

Геодинамический процесс и его геологические проявления на континентах

О. В. Усенко, 2018

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 27 августа 2018 г.

У статті об'єднано дані щодо складу речовини мантії і кори, результати експериментальних досліджень з плавлення в діапазоні тиску 0,5—7 ГПа при температурі 500—2000 °С. Запропоновано теоретичну модель перебігу глибинного процесу, яка ґрунтується на геофізичній тепловій моделі, а також враховує фізико-хімічні взаємодії в системі кристали—розплав—флюїд, їх зміну зі збільшенням тиску і температури. Розплави кристалізуються на поверхні у вигляді магматичних порід, а частина флюїду утворює хомогенну складову осадової товщі. Склад, потужність і будова осадової товщі також зумовлені процесами, що відбуваються на межі шару плавлення (астеносфери) і літосфери. Проаналізовано комплексну геологічну інформацію, що включає вік і склад магматичних і синхронних осадових порід, тектонічну будову, метаморфізм, гідротермальну діяльність фанерозойських регіональних структур. Зіставлення глибинного процесу, прогнозованого теоретичною моделлю, з його геологічними проявами на поверхні дає змогу стверджувати, що існує залежність між зміною розміщення шару плавлення в геодинамічному процесі і переліченими геологічними подіями. Виділено базові режими, кожен з яких характеризується набором магматичних і вулканогенно-осадових комплексів. У режимі "складчаста область" спочатку з'являються масиви ультрабазитів (лерцоліти), потім — вулканогенні пікрити (не обов'язкові), далі — базальти або комплекси лужних порід. На останньому етапі утворюються багатофазні масиви, до складу яких входять габро, андезити, граніти. Ознакою цього режиму є формування потужної ритмічної товщі. Її метаморфізм відбувається пізніше, внаслідок утворення осередку плавлення в корі. Рифтовий режим характеризує менша загальна потужність осадів. У складі товщі більш поширені лави ультрабазитів і базальтів, а також андезитів, ліпаритів. Притаманні переважання хомогенно-осадових порід, незначний розвиток метаморфічних перетворень. Траповий режим проявлений появою магматичних порід. В багатьох випадках спостерігається просторовий зв'язок з кімберлітами і карбонатитами. Магматичні ультрабазити близькі до коматіітового стандарту, широко розвинені базальти, мало — андезити. Осадові породи практично не представлені. Встановлені залежності дають змогу використовувати речовинний склад і структурні особливості для реконструкції палеогеодинамічних процесів.

Ключові слова: плюм, межа астеносфера—літосфера, мантія, кора, флюїдні потоки, взаємодії у системі кристали—розплав—флюїд, геодинамічний процес, складчаста область, рифт, трапова провінція, магматичні породи, флішова товща.

Введение. Геологические события на поверхности определены протеканием геодинамического процесса. Периодичность появления специфических хомогенно-осадовых магматических пород, имеющих мантийный источник, этапов гра-

нитообразования трактуется как проявление плюмовых процессов [Condie, 2011 и др.]. Согласно плюмовой гипотезе, источником вещества и энергии служит ядро [Maruyama et al., 2007; Hernlund, McNamee, 2015; Лукин, Шестопалов, 2018 и

др.]. Широко обсуждается связь циклическости геологических процессов и инверсии магнитного поля [Добрецов, 2010; Olson et al., 2013]. По мнению многих исследователей именно с плюмовыми событиями связаны распад и объединение континентов и другие проявления тектоники плит [Condie, 2011 и др.]. Согласно концепции В.Дж. Моргана, движущей силой тектоники жестких блоков является конвекция в нижней мантии, а источником тепла и вещества, питающих астеносферу, — мантийные плюмы [Morgan, 1972].

Автор настоящей статьи полностью согласен с мнением, что главный источник энергии, растрачиваемой в геодинамических процессах, — ядро Земли. Однако используемая информация ограничивает рассмотрение глубинами образования расплавов, достигающих поверхности (200—250 км) [Gudfinnsson, Presnal, 2005 и др.]. Температура образования самых глубоких расплавов фанерозоя (меймечитов) составляет 1600—1800 °С, а глубина их формирования соответствует давлению 6—8 ГПа [Соболев и др., 2009б]. Сходны оценки условий образования пикритов плато Пурторана, образованных около 250 млн лет назад, — 1650 °С и 7 ГПа [Рябчиков и др., 2009]. Эти температуры значительно превышают температуру конвектирующей мантии фанерозоя, которая, согласно работам [McKenzie, Bickle, 1988; Herzberg et al., 2010], составляет ~1350 °С. В связи с этим для геодинамических реконструкций привлечена гипотеза, включающая в себя вертикальные перемещения вещества [Кадик, Френкель, 1982; Гордиенко, 2007].

Цель работы — обосновать наличие связи между глубинным процессом и его проявлениями на поверхности.

Задачи работы:

- выбрать теоретическую модель, которая описывает протекание геодинамического процесса и позволяет провести учет химических реакций и физических взаимодействий на каждом уровне дифференциации, т. е. при заданных температуре и давлении;
- применить теоретические представле-

ния к описанию развития региональных структур; выделить базовые (идеальные) режимы геодинамического развития;

- установить геологические проявления каждого базового режима; выявить характерные признаки (последовательность появления магматических пород, мощность и состав эксгалационно-осадочной толщи, метаморфизм и др.), которые однозначно указывают на факт протекания глубинного процесса, а также в первом приближении позволяют восстанавливать геодинамический процесс по его последствиям, отраженным в геологическом строении.

Для создания единой теоретической модели необходимо: 1) объединить данные о составе вещества мантии и коры, геофизическую модель и результаты экспериментальных петрологических исследований по плавлению пород мантии в диапазоне давлений 0,5—7 ГПа при температурах 500—2000 °С; 2) учесть физико-химические взаимодействия в системе кристаллы—расплав—флюид, а также их изменения с увеличением давления и температуры.

Восстановление глубины образования расплава по составу магматических пород проводилось в работе [Гордиенко, Усенко, 2003]. Там же были перечислены и другие признаки, определяющие геодинамический процесс: скорость накопления осадочной толщи, наличие или отсутствие регионального метаморфизма. В настоящей статье одним из главных признаков протекания процесса считается не только мощность, но и состав эксгалационной части осадочной толщи. Показано, что хемогенная часть осадков — результат разгрузки глубинных флюидов на поверхности.

В работе применен геофизический подход (от общего к частному) к решению петрологических задач, для которых более обычен обратный подход (от частного к общему). Это обуславливает упрощение седиментационных, петрографических и геохимических характеристик рассматриваемых объектов. В конечном итоге решается обратная геофизическая задача: по

проявлениям на поверхности (по минералогическим, петро- и геохимическим признакам) устанавливается размещение слов с аномальными свойствами (термальной астеносферы) в палео процессах.

Используемая модель и геологическая информация акцентируют внимание на вертикальные перемещения вещества. Горизонтальная компонента тектонических движений не рассматривается. Однако это не означает ее отрицание.

Терминология. В геофизических и петрологических построениях, изначально базирующихся на плейттектонической или плюмовой гипотезе, один и тот же объект или событие выделяется по разным признакам и имеет разные названия. Размещение астеносферы (слоя, отличающегося физическими свойствами) устанавливается на основе геофизической информации. Термин используется в реальном времени и обозначает объект, размещенный под определенной площадью на определенной глубине. Термальная астеносфера (частный случай) предполагает изменение температуры и частичное плавление. В данном исследовании речь идет исключительно о термальной астеносфере, так как рассматривается состав ее производных — расплавов и флюидов. Поскольку говорится о палео процессах, реальное время заменено временем образования магматических пород.

Кровля термальной астеносферы размещается на границе кристаллической литосферы и астеносферы (ЛАГ). В плитовой тектонике предполагается наличие глобального слоя плавления и, соответственно, и ЛАГ [McKenzie, Bickle, 1988]. Исследования последних лет показали, что расположение ЛАГ изменяется во времени, так как зависит от протекания геодинамического процесса [O'Reilly, Griffin, 2010 и др.] ЛАГ не повсеместна и может располагаться на разных уровнях [Fischer et al., 2010; Jones et al., 2010 и др.]. В отличие от термина, используемого в плитовой тектонике, в настоящей статье речь идет о границе, разделяющей кристаллическую литосферу и астеносферу под ис-

следуемым объектом в ограниченном интервале времени, т. е. при использовании термина необходима пространственно-временная привязка. Изменение расположения ЛАГ во времени отражает подъем плюма или его кристаллизацию, а ЛАГ является его верхней кромкой.

Термин плюм также имеет несколько отличные смысловые наполнения. В геофизических (сейсмотомографических) моделях обозначает зоны изменения скоростей сейсмических волн. Появляется в слое D'' и связан с глобальными тектоническими структурами на поверхности [Ritsema et al., 2011]. В более узком смысле используется в геодинамических построениях, базирующихся на петрологической информации. Плюм — источник магматических расплавов, флюидов (в том числе углеводородных), который размещается в верхней мантии и/или на границе кора—мантия. Плюм может перемещаться в вертикальном (модели динамического плавления) и горизонтальном направлениях (например, [Shervais, Hanan, 2008]). Объемные ограничения данного исследования предполагают употребление термина в рамках модели динамического плавления. Поэтому термины астеносфера (слой плавления, расположение которого может изменяться в пространстве и времени) и плюм в данном случае имеют близкий смысл. Поскольку главным источником информации являются магматические породы, рассматривается заключительная часть плюмового процесса, протекающая выше переходного слоя (~450 км), а связь с более глубинными источниками предполагается.

Флюидные потоки (флюидные процессы) — один из наиболее употребляемых терминов. Часто обозначает потоки несиликатного вещества, отделяющиеся от ядра [Добрецов, 2010; Лукин, Шестопалов, 2018]. В настоящей статье термин используется в более узком смысле. Это надкритическая смесь преимущественно газовых компонентов, поступающих в кору (и верхнюю часть мантии) в результате деятельности плюма (определение по работе [Перчук, 1997]). В сверхкритической жидкос-

ти плотность жидкости равна плотности ее насыщенного пара, поэтому исчезает граница раздела фаз жидкость—пар. Этот фазовый переход необходимо учитывать при рассмотрении свойств флюида/гидротермального раствора, т. е. флюидов-растворов, участвующих в формировании гранитов, и других процессах, происходящих в коре. Например, при давлении 0,1 ГПа и температуре 600 °С вода активно взаимодействует с базальтом, экстрагируя из него кремнезем, глинозем, щелочи [Пуртов и др., 2002]. При уменьшении давления до 0,01 ГПа и при относительно высокой температуре (600—450 °С) вода уже не реагент, а транспорт, так как переносит даже легкорастворимые вещества не в ионной, а в молекулярной форме [Гаррелс, Крайст, 1968]. Другими словами, при этом давлении вода может образовать гидротермальный раствор только при $T \leq 450$ °С. Значительно влияние флюидов на дифференциацию расплавов в верхней мантии, но здесь обязателен учет ограничений, накладываемых давлением. Не понятно, подходит ли термин флюид для описания состояния вещества при давлении 140 ГПа. В этом смысле термин "плюм" представляется более удачным.

Логика изложения заимствована из работы [Николис, Пригожин, 1990].

1. Сначала необходимо установить тип модели, которая выглядит наиболее адекватной для представления рассматриваемой системы.

Используется объемная модель [Гордиенко, 2007], описывающая перемещение вещества из резервуара на глубине 220—450 км на выбранные уровни (150, 100, 50 км). Анализируется изменение физических свойств (давления, температуры, степени плавления и др.) вследствие изменения расположения плюма при его подъеме сквозь кристаллическую мантию. Модель учитывает состав вещества и распределение PT -условий на глубинах 0—450 км. Она включает ряд упрощений (идеализаций), необходимых для расчета (ограничение объема, отсутствие обмена теплом и веществом при подъеме, введение

уровней, на которых происходит остановка плюма и др.). Рассматривается система "астенолит", которая перемещается на дискретные уровни в адиабатическом процессе.

2. Затем использовать аналогии с поведением стандартной физико-химической системы.

Введение уровней и разделение процесса дифференциации на последовательность событий, в течение которых часть параметров системы можно считать постоянными, позволяет соотносить состав расплава, образующегося на каждом уровне, с экспериментально установленным (фазовой реакцией). Система, рассматриваемая в данном случае (астенолит), представляет собой объем, содержащий кристаллы, силикатный расплав и несиликатный флюид¹, которые взаимодействуют между собой при заданных моделью P и T . После перемещения на более высокий уровень происходит повышение степени плавления вследствие декомпрессии и новые взаимодействия в системе кристаллы—расплавы—флюид в новых PT -условиях.

Этого достаточно для создания общей петрологической модели, в которой состав расплава определен PT -условиями плавления (кристаллизационной дифференциации) и составом сопутствующего флюида. Однако объяснение условий образования конкретных магматических комплексов, которые в каждом случае имеют специфические геохимические особенности, требует учета химических взаимодействий между расплавом и флюидом.

3. Необходимо выйти за пределы простых аналогий, чтобы установить в рамках принятой модели специфические особенности каждой задачи и включить их в описание системы.

Следующая система, отвечающая за состав расплава — относительно тонкий слой, формирующийся на кровле термальной астеносферы (задан уровнем размещения

¹ Это тоже идеализация, так как в расплаве всегда присутствует растворенный флюид и наоборот.

ЛАГ). Здесь вследствие градиента давления происходит сбор силикатных (расплава) и несиликатных (флюида) компонентов, образованных вследствие повышения степени плавления. Между ними осуществляются физико-химические взаимодействия, уводящие результат (состав расплава) от заданного фазовой реакцией. Описание физико-химических взаимодействий в расплаве (например, химических реакций) требует постоянства температуры и давления при их протекании. Также используется предложенная в работе [Рябчиков, 1982] аналогия поведения расплава астеносферы (в *PT*-условиях верхней мантии—нижней коры) и водного раствора электролита (в условиях поверхности).

4. В конечном счете результаты анализа сопоставляются с опытом. Если качественное согласие получается, то они используются для дальнейших предположений.

Геодинамический процесс — последовательность событий, зафиксированных в геологических проявлениях. Изучение геологической информации и ее сопоставление с прогнозируемой моделью позво-

ляет выделить базовые режимы развития [Гордиенко, Усенко, 2003; Усенко, 2014]. Каждый режим характеризуется последовательностью и периодичностью заполнения уровней (протеканием глубинного процесса) и набором геологических признаков (проявлением на поверхности). Состав магматических пород определен глубиной (уровнем) расположения ЛАГ. Это позволяет связать расположение слоя плавления на каждом этапе и геологические признаки, указывающие на развитие геодинамического процесса. Выявление совокупности характерных признаков позволяет предполагать протекание процесса там, где нет полной геологической информации.

Вещественное наполнение модели. Экспериментально установлено, что температуры солидуса и ликвидуса пород коры определяются составом субстрата и количеством флюида (соотношением $\text{CO}_2 / \text{H}_2\text{O}$, присутствием хлора и фтора) [Wyllie, 1977; Перчук, 1997; Пуртов и др., 2002; Эндогенные ..., 1991 и др.] (рис. 1). Возможность и степень плавления субстрата при относительно низких температу-

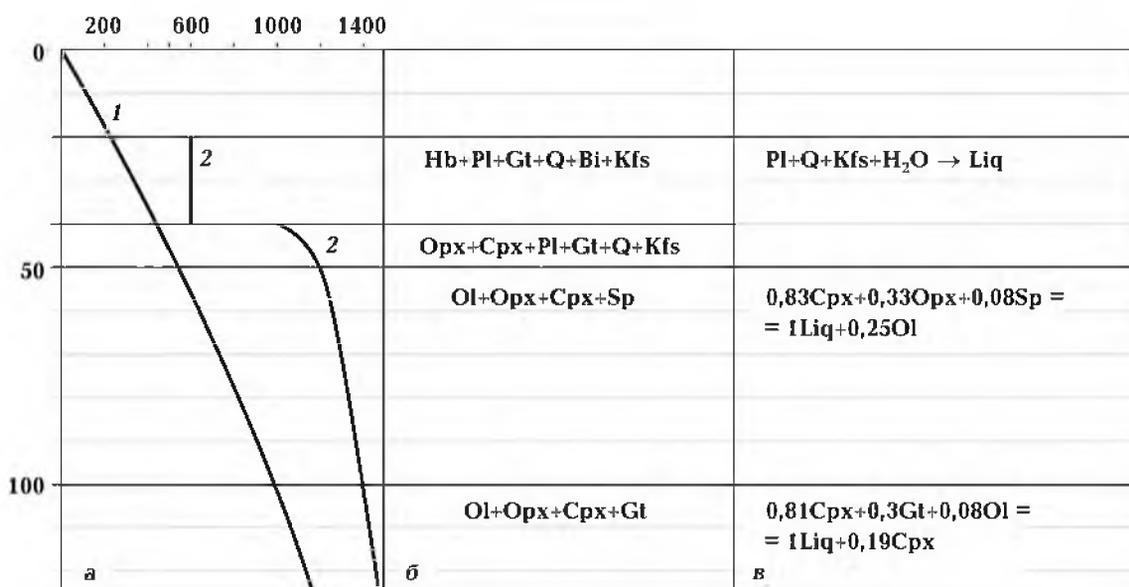


Рис. 1. Распределение температур (1) и линия солидуса (2) по работе [Гордиенко, 2007] (а), состав коры [Специус, Серенко, 1990] и мантии [Walter, 2005] (б), фазовые реакции в коре [Wyllie, 1977] и мантии [Walter, 2005] (в). Hb — амфибол, Pl — плагиоклаз, Gt — гранат, Q — кварц, Bi — биотит, Kfs — калиевый полевой шпат, Opx — ортопироксен, Cpx — клинопироксен, Ol — оливин, Sp — шпинель Liq — расплав.

рах зависит от количества плагиоклаза, калиевого полевого шпата (КПШ) и кварца. Температура солидуса амфиболита (базальта) в присутствии воды составляет 630—670 °С при давлении 0,6—0,8 ГПа [Перчук, 1997].

Метаморфические породы, залегающие в низах коры, образованы в условиях гранулитовой фации метаморфизма, реже — переходной между гранулитовой и эклогитовой. Породы, образованные в условиях амфиболитовой фации, залегают выше, на глубине от 20 до 35—40 км. На щитах эти породы выходят на поверхность, а также представлены в виде ксенолитов в кимберлитовых трубках, в частности Сибирской платформы [Специус, Серенко, 1990]. К амфиболитовой фации относятся многовариантные ассоциации граната с плагиоклазом и биотитом, разновозрастные биотитовые сланцы и гранитогнейсы. Широко распространены ксенолиты основных пород, главные компоненты которых — роговая обманка, плагиоклаз, КПШ, кварц и биотит. Для гранулитовой фации типоморфными являются парагенезисы гиперстена и граната с силлиманитом и корундом, в которых обязательно присутствуют кварц и КПШ. Среди пород основного состава широко распространены пироксен- и гранат-амфиболовые кристаллические сланцы, в составе которых также присутствуют кварц и КПШ. Наиболее высокотемпературные и высокобарические — ксенолиты эклогитоподобных пород с плагиоклазом, гранатом и диопсидом, в составе которых могут находиться дистен и корунд.

В рассматриваемом диапазоне глубин мантия сложена преимущественно перидотитами, в которых варьирует соотношение оливина и пироксенов. Экспериментальные исследования условий плавления лерцолита мантии позволили установить состав расплава и равновесных минеральных ассоциаций, определить температуру солидуса в широком диапазоне давлений [Takahashi, 1986; Walter, 1998 и др.]. Состав расплава выражен через количественное соотношение плавящихся и кри-

сталлизуемых минералов — фазовую реакцию (см. рис. 1). Рассматривается *идеальный случай* равновесного фазового перехода (плавление—кристаллизация). При давлении большем 1,2 ГПа плагиоклаз неустойчив [Walter, 2005], что и определяет различия в химическом и минеральном составе коры и мантии. До 3 ГПа в расплав переходят пироксены, а кристаллизуется оливин. Поэтому состав самого расплава соответствует базальту. SiO₂, Al₂O₃, FeO и CaO остаются в расплаве, а MgO входит в состав кристаллизующегося оливина. При давлении 3 ГПа происходит инверсия: плавится оливин, а кристаллизуется пироксен. При давлении более 4,5 ГПа доля оливина в композиции солидуса увеличивается, а при давлении 7 ГПа возрастает в два раза. И наоборот, количество ортопироксена соответственно увеличивается в композиции ликвидуса. Это приводит к резкому увеличению доли MgO в расплаве, а состав расплава соответствует ультрабазиту.

Расплав, из которого на поверхности кристаллизуются ультрабазиты, образован на глубине 150 км и более. Базальты — в интервале глубин 50—100 км [Кадик и др., 1990]. В условиях коры возможна кристаллизация ультрабазита и базальта из расплавов, поступающих из мантии. Однако слой плавления, размещающийся в коре, не может продуцировать базальты. Расплавы, состав которых соответствует андезиту, образуются не глубже границы кора—мантия, большие объемы гранитных — исключительно в коре. Только очень незначительные количества андезитов и гранитов могут быть конечными продуктами кристаллизационной дифференциации базальтов (в большинстве случаев вследствие контаминации веществом коры).

Еще одним важным фактором, определяющим фазовую реакцию, является состав несиликатной компоненты, обязательно присутствующей при плавлении и дифференциации расплава. Для выяснения состава расплава, образованного при участии флюида, проводятся эксперименты,

в которых помимо перидотита мантии используются карбонаты или минералы, содержащие структурную воду (например, [Girnis et al., 1995]). На рис. 2 представлены результаты экспериментов, проведенных в "сухих условиях", но в капсулах разного состава: платиновой (ромбы) и графитовой (квадраты). Увеличение доли MgO и сокращение доли Al₂O₃ в расплавах с повышением давления в металлической капсуле проявлено гораздо сильнее, так как при проведении эксперимента внутри капсулы (в расплаве) повышается окислительный потенциал. В этом случае первыми плавятся оливин и ортопироксен. В графитовой капсуле повышение окислительного потенциала приводит к окислению графита капсулы до углекислого флюида. Вследствие его взаимодействия с порошком образца первыми в расплав переходят клинопироксен и гранат, что и объясняет повышение содержания Al₂O₃, FeO и CaO. Избирательное плавление в капсулах разного состава сопровождается изменением композиции солиду-

са и, следовательно, температуры начала плавления [Leshner et al., 2003]. Таким образом, даже если плавление происходит без участия флюида (что маловероятно в природных условиях), он появляется в его процессе.

Геофизическая модель. Система кристалл—расплав—летучие, представляющая собой перемещающийся плюм, является динамичной и реагирует на изменение давления, температуры, количественного соотношения всех компонентов расплава и флюида. Она открыта для обменов не только теплом, но и веществом, в ней протекают химические реакции, происходит разделение на фазы и т. д. Для описания ее поведения приходится вводить множество упрощений, использовать идеализированные модели, дополняющие друг друга.

Геофизическая модель включает данные об общем вещественном составе коры и мантии (температуры солидуса), распределении температур до геодинамического процесса и при его протекании, а так-

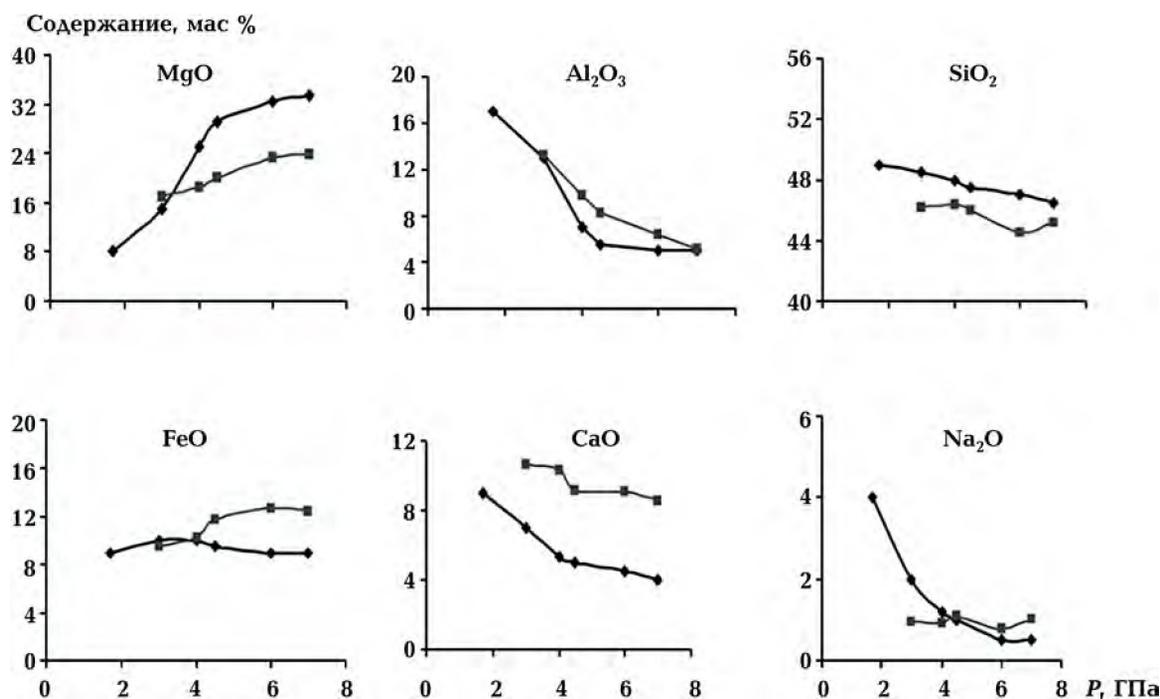


Рис. 2. Состав расплава, полученный экспериментально по работам [Кадик и др., 1990] (ромбы) и [Walter, 1998] (квадраты).

же устанавливает изменение физических параметров плюма при подъеме (в процессе динамического плавления). Использована модель, представленная в работе [Гордиенко, 2007]. Изменения физических свойств и состава расплава при адиабатической декомпрессии дополнены по работам [Кадик, Френкель, 1982; Кадик и др., 1990].

В используемой модели считается, что количество легкоплавкой компоненты в мантии менее 1% (графит, минералы, включающие структурную и неструктурную воду). Появление расплава (инициальное плавление) возможно вследствие превышения температуры солидуса в интервале глубин 220—450 км (рис. 3). Причина разогрева — радиоактивный распад. На глубине 220 км температура должна быть выше на ~300 °С по сравнению с геотермой кратонов, которая соответствует референтному тепловому потоку на поверхности 35—40 мВт/м² (рис. 4). На меньших глубинах разрыв между геотермой и температурой солидуса значительно больше.

PT-условия образования ксенолитов кимберлитовых трубок кратона Слейв, карбонатитов Танзании и базальтов Витимского плато (Сибирь) показаны на рис. 4 (по работе [Carlson et al., 2005]). Ксенолиты вынесены расплавами, отделяющимися от астеносферы, размещавшейся на разных глубинах. На глубинах 50—100 км разрыв между геотермой и температурами образования метасоматических ассоциаций в ксенолитах может превышать 1000 °С. Подобная разница установлена в ксенолитах Витима, вынесенных миоценовыми базальтами [Ionov et al., 1993]. Такой разброс температур может быть только следствием плюмового процесса — перемещением больших объемов перегретого вещества вверх, прогревом и преобразованием мантийных пород, располагающихся выше. Повышенными температурами характеризуются минералы мантии, измененные или образованные при участии флюидов-расплавов, отделяющихся от термальной астеносферы. Над плюмом (слоем плавления) образуется слой флюидно-термального воздействия. Он ха-

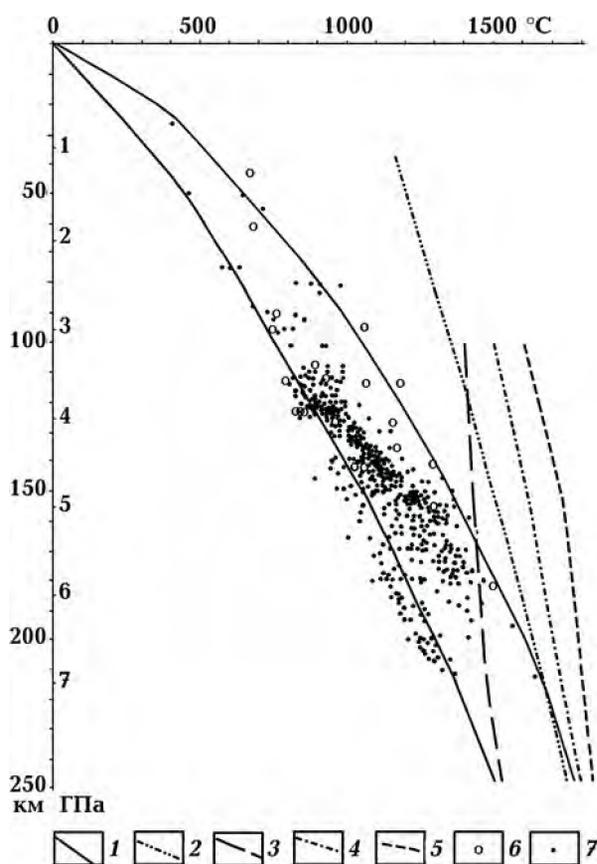


Рис. 3. Распределение температуры в отсутствие активизации и условия плавления пород мантии: 1 — минимальные и максимальные модельные температуры под докембрийской платформой; 2 — солидус перидотитов мантии, по [Гордиенко, Гордиенко, 2005]; 3—5 — экспериментально полученный солидус (3 — системы CMAS при 12,24 мас. % CO₂ [Gudfinnsson, Presnal, 2005], 4 — композиции лерцолита KR4003 [Walter, 1998], 5 — шпинелевого лерцолита KLB-1 [Takahashi, 1986]); 6, 7 — *PT*-условия образования ксенолитов, по [Гордиенко, Гордиенко, 2005] (6 — кимберлитов Украины, 7 — мира).

рактеризуется более высокой температурой и большим количеством новообразованных легкоплавких минералов. В ксенолитах вулкана Лашайн (Танзания) изучены разные степени флюидно-термального воздействия: от образования метасоматических замещений до появления “карманов” расплава [Dawson, 2002].

Воздействие глубинного флюида на породы мантии на глубинах 150—220 км также сопровождается повышением температуры. Изменение наклона кривой рас-

пределения температур образования ксенолитов, вынесенных кимберлитами с глубины 150 км и более, показано на многочисленных примерах [Boyd, 2004 и др.]. Здесь разница температур значительно меньше. Поэтому факт существования "излома геотермы" долгое время оспаривался. Однако повышенные температуры характерны для образцов, измененных при участии окисленных флюидов [Соловьева и др., 1997], появление которых вызвано протеканием плюмового процесса. "Излом геотермы" можно увидеть и на рис. 3, где авторами просто собрана достаточно представительная выборка. Сегодня можно считать доказанным, что разогрев мантии выше 250 км происходит при участии вещества, отделяющегося от плюма (термальной астеносферы). Представляется правомочной экстраполяция подобного процесса и на большие глубины.

Применение данной геофизической модели в рамках рассматриваемой задачи

возможно независимо от предполагаемого источника тепла. Многие параметры физического процесса, а также события, прогнозируемые на поверхности, были проверены на основе геологической информации [Гордиенко, Усенко, 2003].

Глубины, с которых начинается процесс, фиксируемый на поверхности в магматических породах, установлены независимо. Самые ультраосновные расплавы образованы при давлении не более 8 ГПа [Соболев и др., 2009б]. С этих же глубин (~250 км) вынесены самые высокобарные ксенолиты [Pearson et al., 2005]. Уровень 450 км является верхней границей переходного слоя. С границами переходного слоя связано изменение состава мантии и, следовательно, скачки физических свойств. Существенное влияние летучих на температуры плавления вадслеита и рингвудита переходного слоя (450—660 км) установлено экспериментально [Литасов, 2011]. Наличие даже незначительного количест-

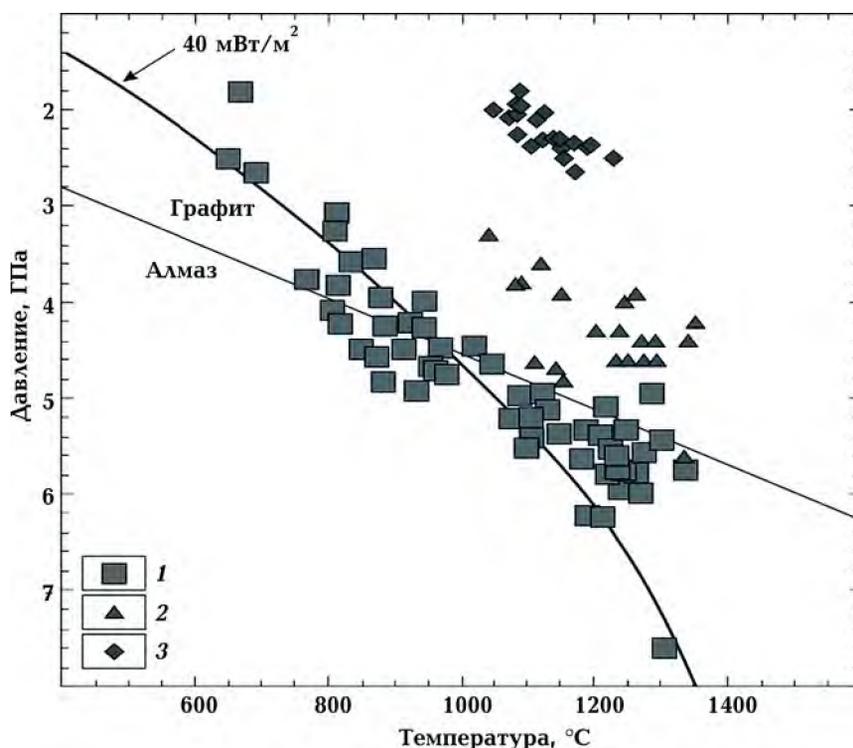


Рис. 4. *P*-*T*-условия образования ксенолитов, вынесенных кимберлитами на кратоне Слейв (1), карбонатитовыми лавами в Танзании (2), базальтами на Витимском плато (3) по работе, [Carlson et al., 2005].

ва флюида приведет к проницаемости этой границы для поднимающегося плюма.

Распределение температур в мантии кратонов (вне плюмового процесса) установлено по ксенолитам, а температуры солидуса лерцолита — в результате экспериментальных исследований. Появление слоя плавления на глубине 220—450 км можно считать завершающей стадией активности плюма, но можно рассматривать и как самостоятельный процесс.

Причиной подъема плюма считается механическая нестабильность глубинных перегретых масс в окружении более холодного (более плотного) вещества [Кадик, Френкель, 1982]. Согласно принятой модели для инициации дальнейшего процесса достаточно 1 % расплава.

Для расчета изменения свойств самого плюма в системе плюм—кристаллическая мантия введены следующие упрощения: дискретный объем через дискретные промежутки времени поднимается на дискретные уровни, т. е. плюм заменен астенолитом и введены запреты на обмены теплом и веществом при подъеме (адиабатический процесс). Подъем плюма разделен на этапы, в течение которых часть параметров процесса можно считать постоянными (литостатическое давление) или изменяющимися линейно (температура). Флук-

туации P и T вследствие разделения на фазы, протекание экзо- и эндотермических реакций нивелируются отведением вещества (флюида и расплава) к поверхности либо кристаллизацией вещества плюма.

На постоянных глубинах (220, 150, 100, 50 км) происходит остановка астенолита, что обязательно вызовет переформатирование его вещества в PT -условиях этого интервала глубин. Другими словами, вводятся уровни (глубины), на которых размещение астенолита под ограниченной территорией постоянно в течение этапа (рис. 5). В используемой модели на каждом этапе геодинамического процесса предполагается вынесение вещества с глубины 220—410 км на один из уровней. В результате перемещения вещества вверх происходит повышение степени плавления вследствие декомпрессии. Формируется слой плавления (термальная астеносфера). Повышение степени плавления происходит по фазовой реакции, характерной для этого диапазона давлений. Состав образующегося расплава зависит от последовательности заполнения уровней.

На глубинах, близких к предлагаемым уровням, на профилях ГСЗ (например, Кварц и Кимберлит) установлены сейсмические границы. К этим границам на части профиля приурочено размещение тер-

ЛАГ	Приращение P и T , степени плавления		
50 км			$\Delta P = -5,5$ ГПа $\Delta T = 800$ °С 30%
100 км		$\Delta P = -4$ ГПа $\Delta T = 560$ °С 5–10%	
150 км		$\Delta P = -2$ ГПа $\Delta T = 330$ °С 3–5%	
220 км	7 ГПа 2000 °С	↑	↑
410 км	1%		

Рис. 5. Изменение физических параметров, происходящее при подъеме плюма до выделенных уровней (по работе [Гордиенко, 2007]). Степень плавления по работе [Кадик и др., 1990].

мальной астеносферы и зон воздействия флюидов [Pavlenkova, Pavlenkova, 2006]. Значения глубин, используемые в модели, имеют допуск. Их размещение и на сейсмических профилях варьирует по глубине, но сами границы выделяются.

Причиной существования сейсмических границ на глубинах 50, 100, 150, 220 км (при увеличении давления на 1,5 ГПа) и обоснованием для выделения уровней в теоретической модели может быть соответствие литостатического давления значениям, при которых происходит изменение фазовых реакций [Walter, 2005 и др.], а также взаимодействий в системе флюид—расплав [Girnis et al., 1995 и др.].

Введение уровней важно не только для расчета тепловой модели. Установление глубины дифференциации позволяет считать постоянным литостатическое давление в процессе плавления—кристаллизации. Наличие постоянных уровней (глубин ЛАГ), размещенных через ~50 км, предоставляет возможность использовать одну фазовую реакцию для описания состава расплавов, образующихся в течение одного этапа.

Согласно используемой модели, через 5 млн лет после подъема астенолита на уровень 50 км (часто используется термин "подслаивание коры") в коре образуется слой плавления, продуцирующий гранитные расплавы. Кора сложена породами амфиболитовой (20—40 км) и гранулитовой (40—50 км) фаций метаморфизма. В модели температура солидуса пород амфиболитовой фации в присутствии воды составляет 600 °С, гранулитовой — 1100 °С (см. рис. 1). Магматическая, гидротермальная деятельность, самые существенные тектонические движения и метаморфизм связаны с существованием слоя плавления в коре. Его появление происходит вследствие прогрева коры и замещения ее части веществом, поступающим из мантии. Поскольку плавление происходит на глубине 20—40 км, то после кристаллизации часть вещества (плавление частичное) будет иметь более молодой возраст, чем осадочная (метаморфическая) толща, размещающаяся выше.

Присутствие в породах гранулитовой фации кварца и КПШ должно отразиться на температуре солидуса и нижней части коры. Для данного исследования это означает лишь вопрос полного отсутствия кристаллического слоя на глубине 40—50 км либо наличие слоя, содержащего незначительное количество расплава. Связь между слоем плавления в мантии и коре существует в любом случае и проявляется в сходстве геохимических характеристик расплавов, образующихся под корой и в коре. При наличии кристаллического слоя, предполагаемого в модели, она осуществляется благодаря наличию пронизываемых разломных зон.

Насколько искажают реальный процесс используемые идеализации можно установить только путем сравнения с геологическими событиями (для палеогеодинамической модели) либо с результатами геофизических исследований (для современного процесса). Несколько забегая вперед, можно утверждать, что дискретность проявления во времени (разделение на этапы, в течение которых расположение ЛАГ неизменно) подтверждается периодичностью появления магматических пород, резкой сменой режима осадконакопления и литологического состава толщи. Существование уровней дифференциации и расположение на глубинах, близких к заложенным в модели, подтверждается сходством состава магматических пород и расплавов, полученных экспериментально.

При подъеме к границе кора—мантия во многих случаях сначала появляются недифференцированные расплавы, образованные по фазовой реакции, соответствующей давлению 7 ГПа. Это может служить подтверждением, что в процессе подъема плюма не только отсутствуют обмены между ним и окружающей средой, но и не происходит изменение степени плавления внутри самого плюма, т. е. адиабатический процесс, который трудно представить, существует в реальности. Это можно объяснить высокой скоростью перемещения астенолита. Возможно, перемещение плюма не плавный процесс, а связан

с катастрофическими событиями, подготавливаемыми в течение этапа. К ним относится образование разломов и трещин, даек, заполненных расплавом, метасоматические замещения в слое флюидно-термального воздействия, размещающемся над термальной астеносферой (на ~50 км вверх) [Соловьева и др., 1997; Ionov et al., 2002]. Разгрузка напряжений происходит в виде сейсмических событий.

Согласно принятой модели, степень плавления на глубине, с которой происходит вынесение вещества (220—410 км) — 1%. Повышение степени плавления происходит после перемещения вещества на более высокий уровень. Поэтому состав расплава соответствует фазовой реакции, определяемой новым размещением ЛАГ. Чем выше расположена ЛАГ, тем больше степень плавления и, соответственно, объем расплава, достигающего поверхности. Поэтому среди мантийных производных преобладают базальты. Они образуются на этапах, когда кровля астеносферы размещена на глубинах 50—100 км.

Модель ограничивает объем. В случае плюма (а не астенолита) предполагается связь с глубинным источником. Если термальную астеносферу можно представить, как "голову" плюма, то допускается существование его "хвоста". Теоретически возможно поступление вещества из слоя плавления, размещенного на глубине 220—410 км или глубже, в течение этапа или процесса в целом. Наличие связи определит скорость нивелирования тепловой аномалии, проявится присутствием основных и ультраосновных фаз в составе магматических комплексов.

На связь с более глубинными источниками тепла и вещества (предположительно ядром) косвенно указывает длительность процессов. Так, развитие Днепровско-Донецкого авлакогена, включающего в себя Припятский прогиб, Днепровско-Донецкую впадину (ДДВ) и Донбасс, можно уверенно проследить с девона (от 400 млн лет назад) до современности [Лукин, 1997; Лукин, Шестопалов, 2018]. Количество углекислого флюида и углеводородов,

залегающих в осадочной толще в виде карбонатов и углей, представляет только малую часть углерода, вынесенного за это время. Сравнение с современными процессами позволяет утверждать, что большая часть углекислоты и метана поступает в гидро- и атмосферу. Содержание модификаций углерода в верхней мантии очень незначительно. Даже если предположить, что его было достаточно для обеспечения герцинского процесса, то остается неизвестным его источник в современной активизации [Днепровско-Донецкая ..., 2006]. Привлечение плюмовой модели решает вопрос не только источника тепла, но и флюида для обеспечения длительного процесса.

Роль флюидов при плавлении. Использование геофизической модели не объясняет разнообразия расплавов, появляющихся на поверхности. Главные составляющие флюидной фазы — углерод, водород и кислород. Флюидами, влияющими на состав расплава на глубинах менее 200—220 км, являются H_2O , CO_2 [Willie, 1997] и углеводороды. Они и преобладают в составе газовой-жидких включений в минералах (например, [Kamenetsky et al., 2004; Рябчиков и др., 2009; Соболев и др., 2009 а, б]). Состав С-О-Н флюида зависит от глубины, давления, состава и количественных соотношений компонентов расплава и флюида. На каждом из уровней, введенных в геофизической модели, он будет различным только вследствие изменения давления, даже без учета окислительно-восстановительных реакций.

Экспериментальные исследования, проведенные при участии флюида, показали, что разные типы расплавов можно получить при плавлении перидотита мантии в присутствии CO_2 и H_2O в диапазоне давлений 1,5—7 ГПа [Girnis et al., 1995; Gudfinnsson, Presnal, 2005 и др.]. Выделяют шесть серий магматических пород: толеитовая, известково-щелочная, калиево-натриевая и калиевая умеренной щелочности, калиево-натриевая и натриевая щелочные (с модальными фельдшпатоидами) [Богатиков, 2010]. В первом приближении

можно считать, что в этой последовательности увеличивается влияние CO_2 и уменьшается — H_2O в составе флюидов, участвующих в плавлении субстрата мантии. В данном случае речь идет о процессах плавления — кристаллизации, протекающих при участии флюида в объеме астенолита.

В плавлении на глубинах более 220 км участвуют окисленные (содержащие кислород) флюиды, хотя превалирует мнение, что более глубокие флюиды являются восстановленными. Существует точка зрения, которая главной причиной магомобразования предполагает вертикальную миграцию летучих компонентов (потери восстановленных флюидов), снижающих температуры плавления силикатного материала [Wyllie, Ryabchikov, 2000; Green et al., 2001]. Смена глубоких восстановленных флюидов окисленными происходит на глубине 200—220 км вследствие взаимодействия с мантийным субстратом (редокс-плавление). Эту часть процесса трудно доказать. Оценки устойчивости углекислого, углеводородного флюидов и воды по результатам расчетов едва ли не прямо противоположны (например, приведенные в работах [Чекалюк, 1980] и [Литасов, 2011]). Однако состав флюида, активного на глубине 200—250 км, можно установить по составу начальных членов комагматических серий, появляющихся на поверхности (см. подробнее в работе [Усенко, 2014]). При плавлении на глубине 220 км и более активны кислород и углекислый флюид. Вода в виде химического соединения, определяющего состав расплава при плавлении (и дифференциации), устойчива при давлении 3 ГПа и менее, а при $P \geq 4,5$ ГПа происходит окисление углерода и металлов. Вероятно, в незначительных количествах вода может существовать до глубин 200—220 км (?), но не оказывать определяющего влияния на дифференциацию расплавов астеносферы. Вода смешана с силикатным расплавом. Ее присутствие приводит к буферированию кислотности-щелочности, приближению окислительно-восстановитель-

ных условий в расплаве к буферу QFM. Чем больше глубина, при которой происходит плавление (повышение степени плавления в объеме астенолита), тем больше роль свободного кислорода², что отражается повышением содержания MgO и в силикатной, и в карбонатной фазах (см. более подробно в работе [Усенко, 2014]).

Устойчивость карбонатного флюида определяется окислительным потенциалом. Поскольку окислительный потенциал в системе расплав—флюид увеличивается с глубиной, его доля максимальна при $P \geq 4,5$ ГПа. Смешимость CO_2 и силикатного расплава резко падает при $P \leq 4,5$ ГПа [Girnis et al., 1995]. Он отделяется в самостоятельную флюидную фазу, которая выносится к поверхности.

Уже в рассматриваемом диапазоне давлений изменяется общая модель поведения вещества, так как с увеличением давления меняется комбинация элементарных взаимодействующих частиц [Усенко, 2014]. В системе кристаллическая матрица—расплав—флюид при $P = 0,5 + 1$ ГПа увеличивается роль электрохимических взаимодействий между заряженными частицами флюида—расплава и связанными в узлах кристаллических решеток [Рябчиков, 1982]. Плавление дополняется растворением [Усенко, 2014]. Поэтому состав расплава зависит от состава флюидов, участвующих в плавлении.

Физико-химические взаимодействия между флюидом и расплавом на кровле астеносферы. Практически все петрологические модели учитывают роль флюида при плавлении, но игнорируют факт, что состав флюида относительно быстро трансформируется при изменении рас-

²Здесь и далее речь идет об условиях в расплаве, флюиде, но не в кристаллической мантии. Если плавление происходит в окислительной обстановке, то кристаллизация — в восстановительной [Пальянов и др., 2005]. С глубиной повышается окислительный потенциал расплава, но уменьшается потенциал образования кристаллических пород. Фазовый переход плавление—кристаллизация при давлениях мантии является неконгруэнтным.

положения плюма вследствие изменения давления, температуры, состава и количественного соотношения всех компонентов в системе.

Взаимодействие между расплавом и флюидом продолжается в течение всего времени существования слоя плавления на заданном уровне. На поверхности появляются серии пород, залегающие в виде многофазных интрузивных массивов, лавовых потоков. Для уверенной привязки расплавов, из которых кристаллизовались магматические породы, к глубине дифференциации, требуется объяснить их геохимические особенности — избыток одних элементов (минералов) и дефицит других. Необходимо установить систему (физический объект), в которой протекают химические реакции и формируется структура расплава, из которого образована комагматичная серия. Этот объект характеризуется физическими параметрами (расположением в пространстве, температурой, объемом и т. д.), которые заданы протеканием глобального геодинамического процесса. Однако для выяснения особенностей минерального и химического состава магматических пород требуется рассмотреть поведение микроскопических частиц внутри выделенной физической системы, найти химическую систему, характеризующуюся аналогичным поведением, перейти от рассмотрения макросистемы, описывающей перемещения огромных объемов вещества в заданных *PT*-условиях, к микроскопическим взаимодействиям между частицами флюида и расплава.

Логично предположить, что вследствие градиента давления сегрегация расплава и флюида происходит на кровле термальной астеносферы. К кровле термальной астеносферы поступают реагенты, представленные смесью расплава и флюида. Их состав изменяется в результате протекания химических реакций при *PT*-условиях, заданных размещением ЛАГ. Взаимодействия между частицами расплава и флюида протекают в относительно тонком слое при заданном литостатическом давлении (зависит от уровня) и линейно

изменяющейся температуре. Поэтому эти параметры можно считать постоянными в момент протекания одной химической реакции. С увеличением давления увеличивается роль заряженных частиц в расплаве и флюиде и скорость физико-химических взаимодействий. Представление расплава как раствора электролита [Рябчиков, 1982] во многом объясняет характер взаимодействий в системе кристалл—расплав—флюид в диапазоне давлений 0,5—7 ГПа при температурах 500—2000 °С. Это позволяет соотнести химические реакции, протекающие в расплаве, с взаимодействиями, описываемыми в координатах Eh-pH в условиях поверхности (например, по работе [Гаррелс, Крайст, 1968]). Речь идет только о приближенном соответствии, также необходимо учитывать увеличение окислительного потенциала с ростом давления. Применение диаграмм позволяет объяснить многие геохимические особенности. В частности, поведение поливалентных металлов при увеличении щелочности. Например, образование оксидов трехвалентного железа как при увеличении окислительного потенциала, так и в случае повышения щелочности и др. [Усенко, 2014].

В результате химических (окислительно-восстановительных) взаимодействий образуются новые химические соединения — новый расплав и новый флюид, представляющие собой продукты реакций, протекающих на кровле слоя плавления. Далее происходит разделение новых расплава и флюида на фазы разного состава. Флюиды отводятся к поверхности преимущественно в виде водно-силикатной и карбонатной фаз. Их последовательное отделение и продвижение через литосферу фиксируется в метасоматических изменениях минералов мантийных ксенолитов (см., например, [Ionov et al., 2002]).

В палео процессах щелочные магмы с фельдшпатоидами появляются непосредственно после остановки астенолита (перемещения плюма) и сопровождаются карбонатами или пачками кальцитовых известняков (в Донбассе), тогда как с пик-

ритами, для образования которых требуются более высокие давления, ассоциируют доломиты (в ДДВ). Поступление реагентов к кровле слоя плавления и взаимодействия между ними не заканчиваются. CO_2 присутствует (образуется?) при плавлении в рассматриваемом диапазоне глубин, но появление углеводородов — следствие окислительно-восстановительных взаимодействий, протекающих в слое плавления. При $P \leq 3$ ГПа возможны окислительно-восстановительные реакции с образованием углеводородов [Чекалюк, 1980]. В рассматриваемом диапазоне глубин образование углеводородов является следствием физико-химических взаимодействий, протекающих на кровле слоя плавления. Если метан далее мигрирует в атмосферу, то нефти и битумы остаются в осадках и далее подвергаются катагенетическим и метаморфическим преобразованиям [Усенко, 2014].

Большая часть силикатного расплава астеносферы кристаллизуется в мантии. На поверхность выносятся базальтоидная составляющая, обогащенная элементами, которые могут входить в состав перидотита лишь в незначительном количестве. Однако С-О-Н флюид в составе пород мантии не усваивается. Исключение составляет малая доля углерода, образующего графит (алмаз)³. В связи с этим доля выносимых флюидов многократно превышает долю расплавов. Эти флюиды поступают в гидро- и атмосферу, но их часть закрепляется на поверхности в виде хемогенной (эксталяционной) части осадочной толщи. Способ появления флюида (например, CO_2) на поверхности может быть разным. От карбонатных расплавов (карбонатитов и кимберлитов) до пачек известняков, кальцифиров, мраморов. Последние представляют собой метаморфизован-

ные осадочные породы, образующиеся при разгрузке гидротермальных растворов на дне морского бассейна. И водные, и карбонатные флюиды содержат кремнезем и глинозем, а глины, мергели и другие осадки содержат часть эндогенной компоненты [Лукин, 1997].

Мантийный источник углеводородов в настоящее время подтверждается как наблюдениями, так и геохимическими характеристиками [Condie, 2011; Лукин, Шестопапов, 2018 и др.]. В гидротермальных отложениях Восточно-Тихоокеанского поднятия и Срединно-Атлантического хребта (Брокен Спур и Лост Сити) обнаружены алкано-нафтеносодержащие углеводороды, а в гидротермальных отложениях впадины Гуаймас (Калифорнийский залив) — парафиновые. Присутствие или преобладание гидротермальной нефти, ее образование в результате высокотемпературных каталитических реакций, а затем перемещение из зоны нагрева к поверхности океанического дна следует из распределения изотопов углерода и молекулярного состава углеводородов [Пересышкин, 2007]. Степень полимеризации углеводородов зависит от давления. Термодинамические расчеты показывают, что метан образуется на глубине менее 50 км, алкано-нафтеносодержащие углеводороды — на глубине 100 км. На больших глубинах устойчив углекислый флюид [Чекалюк, 1980].

Состав С-О-Н флюида и смесимость CO_2 и расплава зависят также от соотношения хлора или фтора. В присутствии хлора повышается смесимость расплава и флюида, в присутствии фтора (на глубинах 50—100 км) — сокращается, вплоть до взрывообразного отделения. На глубине меньшей 20—40 км влияние фтора на расплав обратное [Усенко, 2013]. Понижение температуры ликвидуса гранитного расплава в присутствии фтора приводит, в частности, к образованию пегматитов, концентрирующих редкие элементы, подвижные в щелочной среде в виде фторидных комплексов [Эндогенные ..., 1991]. В рамках настоящей статьи невозможно описать разнообразие сочетаний компонен-

³ В петрологических гипотезах часто обсуждается присутствие карбонатов в мантии [Gudfinnsson, Presnal, 2005; Литасов, 2011 и др.], однако в ксенолитах они не обнаружены. Это объясняется восстановительными условиями (дефицитом кислорода) при кристаллизации мантийных перидотитов.

тов флюида и их взаимодействий на каждом из уровней (более подробно см. в работах [Усенко, 2013, 2014 и др.]).

Подведем некоторые итоги. Использование геофизической модели геодинамического процесса, информации о составе и физических свойствах пород коры и верхней мантии, результатов экспериментальных исследований по их плавлению позволяет создать теоретическую основу для описания физико-химических взаимодействий, протекающих на кровле слоя плавления.

Использование геофизической модели позволяет задать давление и температуру. От этих параметров зависит состав расплава, полученного при плавлении, состав флюида, взаимодействующего с расплавом; направление химических реакций, смесимость их продуктов.

Состав магм на поверхности задан размещением слоя плавления в геодинамическом процессе и составом флюида, взаимодействующего с расплавом, полученным при плавлении, т. е. в PT -координатах, заданных используемой моделью.

Связь между составом магматических пород и хемогенной частью осадочной толщи (продуктов реакций) можно объяснить только взаимодействием между флюидом и расплавом (реагентов) в слое плавления при P и T , соответствующих геофизической модели.

Состав С-О-Н флюида, доля силикатной компоненты и глинозема, а также катионный состав хемогенной части осадков определяется химическими реакциями, протекающими на кровле термальной астеносферы, при постоянном давлении и температуре (на момент протекания реакции).

Состав хемогенной составляющей осадочной толщи также отражает глубину размещения ЛАГ и протекание глубинного процесса. Забегая вперед, можно сказать, что во многих случаях это более характерный и доступный признак, чем состав магматических пород.

Предложенная теоретическая модель является основанием для решения обрат-

ной задачи — установления размещения ЛАГ по составу магматических и эксгальциционно-осадочных пород.

Модели развития. При рассмотрении геологического строения региональных структур установлено, что главное значение имеет частота и последовательность заполнения уровней — изменение расположения ЛАГ в геодинамическом процессе. Применение методики к фанерозойским региональным структурам позволило выделить три "базовые" режима развития:

- складчатая область (Крым, Донбасс);
- рифт (ДДВ в девоне);
- трапшовая провинция (трапшы Сибирской платформы, Волыно-Подольская плита).

Распределение температур с глубиной, последовательность физических процессов, связанных с перемещением вещества, а также привязка магматических комплексов к глубине образования расплавов режимов "складчатая область" и "рифт" приведены в работе [Гордиенко, Усенко, 2003]. Полный список использованных источников геологической информации — в работе [Усенко, 2014].

Эти общие модели являются идеализированными. В природе нет двух одинаковых объектов. Каждый реальный объект имеет свою историю и свои особенности строения, которые вызваны вариабельностью многих параметров. Автор не ставит своей целью объяснить разнообразие природных объектов с помощью трех предельно упрощенных схем. Задача — связать глубинный процесс и его вещественные проявления на поверхности на основе теоретических представлений, описанных выше. Далеко не во всех случаях имеется полная геологическая летопись. Установленные зависимости могут быть использованы для обоснования факта протекания геодинамического процесса по составу и строению магматических, осадочных, метаморфических комплексов, а также в первом приближении определить режим развития.

Складчатую область характеризуют магматические породы, образующиеся при

позатпном подъеме плюма на уровни 150, 100, 50 км. Простая (базовая) модель рассмотрена на примере Крыма и Донбасса (рис. 6, 7). Показаны глубины формирования расплавов, из которых кристаллизовались магматические породы, а также проявления геодинамического процесса на поверхности. Отличия в составе магматических и эксгаляционных пород Крыма (по работе [Шнюков и др., 1997]) и Донбасса (по работе [Лазаренко и др., 1975]) вызваны влиянием флюидов на плавление, дифференциацию, кристаллизацию. В Крыму расплавы дифференцированы при участии преимущественно водных флюидов,

в Донбассе — карбонатных и, в меньшей степени, водных. Первичная астеносфера размещается на глубине 220—450 км. Каждый следующий этап начинается через ~60 млн лет. На первом этапе ЛАГ располагается на 220 км. На пересечениях долгоживущих глубинных разломных зон образуются массивы ультрабазитов (расслоенные). В Донбассе на пересечении разломных зон, образованных 2,0 млрд лет назад, появляются и кимберлитоподобные породы.

Подъем плюма до глубины 150 км (этап 2) сопровождается в Донбассе возникновением незначительных по мощности по-

	Особенности режима «складчатая область»				
	1 этап	2 этап	3 этап	4 этап	5 этап
Поверхность	Образование зон разломов. Интрузии ультрабазитов	Маломощная толща вулканогенные породы, песчаники	Максимальная мощность осадков. Ритмичная толща	Складчатость, метаморфизм, гидротермальная деятельность	
Магматические породы и расположение ЛАГ					
20–40 (слой плавления в коре)				Липарит	
50 км (подслаивание коры)				Оливиновый базальт, андезитобазальт	
100 км			Базальты (спилиты)		Андезиты, базальты без оливина
150 км		Оливиновые базальты			
220 км	Лерцолиты	↑	↑	↑	↑
450 км					
Возраст, млн лет		220–210	175–155	110–100	60–50

Рис. 6. Изменение расположения границы плюм—литосфера (ЛАГ) при формировании складчатой области и проявления процесса на поверхности (Крым). Длительность этапа — 60 млн лет.

ЛАГ		Изменение состава магматических пород в процессе «складчатая область»			
Поверхность	Образование зон разломов. Интрузивные комплексы ультрабазитов. Кимберлитоподобные породы	Маломощная толща вулканогенные породы, песчаники с карбонатным цементом	Карбонатная пачка. Ритмичная толща с карбонатными и графитовыми прослоями	Складчатость, метаморфизм, гидротермальная деятельность	
Магматические породы и расположение ЛАГ					
20–40 км (слой плавления в коре)				Щелочные граниты	
50 км (подслаивание коры)				Твейтозит-пироксениты, твейтозиты	
100 км			Массивы нефелиновых (псевдолейцитовых) пород, сиениты		Щелочные сиениты
150 км		Пикритобазальты, трахибазальты			
220 км	Массивы габбро-перидотитов. Кимберлиты оливин-флогопитовые	↑	↑	↑	
450 км					
Возраст, млн лет	430	385	325	290	220

Рис. 7. Изменение расположения границы плюм—литосфера (ЛАГ) при формировании складчатой области и проявления процесса на поверхности (Донбасс). Длительность этапа — 60 млн лет.

токов вулканогенных ультрабазитов, состав которых соответствует оливиновому пикриту, базальту. Их площадь распространения также незначительна. В некоторых случаях (например, в Крыму) магматических пород этого этапа либо нет, либо они не описаны. На этом этапе образуются маломощные осадочные толщи, представленные песчаниками с силикатным и карбонатным цементом.

Накопление мощной осадочной толщи и появление значительных объемов базальтов происходит на этапе, когда ЛАГ находится на глубине 100 км. В случае преобладания водных флюидов магматические породы представлены базальтами (спилитами). В Крыму образуются породы толеитовой и известково-щелочной серий, а в Донбассе — щелочные⁴. И те, и другие не содержат оливин.

⁴Донбасс является исключением. Щелочные породы не характерны для этого режима. Однако ритмичные толщи при других режимах не образуются.

Наличие мощной толщи, характеризующейся циклическим (ритмичным) строением, может считаться признаком этого режима. На этом этапе отчетливо фиксируется связь состава магматических и осадочных пород, представляющих взаимодополняющие продукты окислительно-восстановительных реакций. Щелочные породы во всех случаях образованы при участии карбонатного флюида. В Донбассе сначала образуются массивы щелочных пород, включающие нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты. Их появление сопровождается образованием мощного пласта кальцитовых известняков. В состав ритмичной толщи входят углеродсодержащие ритмы. Ритм начинается карбонатным пластом, выше в составе пласта сокращается доля карбонатной составляющей и увеличивается — силикатно-глиноземистой, накапливаются аргиллиты и алевролиты, еще выше размещается угольный пласт, в составе которого присутствует тонштейн (пропласток вулканогенного пепла). В Крыму дифференциация расплавов происходит при участии водных флюидов, в составе циклической толщи отсутствуют углеродсодержащие пласты (как карбонатные, так и угольные).

Ритмичность связана с процессами, происходящими в слое плавления. На кровле астеносферы формируется система, подобная химическому осциллятору, описанному в работе [Николис, Пригожин, 1990]. В ней естественным образом скомбинированы проток через реактор — тонкий слой на кровле астеносферы, в котором протекают химические реакции, и разделение их продуктов на фазы разного состава. Благодаря градиенту давления поддерживается приток реагентов, благодаря протеканию окислительно-восстановительных реакций — ритмические колебания концентраций компонентов. К кровле поступают карбонатный флюид и расплав, вследствие чего на поверхности появляется карбонатный прослой. В результате окислительно-восстановительных взаимодействий образуется водно-силикатная фаза с глиноземом, кальцием и щелочами и угле-

водороды. Затем происходит разделение на фазы (водно-алюмосиликатную, углеводородную) и последовательное вынесение к поверхности расплавами и растворами с образованием ритмичной толщи.

Возможно, именно влияние H_2O флюида на дифференциацию расплава астеносферы способствует формированию этого режима, обуславливая ритмические колебания кислотности — щелочности и окислительно-восстановительных условий на кровле слоя плавления, так как при $P > 4,5$ ГПа более активны не вода и углеводороды, а карбонатный флюид и кислород.

На этапе, когда ЛАГ размещена на границе кора—мантия (подслаивания коры), во всех случаях сначала появляются основные, часто ультраосновные породы. Мантийные выплавки через короткий промежуток времени сменяются андезитами, гранитами, расплавы которых имеют коровый источник. Соответственно принятой геофизической модели, его размещение контролируется глубиной распространения пород амфиболитовой фации (20—40 км). Для превышения температуры солидуса пород амфиболитовой фации через 5 млн лет после начала этапа (подъема плюма под кору) достаточно кондуктивного прогрева коры. Происходит частичное плавление и замещение вещества, находящегося на глубине 20—40 км. Согласно петрохимическим исследованиям, гранитизация происходит при 650—750 °С и давлении 0,5—0,7 ГПа в присутствии водного флюида, содержащего хлорид-ионы и щелочи [Перчук, 1997]. Активность водных флюидов с хлором определяет скорость образования очага и состав гранитного расплава [Пуртов и др., 2002], а присутствие фторид-ионов — длительность существования остаточных очагов [Эндогенные ..., 1991]. Мантийный источник флюида во всех случаях проявлен в общих геохимических характеристиках мантийных и коровых расплавов [Усенко, 2013].

Наличие слоя плавления в коре приводит к прогреву ее верхней части, метаморфизму толщи, накопленной на предыдущем

этапе. Однако региональный геотермический градиент не превышает 35 мВт/км^2 . Подобный палеоградиент установлен для Донбасса [Гордиенко, Усенко, 2003]. Большая часть тепла выносится магматическими расплавами, метасоматизирующими флюидами и гидротермальными растворами. Эти локальные аномалии в палеопроцессах фиксируются в давлениях и температурах образования минералов, составе метасоматических и гидротермальных образований [Гордиенко, 2007].

На следующем этапе, согласно модели, ЛАГ располагается на глубине 100 км. Многие особенности состава магматических пород (преобладание андезитов, а не базальтов) позволяют предположить меньшую глубину — 70 км.

Следствия протекания процесса "складчатая область", проявленные в геологическом строении. Образование складчатой области — длительный процесс (не менее 200 млн лет), в котором происходит медленный подъем плюма, обеспечивающий длительную дифференциацию вещества на каждом уровне, протекание химических реакций, создание устойчивых режимов.

Смена магматических комплексов происходит по схеме: ультрабазиты (интрузивные) — ультрабазиты (шикристы) — базальты (спилиты) — (габбро-андезито-граниты) — (андезито-базальты) с интервалом ~60 млн лет.

Образование долгоживущего слоя плавления в коре, продуцирующего гранитные расплавы и гидротермальные растворы, предваряется длительным процессом, в котором появляются лавовые потоки безоливиновых базальтов, накапливается мощная ритмичная толща по причине компенсированного опускания поверхности. Накопление осадочных пород происходит на ~60 млн лет раньше, чем метаморфизм и складчатость.

Образование слоя плавления в коре возможно только вследствие прогрева теплом плюма. Никакие другие процессы не приведут к повышению температуры на $300\text{—}400 \text{ }^\circ\text{C}$ в рассматриваемом диапазо-

не глубин (20—40 км). Непосредственно перед появлением гранитов наблюдается появление магматических пород, расплавы которых дифференцированы в мантии (основных, реже ультраосновных). Они часто образуют многофазные интрузивные массивы, сложенные ультрабазитами, габбро-диоритами, кварцевыми диоритами.

В случае существования очага (слоя) плавления в коре геотермический градиент имеет две составляющие. Региональная определяется кондуктивным прогревом и составляет $\sim 35 \text{ }^\circ\text{C/км}$. Она выше среднего геотермического градиента в отсутствие слоя плавления ($\sim 20 \text{ }^\circ\text{C/км}$).

Метаморфизм является продолжением и результатом длительного процесса и обусловлен не увеличением температуры и литостатического давления при погружении пород, а повышением геотермического градиента с 20 до $35 \text{ }^\circ\text{C/км}$, вследствие наличия слоя плавления в коре. Присутствие источника тепла, температура которого на $300 \text{ }^\circ\text{C}$ превышает фоновую, приводит к прогреву ее верхней части (выше 20 км). Метаморфизм проявлен после появления очага плавления, т. е. в отрезке времени. На глубине более ~20 км метаморфизм заменяется плавлением.

Во всех случаях над региональным слоем плавления коры образуются (раскрываются) разломы и трещины. По ним внедряются магматические расплавы, просачиваются водные флюиды ($T > 450 \text{ }^\circ\text{C}$) и гидротермальные растворы ($T < 450 \text{ }^\circ\text{C}$). Вторая локальная составляющая геотермического градиента определяется теплом, переносимым расплавами и флюидами и их температурой. Связана с нарушением сплошности пород — тектоническими нагрузками (изменением давления). Давление, определяемое в образцах (см. например, [Таран, 2011]), может не соответствовать литостатическому, т. е. не обязательно отражает глубину погружения и последующего перемещения вверх. Вклад горизонтальной составляющей может быть существенным.

В процессе формирования складчатой области на глубине более 20 км происхо-

дит частичное замещение вещества мантии и коры, существовавших до начала процесса. Другими словами, после протекания процесса наряду с более древними участками коры и мантии (незатронутыми частичным плавлением) появляются более молодые, образованные при кристаллизации расплавов как в мантии, так и в коре. Если выше глубины размещения слоя плавления возраст пород увеличивается с глубиной, то на глубине 20—40 км появляются участки, сложенные новообразованными породами.

Рифтовый режим состоит из двух этапов. На первом происходит подслаивание коры расплавами, поступающими с глубины 220 км. Слой плавления размещается на глубине 50—100 км. Формирование очага плавления в коре происходит

через 5 млн лет. Второй этап начинается через 10 млн лет. ЛАГ находится на глубине 100 км. С рифтами часто связаны щелочные серии магматических пород и карбонатиты [Богатиков и др., 2010].

ДДВ в девоне представляет собой типичный рифт (рис. 8). В эйфеле—живете наблюдаются интенсивные горизонтальные и вертикальные тектонические движения, образование (восстановление) глубинных разломов, подъем территории (сводообразование). В франское время происходит резкое некомпенсированное опускание дна осадочного бассейна и раздвиг. Образуется грабен. В режиме "рифт" высокая скорость накопления осадков (некомпенсированное опускание территории) наблюдается на первом этапе. Широко развиты обломочные породы, которые в ДДВ

ЛАГ	Изменение состава магматических пород в процессе «рифт»		
	1 этап		2 этап
Поверхность	Образование зон разломов	Доломиты. Глинисто-карбонатная толща с битумами. Туфы, глины, сульфаты, карбонаты. Соль (каменная)	Эффузивы и пирокластика чередуются с красноцветными и сероцветными породами. Каменная соль, сульфаты, карбонаты, эффузивы
Магматические породы и расположение ЛАГ			
20–40 (слой плавления в коре)		Липарит	
50 км (подслаивание коры)		Мельтейгиты, пикриты. Базальты	
100 км			Базальты без оливина. Андезиты
150 км			
220 км	Кимберлитоподобные породы	↑	↑
450 км			
Возраст, млн лет	385		375

Рис. 8. Изменение расположения границы плюм—литосфера (ЛАГ) в режиме "рифт". Длительность этапа — 10 млн лет.

представлены туфодолomiteами с включениями серпентина и рудных минералов. Сменяются пачками ультраосновных и основных вулканогенных пород (мельтейгитами, пикритами, нефелиновыми и эпилейцитовыми базальтами) и хемогенными осадками — продуктами разгрузки гидротерм на дне образованного трога [Волошина, 1977; Геология ..., 1991]. Геохимические характеристики глинистых пород указывают на эндогенный источник части вещества [Лукин, 1997], а химический состав всей хемогенно-осадочной толщи отражает связь с магматическими породами, а значит, с расплавами астеносферы.

В ДДВ щелочно-ультраосновные мельтейгиты появляются синхронно с карбонатами магния и кальция (долomiteами и известняками) [Геология ..., 1991]. Выше залегают оливиновые базальты и глинисто-карбонатная пачка с битумами. Под которой на кровле слоя плавления происходит дифференциация глубинных расплавов, протекают окислительно-восстановительные реакции. В процессе реакций происходит восстановление углерода, в растворах увеличивается концентрация кремнезема и глинозема, щелочей. Глинисто-карбонатные толщи с битумами, туфогенные песчаники и аргиллиты залегают в виде осадочных слоев разной мощности, переслаиваются вулканогенными пластами. Ритмичность не характерна либо выражена незначительно.

Через 5 млн лет образуется слой плавления в коре, а появление андезитов и липаритов сопровождается отложением сульфатов, карбонатов, каменной соли. Подобные процессы в настоящее время наблюдаются в зоне Сирийско-Африканского разлома, проходящего через рифт Красного моря, долину р. Иордан, Мертвое море и оз. Кинерет.

Следующий этап вынесения вещества из слоя плавления с верхней кромкой на 220 км проявлен через 10 млн лет. В течение этапа базальты и диабазы сменяются андезитами и липаритами. В модели предполагается образование очага плавления на глубине 100 км.

Базальты и диабазы могут кристаллизоваться из расплавов, дифференцированных при давлении 3 ГПа. На этом этапе отсутствуют ультрабазиты, обязательные при подслаивании коры, появляются мощные пачки хемогенно-осадочных пород.

Несмотря на большую глубину размещения астеносферы в мантии, сохраняется и подновляется очаг плавления в коре, с которым связано появление андезитов, липаритов, а также хемогенных пород. Возможны не полная кристаллизация очага, образованного на первом этапе, либо пополнение расплавами, отделяющимися от слоя плавления.

Указанием на связь магматических расплавов и продуктов разгрузки гидротерм может служить совместное залегание каменной соли и щелочных магматических пород натриевого ряда, а калийных солей с породами калиевого ряда. Также соли часто содержат прослои туфов. Эти особенности проявлены в Припятском прогибе в девоне. Калийные соли появляются в пермское время в ДДВ. Тогда соляные штоки можно рассматривать как зоны разгрузки глубинных флюидов (трубы дегазации [Лукин, Шестопалов, 2018]), образующиеся в местах пересечения разломов. Их образование никак не может быть вызвано диапиризмом девонской соли.

Следствия протекания процесса "рифт", проявленные в геологическом строении. Меньшая длительность процесса в целом и каждого этапа (~10 млн лет) в отдельности (по сравнению с режимом складчатая область).

Тектонические движения значительной амплитуды: образование свода на начальном этапе, обновление разломов, связывающих кору и мантию. Образование трога и раздвиг.

Большая доля вулканогенных пород и хемогенных осадков, широкое развитие кластогенных пород в нижней части разреза. Высокая проницаемость дна осадочного бассейна для глубинных расплавов, гидротермальных растворов.

В составе осадочной толщи широко представлены доломиты, ангидриты, каменная

соль, не типичные для других режимов.

Образование короткоживущего (по сравнению с режимом "складчатая область") очага плавления в коре.

Отсутствие складчатости и метаморфизма.

Модель "рифт" предполагает время (5 млн лет) на дифференциацию глубинного расплава под корой. Доля ультрабазитов в составе вулканитов, достигающих поверхности, а также их температура, флюидосодержание, основность меньше, чем в трапповых провинциях. Обязательны базальты и кислые породы.

Трапповая провинция сложена исключительно магматическими породами (вулканическими покровами и многофазными интрузивными массивами), образующимися при многократном подъеме глубинного вещества под кору и в кору (?) с интервалом 1—2 млн лет (таблица, рис. 9). Сибирские траппы занимают площадь 1,5 млн км² при мощности 1,5—2 км.

По сравнению со складчатой областью либо рифтом, описание этого режима с помощью используемой модели наиболее условно, так как самые высокобарные рас-

плавы появляются в процессе развития трапповой провинции, т. е. существует постоянная связь с глубинным источником. В статье [Sharapov et al., 2008] говорится о пяти вулканических циклах, в каждом из которых присутствуют высокомагнезиальные глубинные расплавы. При этом все излияния продолжались в течение очень короткого интервала времени — в течение 252—248 млн лет [Богатиков и др., 2010]. Временные интервалы между этапами очень короткие, на поверхность многократно выносятся глубинные расплавы, содержащие большое количество флюида. Вследствие быстрого подъема не происходит не только их дифференциация, но и разделение на фазы вплоть до поверхности.

Для трапповых провинций характерна пространственная связь с массивами щелочных пород и кимберлитами. Синхронно с пикритами и базальтами Норильского района формируется Маймеч-Котуйская щелочная провинция, занимающая 70 тыс. км². Возраст щелочно-ультраосновных пород — 250 ± 8,7 млн лет [Kogarko, Zartman, 2007]. В это время образуются

Вулканогенные породы [Соболев и др., 2009 а, б]

Относительный возраст	Норильский район		Маймеч-Котуйская провинция	
	Свиты	Породы	Свиты	Породы
P ₂	Ивакинская	Базальты	Правобоярская Арыджангская	Основные пирокластические породы. Щелочные пикриты
T ₁	<i>Сыверминская Гудчихинская</i>	Пикриты	Коготоцкая Тыванкитская	Базальты. Трахибазальты и трахиандезит-базальты
	Хачанская, Туклонская Надеждинская	Пикриты Щелочные базальты	Дельканская	Трахибазальты и трахиандезиты. Авгититы, лимбургиты, нефелиниты
T ₁₋₂	Моронговская Мокулаевская	Базальты толеитовые	Маймечинская	Меймечиты и порфириновые пикриты
T ₂			Ийолит-карбонатитовый комплекс	Щелочно-ультраосновные породы, карбонатиты

ЛАГ	Изменение состава магматических пород в процессе «трапповая провинция»			
	1 этап	2 этап	3 этап	4 этап
Поверхность	Магматические породы	Магматические породы	Магматические породы	Магматические породы
Магматические породы и расположение ЛАГ				
20–40 (слой плавления в коре)				
50 км (подслаивание коры)	Субщелочные базальты (ивакинская свита)	Пикриты, рудоносные интрузивы (сыверминская и гудчихинская свиты)	Пикриты, щелочные базальты (хачанская туклонская, надеждинская свиты)	Толейтовые базальты (моронговская, мокулаевская свиты)
220 км 450 км	↑	↑	↑	↑

Рис. 9. Изменение расположения границы плюм—литосфера (ЛАГ) в режиме “трапповая провинция”. Длительность этапа — 1 млн лет.

и вулканические толщи Западно-Сибирской рифтовой системы. Рубеж пермь—триас проявлен и на Восточно-Европейской платформе и, в частности, в ДДВ и Донбассе. Можно предполагать связь с периодизацией деятельности глобальных плюмов, берущих начало на границе ядро—мантия. Одной из основных гипотез формирования траппов, меймечитов и разновозрастных кимберлитов Сибирской платформы является “подъем мантийной струи”, ее взаимодействие с литосферой щита, а разнообразие магм связано с различной мощностью литосферы [Соболев и др., 2009б].

Меймечиты и пикриты — глубинные расплавы, о чем свидетельствует высокая магнезиальность самого расплава и оливина вкрапленников. Температура кристаллизации, оцененная по температуре гомогенизации включений в оливине пород гудчихинской свиты, — 1640 ± 90 °С при давлении 6—8 ГПа [Соболев и др., 2009а]. Температура гомогенизации включений в оливинах пикритов плато Путорана 1630—1660 °С, давление — 7 ГПа [Рябчиков и др., 2009]. Не менее важным признаком,

указывающим на глубинный источник, является высокий окислительный потенциал при формировании щелочных пород и карбонатитов. Содержание воды в меймечитах оценено в 2% при высоком содержании CO_2 . Наблюдается сходная изотопная геохимия меймечитов и неконтаминированных пикритов гудчихинской свиты, а именно высокий ϵNd (до 6) и низкие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (менее 0,7032). Сходны и формы спектров несовместимых элементов, что свидетельствует об общем глубинном источнике магм [Соболев и др., 2009б].

В пикритах плато Путорана содержание TiO_2 в процессе дифференциации падает от ранних минералов к поздним, а MgO увеличивается, что говорит о росте активности кислорода, что также можно объяснить только постоянным пополнением глубинным расплавом. Фенокристаллы оливина формируются при активности кислорода $\Delta\text{QFM} = 0 \dots +1$, для толейтов $\Delta\text{QFM} = +2 \dots +2,5$ [Ryabchikov et al., 2001]. Поздние дифференциаты обеих толщ содержат большие количества MgO и $\text{FeO}_{\text{общ}}$.

Присутствие хромитов также является

признаком высоких давлений при формировании расплавов. Из особенностей, отличающих расплавы Сибирской трапшовой провинции, следует отметить обогащение никелем и медью, элементами платиновой группы и дефицит серы, а также присутствие свободного углерода и большое количество самородных элементов. Происходит захват самородных металлов, устойчивых в перидотитовом ансамбле при давлении более 8 ГПа [Литасов, 2011]. Окисление металлов не происходит, несмотря на относительно высокий окислительный потенциал самого расплава, что, вероятно, также служит указателем на высокую скорость подъема. Сплошные массивные медно-никелевые руды образуют залежи в подстилающих породах, окружены прожилково-вкрапленными рудами, а также образуют вкрапленные руды в пикритах, силлах габбро-долеритов (аналогичных пикритам гудчихинской свиты) и малосульфидные руды в хромит-содержащих магнезиальных оливиновых габбро.

Признаки режима "трапшовой провинция". Главная особенность трапшовой провинции — огромные объемы вулканических пород (преимущественно базальтов) при очень незначительном количестве андезитов и гранитов. Обязательно присутствие ультраосновных пород (пикритов), залегающих "внутри" базальтовых покровов. Увеличение доли вулканогенных ультрабазитов в процессе развития трапшовой области.

Поступление вещества из глубинного источника расплавов, размещающегося глубже 250 км.

Осадочные (в том числе хемогенно-осадочные) породы отсутствуют.

Дифференциация расплава, образование очага плавления в коре не проявлены либо проявлены слабо. Андезиты и риолиты развиты очень незначительно.

Пикриты и базальты содержат большое количество флюида. В режимах "складчатая область" или "рифт" часть флюида образует хемогенную составляющую осадочной толщи, а значительно большая часть флюида постепенно просачивается на по-

верхность (дно морского бассейна) сквозь осадочную толщу, в большинстве случаев в виде гидротермально раствора. В случае трапшовой провинции практически весь флюид выносится в атмосферу при излиянии лав, так как осадочные породы не образуются.

Усложнение "базовых моделей" развития. Есть два типа усложнения.

1. Геохронологическое заключается в продолжении развития после завершения режима. Во всех рассмотренных складчатых областях (Карпаты, Крым, Донбасс) наблюдается продолжение глубинного процесса. Их развитие, как и рифта ДДВ, продолжается до настоящего времени.
2. Геометрическое, если единая территория после этапа подслаивания коры разбивается на несколько самостоятельных объектов, характеризующихся различным размещением ЛАГ, либо объекты с различным режимом развития объединяются в новом геодинамическом процессе.

Деление территории на части, характеризующиеся различным размещением ЛАГ на одном этапе, отчетливо прослеживается при рассмотрении особенностей состава магматических пород региона, занимающего большую площадь и развивающегося в течение длительного периода времени (например, Карпато-Балканской складчатой области [Магматизм ..., 1983] или Центрально-Азиатского складчатого пояса [Богатиков и др., 2010]). Магматизм этих складчатых областей отличается большим разнообразием, чем предполагаемый в базовой схеме. Так, режим "складчатая область" в работе [Богатиков и др., 2010] характеризуется последовательным появлением магматических пород (размещение ЛАГ указано с использованием базовых моделей).

1. Ультрабазитовый комплекс представлен расслоенными массивами альпино-типных гипербазитов (ЛАГ 200 км). Со структурным и тектоническим несогласием залегают переслаивающиеся ультрамафиты и габбро, выше перекрытые габ-

бро и габбро-норитами (ЛАГ 150 км). Как было отмечено, осадочные породы развиты незначительно.

Следующий по времени образования — комплекс параллельных даек толеитовой серии, который является подводными каналами лавовых излияний. Лавовые потоки и покровы представлены пиллоулавами, перекрытыми известняками, кремнистыми углито-глинистыми сланцами, базальтами (от толеитовой до известково-щелочной серий), вулканогенными породами спилит-диабазовой и спилит-диабаз-кремнистой ассоциаций (ЛАГ 100 км).

2. Образования переходного этапа. Разнообразие этих формаций проявлено на смежных территориях в пределах большой складчатой области. Начинается с подслаивания коры, далее происходит формирование корового очага. После этого режим значительно усложняется. Территория складчатой области делится на сегменты, развитие в которых проходит по разным схемам. Согласно работе [Богатиков и др., 2010], на этом этапе может быть образован целый ряд магматических ассоциаций. К ним относятся ранняя базальт-андезитовая (50), плагиогранит-плагиориолитовая (50), поздняя базальт-андезитовая (100), дунит-пироксенит-габбровая ассоциация (250), базальт-риолитовая (50—20), габбро-плагиогранитная (50—20), гранит-мигматитовая (20), габбро-гранитная (50—20) ассоциации⁵.

Перечислены ассоциации, большая часть которых связана со слоем плавления, размещающимся под корой и в коре (50—20 км). Однако присутствуют и те, чье появление вызвано пополнением из глубинных источников (деятельностью плюма). Разнообразие базальтов, андезитов и гранитов можно объяснить различием состава флюидной фазы, участвующей в дифференциации, т. е. поступлением новых порций флюидов и расплавов под кору и в кору. Таким образом, образования переходного

этапа можно рассматривать как дополнения базового режима "складчатая область", которые могут быть по-разному проявлены в разных частях обширных складчатых поясов.

3. Орогенная стадия представлена ассоциациями (базальт-андезит-риолитовой и андезит-дацит-риолитовой), расплавы которых дифференцированы под корой и в коре. Характерны бимодальные ряды вулканитов в результате сложных взаимодействий мантийных и коровых расплавов.

4. Для позднеорогенной стадии характерны андезитовая, андезит-дацит-риолитовая, монзонит-гранодиорит-сиенитовая, лейкогранит-аляскитовая ассоциации. Доминируют породы известково-щелочной, калиево-натриевой субщелочной и калиевой субщелочной серий. ЛАГ размещается на глубинах 100 (70) км, но сохраняются очаги под корой и в коре.

Следование базовому режиму можно проследить до появления плагиогранит-плагиолипаритовой ассоциации. Магматизм, описанный далее, является следствием нескольких самостоятельных процессов, в течение которых происходит подслаивание коры и существует слой плавления в коре. Центрально-Азиатский складчатый пояс развивается от рифея до настоящего времени, а все перечисленные комплексы проявлены в его разных сегментах. Как и в Карпато-Балканской складчатой области, на разных территориях в одно время могут быть проявлены разные режимы, что однозначно фиксируется в магматизме.

Если базовый режим предполагает частичное замещение мантии и коры (выше 100 и до 20 км) расплавами, поступающими из резервуара 220—450 км, то в реальной складчатой области это замещение происходит многократно в течение трех стадий. Очевидно, в мантию должны попадать блоки коры, т. е. осуществляться обмены веществом между корой и мантией.

Донбасс принято считать частью Днепровско-Донецкого палеорифта. Однако состав магматических пород и время их появления отличны от описанных для ДДВ

⁵ В скобках указана глубина размещения ЛАГ в км. Этап, на котором происходит подслаивание коры и присутствует очаг плавления в коре, обозначен (50—20).

и Припятского прогиба. Глубинный процесс в трех сегментах в девоне протекает по разным схемам. В Донбассе накопление циклической толщи карбона предвращается образованием массива щелочных пород (сиенитов), тогда как в ДДВ щелочные вулканы проявлены в девоне, а в карбоне образуются диабазы. В Донбассе подслаивание коры фиксируется после накопления угленосной толщи карбона. Появляются породы Южно-Донбасского интрузивного комплекса (290 млн лет), состав которых изменяется от шонкинита и камптонита до плагиопорфира. Существование очага плавления в коре в перми—триасе отражено в проявлении регионального метаморфизма. При этом в Донбассе практически нет гранитов, не наблюдается интенсивной складчатости.

В ДДВ метаморфизм не проявлен.

Каждый режим характеризуется присутствием только ему совокупностью магматических и осадочных (метаморфических) комплексов. Это позволяет утверждать, что если на данной территории присутствуют геологические проявления глубинного процесса, то их можно соотнести с определенным режимом развития. Например, остатки циклической толщи могли накопиться в общем режиме, соответствующем развитию складчатой области. Во время ее накопления ЛАГ размещалась на глубине 100 км. Эта толща должна включать базальты. Обилие хемогенных пород свидетельствует о протекании режима типа "рифт". Это важно при восстановлении глубинных процессов там, где присутствуют только отдельные кусочки геологической летописи. В частности, может быть использовано при восстановлении палеогеодинамических режимов развития Украинского щита в неогархее—палеопротерозое.

Выводы. Использование физико-математической модели с заданными уровнями размещения термальной астеносферы (плюма) предполагает разделение геодинамического процесса на этапы, в течение которых часть параметров можно считать постоянными. Тогда состав магмати-

ческой породы можно сопоставить с расплавом, полученным в эксперименте при соответствующих давлении, температуре и степени плавления. Таким образом, состав магматических пород может служить индикатором глубины формирования расплава, которая определена расположением ЛАГ. Это позволяет решать обратную задачу — устанавливать изменение расположения ЛАГ (верхней кромки плюма) в геодинамическом процессе, используя состав магматических пород, возраст которых известен.

В процессе дифференциации происходит не только увеличение степени плавления, но и последующая кристаллизация в новых *PT*-условиях. Необходимо учесть роль флюидов, сопровождающих плавление и дифференциацию расплава, так как состав несиликатного флюида определяет направление физико-химических процессов в астеносфере.

Сопоставление состава магматических пород и хемогенной составляющей синхронно образующейся осадочной толщи показало, что хемогенно-осадочные породы являются продуктами реакций, протекающих в слое плавления. Часть флюида, образующегося в термальной астеносфере в процессе физико-химических взаимодействий, кристаллизуется в осадочной толще, т. е. состав, мощность и строение осадочной толщи также обусловлены процессами, происходящими на кровле астеносферы, и определены расположением ЛАГ.

Показано существование причинно-следственной связи между глубинным процессом (подъем плюма и "остановка" на разных уровнях, взаимодействия, которые могут протекать при данных *PT*-параметрах на кровле слоя плавления и т. д.) и геологическими событиями, происходящими на поверхности (скорость накопления осадков определенного состава, проявления тектонических движений, магматизм, метаморфизм, гидротермальная деятельность).

Выделены базовые режимы, каждый из которых характеризуется набором магматических и вулканогенно-осадочных комп-

лексов, появление которых зависит от протекания геодинамического процесса, которое в используемой модели представлено в виде последовательности заполнения уровней через определенные промежутки времени.

Развитие реальных структур — сложный процесс, который не сводится к простым базовым моделям. Однако можно утверждать, что появление магматических пород, осадочных и метаморфических комплексов является следствием геодинамического процесса.

Выделение базовых моделей развития, каждая из которых охарактеризована набором собственных проявлений, позволяет представить схему глубинного развития региональной структуры во времени.

В режиме "складчатая область" сначала появляются массивы ультрабазитов (лерцолитов), затем — вулканогенные пикриты (не обязательны), далее — базальты или комплексы щелочных пород. На последнем этапе образуются многофазные массивы, в состав которых входят габбро, андезиты, граниты. Признаком этого режима — формирование мощной ритмичной толщи. Ее метаморфизм осуществляется позднее, вследствие образования очага плавления в коре.

Рифтовый режим характеризует меньшая общая мощность осадков. В составе

толщи более представлены лавы ультрабазитов и базальтов, а также андезитов, липаритов. Характерно преобладание хемогенно-осадочных пород. Метаморфические преобразования не характерны.

Траптовый режим проявлен магматическими породами. Часто наблюдается пространственная связь с кимберлитами и карбонатитами. Магматические ультрабазиты близки к коматиитовому стандарту, широко развиты базальты. Осадочные породы не представлены.

Поскольку состав магматических комплексов, эксгальационной части осадков, мощность осадочной толщи, складчатость и метаморфизм определены режимом развития, эти признаки можно использовать при восстановлении протекания геодинамического процесса в случаях, когда геологическая информация является не полной. Установленные зависимости предоставляют возможность использовать вещественный состав и структурные особенности для корреляции толщ, в которых изотопный возраст не установлен или возникают сложности при его геологической интерпретации.

Автор выражает признательность академику НАН Украины А. Е. Лукину за конструктивную критику и обсуждение основных положений работы. Замечания были учтены при доработке статьи.

Список литературы

- Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника и геодинамика Земли: связь во времени и в пространстве. Москва: Наука, 2010. 606 с.
- Волошина З.Г. Вулканогенные образования девона центральной части Днепровско-Донецкой впадины. В кн.: *Вулканизм и рудные формации Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса*. Киев: Наук. думка, 1977. С. 55—74.
- Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. Москва: Мир, 1968. 240 с.
- Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Эндогенные процессы и нефтегазоносность. Под ред. Г.Н. Доленко. Киев: Наук. думка, 1991. 148 с.
- Гордиенко В.В. Адвекционно-полиморфная гипотеза процессов в тектоносфере. Киев: Корвин Пресс, 2007. 172 с.
- Гордиенко В.В., Гордиенко И.В. Гипотетические тепловые модели и данные геотермометров. *Доп. НАН України*. 2005. № 3. С. 104—110.
- Гордиенко В.В., Усенко О.В. Глубинные про-

- цессы в тектоносфере Украины. Киев: Изд. ИГФ НАН Украины, 2003. 147 с.
- Днепровско-Донецкая впадина (геофизика, глубинные процессы). Под ред. В.В. Гордиенко. Киев: Корвин Пресс, 2006. 210 с.
- Добрецов Н.Л. Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели. *Геология и геофизика*. 2010. Т. 51. № 6. С. 761—784.
- Кадик А.А., Луканин О.А., Портнягин А.Л. Магмообразование при восходящем движении мантийного вещества: температурный режим и состав расплавов, образующихся при адиабатической декомпрессии ультрабазитов мантии. *Геохимия*. 1990. № 9. С. 1263—1276.
- Кадик А.А., Френкель М.Я. Декомпрессия пород коры и верхней мантии как механизм образования магм. Москва: Наука, 1982. 120 с.
- Лазаренко Е.К., Панов Б.С., Груба В.И. Минералогия Донецкого бассейна. Ч. 1. Киев: Наук. думка, 1975. 254 с.
- Литасов К.Д. Физико-химические условия плавления мантии Земли в присутствии летучих компонентов (по экспериментальным данным): Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, 2011. 35 с.
- Лукин А.Е. Литолого-динамические факторы нефтегазонакопления в авлакогенных бассейнах. Киев: Наук. Думка, 1997. 224 с.
- Лукин А.Е., Шестопалов В.М. От новой геологической парадигмы к задачам региональных геолого-геофизических исследований. *Геофиз. журн.* 2018. Т. 40. № 4. С. 3—72. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i4.2018.140610>.
- Магматизм и металлогения Карпатско-Балканской складчатой области. Объяснительная записка к карте магматических формаций и металлогенической карте Карпато-Балканской области масштаба 1 : 1 000 000. София: Изд-во БАН, 1983. 300 с.
- Николис Г., Пригожин И. Познание сложного. Пер. с англ. Москва: Мир, 1990. 344 с.
- Пальянов Ю.Н., Сокол А.Г., Соболев Н.В. Экспериментальное моделирование мантийных алмазообразующих процессов. *Геология и геофизика*. 2005. Т. 46. № 12. С. 1290—1303.
- Пересышкин В.И. Молекулярный состав алкано-нафтеновых углеводородов в гидротермальных отложениях Восточно-Тихоокеанского поднятия. *Геология морей и океанов: Материалы XVII Международной конференции (Школы) по морской геологии*. Т. II. Москва: ГЕОС, 2007. С. 59—61.
- Перчук Л.Л. Глубинные флюидные потоки и рождение гранита. *Соросовский образовательный журнал*. 1997. № 6. С. 56—63.
- Пуртов В.К., Анфилогов В.Н., Егорова Л.Г. Взаимодействие базальта с хлоридными растворами и механизм образования кислых расплавов. *Геохимия*. 2002. № 10. С. 1084—1097.
- Рябчиков И.Д. Флюидный массоперенос и мантийное магмаобразование. *Вулканология и сейсмология*. 1982. № 5. С. 3—9.
- Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н., Соловова И.П. Физико-химические условия магмообразования в основании Сибирского плюма по данным исследования расплавных микровключений в меймечитах и щелочных пикритах Маймеча-Котуйской провинции. *Петрология*. 2009. Т. 17. № 3. С. 311—322.
- Соболев А.В., Кривоуцкая Н.А., Кузьмин Д.В. Петрология родоначальных расплавов и мантийных источников магм Сибирской трапповой провинции. *Петрология*. 2009а. Т. 17. № 12. С. 276—310.
- Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г. Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами. *Геология и геофизика*. 2009б. Т. 50. № 12. С. 1293—1334.
- Соловьева Л.В., Егоров К.Н., Маркова М.Е., Харьков А.Д., Пополитов К.Э., Баранкевич В.Г. Мантийный метасоматизм и плавление в глубинных ксенолитах трубки Удачная, их возможная связь с алмазо- и кимберлитобразованием. *Геология и геофизика*. 1997. Т. 38. № 1. С. 172—193.

- Специус З. В., Серенко В. П. Состав континентальной верхней мантии и низов коры под Сибирской платформой. Москва: Наука, 1990. 271 с.
- Таран Л. Н. Тектонотермальная эволюция земной коры северо-запада Беларуси в палео- и мезопротерозое: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Минск, 2013. 42 с.
- Усенко О. В. Глубинное развитие Ингульско-го блока Украинского щита в период формирования Новоукраинского и Корсунь-Новомиргородского плутонов. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 3. С. 54—69. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i3.2013.116394>.
- Усенко О. В. Формирование расплавов: геодинамический процесс и физико-химические взаимодействия. Киев: Наук. думка, 2014. 240 с.
- Чекалюк Э. Б. Термодинамическая устойчивость углеводородных систем в геотермодинамических условиях. В кн.: *Дегазация Земли и геотектоника*. Москва: Наука, 1980. С. 267—274.
- Шнюков Е. Ф., Щербаков И. Б., Шнюкова Е. Е. Палеоостровная дуга севера Черного моря. Киев: Чернобыльинформ, 1997. 288 с.
- Эндогенные источники рудного вещества. Отв. ред. Ф. В. Чухров. Москва: Наука, 1991. 248 с.
- Boyd, F. R., Pearson, D. J., Hoal, K. O., Hoal, B. J., Nixon, P. H., Kingston, M. J., & Mertzman, S. A. (2004). Garnet lherzolites from Louwrensia, Namibia: bulk composition and *P/T* relations. *Lithos*, 77, 573—592. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.010>.
- Carlson, R. W., Pearson, D. G., & James, D. E. (2005). Physical, chemical and chronological characteristics of continental mantle. *Reviews of Geophysics*, 43, RG1001, 1—24. <http://dx.doi.org/10.1029/2004RG000156>.
- Condie, K. C. (2011). *Earth and evolving planetary system*. Elsevier.
- Dawson, J. B. (2002). Metasomatism and partial melting in upper-mantle peridotite xenoliths from the Lashaine volcano, Northern Tanzania. *Journal of Petrology*, 43(9), 1749—1777. <https://doi.org/10.1093/petrology/43.9.1749>.
- Fischer, K. M., Ford, H. A., Abt, D. L., & Rychert, C. A. (2010). The Lithosphere—Asthenosphere Boundary Annu. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 38, 551—575. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-040809-152438>.
- Girnis, A. V., Brey, G. P., & Ryabchikov, I. D. (1995). Origin of Group 1A kimberlites: Fluid-saturated melting experiments at 45—55 kbar. *Earth and Planetary Science Letters*, 134(3-4), 283—296. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00120-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00120-2).
- Gudfinnsson, G. H., & Presnal, D. C. (2005). Continuous gradations among primary carbonatic, melilitic, basaltic, picritic, and komatiitic melts in equilibrium with garnet lherzolite at 3—8 GPa. *Journal of Petrology*, 46(8), 1645—1659. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi029>.
- Hernlund, J. W., & McNamara, A. K. (2015). The core—mantle boundary region. In G. Schubert (Ed.), *Treatise on Geophysics* (Vol. 7, pp. 461—519). Oxford: Elsevier.
- Herzberg, C., Condie, K., & Korenaga, J. (2010). Thermal history of the Earth and its petrological expression. *Earth and Planetary Science Letters*, 292(1-2), 79—88. doi: 10.1016/j.epsl.2010.01.022.
- Ionov, D. A., Bodinier, J.-L., Mukasa, S. B., & Zanetti, A. (2002). Mechanisms and sources of mantle metasomatism: major and trace element compositions of peridotite xenoliths from Spitsbergen in the context of numerical modeling. *Journal of Petrology*, 43(12), 2219—2259. <https://doi.org/10.1093/petrology/43.12.2261>.
- Ionov, D. A., Ashchepkov, I. V., Stosch, H.-G., Witt-Eickschen, G., & Seck, H. A. (1993). Garnet peridotite xenoliths from the Vitim volcanic field, Baikal Region: The nature of the garnet-spinel-peridotite transition zone in the continental mantle. *Journal of Petrology*, 34(6), 1141—1175. <https://doi.org/10.1093/petrology/34.6.1141>.
- Jones, A. G., Plomerova, J., Korja, T., Sodoudi, F., & Spakman, W. (2010). Europe from the bottom up: A statistical examination of the cent-

- ral and northern European lithosphere—asthenosphere boundary from comparing seismological and electromagnetic observations. *Lithos*, 120 (1-2), 14—29. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.013>.
- Kamenetsky, M. B., Sobolev, A. V., Kamenetsky, V. S., Maas, R., Danyushevsky, L. V., Thomas, R., ... Sobolev, N. V. (2004). Kimberlite melts rich in alkali chlorides and carbonates: A potent metasomatic agent in the mantle. *Geology*, 32 (10), 845—848. <https://doi.org/10.1130/G20821.1>.
- Leshner, C. E., Pickering-Witter, J., Baxter, G., & Walter, M. (2003). Melting of garnet peridotite: Effects of capsules and thermocouples, and implications for the high-pressure mantle solidus. *American Mineralogist*, 88 (8-9), 1181—1189. <https://doi.org/10.2138/am-2003-8-901>.
- Maruyama, S., Yuen, D. A., & Windley, B. F. (2007). Dynamics of plumes and superplumes through time. In D. A. Yuen, S. Maruyama, S. Karato, & B. F. Windley (Eds), *Superplumes: Beyond Plate Tectonics* (pp. 441—502). Springer.
- McKenzie, D., & Bickle, M. J. (1988). The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Journal of Petrology*, 29 (3), 625—679. <https://doi.org/10.1093/petrology/29.3.625>.
- Morgan, W. J. (1972). Plate motions and deep mantle convection. *AAPG Bulletin*, 56 (2), 203—213.
- Olson, P., Deguen, R., Hinnov, L. A., & Zhong, S. (2013). Controls on geomagnetic reversals and core evolution by mantle convection in the Phanerozoic. *Earth and Planetary Science Letters*, 214, 87—103. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2012.10.003>.
- Pavlenkova, G. A., & Pavlenkova, N. I. (2006). Upper mantle structure of the Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data. *Tectonophysics*, 416 (1-4), 33—52. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.11.010>.
- Pearson, D. J., Canil, D., & Shirey, S. B. (2005). Mantle Samples Included in Volcanic Rocks: Xenoliths and Diamonds. In R. W. Carlson (Ed.), *The Mantle and Core* (pp. 171—276). Oxford: Elsevier.
- Ritsema, J., Deuss, A., van Heijst, H. J., & Woodhouse, J. H. (2011). S40RTS: a degree-40 shear-velocity model for the mantle from new Rayleigh wave dispersion, teleseismic traveltime and normal-mode splitting function measurements. *Geophysical Journal International*, 184 (3), 1223—1236. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04884.x>.
- Ryabchikov, I. D., Solovova, I. P., Ntaflou, Th., Büchl, A., & Tikhonenkov, P. I. (2001). Subalkaline picobasalts and plateau basalts from Putorana plateau (Siberian CFB province). II. Melt inclusion chemistry, composition of "primary" magmas and P-T regime at the base of superplume. *Геохимия*. № 5. С. 484—497.
- Sharapov, V. N., Perepechko, Yu. V., Perepechko L. N., & Rakhmenkulova, I. F. (2008). Mantle sources of Permian-Triassic Siberian traps (West Siberian Plate and Siberian craton). *Russian Geology and Geophysics*, 49 (7), 492—502. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2008.06.004>.
- Shervais, J. W., & Hanan, B. B. (2008). Lithospheric topography, tilted plumes, and the track of the Snake River—Yellowstone hot spot. *Tectonics*, 27 (5), 1—17. doi:10.1029/2007TC002181.
- Takahashi, E. (1986). Melting of a dry peridotite KLB-1 up to 14 GPa implications on the origin of peridotite upper mantle. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91, 9367—9382. <https://doi.org/10.1029/JB091iB09p09367>.
- Walter, M. J. (2005). Melt Extraction and Compositional Variability in Mantle Lithosphere. In R. W. Carlson (Ed.), *The Mantle and Core* (pp. 363—394). Oxford: Elsevier.
- Walter, M. J. (1998). Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere. *Journal of Petrology*, 39 (1), 29—60. <https://doi.org/10.1093/petroj/39.1.29>.
- Wyllie, P. J. (1977). Effects of H₂O and CO₂ on magma generation in the crust and mantle. *Journal of the Geological Society*, 134, 215—234. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.134.2.0215>.

Geodynamic process and its geologic manifestations in the continents

O. V. Usenko, 2018

The data on the composition of the mantle and crust, results of experimental studies on melting under the pressure interval 0,5—0,7 GPa and temperatures 500—2000 °C have been integrated. Theoretical model of deep process behaviour has been proposed which is based on geophysical thermal model and in addition takes into account physical-chemical interactions in the system crystals-melt-fluid and their alterations with the increase of pressure and temperature. The melts crystallize on the surface as magmatic rocks and some part of the fluid forms the chemogenic component of the sedimentary strata. Composition, thickness and structure of sedimentary stratum are determined by the processes occurred at the border of melting layer (asthenosphere) and the lithosphere (LAB). Analysis of complex geological information has been conducted, including age and composition of magmatic and synchronous sedimentary rocks, tectonic structure, metamorphism and hydrothermal activity of Phanerozoic structures. Comparison of deep process predictable by theoretical model with its geologic manifestations on the surface allows to affirm that there is some relationship between the change of occurrence of melting layer in geodynamic process and geological events specified. Basic regimes have been distinguished with each of them specified by its own set of magmatic and volcanogenic-sedimentary complexes. In the regime of "folded area" ultrabasite (lertsolite) complexes appear at first, then volcanogenic picrites (not compulsory) are formed and then — basalts or alkaline rocks complexes. At the last stage multiphase massifs with gabbro, andesites, granites are produced. Special feature of this regime is formation of thick (rhythmic strata). Its metamorphism was realized later as a result of formation of melting focus in the crust. Rift regime is characterized by smaller integrated thickness of sediments. Constituents of these strata preferably are lavas of ultrabasites and basalts as well as of andesites and liparites. Dominance of chemogenic-sedimentary rocks is specific and minor development of metamorphic transformations. Trappe regime is manifested by magmatic rocks. Spatial connection with kimberlites and carbonatites is often observed. Magmatic ultrabasites are close to comatiite standard, basalts are widely distributed and andesites are negligibly low by amount. Sedimentary rocks are practically not represented. Dependences determined give possibility to use material composition and structural features of rocks for reconditioning of paleogeodynamic processes.

Key words: plume, asthenosphere—lithosphere border, mantle, crust, fluid currents, interactions in the system crystals-melt-fluid, geodynamic process, folded area, rift, trap province, magmatic rocks, flysch stratum.

References

- Bogatikov, O.A., Kovalenko, V.I., & Sharkov, E.V. (2010). *Magmatism, tectonics and geodynamics of the Earth: connection in time and in space*. Moscow: Nauka (in Russian).
- Voloshina, Z.G. (1977). Volcanogenic formations of the Devonian in the central part of the Dnieper-Donets depression. In *Volcanism and ore formations of the Dnieper-Donets Basin and Donbass* (pp. 55—74). Kiev: Naukova Dumka (in Russian).
- Garrels, R., & Christ, Ch.L. (1968). *Solutions, minerals, equilibria*. Moscow: Mir (in Russian).
- Dolenko, G.N. (Ed.). (1991). *Geology and petroleum potential of the Dnieper-Donets Basin. Endogenous processes and petroleum potential*. Kiev: Naukova Dumka (in Russian).
- Gordienko, V.V. (2007). *The advection-polymorphic hypothesis of processes in the tectosphere*. Kiev: Korvin Press (in Russian).

- Gordienko, V.V., & Gordienko, I.V. (2005). Hypothetical thermal models and data of geothermometers. *Dopovidi NAN Ukrainy*, (3), 104—110 (in Russian).
- Gordienko, V.V., & Usenko, O.V. (2003). *Deep processes in the tectonosphere of Ukraine*. Kiev: Publication of the Institute of Geophysics of the National Academy of Sciences of Ukraine (in Russian).
- Gordienko, V.V. (Ed.). (2006). *Dnieper-Donets Basin (geophysics, deep-seated processes)*. Kiev: Korvin Press (in Russian).
- Dobretsov, N.L. (2010). Global geodynamic evolution of the Earth and global geodynamic models. *Geologiya i geofizika*, 51(6), 761—784 (in Russian).
- Kadik, A.A., Lukanin, O.A., & Portnyagin, A.L. (1990). Magma formation during upward movement of the mantle substance: temperature regime and composition of melts formed during adiabatic decompression of ultrabasite mantles. *Geokhimiya*, (9), 1263—1276 (in Russian).
- Kadik, A.A., & Frenkel, M.Ya. (1982). *Decompression of rocks of the crust and upper mantle as a mechanism for the formation of magmas*. Moscow: Nauka (in Russian).
- Lazarenko, Ye.K., Panov, B.S., & Gruba, V.I. (1975). *Mineralogy of the Donets Basin (Part 1)*. Kiev: Naukova Dumka (in Russian).
- Litasov, K.D. (2011). *Physico-chemical conditions for melting the Earth's mantle in the presence of volatile components (according to experimental data)*: Extended abstract of Doctor's thesis. Novosibirsk (in Russian).
- Lukin, A.Ye. (1997). *Litologic-dynamic factors of oil and gas accumulation in aulacogenic basins*. Kiev: Naukova Dumka (in Russian).
- Lukin, A.Ye., & Shestopalov, V.M. (2018). From new geological paradigm to the problems of regional geological and geophysical survey. *Geofizicheskiy zhurnal*, 40(4), 3—72. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i4.2018.140610> (in Russian).
- Nikolis, G., & Prigozhin, I. (1990). *Knowledge of the Difficult*. Moscow: Mir (in Russian).
- Magmatism and metallogeny of the Carpathian-Balkan folded area. Explanatory note to the map of magmatic formations and metallogenic map of the Carpathian-Balkan region of : 1 000 000 scale. (1983). Sofia: Publ. Bulgarian Academy of Sciences (in Russian).
- Palyanov, Yu.N., Sokol, A.G., & Sobolev, N.V. (2005). Experimental modeling of mantle diamond-forming processes. *Geologiya i geofizika*, 46(12), 1290—1303 (in Russian).
- Peresypkin, V.I. (2007). Molecular composition of alkano-naphthenic hydrocarbons in hydrothermal deposits of the East Pacific Rise. *Geology of the seas and oceans: Proceedings of the XVII International Conference (Schools) on marine geology* (Vol. II, pp. 59—61). Moscow: GEOS (in Russian).
- Perchuk, L.L. (1997). Deep Fluid Flows and Granite Birth. *Sorosovskiy obrazovatelnyy zhurnal*, (6), 56—63 (in Russian).
- Purtov, V.K., Anfilogov, V.N., & Yegorova, L.G. (2002). The interaction of basalt with chloride solutions and the mechanism of formation of acid melts. *Geokhimiya*, (10), 1084—1097 (in Russian).
- Ryabchikov, I.D. (1982). Fluid mass transfer and mantle magma formation. *Vulkanologiya i seismologiya*, (5), 3—9 (in Russian).
- Ryabchikov, I.D., Kogarko, L.N., & Solovova, I.P. (2009). Physico-chemical conditions of magma formation at the base of the Siberian plume according to the study of melt microinclusions in meimechites and alkaline picrites of Maymech-Kotui province. *Petrologiya*, 17(3), 311—322 (in Russian).
- Sobolev, A.V., Krivolutskaya, N.A., & Kuzmin, D.V. (2009a). Petrology of the parent melts and mantle sources of magmas of the Siberian Trap Province. *Petrology*, 17(12), 276—310 (in Russian).
- Sobolev, A.V., Sobolev, S.V., Kuzmin, D.V., Malich, K.N., & Petrunin, A.G. (2009b). The Mechanism of Formation of Siberian Meimechites and the Nature of Their Connection with Traps and Kimberlites. *Geologiya i geofizika*, 50(12), 1293—1334 (in Russian).
- Solovyova, L.V., Egorov, K.N., Markova, M.E., Kharkiv, A.D., Popolitov, K.E., & Barankevich, V.G. (1997). Mantle metasomatism and melting in deep xenoliths of the Udachnaya pipe, their possible connection with diamond and kimberlite formation. *Geology and geophysics*, 38(1), 172—193 (in Russian).
- Specus, Z.V., & Serenko, V.P. (1990). *Compo-*

- sition of the continental upper mantle and lower crust beneath the Siberian platform. Moscow: Nauka (in Russian).
- Taran, L.N. (2013). *Tectonothermal evolution of the crust of the north-west of Belarus in the paleo- and mesoproterozoic*: Extended abstract of Doctor's thesis. Minsk (in Russian).
- Usenko, O.V. (2013). The development of the Ingul megablock of the Ukrainian Shield during the formation of the Novoukrainsky and Korsun-Novomirgorod Plutons. *Geofizicheskii zhurnal*, 35(3), 54—69. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i3.2013.116394> (in Russian).
- Usenko, O.V. (2014). *Formation of melts: geodynamic process and physical and chemical interactions*. Kiev: Naukova Dumka (in Russian).
- Chekalyuk, E.B. (1980). Thermodynamic stability of hydrocarbon systems in geothermodynamic conditions. In *Degassing of the Earth and geotectonics* (pp. 267—274). Moscow: Nauka (in Russian).
- Shnyukov, E.F., Shcherbakov, I.B., & Shnyukova, E.E. (1997). *Paleo-island arc of the north of the Black Sea*. Kiev: Chernobylinform (in Russian).
- Chukhrov, F.V. (Ed.). (1991). *Endogenous sources of ore matter*. Moscow: Nauka (in Russian).
- Boyd, F.R., Pearson, D.J., Hoal, K.O., Hoal, B.J., Nixon, P.H., Kingston, M.J., & Mertzman, S.A. (2004). Garnet lherzolites from Louwrensia, Namibia: bulk composition and *P/T* relations. *Lithos*, 77, 573—592. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.010>.
- Carlson, R.W., Pearson, D.G., & James, D.E. (2005). Physical, chemical and chronological characteristics of continental mantle. *Reviews of Geophysics*, 43, RG1001, 1—24. <http://dx.doi.org/10.1029/2004RG000156>.
- Condie, K.C. (2011). *Earth and evolving planetary system*. Elsevier.
- Dawson, J.B. (2002). Metasomatism and partial melting in upper-mantle peridotite xenoliths from the Lashaine volcano, Northern Tanzania. *Journal of Petrology*, 43(9), 1749—1777. <https://doi.org/10.1093/petrology/43.9.1749>.
- Fischer, K.M., Ford, H.A., Abt, D.L., & Rychert, C.A. (2010). The Lithosphere—Asthenosphere Boundary Annu. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 38, 551—575. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-040809-152438>.
- Girnis, A.V., Brey, G.P., & Ryabchikov, I.D. (1995). Origin of Group 1A kimberlites: Fluid-saturated melting experiments at 45—55 kbar. *Earth and Planetary Science Letters*, 134(3-4), 283—296. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00120-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00120-2).
- Gudfinnsson, G.H., & Presnal, D.C. (2005). Continuous gradations among primary carbonatic, melilitic, basaltic, picritic, and komatiitic melts in equilibrium with garnet lherzolite at 3—8 GPa. *Journal of Petrology*, 46(8), 1645—1659. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi029>.
- Hernlund, J.W., & McNamara, A.K. (2015). The core—mantle boundary region. In G. Schubert (Ed.), *Treatise on Geophysics* (Vol. 7, pp. 461—519). Oxford: Elsevier.
- Herzberg, C., Condie, K., & Korenaga, J. (2010). Thermal history of the Earth and its petrological expression. *Earth and Planetary Science Letters*, 292(1-2), 79—88. doi: 10.1016/j.epsl.2010.01.022.
- Ionov, D.A., Bodinier, J.-L., Mukasa, S.B., & Zanetti, A. (2002). Mechanisms and sources of mantle metasomatism: major and trace element compositions of peridotite xenoliths from Spitsbergen in the context of numerical modeling. *Journal of Petrology*, 43(12), 2219—2259. <https://doi.org/10.1093/petrology/43.12.2261>.
- Ionov, D.A., Ashchepkov, I.V., Stosch, H.-G., Witt-Eickschen, G., & Seck, H.A. (1993). Garnet peridotite xenoliths from the Vitim volcanic field, Baikal Region: The nature of the garnetspinelperidotite transition zone in the continental mantle. *Journal of Petrology*, 34(6), 1141—1175. <https://doi.org/10.1093/petrology/34.6.1141>.
- Jones, A.G., Plomerova, J., Korja, T., Sodoudi, F., & Spakman, W. (2010). Europe from the bottom up: A statistical examination of the central and northern European lithosphere—asthenosphere boundary from comparing seismological and electromagnetic observations. *Lithos*, 120(1-2), 14—29. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.013>.
- Kamenetsky, M.B., Sobolev, A.V., Kamenetsky, V.S., Maas, R., Danyushevsky, L.V., Thomas, R., ... Sobolev, N.V. (2004). Kimberlite

- melts rich in alkali chlorides and carbonates: A potent metasomatic agent in the mantle. *Geology*, 32(10), 845—848. <https://doi.org/10.1130/G20821.1>.
- Leshner, C. E., Pickering-Witter, J., Baxter, G., & Walter, M. (2003). Melting of garnet peridotite: Effects of capsules and thermocouples, and implications for the high-pressure mantle solidus. *American Mineralogist*, 88(8-9), 1181—1189. <https://doi.org/10.2138/am-2003-8-901>.
- Maruyama, S., Yuen, D. A., & Windley, B. F. (2007). Dynamics of plumes and superplumes through time. In D. A. Yuen, S. Maruyama, S. Karato, & B. F. Windley (Eds), *Superplumes: Beyond Plate Tectonics* (pp. 441—502). Springer.
- McKenzie, D., & Bickle, M. J. (1988). The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Journal of Petrology*, 29(3), 625—679. <https://doi.org/10.1093/petrology/29.3.625>.
- Morgan, W. J. (1972). Plate motions and deep mantle convection. *AAPG Bulletin*, 56(2), 203—213.
- Olson, P., Deguen, R., Hinnov, L. A., & Zhong, S. (2013). Controls on geomagnetic reversals and core evolution by mantle convection in the Phanerozoic. *Earth and Planetary Science Letters*, 214, 87—103. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2012.10.003>.
- Pavlenkova, G. A., & Pavlenkova, N. I. (2006). Upper mantle structure of the Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data. *Tectonophysics*, 416(1-4), 33—52. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.11.010>.
- Pearson, D. J., Canil, D., & Shirey, S. B. (2005). Mantle Samples Included in Volcanic Rocks: Xenoliths and Diamonds. In R. W. Carlson (Ed.), *The Mantle and Core* (pp. 171—276). Oxford: Elsevier.
- Ritsema, J., Deuss, A., van Heijst, H. J., & Woodhouse, J. H. (2011). S40RTS: a degree-40 shear-velocity model for the mantle from new Rayleigh wave dispersion, teleseismic traveltimes and normal-mode splitting function measurements. *Geophysical Journal International*, 184(3), 1223—1236. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04884.x>.
- Ryabchikov, I. D., Solovova, I. P., Ntaflos, Th., Büchl, A., & Tikhonenkov, P. I. (2001). Sub-alkaline picobasalts and plateau basalts from Putorana plateau (Siberian CFB province). II. Melt inclusion chemistry, composition of "primary" magmas and P-T regime at the base of superplume. *Geokhimiya*, (5), 484—497.
- Sharapov, V. N., Perepechko, Yu. V., Perepechko L. N., & Rakhmenkulova, I. F. (2008). Mantle sources of Permian-Triassic Siberian traps (West Siberian Plate and Siberian craton). *Russian Geology and Geophysics*, 49(7), 492—502. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2008.06.004>.
- Shervais, J. W., & Hanan, B. B. (2008). Lithospheric topography, tilted plumes, and the track of the Snake River—Yellowstone hot spot. *Tectonics*, 27(5), 1—17. doi:10.1029/2007TC002181.
- Takahashi, E. (1986). Melting of a dry peridotite KLB-1 up to 14 GPa implications on the origin of peridotite upper mantle. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91, 9367—9382. <https://doi.org/10.1029/JB091iB09p09367>.
- Walter, M. J. (2005). Melt Extraction and Compositional Variability in Mantle Lithosphere. In R. W. Carlson (Ed.), *The Mantle and Core* (pp. 363—394). Oxford: Elsevier.
- Walter, M. J. (1998). Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere. *Journal of Petrology*, 39(1), 29—60. <https://doi.org/10.1093/petroj/39.1.29>.
- Wyllie, P. J. (1977). Effects of H₂O and CO₂ on magma generation in the crust and mantle. *Journal of the Geological Society*, 134, 215—234. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.134.2.0215>.
- Green, D. H., Falloon, T. J., Eggins, S. M., & Yaxley, G. M. (2001). Primary magmas and mantle temperatures. *European Journal of Mineralogy*, 13(3), 437—451. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2001/0013-0437>.
- Kogarko, L. N., & Zartman, R. E. (2007). A Pb isotope investigation of the Guli massif, Maymecha Kotuy alkaline-ultramafic complex, Siberian flood basalt province, Polar Siberia. *Mineralogy and Petrology*, 89(1-2), 113—132. doi:10.1007/s00710-006-0139-3.
- O'Reilly, S. Y., & Griffin, W. L. (2010). The continental lithosphere—asthenosphere boundary: Can we sample it? *Lithos*, 120(1-2), 1—13. doi:10.1016/j.lithos.2010.03.016.
- Wyllie, P. J., & Ryabchikov, I. D. (2000). Volatile components, magmas, and critical fluids in upwelling mantle. *Journal of Petrology*, 41(7), 1195—1205. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.7.1195>.