

## Условия формирования гранитоидов Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области

© О. В. Усенко, 2014

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина  
Поступила 18 мая 2012 г.

Представлено членом регколлегии Р. И. Кутасом

Стаття присвячена встановленню умов гранітоутворення в архей. Показано, що поява найбільш глибинних ультраосновних розплавів, що утворюють коматіти кінкської серії, близька за часом до формування дніпропетровських і сурських гранітоїдів — 3,11—2,95 млрд років тому. Запропоновано схему дворівневої кристалізаційної диференціації. Під час утворення гранітоїдів істотну роль відігравали флюїди. До часу 2,8 млрд років мантіїні розплави збагачувалися водним флюїдом, що містив хлор. Після цього часу окисний потенціал глибинного флюїду знижувався, підвищувалась активність калію. Змінювався хімічний і мінеральний склад гранітів.

**Ключові слова:** гранітоутворення, кристалізаційна диференціація, метасоматичні заміщення, докембрій, флюїд.

**Введение.** Архейские гранит-зеленокаменные области (ГЗО) сходного строения и состава присутствуют на всех докембрийских щитах мира. Несмотря на территориальную разобщенность, архейские ГЗО отличаются сходством строения. От 50 до 70 % площади занимают гранитоидно-нейсовские комплексы, остальную — породы преимущественно базитового состава, слагающие зеленокаменные структуры (ЗКС). Зеленокаменные структуры, сложенные основными и ультраосновными породами, «опоясывают» гранитоидно-нейсовские купола (рис. 1). Вулканогенно-осадочные породы ЗКС образуют стратифицированную толщу. В архейских ЗКС широко представлены коматиты — вулканогенные породы ультраосновного состава, в которых содержание MgO достигает 40 %. Гранитоидно-нейсовские купола сложены в разной степени метаморфизованными породами габбро-тоналит-трондjemитовой ассоциации.

Проблема докембрийского гранитообразования является одной из тем, связанных с вопросами ранней истории Земли, происхождения мантии и континентальной коры. Ее актуальность вызвана неоднозначностью трактовки многих аспектов формирования архейских ГЗО в целом и теории гранитообразования в частности. С 70-х годов прошлого века существуют противоречия между классическими представлениями, трактующими генезис гранитов с позиций дифференциации ювенильной магмы, и гипотезами ее корово-анатектического, палингено-метасоматического происхождения. Отражением этого является замещение термина «гранитообразование» термином «гранитизация», под которым понимается метасоматический процесс, сопровождающийся привнесением щелочей, кремнекислоты и выносом магния, кальция и железа. В результате твердая порода без расплавления и последующей кристаллизации магмы становится по составу и структуре более похожей на гранит, чем в первоначальном состоянии. Гранитизация обычно перерастает в палингеновое магмообразование, когда породы плавятся под воздействием фильтрующегося потока летучих, которые предварительно их гранитизировали [Голубев, 1981]. Предполагается, что поток флюидов развивается по зоне глубинного «трансформного» разлома, либо сначала образуется обширный очаг плавления под корой, от которого затем отделяются флюиды. В обоих случаях поток флюидов обуславливает изменение состава верхней части коры, прогрев (во втором случае и кондуктивный), а затем плавление.

Глубинные процессы докембрия отличались от протерозойских и фанерозойских. В настоящее время установлены многие параметры докембрийского гранитообразования. Так, температуры гомогенизации газовой-жидких включений минералов тоналитов достигают 1000—1200 °С, что свидетельствует о еще более высоких температурах расплавов, из которых они образованы.

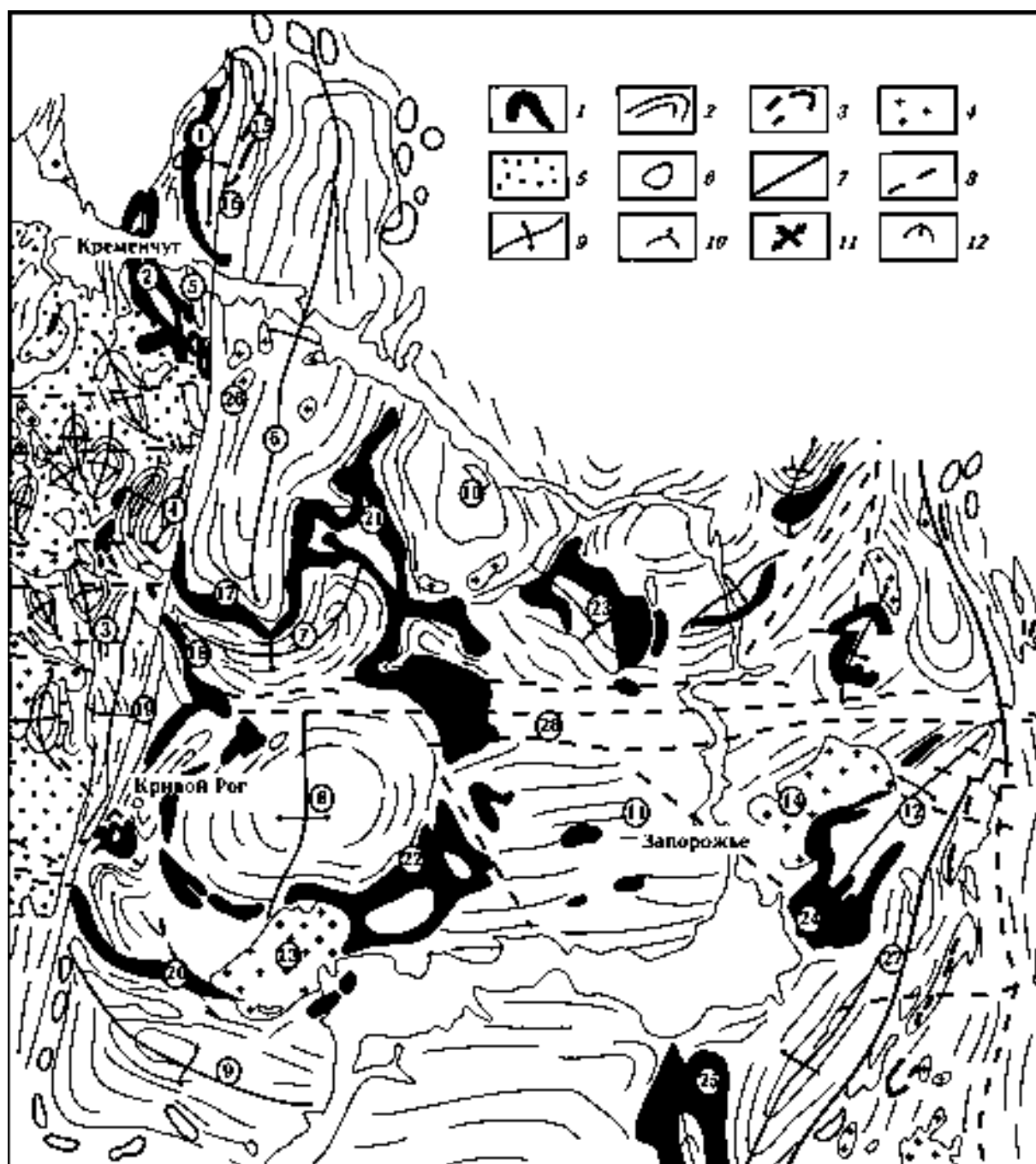


Рис. 1. Схема строения Среднеприднепровского мегаблока и окаймляющих его шовных зон, по работе [Геолого-геофизическая..., 2006]: 1 — ЗКС, 2 — гранитогнейсовые купола, 3 — железистые породы, 4 — токовские и мокромосковские микроклиновые граниты, 5 — комплексы метаморфических пород Западно-Ингульской полосы, 6 — магнитные аномалии, вызванные железистыми породами, 7 — глубинные разломы, 8 — тектонические разрывы с телами диабазов, 9 — оси антиклинальных структур, 10 — замыкание антиклинальной складки и направление ее погружения, 11 — оси синклинальных структур, 12 — замыкание синклинальной складки и направление ее оси. Цифры в кружках — гранитогнейсовые купола и валы (1 — Омельницкий, 2 — Кременчугский, 3 — Ингулецкий, 4 — Зеленовский, 5 — Редутский, 6 — Пятихатский, 7 — Демуриный, 8 — Саксаганский, 9 — Южный, 10 — Криничанский, 11 — Запорожское поднятие, 12 — Камышевахский); гранитоидные массивы (13 — Токовский, 14 — Мокромосковский); синклинальные структуры (15 — Галещинская, 16 — Горишнеплавинская, 17 — Желтореченская, 18 — Анновская, 19 — Криворожская, 20 — Широковская); ЗКС Среднеприднепровского мегаблока (21 — Верховцевская, 22 — Чертомлыкская, 23 — Сурская, 24 — Конкская, 25 — Белозерская); основные разломы (26 — Криворожско-Кременчугский, 27 — Орехово-Павлоградский, 28 — Девладовский).

Предлагаемое на сегодняшний день объяснение — существование в архее более высокого геотермического градиента, чем в фанерозое. «При высоком геотермическом градиенте в породах гранулитовой фации плавление может начинаться при температуре около 1200 °С на глубине 10—20 км. Это будут близкивидусные условия для тоналит-трондьемитовых магм...» [Шинкарев, Иванников, 1983, с. 163]. Это утверждение включает сразу несколько противоречий:

- 1) при геотермическом градиенте, обеспечивающем температуру 1200 °С на глубине 10—20 км, невозможно существование твердой коры вплоть до поверхности;
- 2) температура плавления безводного гранулита на глубине 20—40 км составляет около 1050 °С. Температуры расплавов еще выше, поэтому палингенное плавление не может являться объяснением их появления;
- 3) температуры гранулитового метаморфизма архейских эндербитов (возраст 3,36 млрд лет [Геохронология..., 2005]) Новопавловского участка Орехово-Павлоградской шовной зоны по разным оценкам составляют от 750 до 800—890 °С, давление — около 0,48 ГПа [Петрология..., 2011], что соответствует глубине около 15 км. Это существенно ниже температур плавления пород гранулитовой фации.

В работе [Усенко, 2008] установлены следующие отличия между глубинными процессами в фанерозое и архее:

- длительность процесса активизации в целом;
- отсутствие в архее инициального плавления на глубине 250—480 км, астеносфера в этом интервале глубин существует изначально;
- длительность формирования коматиитовой формации и существования очага плавления с кровлей на глубине 50 км;
- высокий окислительный потенциал и кислая среда при дифференциации расплавов на всех уровнях.

Архей — время вынесения избытка кислорода (в виде оксидов —  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $FeO$ ), а также кремнезема, глинозема и кальция, галогенов (преимущественно хлора) и щелочей (преимущественно натрия) из мантии на поверхность.

Процессы, рассматриваемые в статье, происходят после формирования первичной коры, первоначальная мощность которой может приравниваться океанической. Она появляется значительно ранее интрузивных пород новопавловского комплекса (до 3,65 млрд лет). По оценке Р. Я. Белевцева, Р. И. Кутаса — 4,0—3,8 млрд лет назад [Белевцев, 2008; Кутас, 2008]. Со времени 3,8 млрд лет образуются первичные ЗКС (по Гликсону [Геохимия..., 1987]). На Украинском щите их представителями являются остатки аульской серии, сохранившиеся на Среднеприднепровском мегаблоке в виде славгородской и базавлукской толщ.

Согласно работе [Пономаренко и др., 2008], со времени 3,5 млрд лет назад на уже сформированном континентальном основании начинают формироваться ЗКС. Постепенно мощность коры возрастает как за счет накопления вулканогенно-осадочной толщи сверху, так и за счет кристаллизации снизу. Ко времени формирования шевченковских гранитов (2,8 млрд лет) породы новопавловского комплекса находятся на глубине около 15—20 км. К началу формирования конкской серии мощность коры определяется давлением, при котором устойчив плагиоклаз. То, что первичная кора имеет состав, соответствующий габбро-тоналиту, тоналиту либо плагиограниту, считается общепризнанным мнением [Щербаков, 2005, Белевцев, 2008]. Плагиоклаз-содержащая кора может кристаллизоваться при падении температуры до 600 °С при 0,6 ГПа (на 20 км) и до 700—1000 °С (по разным оценкам ее возможного состава и количества флюида) при 1,3 ГПа. Кристаллизация начинается с поверхности и сопровождается выделением флюида (воды, рассола) — формированием океана [Белевцев, 2008]. Тогда мощность коры к началу рассматриваемого процесса определяется полем устойчивости плагиоклаза и по разным оценкам может изменяться от 35 (1,2 ГПа [Walter, 2005]) до 45 км (1,5 ГПа [Wyllie, 1977; Takahashi, 1986]) в зависимости от состава расплава и сопутствующего флюида.

По мнению Р. И. Кутаса, в период 3,5—2,8 млрд лет назад мощность литосферы стабильных блоков составляла 150—190 км, а в активных регионах — 60—80 км [Кутас, 2008]. Согласно исследованиям условий формирования пород ЗКС Среднеприднепровского мегаблока, мощность литосферы могла изменяться во времени в близких пределах и определялась протеканием глубинного процесса [Усенко, 2008].

Подтверждением относительно ранней кристаллизации мантии (ее участков) может служить

архейский возраст ~3 млрд лет, установленный для эколгитовых ксенолитов трубки Робертс Виктор. Включения сульфидов в алмазах из эколгитов трубок Корифонтейн, Кимберли и Орапа также образованы ~3 млрд лет назад [Shirey et al., 2001].

**Временные соотношения между ЗКС и гранитными куполами.** Формирование ЗКС на Украинском щите начинается не позднее 3,35 млрд лет назад и продолжается до 2,8 млрд лет (табл. 1). Достоверно установленный для Среднеприднепровского мегаблока (СПБ) возраст формирования ЗКС — 3,2 млрд лет [Геохронология..., 2005], хотя упоминается и возраст 3,37 млрд лет [Щербак и др., 2003]. Рассмотрение структурного рисунка Украинского щита позволяет утверждать, что ГЗО располагалась не только на Среднеприднепровском мегаблоке, но и в западной части Приазовского мегаблока, а также восточной Ингульского. Относительно архейского осадконакопления в Криворожско-Кременчугской и Орехово-Павлоградской шовных зонах единого мнения нет. Предполагается, что в Криворожско-Кременчугской зоне конкская серия не накапливалась, а в Орехово-Павлоградской, как в Конкско-Белозерской структуре, был представлен весь разрез. Самые древние породы Украинского щита относятся к новопавловскому комплексу. Возраст пород ЗКС Западного Приазовья — 3,35 млрд лет [Геохронология..., 2005].

Еще В. И. Орса предполагал, что образование палеосомы (гранитизирующего вещества) днепропетровских гранитов, слагающих гранитогнейсовые купола СПБ, объединяет как гранитообразование, происходившее до 3,17 млрд лет назад (может быть синхронно формированию гранитоидов добропольского комплекса, развитых в терноватской полосе Приазовского мегаблока 3,39—3,32 млрд лет), так и синхронное накопление конкской серии и формирование гранитоидов сурского комплекса [Орса, 1988]. Последние датировки подтверждают подобные предположения. В днепропетровских гранитоидах выявлены три разновидности цирконов [Бобров и др., 2008]. «Реликтовые» обнаружены в 15—20 % общего объема днепропетровской толщи. Их возраст 3,3—3,18 млрд лет. Эти цирконы могут представлять собой как реликты славгородской, вольнянской и базавлукской толщ, так и гранитоиды, образующиеся до начала формирования

**Таблица 1. Схема корреляции осадочно-вулканогенных и магматических комплексов Криворожско-Кременчугской зоны (ККЗ), Среднеприднепровского мегаблока (СПБ), Орехово-Павлоградской шовной зоны (ОПШЗ) и Приднепровского мегаблока (ПБ) (в скобках — абсолютный возраст в млрд лет по работе [Геохронология..., 2005])**

ККЗ	СПБ		ОПШЗ и ПБ
Вулканогенно-осадочный комплекс	Вулканогенно-осадочные комплексы	Магматические комплексы	Вулканогенно-осадочные и магматические комплексы
	<i>Аульская серия</i> Славгородская, Базавлукская толщи (3,196)	Днепропетровские палингенные гранитоиды (3,3—2,97) [Бобров и др., 2008] Сурский комплекс (4 фазы: 3,17; 3,11; 3,08; 3,0—2,95) Софиевский (3,95—3,08) и Александровский (3,06—3,044) дифференцированные массивы	Новопавловский блок (3,66—3,36)
	<i>Конкская серия</i> Нижняя толеитовая, коматиитовая, андезит-базальт-туфолавовая толщи		Породы Сорокинской ЗКС (3,35—3,055) Гранитоиды добропольского комплекса (3,322—2,972)
<i>Криворожская серия</i>	Верхняя коматиитовая толща  <i>Белозерская серия</i>	Демуриинские гранит-мигматиты (2,849) Гранитоиды мокромосковского (2,827) и Токовского (2,857—2,663) комплексов	Гуляйпольская свита (2,89) Палингенные гранитоиды шевченковского комплекса (2,835) Гранитоиды интрузивные обиточенского (2,803—2,65) токмакского комплекса (2,73—2,68)

коматиитовой формации и также относимые к днепропетровским. Магматогенные цирконы образованы в период 3,03—2,97 млрд лет, возраст основной массы — 3,01 млрд лет. Цирконы гранитоидов днепропетровского комплекса возрастом 2,97 млрд лет описаны в Ямбургском карьере. Подобный возраст (2,95—2,99 млрд лет) соответствует последней фазе сурского комплекса [Бобров и др., 2000] — интрузивного аналога днепропетровских гранитоидов.

«Возрастные рамки становления сурского комплекса соответствуют временному интервалу, достигающему 200 млн лет. Дать однозначную интерпретацию этому поразительному феномену пока невозможно...» [Петрология..., 1990, с. 24]. Г. В. Артеменко выделил четыре фазы кислого вулканизма: 3,17—3,13; 3,1—3,08; 3,07—3,04; 3,0—2,95 млрд лет, а геохимические характеристики (Sm-Nd метод) указывают на коровое происхождение тоналитов [Артеменко, 1998].

При установлении глубинного процесса СПб необходимо учитывать наличие дифференцированных массивов. Возраст диоритов александровского комплекса 3,04—3,06 млрд лет. Габбро и габбро-нориты Софиевского интрузива образованы 3,09—3,095 млрд лет назад, диориты и граниты — 3,08 млрд лет назад [Геохронология..., 2005]. Комплексы объединяют ультрабазиты (лерцолиты, верлиты и клинопироксениты), основные породы (габбро и габбро-нориты) и гранитоиды сурского комплекса. По химическому составу породы комплексов образуют полный ряд от ультрабазитов до лейкогранитов. Их химические особенности — чрезвычайно низкие содержания  $K_2O$  и  $TiO_2$ , что характерно для всех пород днепропетровского, сурского комплексов и для пород, слагающих ЗКС. Автором отстаивается мнение о полифазном образовании расслоенных интрузивов, однако в данном случае количество внедрений не имеет значения. Главное — сопряжение в пространстве и времени ультрабазитов, базитов и гранитоидов.

Образование гранитоидов сопровождается формированием стратифицированной толщи, слагающей ЗКС (табл. 2). В работе [Усенко, 2008] определены глубины дифференциации расплавов, образующих вулканогенно-осадочную толщу ЗКС Среднеприднепровского мегаблока, проведено их сопоставление и установлено, что в пределах блока изменение расположения кровли астеносферы происходило синхронно, не менее 17 раз за период 3,37—2,8 млрд лет. В это время формируются толеитовая, коматиитовая, андезит-базальтовая и верхняя коматиитовая формации. Мощность литосферы изменялась от 150 до 50 км, а расплавы, из которых образованы коматииты, поступали с глубин не менее 250 км. Сопоставление периодов образования гранитоидов с протеканием глубинного процесса показывает, что время появления наиболее глубоких расплавов коматиитов (соответственно наиболее высокотемпературных, перемещение которых сопровождается максимальным увеличением степени плавления вследствие адиабатической декомпрессии) очень близко ко времени гранитизации (см. табл. 2). Становится понятным объединение ультраосновных, основных пород и гранитоидов в интрузивных комплексах.

Определение возраста архейских пород имеет существенный допуск, и столь детальная разбивка могла бы показаться недостоверной, однако можно утверждать, что максимум гранитообразования совпадает с формированием коматиитовой толщи.

Задачи исследования:

- установление не только хронологической, но и генетической связи между мантийными и коровыми дифференциатами;
- восстановление единого глубинного процесса, результатом которого является формирование как ультрабазит-базитовых вулканитов, широко развитых в ЗКС, так и пород габбро-тоналит-трондьемитовой ассоциации, образующей интрузивные магматические комплексы и гранитогнейсовые купола;
- оценка роли магматической дифференциации и метасоматического замещения при формировании днепропетровских гранитов;
- установление изменения условий гранитизации при образовании демуринских, мокромосковских и токовских гранитов.

**Особенности состава и структуры гранитоидов Среднеприднепровского мегаблока.** В Сурский комплекс входят плагиогранитоиды, пространственно связанные с ЗКС, которые образуют четко обособленные тела и имеют вулканогенные аналоги. В породах комплекса преобладают плагиоклаз и кварц. Содержание анортитового компонента в плагиоклазе уменьшается с уменьшением основности пород в ряду кварцевый диорит — тоналит — трондьемит. Одновременная кристаллизация кварца и плагиоклаза указывает на их кристаллизацию из перемещенной магмы. Присутствуют биотит и амфибол. Калиевый полевой шпат или отсутствует, или является на-

**Т а б л и ц а 2.** Глубина дифференциации расплавов при формировании ЗКС Среднеприднепровского мегаблока и время формирования синхронных гранитоидов (3,0–2,8 млрд лет) на примере Сурской ЗКС (в скобках – номера железистых пластов, которые соответствуют работе [Бордунов, 1983], номера пачек, по работе [Геология..., 1967])

Ассоциации пород Сурской ЗКС	Глубина дифференциации расплава, км	Возраст гранитоидов, млрд лет
<i>Нижняя толщевая толща [Бобров и др., 2000]</i>		
Амфиболиты, эпидотизированные спилиты, альбит-эпидотовые сланцы (1)	100	
Тальк хлорит-актинолитовые сланцы Магнетитовые кварциты красноцветной фации (2)	200 150	
Амфиболиты Амфибол-сидероплезит-магнетитовые кварциты сероцветной фации (3)	100	
Магнетит-карбонат-тальковые и магнетит-серпентин-тальковые сланцы с хлорит-магнетит-сидероплезитовыми кварцитами (4) Серицит-кварц-карбонат-хлорит-альбитовые роговики	50	3,17
Амфиболиты	100	
<i>Коматищевая толща [Бобров и др., 2000]</i>		
Железисто-кремнисто-карбонат-хлорит-актинолитовые сланцы (пачка 1) (5) Серпентиниты, тальк-карбонатные (брейнеритовые) перидотиты (пачка 2) с медноколчеданной минерализацией Асбестоносные, магнетит-хлоритовые серпентиниты (пачка 3) Серпентиниты, талько-магнетиты и хлорит-тальк-карбонатные породы с сульфидами железа и никеля (пачка 4)	50 ↑ 250	3,11
Амфиболиты, андезитовые порфириты (пачка 5) (6).	100	3,08
Жильные доломиты (пачка 6) (7) Туфолавы ультрабазитов с литокластами, магнетит-хромитовые серпентиниты	50 ↑ 250	3,07–3,04
<i>Андезит-базальтовая туфоловая [Бобров и др., 2000]</i>		
Кератофиры (8)	100–50	3,00
Железисто-магнезиальные спилитовые роговики и зеленые сланцы (9), андезитовые порфириты. Кварцевые порфиры, альбитофиры	100 50	2,95
<i>Верхняя коматищевая толща [Бобров и др., 2000]</i>		
Кератофиры и альбитофиры Порфирит-празиниты, эпидиабазы (10)	50–100	
Карбонат-хлорит-тальковые и хлорит-актинолитовые сланцы Альбит-хлорит-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые (11)	150	
Эпидиабазы, авгитофировые и плагиофировые празиниты (12)	100	
Карбонат-хлорит-тальковые, хлорит-актинолитовые сланцы Карбонат-альбит-хлорит-актинолит-кварцевые сланцы (13)	50	2,85
Порфириты авгитофировые, плагиофировые, андезитовые Эпидиабазы (14)	100	
Карбонат-хлорит-тальковые, хлорит-актинолитовые сланцы Колчеданы (15)	50	2,8
Авгитофировые плагиофировые и андезитовые порфирит-празиниты	100	

ложенным. Пресыщены  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O} \gg \text{K}_2\text{O}$ . Температура гомогенизации газовой-жидких включений в кварце биотитовых тоналитов сурского комплекса Магдалиновского массива — 945—980 °С, расплавных включений в кварце плагиогранит-порфиоров Чкаловского массива — 1200 °С [Щербаков, 2005].

Днепропетровские гранитоиды (плагиограниты) образованы в процессе четырех этапов складчатости и гранитообразования. На современном уровне эрозионного среза обнажаются породы, находившиеся на глубине 10—15 км. И. Б. Щербаков оставляет в составе днепровских гранитов только формацию тоналитовых гранитогнейсов и мигматитов, образованных непосредственно из расплава, вне связи с замещаемыми породами [Щербаков, 2005]. Однако для целей данного исследования более подходит мнение В. И. Орсы, считающего, что днепровская толща представлена тремя согласно залегающими и переслаивающимися основными компонентами [Орса, 1988].

1. Массивными и гнейсовидными амфибол-биотитовыми кристаллосланцами среднего состава, содержание  $\text{SiO}_2$  в которых колеблется от 58 до 62 %, а состав изменяется от андезита до кварцевого диорита. Цементирующий материал — кварц.

2. Массивными или рассланцованными амфиболитами основного состава ( $\text{SiO}_2$  около 50 %). Амфиболиты в полях развития гранитоидов встречаются в виде останцев, образуют пластовые дайкообразные тела, подвергшиеся будинированию. Эта разновидность первоначально являлась основными метавулканитами — толеитовыми и оливиновыми базальтами.

3. Гранитогнейсами и мигматитами преимущественно тоналитового и трондьемитового состава, которые абсолютно преобладают. Содержание  $\text{SiO}_2$  составляет 66—72 %. Образуют пластообразные тела, перемежающиеся с телами амфиболитов и кристаллосланцев. Гранитогнейсы в разрезе занимают места супракрустальных образований кислого состава, но их реликтов в днепровской толще не сохранилось.

Минеральный состав диоритовидных амфиболсодержащих гранитоидов: 40—45 % плагиоклаза (андезина), 0—15 % кварца, 10—45 % темноцветных. Тоналиты и трондьемиты состоят из плагиоклаза (55—65 %) и кварца (25 %). В трондьемитах содержание кварца возрастает до 40 %.

Гранитогнейсы и мигматиты взаимопереходами тесно связаны с участками пород однородного сложения, а также с микроклин-плагиоклазовыми гнейсовидно-полосчатыми и порфиробластическими гранитоидами, с которыми и образуют гнейс-гранит-мигматитовую формацию. Между ее составляющими нет четких контактов. Почти повсеместно фиксируются признаки длительного и сложного развития гранитогнейсов — реликты древних складок, погруженных в гранитную массу, связанную с деформациями последующих этапов развития и др. Гранитогнейсы кварц-диоритового состава содержат реликты переработанных амфиболитов, что дает основание связывать их образование с гранитизацией амфиболитов или кристаллосланцев. Отчетливо проявлено замещение амфибола биотитом, раскисление плагиоклаза, а также привнесение кремнезема, кристаллизующегося в виде кварца. В течение длительного времени новообразованная масса гранитоидов находилась в пластическом состоянии.

Помимо гранитоидов, ассоциирующих с днепровской толщей, присутствуют гранитоиды, ассоциирующие с гранулитовой славгородской, гнейсовой вольнянской и базавлукской толщами. Предполагается более древний возраст самих толщ — славгородской возможно близкий к возрасту новопавловского комплекса, базавлукской — доконкский. Возраст циркона из плагиогнейсов и амфиболитов аульской серии около 3,2 млрд лет. Однако возраст гранитоидов и метаморфизма, проявленных в базавлукской толще — 3,1—2,93 млн лет. Более ранние возрасты затерты.

Среди гранитоидов СПб В. И. Орса выделяет также *формацию диатектических автохтонных и праавтохтонных плагиогранитоидов* тоналит-трондьемитового ряда, занимающих промежуточное положение между образованиями формации тоналитовых гранитогнейсов и интрузивными гранитоидами сурского комплекса. От первых они отличаются характером залегания — не участвуют в строении сложных пластообразных комбинаций, состоящих из перемежающихся гнейсовидно-полосчатых гранитоидов, мигматитов и реликтов супракрустальных образований, а залегают в виде не имеющих четких границ довольно крупных масс, связанных с вмещающими тоналит-гнейсами постепенными переходами. От массивов сурского комплекса отличаются отсутствием четко выраженных интрузивных контактов с вмещающими породами, размещены в породах инфраструктуры, с которыми связаны генетически. Вблизи ЗКС сходны с телами

гранитоидов сурского комплекса, обладают куполообразным строением. Образуют крупные массивы. Нередко характеризуемые гранитоиды «пропитывают» более ранние отложения, образуя с ними неразделимый агрегат.

Таким образом, среди гранитоидов Среднеприднепровского мегаблока, образованных до 2,8 млрд лет, присутствуют типично магматические интрузивные породы сурского комплекса, пространственно тяготеющие к ЗКС, их вулканогенные аналоги, а также гранитоиды, возникшие за счет плавления уже существующих первично-вулканогенных пород аульской и конкской серий. Накопление стратифицированной толщи было длительным, появление вулканогенных гранитоидов — четырехкратным. Образование палингенных гранитоидов, сопровождающееся мигматизацией и замещением вмещающих пород, складчатостью (короблением), также произошло в четыре этапа.

Плавление (замещение) существующих до начала гранитизации пород было полным в случае замещения более ранних гранитов. Так были образованы гранитогнейсы и мигматиты тоналитового состава. В случае замещения амфиболитов, имеющих более высокие температуры солидуса, замещение было частичным. Существование переходных разностей между интрузивными и палингенными гранитами свидетельствует о многократном «пропитывании» флюидом, содержащим кремнезем, глинозем и кальций, вулканогенно-осадочной толщи, располагающейся над очагом плавления. Описанные выше замещения возможны исключительно при участии флюида.

**Место гранитоидов в геодинамическом процессе.** Формирование серии пород, объединяющей ультрабазиты, базиты и гранитоиды, происходит во франское время в Днепровско-Донецкой впадине (ДДВ) [Гордиенко, Усенко, 2003]. Удовлетворительно описывается в рамках модели, предполагающей подъем вещества с глубины 220—480 км под кору, где формируется слой плавления, кровля которого размещается на глубине ~50 км. Через приблизительно 2—5 млн лет происходит формирование корового очага плавления вследствие кондуктивного прогрева и вторжений на глубину ~20 км. При снижении давления и контаминации веществом коры образуются кислые и ультракислые расплавы. В палеозое слой плавления в коре существует 10—15 млн лет.

Близкое время появления пород коматиитовой формации и пород габбро-тоналит-трондьемитовой ассоциации позволяет предположить сходный глубинный процесс. Образование расплавов коматиитов СПб и щелочных ультрабазитов ДДВ осуществляется при различном составе сопутствующего флюида, однако давления, при которых происходит дифференциация расплавов в мантийном и коровом интервалах глубин, близкие. Видимым отличием является образование кислых риолитовых расплавов. В фанерозое их формирование происходит преимущественно при контаминации веществом коры, а в архее, по всей видимости, связано с отделением водно-хлоридно-силикатного флюида в самостоятельную флюидную (флюидно-расплавную) фазу при снятии давления и высокой температуре, которое может происходить как в мантийном, так и коровом очагах.

По минеральному и химическому составу породы габбро-тоналит-трондьемитовой ассоциации близки к базальт-андезит-дацитовым сериям молодых окраинно-континентальных структур. Это, во-первых, свидетельствует об их связи с мантийными источниками, во-вторых, наличие близких по составу пород указывает на то, что условия для формирования подобных расплавов локально могут быть воспроизведены вплоть до настоящего времени.

**Геодинамика и термодинамика процесса.** Появление коматиитов связано с конвективным течением вещества, вынесением расплава с глубины не менее 250 км к уровню 40—50 км (см. табл. 2) и, как следствие, скачкообразным повышением степени плавления, чему способствует как снятие давления, так и окислительные процессы с образованием флюида —  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  [Усенко, 2008]. Одновременно с излияниями на поверхность происходит внедрение расплава, обогащенного глубинным водным флюидом (хлоридно-нариевым рассолом) в кору. Воздействие высокотемпературного расплава, а также влияние кондуктивного прогрева и метасоматизирующих флюидов, продуцируемых глубинным слоем плавления, вызывает формирование обширного очага плавления на глубине ~20 км. Для инициации плавления пород, по составу соответствующих амфиболиту, необходимо повышение температуры до 600 °С на глубине 20 км (0,6 ГПа) [Гордиенко, 2007] (700 °С, по [Wyllie, 1977]) при обязательном присутствии воды. Температура пропитываемой толщи должна быть околосолидусной (не ниже 600 °С), а пропитывающего флюида-расплава либо близкой, либо несколько выше, но не большей 850 °С (рис. 2 и 3). При-



сутствие HCl приведет к некоторому понижению температуры солидуса и ускорит кинетику процесса, так как плавление будет сопровождаться растворением.

Соотношение оливина, пироксена и плагиоклаза на ликвидусе при одинаковых *PT*-условиях зависит от состава и количества флюида. Оценка растворимости CO<sub>2</sub> при *P*=1 ГПа в работе

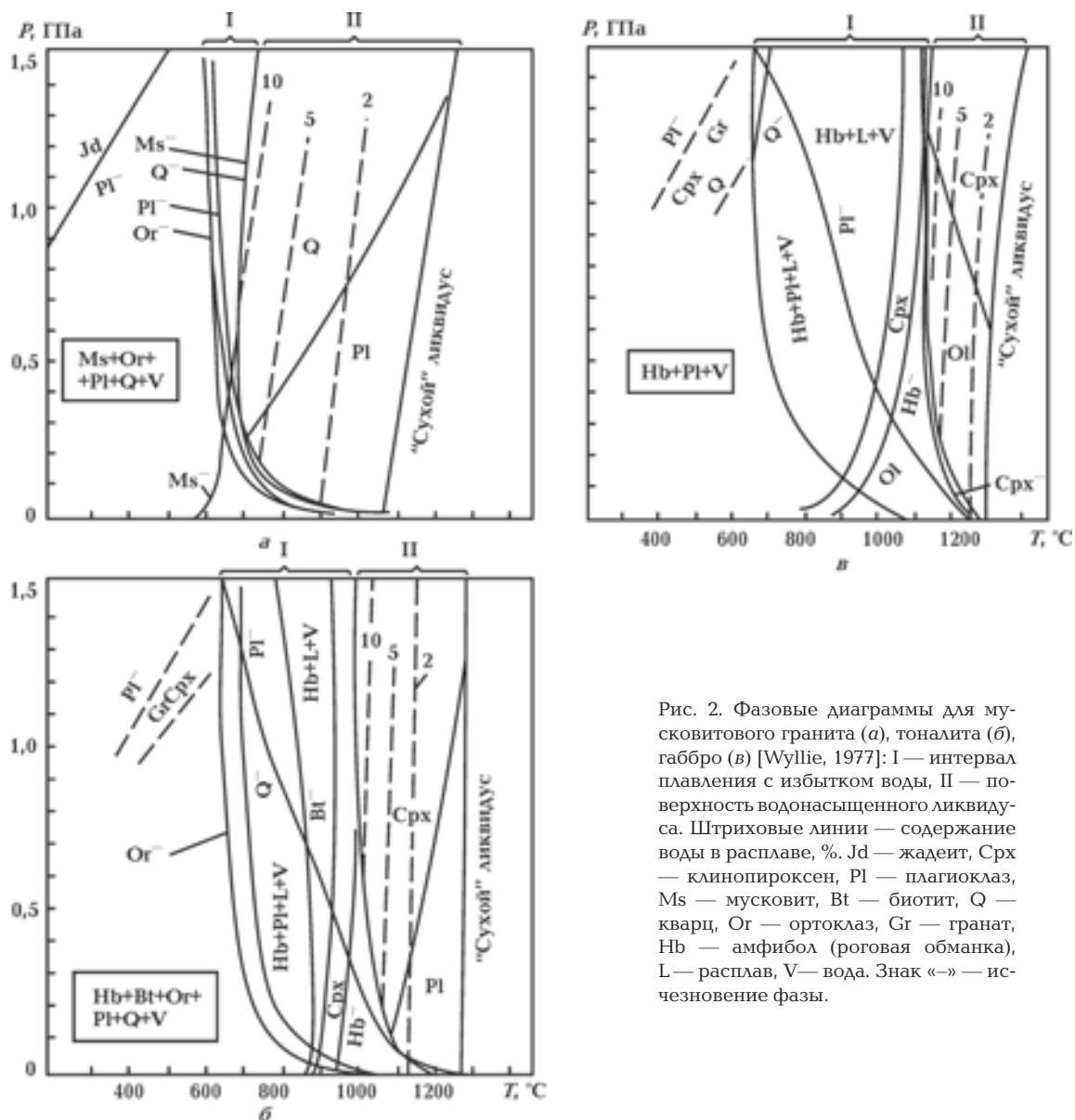


Рис. 2. Фазовые диаграммы для мусковитового гранита (а), тоналита (б), габбро (в) [Wyllie, 1977]: I — интервал плавления с избытком воды, II — поверхность водонасыщенного ликвидуса. Штриховые линии — содержание воды в расплаве, %. Jd — жадеит, Срх — клинопироксен, Pl — плагиоклаз, Ms — мусковит, Pt — биотит, Q — кварц, Or — ортоклаз, Gr — гранат, Hb — амфибол (роговая обманка), L — расплав, V — вода. Знак «-» — исчезновение фазы.

[Wyllie, 1977] — 0,8 %, тогда как для воды — 18 %. Согласно выводам, обоснованным в работе [Усенко, 2008], первичные расплавы коматиитов содержат значительное количество углекислой фазы, которая при резком снятии давления ( $\Delta P \sim 5,5$  ГПа) уже в мантийном очаге отделяется — на поверхности формируются брейнеритовые слои. Поэтому ни в мантийном, ни в коровом очагах CO<sub>2</sub> на процесс кристаллизационной дифференциации практически не влияет. Помимо воды на состав ликвационных фаз (магнезиально-железистые карбонаты и силикаты и коматиитовый расплав), а также кристаллизационную дифференциацию сильно влияет присутствие хлорид-ионов, обеспечивающих кислую среду [Усенко, 2008].

**Схема двухуровневой кристаллизационной дифференциации.** Ультраосновный расплав, из которого на поверхности образуются магматические и эксгальационные породы коматиитовой

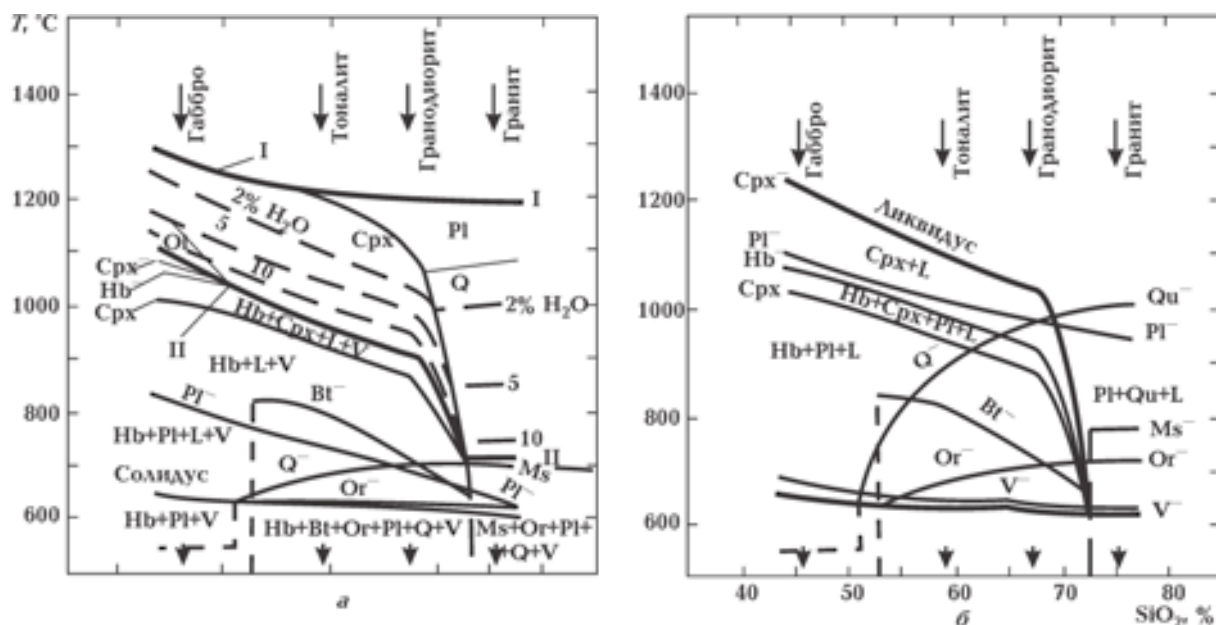


Рис. 3. Фазовая диаграмма для серии пород габбро-гранит с содержанием воды переменным (а) и 2 вес. % (б) при давлении 0,1 ГПа [Wyllie, 1977]: I — «сухой» ликвидус, II — ликвидус с избытком воды. Остальные обозначения см. на рис. 3.

формации, сформирован при давлении 7 ГПа и температуре не менее 1750 °С [Гирнис и др., 1987]. Его дальнейшая дифференциация (на первом уровне) осуществляется на глубине около 40—50 км при  $P=1,5-1,7$  ГПа. При температуре выше 1580 °С состав расплава соответствует перидотитовому коматииту, кристаллическая фаза представлена оливином (Ol). При падении температуры до 1440 °С вероятно отсадка и пироксена, состав расплава приближается к толеитовому пикриту, а при падении еще на 20 °С — к составу оливинового толеита. В работе [Шинкарев, Иванников, 1983] предполагается кристаллизация ортопироксена (Orx). В кислой среде в присутствии воды она более вероятна, чем кристаллизация клинопироксена. Однако на основность остаточного расплава эта разница не повлияет, изменится лишь соотношение Ca/Fe.

Температура	Более 1580 °С	1440 °С	1420 °С
Состав расплава	Коматиит	Перидотитовый коматиит	Толеитовый пикрит
Кристаллизат	Ol	Ol + Orx	Ol + Orx
			Оливиновый толеит

При излиянии подобных магм на поверхность (дно первичного океана) образуются прослойки коматиитов, пикрито-базальтов, плагиоклазовых пироксенитов, которые в условиях высокой активности  $H_2O$  изменяются до серпентинитов, актинолититов. При повышении активности  $CO_2$  образуются прослойки тальк-карбонатных и других пород, слагающих коматиитовую толщу (см. табл. 2).

Присутствие воды расширяет поле устойчивости оливина на ликвидусе базальтового расплава, амфибола в широком диапазоне составов, обуславливает появление биотита и плагиоклаза по мере падения температур, а также плагиоклаз-кварцевой ассоциации при переходе к гранитоидным расплавам. Рис. 3 и 4 демонстрируют, что температуры ликвидуса и солидуса, а также состав минеральной композиции зависят от количества воды, давления и основности расплава.

Затем расплав, состав которого соответствует оливиновому толеиту (габбро), а температура составляет 1350 °С, попадает на следующий уровень — в кору. Дальнейшая дифференциация протекает при давлении около 0,6 ГПа (на глубине около 20 км) в условиях высокой активности ювенильной воды. Переход от габбро к тоналиту при  $P=1$  ГПа можно объяснить кристаллизацией

клинопироксена, амфибола (роговой обманки), плагиоклаза и биотита в коровом очаге при падении температуры (см. рис. 4). При меньшем давлении (0,6 ГПа) либо большей активности воды пироксен на ликвидусе сменяется амфиболом. Еще одно отличие пород тоналит-трондьемитовых комплексов — практически полное отсутствие калиевого полевого шпата вызвано активностью HCl в водном растворе (весь калий концентрируется в слюде).

В мировой литературе принята трехстадийная модель фракционирования базальтовой магмы на основе расчета изменений содержания петрогенных элементов, которая подтверждается и распределением содержаний РЗЭ [Шинкарев, Иванников, 1983]. Осаждение 47 % кристаллизата, состоящего на 97 % из амфибола (Amf), приводит к изменению состава до метатоналита (кварцевого диорита). Подобные породы очень распространены в сурском комплексе. При отсадке из этого расплава 38 % кристаллизата, состоящего из амфибола (67 %), плагиоклаза (Pl) (25 %, состав  $An_{40}$ ) и 8 % биотита (Bi), состав расплава приближается к тоналиту. При дальнейшей отсадке 26 % кумулата, состоящего из амфибола, биотита и плагиоклаза ( $An_{30}$ ), образуется трондьемит.

Температура	1350 °С		1200°С		980°С
Состав расплава	Габбро	→	Кварцевый диорит	→	Тоналит → Трондьемит
Кристаллизат	Amf		Amf, Pl, Bi		Amf, Bi, Pl

Весь процесс — от появления коматиитов до формирования тоналитов и трондьемитов — повторяется по меньшей мере четыре раза в период от 3,17 до 3,04 млрд лет. Возможно, существует не два слоя плавления, как в фанерозое (мантийный и коровый), а один, так как глубинные расплавы содержат воду, что может привести не только к метасоматическому замещению, но и плавлению в слое флюидно-термального воздействия, располагающимся над мантийным очагом. Между этапами подъема глубинного расплава происходит кристаллизация и опускание кровли «нижней» астеносферы на 70—100 км (на поверхности появляются кератофиры и амфиболиты), а в коре кристаллизация может быть частичной.

**Роль метасоматической составляющей** при гранитизации повышается с ростом давления и температуры, а также агрессивности (химической активности) флюида. Кинетика метасоматических реакций замещения резко возрастает в близосolidусных *PT*-условиях, т. е. в непосредственной близости от очага плавления.

В архее расплавы обогащены окисленным флюидом, содержащим HCl, на современном эрозийном срезе СПБ обнажаются породы, находившиеся на глубине более 10—15 км, тогда как расположение слоя плавления в коре не глубже 20 км. Физические изменения, например объема вследствие частичного плавления в относительно разогретых и флюидонасыщенных точках, а также образование микроскопических пор и трещин в относительно холодных участках, будут способствовать образованию проницаемых зон и перемещению флюида. Просачивание разогретой химически активной жидкости приведет к интенсивному взаимодействию, что также ускорит метасоматические преобразования. Пластичное состояние толщи, располагавшейся над коровой астеносферой, постепенные переходы между несомненно интрузивными породами и мигматитами однозначно свидетельствуют о роли тепла и вещества, поступавших из нее в течение всего процесса (0,2 млрд лет). Длительность существования астеносферы в коре (поддержание высоких температур) — очень важный параметр процесса, так как минимизирует дополнительные затраты тепловой энергии на плавление.

Как отмечалось выше, в коровый интервал глубин попадает преимущественно водный, водно-силикатный флюид, обогащенный хлором. Подобный флюид будет активно взаимодействовать как с расплавом, экстрагируя из него когерентные элементы, так и с породами первичной тоналитовой коры. Состав флюида вследствие этих взаимодействий приближается к составу гранитоидного (трондьемитового) расплава, который будет кристаллизоваться по мере падения температуры и давления.

Этот вывод подтверждается экспериментальными исследованиями взаимодействия базальта с водными растворами HCl при близосolidусных температурах (600—800 °С) и давлении 0,1 ГПа

[Пуртов и др., 2002]. При обработке порошка базальта нейтральным раствором в него экстрагируются натрий и калий (натрий в большей степени), при подкислении HCl — железо, кальций и магний. С повышением кислотности их содержание в растворах увеличивается на несколько порядков и находится в ряду Fe>Ca>Mg. С ростом содержания HCl увеличивается содержание кремнезема и глинозема в растворе, что приводит к стиранию грани между раствором и расплавом. При взаимодействии базальта с подобными растворами плагиоклаз устойчив в широком диапазоне содержаний HCl, но в результате выщелачивания натрия увеличивается его основность, пироксен замещается роговой обманкой, которая при повышении концентрации HCl разлагается на кварц, плагиоклаз и антофиллит, при более высоких температурах ( $T > 700$  °C) — на кварц, плагиоклаз и тальк.

При формировании сурских и днепропетровских гранитоидов подобные процессы протекают непосредственно в коровой астеносфере, а также погребенной вулканогенно-осадочной толще, пропитываемой расплавом, содержащим флюид. И в расплавах, и в местасоматизирующих флюидах активны Mg, Fe, Ca, определяющие состав темноцветных минералов и высокое содержание плагиоклаза. В процессе дифференциации возрастает активность Na. Даже из расплавов, содержащих приблизительно равные количества натрия и калия, в присутствии раствора HCl при давлении 0,2 ГПа первыми кристаллизуются кварц и плагиоклаз (альбит) [Шинкарев, Иванников, 1983]. Это объясняет взаимопереходы между типично интрузивными и палингенными разновидностями. При этом метасоматическая и магматическая составляющие на протяжении четырех этапов образуют одинаковую минеральную композицию, состоящую из кварца и плагиоклаза, пропорции между которыми, как и состав темноцветных, зависят от активности хлора и воды в расплаве и метасоматизирующем флюиде, поэтому приходится говорить о метасоматических реакциях не замещения, а дополнения. Состав флюида постоянен вплоть до 2,8 млрд лет.

Таким образом, в процессе гранитизации одинаково важны как магматическая, так и метасоматическая составляющие. Появление слоя плавления в коре обусловлено существованием мантийной (подкоровой) астеносферы, которая является источником тепла и вещества (как расплава, так и сопутствующего флюида) для процессов, протекающих в коре. Рассмотрение термической и петрохимической эволюции мантийных и коровых расплавов позволяет восстановить цепочку процессов, приводящих к эволюции высокобарных расплавов типа коматиита до габбро в мантийной астеносфере и далее от габбро до тоналита в коровой. Все разновидности типично магматических пород, продуцируемые этими двумя очагами, встречаются в ЗКС и в дифференцированных массивах.

Уровень эрозионного среза позволяет наблюдать как палингенное плавление пород коры, размещавшихся на глубине 15—20 км, так и метасоматические замещения, протекающие непосредственно над коровым очагом: переходы между типично магматическими тоналитовыми гранитами, образованными непосредственно в слое плавления, мигматитами и в разной степени измененными породами аульской и части конкской серий. Степень изменения зависит от удаленности от слоя плавления и наличия зон, проницаемых для флюида и расплава.

Очевидно, что подобный механизм сочетания магматического и метасоматического гранитообразования будет обеспечивать максимальную растрату как тепловой энергии, так и энергии химических связей, приводить к стратификации оболочек Земли в поле градиента давления. Рассматривается только восходящая ветвь конвективных течений, хотя вероятно уже в архее появляется и нисходящая, определяющая обмен веществом между корой и мантией, мантией и ядром. Однако в это время в породных комплексах геохимически диагностируются преимущественно процессы выноса вещества, образования исключительно архейских комплексов пород.

**Изменение тектонического режима в период 2,8—2,6 млрд лет назад.** Все исследователи, изучавшие особенности строения ГЗО [Бордунов, 1983; Геохимия..., 1987 и др.], считали, что накопление пород первого яруса (до 2,95 млрд лет) происходило без складчатости, а «общая синклиальная структура большинства зеленокаменных поясов... была создана главным образом в результате воздымания гранитных диапиров» [Конди, 1983, с. 329]. Во всех ГЗО мира «тоналит-трондьемитовые гнейсы гранитоидных куполов содержат обилие включений супра-крупных пород с различной степенью ассимиляции. Количество включений увеличивается по направлению к контактам с ЗКС, а размер варьирует от нескольких сантиметров до многих километров. Главный вклад в изменение пород вносят флюиды. Степень насыщенности ксено-

литами и строение зон их скопления позволяет рассматривать зеленокаменные пояса как наиболее крупные включения в гнейсах, а не как дискретные первичные впадины, наложенные на гнейсовый комплекс» [Геохимия..., 1987, с. 285]. Иллюстрацией этого процесса может служить рис. 4.

Этапы коробления, фиксируемые в ГЗО Среднеприднепровского мегаблока Украинского щита, связаны с разрастанием корового очага плавления, диапиризмом гранитных масс либо наплавлением поздних пород на ранние в пределах гранитных куполов. Для днепропетровских гранитоидов СПБ выделены четыре этапа гранитообразования и складчатости [Орса, 1988; Артеменко, 1998]. Пластичное состояние всей осадочно-вулканогенной толщи поддерживается в течение всего времени формирования днепропетровских гранитов.

Большинство пород ЗКС Среднеприднепровского мегаблока изменены в условиях зеленосланцевой фации при температуре 350—550 °С. Как было отмечено выше, температуры расплавов превышают 1200 °С на момент внедрения. Большая часть тепловой энергии тратится на прогрев и плавление окружающих пород, отделение флюида. Кинетика остывания начального расплава определяется его высоким флюидосодержанием. Отделение воды (солевого раствора) и пара обуславливает быстрое падение температуры и отсутствие интенсивного прогрева всей толщи ЗКС при воздымании гранитных диапиров. Поэтому в коровой астеносфере температура относительно быстро понижается до 600—700 °С. Однако тепло, поступающее из мантийной астеносферы, обеспечивает поддержание околоолидусных температур длительное время. Процесс, результат которого отражен на современном уровне эрозионного среза в СПБ, протекает на глубине 10—15 км, где распределение температур обеспечивает метаморфизм в пределах зеленосланцевой фации. Более высокие температуры фиксируются на участках, находившихся в непосредственной близости от гранитных диапиров, по мере удаления значения падают до 350 °С. Потому можно наблюдать переходные разности между внедренными расплавами, мигматизированными и слабоизмененными породами.

В работе [Пономаренко и др., 2008] период 2,7—2,8 млрд лет назван временем кратонизации архейского гранит-зеленокаменного основания, к которой приурочено формирование гранитоидов демуриновского, мокромосковского и токовского комплексов. Согласно мнению В. И. Орсы, И. Н. Бордунова, между 2,85—2,66 происходит складчатость. Описание массивов токовского комплекса совершенно отлично от описания предшествующих комплексов и более сходно с описаниями более поздних гранитных массивов, например Новоукраинского в Ингульском мегаблоке Украинского щита. Наложенные процессы проявлены исключительно в проницаемых зонах и в непосредственной близости от них. Это время заложения Криворожско-Кременчугской шовной зоны на западе от Среднеприднепровского мегаблока, а на востоке происходит накопление белозерской толщи, сохранившейся в Конско-Белозерской структуре. Остатки железистых формаций, сохранившиеся в Западном Приазовье, свидетельствуют, что процесс происходил и западнее. Около 2,67 млрд лет назад начинает накапливаться ингуло-ингулецкая серия. Осадконакопление непосредственно на СПБ было очень незначительно [Геология..., 1967; Бордунов, 1983].

**Инверсия состава глубинных флюидов и магматических расплавов.** На этом рубеже изменяется не только тектонический режим, но и состав глубинного (мантийного) флюида [Усенко 2008]. Это изменение проявляется и в составе гранитоидов.

*Демуриновские граниты* (абсолютный возраст — 2,849 млрд лет [Геохронология..., 2005]) возникают за счет переработки днепропетровских плагиогранитов в результате наложенной микроклинизации. Представителем комплекса является гранодиорит Кудашевского массива, сложенный

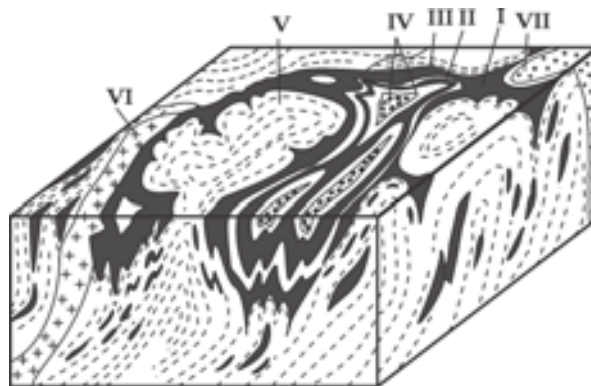


Рис. 4. Схема строения ГЗО, по Гликсону [Геохимия..., 1987] с изменениями: I — нижняя толеитовая и коматиитовая толщи первого яруса, II — андезит-базальтовая туфоловая толща первого яруса, III — верхняя коматиитовая толща (второй ярус), IV — породы третьего яруса (аналогичные железисто-кремнистой формации Белозерской структуры), V — гранитогнейсовые купола, VI — гранитоиды, аналогичные гранитоидам сурского комплекса, VII — гранитоиды, аналогичные породам мокромосковского (токовского комплексов).

не только плагиоклазом и кварцем, но и микроклином. Калиевые полевые шпаты не входят в состав гранитоидов днепропетровского и сурского комплексов. Мигматиты образуют небольшие нечетко обособленные тела среди плагиогранитов. Микроклин (наиболее поздний), сконцентрированный в отдельных прожилках, агрессивен по отношению к более раннему плагиоклазу. В генетическом плане рассматриваемые гранитоиды — продукт интенсивного палингенеза гранитоидно-мигматитового комплекса. «Механизм этого процесса был сложным и сочетал элементы высокотемпературного метасоматоза и плавления...» [Орса, 1988, с. 112].

*Мокромосковские позднекладчатые интрузивные плагиомикроклиновые граниты* (абсолютный возраст — 2,827 млрд лет [Геохронология..., 2005]). «Формирование Мокромосковского массива представляло собой сложный процесс. Его ранняя стадия была связана с интрузивным внедрением в гранит-мигматитовую толщу расплава из более глубоких горизонтов. Дальнейшее разрастание магматического очага осуществлялось за счет активного магматического замещения инфильтрационного типа» [Орса, 1988, с. 136]. Температуры гомогенизации расплавных включений в кварцах и полевых шпатах составляют 760—800 °С, что также подтверждает участие глубинного расплава.

*Гранитоиды токовского комплекса* (абсолютный возраст — 2,857—2,663 млрд лет [Геохронология..., 2005]) встречаются в узлах пересечения разломов. Температуры образования 690—720 °С при  $P_{H_2O} = (3-4) \cdot 10^5$  Па. Это послекладчатые образования. Не сопровождаются мигматитами. Породы Щербаковского массива разбиты сетью нарушений субмеридионального и субширотного направлений. С зонами нарушений связаны проявления катаклаза, брекчирования, а также процессы окварцевания, микроклинизации, грейзенизации и других типов метасоматической минерализации. Токовский массив сложен порфиroidными гранитами и субщелочными разновидностями, содержание щелочей в которых достигает 10 %. Щелочные и сиенитовые разновидности появляются вследствие калиевого метасоматоза. Многочисленные жильобразные тела — мономинеральные микроклиновые породы, альбититы, плагиоклазиты. На породы комплекса наложены грейзенизация, сульфидизация, амфибол-альбитовые породы, эпидотизация. При переработке основных разновидностей, содержащихся в токовских гранитах, образуются хлорит-биотитовые породы с крупными кристаллами граната. Минеральный состав: плагиоклаз (32 %) микроклин (28—36 %), кварц (25—30 %), биотит (2—4 %). Очень высокое содержание магнетита. Присутствуют кальцит, хлорит, эпидот, серицит, апатит, циркон, сфен, ортит, иногда флюорит, гранат, молибденит, пирит.

Приведенные описания свидетельствуют, что после 2,85 млрд лет состав гранитоидов постепенно изменяется. Плагиоклаз (олигоклаз) в интрузивных породах заменяется, а в преобразованных замещается микроклином. Соответственно возрастает количество калия. На проекциях системы альбит—анортит—ортоклаз—кварц породы днепропетровского и сурского комплексов существенно сдвинуты в плагиолазовую часть, более поздние — в альбит-ортоклазовую [Орса, 1988]. Сочетание магматического и метасоматического процесса четко прослеживается благодаря смене кальций-натриевых гранитных расплавов и отделяющихся от них флюидов калиевыми.

Соотношение калиевого и натриевого полевых шпатов, кристаллизующихся из подобного расплава, содержащего флюид, зависит от соотношения KCl/NaCl в исходном флюиде. В присутствии водного флюида, содержащего калий и хлор, растворяются ортопироксен и плагиоклаз [Пуртов и др., 2002]. На них образуются оторочки калиевого полевого шпата и биотита. В восстановительных условиях парагенезис биотит+кварц неустойчив и замещается парагенезисом калиевый полевой шпат+гиперстен+H<sub>2</sub>O [Шинкарев, Иванников, 1983].

Появление и увеличение доли микроклина в составе гранитоидов свидетельствует, что окислительные и кислые условия сменяются более восстановительными и щелочными. Снижается количество воды, попадающей в коровые очаги плавления вместе с глубинными расплавами, повышается калиевая щелочность.

**Выводы.** Предлагаемая в работе модель формирования гранитоидов предполагает, что первичная тоналитовая кора формируется до начала рассматриваемого процесса. Мощность литосферы к началу накопления конкской серии — 100—150 км. Изменение мощности литосферы вызвано конвективными течениями вещества, плавлением под действием тепла и притока глубинного расплава, обогащенного флюидом.

Сопоставление времени образования, изучение условий залегания и состава пород ЗКС и гранитоидно-мигматитовых комплексов СПб позволяет сделать вывод, что они сформированы в резуль-

тате единого глубинного процесса. Вулканогенные коматииты формируются непосредственно из глубинного расплава. Его дальнейшая дифференциация до состава, соответствующего оливиновому толеиту, осуществляется на глубине около 50 км.

От начала формирования нижней и до окончания формирования верхней коматиитовой толщ существует (возможно, с перерывами) слой плавления в коре. Его верхняя кромка располагается на глубине 20 км, а образование вызвано как внедрением расплава из мантийной астеносферы, так и прогревом пород коры. Прогрев и высокое содержание химически активного флюида обеспечивают плавление окружающих пород — формируются палингенные гранитоиды днепропетровского комплекса. В него попадают основные расплавы, здесь осуществляется их дальнейшая дифференциация до состава тоналита и гранита, которая происходит в присутствии водно-силикатного флюида, содержащего хлорид-ионы. Его производными являются интрузивные породы сурского комплекса.

Постоянный прогрев и метасоматическая проработка слоя, находившегося на глубине около 10—15 км, расплавами и флюидами, отделяющимися от очага плавления, обуславливает пластичное состояние толщ. Степень метаморфизма и метасоматического воздействия зависит от удаления от источника тепла и вещества, в качестве которого для докембрийских пород, представленных на современном уровне эрозионного среза, выступает слой плавления — астеносфера. Степень изменений, наложенных на первичные породы, определяется глубиной их погружения на момент данного преобразования.

В архее метасоматическая составляющая процесса, обусловленная влиянием флюида, отделяющегося от очагов (очага) плавления, должна играть существенную роль. Однако ее достаточно трудно идентифицировать. В процессе четырехкратного гранитообразования как магматическим, так и метасоматическим путем, формируются породы близкого состава — тоналиты и трондjemиты, главными пороодообразующими минералами которых являются плагиоклаз и кварц.

Докембрийские породы, обнажающиеся на щитах, отличаются от фанерозойских в первую очередь *PT*-условиями образования (интрузивные магматические) и/или преобразования (метаморфические), зачастую неоднократного. Обширные поля мигматитов, плавные взаимопереходы между интрузивными телами, полностью и частично замещенными вулканогенно-осадочными породами, можно наблюдать из-за высокого уровня эрозионного среза. В архейских расплавах и флюидах пассивны K и Ti. Микроклины не образуются, только биотит.

После 2,8 млрд лет ситуация изменяется. Если в архее тектонические движения вызваны короблением и диапиризмом гранитоидных масс, то появление мокромосковских и токовских гранитов предваряет и завершает складчатость, сопровождается формированием разрывных нарушений. Между появлением демуриных и мокромосковских гранитоидов происходит воздымание территории. Метасоматические замещения, характерные для больших глубин, сменяются внедрением с нарушением сплошности. Происходит инверсия состава глубинного флюида. Наблюдается активность калия. Микроклин появляется в составе магматических гранитоидов и замещает плагиоклазы при метасоматическом процессе. Происходит снижение активности воды в мантийном и коровом очагах, что обуславливает возможность кристаллизации с образованием пород гранулитовой фации.

Состав коры в процессе формирования ЗКС и первого этапа гранитизации (до 2,8 млрд лет) изменяется. В результате внедрения расплавов, содержащих хлоридные водно-силикатные флюиды, увеличивается количество кварца, плагиоклаза, биотита, что отражается в увеличении доли кремнезема и глинозема.

### Список литературы

- Артеменко Г. В. Новые геохронологические данные по Сурской зеленокаменной структуре. *Минерал. журн.* 1998. Т. 20. № 2. С. 74—81.
- Белевцев Р. Я. Термодинамика и генетическая эволюция докембрийских гранитоидов Украинского щита. *Збірка наук. праць: Еволюція докембрійських гранітоїдів і пов'язаних з ними корисних копалин у зв'язку з енергетикою Землі та етапами її тектоно-магматичної активізації.* Київ: УкрДГРІ, 2008. С. 35—46.
- Бобров А. Б., Монахов В. С., Сукач В. В. Парагенерации метакоматиит-толеитовой формации зеленокаменных поясов Украинского щита. *Минерал. журн.* 2000. Т. 22. № 4. С. 103—113.

- Бобров О. Б., Степанюк Л. М., Сергеев С. А., Пресняков С. Л. Метатоналіти дніпропетровського комплексу та вікові етапи їх формування (геологічна позиція, склад, результати Shrimp радіології). *Збірник наукових праць УкрДГРІ*. 2008. № 1. С. 9—24.
- Бордунов И. Н. Криворожско-Курская эвгеосинклиналь. Киев: Наук. думка, 1983. 304 с.
- Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита (Под ред. Н. П. Семененко). Киев: Наук. думка, 1967. 380 с.
- Геолого-геофизическая модель Криворожско-Кременчугской шовной зоны Украинского щита (Под ред. А. В. Анциферова). Киев: Наук. думка, 2006. 190 с.
- Геохимия архея (Под ред. А. Кренера, Г. Н. Хенсона, А. М. Гудвина). Москва: Мир, 1987. 315 с.
- Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей (Под ред. Н. П. Щербака). Киев: Наук. думка, 2005. 244 с.
- Гирнис А. В., Рябчиков И. Д., Богатииков О. А. Генезис коматиитов и коматиитовых базальтов. Москва: Наука, 1987. 120 с.
- Голубев В. С. Динамика геохимических процессов. Москва: Недра, 1981. 208 с.
- Гордиенко В. В. Адвекционно-полиморфная гипотеза глубинных процессов в тектоносфере. Киев: Корвін пресс, 2007. 170 с.
- Гордиенко В. В., Усенко О. В. Глубинные процессы в тектоносфере Украины. Киев: ИГФ НАНУ, 2003. 147 с.
- Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. Москва: Мир, 1983. 390 с.
- Кутас Р. И. Тепловая эволюция и формирование докембрийской земной коры. *Збірка наук. праць: Еволюція докембрійських гранітоїдів і пов'язаних з ними корисних копалин у зв'язку з енергетикою Землі та етапами її тектоно-магматичної активізації*. Київ: УкрДГРІ, 2008. С. 90—96.
- Орса В. И. Гранитообразование в докембрии Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области. Киев: Наук. думка, 1988. 202 с.
- Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита (Под ред. И. Б. Щербакова). 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., Есипчук Е. К., Гринченко А. В. Граница архей-протерозой на Украинском щите. *Збірка наук. праць: Еволюція докембрійських гранітоїдів і пов'язаних з ними корисних копалин у зв'язку з енергетикою Землі та етапами її тектоно-магматичної активізації*. Київ: УкрДГРІ, 2008. С. 57—64.
- Пуртов В. К., Анфилов В. Н., Егорова Л. Г. Взаимодействие базальта с хлоридными растворами и механизм образования кислых расплавов. *Геохимия*. 2002. № 10. С. 1084—1097.
- Усенко О. В. Глубинные процессы образования расплавов в тектоносфере: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Киев, 2008. 46 с.
- Шинкарев И. Ф., Иванников В. В. Физико-химическая петрология изверженных пород, Ленинград: Недра, 1983. 271 с.
- Щербак Н. П., Бибикина Е. В., Скобелев В. М., Щербак Д. Н. Эволюция во времени и металлогеническая специализация раннедокембрийской коры Украинского щита (3,17—1,7 млрд лет). *Минерал. журн.* 2003. Т. 25. № 4. С. 82—92.
- Щербаков И. Б. Петрология Украинского щита. Львов: ЗукЦ, 2005. 366 с.
- Takahashi E., 1986. Melting of a dry peridotite KLB-1 up to 14 GPa implications on the origin of peridotite upper mantle. *J. Geophys. Res.* 91, 9367—9382.
- Shirey S. B., Carlson R. W., Richardson S. N., Menzies A., Gurney J. J., Pearson D. G., Harris J. B., Wiechert U., 2001. Archean emplacement of eclogitic components into lithospheric mantle during formation of the Kaapvaal craton. *Geophys. Res. Lett.* 28, 2509—2512.



Walter M. J., 2005. Melt Extraction and Compositional Variability in Mantle Lithosphere. In: *The Mantle and Core* (Ed. R. W. Carlson). Oxford: Elsevier, 363—394.

Wyllie P. J., 1977. Effects of H<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub> on magma generation in the crust and mantle. *J. Geol. Soc.* 134, 215—234.

## Formation conditions of granitoids of Middle-Dnieper granite-greenstone area

© O. V. Usenko, 2014

The paper focuses on revealing conditions of granite formation in the Archean. It has been shown that appearance of the deepest ultrabasic melts, producing komatiites of the konka series is temporarily close to formation of dnipro-petrovsk and sura granitoids — 3,11—2,95 Ga ago. A scheme of two-level crystallizing differentiation has been proposed. During granitoids formation considerable role was played by metasomatizing fluids. Up to 2,8 Ga mantle melts were enriched by chlorine-containing water fluid. After 2,8 Ga oxidation potential of deep fluid decreases, while potassium activity increases. Chemical and mineral composition of granites changes.

**Key words:** granite formation, crystallization differentiation, metasomatic replacement, Precambrian, fluid.

### References

- Artemenko G. V., 1998. New geochronological data on Sura greenstone structure. *Mineralogicheskij zhurnal* 20(2), 74—81 (in Russian).
- Belevcev R. Ja., 2008. Thermodynamics and genetic evolution of Precambrian granitoids of the Ukrainian shield. Collection of Sciences works: *The Evolution of Precambrian granitoids and associated minerals in connection with the energy of the Earth and the stages of tectonic-magmatic activation*. Kyiv: UkrSIGP Publ., 35—46 (in Russian).
- Bobrov A. B., Monahov V. S., Sukach V. V., 2000. Parageneratsii metakomatiit-tholeiitic formation of greenstone belts of the Ukrainian Shield. *Mineralogicheskij zhurnal* 22(4), 103—113 (in Russian).
- Bobrov O. B., Stepanjuk L. M., Sergeev S. A., Presnjakov S. L., 2008. Metatonicity Dnepropetrovsk complex and age stages of their formation (geological position, composition, radiology results Shrimp. *Collected Works UkrSIGP* (1), 9—24 (in Ukrainian).
- Bordunov I. N., 1983. Krivoy Rog-Kursk eugeosynclines. Kiev: Naukova Dumka, 304 p. (in Russian).
- Geology of the sedimentary-volcanogenic formations of the Ukrainian Shield (Ed. N. P. Semenenko), 1967. Kiev: Naukova Dumka, 380 p. (in Russian).
- Geological-geophysical model of the Krivoy Rog-Kremenchug suture zone of the Ukrainian shield (Ed. A. V. Anciferov), 2006. Kiev: Naukova Dumka, 190 p. (in Russian).
- Geochemistry of Archean (Eds A. Krener, G. N. Henson, A. M. Gudvin), 1987. Moscow: Mir, 315 p. (in Russian).
- Geochronology of the Early Precambrian Ukrainian Shield. *Archaea* (Ed. N. P. Shherbak), 2005. Kiev: Naukova Dumka, 244 p. (in Russian).
- Girnis A. V., Rjabchikov I. D., Bogatikov O. A., 1987. Genesis of komatiites and komatiitic basalts. Moscow: Nauka, 120 p. (in Russian).
- Golubev V. S., 1981. Dynamics of geochemical processes. Moscow: Nedra, 208 p. (in Russian).
- Gordienko V. V., 2007. Advection-polymorphic hypothesis underlying processes in tectonosphere. Kiev: Korvin press, 170 p. (in Russian).
- Gordienko V. V., Usenko O. V., 2003. Deep processes in tectonosphere Ukraine. Kiev: IGP NASU Publ., 147 p. (in Russian).

- Russian).
- Kondi K., 1983. Archean greenstone belts. Moscow: Mir, 390 p. (in Russian).
- Kutas R. I., 2008. Thermal evolution and formation of Precambrian crust. Collection of Sciences works: *The Evolution of Precambrian granitoids and associated minerals in connection with the energy of the Earth and the stages of tectonic-magmatic activation*. Kyiv: UkrSIGP Publ., 90—96 (in Russian).
- Orsa V. I., 1988. Granite in the Precambrian granite-greenstone Srednepridneprovsky area. Kiev: Naukova Dumka, 202 p. (in Russian).
- Petrology, geochemistry and ore-bearing intrusive granitoids of the Ukrainian Shield (Ed. I. B. Shherbakov), 1990. Kiev: Naukova Dumka, 236 p. (in Russian).
- Petrology and Geochemistry charnokytoidiv Ukrainian Shield (Ed. O. M. Ponomarenko), 2011. Kyiv: Naukova Dumka, 216 p. (in Ukrainian).
- Ponomarenko A. N., Esipchuk E. K., Grinchenko A. V., 2008, Archean Proterozoic boundary in the Ukrainian Shield. Collection of Sciences works: *The Evolution of Precambrian granitoids and associated minerals in connection with the energy of the Earth and the stages of tectonic-magmatic activation*. Kiev: UkrSIGP Publ., 57—64 (in Russian).
- Purtov V. K., Anfilogov V. N., Egorova L. G., 2002. Interaction with basalt chloride solutions and the mechanism of formation of acid melts. *Geohimija* (10), 1084—1097 (in Russian).
- Usenko O. V., 2008. The underlying processes of formation of the melts in tectonosphere: Dr. geol. and min. sci. diss. Kiev, 46 p. (in Russian).
- Shinkarev I. F., Ivannikov V. V., 1983. Physical and chemical petrology of igneous rocks. Leningrad: Nedra, 271 p. (in Russian).
- Shherbak N. P., Bibikova E. V., Skobelev V. M., Shherbak D. N., 2003. Evolution in time and metallogenic specialization of the Early Precambrian crust of the Ukrainian Shield (3,17—1,7 billion years). *Mineralogicheskij zhurnal* 25(4), 82—92 (in Russian).
- Shherbakov I. B., 2005. Petrology of the Ukrainian shield. Lvov: ZuKTs, 366 p. (in Russian).
- Takahashi E., 1986. Melting of a dry peridotite KLB-1 up to 14 GPa implications on the origin of peridotite upper mantle. *J. Geophys. Res.* 91, 9367—9382.
- Shirey S. B., Carlson R. W., Richardson S. N., Menzies A., Gurney J. J., Pearson D. G., Harris J. B., Wiechert U., 2001. Archean emplacement of eclogitic components into lithospheric mantle during formation of the Kaapvaal craton. *Geophys. Res. Lett.* 28, 2509—2512.
- Walter M. J., 2005. Melt Extraction and Compositional Variability in Mantle Lithosphere. In: *The Mantle and Core* (Ed. R. W. Carlson). Oxford: Elsevier, 363—394.
- Wyllie P. J., 1977. Effects of H<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub> on magma generation in the crust and mantle. *J. Geol. Soc.* 134, 215—234.