

УДК 552.3(477.4)

**И. Б. Щербаков**

## **Эволюция магматизма Украинского щита**

Схема магматизма Украинского щита основана на геологических и изотопных данных. Большое значение придается гранулитовому фундаменту щита, как питающему источнику корового магматизма; кратко охарактеризованы продукты корового, мантийного и мантийно-корового магматизма. Предполагается, что гнейсовые эндрбиты, составляющие основу гранулитового фундамента, являются результатом палингенной переработки доархейского материала. Эволюция магматизма сопровождалась увеличением привноса в земную кору крупных элементов, прежде всего калия, вероятно, вследствие возбуждения все более глубинных горизонтов верхней мантии. Максимум этого процесса приходится на период 2,0–1,7 млрд лет. За короткий промежуток времени были сформированы почти все гранитоидные комплексы незеленокаменных районов щита. Эволюция магматизма в этих районах осуществлялась в такой последовательности: гнейсо-эндрбиты и базит-ультрабазитовые ассоциации; реоморфические и метасоматические эндрбитоиды; нормальные граниты кировоградско-житомирского типа; монцонитоиды букинско-новоукраинского типа; рапакивигранитовые, щелочносиенитовые и щелочные комплексы. Набор комплексов с разной полнотой повторяется во всех незеленокаменных районах щита.

Петрология магматических и ультраметаморфических пород Украинского щита (УЩ) в части их петрографии и формационного анализа достаточно полно освещена в трудах многих поколений отечественных и российских петрографов. Вклад разных исследователей кратко освещен в работе [35]. В данной статье представлена упрощенная схема эволюции магматизма УЩ на основе обобщения существующих представлений разных ученых.

**Возрастные ряды магматических и ультраметаморфических комплексов.** В докембрийской истории незеленокаменных районов УЩ особо выделяются два наиболее мощных всплеска эндогенной активности, которые выразились в формировании разнообразных комплексов горных пород. Первый этап активности, по мнению Ю. А. Балашова и др. [1], имел место в начальные 500–600 млн лет после образования Земли (3400–3300 млн лет назад), когда произошло фракционирование вещества мантии с удалением элементов с большими ионными радиусами. На втором этапе (2000 ± 100 млн лет назад) на всех докембрийских платформах осуществлялось интенсивное мантийное и коровое породообразование с последовательно нарастающей ролью калия. Вероятно, он также был обусловлен фракционированием мантии, но более глубинных, недеплетированных ее горизонтов. Эти два этапа преимущественно гранитоидного наполнения фиксируют два главных эпизода расширения Земли.

Пользуясь реперными датами, предоставленными автору Н. П. Щербаком, в эволюции земной коры УЩ в первом приближении можно выделить следующие пять рядов магматических и ультраметаморфических комплексов: 1) базит-ультрабазит-эндрбитовый (3650–3400 млн лет); с ним связано становление древнейших эндрбитовых комплексов (новопавловский, гайворонский, славгородский, ташлыкский) и базит-ультрабазитовых ассоциаций (новопавловская, сабаровская, славгородская); 2) эндрбит-плагиогранит-гранодиоритовый (2800–2600); комплексы: тетиевский, литинский, токмакский, шевченковский и др.; 3) гранодиорит-гранитовый (2100–2000); комплексы: уманский, бердичевский, житомирский, кировоградский и др.; 4) габбро-монцонит-гранитовый и щелочноультраосновный (2000–1950); комплексы: букинский, новоукраинский, хлебодаровский, проскуровский, черниговский и др.; 5) платформенная активизация (1950–1750 млн лет); комплексы: осницкий, пержанский, октябрьский, коростенский и др. Можно заметить,

© И. Б. Щербаков, 2000

что комплексы возрастом ~2000 млн лет находятся вне пределов разрешающей способности радиоизотопных методов, поэтому на первый план при определении их возрастного положения выходят соображения геологического характера [30].

В свое время К. Е. Есипчук взамен проблематичной типизации магматических процессов, основанной на принципах геосинклинальной гипотезы, предложил выделять следующие стадии гранитообразования, основанные на возрастном принципе: эндрбит-плагиогранитовую, чарнокит-гранитовую и граносиенит-рапаки-вигранитовую [13]. С появлением новых данных эта перспективная схема заслуживает дальнейшей детализации и сужения временных интервалов магматических процессов.

**Гранулитовый "слой" — фундамент УЩ.** Каждый из шести традиционно выделяемых на УЩ районов глубоко индивидуален, однако все они имеют одну принципиальную особенность — наличие общего гранулитового фундамента, который поставлял материал для коровых магматических процессов или в зависимости от его реологического состояния служил фильтром для мантийных магм.

В Северо-Западном районе гранулитовый фундамент установлен геофизическими методами на глубине 15–17 км. Мегаксенолиты гранулитового фундамента вынесены магмой Коростенского и Букинского интрузивов. В Росинско-Тикичском районе исходный гранулитовый состав пород подтверждается наличием эрозионных окон (мегаскиалитов, останцов) гранулитовых пород в виде володарской толщи. В Ингуло-Ингулецком районе известны многочисленные выходы гранулитовых пород: эндрбиты ташлыкского комплекса; чарнокитоиды Верблюжско-Боквянского массива; толщи пород Правобережного района, непосредственно в выходах южной части Братского синклинория. В Среднеприднепровском районе апогранулитовый генезис дозеленокаменного фундамента подтверждается наличием эрозионных окон в виде славгородской и томаковской толщ, а также ксенолитами, вынесенными внутризеленокаменными интрузиями, например Софиевским плутоном. Днестровско-Бугский и Приазовский районы почти полностью гранулитовые.

Наиболее древние породы установлены в гранулитовых толщах. Палеоархейская базит-ультрабазит-эндрбитовая (дозеленокаменная) ассоциация, включающая полосчатые эндрбиты гайворонского типа, надежно датирована Н. П. Щербак с коллегами [31] по породам новопавловской толщи Приазовья. Ее возраст порядка 3650–3400 млн лет; возраст эндрбитов Среднего Побужья, определенный Л. М. Степанюком [24] самарий-неодимовым методом, составляет 3800–3500 млн лет. Это позволило снять сомнения в том, что гранулитовая кора в прочих районах имеет столь же древний или близкий возраст. Однако, как показали Н. П. Щербак [31], О. А. Богатиков [8] и другие исследователи, формирование древнейших пород, по крайней мере их метаморфизм, могли происходить неодновременно в разных сегментах коры с разрывом до 500 млн лет.

В 1970–1980-е гг., когда над учеными довлели идеи А. В. Сидоренко, петрографы пытались определить гранулитовые и более поздние образования как типично осадочные толщи. Да и сейчас трудно представить генезис карбонатных, известково-силикатных и других типов пород иначе как осадочный. Новейшие геохронологические данные, полученные самарий-неодимовым методом, также не способствуют решению проблемы. Так, судя по отрицательному значению  $\epsilon_{Nd}$ , рассчитанному для эндрбитов многих районов мира [1], в том числе и для УЩ, эндрбиты являются коровыми образованиями, иными словами — первично-осадочными породами, претерпевшими гранулитовый метаморфизм и плавление с формированием палингенных тоналитов и трондьемитов. При таком подходе для образования осадков неизбежно необходим первоисточник в виде еще более древних, вероятно магматических, образований. Существование доархейских пород подтверждают изотопные определения возраста, вплоть до 4300 млн лет. Баланс вещества гранулитовых толщ предполагает, что первичная кора не могла иметь состав более основной, чем андезиты. Облегченный состав кислорода ( $\delta^{18}O = 6-7$ ) характеризует эндрбиты как магматические породы, что, впрочем, не противоречит гипотезе палингенеза. Изотопия стронция ( $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,703-0,706$ ) также не вполне типична

для магматических пород. Петрографическая характеристика, распределение редкоземельных элементов и возрастные данные позволяют считать основные породы (двупироксеновые кристаллосланцы) и эндербиты генетически разнородными образованиями: первые — мантийные, вторые — коровые. К такому же выводу относительно пород дозеленокаменного комплекса Среднего Приднепровья пришел Л. С. Бородин [9]. С другой стороны, анализируя химический состав эндербитов, нетрудно убедиться, что для большинства оксидов характерна такая же закономерная связь с кремнекислотой, как и для магматических эквивалентов — тоналитов и трондьемитов. От эндербитов по химическому составу существенно не отличаются "серые гнейсы" Среднеприднепровского, плагиогнейсы Росинско-Тикичского и Ингуло-Ингулецкого районов.

**Эволюция магматизма в отдельных районах УЩ. Днестровско-Бугский район** — классическая область развития чарнокитоидов. Их петрология освещена в многочисленных работах многих современных ученых [35]. В первом приближении в районе можно выделить три главных типа эндербитов: гнейсо-эндербиты гайворонского комплекса; послескладчатые эндербиты ятранского типа; реоморфические купольные эндербиты литинского комплекса.

Эндербиты гайворонского типа развиты в Завальевском блоке Среднего Побужья. Иногда их называют мигматит-эндербитами. Однако такое название к ним вряд ли применимо, так как далеко не всегда удается выделить палеосому и неосому. Это и неудивительно, поскольку гайворонские эндербиты формировались ниже фронта мигматизации, при низком потенциале воды и щелочей. Эндербиты и чарноэндербиты ятранского типа — массивные, средне- и крупнозернистые до пегматоидных породы, знаменуют спад давления и температуры и начало анатектического породообразования во всем гипотетическом разрезе. Они рассекают полосчатые эндербиты и отличаются от последних постоянным дефицитом кварца, свидетельствующим о высоком давлении при породообразовании. Размеры тел измеряются первыми метрами, реже сотнями метров. Массивные эндербитоиды литинского типа распространены преимущественно в подольской части района, где происходило явное понижение *PT*-параметров породообразования. Здесь при достижении критического объема формировались крупные тела реоморфических эндербитоидов, давшие купольные структуры — Литинский и Тывровский купола.

Двупироксеновые кристаллосланцы слагают в среднем 10 % гранулитовых разрезов. Согласно комплексу признаков, это мантийные породы, близкие по составу к океаническим базальтам. Специфику химического состава этих пород, а именно — низкое содержание  $\text{SiO}_2$  (45–47 %) и относительно высокое —  $\text{MgO}$ , достигающее 17 %, впервые отметил И. С. Усенко, задолго до открытия коматиитов. По петрохимическим параметрам они близки к коматиитам, но отличаются от последних дефицитом  $\text{CaO}$  по сравнению с  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и высоким содержанием  $\text{TiO}_2$ . В последнее время геологи пришли к выводу, что среди двупироксеновых кристаллосланцев и родственных им по составу пород выделяются два генетических типа: доскладчатые образования, сингенетичные эндербитам, и дайковые тела. Максимум метаморфизма эндербитовой толщи определяется по парагенезисам минералов двупироксеновых кристаллосланцев и характеризуется такими параметрами:  $T = 850\text{ }^\circ\text{C}$ ;  $P = 650\text{--}700\text{ МПа}$ . Метаморфизм осуществлялся в несколько фаз, причем максимум приближался к условиям эклогитовой фации, о чем свидетельствуют эклогитоподобные породы, установленные в районе пгт Завалье.

Геохронология эндербитов долгое время была предметом детальных исследований Н. П. Щербака, И. М. Лесной, Л. М. Степанюка, В. М. Скобелева и др. Согласно их данным, возраст наиболее древних эндербитов 3400 млн лет. Гранулитовый метаморфизм осуществлялся несколько позднее и неоднократно. Для некоторых двупироксеновых кристаллосланцев разными авторами получены очень близкие определения возраста — в пределах 2028–1955 млн лет. Почти одновременно С. В. Богданова с соавторами [38] среди аналогичных пород Беларуси выявили еще более молодые, возрастом 1800 млн лет. Эти авторы утверждают, что в Белорусском гранулитовом поясе вообще нет архейских образований. Если время формирования ятранских эндербитов (2000 млн лет) вполне обосновано и совпадает с фор-

мированием в более высоких горизонтах уманских и бердичевских гранитов, то молодой возраст кристаллосланцев требует осмысления.

Для пересмотра представлений о наиболее древнем возрасте гранулитового слоя в целом оснований нет, поскольку и полученные ранее древние датировки и геологические данные подтверждают этот факт. Приходится делать вывод, что одновременно с началом интенсивного гранитообразования в верхней части гранулитовой толщи осуществлялась одна из фаз гранулитового метаморфизма в ее основании. Гипотеза дайкового происхождения основных кристаллосланцев трудно приложима. Поскольку дайки способны формироваться только в достаточно жестком фундаменте, то в период длительной эволюции гранулитового слоя необходимо допустить существование этапа платформенного режима. Направшивается вывод, что история формирования гранулитового слоя так же неисчерпаема, как и вся последующая история Земли.

Развитие магматизма в пределах Днестровско-Бугского района после формирования гайворонского комплекса представляется таким: базит-ультрабазитовая ассоциация; бердичевские граниты; литинские эндербиты; житомирские граниты; щелочноультраосновные породы проскуровского комплекса, дайковый комплекс.

Среднебугская базит-ультрабазитовая ассоциация приурочена к Голованевской шовной зоне, отделяющей Днестровско-Бугский район от Ингуло-Ингулецкого. Максимальная концентрация базит-ультрабазитовых тел наблюдается в южной части зоны. Здесь раздел  $K_2$  отсутствует, а мощность коры за счет базит-ультрабазитовых интрузий возрастает до 65 км. Западная часть зоны смещена относительно восточной по вертикали на 10 км, причем, как полагают [18], в верхней части коры устанавливается надвиг западных блоков на Ингуло-Ингулецкий блок. В среднебугской базит-ультрабазитовой ассоциации выделены пять комплексов: два наиболее древних локализованы в гайворонских эндербитах и среди пород днестровско-бугской серии; более молодые приурочены к бугской серии. И в том, и в другом случае они должны быть моложе вмещающих пород. По аналогии с новопавловской толщей Приазовья мы вправе ожидать и на Побужье обнаружение ультрабазитов возрастом не моложе 3400 млн лет. Пока что возраст наиболее древних ультрабазитов Побужья 2700 и 2300 млн лет [23]. Учитывая максимальную насыщенность Голованевской зоны ультрабазитами, следует предположить здесь многократное повторение магматизма. На основании приуроченности к той или иной серии, а также учитывая уровень эрозионного среза, который повышен в средней по простиранию части шовной зоны, можно представить такой порядок внедрения базит-ультрабазитовых комплексов от древних к молодым: сабаровский перидотит-пироксенитовый; ядлово-трактемировский перидотит-пироксенитовый; капитановский дунит-гарцбургит-серпентинитовый; деренюхинский дунит-перидотит-габброноритовый; павловско-тикичский пироксенит-габбровый; павловский перидотит-габброноритовый. Как показали расчеты, породы среднебугской базит-ультрабазитовой ассоциации являются результатом разной степени плавления в разной мере деплетированной мантии.

Кроме проблемы возраста базит-ультрабазитов для Среднего Побужья остаются нерешенными еще две: сохранность первичного минерального состава ультрабазитов при метаморфизме и коматииты. Последняя проблема была поднята в свое время А. Б. Фоминым [25].

Формирование литинского, побужского и бердичевского комплексов происходило почти одновременно, но на разных глубинных уровнях и за счет разных толщ днестровско-бугской серии, чем обусловлен их разный петрографический состав. Петрофондом для реоморфических эндербитоидов литинского комплекса служили в основном полосчатые эндербиты и кристаллосланцы тывровской толщи, что подтверждается наличием ксенолитов этих пород. Возрастное положение литинского комплекса дискуссионно, так как для него получены две реперные даты — 2800 и 2000 млн лет. Согласно устному сообщению И. М. Лесной, новообразованный циркон резко подавлен. Совершенно очевидно, что первая дата отражает возраст субстрата, а вторая — время его ремобилизации. Есть, однако, геологические основания считать, что Литинский купол и подобные ему структуры прорывают

вышележащие бердичевские граниты. Условия формирования литинского комплекса определяются параметрами высокой гранулитовой фации:  $T = 680\text{--}720\text{ }^{\circ}\text{C}$ ;  $P = 600\text{--}650\text{ МПа}$ , так что в куполе обнажены самые глубинные породы Подольского блока.

Побужский (подольский) комплекс розовых аплит-пегматоидных гранитов, выделенный в свое время Н. П. Щербаком [28] как аллохтонный, сопровождает гранитоиды литинского и бердичевского комплексов и самостоятельного значения, по-видимому, не имеет. Бердичевские граниты (гранодиориты), согласно общему мнению, формировались на месте и за счет гранат-биотитовых гнейсов березнинской толщи, хотя содержат ксенолиты и других пород, возможно бугской серии. Впрочем, последние возрастные данные позволяют считать березнинскую толщу даже аналогом тетеревской серии (устное сообщение Л. М. Степанюка). В распределении пород бердичевского комплекса установлена метаморфическая зональность. В районе г. Чуднов бердичевские граниты совершенно постепенно сменяются нормальными житомирскими гранитами того же двухмиллиардного возраста. Таким образом, бердичевские граниты, вероятно, подстилают житомирские. Однако отдельные проявления бердичевских гранитов в связи с блоковыми подвижками известны значительно севернее Тетеревской зоны разломов.

Если исходить из оценок, полученных на основании изучения метаморфической зональности западной части щита, то всю эту часть, включая Днестровско-Бугский, Росинско-Тикичский и Северо-Западный районы, можно представить в виде плиты, вздернутой на юге на 20–30 км относительно первоначальной позиции, а на севере опущенной, по-видимому, в связи с наложением Волинско-Двинского вулканоплутонического пояса. Одновременно происходило утонение земной коры от 50 на юге до 35 км на севере. На юге обнажены эклогитоподобные, а на севере — породы эпидот-амфиболитовой фации. Даже если учитывать высокое положение раннеархейских геозотерм, все равно различие в эрозионном срезе остается значительным — порядка 10–15 км. Разница в эрозионном срезе прекрасно иллюстрируется наличием группы Фрунзовских аномалий [12]. Они строго продолжают побужские аномалии на юг, но при этом регрессивно метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

*Северо-Западный район* принципиально отличается от других районов щита тем, что он представляет собой протоплатформенную область активизации [10, 15]. Район делится на три неравнозначных блока. Можно полагать, что магматизм Новоград-Волинского и Коростенского блоков инициирован зарождением Волинско-Двинского вулканоплутонического пояса и может быть определен как магматизм отраженной свекофеннской активизации. Влияние этой активизации простирается, возможно, до полосы развития житомирских гранитов. С таких позиций можно наметить следующую схему эволюции магматизма Северо-Западного района, частично совпадающую со схемой, разработанной Н. М. Костенко [15], от ранних комплексов к поздним: осницкая габбро-диорит-гранитовая ассоциация с клесовской вулканогенной серией, мухареvский комплекс субщелочных и лейкократовых гранитов, букинский интрузивный, каменский габбро-троктолитовый, дайковый габбро-долеритовый (докоростенский), городницкий щелочных ультрабазитов, коростенский, пержанский редкометалльный и дайковый посткоростенский комплексы. Возраст докоростенских комплексов — ~2000 млн лет. Особый интерес представляют два комплекса — букинский и городницкий.

Букинский комплекс представляет собой перидотит-габбронорит-монцонит-гранитовую ассоциацию расслоенных интрузий со всеми промежуточными петрографическими составляющими, приуроченную к зонам Центрального и Тетеревского разломов [20, 21]. Симптоматическая особенность пород этой ассоциации заключается в существенной роли монцонитоидов в ее составе. Особенности массивов этого комплекса следующие: несогласное залегание, отсутствие признаков деформации, расслоенный характер, горячее воздействие

на вмещающие породы, наличие ксенолитов, в том числе глубокометаморфизованных пород гранулитовой фации. Особенности состава пород: наличие калишпата, иногда кварца и кордиерита во всех видах пород, в том числе основных, высокая степень восстановленности родоначальной магмы. Петрохимические особенности: высокое содержание  $\text{SiO}_2$  (57–60 %) при постоянно высоком содержании  $\text{MgO}$  (51–60 %) и  $\text{K}_2\text{O}$ . Две первые особенности придают породам черты сходства с бонинитами, а третья — с шошонитами. Изотопия стронция ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7027\text{--}0,7064$ ) указывает на мантийный источник и последующую контаминацию магмы коровым веществом, что особенно хорошо прослеживается на примере Варваровского интрузива. Последний сопоставляется с аналогичными интрузивами типа Елань, Садбери, Стиллуотер.

Городницкий комплекс щелочных пород ийолит-мельтейгит-якупирангитового ряда приурочен к пересечению Олевско-Дубровского и Варваровско-Сарненского разломов, к резкому перепаду мощностей земной коры. В нем четко выражены эндоконтактная зона закалки и зона фенитизации. Хромшпинелиды соответствуют мантийным породам, некоторые из них близки к хромитам алмазной ассоциации и лампроитов ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,703\text{--}0,706$ ).

Общая особенность магматизма Северо-Западного района, как и других районов щита, заключается в нарастающей роли калия в породах почти всех комплексов.

В *Росинско-Тикичском районе* намечено три этапа магматизма. Время древнейшего магматизма (3310–3060 млн лет) определено по биотит-амфиболовому плагиогнейсу [23]. Мы рассматриваем эту породу как преобразованный в результате гранитного метаморфизма основной кристаллосланец эндербитовой толщи. Генетическое родство его с эндербитами подтверждается близкими отрицательными значениями  $\epsilon_{\text{Nd}}$ . Приведенный возраст может быть занижен вследствие наложенного регрессивного метаморфизма. Базит-ультрабазитовая ассоциация в Росинско-Тикичском районе представлена юрьевским габбро-перидотитовым комплексом. По мнению А. Б. Фомина [25], эти породы по составу ничем, кроме наложенного амфиболитового метаморфизма, не отличаются от аналогичных пород Среднего Побужья; их возраст 2600 млн лет (устное сообщение Л. М. Степанюка).

Наиболее древние гранитоиды района составляют тетиевский комплекс диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов возрастом 2650 млн лет [28]. Массивы этих гранитоидов рассекаются порфиридовидными гранитами уманского комплекса и содержат многочисленные ксенолиты пород росинско-тикичской серии, в том числе и гранулиты белоцерковско-володарской толщи. О возможности происхождения этих пород за счет переработки эндербитов кроме близости химического состава свидетельствуют находки клинопироксена в диоритах и реликтовая палеотемпература — 680–700 °С при господстве более низкой температуры.

Звенигородский комплекс издавна фигурирует во всех стратиграфических схемах как один из наиболее древних, хотя датировок древнее 2150 млн лет по нему не имеется. Комплекс сложен тоналитами и плагиогранитами (трондьемитами), часто переслаивающимися в виде пластовых тел. Геологическая позиция комплекса не ясна. Его аналогом, возможно, является шереметьевский комплекс в Северо-Западном районе. Метаморфические породы, по которым развиваются плагиогранитоиды, ни по составу, ни по возрасту не коррелируются с породами росинско-тикичской серии и сам комплекс скорее всего следует рассматривать в составе Днестровско-Бугского района.

Массив пород гайсинского (собитового) комплекса служит переходной зоной между чарнокитоидами и уманскими гранитами. Комплекс сложен диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами и гранитами, преобладают последние. В виде ксенолитов в гранитоидах присутствуют породы гранулитовой фации, представленные почти всеми разновидностями днестровско-бугской серии. По породному составу и насыщенности ксенолитами гайсинский комплекс близок к тетиевскому, но возраст его более молодой — 2110 млн лет.

Массив уманских гранитов возрастом ~2000 млн лет вплотную соприка-

сается с полем развития собитов, и даже внешне гайсинские порфиroidные граниты неотличимы от уманских. Уже один этот факт дает основание предполагать общность происхождения гранитоидов обоих комплексов за счет палингенезиса эндербитов. Уманский массив — автохтонный.

Ставищенский комплекс сложен преимущественно серыми среднезернистыми гранитами. Массив в целом автохтонный, но некоторые мелкие массивы, например Антоновский, явно параавтохтонные. Комплекс не датирован.

Возрастная последовательность магматических комплексов района следующая: гайворонский (?), юрьевский базит-ультрабазитовый, тетиевский, гайсинский, ставищенский, уманский. Росинско-Тикичский район в целом тектонически удивительно пассивный. Это — единственный район щита, в котором отсутствуют молодые дайки. Вместе с тем, в гранитоидах этого района зафиксирован гигантский привнос калия, как это выявляется при сопоставлении их с эндербитоидами.

В *Ингуло-Ингулецком районе* по аналогии с другими в качестве древнейших образований рассматриваются породы недавно выделенного ташлыкского комплекса. Эндербиты этого комплекса слабо полосчатые, чередуются с гранатовыми плагиогранитами. Надежных определений возраста эндербитов нет. Есть подозрение, что эндербиты более молодые и близки по возрасту к породам ингуло-ингулецкой серии. Больше оснований предполагать древний возраст пород средней части района, сложенной плагиогнейсами чечелевской свиты. В районе Клиновского месторождения гнейсовая толща сложена в основном биотитовыми, реже биотит-амфиболовыми плагиогнейсами, обычно микроклинсодержащими. Характерная особенность толщи — наличие овалоидов известково-силикатных кристаллосланцев. Эти породы представляют собой будины, которые являются некомпетентными, а потому подверглись интенсивному тектоническому окатыванию с приобретением в последующем метасоматической зональности, но при этом в ядрах сохранили минеральные парагенезисы гранулитовой фации. Наличие овалоидов — признак пребывания толщи в гранулитовом состоянии. Современный химический состав плагиогнейсов отвечает преимущественно тоналитам и трондьемитам [2, 14], т. е. составу полосчатых эндербитов гайворонского комплекса. Геохимические характеристики плагиогнейсов также архейские [3]. Возраст плагиогнейсов Клиновского месторождения — 3195, а по роговой обманке из овалоидов, несомненно наложенной, более поздний — 2540 млн лет [27]. Таким образом, есть основания рассматривать плагиогнейсы чечелевской свиты не как супракрустальную толщу, а как тектонически переработанный гранулитовый фундамент, подобный эндербитам гайворонского типа.

Базит-ультрабазитовая ассоциация района представлена породами, диафторированными в условиях амфиболитовой фации, родственными среднебугской ассоциации. Возраст тоналитов и трондьемитов днепропетровского и ингулецкого комплексов 3200 и 2800 млн лет соответственно. Для Ингуло-Ингулецкого района эти комплексы так же, как и райпольский, чуждые: они принадлежат Среднеприднепровскому району и рассматриваются в составе Ингуло-Ингулецкого района только ввиду недостаточной определенности их границ.

Многочисленные докоростенские массивы и комплексы гранитоидов района имеют близкий возраст — 2065–2020 млн лет. Взаимоотношения между ними также не выяснены, поэтому единственный путь расчленения гранитоидов — по относительной глубинности их формирования. Мало изученный вознесенский (трикратский) комплекс розовых порфиroidных и равномернoзернистых двуполевошпатовых гранитов образует большой параавтохтонный массив в южной, гранулитовой, части Братского синклиория. Массив имеет общую с вмещающими гнейсами метаморфическую зональность и содержит ксенолиты пород преимущественно гранулитовой фации, которые и служат ему субстратом. Из-за отсутствия надежных датировок массив в корреляционной схеме не учтен. Синюхинские граниты в бассейне р. Синюха образуют довольно крупный массив — 20×50 км. Это массивные двуполевошпатовые

граниты характерного облика: на фоне белой основной ткани выделяются фиолетовые зерна граната. Ксенолиты представлены породами гранулитовой фации и полосчатыми эндербитами. Массив, возможно, параавтохтонный. Граниты петрохимически сопоставимы с вознесенскими и оба генетически родственны бердичевским гранитам.

Новоукраинский габбро-монцонит-гранитовый комплекс — полифациальный, аллохтонный и наиболее глубинный. От родственного ему букинского комплекса отличается более обширным развитием кислых членов и редуцированным — основных. Для пород комплекса можно предположить такой генезис: внедрение мантийной базальтовой магмы с активным синтекктическим плавлением. Многие ксенолиты основных и ультраосновных пород в составе Новоукраинского массива являются, вероятно, автолитами. Имеется реперная дата 2100 млн лет, т. е. граниты Новоукраинского массива могут быть не только более глубинными, но и более древними среди близковозрастных гранитов района. Новоукраинский массив — типичный представитель интрузивной монцонитоидной линии на щите. Привлекает внимание характерная для УЩ ассоциация монцонитоидов и рапакивигранитовых комплексов, выраженная в трех районах щита: в Северо-Западном — сочетание букинского и коростенского комплексов; в средней части — новоукраинского и курсунь-новомиргородского; в Приазовье — хлебодаровского и октябрьского. По ряду признаков вещественного состава эти комплексы близки. Можно думать, что этап расширения литосферы, во время которого сформировались эти ассоциации, продолжался почти 250 млн лет, вплоть до полной кратонизации УЩ. К новоукраинскому комплексу относятся, вероятно, Чигиринский и Митрофановский массивы.

Кировоградский комплекс включает Кировоградский, Бобринецкий, Долинский и другие более мелкие массивы. В некоторых из них, например в Долинском, обнаружены признаки более глубинного формирования, чем вмещающих плагиогнейсов, поэтому можно допустить для них параавтохтонный механизм становления. По глубинности можно построить следующий ряд комплексов "кировоградского" типа (от наиболее глубинных): синюхинский, вознесенский, долинский, кировоградский. Общая последовательность магматизма в Ингуло-Ингулецком районе: ташлыкский, вознесенский, новоукраинский, кировоградский, рапакивигранитовый, русскополянский редкометалльный комплексы, дайковая ассоциация.

В *Приазовском районе* многие магматические события, рассмотренные в других районах УЩ, повторяются. Здесь в пределах Орехово-Павлоградской шовной зоны установлены самые древние на щите и, вероятно, на Восточно-Европейской платформе эндербиты с обычными сопутствующими компонентами — габбро-перидотитовыми интрузиями, железистыми кварцитами и другими породами. В меньших масштабах аналогичные образования в виде сильно удлиненных полос распространены по всему Приазовью, возраст некоторых из них свыше 3300 млн лет [33]. Это — мегаскиалиты гранулитовых пород, а не зеленокаменные структуры, как считают некоторые геологи: Приазовье не является гранит-зеленокаменной областью [36].

Эндербиты, переходящие в чарноэндербиты и чарнокиты (токмацкий комплекс) известны по всему Приазовью. Значительных массивов они не образуют, а выступают в виде скиалитов. Прямое сопоставление приазовских эндербитов с побужскими не проводилось, однако по нашим данным [26] и по данным В. В. Васильченко с соавторами [11], выделяются, по крайней мере, два структурно-возрастных типа эндербитов. Полосчатые эндербиты по всем признакам отвечают эндербитам гайворонского типа. Хотя возраст полосчатых эндербитов составляет 2735 млн лет, авторы работы [33] отмечают полное сходство циркона из этих и аналогичных пород новопавловской толщи и допускают более древний возраст приазовских эндербитов. Лидинский массив равномернозернистых массивных эндербитов вмещает ксенолиты эндербитов предыдущего типа. Этот массив может сопоставляться с эндербитами литинского



комплекса Побужья. Относительно молодой возраст эндербитов можно объяснить двумя причинами: более высокой степенью диафореза пород Приазовья в целом или, как считает Н. П. Щербак [29], одновременным развитием гранулитового фундамента. Трондьемиты шевченковского комплекса выступают, по данным К. Е. Есипчука [37], также в виде останцов среди гранитов анадольского комплекса. По возрасту (2845–2780 млн лет) и химическому составу они не отличаются от токмакских эндербитов и являются, вероятно, регрессивными образованиями по ним.

Позднепалеопротерозойский этап гранитоидного магматизма в Приазовском районе начинается обиточненским диорит-тоналитовым комплексом, который по составу и возрасту (2060 млн лет) сопоставим со звенигородским. Между ними имеется, однако, существенное различие в условиях залегания: обиточненские диориты и тоналиты носят явно интрузивный характер [37]. Возможно, обиточненский комплекс ближе к выделяемому нами в Росинско-Тикичском районе [34] и мало изученному павловскому комплексу диоритов и кварцевых диоритов. Салтычанский и анадольский комплексы нормальных гранитов в Приазовье сопоставимы с кировоградским или уманским комплексами в других районах щита. Их отличие заключается в малых размерах массивов и нахождении непосредственно в глубинной зоне гранитообразования — в гранулитовом слое. Комплекс надежно не датирован.

Хлебодаровский комплекс по набору пород (габбро, сиениты, монцониты, граниты), высокой железистости минералов, структурному положению и возрасту (2040 млн лет) удивительно похож на новоукраинский и букинский комплексы. Подобно этим двум комплексам его массивы содержат ксенолиты пород гранулитового фундамента и имеют четкие контакты с вмещающими породами. Начало формированию комплекса положено внедрением базальтовой магмы с последующими прогревом, ассимиляцией и контаминацией.

В тектоническом плане Приазовский район, особенно его восточная часть, имеет определенное сходство с Северо-Западным. Если молодой магматизм Северо-Западного района определяется формированием Волынского-Двинского пояса, то еще более молодой магматизм Приазовского (1800 млн лет), представленный южнокальчикским субщелочным, черниговским и октябрьским щелочными комплексами, каменноугольским комплексом редкометалльных гранитов, по всей вероятности обусловлен платформенной активизацией, связанной с формированием другого вулканоплутонического пояса — Тамбовско-Калачского, южное продолжение которого близко подходит к Приазовью. Разнообразный дайковый комплекс Приазовского района связан со становлением Днепровско-Донецкой впадины.

*Среднеприднепровский район* принципиально отличается от других районов щита проявлением мантийного рифтингового магматизма и более ранним развитием гранитоидов. Идея дозеленокаменного гранулитового основания среди украинских геологов витала в воздухе начиная с 1970-х гг. Первоначально фундамент зеленокаменных структур называли серыми гнейсами, затем этот термин стал применяться и к гранулитовым комплексам. Материальное основание идея получила, вероятно, после обнаружения Б. З. Берзениным славгородского гранулитового комплекса [4], Н. В. Кушиновым — гранулитового основания Белозерской структуры, открытия Томаковского и других проявлений гранулитов в Среднем Приднепровье. В это же время благодаря работам В. И. Орсы, Б. З. Берзенина, А. Б. Боброва и других геологов [5, 19], подкрепленным радиоизотопным датированием геохимиков школы Н. П. Щербака, стало окончательно ясно, что в Среднем Приднепровье развиты дозеленокаменные и послезеленокаменные гранитоиды, а среди последних — как плагиоклазовые, так и более молодые двуполевошпатовые.

К настоящему времени наметилась такая последовательность наиболее крупных магматических событий в Среднем Приднепровье, млн лет: эндербиты и базит-ультрабазитовая ассоциация (славгородский комплекс) — 3400; дозеленокаменные мигматиты тоналит-трондьемитового состава (днепропет-

ровский комплекс) — древнее 3200; зеленокаменные вулcano-плутонические ассоциации — 3150–3050; послезеленокаменные гранитоиды тоналит-трондьемитового состава (сурский комплекс) — 3140; гранитоиды гранодиорит-гранитового состава (саксаганский и demuринский комплексы) — 3000–2900; нормальные граниты (мокрomosковский и токовский комплексы) — 2800; базит-ультрабазитовый магматизм (девлaдовский и александровский комплексы) — 2800.

Эволюция гранитоидов в целом отвечает обычной схеме — от диорит-тоналит-трондьемитовых комплексов к гранодиорит-гранитовым и субщелочным. Некоторые исследователи Среднего Приднепровья считают, что общим петрофондом для последующих разнообразных гранитоидов являются либо мигматиты днепропетровского комплекса, либо непосредственно гранулиты. Принципиальной особенностью гранитоидного магматизма этого района является четко выраженный интрузивный характер послезеленокаменных масивов, обусловленный низкой вязкостью и перегретостью анатектических расплавов. Примером может служить Еленовский плагиогранитоидный массив, внедрившийся в Сурскую структуру [6]. Даже в шлифах послезеленокаменные граниты Среднего Приднепровья выделяются среди прочих анатектических гранитоидов щита типичными магматическими микроструктурами.

Магма гранитоидов района отличалась высокой температурой кристаллизации. Так, по расплавленным включениям даже двуполевошпатовых гранитов мокромосковского и токовского комплексов температура составляет 760–800 и 820–900 °C соответственно [7]. Авторы считают, что такая высокая температура объясняется сухостью магмы, что, в свою очередь, можно связывать с низким содержанием воды в исходной гранулитовой толще. Высокая степень плавления субстрата при формировании основных вулканитов [17] объясняется общей для всего Среднего Приднепровья особенностью — высоким положением кровли астеносферы.

Вулканиты зеленокаменных структур слагают главным образом конкскую свиту. Н. П. Щербак с соавторами [32] впервые доказали, что вулканизм этот представлен тремя сериями — коматиитовой, толеитовой и известково-щелочной. Их выводы подтверждают многочисленные работы львовских геологов — А. А. Сиворонова, А. Б. Боброва, Б. И. Малюка и многих др., детально расчленивших вулканогенные толщи. В одних случаях вулканиты связаны с палеовулканами (Аполлоновский, Чкаловский), а в других — входят в состав вулcano-плутонических ассоциаций, например софиевскую.

Магматизм Среднего Приднепровья трудно коррелируется с магматизмом других районов щита. В период, когда в архейской Среднеприднепровской платформе осуществлялся активный рифтинг, в других районах все еще происходили эндогенные процессы в условиях гранулитовой фации и, возможно, базит-ультрабазитовый магматизм. Ко времени ~2800 млн лет назад Среднеприднепровский район составлял, вероятно, одно целое со щитом, о чем можно судить по совпадению возраста нормальных гранитов этого района с приазовскими (шевченковский, старобогдановский комплексы).

**Выводы.** Анализ эволюции магматизма УЩ показал: 1) реперные радиоизотопные даты реально отражают время эндогенных процессов, но требуют их тщательной геологической интерпретации; 2) для УЩ в целом установлена вполне определенная последовательность магматических и ультраметаморфических процессов, которая с разной полнотой повторяется во всех незеленокаменных районах; 3) источником магматических пород служат как верхняя мантия, так и земная кора, обычно — ее гранулитовый "слой". Отметим главные факторы, контролирующие мантийный магматизм: геодинамический режим, мощность и проницаемость земной коры, энергетическая активность магм, как функция их состава и степени перегрева, вязкости, флюидонасыщенности и т. д. Наименее стабильны районы с высоким тепловым потоком. Характер магматизма помимо очевидной роли разрывной тектоники грубо коррелируется с мощностью земной коры, которая в среднем по всем щитам составляет 43 км.

Районы с наиболее активным мантийным магматизмом приурочены к участкам с наиболее высоким положением раздела Мохо за счет утолщения базальтового слоя. Это прежде всего Среднеприднепровский с мощностью коры 35 км и Северо-Западный район с корой такой же мощности. Последний, кроме того, находится в зоне влияния Волынского-Двинского вулcano-плутонического пояса, чем и обусловлен особенно интенсивный мантийный магматизм в этом районе. Другой активный участок УЩ — Приазовье, где, по-видимому, сказывается влияние другого вулcano-плутонического пояса — Тамбовско-Калачского. Наиболее обширные проявления среднеглубинных гранитоидов гранулитовой фации приурочены к участкам со средней мощностью коры — 40–45 км (Росинско-Тикичский, Ингуло-Ингулецкий, Подольский блок, частично Приазовский район). Выходы наиболее древних пород установлены в районах с наиболее мощной корой — > 50 км (Голованевская и Орехово-Павлоградская шовные зоны).

1. Балашов Ю. А., Виноградов А. Н., Митрофанов Ф. П. Изотопно-геохимические и петрохимические данные о формировании и преобразовании протокры // Ранняя кора: ее состав и возраст. — М.: Наука, 1991. — С. 102–112.
2. Белевцев А. Р., Дудко В. С., Пономаренко А. Н. и др. Петрохимия вмещающих пород Клиновского золоторудного месторождения (Украинский щит) // Минерал. журн. — 1998. — 20, № 4. — С. 74–83.
3. Белченко Е. П. Реконструкция первичного состава гнейсов обрамления Корсунь-Новомиргородского плутона (по геохимическим и петрохимическим данным) // Геол. журн. — 1997. — № 2. — С. 100–104.
4. Берзенин Б. З. Новые данные о составе архейских образований Среднего Приднепровья // Геохимия и рудообразование. — 1974. — № 4. — С. 97–101.
5. Берзенин Б. З., Бобров А. Б., Орса В. И. и др. Некоторые черты геологии и петрологии гранитоидов северо-восточного обрамления Сурской структуры // Геол. журн. — 1983. — 43, № 2. — С. 90–96.
6. Бобров А. Б. Состав и строение Еленовского плагиогранитного массива (Среднее Приднепровье) // Там же. — 1990. — № 3. — С. 64–72.
7. Бобров А. Б., Берзенин Б. З. Температурный режим формирования аллохтонных гранитов Среднего Приднепровья // Там же. — 1982. — 42, № 1. — С. 93–96.
8. Богатиков О. А., Симон А. К., Пухтель И. С., Самсонов А. В. Ранняя кора Земли: геология, петрология, геохимия // Ранняя кора: ее состав и возраст. — М.: Наука, 1991. — С. 15–26.
9. Бородин Л. С. Петрохимические тренды и происхождение раннеархейской гнейсо-амфиболитовой серии Среднего Приднепровья // Там же. — С. 151–157.
10. Бухарев В. П. Полесский орогенный пояс — автономная региональная структура в фундаменте Восточно-Европейской платформы // Геол. журн. — 1988. — № 3. — С. 99–105.
11. Васильченко В. В., Кисель В. А., Загитко В. Н. Чарнокитоиды Восточного Приазовья // Там же. — 1992. — № 1. — С. 27–34.
12. Галецкий Л. С., Ярошук М. А., Деренюк Н. Е. и др. Железисто-кремнистые породы Фрунзовских магнитных аномалий // Там же. — 1985. — 45, № 5. — С. 1–11.
13. Есипчук К. Е. Петролого-геохимические основы формационного анализа гранитоидов докембрия. — Киев: Наук. думка, 1988. — 264 с.
14. Загитко В. М., Монахов В. С., Великанов Ю. Ф. Мінералогічні та ізотопно-геохімічні фактори формування Клинівського золоторудного родовища // Минерал. журн. — 1999. — 21, № 4. — С. 45–56.
15. Костенко Н. М. Геологическое развитие Волынского геоблока Украинского щита в раннем протерозое и некоторые вопросы его рудоносности // Геол. журн. — 1991. — № 6. — С. 12–23.
16. Крюченко В. А. О строении верхних горизонтов земной коры центральной части УЩ // Там же. — 1987. — 47, № 5. — С. 48–53.
17. Малюк Б. И. Гранитоидный диапиризм гранитно-зеленокаменных областей раннего докембрия: некоторые проблемы динамики // Там же. — 1989. — № 6. — С. 39–49.
18. Оровецкий Ю. П., Красовский С. С., Калюжная Л. Т. и др. Строение и эволюционная модель земной коры Побужского синклинали (Украинский щит) // Там же. — 1995. — № 2. — С. 52–56.
19. Орса В. И. Гранитообразование в докембрии Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области. — Киев: Наук. думка, 1988. — 201 с.
20. Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита / Отв. ред. И. Б. Щербаков. — Киев: Наук. думка, 1990. — 236 с.
21. Скобелев В. М., Верхогляд В. М., Бартицкий Е. Н. Петрогенезис никеленосных габброидов букинского комплекса // Геохимия и рудообразование. — 1993. — Вып. 20. — С. 101–115.
22. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Павловский В. И. Геолого-геофизическая реконструкция раннепротерозойского тектонического плана юга европейской части СССР // Геол. журн. — 1975. — 35, № 2. — С. 15–22.
23. Степанюк Л. М. Кристаллогенезис и возраст циркона из пород мафит-ультрамафитовой ассоциации Среднего Побужья // Минерал. журн. — 1996. — 18, № 4. — С. 10–19.
24. Степанюк Л. М., Бибикова Е. В., Клайсен С., Скобелев В. М. Sm-Nd изотопная система в докембрийских породах западной части Украинского щита // Там же. — 1998. — 20, № 5. — С. 72–79.
25. Фолмин А. Б. Геохимия ультрабазитов юго-западной части Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1984. — 231 с.
26. Хмарук Т. Г., Щербаков И. Б. Чарнокіти Західного Приазов'я // Геол. журн. — 1965. — 25, № 5. — С. 44–52.
27. Щербак Д. Н., Пономаренко А. Н., Макаренко И. Д. Геохронология гранитоидов Ингуло-Ингулецкого мегаблока Украинского щита // Геохимия и рудообразование. — 1995. — Вып. 21. — С. 74–89.
28. Щербак Н. П. Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1975. — 269 с.

29. Шербак Н. П. Проблемы выделения дозеленокаменных ассоциаций архея // Ранняя кора: ее состав и возраст. — М.: Наука, 1991. — С. 5–14.
30. Шербак Н. П., Артеменко Г. В., Бартицкий Е. Н. и др. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1989. — 141 с.
31. Шербак Н. П., Бартицкий Е. Н., Бибикина Е. В. и др. Ранняя кора Украинского щита // Ранняя кора: ее состав и возраст. — М.: Наука, 1991. — С. 122–151.
32. Шербак Н. П., Данилович Л. Г., Жуков Г. В. Петрология палеовулканитов Среднего Приднепровья (Украинский щит) // Геол. журн. — 1981. — 41, № 1. — С. 1–13.
33. Шербак Н. П., Загитко В. Н., Артеменко Г. В., Бартицкий Е. Н. Геология крупных геологических событий в Приазовском блоке Украинского щита // Геохимия и рудообразование. — 1995. — Вып. 21. — С. 112–129.
34. Шербаков И. Б. Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1975. — 278 с.
35. Шербаков И. Б. История петрографических исследований в Украине // Минерал. журн.— 1998. — 20, № 1. — С. 8–23.
36. Шербаков И. Б. Можно ли называть Приазовье гранит-зеленокаменной областью // Там же. — 1999.— 21, № 4. — С. 118–120.
37. Шербаков И. Б., Есипчук К. Е., Орса В. И. и др. Гранитоидные формации Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1984. — 192 с.
38. Bogdanova S. V., Bibikova E. V., Gorbachev R. Palaeoproterozoic U-Pb zircon ages from Belorussia: new geodynamic implications for the East European Craton // Precamb. Res. — 1994. — 68. — P. 231–240.

Ин-т геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, Киев

Поступила 20.01.2000

**РЕЗЮМЕ.** Схема магматизму Українського щита побудована на геологічних та радіоізотопних даних. Велике значення надається гранулітовому фундаменту щита, як джерелу корового магматизму; стисло охарактеризовано продукти корового, мантійного і мантійно-корового магматизму. Припускається, що гнейсоподібні ендербіти, що складають основу гранулітового фундаменту, є результатом палінгенної переробки доархейського матеріалу. Еволюція магматизму супроводжувалася збільшенням привносу в земну кору великих елементів, передусім калію, вірогідно, внаслідок збудження все більш глибоких горизонтів верхньої мантії. Максимум цього процесу припадає на період 2,0–1,7 млрд років. За короткий проміжок часу були сформовані майже всі гранітоїдні комплекси незеленокам'яних районів. Еволюція магматизму в цих районах щита здійснювалася в такій послідовності: гнейсо-ендербіти і базит-ультрабазитові асоціації; реоморфічні і метасоматичні ендербітоїди; нормальні граніти кіровоградсько-житомирського типу; монзонітоїди букинсько-новоукраїнського типу; рапаківігранітові, лужносієнітові і лужні комплекси. Набір комплексів із різною повнотою повторюється у всіх незеленокам'яних районах щита.

**SUMMARY.** The scheme of magmatism of the Ukrainian Shield is based on the geochemical and radioisotopic data. Great attention has been paid to the granulite basement of the Shield which has been considered as a source of crustal magmatism. Products of crustal, mantle and mantle-crustal magmatism are described briefly. Gneiss-like enderbites are supposed to be the result of palingenic melting of the pre-Archean material. Evolution of magmatism was accompanied by enhanced introduction of large elements, first of all, potassium, into the Earth's crust probably as a result of excitation of ever deeper horizons of the upper mantle. Evolution of magmatism is analyzed within the limits of every region of the Shield. The maximum of this process was between 2.0–1.7 Ga. In the time period of about 2.0 Ga almost all the granitoid complexes of nongreenstone regions were formed. Evolution of magmatism in these regions of the Ukrainian Shield is as follows: gneiss enderbites and basic-ultrabasic complexes; rheomorphic and metasomatic enderbitoids; normal granites of the Kirovograd-Zhitomir type; monzonitoids of the Buki-Novoukrainka type; subalkali syenites, alkali and rapakivi granite complexes. Complete or noncomplete set of assemblages are imitated in each nongreenstone region of the Shield.