

О. В. Усенко

Глубинное развитие Припятского прогиба в девоне

(Представлено академиком НАН Украины В. И. Старостенко)

Зіставлення глибинного розвитку Дніпровсько-Донецької западини та Прип'ятського прогину показало, що в девоні магматизм кожного басейну був пов'язаний з астеносферою, покрівля якої розташовувалась на різних рівнях. При визначенні складу флюїдів, які брали участь в дифференціації розплавів Прип'ятського прогину, зроблено висновок, що джерелом ексгаляційної частини осадів була астеносфера.

Днепровско-Донецкий авлакоген — линейно вытянутая впадина, ограниченная крупными разломами фундамента и выполненная многокилометровой толщей осадочных пород. Многие исследователи рассматривают его как единую структуру. В работе [1] было проведено установление глубин дифференциации расплавов, сформировавших магматические комплексы Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ). Показано, что в девоне магматизм каждого бассейна питала астеносфера, кровля которой располагалась на разных уровнях. Появление магматических пород в ДДВ и Донбассе происходило в разное время, поэтому их нельзя объединять в единые формации.

Различия между вулканогенными породами Припятского прогиба (ПП) и ДДВ менее ярко выражены. В обеих структурах формируются вулканогенные толщи, представленные щелочными расплавами, характеризующимися высокой степенью эксплозивности. Их формирование предваряется появлением кимберлитов на Припятском валу и карбонатизированных оливинитов Белоцерковского комплекса в ДДВ. Обе разновидности пород сформированы из расплавов, образованных при плавлении лерцолита мантии на глубине ~ 200 км при высокой активности CO₂.

Задачи данного исследования:

1. Сопоставление глубинного развития (изменения расположения кровли астеносферы) ДДВ и ПП в девоне. Для ДДВ расположение глубин дифференциации расплавов рассмотрено в статье [1].

2. Установление флюидного режима дифференциации расплавов ПП.

3. Сопоставление состава магматических флюидов, отделяющихся от астеносферы, с составом эксгаляционно-осадочной толщи, накапливающейся синхронно.

Состав магматических и осадочных пород ПП приведен, согласно данным работ [2, 3].

В верхнем девоне можно выделить два этапа активизации ПП и ДДВ. Начало этапа соответствует перемещению значительного объема частично расплавленного вещества (астенолита) вверх, что приводит к изменению расположения кровли астеносферы и, соответственно, распределения T в верхней мантии. Подобное перемещение в большинстве случаев сопровождается появлением на поверхности недифференцированных ультраосновных расплавов, генерация которых осуществлялась на глубине более 200 км.

Первые проявления магматизма Припятской впадины зафиксированы в еврано-ливленское время позднего девона. Абсолютный возраст (357 ± 12) млн лет.

Этап 1. Первая вулканогенная толща подстилается фаунистически охарактеризованными еврановскими отложениями франского яруса, а перекрывается задонскими слоями нижнефаменского подъяруса. Представлена нефелинитами, плагиотрахитами, трахибазальтами, трахиандезитами. Минеральный состав: моноклинный пироксен (эгирин, эгири-авгит), роговая обманка, калиевый полевой шпат, альбит, нефелин. В субщелочных и плагиотрахитах наряду со щелочными полевыми шпатами (альбит, ортоклаз, анортоклаз) описаны олигоклаз и андезин. В нефелинитах присутствуют нефелин, пироксен, оливин. В породах низкие содержания CaO (в среднем — 3%), MgO (до 2%) и высокие — Na₂O (до 5–7%) и K₂O (до 5–6%).

Накануне образования вулканогенных пород накапливаются нижнещигровские, верхнещигровские и петинские слои, представленные глинами, алевролитами, песчаниками с прослоями доломитов и ангидритов. В воронежско-еврановское время образуются толщи известняков, подстилающих первую вулканогенную толщу. Также происходит накопление аргиллитов, мергелей, известняков, доломита, ангидрита. Соленаккопление (галит и очень редко калийные соли) происходит в восточной части впадины одновременно с извержением магм и туфов первой вулканогенной толщи в западной. Вулканогенный материал представлен производными трахитовых магм (SiO₂ 55–56%), которые образуют прослои вулканических туфов и туффитов в каменной соли, доломитах, мергелях.

Вулканогенные породы первого этапа представлены дифференцированными основными и средними породами. Ультраосновные родоначальные магмы, состав которых должен был отвечать меймечиту (для нефелинсодержащих пород) либо щелочному пикриту (для трахибазальтов) не описаны. Формирование первичного расплава подобного состава возможно при $P \sim 7$ ГПа при участии CO₂. Дальнейшая дифференциация расплава происходит при давлении не более 3 ГПа. Только при меньших давлениях возможна ликвидация на силикатную и карбонатную составляющие. Более вероятно дифференциация под корой (при $P \sim 1,7$ ГПа). На это указывают косвенные признаки: наличие оливина, относительно быстрая нейтрализация среды. Влияние H₂O на дифференциацию мантийных расплавов увеличивается при контаминации веществом коры.

Магматические породы первого этапа развития ПП отличает ряд особенностей:

1. Присутствие нефелинитов (с оливином), появление в разрезе карбонатной пачки, свидетельствует об отделении CO₂ — ликвидации на силикатный и карбонатный расплавы, что возможно при участии смеси фторидно-натриевых и карбонатно-кальциевых флюидов в процессе дифференциации расплава. Присутствие щелочного пироксена, нефелина свидетельствуют о “сухости” силикатного расплава — дефиците O²⁻, который в щелочных условиях расходуется на окисление углерода (образование карбоната — доломита, кальцита). Но углекислая фаза экстрагирует из расплава кальций, поэтому плагиоклазы в подобных условиях не формируются. Существование нефелинитов и плагиотрахитов (пород с альбитом и ортоклазом, затем олигоклазом и андезином), появление роговой обманки (а не щелочного амфибола) говорит о неоднородности условий в астеносфере. Еще более необычно для комагматических серий с фельдшпатоидами накопление кальция в остаточном расплаве (образование андезина).

2. Смещение кровли астеносферы в кору приводит к образованию трахитовых магм — существенного обогащения расплава SiO₂ не происходит. Возможно под ПП или его частью кора сложена породами повышенной основности.

Однозначно проследить особенности дифференциации пород первой вулканогенной толщи на данном фактматериале невозможно. Вероятны варианты (или их сочетание):

1) происходит синхронное развитие двух магматических очагов. В одном очаге карбонатно-кальциевый тренд дифференциации сменяется в коре водно-хлоридно-натриевым (как в ДДВ в девоне). В другом — реализуется тренд с участием хлоридно-водного флюида с натрием и калием, с накоплением кальция в остатке.

Очаг, ближний к ДДВ, развивается по схеме, характерной для многих рифтовых структур континентов. Расплав, по составу отвечающий меймечиту, образуется на глубине ~ 220 км ($P \sim 7$ ГПа) при участии CO_2 . Дальнейшая дифференциация происходит под корой ($P \sim 1,7$ ГПа). Вследствие присутствия CO_2 и фторид-ионов, а также высокой щелочности происходит ликвация на две несмешиваемые жидкости: силикатную и карбонатную. Кальций экстрагируется в карбонатную фазу, силикатная обогащена натрием и калием. Из нее формируются нефелиниты.

Очаг, ближний к ВПП, развивается по анортозитовой схеме, характерной для базальтов океанических островов, срединно-океанических хребтов. Исходный расплав по составу близок к пикриту, что указывает на участие не только CO_2 , но и H_2O в процессе инициального плавления. При снятии давления происходит разделение на частично смешиваемые карбонатную и силикатную фазы, что свидетельствует о присутствии хлорид-ионов. Кальций распределяется между фазами. Щелочность расплава ниже (нивелируется в присутствии воды и хлорид-ионов), формируются плагиоклазы;

2) ПП — зона сочленения регионов с разным строением коры — ВПП (Вольно-Подольская плита с корой повышенной основности) и ПП — ДДВ (с нормальной континентальной корой). Поэтому дифференциация протекает в “геометрически” одном очаге, но по двум схемам. Причина — контаминация мантийного расплава коровым веществом разного состава.

Этап 2. Вторая вулканогенная толща подстилается верхнезадонскими, а перекрывается верхнеелецкими отложениями фаменского яруса. Сложена туфами, чередующимися с известняками и мергелями, содержащими вулканокластический материал, а также потоками и покровами лав. Эффузивы представлены трахибазальтами, трахиандезитами, трахитами (щелочными и субщелочными), нефелинитами (в том числе лейцитсодержащими) и ультраосновными анкаратрит-пикритами и лимбургитами. В скважине Борщевская Р1 разрез второй вулканогенной толщи начинается пачкой вулканогенно-карбонатных пород, “образованных хомогенным карбонатом (преимущественно кальцитом) и обломками измененных эффузивных пород и кристаллов полевых шпатов. Встречаются прослойки сильно карбонатизированных кристаллолитокластических туфов и известковых туффитов” [2, с. 25–26].

Третья вулканогенная толща, известная только в крайней северо-восточной части Припятской впадины, отделена от второй пачкой известняков позднеелецкого возраста мощностью 25 м. На этих известняках в одних разрезах востока впадины (Ветхин, Борщевка, Васильево) лежит каменная соль и ангидриты верхней толщи, в других (Шарпиловка) — образования верхней вулканогенной толщи. Перекрывается образованиями данковского времени верхнефаменского подъяруса.

Представлена туффитами смешанного среднего (трахитового) и ультраосновного (лимбургитового) состава и карбонатными туффитами, лейцитовыми нефелинитами, лимбургитами, щелочными трахитами.

Лимбургиты с высокими содержаниями MgO (15–24%) и низкими Al_2O_3 (6–8%), резким преобладанием FeO над Fe_2O_3 несколько обеднены CaO (2–6% по сравнению с 11–12% в анкаратрит-пикритах). Анкаратрит-пикриты состоят из пироксен- и нефелинсодержащей основной массы и густой вкрапленности оливина (фаялитовой молекулы 12–14%). Содержание щелочей в них также намного выше, чем в лимбургитах: Na_2O (1,1–2,3%) и K_2O (0,7–1,1%)

Верхняя соленосная толща елецко-лебединского возраста представлена галитом и калийными солями, которые в некоторых участках грабена имеют промышленное значение.

Описание пород второй и третьей пачек на втором этапе указывает на пополнение астеносферы, располагающейся в интервале глубин 50–100 км, ультраосновным недифференцированным расплавом. Растворенный флюид представлен преимущественно CO_2 . Встречаются те же породы, что и в первой пачке, а также гибридные разновидности — лейцитсодержащие нефелиниты, биотит-оливиновые базальты. Их извержения предваряются образованием эксгальционных пород, напоминающих карбонатиты, что также позволяет определить их как глубинные (200–300 км) выплавки. Сочетание ультраосновных пород с фельдшпатоидами и карбонатитов наблюдается при резком снятии давления и ликвации на несмешиваемые карбонатную и силикатную составляющие. Появление лейцитсодержащих однозначно указывает на поступление вещества из глубинной астеносферы. Формирование структуры лейцита (в жидком щелочном расплаве) происходит при $P > 5$ ГПа [4]. О том, что между двумя этапами не происходит кристаллизация расплава на глубине 50–100 км, свидетельствуют “сквозные” магматические образования — субщелочные трахиты и т. д.

Таким образом, на обоих этапах кровля астеносферы располагается под корой, затем происходит внедрение расплавов в кору и плавление пород коры. В ДДВ породы первого этапа дифференцированы под корой и в коре, на втором этапе кровля астеносферы располагалась на 100 км [1].

Роли эндогенного вещества в формировании эксгальционно-осадочных толщ, в том числе ДДВ и ПП, посвящено огромное количество работ. Сопряжение изменения состава магматических и осадочных пород в процессе дифференциации расплавов астеносферы в мантии и коре в девоне для ДДВ прослежено автором в работе [5]. Следует подчеркнуть, что речь идет не о способе накопления хемогенных толщ, которые в этом смысле являются осадочными — откладываются из раствора по мере падения его T при разгрузке гидротерм на дне морского бассейна, а об источнике вещества.

Сопоставление состава флюида, участвовавшего в дифференциации, режима его отделения от расплава астеносферы с составом вулканогенных и синхронных осадочных пород приведено в табл. 1. Стрелками указано направление миграции компонентов.

Сопряжение состава вулканогенных и эксгальционно-осадочных пород не может быть случайным. В ПП эта тенденция проявлена еще четче, чем в ДДВ, так как расплавы двух этапов активизации имеют разную щелочность. В первой вулканогенной пачке представлены породы с преобладающей натриевой щелочностью. В нижней солевой толще калийные соли очень редки. Пополнение астеносферы из глубинного источника сопровождается привнесением калия — формируются лейцитсодержащие породы. Верхняя солевая толща содержит калийные соли в промышленных количествах.

Таблица 1

Вулканогенные породы [2]	Состав флюида	Эксталяционно-осадочные породы [3]
	Этап 1. Франские ассоциации пород	
Кимберлиты	$\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + (\text{CO}_3)^{2-}$	Доломит ($\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$)
Нефелиниты ($\text{Na}_3\text{K}[\text{AlSiO}_4]_4$ — нефелин)	$\text{Na}^+(\text{K}^+) + \text{F}$ (← силикатный расплав)	
	$\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + (\text{CO}_3)^{2-}$ (карбонатный флюид →) среда щелочная	Известняк (CaCO_3), мергель
Плагиотрахиты, трахибазальты, трахиандезиты	$\text{Ca}^{2+} + \text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{H}_2\text{O} + \text{Cl}^-$ Нейтрализация среды	Галит (NaCl) с прослоями трахитов Ангидрит ($\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$)
	Этап 2. Фаменские ассоциации пород	
Трахибазальты, трахиандезиты, трахиты		
Карбонатиты (кальцит CaCO_3)	$\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + (\text{CO}_3)^{2-}$ (← карбонатный расплав, флюид →)	Доломит, мергель, известняк
Анкаратрит-пикриты, лимбургиты	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{F}$ (← силикатный расплав)	
Нефелиниты с лейцитом $16[\text{KAlSi}_2\text{O}_6]$ — лейцит	$\text{K}^+ + \text{Na}^+ + (\text{CO}_3)^{2-} + \text{F}^-$ (среда щелочная)	
Карбонатные туффиты, лейцитовые нефелиниты, лимбургиты, щелочные трахиты	$\text{K}^+(\text{Na}^+) + \text{H}_2\text{O} + \text{Cl}^-$ Нейтрализация среды	Каменная и калийная (KCl) соль. Ангидрит

Дифференциация солевых толщ по катионному составу и его соответствие составу минералов синхронных вулканогенных пород — свидетельство эндогенного источника вещества хемогенно-осадочных толщ.

1. Усенко О. В. Состав магматических пород как отражение глубинного процесса (на примере герцинских геосинклинали Донбасса и рифта ДДВ) // Геофиз. журн. — 2004. — **26**, № 3. — С. 111–119.
2. Корзун В. П., Махнач А. С. Верхнедевонская щелочная вулканогенная формация Припятской впадины. — Минск: Наука и техника, 1977. — 164 с.
3. Балабушевич И. А. Припятский грабен. — Киев: Наук. думка, 1965. — 172 с.
4. 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 and Planet. Inter. — 1998. — **107**. — P. 119–130.
5. Гордиенко В. В., Усенко О. В. Процесс рифтогенеза на примере герцинского Днепровско-Донецкого рифта // Геофиз. журн. — 2002. — **24**, № 4. — С. 42–59.

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

Поступило в редакцию 13.08.2009

O. V. Usenko

Deep development of the Pripjat Trough in the Devonian period

The comparison of the deep developments of the Dnieper-Donets Depression and the Pripjat Trough in the Devonian period showed that the magmatism of each basin is related to the asthenosphere, whose roof was disposed on different levels. Determination of the composition of volatiles participating in the differentiation of melts of the Pripjat Trough, results in the conclusion that the source of exhalation is the asthenosphere.