

Еволюція расплавов и флюидов в процесі формирования кори и мантии в палеопротерозое (2,2—1,75 млрд лет назад). Стратиграфія и магматизм

© *О. В. Усенко, 2017*

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина
Поступила 21 ноября 2016 г.

Стратиграфія метаморфічних комплексів, що належать до палеопротерозою, є предметом дискусії. Додатковою ознакою, що дає змогу здійснити кореляцію докембрійських товщ, може бути речовинний склад, оскільки в докембрії склад глибших флюїдів змінювався закономірно. Тоді має існувати закономірність у зміні складу магматичних і метаморфічних порід. Породи, утворені в цей час — доломіт і кальцитит, також поширені кварцити, вуглисті сланці та графітові гнейси. Тільки в цій активізації докембрію проявлено карбонатитовий вулканізм.

При узагальненні особливостей магматичних і метаморфічних порід Українського щита використано методику автора, за якою можна відновити перебіг глибинного процесу і склад расплавів та флюїдів у шарі плавлення. Запропоновано поділ щита на блоки двох видів: власне блоки і ділянки, які просторово тяжіють до шовних зон. Блоки відрізняє: визначальна роль розломних зон, утворених перед гранітизацією; наявність масивів габромонзонітів—трахітоїдних гранітів, сформованих до гранітизації (2,1—1,99 млрд років тому); взаємопереходи між інтрузивними і палінгенними гранітами; формування масивів анортозитів—гранітів ралакві після гранітизації.

Активізація складається з двох тектономагматичних циклів, розділених гранітизацією. При утворенні порід, поширених на територіях, що тяжіють до шовних зон, проявлено вплив окиснених глибинних расплавів і флюїдів.

Про геодинамічний процес і склад глибинних флюїдів на блоках можна робити висновки за складом магматичних порід. На блоках утворюються розломні зони, по яких відбувається багаторазове пропикнення расплавів, диференційованих під корою. У диференціації расплавів беруть участь нейтральні—слаболужні водно-хлоридно-калієві флюїди.

Склад флюїдів змінюється після гранітизації під усім щитом. Безпосередньо після неї утворюються масиви карбонатитів і лужних порід, в яких наявні й лужні ультрабазити. На територіях, що тяжіють до шовних зон, з'являються карбонатні залізисті пласти, що містять ксенокристали.

На блоках, у місцях перетину субмеридіональних і субширотних зон, у залишкових осередках відбуваються змішування расплавів, розбавлених водно-хлоридно-калієвими флюїдами, і плавлення глибинних карбонатно-фторидно-натрієвих порід. Утворюються масиви анортозитів—гранітів-ралакві з титаном. Вони супроводжуються пегматитовими полями, альбіт-

урановими метасоматитами, для формування яких необхідна спільна участь карбонатно-фторидно-натрієвих і водних флюїдів.

Ключові слова: Український щит, карбонатити, палеопротерозой, гранітизація, флюїд, еволюція, родовища заліза, магматизм, стратиграфія, астеносфера, літосфера.

Введение. Данная статья продолжает исследование геодинамического развития Украинского щита (УЩ), в котором предложена корреляция стратиграфических подразделений на основе структурно-вещественных признаков в случаях, когда изотопный возраст не установлен [Усенко, 2016а, б]. Это актуально, так как стратиграфия метаморфических комплексов, относящихся к палеопротерозою, является предметом дискуссии. В основу исследования положено утверждение, что в докембрии закономерно изменяется состав глубинных флюидов, участвующих в дифференциации расплавов. Тогда должна существовать закономерность в изменении состава магматических и метаморфических пород.

В настоящей статье исследуются события третьей активизации, протекавшей 2,2—1,75 млрд лет назад. Период 2,2—1,7 млрд лет как геохронологический рубеж формирования коры и верхней мантии зафиксирован еще при исследовании ксенолитов базальтов Байкало-Монгольского региона с применением изотопных систем Sm-Nd [Коваленко и др., 1990]. Было показано, что этот рубеж имеет глобальное развитие. В это время произошло деплетирование примитивной мантии, формирование мантии, базит-гранулитовой и «гранитной» коры, состав которых близок к современному. После этого истощение и обогащение мантии были возможны лишь в результате привнесения тепла и вещества извне. Определение изотопного возраста ксенолитов, вынесенных ким-

берлитовыми расплавами из мантии и коры, показывает, что образование литосферы всех кратонов мира имело длительную историю, но во всех случаях включает этап 2,1—1,7 млрд лет [Condie, 2011; Ionov et al., 2015; Liu et al., 2016 и др.]. Это время является и пиком карбонатитового вулканизма на всех щитах планеты [Котарко, 2005; Condie, 2011]. Образуются оригинальные комплексы магматических пород. Изучение их состава и строения позволяет судить о протекании геодинамического процесса, о флюидном режиме дифференциации расплавов на разных уровнях, об условиях, благоприятных для формирования месторождений полезных ископаемых на поверхности.

В работе использованы данные из литературных источников (описания метаморфических и магматических комплексов [Стратиграфические..., 1985; Геолого-геоэлектрическая..., 2005; Щербачков, 2005; Геолого-геофизическая..., 2008, 2009 и др.], определения изотопного возраста [Геохронология..., 2008; Пономаренко и др., 2014 и др.], время образования разломов [Гинтов, 2014]), а также обобщения, сделанные в работе [Бордунов, 1983].

Существуют особенности, которые позволяют идентифицировать разрезы, образованные 2,2—1,75 млрд лет назад. Цель статьи — доказать, что эти отличия связаны с протеканием глубинного процесса и могут быть объяснены закономерными изменениями состава флюидов и расплавов, поступающих из глубинных оболочек, а вещественный состав магматических и метаморфиче-

ских пород можно считать признаком для корреляции.

Главными являются два тезиса:

- в третьей активизации изменяется конфигурация территорий, развивающихся по близким схемам глубинного процесса;
- в третьей активизации изменяется состав вещества, выносимого из глубинных оболочек.

Предлагается общая модель, которая не может претендовать на объяснение детального строения разрезов, так как тектонические движения, особенно интенсивно проявившиеся в это время, остаются за пределами метода. Главное внимание уделяется выяснению *тенденций* изменения состава пород и применению установленных зависимостей для корреляции стратиграфических подразделений УЦ. Преимуществом данного исследования является использование представлений о протекании разномасштабных процессов (от перемещения пелюмов и астенолитов до самоорганизации вещества на разных уровнях) в *PT*-условиях коры и мантии.

Терминология и методы исследований. Накопление вулканогенных, эксгальционных, осадочных пород, их метаморфические преобразования, мигматизация и плавление, а также тектонические движения являются следствием глубинного геодинамического процесса. Изучение химического и минерального состава магматических и метаморфических пород позволяет определить глубину размещения границы литосфера—астеносфера (ЛАГ), а установление последовательности ее изменения — восстановить геодинамический процесс. Состав глубинных расплавов и флюидов, достигающих поверхности, обусловлен последовательностью физико-химических взаимодействий на кровле слоя плавления [Усенко, 2014].

В статьях [Усенко, 2016а, б] было предложено следующее.

1. Выделить активизации, каждая из которых характеризуется специфическим флюидным режимом дифференциации расплавов, т. е. разделить время.

2. По составу метаморфизованных магматических и эксгальционно-осадочных пород установить протекание процесса — разделить активизацию на тектономагматические циклы (ТМЦ), а ТМЦ на этапы, в течение которых размещение ЛАГ постоянно.

3. Установить условия дифференциации расплавов астеносферы (состав флюидов) на каждом этапе (при известных *PT*-условиях).

4. Выделить территории, на которых в течение одного ТМЦ глубинный процесс протекал сходно, при близком составе глубинного флюида.

5. Провести сопоставление структур, сходных по развитию.

Можно обозначить три периода вынесения глубинного вещества. До 2,8 млрд лет преобладают окисленные расплавы, в которых растворена вода, присутствуют хлорид-ионы и металлы, образующие с ними комплексные соединения. Затем (приблизительно до 2,0 млрд лет) на блоках активны слабощелочные флюиды, содержащие воду, обогащенные хлором и калием. Шовные зоны образованы около 2,5 млрд лет, в них проявились более окисленные флюиды, переносящие железо в виде хлоридных комплексов. Около 2,0 млрд лет появляются ультращелочные и щелочные расплавы сопряженные с карбонатно-фторидно-натриевым флюидом.

В работах [Усенко, 2014, 2016а, б] выделены три глобальные активизации, которые представлены комплексами магматических и метаморфических по-

род. Они протекали 3,2—2,8; 2,7—2,2; 2,2—1,75 млрд лет назад. Активизация 3,7—3,2 млрд лет не рассматривается, так как невозможно провести исследования по предложенной схеме.

Активизации неоархея и палеопротерозоя состоят из двух ТМЦ. На начальных этапах происходит утонение литосферы. На пике активизации (конец первого — начало второго ТМЦ) образуется слой плавления в коре, затем мощность литосферы увеличивается. Так как состав расплавов определяется глубиной расположения ЛАГ, то магматические породы первых этапов представлены ультрабазитами (если мощность 150 км и более), затем базальтами (если мощность 100 км). Если ЛАГ размещается под корой, на поверхности появляется серия от ультраосновных пород до андезито-базальтов, затем происходит образование слоя плавления на глубине 20—40 км, продуцирующего исключительно граниты. На эродированных блоках докембрийских щитов этот слой может быть выведен на современную поверхность. Поэтому можно видеть граниты, образованные непосредственно в очаге плавления (неперемещенные или палингенные).

Названные глубины реперные. Они могут быть использованы при построении общей модели. Размещение слоя плавления в коре контролируется линией солидуса пород, метаморфизованных в амфиболитовой фации в присутствии воды. Для плавления пород гранулитовой фации, располагающихся в общем случае глубже 35—40 км, требуются температуры более 1000 °С [Гордиенко, 2007]. В работе [Гинтов и др., 2016] показано, что в условиях стрессовых нагрузок при сдвиговых перемещениях блоков температура и давление на отдельных участках могут резко возрастать. Воздействие высоко-

температурных расплавов, химически активных флюидов и гидротермальных растворов, которые заполняют образующиеся проницаемые зоны, также оказывает существенное влияние, так как происходит не только плавление, но и растворение пород. Тогда размещение слоя плавления в коре, как и степень метаморфических преобразований, будет зависеть не только от литостатического давления.

В процессе первой активизации образована архейская гранит-зеленокаменная область Среднеприднепровского мегаблока (СПМБ) Украинского щита, которая практически не задействована в более поздних процессах. Во время второй активизации западнее Ингулецко-Криворожской шовной зоны (ИКШЗ) в течение двух ТМЦ на блоках накапливаются толщи вулканогенно-осадочных пород, а в обрамлении СПМБ во втором цикле закладываются шовные зоны — ИКШЗ и Орехово-Павлоградская (ОПШЗ). Голованевская шовная зона (ГШЗ) во втором ТМЦ закладывается на неоархейской днестровско-бугской серии, накопленной в первом [Усенко, 2016б]. Следствия каждой следующей активизации накладываются на результат предыдущих.

Во второй и третьей активизациях изменение состава флюидов, образование разломных зон, самые активные тектонические движения происходят на пике активизации в конце первого — начале второго ТМЦ, после формирования слоя плавления в коре. Граниты, образованные около 2,0 млрд лет назад, слагают значительную часть территории не только УЩ, но и всех щитов мира.

Промежуток времени 2,7—2,1 млрд лет относительно мало охарактеризован определениями изотопного возрас-

та, поэтому время окончания второй и начала третьей активизации привязано относительно образования палингеновых микроклиновых гранитов палеопротерозоя — 2,1—1,99 млрд лет назад [Пономаренко и др., 2014]. Возраст чарнокитов Мангушского комплекса Западного Приазовья — 2,16 млрд лет [Геохронология..., 2005]¹. Так как образование кислых расплавов происходит в коре на пике активизации, то ее начало отнесено ко времени 2,2 млрд лет назад. Есть и дополнительные датировки, относящиеся к началу активизации. Пироксеновые гнейсы днестрово-бугской серии датированы 2,23 млрд лет. Возраст биотитовых гнейсов западной части ГШЗ — 2,26 млрд лет [Геохронология..., 2008]. В Бугском мегаблоке (БМБ) и ГШЗ возраст плагиогнейсов составляет 2,57, а плагиогранитов побужского комплекса Савранского рудного поля — 2,5÷2,6 млрд лет [Геохронология..., 2005], т. е. они образованы в процессе второй активизации. Многочисленные определения 1,96—2,06 млрд лет [Геохронология..., 2008] датируют последнюю глобальную гранитизацию. В Хащевато-Завальевском районе присутствуют эксгальционно-осадочные карбонатные и железистые породы (мрамор с. Завалье — 2,04 млрд лет и эвлизит — 1,91 млрд лет) [Геохронология..., 2008]). В первой и во второй активизациях мраморы и эвлизиты не образуются.

Корреляция разрезов второй активизации (2,7—2,2 млрд лет назад) по данным изотопного возраста с учетом состава магматических и мета-

¹ Мангушский блок отнесен к Западному Приазовью, так как его геодинамическое развитие сходно с развитием ОПШЗ и Западного Приазовья. Граница проведена по Малояни-сольской зоне разломов.

морфических комплексов (табл. 1) приведена в работе [Усенко, 2016б]. В этой работе указаны причины отнесения нижней части тетеревской серии ко второй активизации. Сходство состава городской свиты тетеревской серии и темрюкской свиты центрально-приазовской серии с росинско-тикичской серией не позволяет настаивать на таком разделении. Во многих работах породы Волинского мегаблока (ВМБ) считаются исключительно палеопротерозойскими, образованными 2,3—2,08 млрд лет назад [Пономаренко и др., 2014]. Однако вским доводом представляется возраст магматических комплексов западной и центральной частей щита. На границе Росинско-Тикичского мегаблока (РТМБ) и Подольского мегаблока (ПДМБ) в породах юрьевского и тетевского комплексов обнаружены цирконы, возраст которых 2,48—2,82 млрд лет [Геохронология..., 2005]. Изотопный возраст шереметьевских гранитов ВМБ (2,43 млрд лет) приведен в работе [Верхогляд, Скобелев, 1995]. И для побужского, и для шереметьевского комплексов имеется две датировки, более поздняя около 2,0 млрд лет. Однако наличие нескольких датировок является частым явлением для гранитоидов высокометаморфизованных блоков и отражает время не только образования, но и преобразования пород. Поэтому можно лишь утверждать, что кочеровская свита несомненно относится к первому ТМЦ третьей активизации.

Нет изотопных дат времени начала образования криворожской и бугской серий. Кластогенные цирконы, обнаруженные в низах этих серий, отражают возраст не самих пород, а обломочного материала. По изотопным датировкам можно утверждать, что бугская серия образована не ранее 2,7, но не позд-

нее 2,06 млрд лет назад [Пономаренко и др., 2014]. Изотопный возраст пород кошаро-александровской свиты, вскрытых скважиной-3560 IV в западном обрамлении Капитанской интрузии (5 анализов), составляет 2,016—2,024 млрд лет [Геохронология..., 2008; Геолого-геофизическая..., 2008]. Присутствие здесь и кластогенного циркона, образованного 2,8 млрд лет назад, означает, что накопление осадков началось позже. Подобным образом установлен и возраст криворожской серии [Пономаренко и др., 2014].

Есть затруднения и в использовании метода, предложенного автором, так как гнейсы и сланцы с биотитом, амфиболом, силлиманитом, кордиеритом и графитом образуются на блоках в течение трех ТМЦ. Выводы сделаны на основе представлений о протекании глубинных процессов и составе выносимого вещества. Можно говорить, что они не противоречат имеющимся определениям абсолютного возраста. Однако могут быть уточнены впоследствии.

Необходим поиск более частных геохимических характеристик, присущих породам каждого ТМЦ, а также развитие представлений о глубинных процессах, зафиксированных в строении метаморфических комплексов докембрия, поскольку суждения исследователей отражаются в трактовке геолого-аналитической информации. Перспективным направлением представляется дополнение геохимических и тектонофизических методов моделями протекания геодинамических процессов, в которых проведен учет эволюции состава глубинного вещества.

Разделение УЩ на территории, в которых 2,2—1,75 млрд лет назад образуются сходные метаморфические и магматические комплексы. Породы, образованные в третьей активизации,

схожи между собой и отличны от более ранних толщ (см. табл. 1). Общие признаки проявлены в обязательном присутствии карбонатных магматических и эксгаляционных пород, сложенных доломитом и кальцитом, а также в широком развитии кварцитов, углистых сланцев и графитовых гнейсов. Только в этой активизации докембрия проявлен карбонатитовый вулканизм. По мнению И. Н. Бордунова, с которым полностью согласен автор, содовые растворы и известково-кремнистые эксгаляции как спутники карбонатитов — источник известково-кремнистого осадконакопления, объемы которого намного превосходят интрузивные тела карбонатитов [Бордунов, 1983].

Накопление железистых пород продолжается. Однако состав и железистых, и вмещающих пластов совершенно изменяется. В третьей активизации образуется железисто-кремнисто-карбонатная формация, состав которой отличен от продуктивных пластов саксанской свиты криворожской серии широким развитием именно карбонатных пород, в том числе железисто-карбонатных [Усенко, 2015].

Существуют особенности и в составе магматических пород. Широко распространены ультраосновные породы, состав которых близок к коматитовому стандарту, а также карбонатиты. Палингенные граниты представлены микроклиновыми разновидностями. Присутствуют массивы габбро-анортозитов, гранитов рапакиви и щелочных пород.

В третьей активизации изменяются площади, на которых глубинный процесс протекает одинаково. Наследуются уже существующие структурные элементы, появляются новые. От первой к третьей активизации все сложнее унифицировать тектонические еди-

Таблица 1. Схема корреляции стратиграфических разрезов УЩ. Состав свит и серий приведен по работе [Стратиграфические..., 1985]

Возраст, млрд лет	ВМБ, ПАМБ	РТМБ	БМБ, ПШЗ	ИМБ	ККЗ	ОПШЗ, ПМ
Третья активизация. Второй ТМЦ						
1,75					Глевалтская свита Сланцы карбонат-биотит-кварцевые, метапесчаники	Садовая свита —
Третья активизация. Первый ТМЦ						
Гранитизация						
2,0	Теперевская серия Кочеровская свита Верхняя подсвета: чередавапис силкатных, силикатно-карбонатных, карбонатных пород. Кальцифиры и карбонатно-диоксидовые кристаллосланцы. Амфиболиты Нижняя подсвета: биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы и сланцы	Белочерковская толща Кальцифиры, скарноиды, мраморы, пироксен-магнетитовые железистые кварциты Володарская толща Кварциты, железистые кварциты, гнейсы гранат-биотитовые, кристаллосланцы сталоосланцы биотит-амфиболовые, амфиболиты	Бугская серия Хацевашо-завальевская свита Мраморы, кальцифиры, графит-биотитовые, гранат-биотитовые, пироксеновые гнейсы, железистые кварциты Березницкая толща Гранат-биотитовые (с кордиеритом) гнейсы с прослоями гиперстен-плагиоклазовых сланцев и кальцифиров Кожаро-александровская свита Кварциты, гнейсы биотит-гранат		Криворожская серия Гданцевская свита Кварцито-песчаники, сланцы графит-углистые, кварц-биотитовые. Мраморы доломитовые. Сланцы карбонат-талкотремолитовые. Кварциты гематит-магнетитовые	Сачинская свита Карбонатно-графитовая пачка. Магнетит-пироксеновые кварциты. Пироксен-графит-гранатовые гнейсы. Пироксен-магнетитовые кварциты, амфибол-биотитовые и пироксеновые амфиболовые сланцы. Темрюкская свита Гнейсы биотитовые.

2.2		графитовые, амфибол-гиперстен-плагиоклазовые кристаллосланцы				амфибол-биотитовые, графит-биотитовые, диопсид-плагиоклазовые	
Вторая активизация. Второй ГМЦ							
	Городская свита Биотитовые, силлиманитовые, графитовые, амфибол-биотитовые гнейсы и сланцы	Росинско-лижичская свита Биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты с прослоями гранатосодержащих гнейсов, кварцитов, метакварцитов и ультрабазитов и пироксеновых амфиболитов	Днепровско-бугская серия Павловская толща Магнетит-двупироксеновые, гиперстеновые, магнетит-гранат-гиперстеновые гнейсы, железистые кварциты	Ингуло-цыгулецкая серия Рошховская свита Гранат-биотитовые и гранат-кордиерит-биотитовые гнейсы	Чечелевская Биотитовые гнейсы с гранатом коранс-ритом, графитом, амфиболитом	Сакаганская свита Скелеватская свита Новокриворожская свита Амфиболиты, кварц-хлорит-биотитовые сланцы	Гумляпольская и белозерская свиты
Вторая активизация. Первый ГМЦ							
Гранитизация							
2.5			Тыровская толща (наколелене) Биотит-двупироксеновые плагиоклазовые с амфиболом, магнетитом, кристаллосланцы, гнейсы биотит-ортопироксеновые	Каменно-костоватская свита Гранат-графит-биотит-пироксеновые (гиперстеновые) гнейсы с силлиманитом и кордиеритом	Каменно-костоватская свита Пироксеновые гнейсы с биотитом, магнетитом, гранатом	Славовская свита	
2.7	Васильевская свита Биотитовые с гранатом, кордиеритом, силлиманитом, графитом гнейсы Амфиболиты						

ницы. Учет районирования важен для данного исследования, так как региональные структуры различаются глубинным развитием, в них накапливаются разные по составу экзальационно-осадочные и магматические комплексы. Общая схема районирования щита (рис. 1) является одним из результатов работы. Данное деление проведено ис-

ключительно по вещественному составу пород и не совпадает с современной разломно-блоковой структурой. Речь идет о выделении площадей, развитие которых было различным в активизации, происходившей 2,2—1,75 млрд лет назад. Вещественный состав пород каждой выделенной территории, геодинамический процесс, физико-

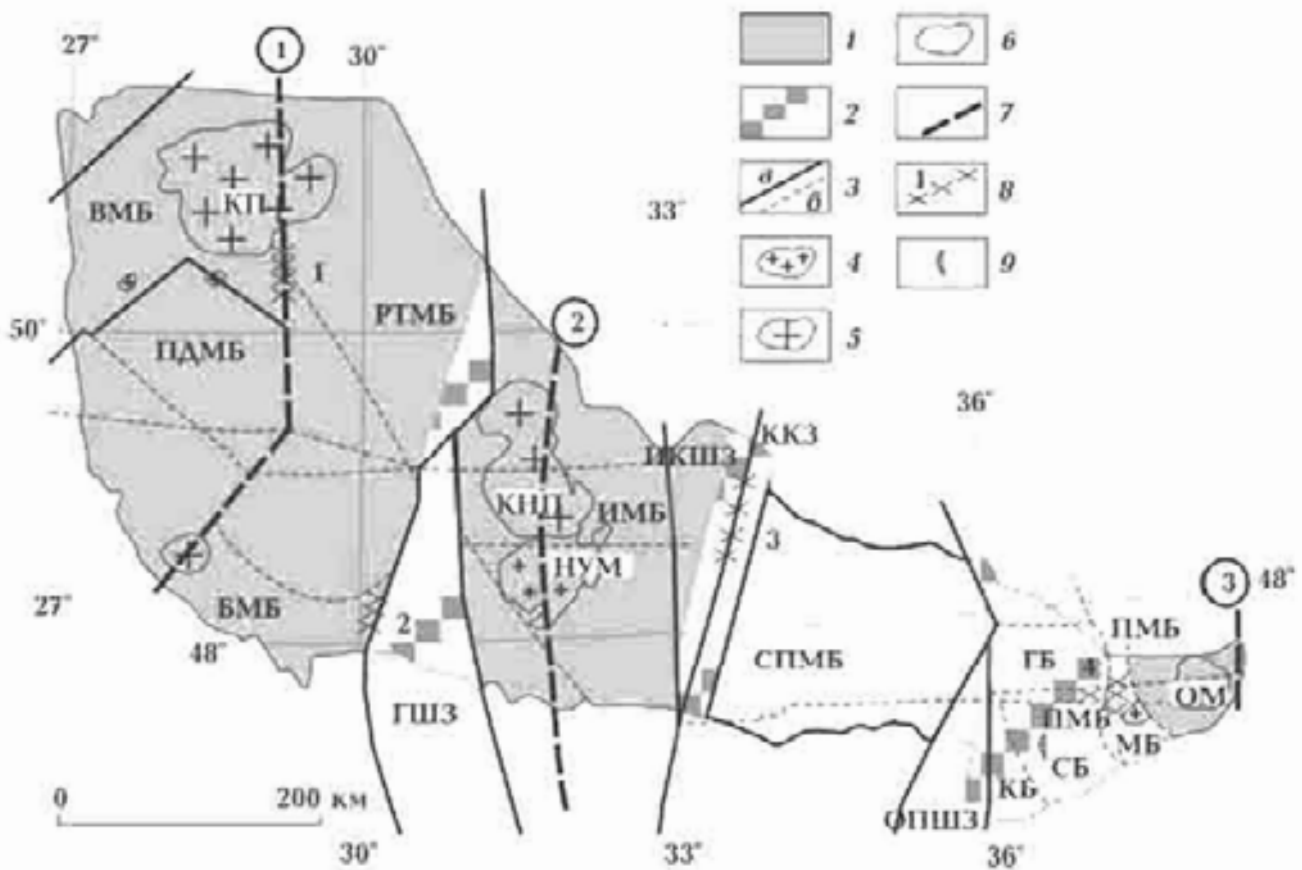


Рис. 1. Схема районирования УЩ в третьей активизации (~2,2—1,75 млрд лет назад): 1 — блоки, участвующие в активизации; 2 — территории, пространственно тяготеющие к шовным зонам; 3 — разломы; 4 — массивы монзонитов-калиевых гранитов; 5 — пластоны анортозитов-гранитов рапакиви; 6 — Октябрьский массив; 7 — разломные зоны, образованные в процессе третьей активизации; 8 — распространение пород первого ТМЦ (1 — кочеровская свита; 2 — бутская серия); 9 — гданцевская свита; 4 — демьяновская (сачкинская) свита; 9 — Черниговский комплекс карбонатитов. ВМБ — Волянский мегаблок; ПДМБ — Подольский мегаблок; РТМБ — Росийско-Тичикский мегаблок; БМБ — Бугский мегаблок; ИМБ — Ишгульский мегаблок; СПМБ — Среднеприднепровский мегаблок; ПМБ — Приазовский мегаблок; ГШЗ — Голованевская шовная зона; ИКШЗ — Ишгуло-Криворожская шовная зона; ККЗ — Криворожско-Кременчугская зона; ОПШЗ — Орехово-Павлоградская шовная зона; КБ — Корсунский блок; ГБ — Гайчурский блок; СБ — Салтычанский блок; МБ — Мангушский блок; КИ — Коростенский плаутон; КНП — Корсунь-Новомиргородский плаутон; НУМ — Новоукраинский массив; ОМ — Октябрьский массив. Современное разломно-блоковое строение УЩ приведено по работе [Гаштов, 2014].

химические процессы, протекавшие на кровле астеносферы, детально рассмотрены далее.

В работе предложено деление УЩ на блоки двух видов: собственно блоки и участки, пространственно тяготеющие к шовным зонам. Их конфигурация не совпадает с конфигурацией современных шовных зон.

Признаки территорий, тяготеющих к шовным зонам:

- пространственная близость к шовным зонам, образованным на границе архея и протерозоя;
- присутствие железистых пород железисто-кремнисто-карбонатной формации, а также кварцитов, графитовых гнейсов и углистых сланцев;
- связь железистых пород с кальцифирами (доломитовыми и кальцитовыми);
- широкое развитие ультрабазитов, часто вулканогенных, присутствие карбонатитов.

Первая территория тяготеет к ГШЗ, но захватывает Хашчевато-Завальевский блок и продолжается на север в РТМБ, где находятся месторождения Одесско-Белоцерковского железорудного района. Здесь распространены руды мариупольского и побужского типов [Металлические..., 2005]. Это определяет их как относящиеся к железисто-кремнисто-карбонатной формации, образованной в третьей активизации.

Ко второй относится часть ИКШЗ — Криворожско-Кременчугская зона (ККЗ), в которой накапливается гданцевская свита, западнее в пределах ИКШЗ — родионовская, не содержащая железистых пластов.

Третья охватывает часть СПМБ (Конкско-Белозерскую структуру), северную часть ОПШЗ, распространяется на все Западное Приазовье. Верхняя часть белозерской серии СПМБ сопо-

ставляется с гданцевской свитой ККЗ [Усенко, 2016б]. Рядом находятся Малотерсянский массив щелочных пород. В северной части ОПШЗ (Васильковский профиль) Е. Б. Глевасским описаны кварциты, высокоглиноземистые и графитсодержащие гнейсы, эвлизиты и железистые кварциты, состав которых свидетельствует о том, что они образованы в палеопротерозое. [Геолого-геоэлектрическая..., 2005]. Это подтверждается определениями абсолютного возраста. На Васильковском участке архейский возраст установлен для тоналитов (3,5 млрд лет) и мафических даек (2,88 млрд лет). Следующий этап активности начнется позже 2,3 млрд лет, а время метаморфических преобразований около 2,1 млрд лет [Lobach-Zhuchenko et al., 2014]. Породы третьей активизации широко представлены в Западном Приазовье. В Приазовском мегаблоке (ПМБ) породы железисто-кремнисто-карбонатной формации образуются до гранитизации в Корсакском блоке, а также на стыке Западного и Восточного Приазовья (Мангушский блок, Мариупольское рудное поле). В работе [Стратиграфические..., 1985] они описаны как сачкинская свита. Садовая свита вскрыта на юге Сорокинской структуры (Салтычанский блок ПМБ). В этом же блоке находится Черниговский комплекс карбонатитов (ЧКК), приуроченный к разломной зоне. Он образован в третьей активизации.

Вторая и третья территории смыкаются севернее Днепровско-Донецкой впадины в единую Курскую магнитную аномалию.

На блоках первично-осадочная толща известна только в пределах ВМБ, однако магматические комплексы блоков различаются, что однозначно указывает на разное протекание глубинного процесса.

Признаки территорий, относимых к блокам (даты по работе [Пономаренко и др., 2014]):

- наличие и определяющая роль разломных зон, образованных перед гранитизацией;
- присутствие массивов габбро-монзонитов—трахитоидных гранитов (2,08—2,04 млрд лет назад);
- взаимопереходы между интрузивными и палингенными гранитами (2,1—1,99 млрд лет назад);
- формирование массивов анортозитов—гранитов рапакиви (1,8—1,74 млрд лет назад).

Можно предполагать существование на блоках метаморфической толщи, эродированной позднее. Условия кристаллизации всех перечисленных массивов указывают на наличие сверху толщи пород. Породы ингуло-ингулецкой серии метаморфизованы до гранулитовой фации. На многих участках блоков на поверхность выведены неперемещенные граниты, возраст которых около 2,0 млрд лет. Они соседствуют с интрузивными, которые были насыщены флюидом, так что глубина слоя плавления, закладываемая в общую модель (20 км), могла быть существенно меньше, однако наличие метаморфической толщи сверху несомненно.

В центральных частях блоков на пике первого — в начале второго ТМЦ образуются разломные зоны Грузско-Еланчикская и тектонический шов Херсон—Смоленск. В Западной части УЩ в период 2,0—1,8 млрд лет назад образуются Звиздаль-Залесская, Брусиловская и Немировская разломные зоны [Гинтов, 2014]. По разломным зонам происходит вынесение расплавов из астеносферы, располагающейся под корой и в коре, во время и после гранитизации. Проекция на поверхности разломной зоны Херсон—

Смоленск представлена территорией от Звенигородско-Братского до Кировоградского разломов, а проекция Грузско-Еланчикской зоны охватывает все Восточное Приазовье. Разломные зоны протягиваются далеко за пределы щита. Особенностью их существования является постоянная активность от момента образования (2,05 млрд лет назад) до конца палеопротерозойского этапа (1,75—1,6 млрд лет назад). Об этом свидетельствует многократно возобновлявшаяся магматическая и гидротермальная деятельность. К этим зонам территориально привязаны массивы монзонитов—микроклиновых гранитов (Букинский, Новоукраинский (НУМ), Хлебодаровский), анортозитов—гранитов рапакиви (Коростенский плутон, Дрокийский массив, Корсунь-Новомиргородский плутон) и щелочных пород (Октябрьский массив), а также месторождения золота, поля редкометалльных пегматитов. Именно с этими разломными зонами связаны месторождения титана в ВМБ, урана в Ингульском мегаблоке (ИМБ).

Эти зоны активны и в фанерозое [Щербаков, 2005; Пашкевич, Бакаржиева, 2016]. С Грузско-Еланчикской связаны практически все магматические комплексы Донбасса (образованы от 0,4 до 0,175 млрд лет назад). Она определяет развитие Донецкой складчатой области. В настоящее время вдоль тектонического шва Херсон—Смоленск на УЩ, на его продолжении в Днепровско-Донецкой впадине [Старостенко и др., 2014], а также на продолжении Грузско-Еланчикской разломной зоны — на Нагольном кряже [Усенко, 2002] происходит вынесение гидротермальных растворов.

В пределах Кочеровской площади между Звиздаль-Залесской и Брусиловской зонами разломов присутству-

ют проявления палеопротерозойского карбонатитового вулканизма, ореолы фенитизации, что, по всей видимости, служило основанием для ее описания как Немировско-Кочеровской шовной зоны в работе [Геолого-геофизическая..., 2009]. Но шовные зоны образуются ранее — на рубеже архея и протерозоя и различаются составом накапливаемых толщ. В третьей активизации образуются железисто-кремнисто-карбонатные породы, однако во всех шовных зонах или в непосредственной близости от них присутствуют и железистые породы железисто-кремнисто-сланцевой формации, образованные во втором ТМЦ второй активизации. Тогда как вышеперечисленные разломы образованы 1,85 млрд лет назад [Гинтов, 2014].

Развитие территорий, тяготеющих к шовным зонам, в третьей активизации. Рассмотрение магматических и метаморфических комплексов этих территорий позволяет оценить изменение состава глубинных расплавов и флюидов. Даже в случае, когда непосредственное вынесение осуществляется с границы кора—мантия (при размещении ЛАГ на 50 км), поверхности достигают недифференцированные расплавы, которые во многом сохраняют состав и структуру первичных, вынесенных с глубин более 250 км. Инверсия состава флюида (смена водно-хлоридно-калиевого карбонатно-фторидно-натриевым) проявлена перед гранитизацией (2,0 млрд лет назад) и отражается появлением мощной пачки карбонатных пород. Изменяется и состав железистых. Силикат-магнетитовые сменяются карбонат-магнетитовыми, но и те, и другие относятся к железисто-кремнисто-карбонатной формации, образующейся только в это время [Усенко, 2015]. В Салтычанском блоке

Западного Приазовья образуется ЧКК.

Метаморфические комплексы. Взаимоотношения с более ранними толщами отчетливо устанавливаются в *гданцевской свите криворожской серии*. Она накапливается в первом ТМЦ и состоит из последовательно залегающих железисто-карбонатных пород (сидерит-кальцитовых, кварц-кальцитовых и др.), безрудных кварцитов, которые сменяются полосчатыми железистыми силикатно-магнетитовыми и внутрiformационными магнетитовыми рудами. На них залегают кальцитовые и кальцит-доломитовые мраморы, слюдистые сланцы и ультрабазиты, которые еще выше сменяются полосчатыми силикатно-магнетитовыми кварцитами, глиноземистыми и слюдисто-графитовыми сланцами. Выше размещаются ультрабазиты и слюдистые метапелитовые и метаалевролитовые сланцы и силикатно-магнетитовые кварциты (описание приведено по работам [Железисто-кремнистые..., 1978; Стратиграфические..., 1985]). Здесь помимо карбонатных и силикатных пород присутствуют метаморфизованные ультрабазиты и базиты (сланцы хлорит-актинолит-тремолитовые, амфиболит тремолититовый, тремолититы). Гданцевская свита сопоставляется с зеленосланцево-метабазитовой подсвитой Белозерской структуры (на западе и востоке СПМБ продолжастся накопление сходных толщ в близких геодинамических процессах) [Усенко, 2016].

Во втором ТМЦ образуется глееватская свита. Отличительные особенности ее состава — широкое развитие метапесчаников, метаконгломератов, кварцитов. Резко возрастает доля обломочных пород, что однозначно объясняется тектоническими движениями.

ми, которые начинаются перед гранитизацией и продолжаются (многократно возобновляются) после 2,0 и до 1,75 млрд лет.

Сачкинская (дубровская) свита Западного Приазовья на Демьяновском участке Мариупольского рудного поля (ПМБ) представлена пироксен-магнетитовыми кварцитами, которые чередуются с амфибол-биотитовыми, амфиболовыми, пироксен-амфиболовыми сланцами, а вверху разреза появляются кальцифиры. Над ней располагается пачка амфибол-пироксеновых кристаллических сланцев с прослоями пироксен-графит-гранатовых гнейсов, иногда гранатовых кварцитов с фаялитом и графитом (до 160 м). Вверх по разрезу увеличивается содержание магнетита, появляются магнетит-пироксеновые кварциты. Выше размещается карбонатно-графитовая пачка (до 105 м), сложенная графитсодержащими гнейсами и кальцифирами. Продуктивная свита Демьяновского участка образована при расположении кровли астеносферы под корой. Об этом свидетельствует и связь с ультрабазитами (см. ниже).

В Салтычанском и части Мангушского блоков, а также в Конкско-Ялынской впадине накапливается темрюкская свита. Она характеризуется ритмичным строением. Начальные части всех шести ритмов представлены кварцитами и высокоглиноземистыми гнейсами, средние части сложены графитовыми, биотитовыми, гранатовыми и амфиболовыми гнейсами, верхние части ритмов — или карбонатные породы, или биотит-амфибол-пироксеновые гнейсы, которые иногда содержат до 10 % магнетита. Состав толщи, появление мраморов и кальцифиров предполагает отнесение их к третьей активизации. Ее соотношение с сачкинской

свитой не установлено. Возможно, в темрюкской свите более представлены нижние горизонты. Ритмичность и состав указывают на образование при расположении ЛАГ на 100 км.

Вещественный состав толщ позволяет предполагать, что в Западном Приазовье первый ТМЦ представлен темрюкской и сачкинской свитами. Во втором ТМЦ третьей активизации метаморфические комплексы территории представлены садовой свитой, которая по составу очень близка к глееватской.

Доказательством образования *бугской серии* в процессе третьей активизации служит ее состав. Нижняя кошаро-александровская свита сложена преимущественно кварцитами (до 50 %), высокоглиноземистыми породами и основными кристаллосланцами (по 20—25 %). В составе хашчевато-завальевской свиты широко развиты карбонатные породы (мраморы и кальцифиры), которые ассоциируют с графит-биотитовыми, гранат-биотитовыми, биотитовыми и пироксеновыми гнейсами, а также железистые кварциты, перемежающиеся с пироксенсодержащими гнейсами и кристаллосланцами.

Во многих случаях установить последовательность появления пород в Среднем Побужье очень сложно, так как залегание нарушено. Но главные признаки третьей активизации — обязательное присутствие кальцитовых и доломитовых мраморов и пород железисто-кремнисто-карбонатной формации в породах бугской серии — отчетливо проявлены.

Породы росинско-тикичской серии представлены в реститовых блоках очень разного возраста, сохранившихся в полях развития гранитов и мигматитов. Среди них присутствуют представители железисто-кремнисто-

карбонатной формации третьей активизации, магматические и метаморфические породы второй и третьей активизаций [Геохронология..., 2008; Пономаренко и др., 2014]. В связи с этим можно предположить, что развитие восточной части РТМБ в третьей активизации было сходным с развитием всей территории, тяготеющей к ГШЗ.

Железисто-кремнисто-карбонатная формация — обязательная составляющая разрезов. Особенностью метаморфических разрезов территорий, пространственно тяготеющих к шовным зонам, является обязательное присутствие железистых пластов железисто-кремнисто-карбонатной формации третьей активизации. Непосредственно с формированием шовных зон связано образование железисто-кремнисто-сланцевой формации во второй активизации.

Железистые породы гданцевской свиги ККЗ представляют собой эксгалационные осадки, откладывающиеся из гидротерм на дне морского бассейна. Расплавы и растворы по проницаемым зонам выносятся на поверхность, а затем подвергаются уплотнению и метаморфическим преобразованиям.

В ОПШЗ и Западном Приазовье представлены все три железистые формации (железисто-кремнисто-вулканогенная архея, железисто-кремнисто-сланцевая второй активизации и железисто-кремнисто-карбонатная третьей), поэтому отчетливо видны различия между ними. На месторождении Куксунгур (Корсакский блок) рудная толща сложена итабиритами (состоят из кварца, магнетита и амфибола и/или пироксена) с прослоями и линзами биотитовых, гранат-биотитовых, амфибол-биотитовых гнейсов, кристаллических известняков, кальцифиров и графитовых сланцев. Кристаллические извест-

няки состоят из карбоната (доломита), моноклинного пироксена, амфибола, оливина, флогопита, хлорита. Оливин (форстерит) замещен карбонатом, серпентином, хлоритом, оксидами железа. В центральной части месторождения на поверхность выходят более молодые мраморы, тогда как на флангах более представлены железисто-кремнистые породы. Это не синклиальная складка, а три блока с разным уровнем эрозионного среза. Здесь фиксируются не пликативные структуры, как предполагается в работе [Железисто-кремнистые..., 1978], а тектонические движения блоков, мигматизированных в разной степени.

Железные руды в ГШЗ и прилегающем Хащевато-Завальевском (Бандуровском) блоке силикат-магнетитовые и карбонат-магнетитовые железисто-кремнисто-карбонатной формации [Ярошук, 1983]. Среди силикат-магнетитовых преобладают железистые кварциты (итабириты) в центре пластов, которые в местах выклинивания сменяются кварц-силикатными глиноземисто-железисто-кремнистыми сланцами. В разрезах месторождений часто присутствуют пачки карбонатных пород, гранат-биотитовых гнейсов. Месторождения прилегающего к ГШЗ Ананьевского района, как и месторождения Западного Приазовья, по всей видимости, образуются в первом ТМЦ, так как гранитизация паложена. Подобные руды представлены в РТМБ и Западном Приазовье, где пачки, содержащие железистые пласты, залегают в полях развития гранитов и мигматитов. Карбонат-магнетитовые руды ГШЗ состоят из оливина, магнетита и карбоната, содержат пироксены, амфиболы, серпентин, флогопит и шпинель. Карбонаты представлены кальцитом и доломитом, оливин — форстеритом.

Рудные пласты крутопадающие, их мощность составляет 20—30 м. Возраст эвлизитов с. Завалье 1,91 млрд лет [Геохронология..., 2008].

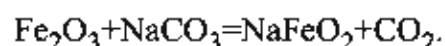
И в Западном Приазовье, и особенно в ГШЗ (например, в Молдовской структуре) часть железа выносится карбонатным «расплавом». Никакое «уплотнение» и метаморфизм не приведет к образованию форстерита, распространенного в карбонат-магнетитовых рудах, равно как и диопсида, так как в присутствии карбонатных флюидов кристаллизуются щелочные пироксены. Это ксеногенные минералы, вынесенные из мантии. Присутствие оливина и диопсида позволяет утверждать, что это не метаморфизованные первично-осадочные породы, а карбонатиты или переслаивание карбонатитов и эксгальционно-осадочных пород. Поскольку появление карбонатитов на УЩ фиксируется после 2,0 млрд лет, то, вероятно, часть железистых пород (содержащих карбонат-магнетитовые руды), относится ко второму ТМЦ [Ентин и др., 2015; Усенко, 2015].

Эксгальции, концентрирующие и переносящие железо, образуются вследствие протекания физико-химических взаимодействий на кровле астеносферы, которые можно восстановить по форме нахождения железа в пластах. Необходимо учитывать состав и магматических, и эксгальционно-осадочных пород, образованных на одном этапе. В большинстве случаев они залегают в непосредственной близости [Усенко, 2015]. Кроме того, сравнению подлежат расплавы и флюиды, образованные на одной глубине дифференциации (при одинаковом расположении ЛАГ). В данном случае — под корой (~50 км), так как в протерозое максимальное количество железа выносится на этапе, когда ЛАГ размещается на грани-

це кора—мантия. Источники вещества глубинные, так как железистые пласты часто сопряжены с ультраосновными породами. В случае резкого снятия давления в кислой среде образуются минералы группы магнезита-сидерита (как в зеленокаменных структурах СПМБ) при повышении щелочности доломита-кальцита, а железо входит в состав магнетита и гематита (как в ГШЗ).

Поливалентные металлы (железо, хром, марганец, европий и др.) являются четкими индикаторами Eh-pH условий. Степень окисления железа принято объяснять активностью кислорода. Соотношение FeO/Fe_2O_3 в фазе зависит как от соотношения свободного кислорода и железа, так и от щелочности. Подвижность железа во всех случаях определяется его устойчивостью в виде хлоридных комплексов. При давлении 1,5 ГПа в кислых условиях устанавливаются высокие концентрации железа в форме $FeCl_2$.

В силикатном расплаве в кислой среде железо подвижно, а в нейтральной и щелочной среде происходит распад комплексного соединения. Железо в двухвалентной форме в виде катионов Fe^{2+} входит в состав силикатов, например в массивах габбро-анортозитов. При еще большем повышении щелочности, особенно в условиях дефицита кислорода, железо будет выступать окислителем, поэтому более предпочтительна его трехвалентная форма. Оно появляется в составе силикатов в виде Fe^{3+} . В ультращелочной среде в присутствии карбонатно-фторидно-натриевого флюида и при крайнем дефиците кислорода железо входит в состав кремнекислородных тетраэдров (например, в породах ЧКК):

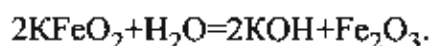


Эта реакция идет в одном направле-

нии, так как углекислый флюид отводится из реакционного объема. Появление карбонатно-натриевого флюида происходит при повышении содержания фтора во флюидной фазе.

При высоких содержаниях соединений железа во флюиде, отделяющемся с кровли астеносферы, образуются эксгальционно-осадочные железистые пласты. При высокой активности кислорода активны водные флюиды с хлором, среда окислительная. Железо равномерно распределяется между силикатной и карбонатной фазами, а его содержание коррелирует с содержанием магния. В архейских зеленокаменных структурах встречаются пары коматиит-брейнерит, сидерит-куммингтонит, а относительное содержание магнетита (но не гематита) увеличивается при расположении ЛАГ на глубине 150 км. На этой глубине вода неустойчива, а железо соединяется непосредственно с кислородом.

При снижении окислительного потенциала и повышении щелочности железо концентрируется в отдельной фазе (хлоридно-водно-силикатном флюиде) в виде магнетита и гематита (как в ККЗ). В щелочной среде, но в присутствии водного хлоридно-калиевого флюида, находится в форме оксида:



Направление этой реакции зависит от количества воды и состава остальных компонентов, так как в расплаве более вероятно существование K^+ и OH^- .

При меньшей степени дифференциации железо также входит в состав сидерита.

В слабокислых и нейтральных расплавах и флюидах при $P < 1,5$ ГПа пред-

почтительна двухвалентная форма (образуются сидерит и магнетит), если в фазе существует дефицит кислорода (воды) — трехвалентная. Железо выступает восстановителем. Возрастает доля гематита. Дефицит кислорода в силикатном расплаве вызван преимущественно отделением (ликвацией) углекислого флюида в условиях высокой щелочности, что, в свою очередь, связано с участием фторидно-натриевых флюидов в дифференциации. Если присутствует даже незначительное количество водного флюида с хлором, железо концентрируется в отдельной водно-силикатной флюидной фазе в виде хлоридных комплексов. Образуются силикат-магнетитовые руды (итабириты) более характерные для первого ТМЦ. При высоких содержаниях фторидно-натриевых флюидов вода неустойчива. Железо концентрируется непосредственно в карбонатной фазе, куда перераспределяется максимум свободного кислорода. Соответственно, эти условия благоприятны для формирования карбонат-магнетитовых руд второго ТМЦ.

Появление ультрабазитов с хромитами и «железистых карбонатитов» в начале второго ТМЦ в ГШЗ связано с относительно быстрым вынесением глубинного расплава, содержащего карбонатный флюид, возможно, по существующим (образующимся) в это время проницаемым зонам, коренящимся глубоко в мантии. В ГШЗ поверхности достигают ультраосновные расплавы капитанского комплекса, в Западном Приазовье появляются карбонатиты и щелочные ультрабазиты ЧКК. Смешимость силикатной и карбонатной фаз резко снижается уже при давлении 4,5 ГПа [Gimris et al., 1995]. При давлении около 1,5 ГПа и высоком содержании фтора и натрия

отделение флюидной фазы происходит взрывообразно.

Магматические комплексы. Ультрабазиты деренюхинского и капитанского комплексов ГШЗ и БМБ образованы на разных этапах. Можно предположить, что расплавы, из которых кристаллизуются интрузивные породы деренюхинского комплекса, образуются при подъеме кровли астеносферы в течение нескольких этапов в первом ТМЦ. Соответственно, мощность литосферы сокращалась 200 км → 150 → 100 → 50 км. Породы деренюхинского комплекса более дифференцированы, чем породы капитанского, которые по всем признакам близки к коматиитам архея или ультрабазитам трапловых провинций фанерозоя. Возраст 2,3 млрд лет установлен в ультрабазитах с Чаусово [Геохронология..., 2008]. Возможно, они относятся к этому комплексу.

Гипербазиты (серпентиниты) капитанского комплекса тесно ассоциируют с железистыми породами железисто-кремнисто-карбонатной формации. На Демовяровском участке ГШЗ скважиной 1016А пройдены серпентинит-тремолитовая (3,6 м) и оливин-пироксен-актинолит-тремолитовая породы. Мощность пироксенитового слоя, перемежающегося с базальтовым, около 70 м. Содержание MgO ~ 22÷32 %, FeOт ~ 10 %, SiO₂ ~ 40 % соответствует коматиитовым стандартам. Но оливин — хризолит, содержание железистого компонента в ортопироксене 12 % [Злобенко и др., 1983].

Ультрамафиты капитанского комплекса ГШЗ характеризуются высокими содержаниями MgO и Cr₂O₃ и низкими TiO₂, CaO и FeOт. Долгое время считалось, что породы капитанского комплекса образованы в архее как коматииты СПМБ. До настоящего

времени принято считать, что их возраст составляет 3,0 млрд лет. Однако в работе [Геохронология..., 2008] указано, что это модельный возраст, полученный для хромитов по Re-Os методу. Мнение, что породы капитанского комплекса образованы около 2,0 млрд лет назад (либо перед гранитизацией, либо сразу после нее), обосновано в работе [Геолого-геофизическая..., 2008]. По мнению автора, доказательством палеопротерозойского времени образования ультрабазитов Капитанского массива служит ассоциация серпентинитов и хромитовых руд с кальцифирами. Высокое содержание магния в ультрабазитах и обогащение хромитом свидетельствуют об очень высоком окислительном потенциале, который может быть следствием только большой глубины формирования первичного расплава [Кадик и др., 1990; Walter, 1998]. Появление кальцифиров (даже на отдельном этапе) может объясняться только повышенной щелочностью и разделением на несмешиваемые фазы силикатного расплава и карбонатного флюида. Совместное нахождение серпентинитов и кальцифиров однозначно указывает на палеопротерозойский возраст ультрабазитов, так как в архее на всех уровнях дифференциация протекает при высоком окислительном потенциале в кислой среде. Соответственно, в архее кальцифиры и глинозсмистые кварциты не образуются. Коматииты архея сопровождаются магнезиальным брейнеритом и хлорит-тальк-карбонатными сланцами [Усенко, 2016а].

Гипербазиты мангушского комплекса широко развиты в пределах всего Западного Приазовья. По петрохимическим параметрам они сходны с побужскими [Щербаков, 2005]. На месторождениях железисто-крем-

нисто-карбонатной формации Западного Приазовья (Мариупольском, Куксунгур, Корсак-Могила) представлены тремолит-серпентин-хлоритизированные, антофиллит-тремолит-серпентинизированные и антофиллит-серпентинизированные разности. Серпентиниты Липовецкой и Куйбышевской аномалий залегают среди гранат-биотитовых гнейсов, гранат-пироксеновых железистых и безрудных кварцитов. Среди серпентинитов есть составы с повышенным содержанием K_2O . Их изотопный возраст 2,16 млрд лет. Температуры метаморфизма 750 °С [Щербаков, 2005]. Они, по всей видимости, также образованы в первом ТМЦ, как и породы деренюхинского комплекса.

Карбонатиты ЧКК являются идеальным объектом при изучении условий дифференциации расплавов в условиях крайне высокой щелочности. Во-первых, это уникальный магматический комплекс, во-вторых, уникальна его изученность [Глевасский, Кривдик, 1981]. Изотопный возраст ЧКК — 2,09 млрд лет [Щербак и др., 1995]. Однако из описания воздействия щелочно-карбонатных флюидов на микроклиновые палингенные граниты следует, что образование ЧКК (или большей части слагающих его пород) происходило после гранитизации.

Расплавы, из которых образованы породы, слагающие ЧКК, не могли быть дифференцированы в одном очаге. Можно утверждать, что породы комплекса образованы в одной активизации, но на этапах, в течение которых ЛАГ располагалась на разных уровнях. Черниговская зона разломов, вмещающая породы комплекса, была активна в течение всего процесса, что характерно для всех разломных зон того времени.

Состав пород комплекса позволяет предполагать схему образования, пред-

ставленную в табл. 2. Нельзя исключать возможности образования пород 1—3 этапов (щелочных пироксенитов, эссекситов) до гранитизации.

Общая зависимость изменения минерального состава от глубины дифференциации расплава сохраняется. В глубинных разностях преобладают пироксены, в дифференцированных на глубине 100 км — амфиболы. Фельдшпатоиды и полевые шпаты (альбит и санидин) формируются при размещении ЛАГ на 100 км и выше. Микроклипертит и кварц появляются при кристаллизации конечных порций расплава. Кварц в составе щелочной серии возможен вследствие контаминации веществом коры.

Влияние карбонатно-фторидно-натриевых флюидов на дифференциацию расплава астеносферы приводит к обогащению Nb, Ta, Ce (с которыми фтор образует комплексные соединения). Zr, Nb, Ta, TR (Ce, La, Nd) могут попасть в расплав только вследствие растворения в присутствии HF. В расплавах и флюидах они существуют в виде комплексных соединений с фтором. В ЧКК представлены три вида магматических фаз, кристаллизующихся у поверхности: карбонатная, силикатная и фосфатная. Первые две в близких пропорциях. Доля фосфатных расплавов невелика, но присутствие их зафиксировано.

Зависимость содержания петрогенных оксидов от давления в силикатных породах ЧКК отличается от результата плавления лерцолита (рис. 2). Она отражает физико-химические взаимодействия на кровле слоя плавления — разделение на несмешиваемые фазы и распределение катионов между фазами (Fe и Ca), экстракцию в силикатную фазу Al и Na, что возможно при влиянии фтора. При $P \geq 4,5$ ГПа расплавы обогащены

Таблица 2. Минеральный состав, порядок образования [Глевасский, Кривдик, 1981] и изменение расположения ЛАГ [Усенко, 2003] при образовании пород ЧКК.

Этап	Породы	Породообразующие	Акцессорные	ЛАГ, км
1	Щелочные пироксениты 0,53/0,47	Клинопироксен (эгирин-диопсид, эгирин-салит), магнетит, ильменит, амфибол, биотит, кальцит, апатит, сфен	Графит	200
2	Эссекситы 0,69/0,26	Баркевикит, альбит, клинопироксен, кальцит, апатит	Сфен	100
	Канадиты 0,61/0,25	Альбит, нефелин, биотит, кальцит, микроклин, апатит	Гатчеттолит, ниобиевый рутил, монацит	
	Севиты 0,55/0,31	Кальцит (50—90 %), биотит, амфибол, клинопироксен (эгирин-салит), апатит, альбит (до 15—30 %)	Пирохлор, сфен, гатчеттолит, колумит, магнетит	
3	Твейтозит-пироксениты (0,46/0,41), твейтозиты (0,52/0,48), щелочные сиениты	Клинопироксен, микроклин-пертит, кварц, сфен, кальцит, апатит, ортит	Циркон, апатит, пирохлор	200—50
	Рингиты	Кальцит — породообразующий, остальные минералы как в щелочных сиенитах	—	—
	Нордмаркиты, щелочные граниты (0,56/0,39)	Клинопироксен-микроклин-пертит, кальцит, апатит, ортит, кварц, сфен	Циркон, пирохлор	50—20
4	Альвикиты 0,46/0,39	Кальцит (50—90 %), оливин (до 25 %) — фаялитовой молекулы 25—76 %, флогопит, клинопироксен (диопсид, эгирин-салит), амфибол, апатит, магнетит (до 15—30 %)	Пирохлор, колумбит, ильменит, сфен, графит	200—50
	Ийолит-мельтейгиты (0,41/0,29)	Клинопироксен (40—70 %), оливин (гортонолит) 0—15 %, нефелин (25—50 %), кальцит (до 30 %), амфибол, биотит, альбит, апатит (до 5—10 %)	Циркон, ортит, графит, сульфиды	
5	Бефорситы (0,38/0,41)	Кальцит (50—90 %), оливин (до 25 %), доломит (5—80 %), флогопит, апатит, магнетит (до 20 %) с вростками шпинели (ганит, плеонаст), ильменит	Цериевый фергюсонит, колумбит, карбоцернаит, бадделейт, графит	200—50
	Фоскориты	Апатит, оливин, флогопит, магнетит	—	
	Оливинит-мельтейгиты	Оливин (30—44 % фаялитовой молекулы), нефелин, Са Na амфибол, кальцит, флогопит, клинопироксен, графит	Молибденит	
6	Щелочные сиениты	Микроклин, альбит		100
7	Кимберлитовые карбонаты (0,19/0,46)	Кальцит, флогопит, оливин (8—25 % фаялитовой молекулы)	Циркон, бадделейт, апатит, магнетит, шпинель (плеонаст)	150

Примечание: в числителе — $(Fe+Mn)/(Fe+Mn+Mg)$, в знаменателе — $Fe_3-/Fe_{общ}$ [Глевасский, Кривдик, 1981].

ΣFeO и CaO , т. е. карбонатная и силикатная фазы смеси.

На этапе 2, когда кровля астеносферы находится на глубине 100 км, т. е. при давлениях 3 ГПа и менее, происходит ликвация на карбонатную и силикатную фазы. При этом кальций и железо концентрируются в карбонатной фазе, а в силикатной наблюдается их дефицит. Алумосиликатные породы (канадиты) появляются прежде карбонатных. Появление канадитов до карбонатных свидетельствует о меньшей плотности расплава, что предполагает преобладание легкого флюида. При давлении 3 ГПа в присутствии фтора, наблюдается дефицит кремнезема. Происходит отделение флюида, обогащенного глиноземом и фтором, а затем

карбонатного. В карбонатитах концентрируются кальций и железо (содержание CaO в севитах 40 %, оксидов железа — 5—10 %). Карбонатный расплав обогащен Ca и Fe , дефицит которых наблюдается в канадитах (см. рис. 2). В канадиты из расплава экстрагируются натрий и глинозем. При кристаллизации образуются фельдшпатоиды, а не полевые шпаты.

Возможно, следует говорить об «образовании» расплава из флюида вследствие экстракции в него глинозема, кремнезема, натрия. Происходит разрушение связей Si—O и Al—O в части кремнекислородных тетраэдров. Присутствие воды не фиксируется. Высвободившийся кислород тратится на окисление углерода с образованием

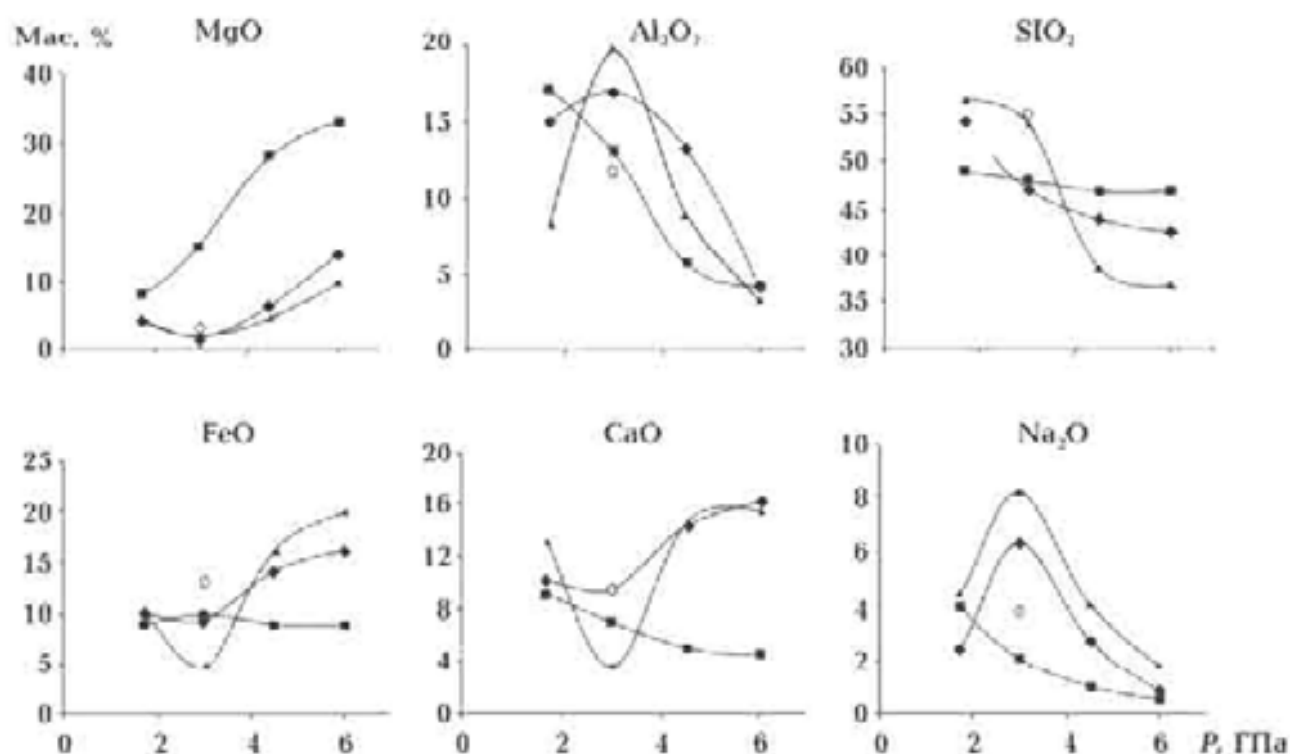
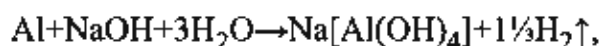


Рис. 2. Влияние давления на химический состав расплавов ЧКК и Донбасса и инверсия состава расплавов в процессе активизации [Усенко, 2014]. Породы: треугольники — щелочной широксенит, эссексит, канадит, твейтозит ЧКК [Глевасский, Кривдик, 1981]; полый кружок — щелочной сивенит южного выканивания ЧКК (3 ГПа) и оливинит-мельтейгит (7 ГПа); ромбы — широксенит, базальт покровный, малиньит, монзонит-порфир герцинской геосинклинали Донбасса; квадраты — результат плавления лерцолита [Квадик и др., 1990].

СО и СО₂, отделяющихся в карбонатную фазу, а HF вновь поступает в реакционный объем, являясь инициатором цепной реакции.

Вода может взаимодействовать и со щелочными металлами, образуя раствор щелочи, а затем силикаты и алюмосиликаты:



Водород взаимодействует с углеродом с образованием углеводородов, которые присутствуют в виде включений разного объема в большинстве магматических пород ЧКК.

Силикатные расплавы, типичные для этой глубины дифференциации, образуют эссекситы, сложенные амфиболом, клиношироксенем. Повышенная щелочность частично объяснима присутствием СО₂. Углекислый флюид в породе находится в виде кальцита. Амфиболы содержат структурную воду и фтор.

Протекание глубинного процесса на территориях, тяготеющих к шовным зонам, в третьей активизации установить сложно, так как в большинстве случаев разрезы редуцированы. Можно утверждать, что здесь присутствует первая часть, в которой кровля астеносферы от этапа к этапу расположена выше. Накапливается нижняя (малокarbonатная) часть толщи. Отделение флюидов, обогащенных кремнеземом, вероятнее всего при размещении ЛАГ на 150 км, при расположении ЛАГ на 100 км толща представлена ритмичным чередованием высокоглиноземистых пород и основными кристаллосланцами, графит-биотитовыми гнейсами. Был этап вынесения вещества под кору с образованием мощной карбонатной пачки, также было повторение этого этапа с образованием итабиритов и

ультрабазитов (антофиллит-тремолит-серпентиновых сланцев).

Предполагаемая последовательность расположения ЛАГ в первом ТМЦ: 200 км → 150 → 100 → 50 → 50 → 20 км (гранитизация). На этапе, когда ЛАГ располагалась на глубине 150, 100 км, накапливались осадки, из которых образованы породы кошаро-александровской и темрюкской свит. На этапе, когда кровля астеносферы располагалась под корой, могли возникнуть породы, сходные с ультрабазитами деренюхинского комплекса и железистые пласты Ананьевского района. При его повторении образуются карбонатные пачки и железистые пласты, содержащие силикат-магнетитовые руды в ГШЗ и Западном Приазовье. Наличие слоя плавления под корой и его пополнение глубинным расплавом в течение нескольких этапов является причиной гранитизации.

Промежутка между первым и вторым ТМЦ, скорее всего, нет. Вероятно, присутствует этап, когда ЛАГ размещается на глубине 100 км. Если ультрабазиты капитанского комплекса и большая часть пород ЧКК образованы во втором ТМЦ, то можно предположить многократное пополнение слоя плавления под корой глубинным расплавом (100 (?) → 50 → 50 → 50 → 100 км).

Появление слоя плавления в коре начинается с блоков щита, однако фиксируется и в шовных зонах, где развиты мигматиты.

Особенности строения шовных зон, накапливающихся в них толщ и состав вулканогенных пород демонстрируют главные тенденции.

1. Нет причин считать, что глубина дифференциации расплавов (изменение расположения ЛАГ в геодинамическом процессе) существенно отличается от второй активизации.

2. Отмечается инверсия состава глу-

бинного флюида. В первом ТМЦ расплавы и флюиды, выносимые из мантии, еще содержат незначительное количество (по сравнению с археем и второй активизацией) водного флюида с хлором, однако в значительно большей степени сказывается присутствие карбонатных флюидов. После гранитизации во втором ТМЦ активны исключительно сухие карбонатно-фторидно-натриевые флюиды. Они являются причиной появления карбонатитов и карбонат-магнетитовых руд.

3. Пространственная и генетическая связь последних с ультрабазитами, состав которых соответствует коматиитовому стандарту, указывает на большую глубину источников вещества (250 км и более) и относительно быстрый подъем глубинного вещества к поверхности. Ультрабазиты и карбонатиты приурочены к узким разломным зонам, активность которых многократно возобновляется. Это отличает их от коматиитов архея, которые одновременно появляются на территории всего СПМБ.

Блоки щита в третьей активизации. Метаморфические комплексы. На блоках щита практически не сохранились первично-осадочные комплексы, поэтому невозможно уверенно восстановить протекание геодинамического процесса. Разрез метаморфической толщи первого тектономагматического цикла представлен кочеровской свитой тетеревской серии ВМБ. Ее остаток сохранился в грабенообразной структуре, образованной Кочеровской разломной зоной (см. рис. 1). В нижней подсвите преобладают силикатные породы. Она сложена биотитовыми, гранат-биотитовыми гнейсами и сланцами, которые переслаиваются и ритмически чередуются. В центральной части появляются маломощные прослои кальцифиров и карбонатно-диопсидовых

кристаллосланцев. Иногда встречаются горизонты меланократовых амфиболитов с куммингтонитом, горнблендиты и двупироксен-амфиболовые кристаллосланцы. Кальцифиры и мраморы редки. Верхняя подсвита представляет собой грубо- и ритмичнослоистую толщу, в которой чередуются силикатные, силикатно-карбонатные и карбонатные породы. Наблюдается чередование биотитовых гнейсов, роговообманковых и диопсидовых гнейсов и кристаллосланцев, кальцифиров, кальцитовых и доломитовых мраморов. В верхней подсвите карбонатные породы составляют более половины объема, прорываются гранитами житомирского типа, т. е. образованы в первом ТМЦ.

Очевидно сходство с породами, накапливающимися в шовных зонах. Отсутствуют только железистые пласты и ультрабазиты (серпентиниты). Существенно шире представлены амфиболиты. Таким образом, метаморфическая толща блоков демонстрирует, что на стыке первого и второго ТМЦ (т. е. около 2,0 млрд лет назад) происходит инверсия состава глубинного флюида. Появление кальцитовых и доломитовых мраморов, катионный состав карбонатных толщ (магний и кальций, а не магний и железо) подтверждают повышение щелочности и проявление несмесимости под влиянием фторидно-натриевых флюидов.

Накануне гранитизации тектонический рисунок УЩ изменяется. На блоках образуются разломные зоны, связывающие кору и мантию [Гинтов, 2014]. По ним происходит многократное вынесение вещества, образуются массивы, каждая фаза внедрения которых охарактеризована в датировках изотопного возраста. О глубинном развитии центральных частей блоков, гранитизации и условиях образования

многочисленных и разнообразных по составу и происхождению месторождений полезных ископаемых можно сделать выводы по изменению состава магматических пород.

Магматические комплексы. Массивы габбро-монцитов—трахитоидных гранитов образуются на пересечениях субмеридиональных разломных зон с широтными глубинными разломами в первом ТМЦ. Это Букинский (на ВМБ), Новоукраинский (на ИМБ), Хлебодаровский (на ПМБ) многофазные массивы. Изменение расположения ЛАГ при формировании массивов одинаково во всех блоках (табл. 3, рис. 3). На блоках можно установить время инверсии флюидного режима, так как понятна последовательность появления пород массивов, установлено время внедрения каждой фазы. Подробно рассмотрено в работе [Усенко, 2013].

Флюидный режим в слое плавления накануне гранитизации можно восстановить по составу магматиче-

ских пород. В НУМ калием обогащены даже наиболее основные породы, дифференциация расплавов которых осуществляется в мантии. Характерно обогащение титаном и железом. Важным признаком, указывающим на флюидный режим дифференциации под корой, является устойчивость плагиоклаза, в котором концентрируется кальций, формирование железистых оливина и ортопироксена. Подобное распределение свидетельствует об активности водного флюида, хлорид-ионов, в присутствии которых подвижны железо и калий. На это указывает и преобладание двухвалентного железа во всех магматических породах НУМ—однозначное доказательство нейтральности среды, т. е. калий нейтрализуется хлором в присутствии воды. Карбонатная составляющая не оказывает влияния на дифференциацию расплава. Окислительно-восстановительный потенциал должен был близок к буферу QFM (к аналогичному выводу пришли авторы работы [Петрология..., 2011]).

Таблица 3. Глубина дифференциации расплавов при формировании Новоукраинского плутона, Хлебодаровского массива и палингенных гранитов (цифры — изотопный возраст по работе [Геохронология..., 2008])

Ингульский мегаблок	ЛАГ, км	Восточное Приазовье	ЛАГ, км
Новоукраинский массив		Хлебодаровский массив	
Основные породы габбро-монцитовой формации 2,037	50	Габбро, габбро-сиениты	50
Кварцевые монциты, сиениты, пироксеновые граниты 2,036—2,025	50	Гиперстеновые и дупироксеновые кварцевые сиениты	50
Граниты гранат-биотитовые известково-щелочные 2,04 2,02	20	Биотит-роговообманковые, пироксенсодержащие граниты 2,02	20
Граниты кировоградские 2,04—1,97	20	Граниты анадольские 2,08	20

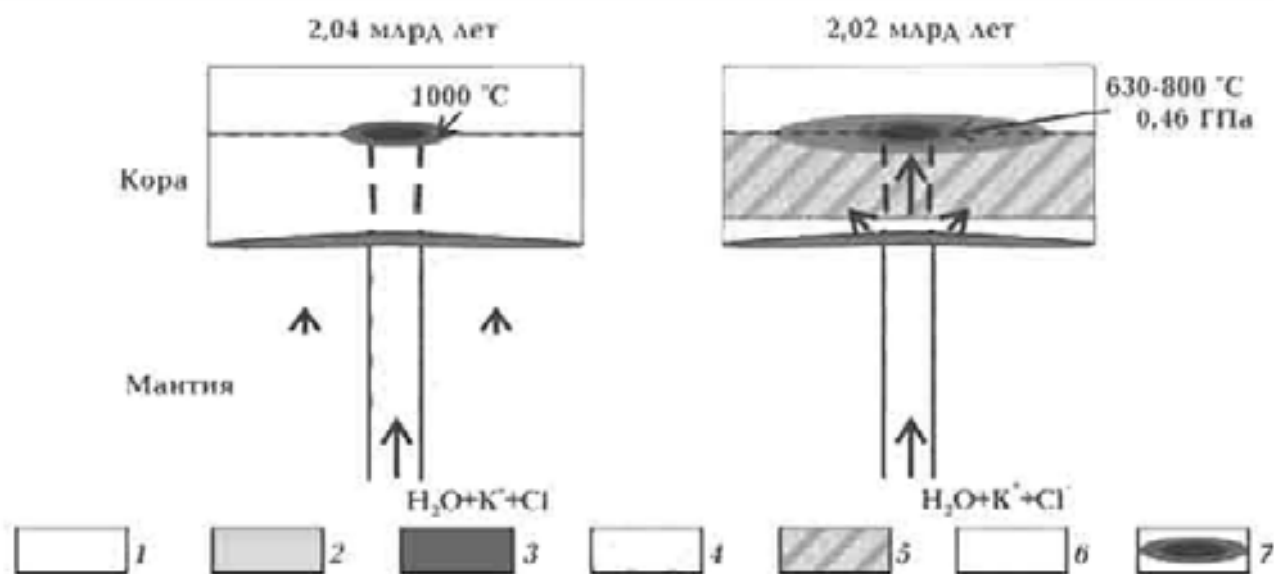


Рис. 3. Схема размещения слоев плавления в процессе образования Буквинского, Новоукраинского, Хлебодаровского массивов и гранитизации: 1 — часть коры, размещавшейся выше современного уровня эрозионного среза; 2 — кора; 3 — слой на кровле астеносферы, в котором протекают физико-химические взаимодействия; 4 — мантийная астеносфера; 5 — слой частичного плавления в коре; 6 — размещение пород гранулитовой фации; 7 — многофазные массивы, температуры и давления кристаллизации ранних фаз.

Благодаря наличию этих флюидов, выносимых из мантии, становится возможной глобальная гранитизация.

Если на территориях, тяготеющих к шовным зонам, широко представлены магматические породы, кристаллизующиеся из недифференцированных глубинных расплавов, то на блоках преобладают породы, образованные из расплавов, дифференцированных под корой и в коре. Железистые экскаляционно-осадочные породы появляются вследствие отделения смеси карбонатной и водно-хлоридно-железистой флюидной фазы. Под шитами в виде экскаляционной фазы отделяется только карбонатная, водно-хлоридно-железистая растворена в силикатном расплаве. Содержания железа в породах НУМ очень высоки, а $FeO/Fe_2O_3 > 5$. Однако общее содержание железа в расплавах блоков несопоставимо с его количеством, выносимым в шовных зонах и на прилегающих тер-

риториях. Вследствие протекания дифференциации под корой образуется вода, а присутствие хлора повышает наличие калия.

Гранитизация. В конце первого ТМЦ третьей активизации формируется слой плавления под корой. Палингенные граниты в ИМБ представлены кировоградскими (возраст 2,02—2,04 млрд лет), в ВМБ, ПМБ, БМБ — житомирскими (2,09—2,04 млрд лет) и бердичевскими (2,04 млрд лет), в РТМБ — уманскими (2,05—1,99 млрд лет), в Восточном Приазовье — ападольскими (2,03—2,04 млрд лет) [Пономаренко и др., 2014]. Палингенные микроклиновые граниты отсутствуют (или не выведены на поверхность) только в центральной части СПМБ. Воздействие флюида приводит к интенсивной микроклинизации днепровских гранитоидов, окружающих ККЗ, образуются ингульские и саксаганские. Это значит, что под большей частью УЩ

около 2,0 млрд лет в коре существовал очаг плавления. В Западном Приазовье он не выведен на поверхность. Его продукты залегают в виде неправильной формы тел среди архейских кристаллосланцев (возраст 2,74 млрд лет [Петрология..., 2011]) в Салтычанском блоке. В эндербитах Мангушского блока присутствуют цирконы двух генераций — 2,73 и 2,16 млрд лет, т. е. на поверхности находятся архейские толщи, испытавшие замещение вследствие проникновения расплавов (флюидов). Условия $T=620\div730$ °C и $P=0,43\div0,6$ ГПа [Петрология..., 2011]. Учитывая точность определения, а, возможно, и неравномерный прогрев, очевидно наличие комплекса преобразований, в котором метаморфизм сопровождается привнесением вещества.

В НУМ ИМБ отчетливо проявлена связь между расплавами, дифференцированными в мантии, а также интрузивными и палингенными гранитами. Между последними зафиксированы постепенные переходы. Дифференциация на всех уровнях, в том числе в мантии, происходит в присутствии водных нейтральных хлоридно-калиевых флюидов. В кору внедряются основные расплавы, обогащенные калием, затем образуются локальные очаги плавления, продуцирующие микроклиновые интрузивные граниты (например, новоукраинские). Все палингенные граниты этого возраста содержат микроклин. В архее и во второй активизации (2,45–2,5 млрд лет назад) на всех блоках щита (кроме СПМБ) образуются граниты с плагиоклазом.

Связь проявлений ультраосновного вулканизма и гранитизации рассмотрена для архейского этапа [Усенко, 2016а]. Вероятно, сходный геодинамический процесс протекал и в палеопротерозое. В архее в зеленокаменных струк-

турах представлены все разновидности магматических пород, а палингенные граниты образуют гранитоидные купола. В протерозое ультраосновный магматизм, связанный с глубинным источником, более проявлен в шовных зонах, тогда как переходы между интрузивными и неперемещенными гранитами — в разломных зонах блоков. Однако во всех случаях фиксируется наличие мантийного очага плавления, который пополняется глубинным расплавом. Из него в кору выносятся расплавы и флюиды. Их присутствие — необходимое условие гранитизации, так как для образования обширного слоя плавления в коре необходим источник тепла, обеспечивающий кондуктивный прогрев и поддержание температуры, достаточной для плавления пород амфиболитовой фации метаморфизма (не менее 600 °C) [Гордиенко, 2007]. Источник тепла является и источником вещества, а скорость формирования слоя плавления в коре, как и его распространение, существенно зависит от количества и состава выносимого флюида. Если флюиды представлены водными флюидами с хлором, то процесс плавления существенно ускоряется за счет одновременного растворения вмещающих толщ, что существенно снижает затраты тепловой энергии на плавление.

Катионный состав гранитов зависит от состава флюида. В архее гранитизирующие флюиды, выносимые из мантии, водно-хлоридные с нейтральной и кислой реакцией. Если преобладает HCl, то образуются плагиоклазы, а гранитоиды представлены тоналаитами, как в гранит-зеленокаменных областях. Микроклиновые граниты появляются в случае обогащения водного флюида калием и хлором, что и характерно для описываемой гранитизации.

В глобальной гранитизации палеопротерозоя участвуют водные хлоридно-калиевые флюиды с нейтральной и слабощелочной реакцией. На мантийный источник однозначно указывает связь с основными расплавами, обогащенными калием, а на их нейтральный характер (присутствие воды) — обогащение двухвалентным железом.

Мощность астеносферы неизвестна, могла быть разной (от 20 и до 70 км), но во время гранитизации слой, содержащий расплав, существовал под всем щитом, возможно, кроме СПМБ. Другими словами, мощность коры была близка к мощности океанической. Кристаллическая часть коры представляла собой жесткие блоки, разделенные разломами. Каждый современный мегаблок состоял из нескольких блоков. На запад и восток от СПМБ эти блоки размещались поверх слоя частичного плавления, мощность которого была близка или превышала мощность этих блоков. А шовные зоны были ограничены разломами, коренящимися глубоко в мантии.

Комплексы щелочных пород, окруженные ореолами фенитизации, обнаружены в зоне Немировского и Кочеровского разломов. В ВМБ представлены Городницким комплексом оливин-нефелин-пироксеновых пород ийолит-якупирангитового ряда. В ПДМБ и БМБ образуются Проскуровский и Антоновский комплексы щелочно-ультраосновных пород, сложенные мельтейгитами, ийолитами, щелочными сиенитами, возрастом 1,94 млрд лет [Щербаков, 2005]. Они более поздние, чем палингенные граниты, но более ранние, чем плутоны габбро-анортозитов и гранитов рапакиви. Дифференциация происходит при участии карбонатно-фторидно-натриевого флюида и аналогична приведенной для ЧКК.

В ВМБ, БМБ, ИМБ образуются массивы анортозитов—гранитов рапакиви. Дифференциация расплавов, из которых образуются породы Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов происходит по близким схемам (табл. 4, рис. 4).

Таблица 4. Глубина дифференциации расплавов при формировании Корсунь-Новомиргородского плутона и Октябрьского массива (цифры — изотопный возраст по работе [Геохронология..., 2008])

Ингульский мегаблок		Восточное Приазовье	
Корсунь-Новомиргородский плутон	ЛАГ, км	Октябрьский массив	ЛАГ, км
Расслоенные анортозиты, габбро-анортозиты 1,72—1,76	50	Щелочные сиениты с реликтовым оливином (фаялитом)	50
Жильные нориты, монцониты 1,75	50	Щелочные сиениты, амфибол-пироксеновые 1,79	100
Рапакиви 1,75 Дайковые граниты, пегматиты	20	—	—
Альбититы с ураном	—	Эгирия-альбитовые, нефелиновые сиениты. Мариуполиты	100
—	—	Нефелиновые твейтозиты-сиениты	100

Содержание железа очень высоко, оно находится в двухвалентной форме. Ультраосновные породы (гарцбургиты) Корсунь-Новомиргородского плутона содержат близкие количества SiO_2 и FeO , а в троктолитах возрастает содержание глинозема и кальция за счет плагиоклаза, количество которого достигает 30 %. Титан образует магматические месторождения. Состав магматических комплексов свидетельствует об удержании воды и кальция в расплаве, дифференциация которого происходит под корой, что и приводит к образованию апортозитов. На это указывают и высокие концентрации двухвалентного железа, тогда как на присутствие фтора указывает обогащение расплавов глиноземом. Но щелочность повышена не существенно — на ликвидусе расплавов, дифференцированных на границе кора—мантия, образуется плагиоклаз,

в основных породах отсутствует отрицательная аномалия европия (он двухвалентен и может замещать кальций в плагиоклазе), что говорит о нейтральной среде и присутствии воды. Карбонатная (или гидрокарбонатная) фаза, вероятно, также присутствует.

В апортозитах отмечается расслоенность [Петрология..., 1990]. В крупных телах габбро-апортозитов выделены макро- и микроритмы толщиной от десятков метров до сантиметров. Более кислая фаза концентрирует титан, железо, кремнезем. «Апортозитовая» фаза обогащена глиноземом, кальцием. Разделение фазы возможно при участии галогенов и щелочей — хлоридно-калиевого водного и фторидно-натриевого водно-водородного (углеводородного) флюидов. Комплекс признаков указывает на смену калиевой щелочности натриевой, активность

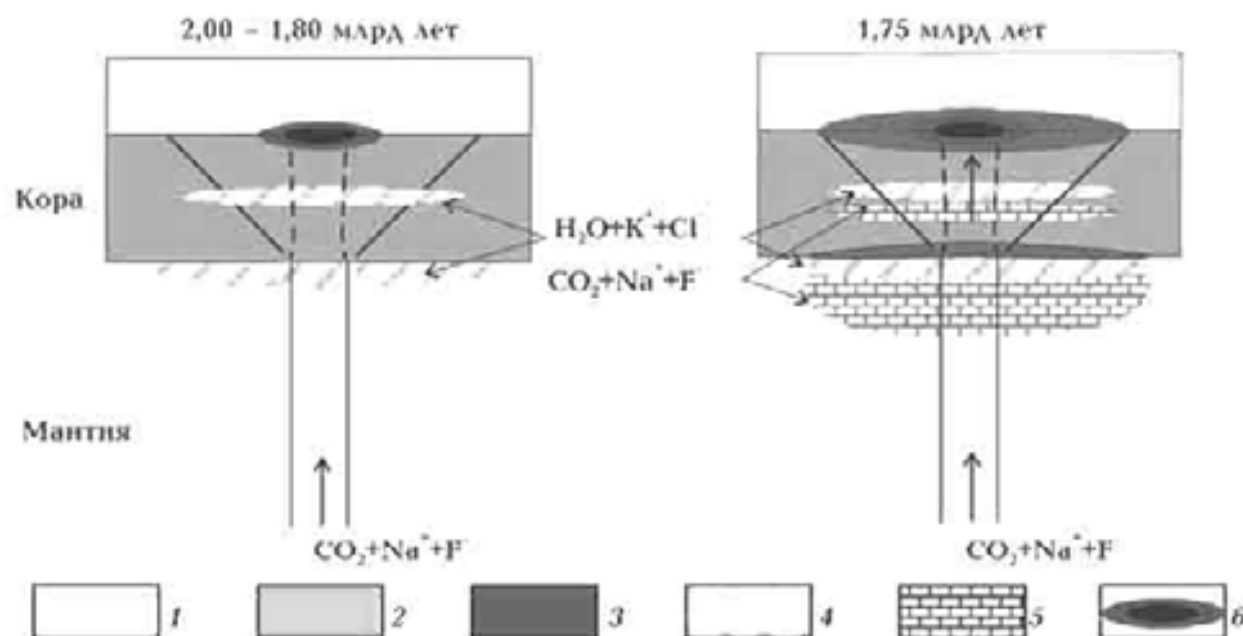


Рис. 4. Схема размещения слоев плавления в процессе образования Коростецкого и Корсунь-Новомиргородского плутонов: 1 — часть коры, размещавшейся выше современного уровня эрозионного среза; 2 — кора; 3 — слой на кровле астеносферы, в котором протекают физико-химические взаимодействия; 4 — слой частичного плавления, обогащенный водным хлоридно-калиевым флюидом; 5 — расплавы, обогащенные карбонатно-фторидно-натриевым флюидом; 6 — многофазные плутоны.

не только хлора, но и фтора во флюиде, поступающем из мантии. При этом при дифференциации силикатного расплава по-прежнему активен водный флюид, а отделение карбонатной фазы с образованием щелочных пород с фельдшпатоидами (как в ЧКК) не происходит. Части расплавов, обогащенные карбонатным (с фтором и натрием) и водным (с хлором, кальцием и калием) флюидами, расслаиваются, экстрагируя из расплава глинозем и кремнезем. Кальций (его часть) остается в водно-силикатном расплаве. Возможно образование пескольных флюидных и силикатных фаз, которые по очереди отделяются с кровли астеносферы. Несмешимость может проявляться и непосредственно при кристаллизации интрузивных тел.

Очевидно, что определяемое по многим признакам присутствие фтора (сопровождение литий-фтористыми гранитами, редкометалльная минерализация пегматитов, расслоенность анортзитов) не приводит к взрывообразному отделению карбонатной фазы, как в шовных зонах. Наоборот, происходит смешение элементов, перераспределяемых с участием хлоридно-калиевых флюидов (лития, рубидия и др.), активных в виде фторидных (ниобия, тантала) и карбонатных (урана) комплексных соединений. Можно предположить, что это вызвано различиями в условиях дифференциации.

Геодинамический процесс (центральная и западная части УЩ) и условия дифференциации расплавов блоков. Гипотетический глубинный процесс в первом ТМЦ на блоках близок к предполагаемому на территориях, тяготеющих к шовным зонам. Состоит из этапов, на которых расположение ЛАГ изменялось 200—250 км (2,2 млрд лет назад) →150 (?) →100 →50 →50

→20 (гранитизация 2,0 млрд лет назад) →100 км. Другими словами, под центральными частями блоков слой плавления 2,2 млрд лет назад располагался на глубине 220 км, затем постепенно поднимался выше, а во время гранитизации обширный слой плавления размещался под всей центральной и западной частями щита и ПМБ. Мощность литосферы на этом этапе не превышала 20 км.

Такое протекание процесса было возможным под западной частью щита, где сохранилась кочеровская свита. В ПШЗ образуется бутская серия близкого состава, что и предполагает сходство глубинного процесса под блоками и шовными зонами в первом ТМЦ. Преобладание силикатных пород может свидетельствовать об этапе, когда ЛАГ размещалась на 150 км. Ритмичные толщи, в которых мраморы редки, а метаморфизованная силикатная часть представлена роговообманковыми и диопсидовыми гнейсами, образуются на этапе, когда ЛАГ располагалась на глубине 100 км. Под центральной частью щита (по магматическим породам НУМ) восстановление процесса гипотетично, но образование многофазных массивов, основные породы в которых представлены габбро-монцонитами, возможно при длительном процесс, в котором ЛАГ располагается выше от этапа к этапу [Усенко, 2014]. Под западной и центральной частями щита повторяются этапы, на которых ЛАГ располагается на глубине 50 км и сопровождается образованием слоя плавления в коре (20 км). В работе [Гинтов, 2014] этот режим назван режимом пульсирующего плюма.

Однако присутствие ультрабазитов и железистых пластов на территориях, тяготеющих к шовным зонам, свидетельствует о более высоком окисли-

тельном потенциале, что может быть объяснено большей ролью глубинных источников в формировании расплавов и эксталяций. Сходная схема протекания не предполагает синхронного появления пород, а следовательно, изменение расположения ЛАГ под блоками могло происходить раньше или позже.

После образования под большей частью щита слоя плавления в коре, в который сегрегированы водные флюиды с хлором и калием (гранитизации), во втором ТМЦ из мантии выносятся исключительно сухие карбонатно-фторидно-натриевые флюиды.

В центральной и западной частях щита появляются массивы анортозитов и гранитов рапакиви, которые маркируют разломные зоны. Их состав и сопутствующая рудная минерализация свидетельствуют о смешении глубинных карбонатно-фторидно-натриевых и водно-хлоридно-калиевых флюидов в остаточных очагах плавления под корой и в коре.

Для второго ТМЦ также можно предполагать процесс, аналогичный протекающему на территориях, тяготеющих к шовным зонам. Расположение ЛАГ после гранитизации (~2,0 млрд лет назад) изменялось 100 → 50 → 50 → 100 км. Этапы, на которых ЛАГ располагается на глубине 50 км, повторяются. Внедрение небольших порций основных расплавов из очага, находящегося под корой (на глубине ~50 км) и в Коростенский, и в Корсунь-Новомиргородский плутон происходит многократно. Очаги плавления в коре, пространственно связанные с разломными зонами, также существуют на протяжении всего процесса. Многократно возобновляется гидротермальная деятельность, которая обязательно связана с интрузивной магматической деятельностью.

Если в шовных зонах этапы отчетливо маркируются появлением глубинных ультрабазитов и карбонатитов, то на щитах их появление менее заметно, так как недифференцированные расплавы поверхности не достигают. Происходит многократное пополнение очагов, размещающихся под корой и в коре. В работе [Гинтов, 2014] этот режим назван режимом пульсирующего плюма.

Различия в составе магматических комплексов на территориях, пространственно тяготеющих к шовным зонам, и на блоках можно объяснить различием в глубинном строении. В шовных зонах высокобарные расплавы и флюиды достигают поверхности, тогда как под блоками они задерживаются в слоях плавления, размещающихся под корой и в коре. Поэтому под блоками увеличение относительного содержания фтора и карбонатной фазы происходит постепенно, небольшие порции вновь поступающего вещества смешиваются с расплавом существующей астеносферы. Состав флюидов, проникающих по глубинной проницаемой зоне, соответствующей тектоническому шву Херсон—Смоленск, сменяется с водно-хлоридно-калиевых на карбонатно-фторидно-натриевые. В астеносфере, размещающейся под корой (при $P \sim 1,5$ ГПа), происходит постепенное разбавление и смешение жидкостей. По мере просачивания фторидно-натриевого флюида через расплав астеносферы он обогащается кремнеземом, глиноземом, кальцием и железом и переносит их к кровле. Здесь формируется смешанный расплав, который разделяется на две фазы, одна из которых обогащена глиноземом и кальцием вследствие активности карбонатно-фторидных флюидов, а вторая железом, титаном, кремнием вследствие активности хлоридных

флюидов. И те, и другие содержат воду.

Кроме условий, задаваемых протеканием процесса, смесимость фторидно-карбонатных флюидов с силикатным расплавом по всей видимости вызвана инверсией поведения HF при уменьшении давления.

Экспериментально установлено, что инверсия поведения (разложение) воды наблюдается при давлении 3 ГПа [Фортов и др., 2004]. Она связана с наличием водородной связи. Влияние неустойчивости воды при колебаниях кислотности-щелочности на состав флюидов, отделяющихся с кровли астеносферы, расположенной на глубине 100 км, рассмотрено в работе [Усенко, 2016б]. При меньшем давлении возможна инверсия состава HF, которая может быть вызвана наличием водородной связи. Однако значение давления, при котором происходит инверсия, можно установить только опытным путем.

Совершенно четко она должна проявляться в условиях очага плавления, размещающегося в коре. Экспериментально установлено, что при относительно невысоких давлениях фтор усваивается гранитным расплавом, а его присутствие приводит к целому ряду последствий: понижению температуры обводненного солидуса до 550 °C, расширению поля кристаллизации кварца до образования богатых нормативным альбитом остаточных расплавов. Поэтому из расплава кристаллизуются сосуществующие альбит, калиевый полевой шпат, литиевые слюды, топаз, флюорит, понижается вязкость расплава, повышается растворимость воды [Эндогенные..., 1991]. Для фторсодержащих расплавов равновесные значения комбинированных коэффициентов распределения между кристаллами и расплавом значительно меньше

единицы: 0,14—0,28 (Li), 0,30—0,50 (Cs), 0,08—0,40 (Be), 0,2—0,31 (F), 0,05—0,09 (Nb), 0,02—0,04 (Ta), 0,01—0,20 (W), 0,02—0,20 (Sn). В связи с этим перечисленные компоненты накапливаются в остаточных магмах. Это приводит к формированию литий-фтористых гранитов и редкометалльных пегматитов, обогащенных как элементами, способными изоморфно замещать калий (Li, Rb), так и переносимыми в виде фторидных комплексов (Nb, Ta). Фракционирование кислой магмы при значениях комбинированных коэффициентов распределения меньше единицы приводит к накоплению рудного элемента в остаточном расплаве, что вызывает понижение комбинированного коэффициента распределения, а это в свою очередь приводит к еще большему накоплению элемента в остаточной магме — прогрессивному росту концентрации элемента в расплаве. На пересечениях разломных зон (например, Субботско-Мошоринской и Звенигородско-Братской) образуются редкометалльные пегматиты и литий-фтористые граниты.

Формирование структур минералов, кристаллизующихся на поверхности, начинается в расплаве, который сегрегирован на кровле слоя плавления. Обособление расплава, из которого кристаллизуются анортозиты, должно происходить вследствие разделения на глиноземистую с кальцием водно-силикатную фазу и на более силикатную магнезиально-железистую с титаном. Таким образом, приходится предполагать, что в очагах, размещающихся под корой, создаются условия, при которых фтор усваивается расплавом, т. е. инверсия свойств уже проявлена.

В Восточном Приазовье на сходное протекание процесса могут указывать породы Хлебодаровского массива, об-

разрушающиеся на стыке с Западным Приазовьем (см. табл. 3).

Геодинамический режим формирования Восточного Приазовья отличается от установленного в центральной и западной частях УЩ, а также в Западном Приазовье. Это фиксируется в составе магматических пород Октябрьского массива. Территория, выходящая на поверхность в Восточном Приазовье сегодня, в протерозое распространялась значительно шире на север и на восток.

В Октябрьском массиве отсутствуют кислые породы, дифференцированные в коре. От этапа к этапу происходит повышение основности и увеличение щелочности пород. Это объясняется боль-

шей глубиной размещения астеносферы и дифференциации расплавов на заключительных этапах формирования массива (табл. 4, рис. 5). Во втором ТМЦ под Восточным Приазовьем очаг плавления в коре не формируется. Наоборот, происходит увеличение мощности астеносферы на заключительных этапах формирования массива. Хлоридно-калиевые водные флюиды, которые активны при образовании анadoluских гранитов, заменяются «сухими» щелочными и ультращелочными карбонатно-фторидно-натриевыми, которые и участвуют в образовании ореолов фенинизации силикатных пород с нефелином.

Таким образом, различие в размеще-

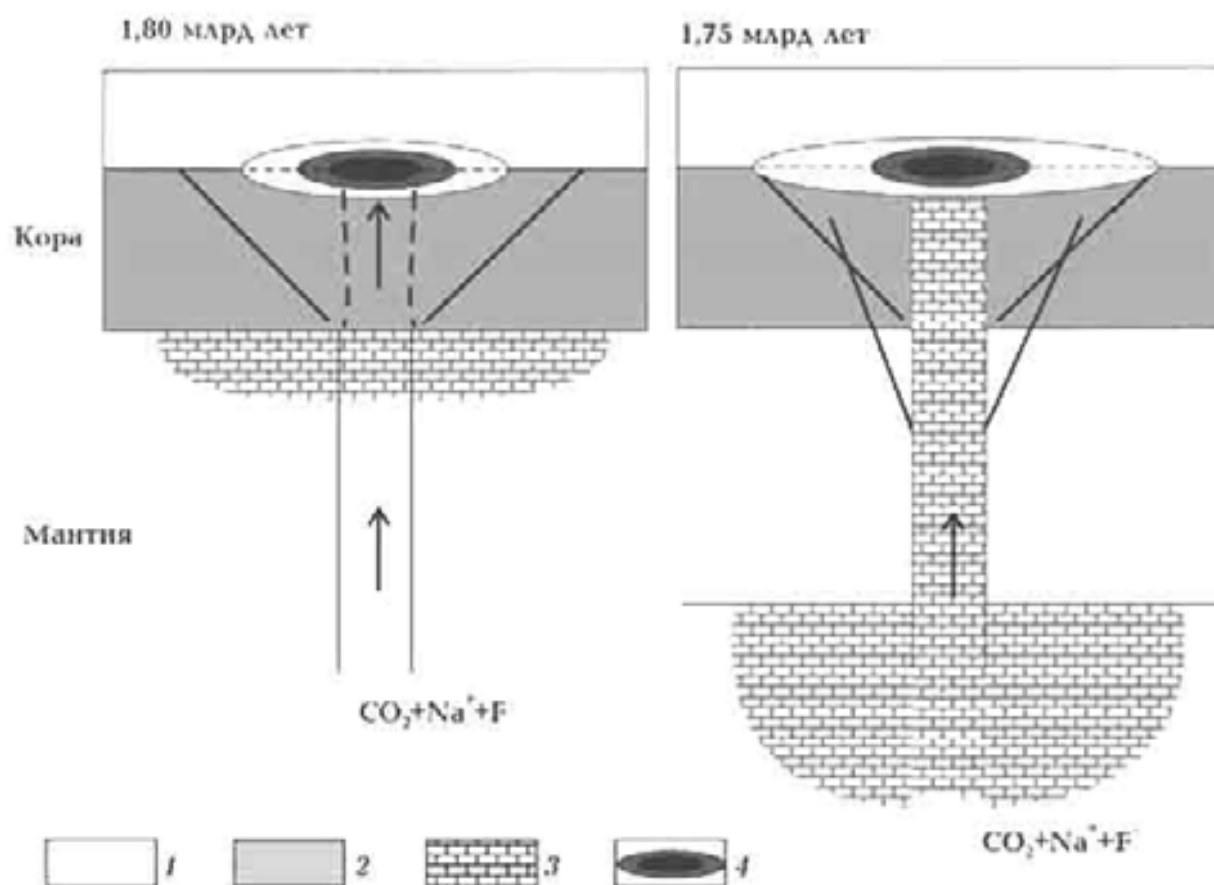


Рис. 5. Схема размещения слоев плавления в процессе образования Октябрьского массива: 1 — часть коры, размещавшейся выше современного уровня эрозионного среза; 2 — кора; 3 — расплавы, обогащенные карбонатно-фторидно-натриевым флюидом; 4 — Октябрьский массив и ореол фенинизации.

нии очагов плавления приводит к тому, что в протерозое в северо-западной и центральной частях УЩ образуются массивы анортозитов и гранитов рапакиви, а в восточной — щелочных пород. Однако появление и тех, и других связано с разломными зонами, по которым осуществлялось вынесение глубинных флюидов и расплавов.

Можно отметить, что разделение территории УЩ наследуется в развитии Днепровско-Донецкого авлакогена в девоне. Сходным является даже состав флюидов, участвующих в дифференциации. В Донбассе осуществляется режим развития складчатой области, а в дифференциации расплавов участвуют фторидно-карбонатно-натриевые флюиды, что приводит к образованию комплексов пород, близких по составу к породам ЧКК (см. рис. 2). В Днепровско-Донецкой впадине наряду с карбонатными участвуют и водные хлоридно-натриевые флюиды, а геодинамический процесс соответствует рифтовому. В Припятском прогибе в девоне проявлено влияние смеси водных хлоридно-калиевых и карбонатных фторидно-натриевых флюидов на дифференциацию, а режим более сходен с режимом развития трапповой провинции (подробно рассмотрено в работе [Усенко, 2014]).

Полезные ископаемые. В шовных зонах состав расплавов и эксгаляций определяется большой глубиной зарождения и высокой скоростью доставки к поверхности. Появление месторождений железисто-кремнисто-карбонатной формации и хромитов обусловлено высоким окислительным потенциалом высокобарных расплавов и практически полным отсутствием дифференциации под корой. В этих условиях при высокой активности хлора подвижны железо и хром. Для

отделения оксидов хрома в самостоятельную фазу достаточно снижения окислительного потенциала. Для резкого повышения содержания железа в фазе благоприятно разделение на несмешиваемые фазы с концентрацией железа в одной из них. Наличие фторидно-карбонатной фазы обуславливает и ускоряет этот процесс даже при практически полном отсутствии времени на дифференциацию в очаге плавления под корой. И минеральный, и химический состав не только магматических и метаморфических пород шовных зон, но и сопутствующие месторождения полезных ископаемых свидетельствуют о связи с большими глубинами вынесения расплавов.

В массивах карбонатитов и месторождениях железисто-кремнисто-карбонатной формации, образующихся во втором ТМЦ, минеральный состав пород отражает как давления на глубине дифференциации, так и физико-химические взаимодействия между расплавом и карбонатно-фторидно-натриевым флюидом. Протекают окислительно-восстановительные реакции, разделение на несмешиваемые фазы. Быстрый подъем к поверхности карбонатных фаз обуславливает присутствие ксеногенных минералов, вынесенных из мантии, присутствие фтора — высокую скорость и высокую эксплозивность карбонатных расплавов, которые достигают поверхности. В расплаве и флюиде концентрируются элементы, образующие комплексные соединения с фтором.

Различное протекание глубинного процесса на блоках и в шовных зонах определяет разное поведение одного и того же набора компонентов. Если в шовных зонах более проявлены глубинные расплавы, практически беспрепятственно достигающие поверх-

ности, то на блоках представлены месторождения с длительной историей накопления полезных компонентов — пегматитов, многофазных массивов, гидротермальных проявлений.

В ИМБ глубинные щелочные карбонатные флюиды в остаточных очагах плавления смешиваются с водными хлоридно-калиевыми флюидами. При давлении 1,3 ГПа и менее присутствие фтора не вызывает разделения на несмешиваемые фазы, а наоборот, приводит к увеличению растворимости воды в расплаве. Появление месторождений урана, синхронных формированию Корсунь-Новомиргородского плутона, связано с активностью глубинных щелочных флюидов. Уран накапливается в карбонатно-натриевых растворах и в расплаве существует в шестивалентной форме в составе карбонатных комплексов. Однако для образования оксидов урана необходимо его восстановление до четырехвалентного. Это возможно при понижении щелочности и повышении окислительного потенциала среды (наличии свободного кислорода). Это и происходит в коре при смешении глубинных щелочных карбонатно-натриевых флюидов, содержащих карбонатные комплексы урана и сохранившихся в очаге плавления водно-хлоридно-калиевых флюидов. При смешении щелочность вновь поступающих флюидов уменьшается, уран выносится к поверхности в составе гидрокарбонатно-натриевых гидротермальных растворов. Чем выше к поверхности, тем меньше щелочность. Натрий входит в состав плагиоклазов (альбита), уран восстанавливается с образованием оксидов.

Присутствие фтора приводит к накоплению в остаточных расплавах очага плавления лития, бериллия, цезия, ниобия и тантала. Образуются литие-

вые граниты и редкометалльные пегматиты. Они широко представлены в ВМБ, присутствуют в ИМБ, а также в Восточном Приазовье. В них концентрируются металлы как изоморфно замещающие калий (активные в водных флюидах с хлором), так и активные в виде фторидных комплексов. Пополнение очагов плавления в коре флюидами, содержащими фтор, происходит по всем разломным зонам на заключительных этапах гранитизации.

Кристаллизация очага плавления в коре в восточной части Приазовского блока на заключительных этапах активизации приводит к формированию месторождений Zr, Nb, Ta, TR (Ce, La, Nd), связанных со щелочными расплавами, дифференцированными при участии только карбонатно-фторидно-натриевых флюидов. Эти элементы могут попасть в расплав исключительно вследствие взаимодействия с фтором, а в расплавах существуют в виде фторидных комплексов.

Выводы. В настоящей статье показано, что глубинные флюиды, сопровождавшие дифференциацию расплавов в мантии и коре 2,2—1,75 млрд лет назад, отличались от проявленных в более ранних активизациях. Установлено, что третья активизация состоит из двух ТМЦ, разделенных гранитизацией.

Выделены территории, характеризующиеся разными условиями дифференциации расплавов астеносферы. Территории, пространственно тяготеющие к шовным зонам, размещаются в шовных зонах, образованных на границе архея и протерозоя или в непосредственной близости от них. Для разрезов характерно обязательное присутствие железистых пород, мощные пачки кварцитов и кальцифиров, широкое развитие ультрабазитов, наличие карбонатитов.

В составе пород, развитых на территориях, тяготеющих к шовным зонам, сказывается влияние окисленных глубинных расплавов и флюидов. При дифференциации под корой в присутствии карбонатных флюидов происходит разделение на фазы, одна из которых представлена водно-хлоридно-силикатной, которая и переносит комплексы железа. И железистые породы, образованные при разгрузке глубинных флюидов, и ультрабазиты, расплавы которых вынесены с больших глубин, залегают вместе с кальцифирами. Это определяет отнесение первых к железисто-кремнисто-карбонатной формации и является косвенным указанием времени образования пород, так как для более ранних толщ мощные пачки мраморов и кальцифиров не характерны.

Блоки отличает определяющая роль разломных зон, образованных перед гранитизацией. О геодинамическом процессе и составе глубинных флюидов на блоках можно судить по составу магматических пород. Характерно присутствие массивов габбро-монзонитов—трахитоидных гранитов, образованных до гранитизации (2,1—1,99 млрд лет назад). Со временем образуется очаг плавления в коре. Интрузивные граниты имеют взаимопереходы с палингенными, образующимися при плавлении—растворении окружающих пород. В дифференциации очага плавления, размещавшегося под корой, образовании интрузивных и палингенных гранитов участвуют нейтральные — слабощелочные водно-хлоридно-калиевые флюиды.

Состав флюидов изменяется после гранитизации под всем щитом. Непосредственно после нее образуются массивы карбонатитов и щелочных пород, в которых присутствуют и щелочные ультрабазиты. На территориях,

тяготеющих к шовным зонам, появляются карбонатные железистые пласты, включающие ксенокристаллы.

На блоках после гранитизации формируются массивы анортозитов — гранитов рапакиви. В местах пересечения субмеридиональных и субширотных зон, в остаточных очагах происходит смешение расплавов, разбавленных водно-хлоридно-калиевыми флюидами, и поступающих глубинных карбонатно-фторидно-натриевых. Образуются массивы анортозитов—гранитов рапакиви с титаном. Они сопровождаются пегматитовыми полями, альбит-урановыми метасоматитами, для образования которых необходимо совместное участие карбонатно-фторидно-натриевых и водных флюидов. При разных давлениях поведение смеси различно. Несмесимость при $P > 1,3$ ГПа приводит к образованию карбонатитов и щелочных пород, тогда в диапазоне давлений коры фторидные флюиды смеси и с расплавом, и с водным флюидом, обуславливая существенное понижение температуры солидуса, т. е. длительное существование очагов плавления в коре.

Отличие глубинного процесса Восточного Приазовья после гранитизации определяет появление щелочных пород Октябрьского массива.

Таким образом, дополнительным признаком, позволяющим провести корреляцию докембрийских толщ, может служить вещественный состав, так как в докембрии состав глубинных флюидов изменялся закономерно. А использование методики, разработанной автором, позволяет не только в первом приближении установить время появления пород (возможность корреляции разрезов), но и объяснить условия накопления компонентов, что позволяет локализовать площади поиска месторождений полезных ископаемых.

Список литературы

- Бордунов И. Н. Криворожско-Курская эвгеосинклиналь. Киев: Наук. думка, 1983. 304 с.
- Верхогляд В. М., Скобелев В. М. Изотопный возраст субвулканизма района г. Новоград-Волинский (северо-западная часть Украинского щита). *Геохимия и рудообразование*. 1995. Вып. 21. С. 47—56.
- Геолого-геофизическая модель Голованвской шовной зоны Украинского щита. Под ред. А. В. Анциферова. Донецк: Вебер, 2008. 308 с.
- Геолого-геофизическая модель Немировско-Кочеровской шовной зоны Украинского щита. Под ред. А. В. Анциферова. Донецк: Вебер, 2009. 253 с.
- Геолого-геоэлектрическая модель Орехово-Павлоградской шовной зоны Украинского щита. Под ред. Н. Я. Азарова. Киев: Наук. думка, 2005. 190 с.
- Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей. Под ред. Н. П. Щербака. Киев: Наук. думка, 2005. 244 с.
- Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой. Под ред. Н. П. Щербака. Киев: Наук. думка, 2008. 240 с.
- Гинтов О. Б. Схема периодизации этапов разломообразования в земной коре Украинского щита — новые данные и следствия. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 1. С. 3—18.
- Гинтов О. Б., Ентин В. А., Мычак С. В., Павлюк В. Н., Зюльцле В. В. Структурно-петрофизическая и тектонофизическая основа геологической карты кристаллического фундамента центральной части Голованевской шовной зоны Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2016. Т. 38. № 3. С. 3—28.
- Глевасский Е. Б., Кривдик С. Г. Докембрийский карбонатитовый комплекс Приазовья. Киев: Наук. думка, 1981. 228 с.
- Гордценко В. В. Адвекционно-полиморфная гипотеза глубинных процессов в тектоносфере. Киев: Корвін пресс, 2007. 170 с.
- Ентин В. А., Гинтов О. Б., Мычак С. В., Юшин А. А. Структура Молдавского железорудного месторождения (Украинский щит) по геолого-геофизическим данным и его возможная эндогенная природа. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 4. С. 3—18.
- Железисто-кремнистые формации Украинского щита. Т. 1. Отв. ред. Н. П. Семеновко. Киев: Наук. думка, 1978. 328 с.
- Злобенко И. Ф., Каневский А. Я., Металлиди С. В., Дусяцкий В. А., Лепигов Г. Д. Коматииты Среднего Побужья (Украинский щит). *Сов. геология*. 1983. № 9. С. 103—108.
- Кадик А. А., Лукашин 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.
- Коваленко В. И., Ионов Д. А., Ярмолюк В. В., Ягуц Э., Люгмайр Г., Штош Х. Г. Эволюция мантии и ее корреляция с эволюцией земной коры некоторых районов Центральной Азии по изотопным данным. *Геохимия*. 1990. № 10. С. 1308—1319.
- Когарко Л. Н. Роль глубинных флюидов в генезисе мантийных гетерогенностей и щелочного магматизма. *Геология и геофизика*. 2005. Т. 46. № 12. С. 1234—1245.
- Металлические и неметаллические полезные ископаемые Украины. Т. 1. Металлические полезные ископаемые. Под

- ред. Н. П. Щербака. Киев-Львов: Центр Европы, 2005. 785 с.
- Пашкевич И. К., Бакаржиева М. И. Мафические дайки Ингульского мегаблока (Украинский щит): связь поверхностных и глубинных структур литосферы, разломная тектоника и геодинамика. *Геофиз. журн.* 2016. Т. 38. № 5. С. 49—66.
- Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита. Отв. ред. И. Б. Щербаков. Киев: Наук. думка, 1990. 236 с.
- Петрологія і геохімія чарнокитоїдів Українського щита. Відп. ред. О. М. Пономаренко. Київ: Наук. думка, 2011. 216 с.
- Пономаренко А. Н., Степанюк Л. М., Шумлянский Л. В. Геохронология и геодинамика палеопротерозоя Украинского щита. *Минерал. журн.* 2014. Т. 36. № 2. С. 48—58.
- Старостенко В. И., Лукин А. Е., Цветкова Т. А., Шумлянская Л. А. Геофлюиды и современное проявление активизации Ингульского мегаблока Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 5. С. 2—25.
- Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита. Под ред. К. Е. Есипчука. Киев: Наук. думка, 1985. 168 с.
- Усенко О. В. Развитие Ингульского блока Украинского щита в период формирования Новоукраинского и Корсунь-Новомиргородского плутонов. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 3. С. 54—69.
- Усенко О. В. Докембрийский карбонатитовый комплекс Приазовья. *Доп. НАН України.* 2003. № 6. С. 115—122.
- Усенко О. В. Тепловой поток и современная активизация Донецкого бассейна. *Геофиз. журн.* 2002. Т. 24. № 5. С. 102—111.
- Усенко О. В. Условия формирования железистых пород Среднего Побужья. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 4. С. 32—50.
- Усенко О. В. Формирование расплавов: геодинамический процесс и физико-химические взаимодействия. Киев: Наук. думка, 2014. 240 с.
- Усенко О. В. Эволюция расплавов и флюидов как отражение формирования коры и мантии на примере Среднеприднепровского мегаблока Украинского щита. Архей. *Геофиз. журн.* 2016а. Т. 38. № 2. С. 35—56.
- Усенко О. В. Эволюция расплавов и флюидов в процессе формирования коры и мантии в неоархее палеопротерозое. Стратиграфические следствия. *Геофиз. журн.* 2016б. Т. 38. № 6. С. 40—63.
- Фортон В. Е., Храпак А. Г., Якубов И. Т. Физика неидеальной плазмы. Москва: Физматлит, 2004. 528 с.
- Щербак Н. П., Загнитко В. Н., Артеменко Г. В., Бартницкий Е. Н. Геохронология крупных геологических событий в Приазовском блоке Украинского щита. *Геохимия и рудообразование.* 1995. Вып. 21. С. 112—129.
- Щербаков И. Б. Петрология Украинского щита. Львов: ЗукЦ, 2005. 366 с.
- Эндогенные источники рудного вещества. Под ред. Ф. В. Чухрова. Москва: Наука, 1991. 248 с.
- Ярошук М. А. Железорудные формации Белоцерковско-Одесской металлогенической зоны. Киев: Наук. думка, 1983. 224 с.
- Condie K. C., 2011. Earth and evolving planetary system. Elsevier, 574 p.
- Girnis A. V., Brey G. P., Ryabchikov I. D., 1995. Origin of Group 1A kimberlites: Fluid-saturated melting experiments at 45—55 kbar. *Earth Planet. Sci. Lett.* 134, 283—296. doi: 10.1016/0012-821X(95)00120-2.
- Ionov D. A., Doucet L. S., Carlson R. W., Golovin A. V., Korsakov A. V., 2015. Post-Archean formation of the lithospheric

mantle in the central Siberian craton: Re-Os and PGE study of peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 165, 466—483. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2015.06.035>.

Lobach-Zhuchenko S. B., Balagansky V. V., Baltybaev Sh. K., Bibikova E. V., Chekulaev V. P., Yurchenko A. V., Arestova N. A., Artemenko G. V., Egorova Yu. S., Bogomolov E. S., Sergeev S. A., Skublov S. G., Presnyakov S. L., 2014. The Orekhov-Pavlograd zone, Ukrainian Shield: Milestones of its evolutionary history and

constraints for tectonic models. *Precambrian Res.* 252, 71—87. doi: 10.1016/j.precamres.2014.06.027.

Liu J., Riches A. J. V., Pearson G., Luo Y., Kienlen B., Kjarsgaard B. A., Stachel Th., Armstrong J. P., 2016. Age and evolution of the deep Continental root beneath the central Rae craton, Northern Canada. *Precambrian Res.* 272, 168—184. doi: 10.1016/j.precamres.2015.11.001.

Walter M. J., 1998. Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere. *J. Petrol.* 39(1), 29—60.

Melts and fluids evolution in the process of crust and mantle formation in Paleo-Proterozoic (2,2—1,75 Ga ago). Stratigraphy and magnetic activity

© O. V. Usenko, 2017

Stratigraphy of metamorphic Precambrian complexes related to Paleo-Proterozoic is controversial. An additional sign permitting to correlate strata may be their material composition because in the Precambrian composition of deep fluids changed regularly. Then some regularity in changes of composition of magmatic and metamorphic rocks has to exist. The rocks produced during this time are dolomite and calcite. Quartzite, carbonaceous shist and graphite gneiss are also abundant. Only during this activation of Precambrian carbonatite volcanic activity became apparent.

The author's method has been used generalizing the special features of magmatic and metamorphic rocks of the Ukrainian shield, which allowed reconstructing the course of the deep process and composition of melts and fluids in the layer of melting. Subdivision of the shield into blocks of two types has been proposed: inherent blocks and the areas spatially attached by suture zones.

The blocks differ by decisive role of the fault zones formed before granitization; the presence of gabbro-montsonite-trachite granites massifs formed before granitization (2,1—1,99 Ga ago); mutual transitions between intrusive and palingenuous granites; formation of anorthosite-granite massifs after granitization. Activation consists of two tectono-magmatic cycles separated by granitization. Composition of rocks attached to suture zones is effected by oxidized deep melts and fluids.

We can make estimation on geodynamic process and composition of deep fluids in blocks by composition of magmatic rocks. In blocks fault zones are generated with multiple intrusion of melts along them, differentiated under the crust. Neutral-alkalescent aquatic-chloride-potassium fluids take part in differentiation of melts.

Composition of fluids changes after granitization under the whole shield. Immediately after it the massifs of carbonatites and alkaline rocks are formed where

alkaline ultrabasites are also present. In the territories attached to suture zones carbonate ferruginous layers appear, which include xenocrysts.

In blocks in places of intersection of sub-longitudinal and sub-latitude zones, in relict foci mixing of melts takes place diluted by aquatic-chloride-potassium fluids and added deep carbonate-fluoride-sodium ones. Massifs of anorthosites-rapakivi-granites with titanium are formed. They are accompanied by pegmatite fields, albite-uranium metasomatites when joint participation of carbonate-fluoride-sodium and aquatic fluids is required.

Key words: Ukrainian shield, carbonatites, Paleo-Proterozoic, granitization, fluid, evolution, iron deposits, magmatic activity, stratigraphy, asthenosphere, lithosphere.

References

- Bordunov I. N.*, 1983. Krivoy Rog-Kursk eu-geosynclines. Kiev: Naukova Dumka, 304 p. (in Russian).
- Verkhoglyad V. M., Skobelev V. M.*, 1995. Isotopic age subvolcanic district of Novograd Volyn (northwestern part of the Ukrainian shield). *Geokhimiya i rudoobrazovaniye* (is. 21), 47–56 (in Russian).
- Geological and geophysical model Golovanevsk suture zones of the Ukrainian Shield*, 2008. Ed. A. V. Antsiferov. Donetsk: Weber, 308 p. (in Russian).
- Geological and geophysical model Nemirov-Kocherovsk suture zones of the Ukrainian Shield*, 2009. Ed. A. V. Antsiferov. Donetsk: Weber, 253 p. (in Russian).
- Geological and geoelectrical model Orekhovo-Pavlograd suture zones of the Ukrainian Shield*, 2005. Ed. N. Ya. Azarov. Kiev: Naukova Dumka, 190 p. (in Russian).
- Geochronology Early Precambrian of the Ukrainian Shield*. Archaea, 2005. Ed. N. Shcherbak. Kiev: Naukova Dumka, 244 p. (in Russian).
- Geochronology Early Precambrian of the Ukrainian Shield. Proterozoic*, 2008. Ed. N. Shcherbak. Kiev: Naukova Dumka, 240 p. (in Russian).
- Gintov O. B.*, 2014. Scheme of faulting periodization in the Earth's crust of the Ukrainian Shield — new data and consequences. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(1), 3—18 (in Russian).
- Gintov O. B., Entin V. A., Mychak S. V., Pavlyuk V. N., Zyl'tse V. V.*, 2016. Structural and petrophysical and tectonophysical base of geological map of crystalline basement of the central part of Golovanevsk suture zone of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskiy zhurnal* 38(3), 3—28 (in Russian).
- Glevasskiy E. B., Krivdik S. G.*, 1981. Precambrian carbonatite complex of the Azov region. Kiev: Naukova Dumka, 228 p. (in Russian).
- Gordienko V. V.*, 2007. Advection-polymorphic hypothesis underlying processes in tectonosphere. Kiev: Korvin Press, 170 p. (in Russian).
- Entin V. A., Gintov O. B., Mychak S. V., Yushin A. F.*, 2015. The structure of the Moldovan iron ore deposit (Ukrainian shield) according geological and geophysical data and its possible endogenous nature. *Geofizicheskiy zhurnal* 37(4), 3—18 (in Russian).
- Ferruginous-siliceous formations of the Ukrainian shield*, 1978. Ed. N. P. Semenenko. Vol. 1. Kiev: Naukova Dumka, 328 p. (in Russian).
- Zlobenko I. F., Kanevskiy A. Ya, Metalidi S. V., Dusyatskiy V. A., Lepigov G. D.*, 1983. Kom-

- atiites Middle Bug (Ukrainian shield). *Sovetskaya geologiya* (9), 103—108 (in Russian).
- Kadik A. A., Lukanin O. A., Portnyagin A. L., 1990. Magma formation at the upward movement of mantle material: the temperature and composition of the melts formed during adiabatic decompression ultramafic mantle. *Geokhimiya* (9), 1263—1276 (in Russian).
- Kovalenko V. I., Ionov D. A., Yarmolyuk V. V., Yaguts E., Lyugmayr G., Shtosh Kh. G., 1990. Evolution of the mantle and its correlation with the evolution of the earth's crust some areas of Central Asia on the isotope data. *Geokhimiya* (10), 1308—1319 (in Russian).
- Kogarko L. N., 2005. Role of deep fluids in the genesis of mantle heterogeneities and alkaline magmatism. *Geologiya i geofizika* 46(12), 1234—1245 (in Russian).
- Metallic and nonmetallic minerals of Ukraine. Vol. 1. Metallic minerals*, 2005. Ed. N. P. Shcherbak. Kiev-Lvov: Tsenter Evropy, 785 p. (in Russian).
- Pashkevich I. K., Bakarzhieva M. I., 2016. Mafic dykes of Ingul megablock (Ukrainian Shield): relationship of surface and deep structures of the lithosphere, fault tectonics and geodynamics. *Geofizicheskiy zhurnal* 38(5), 49—66 (in Russian).
- Petrology, geochemistry and ore-bearing intrusive granitoids of the Ukrainian shield, 1990. Ed. I. B. Shcherbakov. Kiev: Naukova Dumka, 236 p. (in Russian).
- Petrology and Geochemistry charnockitoids Ukrainian Shield*, 2011. Ed. O. M. Ponomarenko. Kiev: Naukova Dumka, 216 p. (in Ukrainian).
- Ponomarenko A. N., Stepanyuk L. M., Shumlyanskiy L. V., 2014. Geochronology and Geodynamics of the Paleoproterozoic of the Ukrainian Shield. *Mineralogicheskii zhurnal* 36(2), 48—58 (in Russian).
- Starostenko V. I., Lukin A. E., Tsvetkova T. A., Shymlanskaya L. A., 2014. Geofluids and up-to-date display of activation Ingul megablock Ukrainian Shield. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(5), 2—25 (in Russian).
- Stratigraphic sections of the Precambrian Ukrainian Shield*, 1985. Ed. K. E. Esipchuk. Kiev: Naukova Dumka, 168 p. (in Russian).
- Usenko O. V., 2013. Development of the Ingul megablock of the Ukrainian Shield during the period of formation of the Novo-Ukrainian and Korsun-Novomirgorod pluton. *Geofizicheskiy zhurnal* 35(3), 54—69 (in Russian).
- Usenko O. V., 2003. Precambrian carbonatite complex of the Azov region. *Dopovidi NAN Ukrainy* (6), 115—122 (in Russian).
- Usenko O. V., 2002. Heat flux and contemporary activation of the Donets Basin. *Geofizicheskiy zhurnal* 24(5), 102—111 (in Russian).
- Usenko O. V., 2015. Conditions of formation of ferruginous rocks of the Middle Bug. *Geofizicheskiy zhurnal* 37(4), 32—50 (in Russian).
- Usenko O. V., 2014. Forming Melts: geodynamic processes and physical and chemical interactions. Kiev: Naukova Dumka, 240 p. (in Russian).
- Usenko O. V., 2016a. Evolution of melts and fluids as a reflection of the crust and mantle formation by the example of the Middle Dnieper megablock of the Ukrainian Shield. Archean. *Geofizicheskiy zhurnal* 38(2), 35—56 (in Russian).
- Usenko O. V., 2016b. Evolution of melts and fluids during the crust and mantle formation in Neo-Archean—Paleo-Proterozoic. Stratigraphic effects. *Geofizicheskiy zhurnal* 38(6), 40—63 (in Russian).
- Fortov V. E., Khrapak A. G., Yakubov I. T., 2004. Physics nonideal plasma. Moscow: Fizmatlit, 528 p. (in Russian).
- Shcherbak N. P., Zagnitko V. N., Artemen-

- ko G. V., Bartnitskiy E. N., 1995. Geochronology of large geological events in the Azov block of the Ukrainian Shield. *Geokhimiya i rudoobrazovaniye* 21, 112—129 (in Russian).
- Shcherbakov I. B., 2005. Petrology of the Ukrainian shield. Lviv: ZUKTs, 366 p. (in Russian).
- Endogenous sources of ore matter*, 1991. Ed. F. V. Chukhrov. Moscow: Nauka, 248 p. (in Russian).
- Yaroshchuk M. A., 1983. Iron formation Belotserkovsk-Odessa metallogenic zone. Kiev: Naukova Dumka, 224 p. (in Russian).
- Condie K. C., 2011. Earth and evolving planetary system. Elsevier, 574 p.
- Girnis A. V., Brey G. P., Ryabchikov I. D., 1995. Origin of Group 1A kimberlites: Fluid-saturated melting experiments at 45—55 kbar. *Earth Planet. Sci. Lett.* 134, 283—296. doi: 10.1016/0012-821X(95)00120-2.
- Ionov D. A., Doucet L. S., Carlson R. W., Golovin A. V., Korsakov A. V., 2015. Post-Archean formation of the lithospheric mantle in the central Siberian craton: Re-Os and PGE study of peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 165, 466—483. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2015.06.035>.
- Lobach-Zhuchenko S. B., Balagansky V. V., Baltybaev Sh. K., Bibikova E. V., Chekulaev V. P., Yurchenko A. V., Arestova N. A., Artemenko G. V., Egorova Yu. S., Bogomolov E. S., Sergeev S. A., Skublov S. G., Presnyakov S. L., 2014. The Orekhov-Pavlograd zone, Ukrainian Shield: Milestones of its evolutionary history and constraints for tectonic models. *Precambrian Res.* 252, 71—87. doi: 10.1016/j.precamres.2014.06.027.
- Liu J., Riches A. J. V., Pearson G., Luo Y., Kienlen B., Kjarsgaard B. A., Stachel Th., Armstrong J. P., 2016. Age and evolution of the deep Continental root beneath the central Rae craton, Northern Canada. *Precambrian Res.* 272, 168—184. doi: 10.1016/j.precamres.2015.11.001.
- Walter M. J., 1998. Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere. *J. Petrol.* 39(1), 29—60.