

## Глубинные процессы и магматизм Волыно-Подольской плиты

© О. В. Усенко, 2010

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина  
Поступила 7 августа 2009 г.

*Представлено членом редколлегии В. В. Гордиенко*

Розглянуто умови формування базальтів Волино-Подільської плити (ВПП). У венді первинні розплави, які за складом наближені до пікритового габро, були диференційовані на глибині 30—35 км на перших двох етапах активізації. Третій етап, на якому могли утворитися туфи перкальської товщі, однозначно не зафіксовано. Якщо процес відбувався за подібною схемою, то результатом активізації у венді були холодна мантія та основна кора, тому що розплави, продуковані верхньою короною астеносферою, — базальти. Для пояснення аномалій палеотемператур, специфіки складу гідротермальних розчинів необхідно припустити існування ще одного етапу (окремої активізації) на території ВПП.

Conditions of formation of basalts of the Volyn-Podolian plate (VPP) have been considered. In Vendian primary melts which were close by their composition to picritic gabbro were differentiated at the depth of 30—35 km during first two stages of activation. The third stage when tuffs of the percalian terrain could be produced is not unambiguously subdivided. If the suggested scheme of the process is realized the result of activation in Vendian will be the cold mantle and basic mantle because the melts produced by the upper (crust) asthenosphere are basalts. For explanation of anomalies of paleotemperatures, special features of composition of hydrothermal solutions it is necessary to assume the existence of one more stage (separate activation) in the territory of VPP.

**Введение.** Согласно представлениям, сформированным в работах [Усенко, 2008; Гордиенко, Усенко, 2003], основным источником вещества магматических и эксталяционных пород служит расплав астеносферы. Астеносфера — область (области) частичного плавления в верхней мантии и коре. Ее площадь, начиная с позднего протерозоя, не менее чем в полтора раза превышает площадь активизированного региона, мощность и расположение изменяются в течение процесса активизации. Перед активизациями формируется мощная астеносфера с глубиной кровли около 220 км. Из нее выносится вещество в интервалы глубин 150—200, 100—150 и 50—100 км. В последнем случае через геологически краткое время формируется коровый очаг плавления [Гордиенко, 2007]. В данном случае речь идет о наиболее вероятных глубинах расположения кровли астеносферы, определяющих *PT*-условия протекания физико-химических взаимодействий.

Изменение расположения кровли астеносферы вследствие перемещения значительных

объемов частично расплавленного вещества в верхней мантии соответствует началу этапа активизации. Завершение активизации сопровождается кристаллизацией астеносферы вследствие падения температуры (*T*). Таким образом, процесс активизации сопровождается изменением распределения температур в мантии и коре, а также перераспределением вещества. Часть тепловой энергии Земли необратимо расходуется, а мантия деплетировается — активные компоненты выносятся к поверхности в составе магм, эксталяций и газовой фазы.

Магма, из которой образованы породы на поверхности, формируется из расплава, поступающего с кровли «верхней» астеносферы. Его состав (химический и минеральный) определяется: давлением (*P*) и температурой, окислительно-восстановительными условиями и кислотностью-щелочностью на кровле астеносферы. Рассматривается термодинамическая система — слой с максимальной степенью плавления, формирующийся на кровле

астеносферы. Именно небольшая мощность слоя максимального плавления обеспечивает влияние на дифференциацию расплава компонентов, содержание которых в мантии в целом очень незначительно (вода, углекислоты, галогены, щелочи и т. д.). При активизации в астеносфере формируется саморегулирующаяся система, процессы в которой обусловлены естественным образом скомбинированными скоростями притока вещества к ее кровле и оттока в виде магм и надастеносферных флюидов. Их состав зависит от давления на кровле астеносферы и концентрации активных компонентов в расплаве.

Определение глубины размещения кровли астеносферы на каждом этапе дает возможность проводить описание системы при заданных  $P$  и  $T$ . Сопоставление состава магматических пород с результатами экспериментальных исследований, использование сведений о химических свойствах элементов и соединений позволяет восстановить набор активных компонентов и последовательность взаимодействий на кровле астеносферы. Таким образом, в первом приближении подбираются параметры, определяющие поведение системы кровля астеносферы — поверхность.

Подробно методика их определения описана в работе [Усенко, 2008]. Давление на кровле астеносферы можно установить по химическому и минеральному составу породы. Содержание пороодообразующих оксидов сопоставляется с результатами экспериментальных исследований по плавлению мантийного лерцолита при соответствующем давлении по работе [Кадик и др., 1990]. Для сравнения используется состав начальных членов комагматической серии, как наименее искаженный в процессе кристаллизации на поверхности. Как правило, это наиболее магнезиальные и наименее глиноземистые члены серий. Окислительно-восстановительный потенциал и кислотность-щелочность, а также их изменения в процессе дифференциации расплава устанавливаются по изменению содержания петрогенных оксидов от начальных к заключающим породам серии, а также минеральному составу породы и валентному состоянию переходных металлов в минералах. Важным является учет состава сопутствующего флюида, представленного в газовой-жидких включениях, синхронных эксгаляционно-осадочных породах, наложенных вторичных изменениях. Очевидно, что речь идет о качественной оценке химических параметров сре-

ды, так как сами эти определения (окислительно-восстановительный потенциал и кислотность-щелочность) напрямую можно употреблять для водных растворов, а не многокомпонентных систем.

Для определения условий на кровле астеносферы на момент отделения расплава необходимо следующее.

1. Выделить комагматические серии, для которых установлен абсолютный или относительный возраст, что позволяет разделить процесс активизации на этапы. Комагматическая серия образована из одного начального (ультраосновного) расплава при давлении, соответствующем литостатическому на данной глубине. В случае подъема астенолита непосредственно под кору комагматическая серия включает породы, сформированные из расплавов дифференцированных под корой, а затем в коре (на глубине около 20—30 км).

2. Установить изменения состава пород и минералов в рамках комагматической серии, что дает возможность выявить совокупность химических реакций и физических процессов (кристаллизационная дифференциация, ликвидация, химические реакции и т. д.), объясняющих изменения состава расплава, флюида, накопления элементов и соединений (появление месторождений полезных ископаемых).

Первая часть обеих задач должна выполняться на керновом материале, иметь четкую привязку к месту в разрезе отдельной скважины и района в целом. На данном этапе подобная изученность для Волыно-Подольской плиты (ВПП) не достигнута. Описания базальтов и минерализации, их сопровождающей, отрывочны, зачастую не имеют привязки к стратиграфическому подразделению, противоречивы. Одной из задач данной работы можно считать установление пробелов в описании вулканогенной толщи ВПП.

Выделение комагматических серий, установление относительного времени их появления, а также специфики пород и минералов каждой серии проведено на основании сопоставления результатов исследований разных авторов. Поскольку все дальнейшие выводы базируются на их анализе, ниже приведено их описание.

**Трапповая формация Волыно-Подольской плиты.** Время образования траппов ВПП — 500—600 млн лет назад. В работе [Krzeminska, 2006] приведен возраст 625—590 млн лет для начальных базальтов и  $551 \pm 4$  млн лет — для самого молодого туфового горизонта на тер-

ритории Восточной Польши. В статье [Шумлянський та ін., 2006б] абсолютный возраст ( $549 \pm 29$  млн лет) базальтов ратненской свиты получен путем осреднения датировок  $577 \pm 27$  и  $513 \pm 15$  млн лет. Очевидно, что осреднение этих дат неправомерно, так как вполне реален процесс, состоящий из нескольких этапов, начинающихся, например, 580, 550 и 513 млн лет назад. Необходима ревизия датировок или дополнительные определения.

На данном уровне изученности можно уверенно выделить две (и предположить три) комагматические серии пород, образованные на последовательных этапах активизации.

1. Субщелочные палагонитизированные ультраосновные пикриты и субщелочные базальты и оливиновые долериты субщелочного ряда (высокотитанистые), которые сменяются андезитами, дацитами и риодацитами. Средние и кислые расплавы дифференцированы в коре.

2. Оливиновые долериты субщелочного ряда (низкотитанистые), толеитовые базальты ратненской свиты. Базальты верхней части потока характеризуются другим простиранием. В их формировании проявлен глубинный источник.

3. Высококалиевые, высокомагнезиальные, высокотитановые туфы перкальской толщи. Они сопровождаются высококалиевыми долеритами. Предположительно с этими расплавами связано автometасоматическое формирование меди, палагонитизация, образование гизенгерита и халцедона в пустотах базальтов ратненской свиты. Формируются хлорит, монтмориллонит, опал, куприт, самородная медь, гематит и др. Их выделение в отдельную комагматическую серию неоднозначно, так как конечные дифференциаты (остаточные расплавы) ратненских базальтов характеризуются сходным составом.

На ВПП отчетливо фиксируется активизация, более поздняя, чем вендская. Магматические породы не установлены. Однако происходит повышение температуры (как минимум на  $235^\circ\text{C}$ ) минералообразующих растворов, изменяется их состав, образуются парагидротермальные месторождения меди.

**Первая комагматическая серия.** Состав оливиновых долеритов приведен по работе [Шумлянський, Деревська, 2006], положение в разрезе — по [Цимбал та ін., 2003]. Оливин содержит 16% фаялитовой молекулы, т. е. является магматическим. Формирование структуры такого оливина могло начаться при  $P = 1 \div 1,5$  ГПа. Усредненный состав клинопироксена —  $\text{En}_{36}\text{Fs}_{21}\text{Wo}_{43}$ , встречаются более магнезиальные

кристаллы ( $\text{En}_{45-41}\text{Fs}_{17-19}\text{Wo}_{38-39}$ ). Содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  в клинопироксенах долеритов по сравнению с базальтами повышено. Плагиоклаз содержит 65% анортитовой молекулы, кайма дорастания может раскисляться до  $\text{An}_{44}\text{Ab}_{51}\text{Or}_5$ . Акцессорные представлены ильменитом и игольчатым апатитом.

Наиболее полный разрез венда вскрыт в Брестской области (скв. К12, д. Ротайчицы). Описан в работе [Махнач, Веретенников, 1970] (снизу вверх).

1. Подтолща вулканических туфов и туф-фитов основного и среднего состава, содержащих обломки эффузивных пород, вулканического стекла и осадочного материала.

2. Нижняя подтолща основных эффузивных пород. В нижней части подтолщи залегают базальты, основная масса которых представлена лейстами альбитизированного и хлоритизированного плагиоклаза. Миндалины выполнены халцедоном и кварцем, реже хлоритом и рудными. Выше расположены базальты и базальтовые порфириды, сложенные лейстами основного плагиоклаза, зернами моноклинного пироксена и их агрегатами. Магнетит и титаномagnetит образуют крупные дендритовидные гнезда. Палагонитообразное вещество и хлорит занимают 5—8%. Оливин замещен серпентин-боулингом. Еще выше залегают базальты и базальтовые порфириды, в которых плагиоклаз альбитизирован, хлорит, кварц, гидроксиды железа и сульфиды заполняют миндалины. Неизменные магнетит-пироксен-плагиоклазовые базальты содержат микролиты лабрадора (40—45%), порфириды выделения основного плагиоклаза, зерна моноклинного пироксена (45—50%), непрозрачные рудные минералы (5%) — магнетит и титаномagnet. В породе в значительном количестве встречаются хлоритовое и палагонитовое вещество, зеленоватобурый палагонит (2—5%). Состав базальтов приведен в табл. 1.

3. Подтолща средних эффузивов (снизу) и их туфов (сверху) сложена андезитовыми порфиридами, андезито-дацитами и дацито-андезитами. Основная масса породы представлена вулканическим стеклом среднего (иногда кислого<sup>1</sup> состава) (табл. 2) Встречаются тон-

<sup>1</sup> Кислая магматическая порода содержит  $\text{SiO}_2 > 65\%$ . Кислая среда в растворе определяется концентрацией ионов водорода. Водородный показатель (pH) нейтрального раствора равен 7. В кислых растворах  $\text{pH} < 7$ , в щелочных  $\text{pH} > 7$ .

**Таблица 1. Состав базальтов нижней толщи [Махнач, Веретенников, 1970]**

Глубина опробования, м	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
Скважина К 12, д. Ротайчицы								
1479	49,47	13,75	5,85	7,19	5,44	7,66	5,53	1,51
1497 (туф)	44,92	13,29	1,99	15,21	5,22	2,24	2,17	6,72
1532	48,79	15,47	6,46	5,95	6,48	7,79	3,68	1,22
1539	46,95—49,52	13,76—13,52	7,2—8,45	4,89—3,51	7,99—7,82	4,01—3,75	5,56—4,02	2,58—2,92
Скважина № 12, д. Хабовичи								
234	51,18	16,39	4,79	8,17	5,26	9,18	0,89	0,14
254	50,10	15,68	6,79	8,24	5,61	10,21	0,72	0,41
260	47,95	15,35	6,29	10,09	7,2	8,9	0,93	0,19

**Таблица 2. Подтолща средних и кислых пород (скв. К 12, д. Ротайчицы) [Махнач, Веретенников, 1970]**

Порода	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
Андезито-дацит	63,62	17,10	1,15	1,79	3,17	0,62	2,06	3,27
Андезито-дацит окварцованный	73,03	10,83	1,83	1,97	2,3	0,48	2,82	3,18
Вещество миндалин светло-серое	49,73	18,39	9,94		8,34	0,33	0,57	4,55
красное	53,71	12,39	17,84		5,18	0,94	0,74	2,76

кие лейсты альбитизированного плагиоклаза. В породе очень много порфировых вкраплений андезита и кислого лабрадора, по которым развиваются хлорит и глинистые минералы. Миндалины составляют до 20% породы в нижней части толщи. Выполнены халцедоном, хлоритом, реже анальцимом и цеолитами, интенсивно окремнены, встречаются гидроксиды железа.

4. Верхняя подтолща основных эффузивов и их туфов представляет вторую комагматическую серию.

В работе [Махнач, Веретенников, 1970] не приведен состав предположительно ультраосновных пород. Более широко ультраосновные пикриты и пикритоидные базальты нижней толщи развиты на территории Восточной Польши. Согласно работе [Носова и др., 2006] верхняя вулканогенная толща (соответствующая второй комагматической серии, ратненской свите) на территории Польши не развита. Описанные в работе [Махнач, Веретенников, 1970] субщелочные породы образуют ряд пикрит — базальт — базальт — трахибазальт — андезит. Вариации химического состава: SiO<sub>2</sub> от 45,58 до 58,87%, MgO от 2,5 до 18,0%; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от 11,0 до 19,0%; Σ FeO от 6,7 до 21,0%; CaO от 0,73 до 13,0%; Na<sub>2</sub>O от 0,2 до 7,0%; K<sub>2</sub>O от 0,37 до 8,0% и TiO<sub>2</sub> от 0,25 до 4,2%. Отсутствует послойное описание пород, но в рам-

ках одной комагматической серии отмечены существенные колебания содержаний CaO и Na<sub>2</sub>O или Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O, что совпадает с особенностями пород нижней толщи в скв. К 12, д. Ротайчицы (см. табл.1).

Пикриты представлены фенокристаллами измененного оливина в основной массе из клинопироксена (пижонита, хромдиопсида, авгита), плагиоклаза (битовнит-лабрадора), магнетита и Ст-шпинели. Плагиоклазы — лабрадор (An<sub>68–70</sub>) и битовнит (An<sub>77–84</sub>) — преобладают и в основной массе. Ассоциируют с клинопироксеном, край которого представлен диопсидом (En<sub>44–38</sub>Fs<sub>14–10</sub>Wo<sub>44–41</sub>), а ядро авгитом (En<sub>30–28</sub>Fs<sub>37–31</sub>Wo<sub>38–34</sub>). В некоторых случаях фенокристаллы представлены пижонитом En<sub>65–57</sub>Fs<sub>29–22</sub>Wo<sub>13–10</sub>. Таким образом, фиксируется накопление железа в процессе дифференциации.

В толеитовых базальтах Восточной Польши фенокристаллы полевых шпатов, пироксена и измененного оливина находятся в плагиоклаз-авгитовой основной массе с магнетитом и титаномагнетитом. Альбит и КПШ замещают основные плагиоклазы. Кальциевые пироксены представлены авгитом (En<sub>33–28</sub>Fs<sub>35–30</sub>Wo<sub>41–33</sub>).

Авторы работы [Носова и др., 2006] утверждают, что начальные магматические расплавы (долериты) ВПП характеризуются высокими концентрациями TiO<sub>2</sub> (3—4,5%) и не кон-

таминированы веществом коры. Базальты испытывают значительную контаминацию нижнекоровым материалом. Содержание  $TiO_2$  падает по мере дифференциации и контаминации веществом коры (от 3 до 1,1%). «В нижней (средней) коре должны были существовать магматические камеры, в которых базальтовые расплавы пребывали относительно долго, испытывали дифференциацию и прогревали значительные объемы боковых пород» [Носова и др., 2006, с. 35].

Отметим особенности пород первой толщи, которые указывают на условия дифференциации расплавов.

1. Долериты и пикриты кристаллизуются из наиболее щелочных расплавов.

2. Пикриты характеризуются относительно высокой глиноземистостью (минимальное содержание  $Al_2O_3$  в пикритах — 11% при  $MgO$  — 18%). Недифференцированные расплавы на поверхности не представлены (не обнаружены), а содержание  $MgO$  в процессе дифференциации падает незначительно.

3. Составы ранних (менее дифференцированных) базальтов Беларуси содержат небольшие количества  $CaO$ , а  $Na_2O/K_2O \approx 1,5+2$ .

4. Затем фиксируется два тренда дифференциации (см. табл. 1): обогащение  $CaO$ ,  $Na_2O$  и  $Al_2O_3$  (образуется базальт) и обогащение  $K_2O$  и  $Fe_2O_3$  (насыщенная водно-солевым флюидом часть образует преимущественно туф или измененный базальт). Происходит ликвация на две жидкости в очаге дифференциации. И по латерали, и в разрезе одной скважины одни породы сменяют другие. В эффузивных породах первой толщи чаще представлен первый тренд обогащения.

5. При высокой щелочности и глиноземистости и относительно низких содержаниях  $SiO_2$  не образуются фельдшпатоиды. Нет ни карбонатов, ни графита.

6. Накопление железа, падение содержания титана по мере дифференциации.

7. В д. Хабовичи [Махнач, Веретенников, 1970] представлены типичные толеитовые базальты, образованные в процессе кристаллизационной дифференциации. Различие условий и способов дифференциации по латерали, наряду с другими особенностями, свидетельствует о влиянии поверхностных (коровых) рассолов, т. е. о неглубоком размещении астеносферы.

8. Наложены изменения двух видов: ранняя альбитизация и поздние палагонитизация, хлоритизация, окварцевание.

9. В средних и кислых разностях вещество миндалины более основное, чем вмещающие его породы (см. табл. 2).

На территории Украины средние и кислые разности пород описаны только в с. Колки [Воловник, 1975]. Поэтому трудно провести корреляцию свит и вулканогенных толщ. Верхняя пачка эффузивных пород основного состава на территории Беларуси, по всей видимости, соответствует ратненской свите, т. е. относится ко второй комагматичной серии. Базальты горбашевской и бабинской свит входят в первую. В нижней части бабинской свиты описан [Шумлянський та ін., 2006а] горизонт туфов, содержащий в верхней части стратиформное рудное тело (мощность 20 м, содержание меди — 0,7%). Содержание меди в отдельных интервалах мощностью до 1—2 м до 4,0—5,1%. Встречены следующие разновидности туфа.

1. Серо-зеленый туф из неизменных обломков стекла с небольшим количеством пор, заполненных агрегатами хлорита. Иногда в обломках присутствуют неизменные плагиооклазы и пироксены. Обломки цементируются халцедоном, хлоритом. Отмечены монтмориллонит-хлорит, анальцим, магнетит 0,6% и периклаз 1,3%. Эпигенетическими минералами являются магнетит, самородная медь (0,1%), барит. Обломочные — хромит, апатит, циркон, рутил.

2. Красно-бурый туф, сложенный вулканическим стеклом в обломками пироксена, кварца, плагиоклаза. Цемент — анальцим. В массе встречаются обломки стекла, замещенного хлоритом с газовыми пустотами, заполненными анальцимом и халцедоном. В искусственном шлихе присутствуют гематит, мартит, пироксен, периклаз (в виде агрегатов кристаллов, сцементированных карбонатом) В знаках — пирротин, пирит, халькопирит, обломочный магнетит, хромит, ильменит, барит, лейкоксен. Самородная медь — 0,001%.

На туфах залегают базальты. Трещины и газовые пустоты заполнены халцедоном с цеолитами и кристаллами меди, куприта и диагенита, также встречаются хлорит-анальцимовые и халцедоновые миндалины с минералами меди, гетитом, кальцитом и альбитом.

Присутствует две жидкости: обогащенная  $Na_2O+CaO$  и  $K_2O+MgO$  (табл. 3). Очевидно разделение на две несмешиваемые (частично смешиваемые) жидкости. Красно-бурый туф с гематитом формируется из расплава повышенной щелочности, обогащенного флюидом (присут-

**Таблица 3. Состав туфов бабинской свиты [Шумлянський та ін., 2006]**

Разновидности туфов	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
Красно-бурый	48,0	11,65	3,37	9,45	6,62	4,94	5,9	0,14
Серо-зеленый	44,29	9,98	5,43	8,35	11,02	1,39	2,38	1,78

**Таблица 4. Состав базальтов верхней толщи (скв. К 12, д. Ротайчицы) [Махнач, Веретенников, 1970]**

Порода	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
Палагонит из миндалин	46,62	7,52	11,1	9,95	10,19	0,16	0,13	6,5
Туф вулканический	47,79	12,46	7,09	8,3	7,01	0,77	0,28	7,92
Эффузивная порода верхней пачки (1375—1377 м)	48,9	19,35	2,86	7,95	3,60	1,11	0,28	7,78
(1391—1393 м)	42,29	15,36	6,13	4,84	6,88	10,73	2,66	0,26
Эффузивная порода нижней пачки	48,72	12,94	7,07	5,44	10,7	0,96	1,94	2,72

ствует CO<sub>2</sub>). Поэтому и содержание меди незначительно. Присутствуют сульфиды. Серо-зеленый туф формируется из расплава, содержащего водно-солевой раствор. Активность кислорода (воды) в подобном расплаве выше.

В обоих случаях очевидно большее влияние воды на процесс дифференциации. Следствием разбавления расплава является нейтрализация среды и повышение окислительного потенциала. Неясным остается высокое содержание MgO (15%). При плавлении лерцолита мантии даже в окислительных условиях необходимо  $P \approx 3 \text{ ГПа}$  для получения подобного расплава. Кристаллизация оливина и пироксена приводит к быстрой потере Mg в процессе дифференциации. Возможно, часть его присутствует в виде хлоридного комплекса и поэтому не входит в состав минералов, выпадающих на ликвидусе, а затем в остаточном расплаве выпадает из смеси с NaCl и CaCl<sub>2</sub> (электролитические взаимодействия в расплаве) и образует периклаз. MgCl<sub>2</sub> в смеси с KCl устойчив.

Можно предположить, что обогащение K<sub>2</sub>O и MgO связано с более поздними метасоматическими процессами, вызывающими палагонитизацию и (или) формирование туфов перкальской толщи. Тогда необходимо объяснить, почему одни прослои испытывают изменения, а другие — нет. Ликвация на две несмешиваемые жидкости в очаге дифференциации кажется более убедительным объяснением. Медь концентрируется в серо-зеленой разновидности туфов, связанной с частью

расплава, обогащенной водно-солевым раствором, концентрирующем MgO и K<sub>2</sub>O.

Для существования расплава, образовавшего туфы бабинской свиты, помимо взаимодействия водных хлоридно-калиевых флюидов с расплавом астеносферы, необходимо постоянное пополнение глубинным веществом либо перемешивание вещества в астеносфере. Достоверно выделить отдельный этап (пополнение астеносферы из источника, находящегося на глубине более 200 км) нельзя.

**Вторая комагматичная серия** представлена базальтами и туфами ратненской свиты. В Беларуси базальты второй базальтовой толщи, аналогичные ратненским, залегают непосредственно на андезито-дацитах (д. Ротайчицы) [Махнач, Веретенников, 1970]. В породе много лейст альбитизированного плагиоклаза. Отмечены порфиновые выделения основного плагиоклаза (лабрадора), присутствуют моноклинный пироксен, магнетит и титаномагнетит. Выше залегают пачка основных пород, наиболее свежая часть которой сложена базальтами магнетит-пироксен-плагиоклазовыми с хлорит-палагонитовым веществом и бурым палагонитом, с единичными порфировыми выделениями основного плагиоклаза. Породы этой пачки существенно карбонатизированы. В прожилках, сложенных рудными, присутствуют минералы меди.

Относятся ли обе пачки к одному этапу — не ясно. Для пород верхней пачки характерна наложенная карбонатизация. Однако содержания MgO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (табл. 4) изменяются

**Таблица 5. Состав габбро-диабазов и пикритового габбро [Воловник, 1970]**

Порода	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
Габбро-диабаз	45,67	14,45	12,15	2,26	7,66	7,78	2,2	0,95
Пикритовое габбро (скв. Берестечко)	42,11	6,74	4,87	7,77	21,17	5,94	0,28	0,12

**Таблица 6. Состав базальтов ратненской свиты (скв. 134) [Самборская, 2005]**

Порода	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
Базальт (56,5 м)	46,71	14,26	6,36	6,26	8,13	8,16	2,65	0,48
Измененный базальт (81,5 м)	46,09	13,92	3,36	11,98	5,51	2,72	4,65	3,10
Измененный базальт (86,6—88,7 м)	48,62	13,73	8,15	5,44	8,89	3,54	3,70	0,70
Базальт (99,8—106 м)	47,3	14,13	7,15	6,43	7,07	10,2	2,3	0,45
Измененный базальт (167 м)	52,55	13,23	3,14	6,09	6,08	2,04	6,0	0,25
Измененный базальт (216—222 м)	46,16	13,25	4,58	6,81	11,33	5,52	2,63	0,25

закономерно, что типично для пород единой комагматичной серии. Нет достаточных причин считать, что существует несколько этапов.

В работе [Махнач, Веретенников, 1970] породы выделены в отдельную толщу, но начальные ультраосновные разности отсутствуют. Пикритовое габбро, описанное в работе [Воловник, 1970], по всей видимости, предваряет появление пород ратненской толщи и низкотитанистых оливиновых долеритов (табл. 5). В скважине г. Чарторийск [Махнач, Веретенников, 1970] в составе толщи описаны оливинсодержащие базальты. По оливину развит боулинцит. Порода сложена лейстами основного плагиоклаза, часто встречаются магнетит и тинтаноматит, в значительном количестве содержится моноклинный пироксен. Миндалины выполнены хлоритом, анальцимом. Кальцит в миндалинах и трещинах.

Детальное изучение пород и минералов ратненской свиты проведено на Рафаловском рудном узле (табл. 6).

Описания минерального состава базальтов верхней толщи (ратненской свиты) и габбро-диабазов неодинаковы у разных авторов. Породообразующие: плагиоклаз (альбитизирован), пироксен (авгит, пижонит). Рудный — магнетит. В одних работах отмечено присутствие ортопироксена и оливина в очень незначительных количествах [Самборская, 2005], в других — их отсутствие [Шумлянський, Деревська, 2006]. Габбро-диабазы сложены плагиоклазом, пироксеном (авгитом), оливином (до 20%), рудными минералами (ильменитом, маг-

нетитом), апатитом, титанистым биотитом [Самборская, 2005].

Минералы базальтов описаны в работе [Шумлянський, Деревська, 2006]. Плагиоклазы представлены двумя группами ксенокристаллов: битовнитом (An<sub>87</sub>Ab<sub>12</sub>Or<sub>1</sub>) и лабрадором (от An<sub>69</sub>Ab<sub>29</sub>Or<sub>2</sub> до An<sub>58</sub>Ab<sub>39</sub>Or<sub>3</sub>). Часто края дорастают еще более кислым андезитом An<sub>48</sub>Ab<sub>48</sub>Or<sub>4</sub>. В зонах перекристаллизации встречается олигоклаз (An<sub>16</sub>Ab<sub>83</sub>Or<sub>1</sub>). Описаны проявления зональности полевого шпата: центр кристалла соответствует составу An<sub>68</sub>Ab<sub>30</sub>Or<sub>1</sub>, край — An<sub>43</sub>Ab<sub>50</sub>Or<sub>2</sub>, кайма дорастания — An<sub>2</sub>Ab<sub>27</sub>Or<sub>71</sub>. Последние часто ассоциируют с самородной медью.

Скорее всего, изменение состава полевых шпатов отражает изменения концентраций щелочей и кальция (щелочности и окислительно-восстановительного потенциала) в процессе дифференциации — от образования первичных структур минералов непосредственно в расплаве астеносферы до кристаллизации минералов и формирования остаточных жидкостей при кристаллизации на поверхности. Отметим главные особенности. Сначала появляются основные плагиоклазы, содержащие кальций. По мере дифференциации растет содержание натрия. Остаточные расплавы-растворы (концентрирующие медь) обогащены калием. Также фиксируется рост содержания железа — от битовнита к лабрадору вкрапленников, довольно высокий в лабрадорах основной массы. В плагиоклазе Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> замещает Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Остаточный расплав в ин-

терстициях образует кремнеземистый минерал в ассоциации с рудным и апатитом.

Отмеченные тенденции фиксируются и в изменении состава пироксенов. Наиболее магнезиальный — авгит пироксен-плагноклазовых сростков (первичный). В основной массе железистость авгитов выше, а количество кальция уменьшается. Са-дефицитные авгиты встречаются в измененных участках, где ассоциируют с самородной медью. Отмечен рост содержания MnO в краевых зонах авгитов. Железистость пижонита также растет в участках вторичных изменений, с которыми ассоциирует самородная медь. Содержание глинозема в авгитах и пижонитах уменьшается с ростом железистости. При относительной железистости 0,48 тенденция изменяется. Фиксируется рост и глиноземистости, и железистости.

Последовательные изменения состава пироксенов ратненской свиты можно объяснить последовательными сменами: кальциевой спецификации первичного расплава на натриевую в процессе дифференциации; падением щелочности и увеличением роли воды при последующей дифференциации и кристаллизации; увеличением калиевой щелочности; обогащением остаточных жидкостей металлами, образующими комплексные соединения с хлором.

Для базальтов первой серии отсутствуют столь подробные описания изменения состава, но состав и самих базальтов, и минералов указывает на сходные условия дифференциации. Базальты второй толщи имеют некоторые особенности. Наряду с палагонитизацией, хлоритизацией, окварцеванием зафиксировано присутствие кальцита в цементе туфов. В первой толще кальцит не описан. Описание пород свидетельствует о более интенсивных изменениях пород второй толщи по сравнению с первой. Первичный расплав обогащен MgO и CaO. Дифференцированные расплавы демонстрируют два тренда обогащения:  $\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO}$  и  $\text{K}_2\text{O}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

**Глубины генерации и дифференциации расплавов ВПП.** Для восстановления глубинного процесса необходимо знать *PT*-условия генерации первичного расплава и *PT*-условия его дальнейшей дифференциации. Сопоставим состав базальтов ВПП и Сибирской платформы. Условия образования последних установлены по составу и температуре гомогенизации газовой-жидких включений в минералах [Ryabchikov et al., 2001].

Толейтовыми базальтам (плато Путорана, Сибирь) предшествуют ультраосновные суб-

щелочные пикриты. Оценка условий генерации исходных магм — 7 ГПа.

Содержание  $\text{TiO}_2$  в остаточном расплаве падает от ранних минералов к поздним, а MgO — растет, что говорит о росте активности кислорода. Фенокристаллы оливина формируются при активности кислорода 0 ... +1 (логарифм отношения летучестей кислорода для оливинов пикритов и буфера QFM), толеита — +2 ... +2,5 [Ryabchikov et al., 2001]. Подобный эффект наблюдается и для базальтов ВПП. Поздние дифференциаты обеих толщ содержат высокие количества MgO и  $\text{FeO}_{\text{общ}}$ . Существенный рост активности кислорода свидетельствует о контаминации веществом коры.

Первичный расплав (полученный при плавлении на больших глубинах) на ВПП не достигает поверхности (не описан). Из наименее дифференцированного расплава образовано пикритовое габбро (см. табл. 5). Пикрит-базальты, габбро-диабазы и базальты, могут быть получены из расплава, состав которого соответствует пикриту, при резком повышении степени плавления (по разным оценкам от 30% [Гордиенко, Усенко, 2003] до 45% [Кадик и др., 1990]) под корой. На этих глубинах происходит преимущественное плавление граната и клинопироксена, что приведет к обогащению расплава глиноземом и кальцием. Повышенные содержания железа и магния (в базальтах ВПП) могут быть вызваны преимущественным плавлением ортопироксена. Для вовлечения в плавление ортопироксена при  $P < 3$  ГПа необходимы окислительные условия — преобладание  $\text{H}_2\text{O}$  над  $\text{CO}_2$ .

В долеритах и пикритовых базальтах обеих серий присутствует оливин, который появляется на ликвидусе оливинового толеита при  $P < 1,35$  ГПа [Рингвуд, 1981], щелочного базальта — при  $P < 1$  ГПа [Tsuruta, Takahashi, 1998]. По мере снижения магнезиальности и повышения глиноземистости и щелочности расплава произойдет замена оливина пироксеном и плагноклазом на ликвидусе. В габбро-диабазе ВПП оливин не ксеногенный, так как содержит до 16% фаялитовой молекулы, в базальтах присутствуют пироксен-плагноклазовые сростки.

Очевидно, оценки приблизительные. Для выяснения *PT*-условий дифференциации базальтов ВПП проведем их сопоставление с расплавами современных активных регионов, для которых расположение астеносферы установлено с помощью методов геофизики.



**Особенности расплавов ВПП и флюидный режим их дифференциации.** Базальты ВПП практически не имеют аналогов среди базальтов современных и фанерозойских континентальных обстановок. Траппы Сибирской платформы характеризуются более выдержанным составом. Им, как и траппам других древних платформ, присущи высокие содержания  $\text{CaO}$  (10—11%) и низкие —  $\text{Na}_2\text{O}$  (2—2,5%),  $\text{K}_2\text{O}$  (0,7—0,8%).

Для дифференциации расплавов на континентах не характерен высокий окислительный потенциал и отсутствие (ограниченное развитие) средних и кислых пород. Сходные тренды дифференциации демонстрируют высокомагнезиальные базальты Ломоносовского подводного массива западнее Крыма. Для этих пород также зафиксировано отсутствие влияния  $\text{CO}_2$ , высокая фугитивность кислорода (буфер QFM), участие хлоридно-натриевых водных растворов в процессе дифференциации [Фролова, Бурикова, 1997].

Как отмечалось, базальтам ВПП присущи феннеровский и анортозитовый тренды дифференциации. Феннеровский тренд характеризуется накоплением железа и замедленным накоплением кремнезема, с чем связано отсутствие значительного количества средних и кислых дифференциатов. Анортозитовый тренд выражается в появлении высокоглиноземистых базальтов двух типов: низкощелочных с высококальциевым плагиоклазом, которые пространственно ассоциируют с высокомагнезиальными оливиновыми базальтами, и низкомагнезиальных несколько повышенной щелочности, что является результатом увеличения давления воды. Эти тренды дифференциации также более характерны для океанических обстановок [Шнюков и др., 1997]. Основные породы, представленные на континентах, при близком содержании  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (отражающем степень дифференциации) содержат больше  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CaO}$ , меньше —  $\text{MgO}$  и  $\Sigma\text{FeO}$ . Подобное «искажение» состава можно объяснить преимущественным влиянием  $\text{H}_2\text{O}$  (более характерном для океанических), а не  $\text{CO}_2$  (более характерном для континентальных обстановок), на процесс дифференциации.

Все базальты ВПП обогащены легкими РЗЭ и крупноионными литофильными элементами, но имеют низкую концентрацию высокозарядных элементов. Пикриты (на графиках, нормализованных по отношению к примитивной мантии) обогащены элементами на уровне базальтов срединно-океанических хребтов,

толеиты — на уровне океанических островов [Krzeminska, 2006].

Наложённые изменения представлены альбитизацией и палагонитизацией. Если альбитизация может быть проявлена как в океанических, так и в континентальных обстановках, палагонитизация более характерна для базальтов срединно-океанических хребтов и островных дуг [Фролова, Бурикова, 1997].

Структуры базальтов, минералы вкрапленников (плагиоклаз, авгит, оливин) и основной массы (плагиоклаз, авгит, пижонит), акцессорные (титаномагнетит и редко — ильменит) более характерны для базальтов срединно-океанических хребтов (в частности, Срединно-Атлантического хребта). В базальтах последних также часто отсутствует ортопироксен, минералы вкрапленников — клинопироксен и плагиоклаз. Дифференциация расплавов океанических островов может происходить вплоть до кислых пород, которые развиты незначительно. Их объемы напрямую связаны с мощностью и составом коры. Причина преобладания основных пород над средними и кислыми — развитие магматизма на океанической или деструктурированной континентальной коре. На континентах объем кислых разностей для серий, дифференцированных под корой и затем в коре, намного превышает объем основных пород [Фролова, Бурикова, 1997].

Совокупность особенностей указывает, что базальты ВПП дифференцированы в условиях, более соответствующих океаническому, чем континентальным обстановкам. Объяснением может являться дифференциация на небольшой глубине. На первом этапе, когда контактирование веществом коры фиксируется, кровля астеносферы непосредственно после подъема астенолита располагается не на 50 км, как в современных рифтах, а в коре — на 30—35 км или менее. Происходит инъекция ультраосновного мантийного расплава в кору. На втором этапе дифференциация протекает в коре повышенной основности. При расположении кровли на глубине 30—35 км образуется единая астеносфера, подошва которой находится в мантии. Соответственно можно предположить постоянный приток порций более основного расплава вследствие конвективных потоков вещества в астеносфере. Расположение кровли астеносферы в коре, а подошвы в мантии приводит к перемешиванию мантийных и коровых расплавов, что объясняет повышенные содержания  $\text{MgO}$  в туфах, высокую магнезиальность вещества миндалинов

дацито-андезитов на первом этапе, а обогащение коры основно-ультраосновным веществом — отсутствие контаминации веществом коры на втором этапе.

Неоднородность состава магматических пород отражает неравновесные условия дифференциации при резком снятии давления. Обычно проявлена в колебаниях содержаний  $MgO$  и  $CaO$  в ультраосновно-основных расплавах, дифференцированных под корой (например, в франских вулканитах ДДВ [Гордиенко, Усенко, 2003]). Колебания содержаний щелочей и железа (при относительно высоких  $MgO$ ) могут быть вызваны высоким окислительным потенциалом, вследствие попадания поверхностных вод (рассолов) в очаги дифференциации базальтового расплава. Это возможно при неглубоком расположении кровли астеносферы и наличии проницаемых зон (разломов). Усвоение воды, содержащейся в структурах минералов коры, привело бы к быстрому накоплению  $SiO_2$  — раскислению расплава. Подобный эффект проявлен локально. В скважине д. Ротайчицы (см. табл. 1) он фиксируется, в скважине д. Хабовичи базальты представляют серию пород выдержанного состава, которые вполне могли образоваться в процессе кристаллизационной дифференциации. Это также может служить подтверждением существования локальных зон, по которым растворы с поверхности попадают в расплавы, формирующиеся в коре.

Таким образом, по аналогии с толеитовыми базальтами Сибири, можно предполагать, что первичный расплав образуется при плавлении лерцолита мантии при  $P \sim 7$  ГПа. Его дифференциация на двух этапах осуществляется при  $P \sim 1 + 1,35$  ГПа.

**Третья комагматичная серия.** Перкальская толща встречена в центральной части Припятского вала. Залегает выше базальтов ратненской свиты [Цимбал та ін., 2003]. Обогащенные  $K_2O$  разновидности базальтов и туфов представлены в обеих толщах (во второй шире). К концу дифференциации ратненских базальтов происходит накопление  $K_2O$  в остаточных жидкостях. Относительно выделения перкальских туфов в отдельную толщу нет единого мнения. В работе [Цимбал та ін., 2003] отстаивается их образование из самостоятельного расплава, в работе [Шумлянський, Цимбал, 2006] все обогащенные калием разновидности пород отнесены к метасоматизированным разновидностям базальтов. Однако источник метасоматизирующего раст-

вора и  $PT$ -условия процесса не рассматриваются.

По мнению автора, однократный метасоматоз не объясняет послойного распространения калиевых базальтов и туфов в толще базальтов ВПП. Кроме того, интенсивные изменения могут быть наложены на разогретые породы. Очевидно, базальты ВПП, находившиеся практически на поверхности, не могли быть подвергнуты региональному прогреву. При вертикальной циркуляции растворов прогрев и интенсивное изменение могут быть наложены на слой мощностью несколько сантиметров от края трещины, по которой поднимается горячий расплав-раствор.

Повышение концентраций  $K_2O$ , как правило, связано с палагонитизацией, которая начинается при остывании излившейся лавы, т.е. практически синхронно с ее образованием. Прекращается при погребении породы под более молодыми базальтами и осадками. Интенсивность палагонитизации увеличивается в местах разгрузки гидротерм, где к ней присоединяется образование железокремнистых фаз и оксидов марганца. Гидротермальные наложенные процессы приводят к образованию хлоритов и железокремнистых фаз [Фролова, Бурикова, 1997]. Таким образом, растворы-расплавы, вызывающие палагонитизацию, являются производными самого базальтового расплава, разбавленными поверхностной водой.

Главным признаком для выделения перкальских туфов в комагматичную серию служит присутствие ксенокристаллов хромшпинелидов, образованных глубже 120 км [Цимбал та ін., 2003]. Это высокохромистые, магнезиальные, низкотитанистые, низкожелезистые шпинели с высоким содержанием глинозема. Отличает относительно повышенное содержание  $Na_2O$  и пониженное  $K_2O$ . Подобное распределение говорит о восстановительных условиях кристаллизации. Очевидно, что захват ксенокристаллов предполагает подъем вещества из глубинной астеносферы.

Высокая магнезиальность также свидетельствует в пользу образования на отдельном этапе. Для получения силикатного расплава, содержащего 20,8%  $MgO$ , необходимо поступление вещества с глубины 220 км. Силикатный расплав с подобным содержанием  $MgO$  невозможно получить в процессе дифференциации, даже ликвации, только при малых степенях плавления при высоком  $P$  [Кадик и др., 1990]. Однако в данном случае однозначно утверждать также невозможно, так как и

туфы и вулканическое стекло содержат 12—15%  $Al_2O_3$ , что указывает на высокую степень дифференциации. Кроме того, для базальтов ВПП характерен тренд с накоплением MgO (туфы бабинской свиты) вследствие физико-химических взаимодействий в расплаве, а конечные дифференциаты ратненских базальтов обогащены  $K_2O$ ,  $FeO_{общ}$  (табл. 7).

Расплав, состав которого соответствует расплаву вулканического стекла и туфов перкальской толщи, мог образоваться при плавлении метасоматизированных мантийных пород (флогопитовых перидотитов), либо при смешении расплава частично раскристаллизованной «верхней» астеносферы (обогащенного калием и водным флюидом) с глубинным расплавом. Для установления условий формирования расплавов, из которых образованы туфы перкальской толщи, необходимы дополнительные исследования.

**Герцинский (?) этап активизации.** Активизация, более поздняя, чем вендская, фиксируется на ВПП однозначно. Температура гидротермальных растворов повышаются до  $\sim 335^\circ C$  (образуется вайрацит). Медь, хлорит и кварц откладываются при  $T \sim 300 \div 250^\circ C$  [Шумлянський та ін., 2006]. Для функционирования гидротермальной ячейки необходимо наличие интрузивных тел, а для появления слоя плавления в коре (достижение  $T$  солидуса пород амфиболитовой фации) — существование астеносферы под корой [Гордиенко, 2007]. В работе [Шумлянський та ін., 2006] указано, что магма имеет основной состав, отложение меди происходит из щелочных растворов, содержащих карбонаты, а изотопный состав углерода  $CO_2$  соответствует таковому для вулканических областей. Для вендских расплавов, формирующих толеитовые базальты, участие  $CO_2$  в процессе дифференциации не характерно.

Вулканогенные породы, характеризующие герцинский этап активизации, представлены в Припятском прогибе. Образование расплавов происходит при участии щелочных фторидно-карбонатных, нейтральных и щелочных

водно-хлоридных флюидов. Растворы, формирующие парагидротермальные месторождения меди на ВПП, — кальций-карбонатные (с фтором?) слабощелочные жидкости, сменяющиеся хлоридно-натрий-калиевыми водными растворами [Гордиенко, Усенко, 2003]. Изменение состава флюида в процессе дифференциации расплавов Припятского прогиба соответствует изменению состава рудообразующих гидротермальных растворов ВПП.

Можно предположить, что формирование парагидротермальных рудопроявлений самородной меди происходит в процессе герцинской активизации. Однако на ВПП фиксируются также проявления киммерийской активизации [Шумлянський, 2007]. Таким образом восстановление глубинного процесса невозможно из-за отсутствия достаточной информации.

**Выводы.** Первичный расплав образуется при плавлении лерцолита мантии при  $P \sim 7$  ГПа. Его дифференциация на двух этапах осуществляется при  $P \sim 1 \div 1,35$  ГПа.

На первом этапе, когда контаминация веществом коры фиксируется, кровля астеносферы непосредственно после подъема астенолита располагается не на 50 км, как в современных рифтах, а в коре — на 30—35 км или менее. Происходит инъекция ультраосновного мантийного расплава в кору. На втором этапе дифференциация протекает в коре повышенной основности. При расположении кровли на глубине 30—35 км образуется единая астеносфера, подошва которой находится в мантии. Третий этап, на котором могли быть образованы туфы перкальской толщи, однозначно не выделяется.

Если предполагаемая схема процесса осуществилась, то результатом активизации в венде будут:

1) холодная мантия, так как все события при мощности астенолита 50—70 км могут оставить непрогретым интервал глубин от 100—150 до 200 км. Даже учет флюидно-термального прогрева над нижней астеносферой допускает сохранность алмазов до начала гер-

**Таблица 7. Состав туфов и вулканического стекла перкальской толщи [Цимбал та ін., 2003]**

Порода	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
Вулканическое стекло	38,75	14,66	20,85	11,87		0,9	0,2	0,3
Туф	45,9	11,8	11,35	10,62		1,76	0,16	2,4
Туф	48	14,08	7,22	8,3	2,72	1,44	0,55	4,1

цинского процесса в интервале глубин 150—200 км. Распределение температур должно приближаться к минимальным для докембрийской платформы [Гордиенко, 2007];

2) основная кора, так как расплавы, продуцируемые верхней (коровой) астеносферой, — базальты.

Для объяснения аномалий палеотемператур, специфики состава гидротермальных

растворов, из которых наряду с кварцем и халцедоном отлагались карбонаты, необходимо допустить существование еще одного этапа (отдельной активизации) на территории ВПП. Сопоставление с составом магматических и эксгальационных образований сопредельных территорий позволяет предположить, что они образованы в процессе герцинской активизации.

### Список литературы

- Воловник Б. Я. Траповая формация Волыно-Подольской плиты // Тектоника и стратиграфия. — 1975. — № 8. — С. 25—28.
- Гордиенко В. В. Адвекционно-полиморфная гипотеза процессов в тектоносфере. — Киев: Корвин Пресс, 2007. — 172 с.
- Гордиенко В. В., Усенко О. В. Глубинные процессы в тектоносфере Украины. — Киев: Изд. ИГФ НАН Украины, 2003. — 147 с.
- Кадик А. А., Луканин О. А., Портнягин А. А. Магмообразование при восходящем движении мантийного вещества: температурный режим и состав расплавов, образующихся при адиабатической декомпрессии ультрабазитов мантии // Геохимия. — 1990. — № 9. — С. 1263—1276.
- Махнач А. С., Веретенников М. В. Вулканогенная формация верхнего протерозоя (венда) Белорусии. — Минск: Наука и техника, 1970. — 235 с.
- Носова А. А., Кузьменкова О. Ф., Веретенников Н. В., Петрова Л. Г. Основные типы пород неопротерозойской Волинско-Брестской магматической провинции, их пространственно-временное распределение и генезис // Мідь Волині. — Киев: Логос, 2006. — С. 29—39.
- Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. — Москва: Недра, 1981. — 584 с.
- Самборская И. А. Петрохимические особенности базальтов волинской серии и габбро-диабазов вендских траппов Волини (участок Рафаловка) // Геохимія та рудоутворення. — 2005. — 23. — С. 23—27.
- Усенко О. В. Глубинные процессы образования расплавов в тектоносфере: Автореф. дис... д-ра геол. наук / ИГФ НАН Украины. — Киев, 2008. — 41 с.
- Фролова Т. И., Бурикова И. А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. — Москва: Изд-во Моск. ун-та, 1997. — 320 с.
- Цимбал Ю. С., Квасниця В. М., Цимбал С. М., Тараско І. В. Незвичайні хромшпінеліди із туфів волинської серії нижнього венду північної частини Волино-Подільської плити // Минерал. журн. — 2003. — № 5/6. — С. 130—140.
- Шнюков Е. Ф., Щербаков И. Б., Шнюкова Е. Е. Палеоостровная дуга севера Черного моря. — Киев: Чернобыльинформ, 1997. — 288 с.
- Шумлянський В. А. Тектонические условия киммерийской эпохи рудообразования на Восточно-Европейской платформе // Наук. пр. Ін-ту фундамент. досліджень. — Киев: Логос, 2007. — С. 50—68.
- Шумлянський В. О., Деревська К. І., Нагальова Н. Б., Шумлянський Л. В., Москаленко О. І. Генетичні особливості самородної мінералізації в базальтових туфах Волинської серії венду // Мідь Волині. — Киев: Логос, 2006. — С. 142—149.
- Шумлянський Л. В., Андреассон П., Мельничук В. Г., Деревська К. Ш. Вік формування базальтів Волинської трапової формації за попередніми результатами дослідження цирконів іон-іонним мікророндовим методом // Мідь Волині. — Киев: Логос, 2006. — С. 105—115.
- Шумлянський Л. В., Деревська К. Особливості хімічного складу основних породотвірних мінералів базальтів і долеритів вендських трапів Волині // Мідь Волині. — Киев: Логос, 2006. — С. 90—104.
- Шумлянський Л. В., Цимбал С. М. Про характер вторинних змін вулканогенних порід трапової формації Волині // Мідь Волині. — Киев: Логос, 2006. — С. 90—104.
- Krzeminska E. The late neoproterozoic flood basalt of eastern Poland // Мідь Волині. — Киев: Логос, 2006. — С. 159—170.
- Ryabchikov I. D., Solovova I. P., Ntaflos Th., Büchl A., Tikhonenkov P. I. 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. — 2001. — № 5. — С. 484—497.
- Tsuruta K., Takahashi E. Melting study of an alkali basalt JB-1 up to 12,5 GPa: behavior of potassium in the deep mantle // Phys. Earth Planet. Int. — 1998. — 107. — P. 119—130.