **25,968**  *(14,7%)* | Возможное наличие в центре ядра  платиноидов (Os-22,6, Ir-22,4,  Pt-21,5) |

Таблица 2.Модельная оценка температуры вещества геосфер Земли. Исходная температура внутри ядра Земли принята за 5960 °C.

|  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Процедура модельной оценки температуры геосфер, °C. | | Вероятное  модельное положение  геосфер Земли | Модельная оценка  температуры  геосфер,**°**C | Геотермический градиент  в границах геосфер,  **°**C/км | Модельная  мощность геосферы,  км | Отношение  мощностей  (верх/ низ) |
| Принятое значение максимальной температуры в составе ядра Земли, равное 5960 **°**C | | | | | | |
| 5960 | 5960:1,618 | Жидкое ядро на границе с нижней мантией | 3683 | 1,05 | 3500.  Ядро Земли. | 1,258  **2,575**  **1,618**  **1,634**  **1,667**  4,09  **1,571** |
| 3683 | 3683:1,618 | На границе с нижней мантией | 2276 | 0,8 | 2781. Мантия [12] |
| 2276 | 2276:1,618 | На границе нижней и верхней мантии | 1407 | 1,3 | 1080. Нижняя мантия |
| 1407 | 1407:1,618 | Астеносфера [*5*] | 869 | 1,3 | 670. Верхняя мантия (слой Голицина) |
| 869 | 869:1,618 | На границе базальтового и гранитного слоёв | 537 | 1,3 | 410 Верхняя мантия до гранитного слоя |
| 537 | 537:1,618 | Граница гранитного слоя и осадочной коры Земли | 332 | 4,43 | 75 Кора под складчатыми областями |
| 332 | 332:1,618 | Континентальная земная кора на границе с океанической корой | 205 | 4,55 | 45 Средняя для континентальной  земной коры |
| Сверхглубокоя Кольская скважина [6] | | | | | |
| 332 | 332:1,618 | Ритмичное чередование осадочно-вулканогенных формаций [10] | 205 | 18,6 | 11  Кольская сверхглубокая |
| 205 | 205:1,618 | 127 | 18,3 | 7 Кольская сверхглубокая |

Примечание: в золотых пропорциях отношение мощностей нижней и верхней мантии (2781:1080=**1,650** близко к числу 1,618, т. е. состоянию устойчивого динамического равновесия (изменение мощности одной пропорционально ведёт к изменению мощности другой. Отличие от золотого числа составляет: 1,618-1,650=−0,032, или 1,98%. Также как и между верхней мантией и слоем Голицина: 1080:670=1,643. 1,618-1,643=;−0,025 (1,54%). Т.е. обменные процессы веществом и энергией между этими геосферами, влияющими на изменение их мощностей, осуществляются пропорционально одна относительно другой (или одна за счёт другой)

**Выводы**

Проверка априори заданных модельных условий возможности устойчивого динамического равновесия переходных состояний плотности вещества от геосферы к геосфере показала следующее.

1. Экспериментально известные вариации отношений плотности вещества геосфер (в пределах 1,5-2,8%) оказались близки или находятся внутри крайних модельных оценок, что даёт основание предполагать возможное достижение между геосферами устойчивого динамического равновесия вблизи числа 1,618.

2. Парадокс возможности и особенности моделей 1 и 2 состоит в том, что с их помощью вскрывается опосредованная связь формирования плотности ядра Земли и океанической коры. Модели золотых пропорций выявляют единство опосредованности связи обмена вещества всех геосфер между собой (включая водную оболочку, сформировавшуюся из вещества геосфер) вне зависимости, как далеко бы они не были разделены, в том числе при участии вещества ядра Земли [*1*].

3. В рамках модельной оценки плотности вещества в составе ядра Земли с возможным наличием устойчивого динамического равновесия между твёрдой и жидкой фазами выявлено несколько возможно существующих расслоенных его частей по плотности, г/см3: 26,96 и16,05; 14,493; 8,816 и 7,422.

4. Модельная оценка средней плотности и температуры геосфер в рамках отклонения от их известных значений, полученных разными методами, даёт возможность полагать, что в целом внутренняя структура Земли находится в состоянии близком к устойчивому геодинамическому равновесию обмена веществом между геосферами со средним отклонениями от него на уровне 2,72%.

5. Поскольку Земля когда-то неизбежно потеряет свою геологическую активность, то рассчитанный модельный уровень современного отклонения от устойчивого геодинамического равновесия геосфер позволяет оценить модельное время завершения её геологической истории 124 млн. лет.

**Литература**

1*. Галимов Э.М.* Наращивание ядра Земли как источник ее внутренней энергии и фактор эволюции окислительно-восстановительного состояния мантии // Геохимия. 1998. № 8. С. 755-758.

2. *Кокин А. В.* Об устойчивом динамическом равновесии физико-химических свойств минералов в составе пород и оболочек Земли / А. В. Кокин // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения -2022) - Сыктывкар : Геопринт, 2022. - ISBN 978-5-98491-094-1. – С. 134-135.

3. *Кокин А.В.* Эволюция кремнезёма в составе горных пород в истории Земли и внутренних планет Солнечной системы //Уральский геологический журнал. 2023 № 2 (152). с.36-55.

4. *Кокин А.В., Кокин А.А.* Золотое сечение и эволюция (введение в общую теорию нелокальной эволюции).-М.: ООО «Информ-Право».2022. 231 с. ISBN 978-5-91832-100-3.

5. *Кирдяшкин А. Г.* Тепловые гравитационные течения и теплообмен в астеносфере. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-е, 1989. 81 с.

6. *Кольская сверхглубокая.* Научные результаты и опыт исследований/ под ред. Лаверов Н.П., Орлов В.П. -Москва, 1998 г., 260 стр.

7. *Лисицын А. П.* Потоки вещества и энергии во внешних и внутренних сферах Земли / / Глобальные изменения природной среды. М.: СО РАН, филиал ГЕО, 2001. С. 163-248.

8. *Параев В.В.* Вещественно-энергетический обмен геосфер как форма планетарного метаболизма // Динамика и взаимодействие геосфер Земли// Материалы Всероссийской конференции с международным участием, посвященной 100-летию подготовки в Томском государственном университете специалистов в области наук о Земле 8–12 ноября 2021 года ТОМ 1. 2021.c/.89 -92.

9. *Пущаровский Ю.М.* Сейсмотомография и структура мантии: Тектонический ракурс // Доклады АН. 1996, N 6. С. 805-809.

10. *Скуфьин П.К., Лютоев В.П., Яковлев Ю.Н. ,Смирнов Ю.П. , Глухов ,Ю.В., Котова Е.Н.* Свойства и структурные особенности породообразующих минералов раннепротерозойских осадочных пород из разреза СГ-3 и их поверхностных гомологов. Вестник МГТУ. Т.10, №1. 2007. Стр. 61-79.

## 11. *Сорохтин Н.О. Сорохтин О.Г*. Теория развития Земли: происхождение, эволюция и трагическое будущее.НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», Москва-Ижевск, 2010 г., 752 стр.,ISBN: 978-5-93972-768-6.

12. *Строение ядра и мантии Земли* по данным мировой сети сейсмических данных. В.Ю.Бурмин// Геофизические исследования.2010. Т. 11. Спецвыпуск. с. 41-71.

13. *Хаин В. Е., Ломизе М. Г.* Геотектоника с основами геодинамики. 2-е изд. М.: Книжный дом «Университет», 2005. 560 с.

14. *Alexander V,. Sobolev, Evgeny V.* Deep hydrous mantle reservoir provides evidence for crustal recycling before 3.3 billion years ago (англ.) // [Nature](https://ru.wikipedia.org/wiki/Nature).— 2019.—Vol. 571.—P. 555—559.—[doi](https://ru.wikipedia.org/wiki/Doi):[10.1038/s41586-019-1399-5.](https://dx.doi.org/10.1038%2Fs41586-019-1399-5)

15. *Alfè D., Gillan M., Price G. D.*. [Composition and temperature of the Earth's core constrained by combining ab initio calculations and seismic data](http://www.homepages.ucl.ac.uk/~ucfbdxa/pubblicazioni/epsl2002.pdf) (англ.)// [Earth and Planetary Science Letters](https://en.wikipedia.org/wiki/Earth_and_Planetary_Science_Letters) (англ.)[рус.](https://ru.wikipedia.org/w/index.php?title=Earth_and_Planetary_Science_Letters&action=edit&redlink=1) : journal. — [Elsevier](https://ru.wikipedia.org/wiki/Elsevier), 2002. — 33 *January* (vol. 195, no. 1—2).—P. 91—98.—[doi](https://ru.wikipedia.org/wiki/Doi):[10.1016/S0012-821X(01)00568-4](https://dx.doi.org/10.1016%2FS0012-821X(01)00568-4).

16. *Turcotte, D. L.; Schubert, G. //* Geodynamics.— 2.— Cambridge, England, UK:[Cambridge University Press](https://ru.wikipedia.org/wiki/Издательство_Кембриджского_университета), 2002.— С.136—137.—[ISBN 978-0-521-66624-4](https://ru.wikipedia.org/wiki/Служебная:Источники_книг/9780521666244).

1. https://indicator.ru/earth-science/temperatura-mantii-zemli-okazalas-vyshe-chem-schitalos-ranshe-04-03-2017.htm [↑](#footnote-ref-2)