

Напряженные состояния и деформации земной коры центральной части Ингульского мегаблока по материалам тектонофизического изучения Новоукраинского массива

© *О. Б. Гинтов, С. В. Мычак, 2011*

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 22 марта 2010 г.

Представлено членом редколлегии М. И. Орлюком

За результатами польових тектонофізичних досліджень, виконаних у центральній частині Українського щита (УЩ) в 2005—2009 рр., показано, що Новоукраїнський масив трахітоїдних гранітів сформувався в процесі широтного розтягнення земної кори 2,05 млрд років тому під час утворення міжрегіонального тектонічного шва Херсон—Смоленськ. На структурі масиву відбулись подальші деформації земної кори, які супроводжувались формуванням Кіровоградської, Лелеківської, Суботсько-Мошоринської та інших зон розломів, а також Корсунь-Новомиргородського плутону габро-анортозитів і рапаківіподібних гранітів. Детальне вивчення будови Новоукраїнського масиву та його обрамлення дало змогу встановити хронологічну послідовність етапів і фаз деформації центральної частини УЩ від архею до пізнього протерозою.

The results of the field tectonophysical studies done in the central part of the Ukrainian Shield (USh) in 2005—2009 show that the Novoukrainian massif of the trahite-like granites was formed as a result of the latitudinal crustal extension 2,05 billion years ago during the formation of inter-regional tectonic suture of Kherson—Smolensk. The subsequent crustal deformations that accompanied the formation of the Kirovogradsky, Lelekovsky, Subbotsk-Moshorinsky and other fault zones, as well as the Korsun-Novomirgorod pluton of gabbro-anorthosites and rapakivi-like granites were reflected in the structure of the massif. A detailed study of the Novoukrainian massif and its frame made it possible to establish the chronological sequence of stages and phases of deformation of the central part of the USh from the Archean to the Late Proterozoic.

Вступление. Центральная часть Ингульского мегаблока Украинского щита (УЩ) между Звенигородско-Братской и Кировоградской зонами разломов (рис.1) представляет собой уникальный в геодинамическом и металлогеническом отношении район, входящий важным звеном в протягивающийся с юга на север более чем на тысячу км трансрегиональный тектонический шов Херсон—Смоленск. В пределах открытой части щита этот шов представлен, кроме полосы субмеридиональных разрывов, цепочкой крупных интрузивных массивов магматических и палингенно-анатектических гранитоидов — Корсунь-Новомиргородским плутоном габбро-анортозитов и рапакививидных гранитов (КНП) и Новоукраинским массивом трахитоидных гранитов и монзонитов (НУ-массив).

В тектонофизическом аспекте важность изучения НУ-массива (КНП изучен ранее

[Беличенко, Гинтов, 1996]) объясняется тем, что а) становление массива ознаменовало начало формирования Кировоградского рудного района с известными месторождениями и рудопроявлениями урана, лития, золота, свинца, цинка, меди, олова и серебра [Гранитоиды ..., 1993; Комплексна ..., 2003; Старостенко и др., 2010]; б) деформации массива, изучаемые по развитым в гранитах системам тектонических трещин и разломов, отражают геодинамические процессы, происходившие в литосфере всей центральной части УЩ. Их возрастной интервал устанавливается по радиогеохронологическим данным, а последовательность — по взаимоотношениям систем трещин между собой.

НУ-массив выделен как самостоятельная структура площадью около 3,5 тыс. км² в 1973 г. [Щербаков, 2005]. До этого новоукраинские граниты рассматривались в составе единого кировоградско-житомирского комплекса, хотя

и отличались особой ярко выраженной трахитоидной текстурой. Обнажаются они по рекам Черный, Плетеный и Сухой Ташлыки, Грузская, Сугоклея и их притокам, а также в многочисленных карьерах.

Контуры массива, показанные на рис. 1, отражают его следующие ограничения: с севера — КНП и Субботско-Мошоринская зона разломов (СМЗР), с юга — Бобринецкая (БЗР), с запада и юго-запада — Звенигородско-Братская (ЗБЗР) и Новоукраинская (НУЗР), с востока и юго-востока — Кировоградская (КЗР) и Марьевская (МЗР) зоны разломов, на северо-востоке — разломы северо-западного простирания, сформированные в лелековский этап разломообразования (см. далее).

Породные комплексы НУ-массива представлены [Иванов и др., 1987; Гранитоиды ..., 1993; Щербаков, 2005] серыми, розово-серыми, розовыми и красными пироксеновыми, гранат-биотитовыми и биотитовыми трахитоидными гранитами, в том числе кварцевыми монцонитами и кварцевыми сиенитами (сиеночарнокитами), занимающими основной объем массива. Около 10 % объема занимают породы габбро-монцонитовой формации — габбро-нориты, нориты, габбро-монцониты, монцодиориты и др. В разрывных нарушениях и узлах их пересечения встречаются альбититы и альбитизированные породы, с которыми связаны рудопроявления урана.

С востока и запада новоукраинские граниты переходят в гранитоиды кировоградского комплекса, при этом существуют разные представления о характере перехода — постепенного или резкого. По нашему мнению (наблюдения вдоль рек Сугоклея, Савоклей, Грузская, Черный и Сухой Ташлыки и др.), переход от новоукраинских гранитов к кировоградским постепенный, так как трахитоидная текстура характерна для обоих типов гранитов в достаточно широкой приконтактной зоне, химический и минеральный составы отличаются несущественно [Гранитоиды ..., 1993], близок характер рудопроявлений. Взаимоотношения гранитов с включениями более древних пород также однотипны: в разломах и приразломных зонах гнейсы выступают в виде скиалитов, а вдали от разломов — в виде четко очерченных ксенолитов.

Необходимо заметить, что характер приконтактных зон НУ-массива больше определяется влиянием ограничивающих его зон разломов, чем сменой типов гранитов (на что, как нам кажется, обращалось недостаточное внимание).

Кировоградско-Бобринецкий массив кировоградских гранитов (КБМ), граничащий с НУ-массивом на востоке, практически полностью размещен в КЗР и МЗР и его отличительные особенности во многом являются результатом процессов стресс-метаморфизма и метасоматоза [Гинтов, 2005]. То же можно сказать и о гранитах кировоградского типа, развитых на западной границе НУ-массива и находящихся в зоне влияния ЗБЗР и Глодосской зоны разломов. Таким образом, на востоке и западе массива наблюдается скорее не переход от одного типа гранитов к другому, а выход из типичных гранитов новоукраинско-кировоградского комплекса в зону динамометаморфизма.

Геофизические характеристики НУ-массива в некоторой степени уникальны. Ему соответствует крупнейший на УЩ гравитационный минимум (до -30 мГал в редукции Буге). Вместе с КНП НУ-массив располагается в региональном минимуме магнитного поля $\Delta T_{\text{апер}}$ интенсивностью $-(100-200)$ нТл, на фоне которого локальные аномалии $\Delta T_{\text{анок}}$ не превышают $\pm 100-200$ нТл [Орлюк, 2000]. Локальные максимумы протяженностью от нескольких сотен метров до нескольких км связаны с редкими дайками диабазов, телами монцонитов и пироксеновых гранитов и альбититов. Подробно характер локальных магнитных аномалий НУ-массива описан в работе [Иванов и др., 1987] в связи с разработкой геофизических критериев на поиски урана.

Трехмерная плотностная модель земной коры региона (рис. 2, по [Куприенко и др., 2007]) позволяет объяснить гравитационный минимум аномально большой (до 17 км) мощностью «гранитного» слоя в пределах НУ-массива, на фоне 9—10 км в соседних районах, и предельно малой мощностью «диоритового» слоя, в среднем 5 км на фоне 20 км на примыкающих к массиву участках. Кроме того, средняя плотность «гранитного» слоя в пределах НУ-массива на $0,04-0,05$ г/см³ ниже, чем на соседних участках, и она не очень сильно изменяется с глубиной: от $\sim 2,64$ г/см³ на поверхности до $\sim 2,67$ г/см³ на глубине 17 км.

Трехмерная магнитная модель региона [Орлюк, 2000] показывает, что НУ-массив вместе с КНП и КБМ относятся к полосе практически немагнитной земной коры: намагниченность ее ниже 0,5 А/м.

Из приведенных данных следует, что породные комплексы НУ-массива, картируемые на поверхности, распространяются на глубину не менее 15 км, при этом насыщенность их

породами основного ряда с глубиной остается почти неизменной.

«Базальтовый» слой под массивом, по данным 3D моделирования (см. рис. 2), несколько уплотнен, особенно в центральной области, где предполагается наличие шва Херсон—Смоленск. Уплотнение и разуплотнение базальтового слоя и повышенную мощность гранитного можно связывать с более полной (по сравнению со средним составом коры УЩ) петрологической раздифференцированностью коры района, обусловленной особенно активными термодинамическими и флюидодинамическими процессами, протекавшими во время становления НУ-массива. Однако уплотнение базальтового слоя не компенсирует разуплотнение и увеличение мощности гранитного, чем и обусловлено наличие гравитационного минимума. Недостаток масс может быть объяснен особенно интенсивным привнесом щелочей и воды из мантии во время процесса гранитообразования.

Заметим, что рассматриваемый гравитационный минимум центральной части УЩ охватывает три массива — Новоукраинский, Корсунь-Новомиргородский и Кировоградско-Бобринецкий. Если КНП образовался значительно позже НУ-массива, то КБМ имеет приблизительно одинаковый с ним возраст [Гранитоиды ..., 1993; Щербаков, 2005]. Ось минимума проходит не через центр НУ-массива, а смещена на восток в сторону КБМ.

Все вышеизложенное позволяет объединить результаты тектонофизических исследований, полученные как по собственно новоукраинским гранитам, так по трахитоидным гранитам восточного экзоконтакта НУ-массива, формально относимым к КБМ (среднее и верхнее течения р. Сутокля, Живановский карьер и др.).

Результаты сейсморазведочных работ в пределах центральной части Ингульского мегаблока обобщены в работах [Сологуб, 1986; Старостенко и др., 2006; 2007; 2010]. В контурах НУ-массива четко выделена отражающая граница К2 на глубине 14—15 км, сопоставимая в целом с нижней границей распространения трахитоидных гранитов. Поверхность М располагается на глубине 45—40 км, причем 45 км зафиксированы в самой северной части массива в виде субширотного так называемого «рва», разделяющего НУ-массив и КНП. Северный борт этого «рва» совпадает с южной границей СМЗР [Гинтов и др., 2008]. Для основной части массива глубина поверхности М составляет 40—42 км, уменьшаясь с севера на юг.

По данным МОВЗ построены разрезы (до

глубины 70 км) величин обменоспособности среды — отношения A_{PS}/A_P амплитуды обменной PS -волны к амплитуде образующей ее продольной P -волны [Старостенко и др., 2010], пересекающие центральную часть Ингульского мегаблока в широтном и долготном направлениях. Эти величины отражают степень неоднородности (расслоенности) земной коры. На разрезах видно, что кора КНП интенсивно расслоена до самой поверхности М, тогда как кора НУ-массива расслоена слабо и только до границы К2. Авторы вышеприведенной статьи считают, что материалами МОВЗ подтверждается высказываемая некоторыми геологами мысль о коровом генезисе пород НУ-массива и мантийной природе комплексов КНП.

Материалы геотермических и геоэлектрических исследований отражают современное физическое состояние НУ-массива и показывают, что массив располагается в коре с нормальным или несколько повышенным температурным режимом (26° на глубине 1 км, 55 — 60° на 3 км [Кутас, 1978; 1993]) и высокой электропроводностью на глубине около 20 км (восточная часть массива, по [Бурахович, Кулик, 2007]) и 100 км [Гордиенко и др., 2007], указывающей на возможное начало процессов активизации. Основной район современной активизации (так называемая Кировоградская ЗСА) — с развитием высоких тепловых потоков и высокой электропроводности коры, поднятием дневной поверхности более 50 м за последние 3 млн лет, отрицательной мантийной гравитационной аномалией более 20 мГал и отрицательной скоростной аномалией в коре — расположен восточнее и южнее, касаясь своим западным краем лишь восточной части НУ-массива [Гордиенко и др., 2004].

Все рассмотренные данные можно отнести к результатам региональных глубинных исследований земной коры и верхней мантии центральной части Ингульского мегаблока. Не менее важное значение имеют крупномасштабные гравиметрические и магнитные съемки, выполненные здесь ПГО «Кировгеология» и «Севукргеология», позволившие провести глубинное геологическое картирование региона, проследить достаточно густую сеть разрывных нарушений (она систематизирована на рис. 1) и выявить большое количество месторождений перечисленных выше полезных ископаемых.

Таким образом, имеющиеся геолого-геофизические материалы дают достаточно полное представление о пространственном положении, внутреннем строении, возрасте,

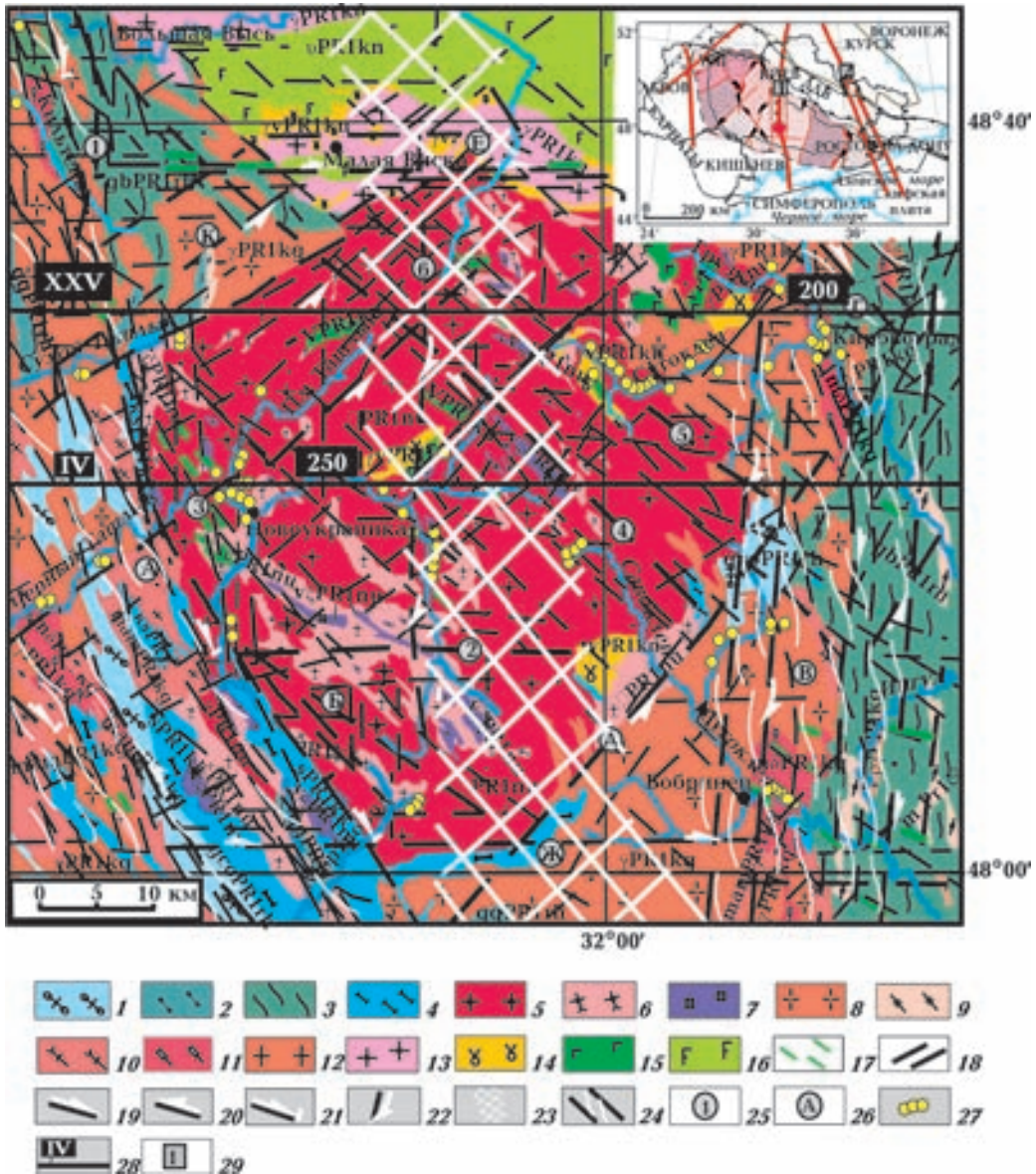


Рис. 1. Структурно-тектонифизическая схема Новоукраинского массива трахитоидных гранитов и его обрамления (по данным ПГО «Кировгеология» с добавлениями авторов). *Ингуло-Ингулецкая серия*: 1 — гнейсы и кристаллосланцы биотит-кордиеритовые ($gcoPR_1rh$); 2 — гнейсы и кристаллосланцы гранат-биотитовые ($ggPR_1rh$); 3 — гнейсы биотитовые ($gbPR_1rh$); 4 — ортосланцы пироксеновые и биотит-пироксеновые (sPR_1kk). *Новоукраинский комплекс*: 5 — граниты и мигматиты порфириобластовые биотитовые и гранат-биотитовые (γPR_1nu); 6 — граниты и мигматиты порфириобластовые пироксен-биотитовые ($\check{c}PR_1nu$); 7 — монцониты и кварцевые монцониты ($v\check{z}PR_1nu$). *Кировоградский комплекс*: 8 — граниты и мигматиты равномерно-зернистые, порфириобластовые, реже трахитоидные кировоградские (γPR_1kg); 9 — мигматиты полосчатые ($m^1PR_1\check{c}\check{c}$); 10 — плагиоклазовые мигматиты и равномерно-зернистые граниты ($tamPR_1kg$); 11 — плагиоклазовые мигматиты порфириобластовые ($m\delta PR_1kg$); 12 — аплит-пегматоидные граниты и пегматиты ($\rho\gamma PR_1kg$). *Корсунь-новомиргородский комплекс*: 13 — гранаты рапакивидные оvoidные ($\gamma\gamma PR_1kn$); 14 — гибридные породы (габбро-монцониты, монцониты, кварцевые монцониты) (γvPR_1kn); 15 — габбро, габбро-нориты, нориты, габбро-диориты, габбро-анортозиты (vPR_1kn); 16 — анортозиты (лабрадориты) (vPR_1kn); 17 — диабазы, лампрофиры, пикриты дайкового комплекса (βPR_1-PR_2); 18 — эшелонированные и элементарные сколы зон разломов; 19–22 — кинематические знаки для момента заложения (19 — правый сдвиг; 20 — левый сдвиг; 21 — сбросо-сдвиг; 22 — сдвига-взброс и сдвига-надвиг); 23 — трансрегиональный тектонический шов Херсон—Смоленск; 24 — при- и внутриразломная складчатость; 25 — разломы (по данным ПГО «Кировгеология») (1 — Новопапавловско-Ярошевский, 2 — Девладовско-Бутувский, 3 — Адабашский, 4 — Нерубаево-Лозоватский, 5 — Шестаковско-Ворошиловский, 6 — Новокопстантиновский); 26 — зоны разломов (А — Звенигородско-Братская, Б — Новоукраинская, В — Кировоградская, Г — Лелековская, Д — Марьевская, Е — Субботско-Мошоринская, Ж — Бобринецкая, К — Глодоская); 27 — точки тектонифизических наблюдений; 28 — профили ГСЗ IV и XXV (цифры 200 и 250 — пикеты). *На врезке*: 29 — трансрегиональные тектонические швы (1 — Херсон—Смоленск, 2 — Донецк—Брянск).

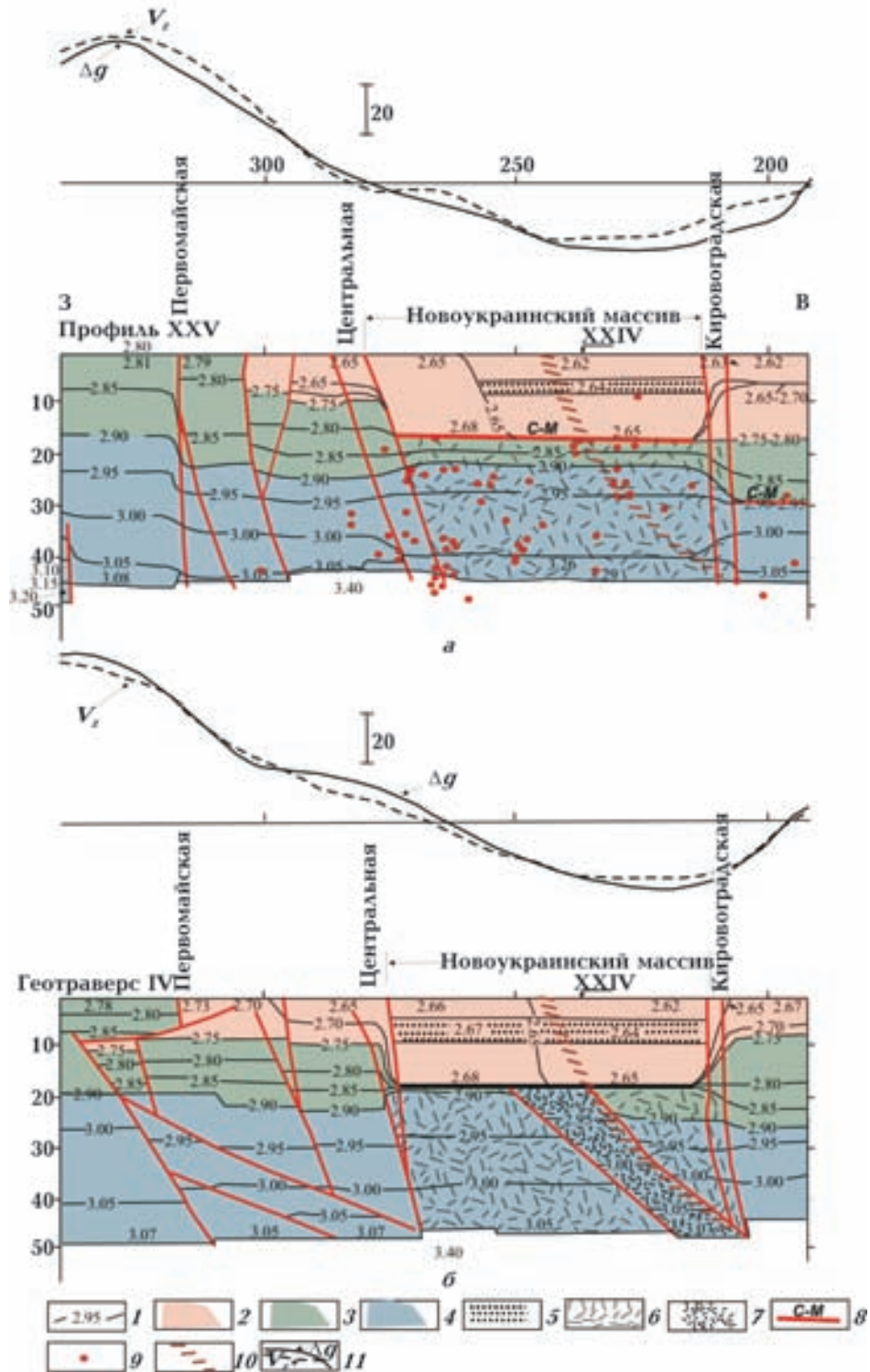


Рис. 2. Плотностные разрезы центральной части Ингульского мегаблока вдоль профилей ГСЗ XXV (а) и геотраверса IV (б), по [Куприенко и др., 2007]: 1 — изолинии плотности, г/см³; 2 — «гранитный» слой; 3 — «базальтовый» слой; 4 — «диоритовый» слой; 5 — слой с постоянным значением плотности; 6 — уплотненный блок; 7 — область аномального уплотнения; 8 — Субботско-Мошоринская зона разломов; 9 — точки дифракции по данным сейсморазведки; 10 — трансрегиональный тектонический шов Херсон—Смоленск; 11 — кривые силы тяжести (Δg — наблюдаемая; V_z — расчетная).

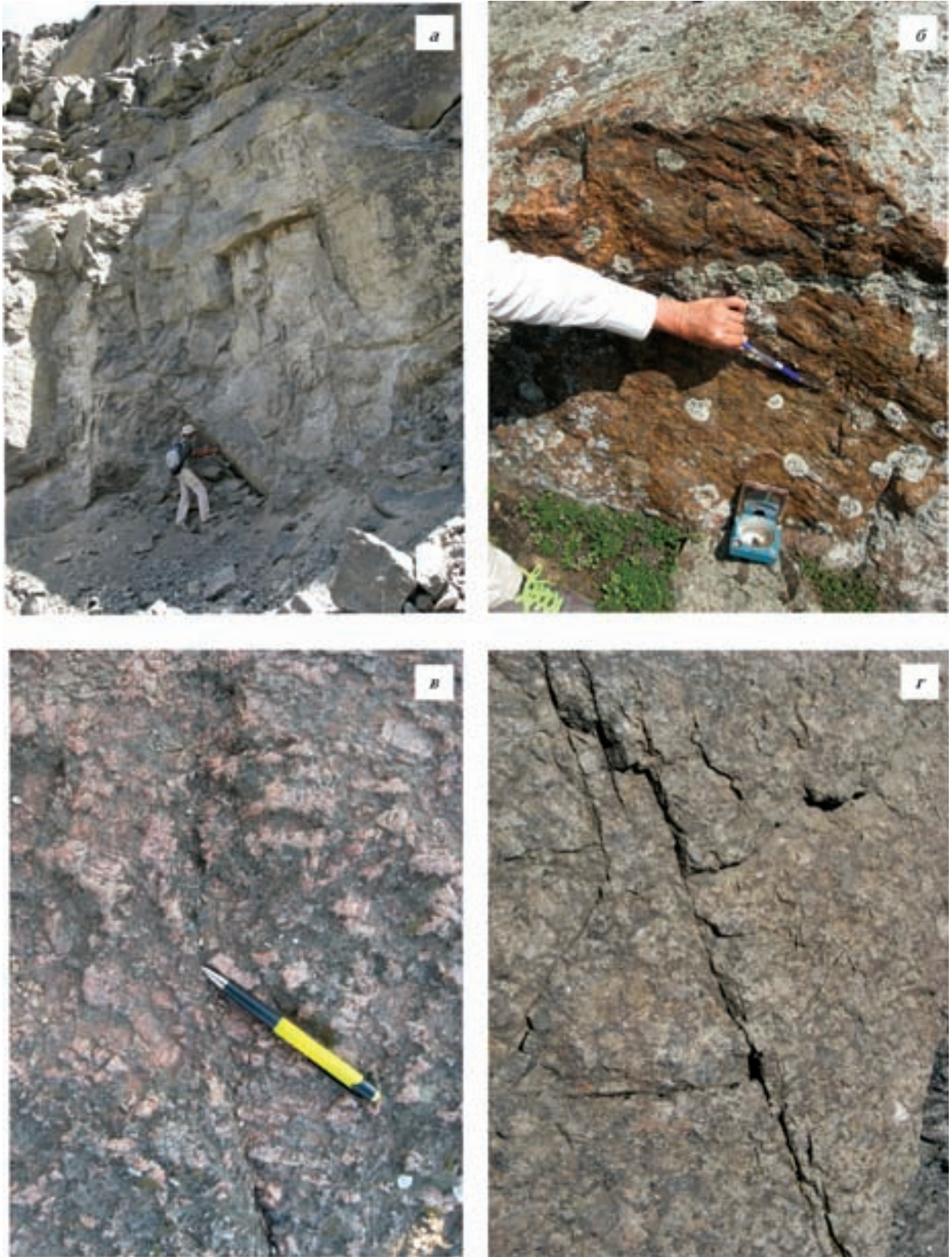


Рис. 3. Примеры среднемасштабных деформационных структур Новоукраинского массива: *а* — наклонная трещина (взброс) в новоукраинских гранитах (Новоукраинский карьер), *б* — зеркала скольжения в новоукраинских гранитах к северу от с. Ровное, р. Черный Ташлык, *в* — приспособление растущих кристаллов ПШ к квазихрупкой трещине (новоукраинские граниты), *г* — хрупкие трещины в гранитах.

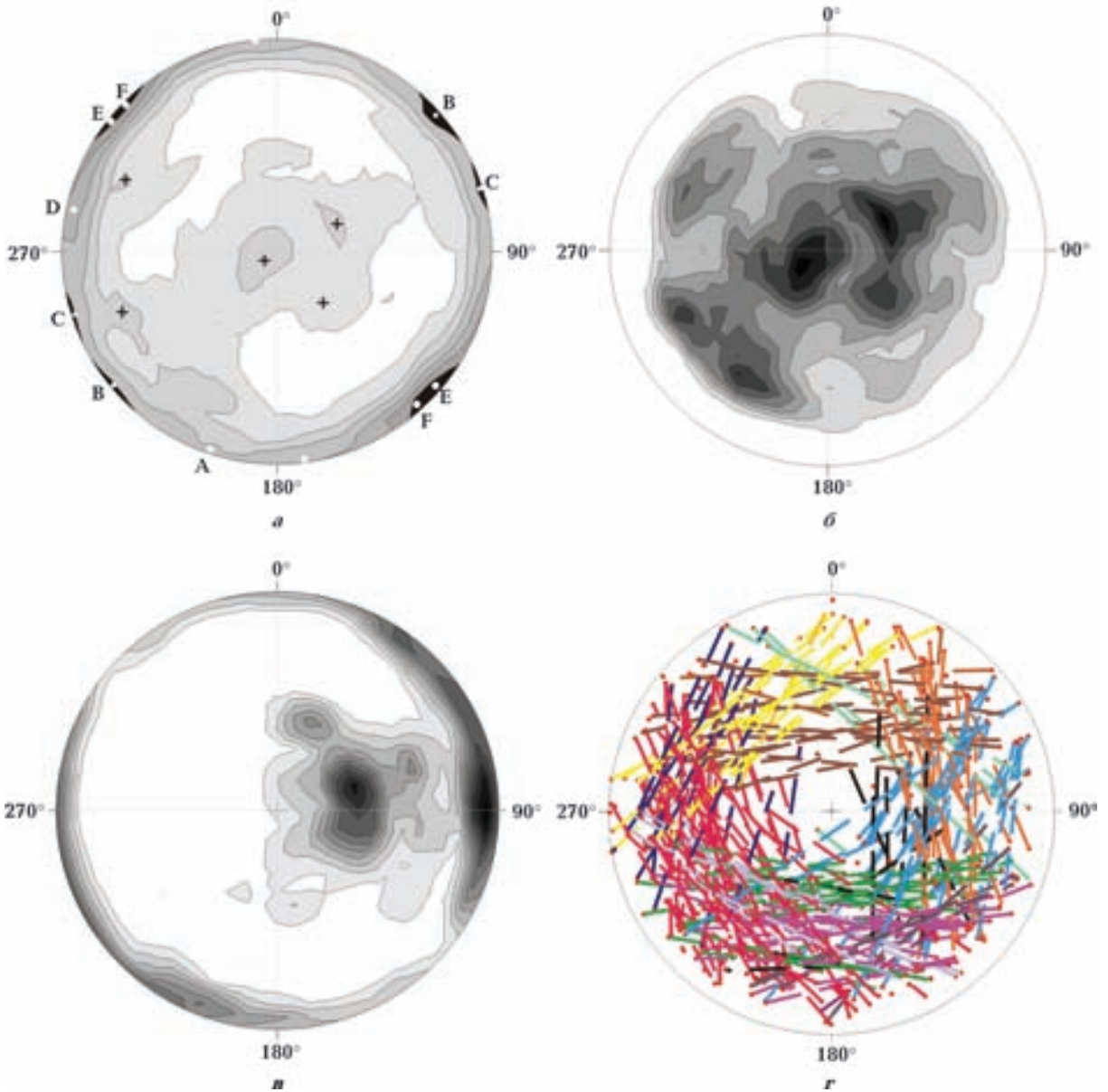


Рис. 4. Результаты замеров элементов залегания трещин и линейных структур в пределах Новоукраинского массива: *a*–*в* — стереограммы азимутов падений (*a* — субвертикальных и пологопадающих трещин, сечение изолиний через 0,5 %; *б* — пологопадающих трещин ($\leq 70^\circ$), сечение изолиний через 0,5 %; *в* — осевых плоскостей крупных кристаллов ПШ в трахитоидных гранитах, сечение изолиний 0,5 %); *г* — стереограмма парагенетических связей трещин. Различными цветами показаны группы близких парагенезисов.

петрологических, минералогических, геохимических и геофизических особенностей НУ-массива и соседних с ним участков земной коры. Не ясны, как нам представляется, лишь причины и механизмы возникновения в центральной части Ингульского мегаблока около 2 млрд лет назад *тектонически аномальных* условий для прохождения мощных процессов активизации и образования цепи интрузивных массивов магматических, палингенно-анатектических и палингенно-метасоматических гранитоидов,

в том числе и Новоукраинского массива трахитоидных гранитов.

Ответы на эти вопросы частично можно получить на основании результатов тектонофизических исследований, проведенных авторами в пределах НУ-массива в 2006—2009 гг. Изучались особенности и количественные параметры деформаций: трещинной структуры массива, пространственной ориентировки трахитоидности, штрихов и борозд на зеркалах скольжения (рис. 3). Были привлечены также материалы

тектонофизического изучения ограничивающих массив зон разломов [Гинтов, Исай, 1988; Беличенко, Гинтов, 1996; Гинтов, 2005; Гинтов и др., 2008]. По этим материалам установлены поля напряжений и деформационные режимы на этапе образования и во время основных фаз последующего деформирования массива.

Результаты изучения трещиноватости и линейных структур (трахитоидности) в гранитоидах Новоукраинского массива приведены на рис. 4—6. Всего выполнено 2044 замера элементов залегания, в том числе 1793 — мезотрещин, 251 — трахитоидности, 33 — зеркал скольжения.

Поля напряжений по данным замеров субвертикальной трещиноватости. Среди общего числа изученных мезотрещин НУ-массива 67 % относится к субвертикальным (угол падения 70—90°) и 33 % — к наклонным (< 70°). Поэтому процесс формирования и деформирования НУ-массива связан с напряженно-деформированными состояниями, при которых плоскость $\sigma_1\sigma_3$ была как субгоризонтальной, так и наклонной.

Для более детального рассмотрения сдвиговых деформационных режимов, сопровождавшихся формированием субвертикальной трещиноватости, последняя представлена в виде стереограммы полюсов (рис. 4, а) и гистограммы азимутов падений трещин (рис. 5, а).

На гистограмме азимутов падений субвертикальных сколовых трещин в новоукраинских гранитах (см. рис. 5, а) выделяются семь основных максимумов — 20 (А), 50 (В), 70 (С), 280 (D), 310 (Е), 318 (F) и 350° (G). Суммарная гистограмма азимутов падений сколовых трещин в гранитах рапакиви и габбро-анортозитах КНП (рис. 5, б) построена по данным работы [Беличенко, Гинтов, 1996]. На ней отражены два четких максимума — 40 и 310°, практически совпадающие с максимумами В и Е НУ-массива. Поскольку КНП сформировался позже НУ-массива не менее чем на 200 млн лет и расположен вблизи последнего (в одной с ним деформационной зоне), можно полагать, что максимумы В и Е отражают деформации и поле напряжений, связанные с образованием КНП. Среднее положение оси сжатия, показанное на рис. 6, а (оси е или, что то же самое, К-Н), при его образовании было субмеридиональным (355°), а растяжение — субширотным (85°), причем действующим напряжением было растягивающее (суммарно корсунская и городищенская фазы, по [Гинтов, 2005]).

Максимум F (азимут падения 318°) нечетко виден на гистограмме, так как находится «в тени» максимума Е, но относительно хорошо выделяется на стереограмме (см. рис. 4, а).

Позже образования НУ-массива и до формирования КНП произошли заложение и первые фазы деформации в КЗР, расположенной на восточной границе массива [Гинтов, 2005]. Основной азимут падения L-сколов здесь 274°, а R-сколов 288°, поэтому максимум D (азимут падения 280°) может отражать наложение деформаций в КЗР на НУ-массив. Аналогичный вывод можно сделать и относительно максимума А, так как 20° — азимут падения L'-сколов одной из фаз деформации КНП и R-сколов клинцовской-II фазы деформации КЗР.

Ближе всего максимумы В и F к азимутам падения L- и L'-сколов Лелековской зоны разломов — 228° (48°) и 318°, поэтому разрывы с этими элементами залегания могут также отражать наложение деформаций лелековской фазы на породы НУ-массива.

Таким образом, собственные деформации массива новоукраинских гранитов при их мобилизации и остывании четко отражает лишь максимум С. Определить кинематическую принадлежность трещин с азимутом падения 70° (250°) можно при отыскании их парагенетической пары. Анализ стереограммы на рис. 4, г показывает, что такой парагенетической парой могут быть максимумы снова таки Е или F, но при этом более подходящим является максимум F, так как на гистограмме азимутов падения трещин КНП (см. рис. 5, б) максимума F нет.

Максимумы С и F, угол между которыми 68°, это система R- и R'-сколов с азимутами падения 318° и 70°. L-сколы при этом должны иметь азимут падения около 50° (230°). Они совпадают с максимумом В, т. е., скорее всего, более молодые L'- или R'-сколы КНП наследуют их. Трещины отрыва должны иметь азимут падения около 280° — это максимум D, отражающий совмещение деформаций НУ-массива, КЗР (кировоградская и лелековская фазы) и КНП (кортунская фаза).

Поля напряжений (рис. 6, а), в которых происходило формирование субвертикальной трещиноватости НУ-массива, представляли собой северо-северо-восточное сжатие (5—20°, 190°, оси а, b, c, d, f, средняя ось 8°) и западно-северо-западное растяжение (276—290°, 95—100°, оси с теми же буквенными обозначениями, средняя ось 278°), а также юго-юго-восточное сжатие (165—170°, оси g, p, средняя ось 168°) и западно-юго-западное растяжение (255—260°, оси с теми же буквенными обозначениями, средняя ось 258°) при субгоризонтальной плоскости $\sigma_1\sigma_3$. Это наиболее ранние поля напряжений, зафиксированные при анализе трещиноватости НУ-массива.

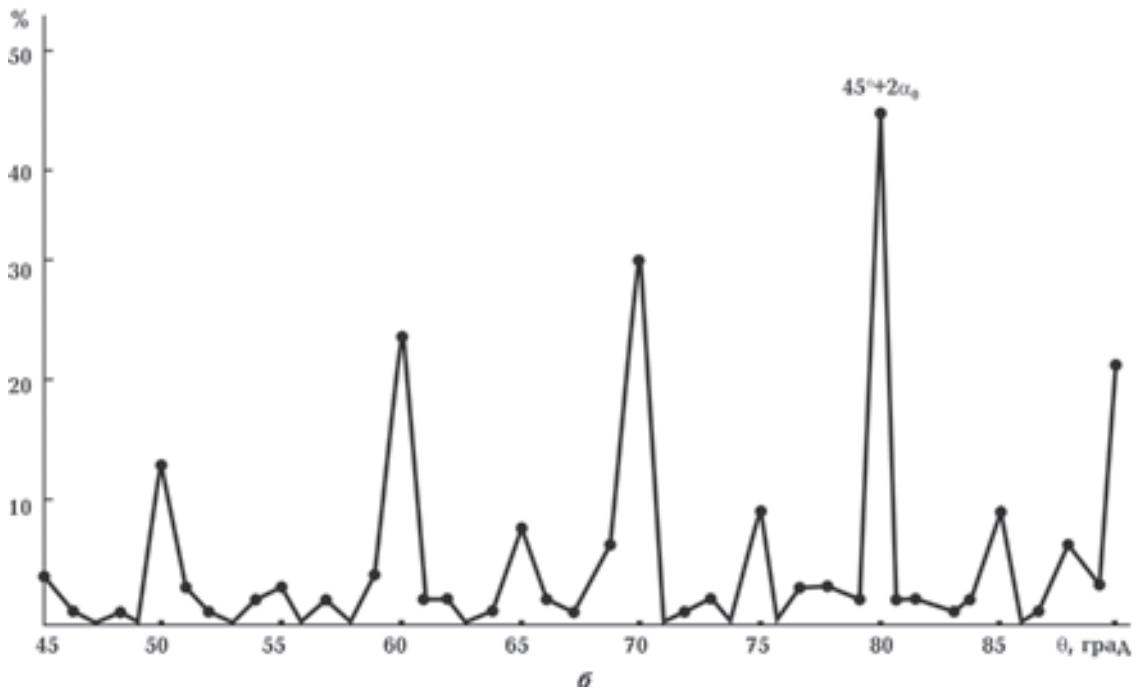
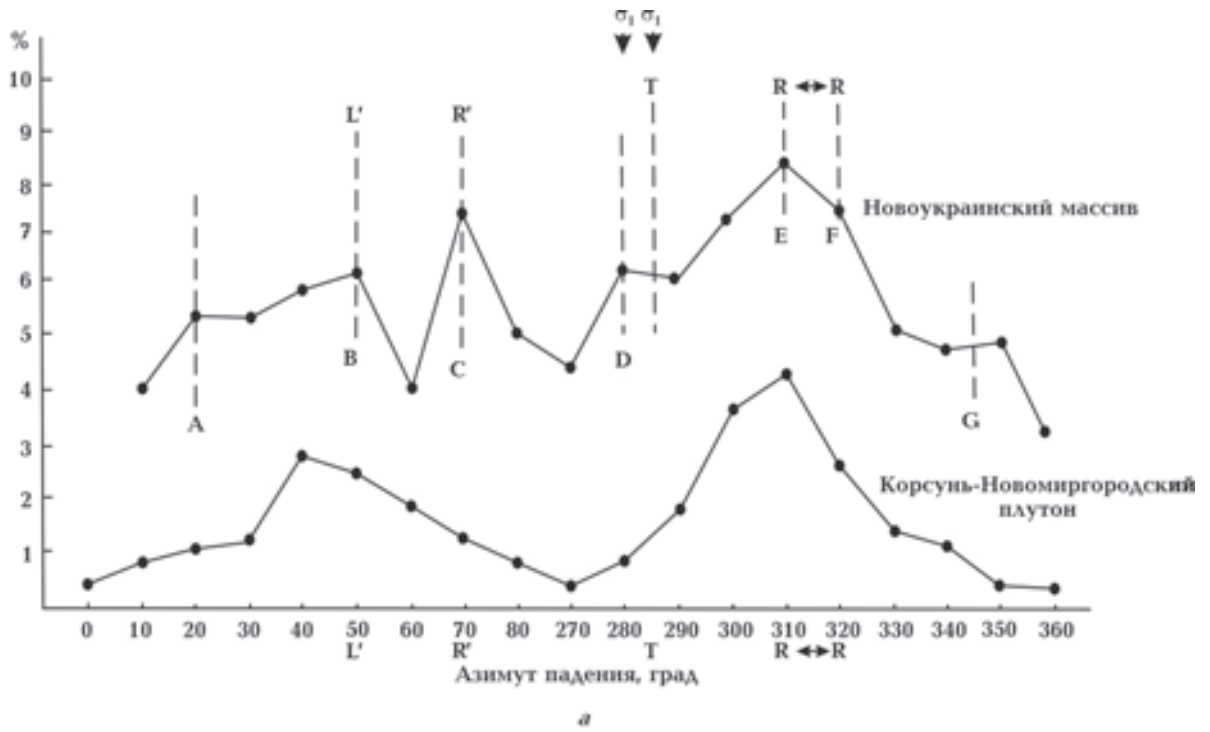


Рис. 5. Графики частоты встречаемости: а — углов падений субвертикальных трещин НУ-массива (А-Г — максимумы частоты встречаемости), б — углов θ между сопряженными трещинами в новоукраинских гранитах.

Приведенные поля напряжений очень близки к полям, в которых формировался КНП: курсунская фаза — сжатие (σ_1) 6/00, растяжение (σ_3) 276/00; городищенская фаза — σ_1 351/00 (171/00), σ_3 261/00. Однако между ними пролегло временной интервал около 200 млн лет и кировоградский этап разломообразования, по крайней мере, кировоградская и бобринецко-

живановская фазы северо-восточного сжатия, а также лелековский этап субмеридионального сжатия — субширотного растяжения. (Авторы специально пока не подчеркивают близость ориентации осей сжатия и растяжения в главную фазу деформации НУ-массива и на лелековском этапе, что будет объяснено несколько позже.) Поэтому раннюю деформацию субширотно-

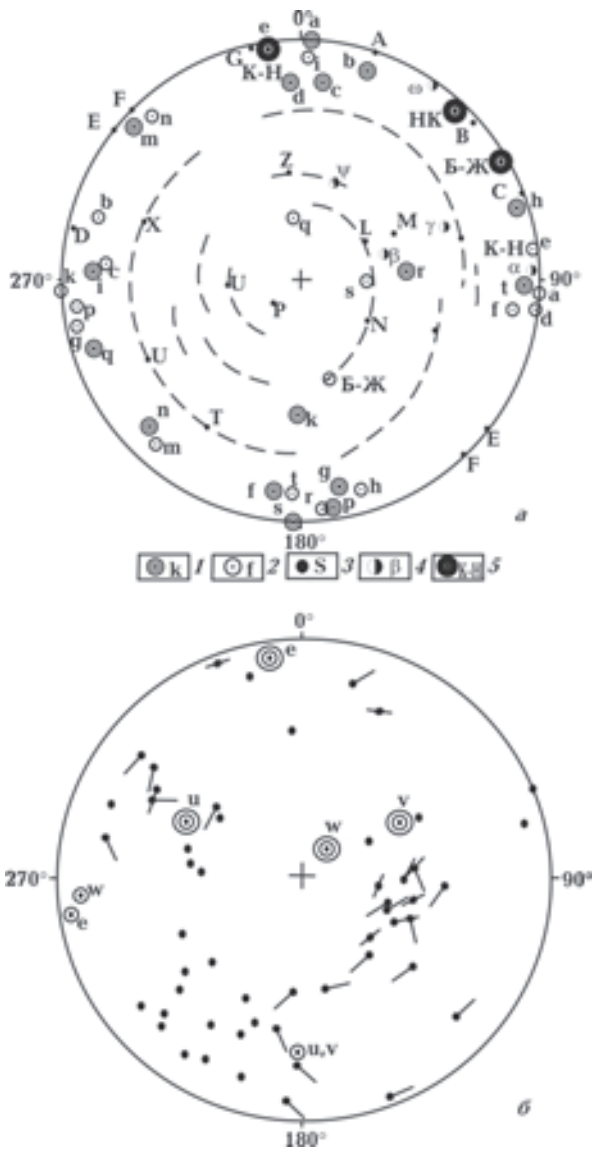


Рис. 6. Результаты интерпретации тектонофизических наблюдений трещиноватости и зеркал скольжения в НУ-массиве трахитоидных гранитов: *а* — стереограмма полюсов групп трещин и осей напряжений (1 — оси сжатия; 2 — оси растяжения; 3 — полюсы групп субвертикальных и наклонных трещин; 4 — полюсы осевых плоскостей крупных кристаллов ПШ; 5 — оси сжатия (К-Н — Корсунь-Новомиргородский плутон, Б-Ж — Бобринецко-Живановская зона разломов, НК — Новокопанинская зона разломов)); *б* — стереограмма векторов подвижек и осей напряжений (е—w) по результатам замеров зеркал скольжения.

го растяжения—субмеридионального сжатия, зафиксированную в НУ-массиве, следует отнести к самостоятельному этапу, «продублированному» более чем через 200 млн лет при формировании КНП.

Другие поля напряжений, установленные по субвертикальной трещиноватости в массиве —

оси n (σ_1 225/10, σ_3 315/05), i (σ_1 272/10, σ_3 02/05) и t (σ_1 93/05, σ_3 180/10), а также m (σ_1 310/05, σ_3 220/08) — скорее всего отражают более поздние этапы и фазы разломообразования: кировоградскую фазу северо-восточного сжатия — северо-западного растяжения, компанеевскую фазу широтного сжатия — меридионального растяжения и левосдвиговую клинцовскую-1 фазу северо-западного сжатия — северо-восточного растяжения. Эти фазы ярко проявились в КЗР и не могли не повлиять на деформации НУ-массива.

Поля напряжений по данным замеров наклонных трещин. Стереограмма изолиний концентрации полюсов наклонных и пологопадающих трещин изображена на рис. 4, б, а центры максимумов L, M, N, P, R, S, T, U, X, Y, Z — на рис. 6, а. Они показывают, что основная масса полюсов таких трещин образует два несплошных круговых пояса, симметричных относительно центра стереограммы (большой, с наклоном полюсов относительно горизонтали 30—35°, и малый, с наклоном полюсов 55—65°). Этим поясам соответствуют малый и большой конусообразные пояса трещин, наклоненных по отношению к горизонтали под углами 55—60 и 25—35°. Средние углы $\theta_1=2\alpha_0=65^\circ$ и $\theta_2=180^\circ-2\alpha_0=120^\circ$ указывают на наиболее вероятный вариант, когда НУ-массив испытал два напряженных состояния — субвертикальное одноосное сжатие и субвертикальное одноосное растяжение с образованием круговых поясов R-сколов (в первом случае малый круговой пояс, во втором — большой). Наличие в центре стереограммы крупного максимума Р концентрации полюсов 235/80 подтверждает напряженное состояние субвертикального растяжения, при котором возникла система субгоризонтальных трещин отрыва, падающих на юго-запад под углами 5—20°.

Большинство полюсов полого наклонных трещин НУ-массива концентрируется в восточной части стереограммы (см. рис. 4, б и 6, а, максимумы L, M, N, S), т. е. основная масса пологопадающих разрывных структур массива имеет северо- и юго-восточное падение под углами 25—50° (исключение — полюсы Р трещин отрыва, падающих на юго-запад). Это видно и по таким крупным разрывным зонам, как Бобринецко-Живановская и Новокопанинская. Первая из них, являющаяся самой западной зоной скалывания Кировоградской зоны разломов [Гинтов, 2005], выделена на восточном контакте НУ-массива, имеет падение 50° на востоко-юго-восток и является правым

сдвига-надвигом, а вторая — на севере этого же массива, падает под углом 45° на восток и рассматривается как зона сжатия и последующего растяжения земной коры. С обеими зонами связано урановое оруденение, поэтому они, скорее всего, одновозрастны (согласно [Гинтов, 2005], возраст Бобринецко-Живановской зоны около 1,8—1,9 млрд лет). Пологое восточное падение Новокопачинской зоны свидетельствует также о ее надвиговом характере.

Следовательно, хотя прерывистые круговые пояса трещин и указывают на одноосный характер субвертикальных растягивающих и сжимающих напряжений, субвертикальные плоскости $\sigma_1\sigma_3$, построенные по пологопадающим разрывам, имеют в основном субширотную (оси q) и субмеридиональную (оси s) ориентации (в обоих случаях взбросовый деформационный режим). При этом субмеридионально простирающихся разрывов, по которым построены субширотные плоскости $\sigma_1\sigma_3$, значительно больше, чем субширотных, поэтому полю напряжений субширотного сжатия с осями q (σ_1 256/10, σ_3 356/68) авторы придают большее значение, чем полю субмеридионального сжатия с осями s . Наличие относительно большого количества пологопадающих субмеридиональных трещин (см. рис. 3, а и 4, б) обусловлено, по-видимому, формированием пластинчато-надвиговой структуры НУ-массива в условиях субгоризонтального субширотного сжатия и субвертикального растяжения — это бобринецко-живановская фаза кировоградского этапа разломообразования.

На стереограмме парагенезисов (см. рис. 4, г) парагенетической связи между трещинами с максимумом концентрации полюсов Р и трещинами L, M, N (см. рис. 6, а) не отмечено. Это может вызвать сомнение в том, что субгоризонтальные разрывы с максимумом Р являются трещинами отрыва. Но между трещинами отрыва и R-сколами, как известно, угол всего $25\text{--}30^\circ$, поэтому при полевых тектонофизических исследованиях на такие парагенетические связи пологопадающих трещин обычно не обращается внимание: все может быть в пределах разброса. Учитывая это, группу трещин с максимумом концентрации полюсов Р авторы отнесли к трещинам отрыва, связанным с полем субвертикального растяжения — субгоризонтального сжатия.

Парагенетические связи наклонных трещин позволили установить и сбросовые деформационные режимы: оси k (σ_1 180/45, σ_3 267/00) и g (σ_1 80/50, σ_3 175/04). Оси растяжения σ_3 , играющие в таких деформационных режимах ведущую

роль («работающие»), занимают горизонтальное положение и ориентированы практически строго широтно и меридионально. Подобные деформационные режимы относительно молодого возраста ($\leq 1,6$ млрд лет) установлены и в КЗР — калиновско-сасовская и покровская-II фазы. Скорее всего, эти фазы и отразились в деформациях НУ-массива.

Поля напряжений по данным измерений зеркал скольжения. Большинство изученных зеркал скольжения наблюдается в восточной части НУ-массива в пределах его контакта с КЗР (см. рис. 3, б). Штриховка на зеркалах отражает сдвиговые и сбросовые перемещения (рис. 6, б), относящиеся к самым молодым фазам деформации — средне- или позднепротерозойским, поскольку штрихи и борозды, образованные в более ранние фазы, сохраняются редко.

Интерпретация кинематическим методом позволила определить положение главных осей нормальных напряжений (см. рис. 6, б) по нескольким группам зеркал (в числителе — азимут ориентации оси, в знаменателе — угол наклона на верхней полусфере стереограммы): 1) ось сжатия (σ_1) 350/05, ось растяжения (σ_3) 260/03 — левый сдвиг; 2) ось сжатия 60/46, ось растяжения 180/20 — сбросовый деформационный режим; 3) ось сжатия 300/55, ось растяжения 180/20 — сбросовый деформационный режим; 4) ось сжатия 45/75, ось растяжения 265/05 — сбросовый деформационный режим.

Первая из перечисленных фаз (оси e), определенная по наибольшему количеству зеркал, соответствует городищенской фазе, вторая и третья (объединенные в одну, учитывая невысокую точность определения из-за малого количества зеркал, оси u , v) — калиновско-сасовской, а четвертая (оси w) — покровской-II фазам деформации, установленным при изучении КЗР [Гинтов, 2005]. Все эти уже упоминавшиеся ранее фазы, как видим, установлены в НУ-массиве и по парагенезисам трещин.

Поля напряжений и трахитоидная структура новоукраинских гранитов. Параллельно с замерахми трещиноватости были выполнены измерения элементов залегания призматических кристаллов полевого шпата размерами (по длинной оси) от 1 до 10 см, формирующих трахитоидную структуру новоукраинских гранитов. Было замечено, что эта структура «чутко» реагирует на деформационные процессы, происходящие в массиве как во время, так и после его становления — образование структур течения и вращения, переориентировка призматических кристаллов у сколовых трещин и

др. (рис. 3, в). Пересечение сколовыми мезотрещинами таких призматических кристаллов встречается достаточно редко (рис. 3, г), т. е. основная масса трещин образовалась в достаточно высокотемпературных условиях.

На рис. 4, в представлена стереограмма изолиний концентрации полюсов призматических кристаллов — азимутов падения плоскостей **ас** (в системе координат Зандера), а на рис. 6, а — центры максимумов концентрации полюсов α , β , γ , ψ , ω , из чего следует, что подавляющее большинство полюсов ориентированы в восточных румбах, т. е. длинные оси кристаллов имеют в основном субмеридиональное и частично северо-западное простирание, а их плоскости либо субвертикальны, либо падают на восток. Два основных центра — 90/05 (α) и 70/60 (β) — соответствуют субмеридиональной ориентировке трахитоидной структуры, которая находится, по-видимому, в прямой связи с дизъюнктивными структурами восточной и центральной частей массива — Кировоградской, Новокопачевской зонами разломов и объединяющей их трансрегиональной шовной зоной Херсон—Смоленск.

Субвертикальное падение трахитоидности отражает наиболее ранний этап ее формирования, так как находящиеся к западу и востоку от НУ-массива более древние зоны разломов — Звенигородско-Братская в первомайскую фазу разломообразования и Западно-Ингулецкая в искровскую фазу, располагавшиеся ближе друг к другу, чем сейчас [Гинтов, 2005], являлись субвертикальными. В образовавшихся позже Бобринецко-Живановской зоне скалывания Кировоградской зоны разломов и Новокопачевской зоне разломов, полого падающих на восток и востоко-северо-восток, в процессе надвига их восточных крыльев с востока на запад сформировалась система L-, R-сколов и трещин отрыва (максимумы L, M, P, соответственно 66/54, 60/65 и 235/80) и параллельно с этим в них произошла переориентировка трахитоидности с образованием призматических кристаллов пологого падения (максимумы β , γ , ψ , соответственно 70/60, 72/35, 20/53).

Последовательность деформационных процессов. Ранее уже высказывалась мысль, что становление НУ-массива и КНП зафиксировало эпоху сильного широтного растяжения земной коры в центральной части УЩ, отдаления друг от друга Голованевской и Ингулецко-Криворожской шовных зон, которые в начале раннего протерозоя были сближены [Гинтов, 2005]. Материалы изучения деформаций НУ-

массива позволяют детализировать характер происходивших здесь геодинамических процессов.

В упомянутой работе в геодинамическом развитии центральной части Ингульского мегаблока выделены следующие этапы: емиловский левосдвиговый (ранее 2,6 млрд лет), первомайский правый сбросо-сдвиговый (2,6 млрд лет), западно-ингулецкий правосдвиговый (2,5 млрд лет), новоукраинский правый сбросо-сдвиговый (>2,0 млрд лет), криворожский правый сбросо-сдвиговый (>2,0 млрд лет), кировоградский правосдвиговый (1,9 млрд лет), субботско-мошоринский правосдвиговый (1,75 млрд лет). Здесь перечислены лишь этапы деформации и не упомянуты многочисленные фазы, которых только в кировоградском этапе насчитывалось не менее 16.

Учитывая материалы, полученные позже, а также при изучении деформаций НУ-массива, необходимо во временной промежуток 2,0—2,1 млрд лет¹ ввести еще по меньшей мере один этап субширотного растяжения — субмеридионального сжатия, приведшего к процессам палингенеза и анатексиса, сформировавшим массив. Ни один из приведенных выше этапов старше 2,0 и моложе 2,5 млрд лет (новоукраинский и криворожский) не подходит на эту роль, так как связаны с северо-восточным сжатием — северо-западным растяжением. Новый этап субширотного растяжения — субмеридионального сжатия сопровождался образованием, как показано выше, систем субвертикальных разрывов диагональной системы В, С, Е и F с азимутами падения 50, 70, 310 и 318°.

Широтное растяжение земной коры в центральной части Ингульского мегаблока связано, скорее всего, с образованием субмеридионального трансрегионального тектонического шва Херсон—Смоленск, сопровождавшимся в пределах УЩ становлением НУ-массива. Поскольку все зоны разломов, возникшие до и после этого события, были сдвиговыми (см. выше), нет сомнения, что тектонический шов Херсон—Смоленск также формировался со сдвиговой составляющей, т. е. в условиях трансформации. Учитывая, что ориентировка оси сжатия 8° отклоняется вправо от направления шва примерно на 15°, можно говорить о некоторой

¹ И. Б. Щербаков [2005], обобщив многочисленные данные определения радиологического возраста новоукраинских гранитов по циркону и монациту, пришел к выводу о их среднем возрасте около 2,05 млрд лет.

правосдвиговой составляющей общей деформации. Однако образование и рост гранитных тел даже при растяжении происходит в «стесненных» условиях, поэтому условия трансенсии могли переходить в условия транспрессии. В обоих случаях, как показано в работе [Шевчук и др., 2005], ориентировка мегакристаллов полевого шпата в гранитоидах оказывается субпараллельной направлению зоны сдвига (с некоторым отклонением в разные стороны), т.е. в данном случае субмеридиональной, что уже было отмечено выше.

Условия трансенсии или транспрессии могут быть определены посредством анализа углов скальвания α_0 , как это уже делалось для районов центральной части Ингульского мегаблока [Беличенко, Гинтов, 1996; Гинтов и др., 2008]. Углы $\theta_1=2\alpha_0$ и $\theta_2=45^\circ+\alpha_0$ определены по парагенезисам разрывов и показаны на рис. 5, в. Из него следует, что преобладающими углами скальвания в породах НУ-массива были $\alpha_{01}=25^\circ$, $\alpha_{02}=30^\circ$, $\alpha_{03}=35^\circ$, при чем угол 35° встречен чаще всего (в 75 % случаев). При эрозионном срезе не менее 3—4 км угол скальвания 35° и более возможен лишь в условиях растяжения, т.е. условия трансенсии оказываются преобладающими, а из двух главных осей напряжений «работающей» была ось σ_3 (ось растяжения).

Таким образом, этап разломообразования, в котором начал формироваться НУ-массив, был этапом растяжения при правом сдвиге и его можно назвать *херсонско-смоленским*, поскольку в пределах УЩ он отражает начало образования трансрегионального тектонического шва Херсон—Смоленск. Возраст этого этапа не менее 2,05 млрд лет.

Следующий этап деформации земной коры центральной части Ингульского мегаблока — кировоградский — подробно рассмотрен в работе [Гинтов, 2005]. Он связан с образованием Кировоградской правосдвиговой зоны разломов при ориентации главных осей нормальных напряжений (кировоградская фаза) σ_1 48/00, σ_3 318/00. В пределах НУ-массива эта фаза представлена осями n (σ_1 225/10, σ_3 315/05). Бобринецко-живановская транспрессивная фаза возрастом $\leq 1,9$ млрд лет также имеет непосредственное отношение к деформациям НУ-массива (оси q), поскольку сопровождалась надвиганием восточной пограничной зоны массива и рамы в западно-юго-западном направлении.

Между кировоградским и корсунь-новомиргородскими этапами при детальном изучении деформаций земной коры в районе Лелековского и Щорсовского проявлений кимберли-

топодобных пород (г. Кировоград) установлен лелековский этап меридионального сжатия — широтного растяжения (σ_1 3/00, σ_3 273/85), близкий по ориентации главных осей к херсонско-смоленскому этапу, но являющийся, в отличие от него и корсунь-новомиргородского этапа, транспрессивным. Он привел к формированию Лелековской зоны разломов, проходящей в северо-западном направлении через северную часть г. Кировоград. «Работающей» здесь была ось σ_1 , а деформации носили квазипластический характер с образованием бластомилонитов, милонитов и динамометаморфической полосчатости.

Сказанное объясняет, почему деформации НУ-массива на херсонско-смоленском этапе сопоставляются с деформациями КНП: это этапы широтного растяжения, тогда как разделяющий их лелековский этап — меридиональное сжатие литосферы.

Поскольку тектонофизическое изучение центральной части Ингульского мегаблока началось в свое время с Кировоградской зоны разломов, все фазы деформации, установленные в ней (кроме самых древних) были отнесены к кировоградскому этапу [Аронский и др., 1997; Гинтов, 2005]. Теперь, на основании изучения КНП, СМЗР и НУ-массива, можно уточнить шкалу деформаций этой части щита, принципиально не меняя полученные ранее результаты. В частности, в кировоградский этап включается следующая за кировоградской бобринецко-живановская фаза, в лелековский — компаниевская, а остальные фазы относятся к более молодым этапам деформации.

Кроме уже выделенного херсонско-смоленского этапа, необходимо корсунскую и городищенскую фазы деформации объединить в самостоятельный *корсунь-новомиргородский* этап, так как он знаменует собой субширотное растяжение земной коры УЩ, произошедшее через ~200 млн лет после херсонско-смоленского этапа, и отделенное от него субмеридиональными сдвигами и сжатиями. Аналогичная компаниевской бобринецкая фаза вряд ли имеет право на самостоятельное существование, так как их параметры повторяют друг друга и, кроме того, образование Бобринецкой зоны разломов относится к более позднему субботско-мошоринскому этапу разломообразования [Гинтов, 2005], поэтому называть фазу бобринецкой не совсем верно.

За корсунь-новомиргородским этапом деформации следует субботско-мошоринский (1,7—1,75 млрд лет), характеризовавшийся не-

однократной сменой полей напряжений северо-восточного и северо-западного сжатия и растяжения [Гинтов и др., 2008], поэтому аджамская и клинцовская-I фазы (оси m и h), относившиеся ранее к кировоградскому этапу, но близкие по возрасту к субботско-мошоринскому, относим к последнему.

Остальные фазы деформации, установленные еще при изучении КЗР и зафиксированные в хрупкой трещиноватости НУ-массива (калиновская, клинцовская-II, завадовская, клинцовско-сасовская, покровские I и II и т. д.), не установлены в Субботско-Мошоринской зоне разломов, поэтому их необходимо включить в более молодой ($\leq 1,6$ млрд лет) субплатформенный этап, который получит свое географическое название после более тщательного тектонофизического изучения Ингульского мегаблока.

Резюмируя сказанное, можем представить такую последовательность деформационных процессов в развитии НУ-массива (таблица). При рассмотрении таблицы можно обратить внимание, что нередко в пределах одного этапа в рядом стоящих фазах происходит переполюсовка напряжений: например, за субширотным сжатием следует субширотное растяжение (фазы 6 и 7) или за северо-западным сжатием — северо-западное же растяжение (фазы 9 и 10), после чего субгоризонтальные оси сжатия или растяжения занимают крутонаклонное положение (фазы 13—16 и др.), приближая деформационные режимы к одноосным. Анализ причин такой смены деформаций может быть лишь качественным и состоять в следующем.

Тектонофизики неоднократно указывали на реверсный тип движений и инверсионный характер тектонических напряжений в литосфере при

Основные этапы и фазы деформаций во время становления и развития Новоукраинского массива УЩ

Номер фазы	Этап	Фаза	Оси напряжений		Характер сил	Деформационный режим	Возраст, млрд лет
			σ_1	σ_3			
1	Криворожский	Криворожская	70/30	320/30	сжатие	взбросо-сдвиг	$\geq 2,05$
2	Херсонско-смоленский	Херсонско-смоленская	8/00	278/10	растяжение	транстенсия	2,05
3	Кировоградский	Кировоградская	48/00	318/00	сжатие	транспрессия (правый сдвиг*)	1,9
4		Бобринецко-живановская	62/05	330/35	»	транспрессия (правый надвиг)	1,8—1,9
5	Лелековский	Лелековская	3/00	273/05	»	транспрессия (правый сдвиг)	1,8—1,9
6		Компаниевская	90/00	360/00	»	транспрессия (правый сдвиг)	1,75
7	Корсунь-новомиргородский	Корсунская	6/00	96/00	растяжение	транстенсия	1,75
8		Городищенская	171/0	81/00	»	»	1,75
9	Субботско-мошоринский	Субботско-мошоринская	134/0	45/00	»	транстенсия (правый сдвиг)	1,75—1,70
10		Аджамская	47/00	317/00	»	»	1,70
11		Клинцовская-I	145/00	55/00	»	транстенсия (левый сдвиг)	1,70
12	Субплатформенный	Калиновская	145/00	235/90	сжатие	взброс	$\leq 1,6$
13		Клинцовская-II	360/00	90/76	»	»	$\leq 1,6$
14		Завадовская	150/90	60/00	растяжение	сброс	$\leq 1,6$
15		Клинцовско-сасовская	280/70	05/00	»	»	$\leq 1,6$
16		Покровская-I	270/17	48/70	сжатие	взброс	$\leq 1,6$
17		Покровская-II	53/70	260/19	растяжение	сброс	$\leq 1,6$
18		Клинцовская-III	357/50	177/40	»	»	$\leq 1,6$
19		Алексеевская	300/10	120/80	сжатие	взброс	$\leq 1,6$

Примечание: направление сдвига во всех фазах, кроме лелековской и субботско-мошоринской, указано по отношению субмеридиональной КЗР. В лелековскую фазу направление сдвига указано по отношению к северо-западной Лелековской зоне скальвания, а в субботско-мошоринскую — по отношению к широтной СМЗР.

образовании зон разломов и трещиноватости в земной коре [Гинтов, 2001; Гинтов, Пашкевич, 2004; Гинтов, 2005; Гинтов, Муровская, Мычак и др., 2009]. Материалы изучения НУ-массива еще раз подтверждают этот вывод: парагенетические связи трещин на рис. 4, г образуют пучки субпараллельных линий разной длины — малых и больших углов между разрывами, что указывает на относительно быструю переполусовку напряжений. Поэтому смена осей субширотного растяжения — субмеридионального сжатия на оси субширотного сжатия — субмеридионального растяжения происходила, скорее всего, с малым разрывом во времени.

Переход трехосного напряженного состояния в близкое к одноосному может быть объяснен сменой температурных режимов при образовании массива. Палингенно-метасоматические процессы проходили при высокой температуре, массив строился и расширялся во все стороны, испытывая давление рамы не только по линии восток—запад. Ось растяжения (σ_3) при этом должна была переходить из горизонтального положения в крутонаклонное. При остывании массива процесс шел в обратном направлении — сжатие со стороны рамы уменьшалось, а растяжение увеличивалось и теперь уже крутонаклонной становилась ось σ_1 .

Выводы. Детальное изучение напряженно-деформированного состояния НУ-массива позволяет высказать ряд соображений о временных рамках формирования густой сети разрывных нарушений, развитых в нем.

1. Максимумы С и F (см. рис. 5, а) в пределах НУ-массива в количественной форме отражают преобладание густой мезотрещиноватости со средними азимутами падения L- и L'-сколов 70 и 318°, возникшей на этапе остывания массива (херсонско-смоленский этап) и не объединившейся в крупные зоны скальвания.

2. Максимумы В, Е и отчасти F отражают наиболее вероятные азимуты падения трещин, сформировавшихся на лелековском (субвертикальные L- и L'-сколы 50 и 318°) и корсунь-новомигородском этапах (L- и L'-сколы корсунской фазы 321 и 53°, L-сколы городищенской фазы 306° [Гинтов, 2005]). Эти трещины сколового типа сформировали густую диагональную сеть зон скальвания (разломов), пересекающих и ограничивающих НУ-массив (см. рис. 1). Главную роль здесь играли лелековская и компаниевская фазы меридионального и широтного сжатия, при котором в разломах развивались зоны катаклаза, динамометаморфической полосчатости, происходила переориентировка

кристаллов полевого шпата, образовывались зеркала скольжения. Отклонение осевых линий разломов от генеральных направлений 45—50° и 315—318° объясняется большой ролью в формировании разломов не только L-, но и R-сколов, которые в лелековскую и компаниевскую фазы отклонялись от L-сколов в противоположные стороны из-за разных направлений сдвигов.

Влияние корсунской и городищенской фаз субширотного растяжения на формирование рассматриваемой сети разломов проявилось в том, что в некоторых зонах видны признаки растяжения — кремнещелочной метасоматоз, малые интрузии пород корсунь-новомигородского комплекса и др.

Основными зонами разломов данной системы являются пограничные Лелековская и сопряженные с ней Марьевская и Глодосская. Кроме того, геологами ПГО «Кировгеология» среди многих зон скальвания внутри массива названы как основные — Нерубаевско-Лозоватская, Шестаковско-Ворошиловская, Адабашская. Все эти зоны претерпели левые и правые сдвиги, сжатие и растяжение, поэтому отнести их к определенной фазе разломообразования затруднительно. Можно только сказать, что зоны скальвания диагональной системы, пересекающие и ограничивающие НУ-массив, образовались 1,9—1,75 млрд лет тому назад в лелековскую, компаниевскую, корсунскую и городищенскую фазы деформации земной коры.

3. Помимо диагональной, в пределах НУ-массива достаточно широко развита и ортогональная система разрывных нарушений, связанная с кировоградским и субботско-мошоринским этапами разломообразования. Субвертикальная трещиноватость, обусловленная кировоградской, субботско-мошоринской и аджамской фазами, на гистограмме азимутов падений (см. рис. 5, а) объединяется в максимумы А, D, G; наклонные разрывы, связанные с бобринецко-живановской фазой, на стереограмме (см. рис. 6, а) образуют группы L, M, P.

Широтные разрывы, в частности СМЗР, пересекающая северный эндоконтакт массива, БЗР, проходящая по его южной границе, а также многие зоны скальвания, расположенные между ними, на картах магнитного и гравитационного полей проявляются в виде зон, простирающихся по азимуту 90—270°. То же можно сказать о субмеридиональных разрывах, которые по геофизическим данным имеют азимуты простираения 180—360° (субботско-мошоринская и аджамская фазы) или 4—184° (кировоградская фаза). Вместе с тем локальные

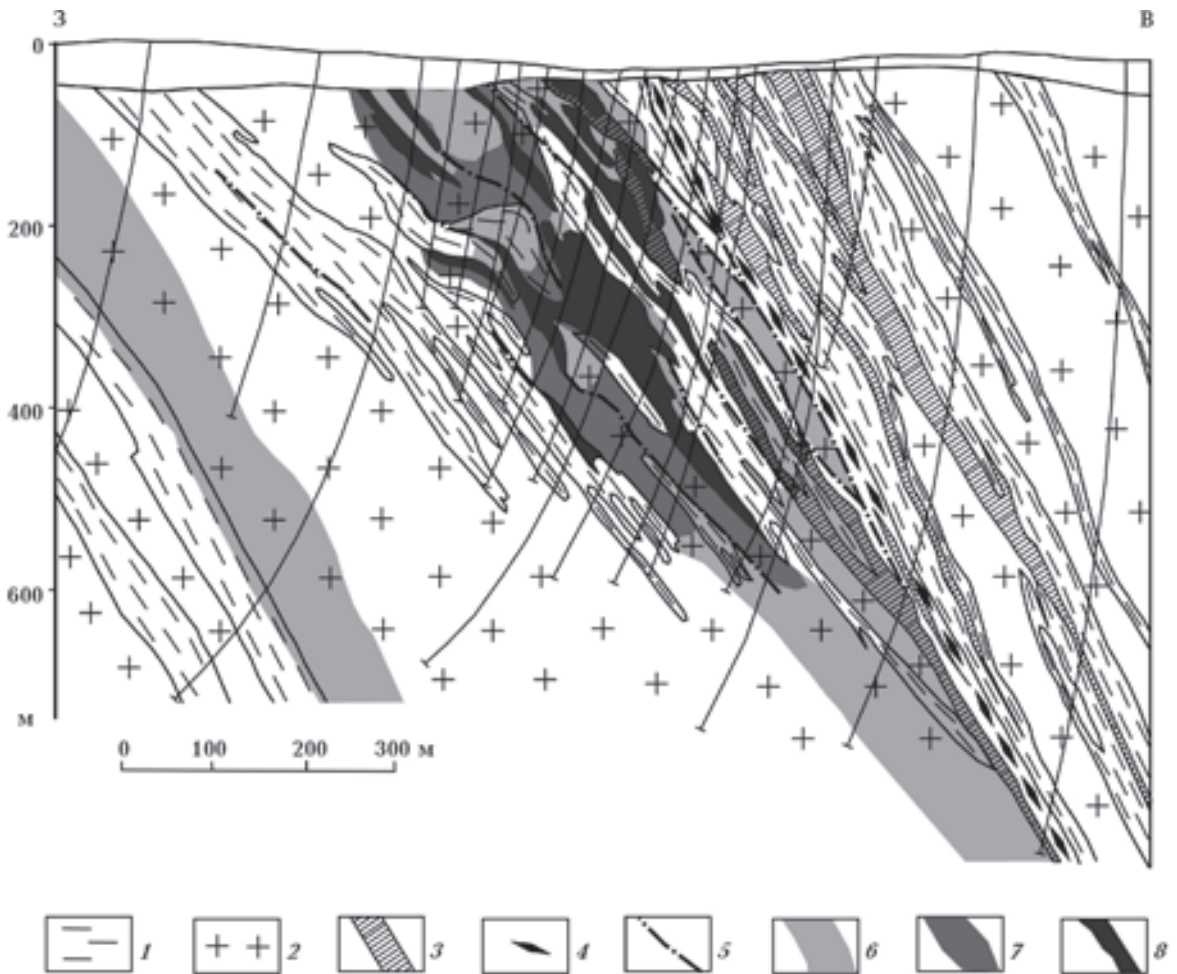


Рис. 7. Геологический разрез Мичуринского месторождения, по [Старостенко и др., 2010]: 1 — гнейсы; 2 — среднезернистые граниты; 3 — пегматитовые жилы; 4 — blastsмилолиты и милолиты (Мичуринский разлом); 5 — милолиты; 6, 7 — натровые метасоматиты (6 — десилицированные породы (сиениты), 7 — альбититы); 8 — рудные тела.

разрывы, слагающие такие зоны, имеют азимуты простирания 290° (максимум А), $75\text{--}80^\circ$ (максимум G) или $10\text{--}15^\circ$ (максимум D). Это объясняется широким (преобладающим) развитием в подобных зонах сколов Риделя и иногда трещин отрыва Т, причем, поскольку во время субботско-мошоринского этапа наблюдалась переполюсовка осей сжатия — растяжения [Гинтов и др., 2008], R-сколы и трещины отрыва отклонялись как к северу (290°), так и к югу ($75\text{--}80^\circ$) от основного направления.

Особое внимание следует обратить на субмеридиональную сеть разломов, проходящих как по краям НУ-массива (КЗР на востоке, Новопавловско-Ярошевский разлом, закартированный геологами ПГО «Кировгеология» на западе), так и пересекающих его (Новоконстантиновская зона), поскольку ней связаны известные месторождения и рудопоявления урана — Мичуринское, Севериновское, Новоконстан-

тинское, Березовское и др. [Старостенко и др., 2010]. Заложение наиболее крупных зон этой системы произошло в кировоградскую правостороннюю фазу, а активизация — в бобринецко-живановскую сдвиго-надвиговую, когда вместо субвертикальной динамометаморфической структуры разломов сформировались катаклазиты, милолиты, зоны разгнейсования, относительно полого падающие в восточных румбах. Ряд более мелких разрывов меридионального простирания возникли в субботско-мошоринскую фазу как сопряженные с широтными.

Как видно из геологических разрезов некоторых урановых месторождений (например, рис. 7, по [Старостенко и др., 2010]), рудные тела размещены в поднадвиговых зонах в более полого падающих структурах, чем сместители. Это соответствует кинематике взбросов или надвигов, когда структуры растяжения отклоняются в сторону лежащего крыла.

Полученные материалы подтверждают сделанный ранее вывод [Гинтов, 2005] о достаточно мощном растяжении литосферы в центральной части УЩ, произошедшем около 2,1—1,8 млрд лет назад. В это время щит был разделен межрегиональным тектоническим швом Херсон — Смоленск субмеридионального простирания, в пределах которого сформировались крупные гранитоидные массивы — Новоукраинский, Корсунь-Новомиргородский, Кировоградско-Бобринецкий общей шириной ~60—70 км. Фазы трансстесии прерывались транспрессивными фазами, но растяжение все же превалировало. В этот же период сформировались достаточно крупные гранитоидные массивы на западной границе Ингульского мегаблока — Уманский и Богуславский, а также прошли активные процессы щелочно-кислого метасоматоза и гранитизации на всей площади центральной части УЩ.

Список литературы

- Аронский А. А., Гинтов О. Б., Гордиенко В. В., Муровская А. В., Никиташ Л. П. Напряженно-деформированное состояние и этапы геодинамического развития Клинцовско-Верхнеингульской тектонометасоматической зоны УЩ, перспективной на золото // Геофиз. журн. — 1997. — **19**, № 5. — С. 50—62.
- Беличенко П. В., Гинтов О. Б. Напряженное состояние и деформации земной коры Украинского щита в период становления Корсунь-Новомиргородского плутона габбро-анортозитов и рапакиви (по тектонофизическим данным) // Геофиз. журн. — 1996. — **18**, № 2. — С. 59—69.
- Бурахович Т. К., Кулик С. Н. Трехмерная модель Кировоградской аномалии электропроводности // Геофиз. журн. — 2007. — **29**, № 1. — С. 45—55.
- Гинтов О. Б., Пашкевич И. К. Розломно-блоковая тектоника Вольно-Подолли. Кинематический анализ // Геофиз. журн. — 2004. — **26**, № 1. — С. 56—70.
- Гинтов О. Б. Планетарные деформации земной коры, ротация Земли и движение литосферных плит // Геофиз. журн. — 2001. — **23**, № 4. — С. 69—82.
- Гинтов О. Б. Полевая тектонофизика и ее применения при изучении деформаций земной коры Украины. — Киев: Феникс, 2005. — 572 с.
- Гинтов О. Б., Исая В. М. Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. — Киев: Наук. думка, 1988. — 228 с.
- Гинтов О. Б., Муровская А. В., Мычак С. В. Комплексирувание структурно-парагенетического и кинематического методов и построение геохронологических шкал деформационных процессов — условие дальнейшего процесса в полевой тектонофизике // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Матер. докл. Всерос. конф. 13—17 октября 2008 г. — Москва: ИФЗ РАН, 2009. — С. 22—28.
- Гинтов О. Б., Орлюк М. И., Мычак С. В., Бакаржиева М. И., Фарфуляк Л. В. Субботско-мошоринский этап деформирования земной коры Украинского щита // Геофиз. журн. — 2008. — **30**, № 6. — С. 23—38.
- Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В., Логвинов И. М., Тарасов В. Н., Усенко О. В. Геотермический атлас Украины. — Киев: Изд. ИГФ НАН Украины, 2004. — 60 с.
- Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Логвинов И. М. Тепловое поле и объекты высокой электропроводности в коре и верхней мантии Украины // Физика Земли. — 2007. — **4**. — С. 28—34.
- Гранитоиды Украинского щита. Петрохимия, геохимия, рудоносность. Справочник / Под ред. Н. П. Щербака. — Киев: Наук. думка, 1993. — 231 с.
- Иванов Б. Н., Куликов Е. Г., Макивчук О. Ф., Прытков Ф. Я. Генетические типы геомагнитных аномалий Новоукраинского массива // Геол. журн. — 1987. — **47**, № 4. — С. 35—43.
- Комплексна металогенічна карта України масштабу 1 : 500 000 та пояснювальна записка до неї / Під ред. С. В. Гошовського. — Київ: Вид. Укр ДГРІ, 2003. — 326 с.
- Куприенко П. Я., Макаренко И. Б., Старостенко В. И., Легостаева О. В. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Ингульского

- мегаблока Украинского щита // Геофиз. журн. — 2007. — 29, № 5. — С. 3—27.
- Кутас Р. И.* Поле тепловых потоков и геотермическая модель земной коры. — Киев: Наук. думка, 1978. — 140 с.
- Кутас Р. И.* Тепловое поле и геотермический режим литосферы // Литосфера Центральной и Восточной Европы. Обобщение результатов исследований. — Киев: Наук. думка, 1993. — С. 114—133.
- Орлюк М. И.* Пространственные и пространственно-магнитные модели разноранговых структур литосферы континентального типа // Геофиз. журн. — 2000. — 22, № 6. — С. 148—165.
- Сологуб В. Б.* Литосфера Украины. — Киев: Наук. думка, 1986. — 183 с.
- Старостенко В. И., Гинтов О. Б., Пашкевич И. К., Бурахович Т. К., Кулик С. Н., Куприенко П. Я., Кутас Р. И., Макаренко И. Б., Орлюк М. И., Цветкова Т. А.* Металлогения Украинского щита: закономерности размещения месторождений рудных полезных ископаемых, связь с глубинным строением и динамикой литосферы // Геофиз. журн. — 2007. — 29, № 6. — С. 3—31.
- Старостенко В. И., Гинтов О. Б., Пашкевич И. К. и др.* Создание комплексной трехмерной геофизической модели литосферы Украинского щита в связи с магматизмом, тектоникой и образованием полезных ископаемых // Отчет ИГФ НАН Украины. — Киев, 2006. — 510 с.
- Старостенко В. И., Казанский В. И., Попов Н. И., Дрогицкая Г. М., Заяц В. Б., Макивчук О. Ф., Трипольский А. А., Чичеров М. В.* От поверхностных структур к интегральной глубинной модели Кировоградского рудного района (Украинский щит). 1 // Геофиз. журн. — 2010. — 32, № 1. — С. 3—33.
- Шевчук В. В., Павлов Г. Г., Кочетов Р. В.* Тектонофизические реконструкции на основе предпочтительных ориентировок мегакристаллов полевых шпатов в гранитоидах // Геофиз. журн. — 2005. — 27, № 1. — С. 55—62.
- Щербаков И. Б.* Петрология Украинского щита. — Львов: ЗУКЦ, 2005. — 366 с.