

Термобарическое петрофизическое моделирование литосферы участков земной коры Украинского щита с зонами низких сейсмических скоростей

© В. А. Корчин, П. А. Буртний, 2011

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 31 января 2011 г.

Представлено членом редколлегии О. Б. Гинтовым

Методом петрофизического термобарического моделирования построено разрез распределения пород с глубиной вдоль центральной части IV геотраверса ГСЗ, что пересекает несколько зон низких сейсмических скоростей (ЗНС). Глубинные горизонты земной коры на этой делянке профиля (до 40 км) сформированы плагиогранитами, диоритами, ендербитами. Выявлены на глубинах 5—15 км ЗНС, как правило, не связанные с минеральным составом пород и характеризуются, в первую очередь, глубинными температурными режимами коры заданной делянки Украинского щита. ЗНС выявляются тогда, когда градиент температуры на соответствующих глубинах превышает определенный порог и тиск недостаточен для компенсации нарушения целостности минеральной среды, вызванного действием температуры. Флуктуации температуры различного происхождения на глубинах 7—20 км могут изменять параметры ЗНС вплоть до исчезновения последних. Наблюдается связь конфигурации ЗНС (их интенсивность, протяженность с глубиной, понижения скорости) с тепловыми потоками (ТП), измеренными на исследуемой делянке. Выщим ТП соответствуют интенсивные ЗНС, на делянках с низким ТП зоны рееструются слабо или отсутствуют.

Cross-section of rocks distribution with depth along the central part of DSS geo-traverse IV, which crosses several zones of low seismic velocities (ZLV) has been plotted using the method of petro-physical thermobaric simulation. Deep horizons of the Earth's crust within this part of the profile (up to 40 km) are formed by plagiogranites, diorites, enderbites. As a rule, ZLV found at the depth 5—15 km are not dependent from the mineral composition of rocks and are first of all determined by deep temperature regimes of the crust of this area of the USh. Zones of low velocities appear in those cases when temperature gradient at the corresponding depths exceeds some definite threshold and pressure is not able to compensate violation of integrity of mineral medium produced by the action of temperature. Temperature fluctuations at the depths 7—20 km may change parameters of zone of low velocities up to their disappearance. Relation of ZLV configuration (their intensity, extension along the depth, deflation of velocity) to heat flows (HF) measured in the studied area is observed. Intense ZLV correspond to higher HF, within the areas with low HF zones of low velocities are weak or absent.

Введение. В верхней и средней частях земной коры почти повсеместно регистрируются слои с пониженными значениями скоростей распространения сейсмических волн (волноводы) [Корчин, 2003; Korchin, 2006; Соллогуб, 1986; Литосфера ..., 1988; Трипольский, Шаров, 2004]. Здесь значительно снижаются скоростные градиенты, они приобретают отрицательные значения. Анализ скоростных разрезов ГСЗ с волноводами (больше 60 профилей почти на всех континентах земного шара) показал, что кровля волновода залегает преимущественно на 4—15 км, при среднем значении 5—7 км. Подошва волновода залегает на глу-

бине 5—20 км (средняя глубина, больше 80 %, 12—14 км). Мощность волновода колеблется в пределах 2—15 км, чаще всего 5—9 км (при средней — 6 км). Скорость распространения сейсмических волн в волноводах снижается на 0,05—0,7 км/с, преимущественно на 0,1—0,25 км/с. Глубина залегания волноводов не имеет прямой связи с мощностью коры [Трипольский, Шаров, 2004; Чекунов и др., 1992].

Нет четкой связи конфигурации волноводов (глубины залегания, мощности, интенсивности снижения сейсмической скорости) с геологической особенностью региона. Протяженность их составляет 20—250 км, чаще 60—150 км, не-

зависимо от того, где они были обнаружены — древние или молодые щиты, тектонически активные зоны, континентальная или океаническая кора. Вместе с тем здесь наблюдаются некоторые закономерности, что может быть связано с геотермической обстановкой региона. Прежде всего, в «горячих точках» Земли волноводы или зоны низких скоростей (ЗНС) более четко выражены в связи с интенсивным перепадом скоростей, уменьшением их мощности (толщина слоя по глубине), меньшей латеральной протяженностью (Карпаты, Кавказ, Памир, Япония, Индонезия).

Строгого объяснения природы возникновения и существования ЗНС в земной коре в настоящее время пока нет. Ряд исследователей (их меньшинство) считает, что эти зоны вещественного происхождения, т. е. под слоем высокоскоростных образований располагаются породы с малыми скоростями. Однако это предположение не объясняет причину повсеместного существования ЗНС, их значительные размеры и мощности. Многие авторы склонны считать, что волноводы были сформированы минеральными образованиями повышенной пористости и трещиноватости, хотя природа этого феномена не объясняется и не подтверждена бурением сверхглубоких скважин. Есть более экзотические предположения об условиях существования областей пониженных скоростей в земной коре, связанные, например, с повышенным обводнением значительных объемов вещества земной коры или снижением литостатического давления на глубине за счет тектонических напряжений (воздымание верхних слоев земной коры), что также маловероятно на значительных площадях, тем более для древних щитов.

В результате наших многолетних детальных исследований физических свойств горных пород при высоком давлении и температуре [Корчин, 2003; Korchin, 2006; Лебедев и др., 1986, 1988; Корчин и др., 2007; 2009], в частности их упругих характеристик в модельных *PT*-условиях, соответствующих глубинным термобарическим параметрам земной коры Украинского щита (УЩ), были установлены сложные зависимости $V_{p,s} = f(PT) = f(H)$ с наличием зон инверсии скорости. Они зависят от программных термобарических условий опыта.

Совместимый анализ параметров сейсмических волноводов и зон низких скоростей, обнаруженных лабораторными петрофизическими исследованиями, позволил сделать предположение о термодинамической приро-

де ЗНС в земной коре. Комплекс физических и структурных исследований пород в термодинамических условиях, соответствующих глубине 4—15 км, когда ухудшаются упругие параметры минеральной среды показал, что изменения породы подобны активным катакластическим преобразованиям среды в естественных условиях [Корчин, 2003; 2007]. В данном *PT*-интервале происходит дилатансионное разрушение пород, как результат развития в среде неоднородных термоупругих напряжений, неравномерно распределенных по объему образца, иногда достигающих в локальных участках значений, превышающих пределы прочности отдельных минералов или их контактов. Эти напряжения приводят к хрупким на микроуровне разрушениям породы и межзернового пространства. Такому разуплотнению минерального вещества способствуют разноориентированные анизотропные коэффициенты линейного расширения отдельных минералов, эффект разрушения газовой-жидких включений, миграция свободной воды и газа по микротрещинам породы. Одновременно микроструктурные нарушения породы при термобарических параметрах ЗНС готовят условия для существенных изменений ее плотности с дальнейшим увеличением *PT*-параметров опыта, имитирующих большие глубины. После предшествующего разуплотнения породы включаются механизмы, характерные пластичным превращением среды, происходит совершенствование породы за счет вещественных и структурных (на уровне элементарных дефектов) преобразований. При этом скорости распространения упругих волн в средах интенсивно увеличиваются, более четко оконтуривая вышележащую зону низких скоростей. С некоторыми допущениями, пользуясь геологической терминологией, при *PT*-параметрах, соответствующих интервалу глубин более 15—20 км (увеличение упругих параметров), наблюдается процесс низкотемпературного регионального метаморфизма [Корчин, 2007].

Считаем, что наличие зон низких скоростей в земной коре, как результат структурных превращений пород в условиях противоборства давления и температуры, является объективной реальностью, характерной для определенных глубин литосферы. Зоны низких скоростей возникают в тех случаях, когда градиент температуры на соответствующих глубинах превосходит определенный порог и давление не способно компенсировать разрушение сплошности минеральной среды,

вызванное действием температуры [Корчин, 2003; 2007; Korchin, 2006; Korchin et al., 2006]. Экспериментально и расчетным путем показано, что условия возникновения термобарических зон аномального поведения минерального вещества на определенных глубинах чувствительны к температурам. Флуктуации температуры различного происхождения на глубине 7—20 км могут изменять параметры зоны низких скоростей вплоть до их исчезновения. В связи с этим ЗНС в земной коре встречаются не повсеместно, а эпизодически, локализуясь в отдельных районах. В частности, в земной коре УЩ по материалам ГСЗ выделяются несколько участков с явно выраженными зонами низких сейсмических скоростей (рис. 1) [Соллогуб, 1986; Литосфера ..., 1988; Трипольский, Шаров, 2004; Структура ... 1980; Гордиенко и др., 2005], три из которых пересекают IV геотраверс ГСЗ.

Для прогноза возможного состава верхних горизонтов земной коры, в пределах которых чаще фиксируются зоны низких скоростей, проведено петрофизическое термобарическое моделирование, в основу которого положено сопоставление данных ГСЗ с учетом геологической обстановки изучаемой площади и экспериментальных исследований упругих характеристик горных пород в *PT*-условиях, со-

ответствующих глубинным термобарическим параметрам изучаемого района [Корчин, 2003; Лебедев и др., 1986; 1988; Корчин и др., 2007; 2009; Korchin et al., 2006; Структура ..., 1980].

Геологические особенности и петрофизическая характеристика пород исследуемого района. Моделирование было выполнено на участке геотраверса IV, который пересекает УЩ в субширотном направлении (рис. 2). Данный участок проходит в пределах Среднеприднепровского района и Западно-Ингулецкого блока, отнесенного к Ингульскому району. Западно-Ингулецкий блок характеризуется как межблоковая шовная зона, которая занимает граничное положение между Кировоградским и Среднеприднепровским мегаблоками [Старостенко и др., 2002]. На основе комплексного анализа геолого-геофизической информации Западно-Ингулецкая зона вместе с Криворожско-Кременчугской зоной рассматриваются как единая Западно-Ингулецко-Криворожско-Кременчугская шовная зона, которая отделяет архейскую гранит-зеленокаменную область Среднего Приднепровья от более молодых протерозойских структур Ингульского мегаблока [Азаров и др., 2006].

Вблизи этого профиля была отобрана коллекция пород, составляющих фундамент данного района, а также проведены эксперимен-

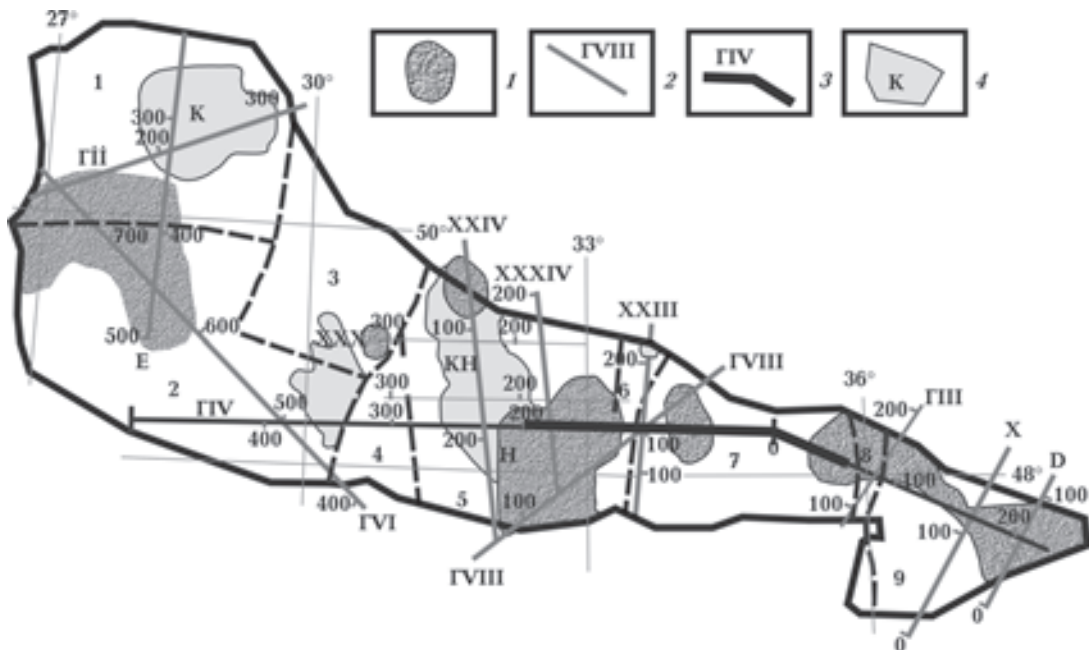


Рис. 1. Обзорная схема расположения профилей ГСЗ и распределение волноводов в земной коре УЩ: 1 — наиболее существенные области коровых зон низких сейсмических скоростей, 2 — профили ГСЗ, 3 — участок геотраверса IV ГСЗ, для которого построена модель, 4 — плутоны (К — Коростенский, К-Н — Корсунь-Новомиргородский, Н — Новоукраинский, У — Уманьский). Блоки: 1 — Волынский, 2 — Подольский, 3 — Росинско-Тикичский, 5 — Кировоградский, 7 — Среднеприднепровский, 9 — Приазовский. Шовные зоны: 4 — Голованевская, 6 — Криворожско-Кременчугская, 8 — Орехово-Павлоградская [Структура..., 1980; Гордиенко и др., 2005].

тальные исследования их упругоплотностных параметров при разных *PT*-условиях опытов.

Среднеприднепровский район относится к рангу гранит-зеленокаменной области с характерным для данного типа структур двухэтажным строением [Колий и др., 1991; Сиворонов и др., 1983; Щербак, 2005]. Верхний структурный ярус представлен вулканогенными и осадочно-вулканогенными образованиями конкско-верховцевской серии, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой, частично амфиболитовой фаций метаморфизма (зеленосланцевый комплекс). Указанные породы выполняют отдельные структуры (Верховцевскую, Сурскую и др.), которые образуют два зеленокаменных пояса — Базавлукский и Сурско-Белозерский.

Нижний структурный ярус, собственно фундамент зеленокаменных структур, повсеместно сложен гранитоидами днепропетровского комплекса — коровыми образованиями, сформированными в результате длительной многоступенчатой переработки более древнего фундамента в период заложения и развития

зеленокаменных структур. Встречающиеся в районе гранитоиды сурско-токовского комплекса имеют ограниченное распространение. Они располагаются в краевых частях ЗНС, их формирование связывается с образованием указанных структур [Берзенин и др., 1983; Орса, 1988].

Фундамент Западно-Ингулецко-Криворожской шовной зоны, в восточной ее части, характеризуется развитием куполоподобных антиклинальных форм (переходная Западно-Ингулецкая зона купольных структур, по [Калаяев и др., 1972]), сложенных гранитоидами днепропетровского комплекса. Наиболее крупным из них является Ингулецкий вал, который примыкает к Криворожско-Кременчугскому разлому и ограничивает с запада Криворожский синклиорий. В западной части зоны развиты нижнепротерозойские гранитоиды кировоградско-житомирского комплекса, образующие крупные массивы (Долинский, Боковянский и др.) и контролируемые Западно-Ингулецким разломом. Межкупольные синклинали выполнены гнейсовыми об-

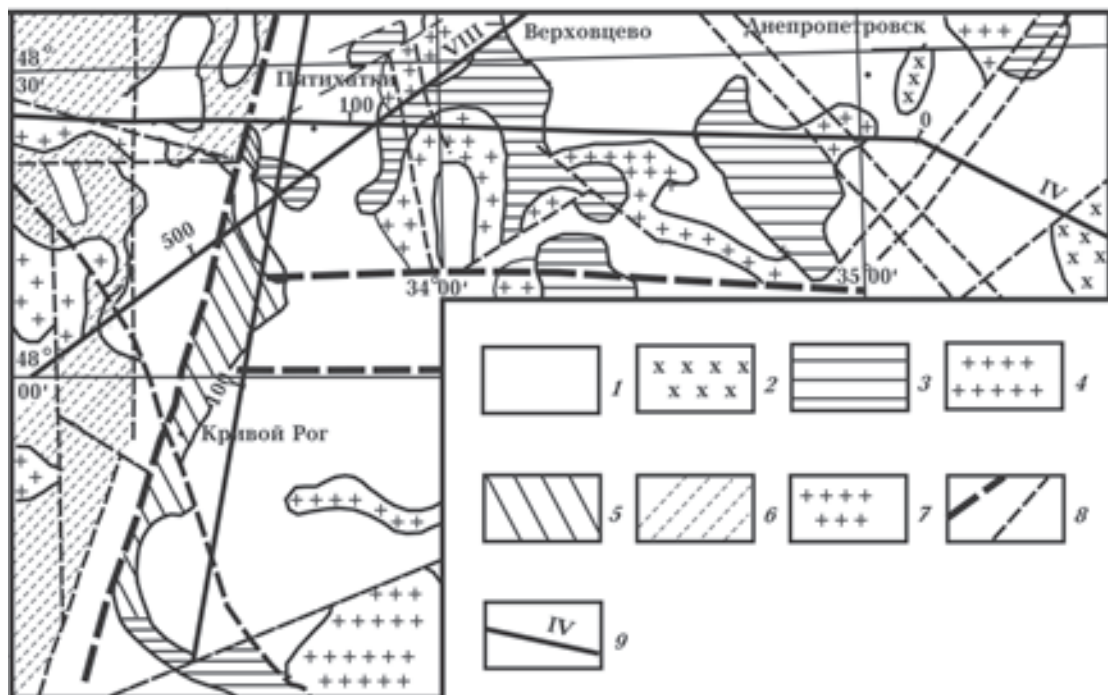


Рис. 2. Схема геологического строения кристаллического фундамента района исследований [Геологическая ..., 1983]: 1—2 — гранитоиды днепропетровского комплекса (1 — плагиограниты и плагиомигматиты, 2 — плагиомигматиты гранодиоритового и диоритового состава); 3 — метаморфические образования конкско-верховцевской серии, слагающие зеленокаменные структуры; 4 — гранитоиды сурско-токовского комплекса; 5 — осадочно-метаморфические образования, слагающие Криворожскую структуру; 6 — осадочно-метаморфические образования ингуло-ингулецкой серии Западно-Ингулецкой зоны; 7 — гранитоиды кировоградско-житомирского комплекса; 8 — тектонические нарушения; 9 — профили ГСЗ.

разованиями ингуло-ингулецкой серии, представленными в пределах зоны нижними ее свитами — Зеленореченской, Артемовской, Родионовской.

Для исследований упругих параметров была отобрана коллекция пород, в состав которой вошли диориты и плагиограниты. Диориты, отобранные в районе г. Днепропетровск, относятся к кварц-диоритовой формации, локализованной в виде отдельных комформных тел в пределах гранитогнейсово-мигматитовой толщи днепропетровского комплекса [Орса, 1988]. Их образование было связано с периодом интенсивной переработки фундамента в связи с развитием зеленокаменных структур.

Среди плагиогранитов днепропетровского комплекса в последнее время выделяется несколько возрастных групп: плагиограниты собственно днепропетровского и более позднего саксаганского комплексов [Орса, 1988; Щербаков, 2005]. Днепропетровские плагиограниты занимают обширные площади, фиксируемые в виде антиклинальных поднятий или купольных структур, и вмещают в себе реликты более древних гнейсовых толщ. Гранитоиды саксаганского комплекса являются продуктом палингенеза днепропетровских гранитоидов и залегают в виде крупных массивов, связанных постепенными переходами с вмещающей гранитогнейсово-мигматитовой толщей. Породы этого типа достаточно однородные, без видимых включений субстрата (гомогенные).

Гранитоиды Западно-Ингулецкой зоны по химическому составу не отличаются от плагиогранитов Среднего Приднестровья [Щербаков, 2005]. В возрастном отношении они близки к саксаганскому комплексу, однако развиты в пределах Ингулецкого района, в связи с чем выделены в отдельный ингулецкий комплекс (ингулецкие плагиограниты).

Упругоплотностные характеристики пород при различных PT -параметрах. Для детальных петрофизических исследований в коллекцию (около 300 образцов) вошли следующие образования, слагающие верхние горизонты коры данного региона вблизи IV профиля ГСЗ: диориты, плагиограниты днепропетровские, саксаганские, ингулецкие. Для выделенных групп пород предварительно были определены скорости распространения упругих продольных волн и плотность в атмосферных условиях.

Наиболее высокоплотностными и высокоскоростными являются диориты. Средняя плотность их составляет $2,784 \text{ г/см}^3$ ($2,783$ — $2,785$), а скорость распространения

упругих продольных волн лежит в пределах $5,97$ — $6,08 \text{ км/с}$ ($V_{Pcp} = 6,01 \text{ км/с}$). Среди плагиогранитов наиболее высокими скоростями и плотностями характеризуются плагиограниты саксаганского комплекса ($\rho_{cp} = 2,711 \text{ г/см}^3$, $V_{Pcp} = 5,96 \text{ км/с}$). Причем для них характерен самый малый разброс соответствующих параметров ($\rho = 2,713$ — $2,711 \text{ г/см}^3$ и $V_P = 5,98$ — $5,95 \text{ км/с}$). Плотность днепропетровских плагиогранитов составляет $2,700 \text{ г/см}^3$ ($2,723$ — $2,670$), а скорость распространения продольных волн изменяется в пределах $5,52$ — $5,76 \text{ км/с}$ ($V_{Pcp} = 5,62 \text{ км/с}$). Наибольший разброс значений ρ и V_P установлен для плагиогранитов Западно-ингулецкой зоны, значения которых колеблются в пределах соответственно $2,654$ — $2,738 \text{ г/см}^3$ ($\rho_{cp} = 2,696$) и $5,47$ — $5,98 \text{ км/с}$ ($V_{Pcp} = 5,67$).

Разброс упругоплотностных параметров у отдельных групп плагиогранитов иногда можно связать с особенностями формирования этих пород и, в частности, их дефектностью. Влияние последней на упругие параметры частично устраняется воздействием высокого гидростатического давления. Поэтому для более точного определения скорости распространения упругих продольных волн в рассматриваемых группах пород они были изучены в условиях высокого гидростатического давления (рис. 3).

Повышение гидростатического давления ведет к увеличению V_P в породах, причем разброс значений в начальном интервале давлений, достигающий в отдельных группах 500 — 600 м/с ,

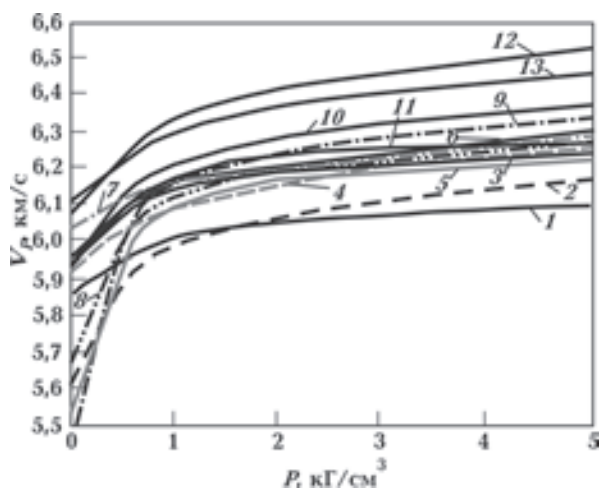


Рис. 3. Изменение скорости распространения упругих продольных волн в гранитоидах в условиях высокого гидростатического давления: 1—9 — плагиограниты (1—3 — ингулецкие, 4—6 — саксаганские, 7—9 — днепропетровские); 10—13 — диориты.

при увеличении давления заметно сужается и при $P = 5 \cdot 10^3$ кГ/см² составляет 130—220 м/с. Так же, как и при атмосферных условиях, несмотря на значительный рост скоростей от давления, при максимальном P сохраняется региональная и вещественная дифференциация пород. По значениям V_p в условиях высокого гидростатического давления четко выделяются три группы пород. Наиболее высокие значения V_p при $P = 5 \cdot 10^3$ кГ/см² имеют диориты (6,35—6,57 км/с). Плагииграниты Среднего Приднепровья более низкоскоростные. Причем, у плагиигранитов днепропетровского и саксаганского комплексов кривые изменения $V_p = f(P)$ при высоких P практически ложатся в один интервал значений $V_p = 6,18 \div 6,37$ км/с. Самая низкоскоростная группа — плагииграниты Западно-Ингулецкой зоны. При $P = 5 \cdot 10^3$ кГ/см² скорости распространения продольных волн в них составляют 6,07—6,27 км/с. Низкие скорости пород Западно-Ингулецкой зоны даже при высоких давлениях могут быть связаны с неоднократными процессами переработки этих пород в ходе своего развития, что, в частности, выражается в их микроклинизации и катаклазе.

С целью моделирования разноглубинного состава земной коры района были изучены скорости распространения упругих волн в гранитоидах при одновременном действии давления и температур, изменяющихся по программам, соответствующим термобарическому режиму земной коры Среднего Приднепровья. Для исследований были отобраны наиболее типичные представители выделенных групп пород, которые характеризуются близкими к статистическим средними значениями V_p , V_s , ρ как в атмосферных условиях, так и при гидростатическом давлении.

В программных PT -условиях опытов сохраняется дифференциация пород по скоростям (рис. 4). Наивысшие скорости на различных глубинах имеют диориты, наименьшие — ингулецкие плагииграниты. Причем у первых более высокий градиент V_p в интервале глубин 5—30 км. У днепропетровских и саксаганских плагиигранитов, как и при гидростатическом давлении $P = 5 \cdot 10^3$ кГ/см², очень близкие значения V_p при термобарических условиях, соответствующих глубинам от 10 км и ниже. Это свойство пород позволяет объединить их в одну группу плагиигранитов Приднепровья, которые, очевидно, характеризуются одинаковыми условиями образования, с близким минеральным составом и незначительными региональными изменениями.

Для всех изученных групп гранитоидов на кривых зависимости $V_p = f(PT) = f(H)$, обнаружено наличие зон низких скоростей. У гранитоидов Среднего Приднепровья такие зоны, в отличие от подобных зон у аналогичных по составу минеральных образований других площадей УЩ, проявляются особенно четко [Лебедев и др., 1986; 1988]. У диоритов зоны низких скоростей фиксируются на глубине 3—11 км. Ширина зоны 7—8 км, а перепад скоростей составляет 75—100 м/с с минимумом на глубине 7—8 км. У плагиигранитов зона низких скоростей с перепадом $V_p = 120$ м/с и шириной 6—7 км фиксируется на глубине 4—15 км. На выходе из зон градиент изменения $V_p = f(H)$ у этих пород достаточно высок и составляет около 75—100 м/с на 1 км. У плагиигранитов, отобранных в пределах Западно-Ингулецкой полосы, также фиксируется зона низких скоростей с минимумом на глубине 7—8 км. Вместе с тем такая зона у этих пород шире и менее выражена за счет более низкого градиента изменения скоростей продольных волн при PT -условиях, соответствующих большим глубинам.

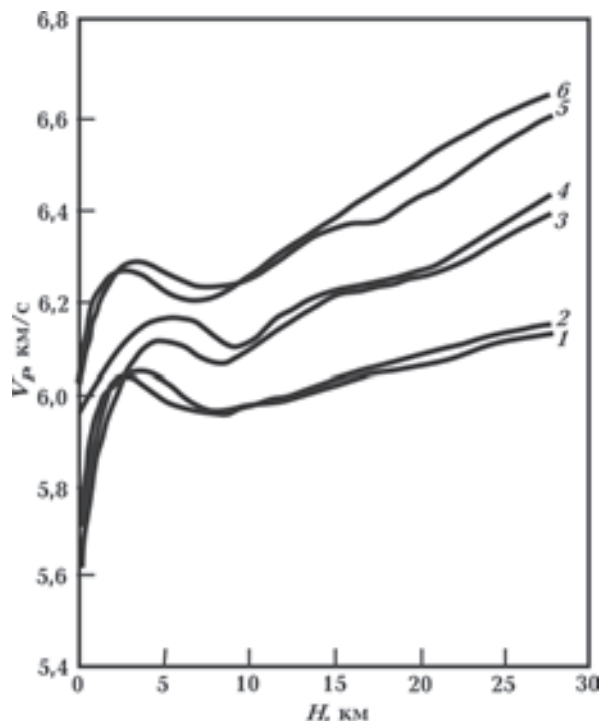


Рис. 4. Изменение скорости распространения упругих продольных волн в условиях одновременного воздействия давления и температуры $V_p = f(PT) = f(H)$: 1—4 — плагииграниты (1, 2 — ингулецкие, 3 — днепропетровские, 4 — саксаганские); 5—6 — диориты.

Петрофизическое термобарическое моделирование. Результаты экспериментальных исследований скоростей распространения продольных волн в условиях одновременного воздействия высоких давления и температуры $VP=f(PT)=f(H)$ были использованы нами для построения моделей распределения минерального вещества с глубиной методом сопоставления этих данных с материалами ГСЗ [Корчин, 2003; 2007; Корчин и др., 2009]. Как отмечалось выше, для моделирования был выбран участок геотраверса IV, который проходит через Среднеприднепровский блок и Западно-Ингулецкую зону в субширотном направлении и пересекает участки земной коры, которые характеризуются наличием волноводов (см. рис. 1, 2) [Соллогуб, 1986; Литосфера ..., 1988; Трипольский, Шаров, 2004].

В пределах Среднего Приднепровья геотраверс пересекает ряд структур, которые выделяются по геологическим данным [Геологическая ..., 1983; Орса, 1988]. Основные из них — Сурская и Верховцевская зеленокаменные структуры (ПК 40—20, 80—60), сложенные метаморфическими породами конкско-верховцевской серии, и блоково-купольные структуры, гранит-мигматитовые купола и валы Днепропетровский (ПК от 20 до -30), Криничанский (ПК 60—40), Пятихатский (ПК 120—80), образованные гранитоидами днепро-

петровского комплекса. Последние, собственно, и составляют кристаллический фундамент Среднего Приднепровья (в том числе и зеленокаменных структур).

Скоростной разрез коры данного района вдоль геотраверса IV (рис. 5), в отличие от геологических материалов, существенной дифференциации по характеру распределения скоростей распространения сейсмических волн в приповерхностной части коры не имеет. Однако здесь на поверхности фундамента, в центральной части района выделяется наиболее высокоскоростной участок (ПК 50—0), от которого постепенно скорости распространения сейсмических волн уменьшаются по профилю в восточном и западном направлениях.

На глубине ниже 3—5 км по характеру распределения скоростей сейсмических волн как по латерали, так и по вертикали можно выделить несколько блоков, ограниченных глубинными разломами: восточный (ПК от 30 до -50), центральный (ПК 120—30), расположенные в пределах Среднего Приднепровья и западный (ПК 160—120), расположенный в пределах Западно-Ингулецкой зоны.

Анализ скоростных колонок, построенных для отдельных участков, показал, что для данного отрезка профиля выделяется две группы кривых изменения скоростей распространения сейсмических волн в земной коре. Первая

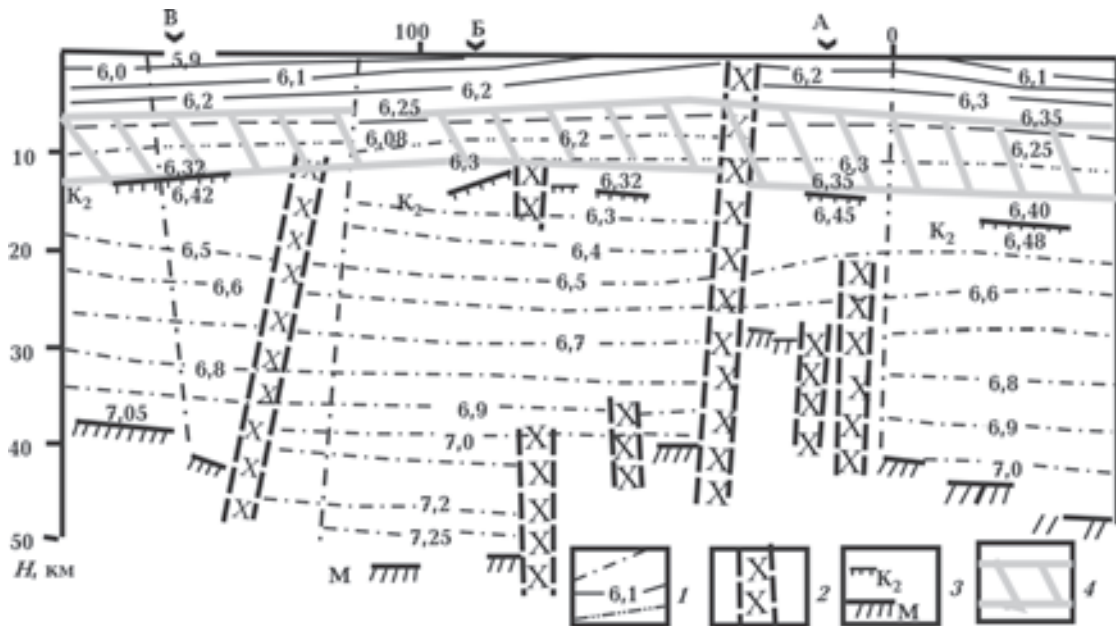


Рис. 5. Фрагмент схематического разреза земной коры вдоль геотраверса IV [Литосфера ..., 1988; Соллогуб, 1986]: 1 — изолинии скоростей распространения сейсмических волн, 2 — зоны глубинных разломов, 3 — сейсмические границы М и К₂, 4 — зона низких значений скорости распространения сейсмических волн.

группа $V_p = f(H)$ (рис. 6, кривые 1, 2) относится к восточному блоку, лежит в области высоких значений V_p и характеризуется наличием хорошо выраженной зоны низких скоростей. Здесь на поверхности фундамента скорости распространения сейсмических волн составляют 6,00—6,15 км/с. С глубиной они увеличиваются и на 7 км достигают 6,35 км/с. Глубже фиксируется зона пониженных скоростей ($\Delta V_p = -0,1$ км/с). Подошва ЗНС расположена на глубине 14—16 км и совпадает с границей K_2 , где зафиксирован скачек скорости распространения сейсмических волн от 6,35—6,40 до 6,45—6,48 км/с.

Вторая группа кривых $V_p = f(H)$ (рис. 6, кривые 3, 4) характеризует центральный блок и отличается от восточного прежде всего более низкими значениями $V_{p,S}$, которые изменяются от 5,9—6,0 км/с на поверхности до 6,25 км/с на глубине около 7 км, где зафиксировано падение скорости до 6,08 км/с. Можно говорить о начале зоны низких скоростей, которая здесь характеризуется достаточно высоким перепадом скоростей $\Delta V_p \approx 0,17$ км/с, но малой мощностью на глубине ($\Delta H < 3$ км). На предполагаемых глубинах залегания на нижней границе этой зоны в интервале глубин 11—16 км фиксируется участок с практически постоянными значениями скоростей сейсмических волн. Такое распределение сейсмических волн с глубиной может говорить о различном соотношении минеральных образований, слагающих этот участок коры, по сравнению с восточным. Более глубокие горизонты коры характеризуются

более низкими значениями скорости вплоть до глубин 22—23 км, ниже которых они приближаются к скоростным характеристикам восточного участка.

Некоторые особенности в характере распределения скоростных параметров наблюдаются в коре Западно-Ингулецкой зоны (ПК 160—120) (рис. 6, кривая 5). Отличается она от центральной и восточной частей прежде всего более низкими значениями $V_{p,S}$. По скоростным параметрам начало зоны низких скоростей аналогично таковой, установленной для центрального блока, однако, в отличие от последнего, здесь четко фиксируется выход из зоны на глубине 12—15 км, где происходит скачек скоростей сейсмических волн от 6,32 до 6,42 км/с. Глубже 20 км скоростные параметры коровых образований совпадают со значениями, характерными для восточного участка Среднего Приднепровья.

В результате анализа отдельных колонок изменения сейсмических скоростей с глубиной и общего характера скоростного поля коры ниже границы K_2 вдоль изучаемого участка IV профиля ГСЗ можно выделить три основных блока, ограниченных глубинными разломами. Это восточный (ПК от 30 до -50) и западный (ПК 160—110), в коре которых четко фиксируются зоны низких скоростей с резким их скачком на границе K_2 . Особое место занимает центральный блок (ПК 110—30), который характеризуется более низкими значениями $V_{p,S}$, чем у соседних блоков. Здесь наблюдается «слоистое сейсмическое поле», т. е. отмечается слоев низких и высоких скоростей на фоне общего низкоградиентного изменения V_p с глубиной. Однако на глубине больше 25 км скоростные отличия земной коры трех участков рассматриваемого профиля идентичны.

По скоростным характеристикам, в последние годы, в земной коре УЩ выделяются три слоя: гранитный, диоритовый и базальтовый, характеризующиеся в отдельных блоках определенным составом и соотношением мощностей между ними. В частности, в коре рассматриваемого района диоритовый слой может быть сложен диоритами, эндербитами а базальтовый габбро, габбро-норитами, основными гранулитами [Старостенко и др., 2002]. В настоящее время общепризнанным является мнение о гранулитовом составе нижних горизонтов коры Среднеприднепровского блока, подтверждаемое материалами геофизических и геологических исследований [Колий и др., 1991; Сиворонов и др., 1983; Щербаков, 2005;

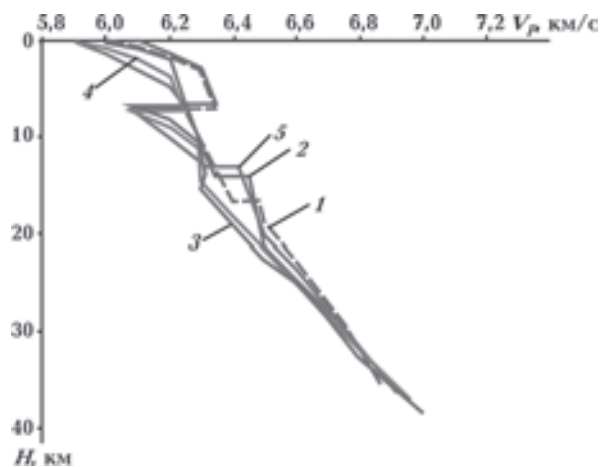


Рис. 6. Скоростные колонки земной коры на разных участках данного профиля ГСЗ: 1 — ПК (-30), 2 — ПК 25, 3 — ПК 60, 4 — ПК 100, 5 — ПК 140.

Каляев и др., 1972]. Исходя из этого, при петрофизическом моделировании были использованы также данные экспериментального изучения $V=f(PT)=f(H)$ пород гранулитовой фации, в частности эндрбитов, отобранных в пределах Подольского блока УЩ [Корчин и др., 2007].

Сопоставление графиков изменения с глубиной скоростей распространения сейсмических волн $V=f(H)$ и экспериментально полученных кривых $V=f(PT)=f(H)$ представлены на рис. 7. Кривая изменения $V_p=f(H)$ восточного блока (рис. 7, а) лежит в области более высоких значений сейсмических скоростей по сравнению с кривыми других блоков (рис. 7, б, в), и в начальном интервале глубин совпадает с экспериментальными кривыми $V_p=f(PT)=f(H)$, определенными в интервале глубин 7—14 км для диоритов. Вместе с тем, по геологическим материалам [Геологическая ..., 1983] поверхность фундамента данного блока сложена плагиогранитами днепропетровского комплекса с многочисленными мелкими телами пород диоритового состава. Это обстоятельство обязывает нас в самой верхней части разреза предположить развитие плагиогранитов, хотя и небольшой мощности. Выделяемая в интервале глубин 7—14 км по сейсмическим данным зона низких скоростей совпадает с аналогичной зоной, отмеченной на графике $V_p=f(PT)=f(H)$ для диоритов. Скорости распространения сейсмических волн и градиент их изменения с глубиной в пределах зоны практически аналогичны экспериментально установленным для этих пород, что дает основание предположить их развитие до глубины 13—15 км. Выход из зоны низких скоростей характеризуется резким скачком скорости распространения сейсмических волн от 6,35 до 6,45 км/с и, как следствие, узкой зоной перехода диоритов к более глубинным высокоскоростным разновидностям. Здесь сейсмические скорости хорошо согласуются со скоростями упругих продольных волн, экспериментально установленными для эндрбитов.

Несколько другой характер изменения скоростей сейсмических волн наблюдается в коре центрального блока (см. рис. 7, б). Скорости распространения сейсмических волн здесь изменяются в среднем от 5,9—6,0 на поверхности фундамента до 6,25 км/с на глубинах порядка 7 км, где происходит падение скорости до 6,08 км/с. Сравним график изменения $V_p=f(H)$ сейсмического зондирования с экспериментальными зависимостями $V_p=f(PT)=f(H)$ для изученных нами пород. Наиболее близкие

по абсолютным значениям и характеру изменения сейсмические скорости соответствуют скоростным параметрам плагиогранитов. У них выявлена зона низких скоростей, совпадающая с аналогичной зоной, фиксируемой на сейсмическом разрезе. Интервал глубин 7—11 км центральной части изучаемого участка профиля характеризуется сложной зависимостью изменения скорости распространения сейсмических волн. Значения в верхней части интервала совпадают с экспериментально установленными для плагиогранитов, а в нижней — для диоритов. Это дает нам основание допускать изменение на этих глубинах состава пород от плагиогранитов до диоритов. Интервал глубин 11—16 км характеризуется низкоградиентным изменением значения скоростей сейсмических волн и, возможно, сформирован плагиогранит-диоритовой смесью. Для более глубоких горизонтов сейсмические скорости хорошо совпадают с полученными экспериментально для диоритов, что дает основание допускать развитие этих пород ниже 16 км. Однако породы ниже 20 км могут быть сложены диорит-эндрбитовыми образованиями, которые далее переходят к эндрбитам.

Величины и характер изменения сейсмических скоростей в верхней части земной коры западного участка (см. рис. 7, в) подобны скоростям центральной части. Следует отметить, что отобранные в пределах Западно-Ингулецкой зоны образцы плагиогранитов характеризуются значительно меньшими скоростями упругих волн (рис. 7, кривая 1), чем скорости распространения сейсмических волн на поверхности фундамента. Здесь в интервале глубин 0—7 км также были зафиксированы скорости 5,90—6,25 км/с, которые совпадают с экспериментально полученными для плагиогранитов днепропетровского комплекса (рис. 7, кривая 2). Следовательно, ингулецкие плагиограниты могут присутствовать лишь в самой верхней части в виде слоя небольшой мощности, а основная часть этого интервала предстает плагиогранитами, аналогичными центральному блоку. В интервале глубин 7—14 км четко фиксируется зона низких скоростей. В пределах зоны последние изменяются с высоким градиентом и на границе K_2 достигают значения 6,32 км/с, соответствующего V_p в диоритах при PT -условиях этих глубин. Выход из ЗНС характеризуется резким скачком скорости распространения сейсмических волн до 6,42 км/с, которые, по аналогии с восточным участком, совпадают со значениями V_p , полученными эксперимен-

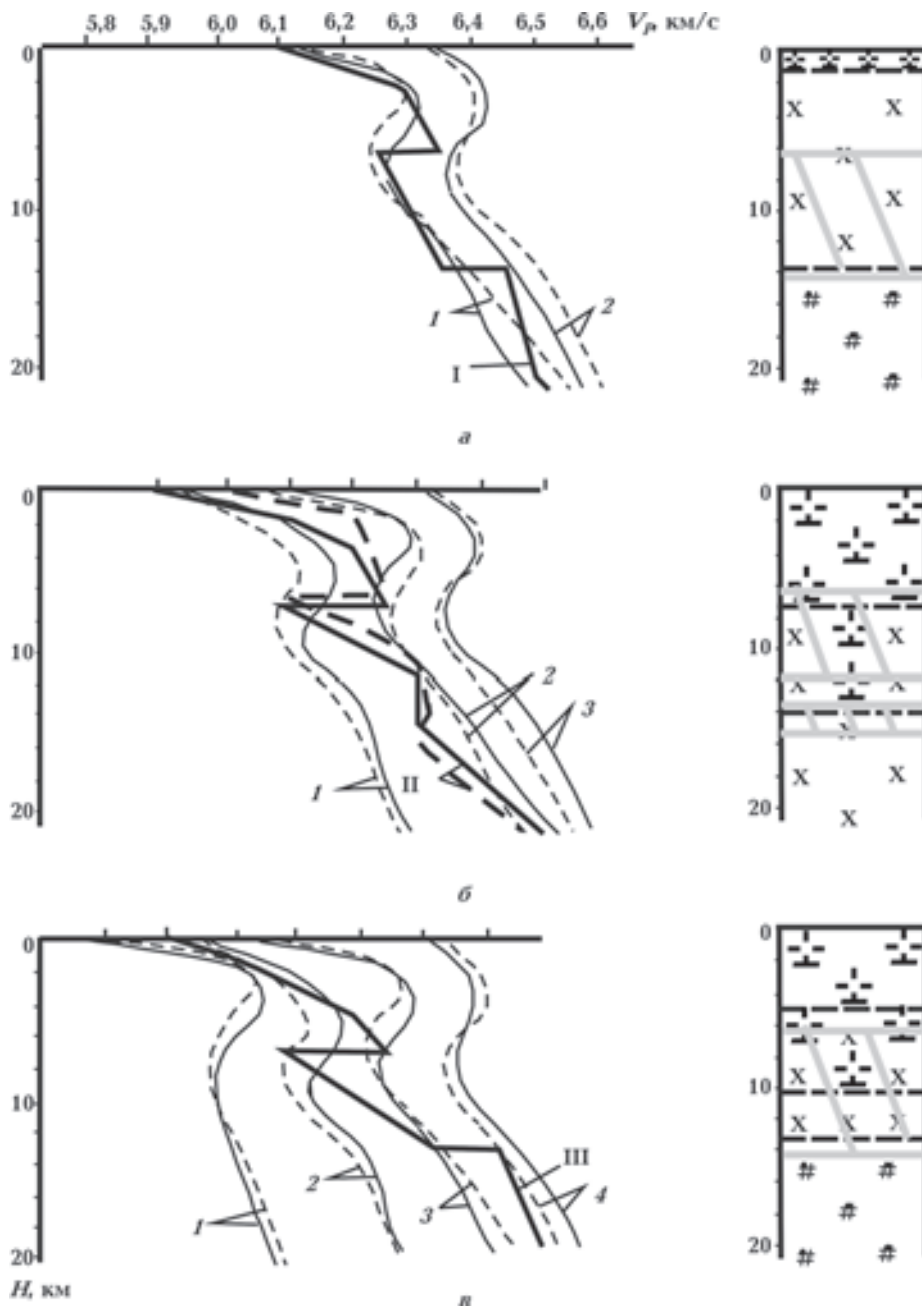


Рис. 7. Сопоставление графиков изменения $V_p=f(H)$ (кривые I, II, III) по данным ГСЗ с материалами экспериментальных исследований зависимости $V_p=f(PT)=f(H)$: а — восточный блок (1 — диориты, 2 — эндербиты), б — центральный блок (1, 2 — плагиограниты, 3 — диориты), в — западный блок (1, 2 — плагиограниты, 3 — диориты, 4 — эндербиты). Справа в литологических колонках приведен прогнозный состав земной коры в пределах данных участков геотранверса IV. Зоны низких скоростей на колонках заштрихованы.

тально для эндербитов. Абсолютные значения и градиент изменения скорости распространения сейсмических волн ниже поверхности K_2 соответствуют экспериментальным зависимостям $V_p=f(PT)=f(H)$ для эндербитов, развитие которых можно предположить ниже 14 км.

Заключение. На основании термобарических петрофизических моделей, приведенных

на рис. 7, был построен схематический разрез возможного состава верхней части земной коры вдоль рассматриваемого отрезка геотранверса IV (рис. 8).

На петрофизическом разрезе показаны выделенные нами блоки, характеризующиеся различным соотношением слагающих земную кору минеральных образований. Прежде всего

это относится к мощности слагающих поверхность фундамента плагиигранитов, которая достигает наибольших значений в центральном блоке. Здесь же, судя по материалам моделирования, состав земной коры до глубины 22—23 км преимущественно диоритовый. Развитие такой мощной, в отличие от соседних блоков, толщи диоритов можно объяснить особенностями развития и становления Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области (СГЗО) в целом.

Формирование СГЗО связано с появлением мантийного диапира, развитие которого привело к воздыманию существующей коры, появлению глубинных разломов, продвижению магмы к поверхности с образованием промежуточных магматических камер и интенсивному вулканизму и излиянию мантийных пород [Колий, Сиворонов, 1989]. Такие процессы привели к появлению тепловых аномалий в коре, частичному ее плавлению и переработке в целом, в связи с чем она приобрела существенно диоритовый состав. Зафиксированные на разрезе ГСЗ наклонные

отражающие горизонты на глубине 11—13 км в этом случае могут отождествляться с наличием здесь маломощных тел более высокоскоростных магматических пород или, что более вероятно, реликтов первично-гранулитовой коры.

На разрезе показаны три варианта размещения зон низких скоростей, которые, как правило, приурочены в большинстве случаев к области перехода одной разновидности пород в другую. В восточном блоке ЗНС размещается, в основном, в толщах диоритов, причем интенсивное увеличение скорости в нижнем горизонте зоны очевидно связано с появлением на этих глубинах эндербитов (см. рис. 8). В центральном блоке ЗНС захватывает область перехода от плагиигранитов к диоритам. Интенсивный рост скорости ниже 18 км возможно связан здесь с постепенным переходом толщ диоритов в эндербиты. Западный блок характеризуется наличием ЗНС в области постепенного перехода в небольшом интервале глубин ($\Delta H = 6$ км) от плагиигранитов к диоритам и последующему интенсивному

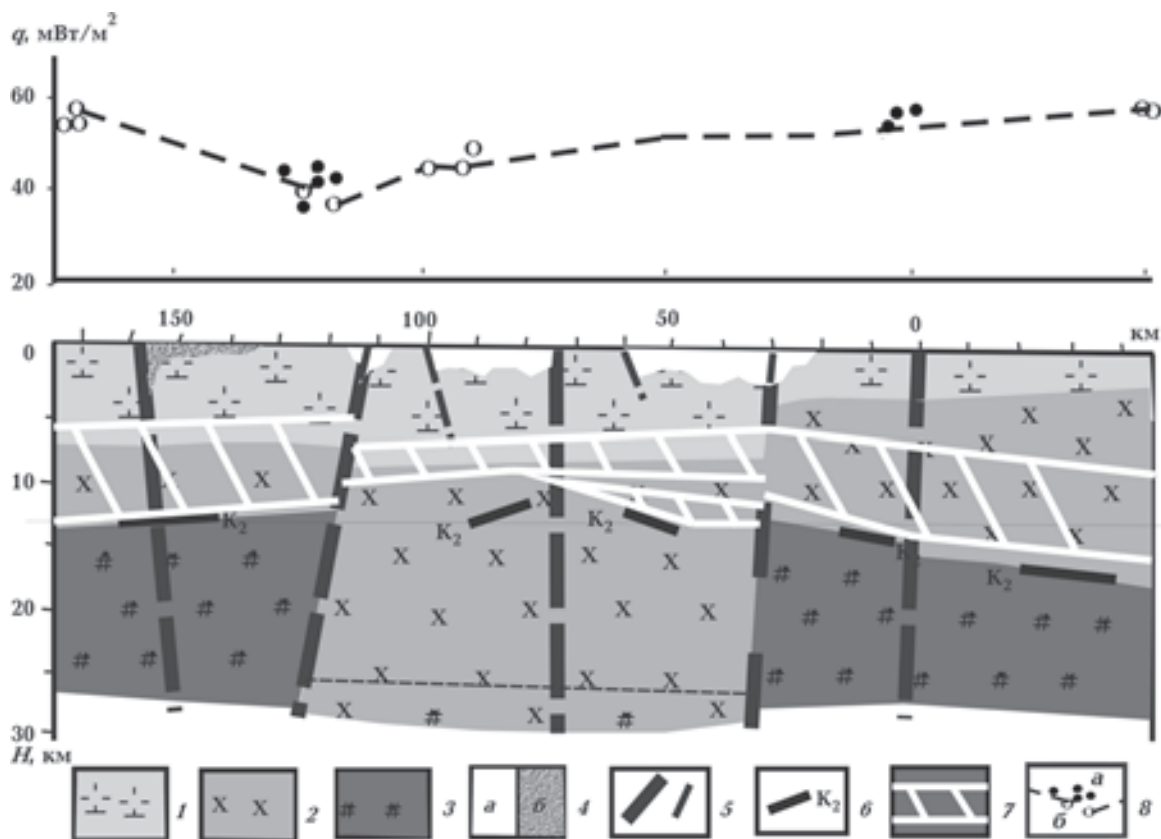


Рис. 8. Фрагмент схематического разреза вещественного состава земной коры участка геотраверса IV: 1 — плагииграниты, 2 — диориты, 3 — эндербиты, 4 — осадочно-вулканогенные породы зеленокаменных структур (а) и гранитоиды кировоградско-житомирского комплекса (б), 5 — зоны разломов, 6 — граница K_2 , 7 — зона низких скоростей, 8 — значения ТП вдоль профиля расчетные (а), наблюдаемые (б).

переходу к эндербитам, что обусловило скачек скорости распространения сейсмических волн на 0,1 км/с на глубине 14 км. Очевидно, области контакта различных минеральных ассоциаций на глубине наиболее неустойчивы к PT -воздействиям, они склонны к интенсивным структурным изменениям вещества среды (с точки зрения современной петрофизики высоких давлений это полностью объясняется и экспериментально нами доказано) [Корчин, 2007; Korchin et al., 2006]. Исходя из этого, сейсмическая граница K_2 в земной коре должна формироваться термобарическими условиями в конкретном регионе (она проявляется, как правило, в нижней области ЗНС) и изменением пород на более высокоскоростные (см. рис. 8).

Термобарическое петрофизическое моделирование участков литосферы УЩ с коровыми зонами низких сейсмических скоростей (на примере Приднепровья и Западно-Ингулецкой зоны) показало, что ЗНС в коре слабо зависит от минерального состава пород на соответствующих глубинах. Вероятнее всего, эти зоны в первую очередь связаны с геотермической обстановкой на соответствующих глубинах [Корчин, 2007].

Тепловое состояние литосферы зависит от баланса тепла, которое она получает из более глубоких горизонтов через астеносферу и за счет сосредоточенных в ней источников тепла (распада радиоактивных элементов), большая часть которых сосредоточена в верхней части земной коры. Регулируется этот баланс условиями теплопереноса внутри литосферы и условиями теплообмена на ее границах [Гордиенко и др., 2005; Кутас, 1978; 1989].

В стабильных докембрийских блоках земной коры радиогенные источники тепла генерируют около половины наблюдаемого теплового потока (колебания этого параметра (ТП) редко превышают 20 мВт/м²). Мантийная составляющая в этих районах достигает значений 40—60 мВт/м². Здесь можно выделить несколько уровней тепловых потоков, формирование которых связано с разнотипными и разновозрастными энергетическими процессами, создающими тепловые аномалии разного масштаба, интенсивности и длительности [Кутас, 1989]. В зависимости от величины теплового потока (суммарного) меняются температура в литосфере, а следовательно, и физические свойства слагающих ее пород. Так, на глубине 25 км рассчитываются следующие зависимости T от ТП: $T = 250$ °С при ТП = 30 мВт/м²; $T \approx 300$ °С при ТП = 40; $T \approx 500$ °С при ТП = 60 мВт/м². Таким

образом, поскольку тепловые потоки на исследуемом участке УЩ варьируют от 30 до 55 мВт/м² [Гордиенко и др., 2005; Кутас, 1978], то различные блоки вдоль участка профиля имеют различные температурные градиенты с глубиной, а значит, должны характеризоваться различной конфигурацией зоны низких сейсмических скоростей, в связи с существенной зависимостью их от $\partial T/\partial H$. Если эта производная меньше 9—12 °С/км, зоны нет или она слабо контролируема, если температурный градиент больше 14—16 °С/км, зоны выделяемы [Корчин, 2007; Korchin et al., 2006]. Действительно, как видно на приведенных моделях (см. рис. 7, 8), ЗНС более значительны и уверенно регистрируются на западном и восточном участках, где ТП $\approx 50 \div 60$ мВт/м², а $T_{25} = 350 \div 425$ °С ($\partial T/\partial H \approx 14 \div 17$ °С/км). В центральном блоке (ПК 110—70), где ТП $\approx 35 \div 45$ мВт/м², а $T = 270 \div 305$ °С, $\partial T/\partial H < 12$ °С/км. Это дополнительно связано с тем, что центральный участок профиля более сложно структурно построен, со значительным количеством отражающих сейсмических горизонтов и границ, очевидно сформированных породами значительно разориентированными, многократно переработанными в ходе своего развития, а следовательно, здесь будут ЗНС менее выражены, маломощны по глубине в форме отдельных линз. В связи с пониженными значениями ТП и с неоднородностью теплового поля в центральном блоке (ПК 75—30) можно выделить две зоны низких скоростей: первую на глубине 6—9 км в гранитах ($\Delta V \approx 0,15$ км/с) и вторую на 10—12 км в диоритах ($\Delta V = 0,03$ км/с).

Выводы. Таким образом, авторы еще раз подтвердили, что наличие ЗНС в земной коре в первую очередь связано с соответствующим глубинным распределением давлений и температуры, определенное соотношение которых способствует структурным преобразованиям пород, их разуплотнению. Если производная $\partial T/\partial H$ меньше 9—12 °С/км, зоны нет или она слабо контролируема, если температурный градиент больше 14—16 °С/км, зоны выделяемы. Вариации минерального состава пород на этих глубинах (5—20 км) мало влияют на положение ЗНС и их интенсивность. Совместимый анализ материалов ГСЗ, геотермического и петроструктурного моделирования вдоль IV геотраверса подтверждает, что участки земной коры с более высокими температурными градиентами имеют более сложный характер изменения сейсмических скоростей с глубиной с проявлением интенсивных ЗНС. В более «холодных» участках коры зон низких скоростей вообще могут отсутствовать.

Редколлегия «Геофизического журнала» и дирекция Института геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины поздравляют наших постоянных авторов Буртного Петра Алексеевича (4.08.1941 г.р.) и Корчина Валерия

Александровича (18.10.1941 г.р.) с юбилеем — 70-летием со дня рождения и 45-летием научной деятельности. Желаем им творческих успехов и дальнейшей плодотворной работы с нашим журналом.

Список литературы

- Азаров Н. Я., Анциферов А. В., Шеремет Е. М., Глевасский Е. Б., Есипчук К. Е., Кулик С. Н., Буратович Т. К., Пигулевский П. И., Николаев Ю. И., Николаева М. Ю., Сетая Л. Д., Захаров В. В., Курлов Н. К. Геолого-геофизическая модель Криворожско-Кременчугской шовной зоны Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 2006. — 194 с.
- Берзенин Б. З., Бобров А. Б., Орса В. И., Росихина А. И., Сиворонов А. А. Некоторые черты геологии и петрологии гранитоидов северо-восточного обрамления Сурской структуры // Геологический журн. — 1983. — № 2. — С. 90—96.
- Геологическая карта кристаллического основания Украинского щита м-ба 1:500 000. Объяснительная записка. — Киев, 1983. — 101 с.
- Гордиенко В. В., Завгородняя О. В., Ковачикова С., Логвинов И. М., Тарасов В. Н., Усенко О. В. Украинский щит (геофизика, глубинные процессы). — Киев: Корвін пресс, 2005. — 210 с.
- Каляев Г. И., Крутиховская З. А., Жуков Г. В., Прусс А. К., Рябенко В. А., Комаров А. Н. Тектоника Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1972. — 300 с.
- Колий В. Д., Сиворонов А. А. Поперечная структурно-формационная зональность Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области // Геотектоника. — 1989. — № 5. — С. 71—81.
- Колий В. Д., Сиворонов А. А., Бобров А. Б., Некряч А. И. Стратиграфия нижнего докембрия Среднеприднепровского геоблока Украинского щита // Геолог. журн. — 1991. — № 4. — С. 28—40.
- Корчин В. А. Термобарическое петроструктурное моделирование земной коры Украинского щита и природа некоторых сейсмических границ // Матер. V геофиз. чт. им. В. В. Федынского. — Москва: Центр ГЕОН, 2003. — С. 83.
- Корчин В. А. Структурные особенности минеральной среды в РТ-условиях различных глубин земной коры // Геофиз. журн. — 2007. — 29, № 3. — С. 49—77.
- Корчин В. А., Буртный П. А., Карнаухова Е. Е. Породы гранулитового комплекса: их упругие параметры и прогноз распространения в земной коре Украинского щита // Геофиз. журн. — 2007. — 29, № 3. — С. 99—109.
- Корчин В. А., Буртный П. А., Карнаухова Е. Е. Прогнозирование геологической среды земной коры по материалам ГСЗ и петрофизического термобарического исследования минерального вещества // Геодинамика. — 2009. — № 1(8). — С. 67—75.
- Кутас Р. И. Поле тепловых потоков и теоретическая модель земной коры. — Киев: Наук. думка, 1978. — 140 с.
- Кутас Р. И. Тепловое состояние и динамика литосферы // Тектоносфера Украины: Сб. науч. тр. — Киев: Наук. думка, 1989. — С. 17—21.
- Лебедев Т. С., Корчин В. А., Савенко Б. Я., Шаповал В. И., Шепель С. И. Физические свойства минерального вещества в термобарических условиях литосферы. — Киев: Наук. думка, 1986. — 200 с.
- Лебедев Т. С., Корчин В. А., Савенко Б. Я., Шаповал В. И., Шепель С. И., Буртный П. А. Петрофизические исследования при высоких РТ-параметрах и их геофизические приложения. — Киев: Наук. думка, 1988. — 248 с.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы. Гео-траверсы IV, VI, VIII. — Киев: Наук. думка, 1988. — 169 с.
- Орса В. И. Гранитообразование в докембрии Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области. — Киев: Наук. думка, 1988. — 202 с.
- Сиворонов А. А., Сирота М. Г., Бобров А. Б. Тектоническое строение фундамента Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области // Геолог. журн. — 1983. — № 6. — С. 52—64.
- Соллогуб В. Б. Литосфера Украины. — Киев: Наук. думка, 1986. — 184 с.
- Старостенко В. И., Пашкевич И. К., Кутас Р. И. Глубинное строение Украинского щита // Геофиз. журн. — 2002. — 24, № 6. — С. 36—48.
- Структура земной коры Центральной и Восточной Европы. — Киев: Наук. думка, 1980. — 280 с.

Трипольский А. А., Шаров Н. В. Литосфера докембрийских щитов северного полушария земли по сейсмическим данным. — Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН, 2004. — 159 с.

Чекунов А. В., Кившик Н. К., Харитонов О. М., Омельченко В. Д., Толкунов А. П. Профиль ГСЗ Путивль-Кривой Рог через сверхглубокие скважины Украины // Геофиз. журн. — 1992. — **14**, № 1. — С. 3—10.

Щербаков И. Б. Петрология Украинского щита. — Львов: ЗУКЦ, 2005. — 304 с.

Korchin V. A. Thermobaric Seismic Stratification of the Lithosphere // 12 International Symposium on Deep Structure of the Continents and their Margins. — September 24-29, 2006. — Shonan Village Centre, Hayama, Japan. — NHA-P02. — CD-ROM.

Korchin V. A., Burtny P. A., Karnaukhova E. E. Thermobaric Petrostructural Modelling of the Earth's Crust and the Nature of some Seismic Boundaries // 12 International Symposium on Deep Structure of the Continents and their Margins. — September 24-29, 2006. — Shonan Village Centre, Hayama, Japan. — IMC-P05.