

Геодинамическое развитие литосферы Украины и его роль в формировании и размещении месторождений полезных ископаемых

© В. И. Старостенко, О. Б. Гинтов, Р. И. Кутас, 2011

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 18 мая 2010 г.

Представлено членом редколлегии О. М. Русаковым

Всебічне вивчення структури літосфери Чорного моря виконано в Інституті геофізики НАН України у зв'язку з розв'язуванням проблем пошуків алмазів і нафти. Ці дослідження охоплювали: аналіз геолого-геофізичних даних щодо тектоніки і глибинної будови земної кори; створення комплексної тривимірної геофізичної та геодинамічної моделі літосфери; узагальнення світового досвіду у застосуванні геофізичних, зокрема тектонофізичних, методів прогнозування і пошуків різних видів родовищ корисних копалин. Результати досліджень дають змогу дійти деяких висновків щодо характеру геодинамічних процесів, що впливають на формування і розміщення родовищ на території України.

Comprehensive studies of the lithosphere structure of Ukraine have been performed lately at the Institute of Geophysics NASU in connection with solving the problems of prospecting, diamonds and oil. These studies included: comprehensive analysis of geological-geophysical data on tectonics and deep structure of the Earth's crust and upper mantle; plotting the complex three-dimensional geophysical and geodynamic model of lithosphere; generalization of global experience in application of geophysical, including tectonophysical, methods for the search and prospecting of different kinds of mineral deposits. The results of studies allow drawing some conclusions on the character of geodynamic processes, having an influence on formation and location of deposits in the territory of Ukraine.

В последние годы в Институте геофизики НАН Украины выполнены комплексные исследования строения литосферы Украины в связи с решением вопросов металлогении, алмазоносности и нефтегазоносности [Старостенко и др., 2006; 2007; 2009; 2010; Гинтов, Пашкевич, 2004; 2010; Гинтов, 2001; 2005; Кутас та ін., 2002; Кутас и др., 2007; Орлюк и др., 2009]. Они включали: всесторонний анализ геолого-геофизических данных по тектонике и глубинному строению земной коры и верхней мантии; построение комплексной трехмерной геофизической и геодинамической модели литосферы; обобщение мирового опыта применения геофизических, в том числе тектонофизических, методов при поисках и разведке различных видов полезных ископаемых. Результаты этих исследований позволяют сделать некоторые выводы о характере геодина-

мических процессов, влияющих на формирование и размещение месторождений на территории Украины.

Полученные в ходе исследований материалы естественным образом, без предварительного "укладывания" их в прокрустово ложе какой-либо геотектонической гипотезы, приводят к выводу, что при анализе тектономагматических процессов, участвующих в образовании, перераспределении и концентрации полезных ископаемых, во многих случаях необходимо использовать представления, вытекающие из механизма тектоники плит. В рудных районах Украинского щита с развитыми в них месторождениями и рудопроявлениями урана, редкоземельных элементов, черных, цветных и редких металлов, а также кимберлитовыми диатремами и дайками лампроитов прослеживается тесная связь оруде-

нения с зонами разломов сдвигового, поддвигового и надвигового типов. Образование таких зон было обусловлено действием мощных тангенциальных сил сжатия и растяжения, процессами коллизии крупных сегментов Восточно-Европейской платформы и раздвига мегаблоков щита. Для нефтегазовых провинций Украины роль сдвиговых и поддвиго-надвиговых процессов в условиях коллизии и рифтообразования также очевидна: они привели к формированию многочисленных ловушек неантиклинального типа, латеральному разделению зон нефте- и газонакопления и др.

Рассмотрим это более детально на примере изученных в последние годы на территории Украины основных металлогенических провинций (рис. 1) и геодинамических процессов, проходивших в докембрии, палеозое — мезозое и мезозое — кайнозое.

Украинский щит (УЩ). Сопоставление результатов изучения разломно-блоковой тектоники щита, проведенного как ранее, так и особенно в последнее десятилетие, со скрупулезно проанализированными металлогеническими данными [Комплексна ..., 2003] показало, что из выделенных 47 основных зон разломов к 36 (более 75 %) относятся известные металлогенические зоны, рудные районы и поля, которые часто имеют названия тех же зон разломов. Это в основном участки развития оруденения и месторождений гидротермального и гидротермально-метасоматического генезиса — цветных, редких, редкоземельных, благородных металлов, урана и др.

Данные о металлогении зон разломов УЩ достаточно тесно увязываются с результатами геодинамического анализа кинематической модели щита, выполненного на основе тектонофизических и, частично, палеомагнитных данных [Гинтов, 2005; Гинтов, Пашкевич, 2004; 2010], трехмерной геофизической модели литосферы [Старостенко и др., 2006; 2007], а также трехмерной скоростной модели современной мантии по результатам интерпретации материалов сейсмической томографии [Гейко и др., 2006; Шумлянская и др., 2007; Шумлянская, 2008].

Кинематическая модель щита дает временные параметры и направления движений блоков, которые с большой степенью вероятности можно распространить на всю мощность земной коры, учитывая, что практически все изученные крупные зоны разломов, зафиксированные на поверхности, по комплексу данных прослеживаются в мантию. Структурные

модели коры и скоростная модель мантии фиксируют современное строение литосферы щита и сопредельных регионов, прямо не указывая на время формирования и направления движений отдельных тектонических элементов на разных этапах развития. Однако, зная направления тектонических движений в земной коре на временном отрезке от неогархея до неопротерозоя и используя известные представления, связывающие динамику литосферы с процессами мантийной конвекции или адвекции, можно реконструировать характер движений вещества мантии, приведших к ее современной структуре.

Практически все крупнейшие зоны разломов УЩ (см. рис. 1) заложены и развивались как *зоны сдвигов* с резким преобладанием горизонтальной составляющей смещения берегов. Они заложены в неогархее, раннем протерозое и на границе раннего и среднего протерозоя [Гинтов, 2005] как правые и левые сдвиги, сбросо- и взбросо-сдвиги, выходящие далеко за пределы щита, а по глубинности уходящие в мантию не менее чем на 100—200 км, т. е. пересекают всю литосферу, мощность которой по геотермическим и другим геофизическим данным [Кутас, 2006; Соллогуб, 1986; Цымбал, 2002; Усенко, 2004; Старостенко и др., 2007] составляет 180—260 км.

Существование таких древних зон сдвига протяженностью в сотни километров с амплитудой горизонтального смещения крыльев километры и десятки километров невозможно объяснить без привлечения представлений о конвекции в мантии, происходившей уже, по крайней мере, в неогархее и особенно в раннем протерозое. В частности, показано [Гинтов, Пашкевич, 2004; 2010], что западная и восточная части УЩ в архее и раннем протерозое развивались как самостоятельные, не связанные между собой структуры и потому, скорее всего, располагавшиеся на значительно большем расстоянии друг от друга, чем сейчас. А в венде — фанерозое, как свидетельствует тектонофизическое изучение планетарной трещиноватости осадочных комплексов в пределах Донбасса и Вольно-Подольской плиты [Корчемагин и др., 1974; Гинтов, 2001; 2005], северный географический палеополюс Земли условно "переместился" из экваториальных широт в современное положение, что указывает на поворот Восточно-Европейской платформы (ВЭП), в том числе и УЩ, который к венду был уже жестко "впаян" в ее структуру, по часовой стрелке примерно на 90°.

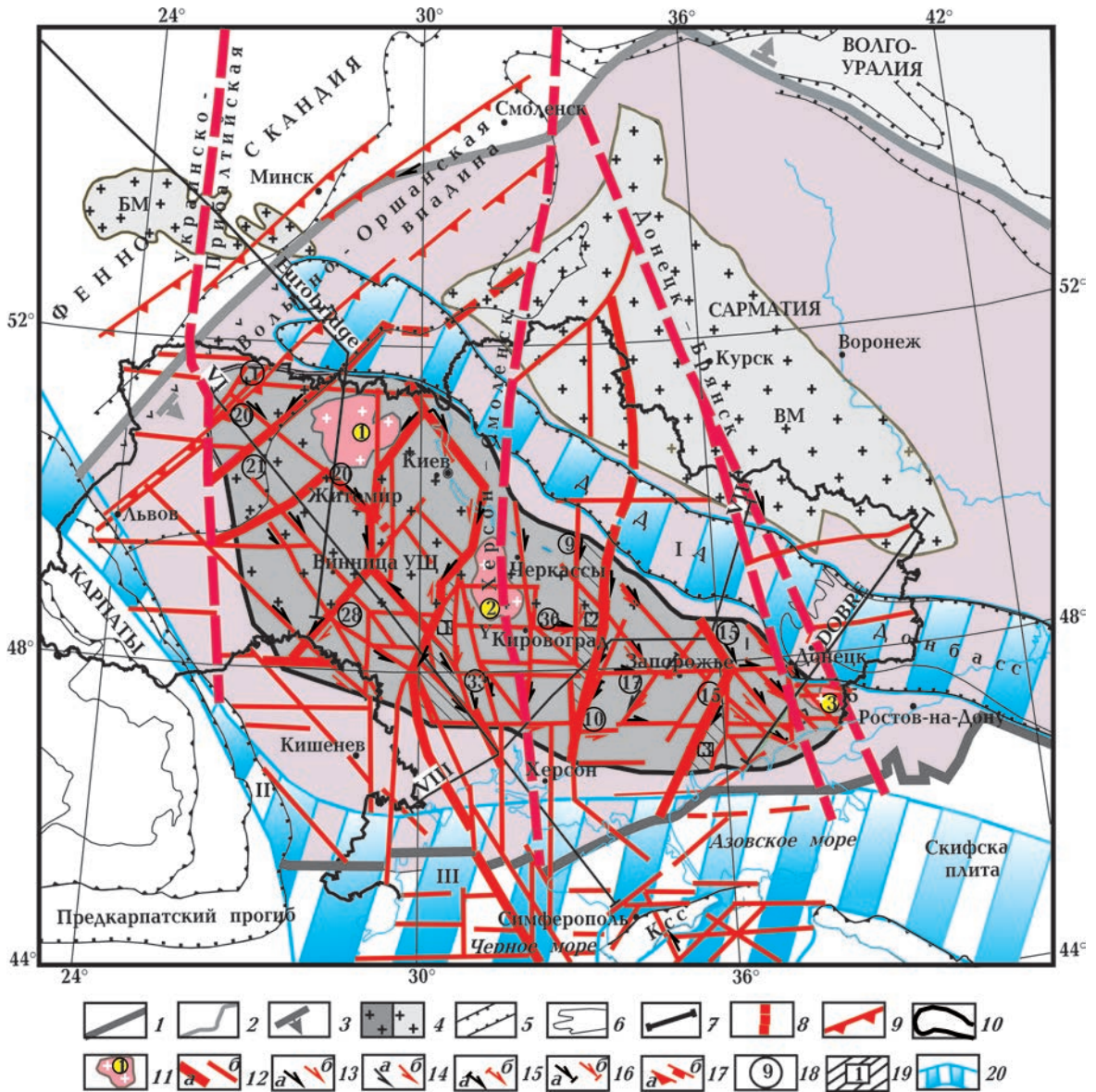


Рис. 1. Основные рудо- и нефтегазоносные регионы Украины, по [Гинтов, Пашкевич, 2004; 2010] с добавлениями: 1 — граница ВЕП платформы; 2 — границы между надструктурными элементами ВЕП — Фенноскандией, Сарматией и Волго-Уралией, по [Bogdanova, 1993]; 3 — направление падения зон сочленения сегментов ВЕП; 4 — Украинский щит (УЩ), Белорусский кристаллический массив (БМ), Воронежский кристаллический массив (ВМ); 5 — платформенные наложенные авлакогены и впадины; 6 — граница Донбасса; 7 — геотрансекты VI, VIII и международные трансекты ГСЗ Eurobridge и DOBRE; 8 — трансрегиональные тектонические швы Херсон — Смоленск, Донецк — Брянск и Украинско-Прибалтийская зона активизации; 9 — зона сочленения Фенноскандии и Сарматии; 10 — контур УЩ со склонами; 11 — плутоны и крупные интрузивные массивы гранитоидов (1 — Коростенский, 2 — Корсунь-Новомиргородский, 3 — Восточно-Приазовский); 12 — зоны разломов межмегаблоковые (а) и внутримегаблоковые (б); 13—16 — кинематические знаки (13 — правый сдвиг, 14 — левый сдвиг, 15 — взбросо-сдвиг, 16 — сбросо-сдвиг, а — во время заложения, б — во время главной фазы активизации); 17 — взброс (а) и сброс (б); 18 — зоны разломов [Гинтов, 2005] (1 — Горынская, 9 — Западно-Ингулецкая, 10 — Криворожско-Кременчугская, 15 — Орехово-Павлоградская, 17 — Девладовская, 20 — Сарненско-Варваровская, 21 — Суцано-Пержанская, 28 — Немировская, 33 — Первомайская, 36 — Субботско-Мошоринская); 19 — шовные зоны (1 — Голованевская, 2 — Ингулеcko-Криворожская, 3 — Орехово-Павлоградская); 20 — нефтегазоносные провинции Украины (I — Днепровско-Донецкая (ДДНГП), II — Карпатская (КНГП), III — Азовско-Черноморская (АЧНГП)).

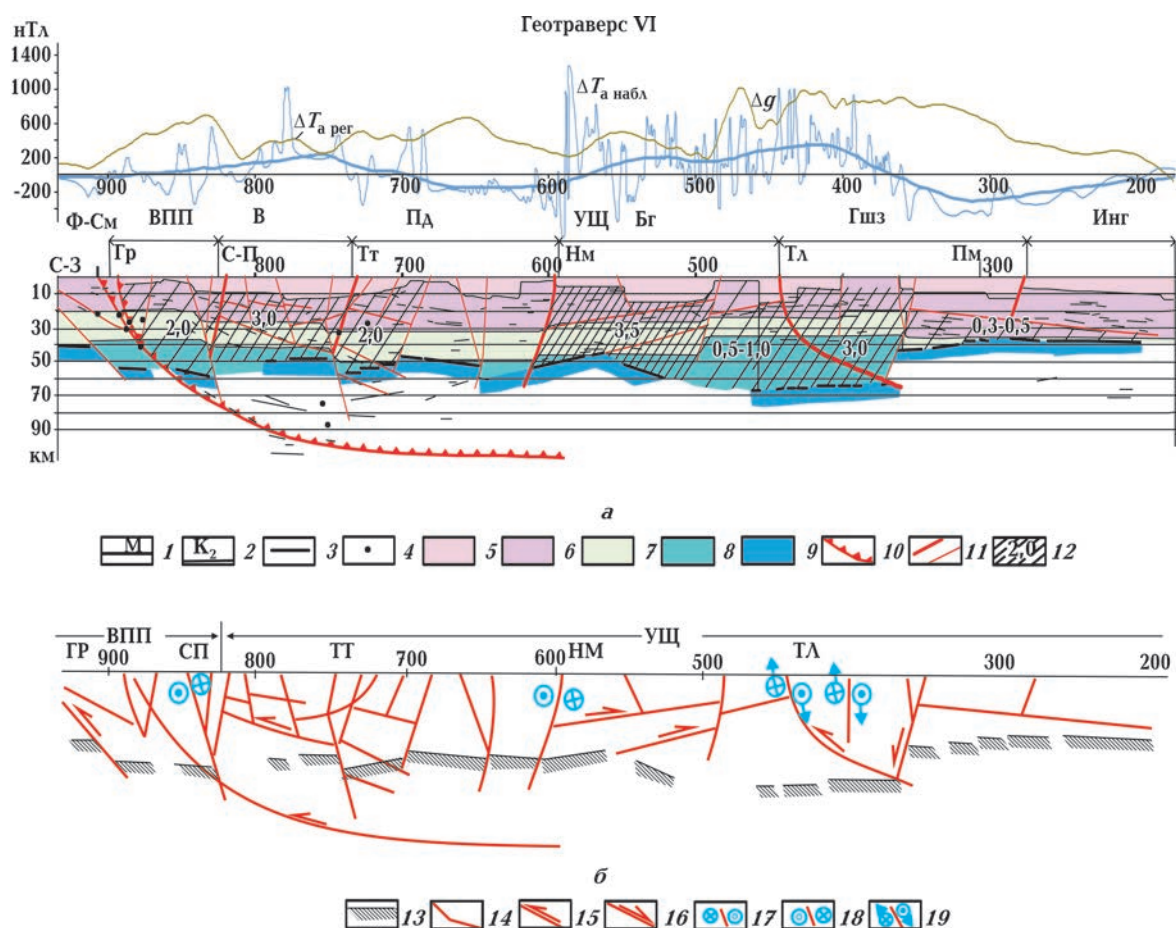


Рис. 2. Тектоническая (а) и тектонофизическая (б) интерпретации трехмерной геофизической модели УЩ вдоль геотраверса VI, по [Гинтов, Пашкевич, 2004; 2010]: 1 — раздел Мохо; 2 — поверхность докембрийского фундамента; 3 — отражающие площадки; 4 — точки дифракции; 5—8 — условные слои земной коры (5 — гранитный, 6 — диоритовый, 7 — базальтовый, 8 — коромантийная смесь); 9 — мантия; 10 — юго-восточная граница зоны сочленения Фенноскандии и Сарматии; 11 — зоны разломов I и II рангов; 12 — магнитные источники и величины намагниченности, А/м; 13 — раздел М; 14 — зоны разломов; 15—19 — кинематические характеристики зон разломов в разрезе (синие кинематические знаки — во время заложения зон разломов, красные — во время основных фаз активизации): 15 — надвиг, взброс, подвиг, 16 — сброс, 17 — правый сдвиг, 18 — левый сдвиг, 19 — взбросо- или сбросо-сдвиги (в зависимости от наклона зоны). Регионы: Ф-См — юго-восточная граница зоны сочленения Фенноскандии и Сарматии; ВПП — Вольно-Подольская плита; УЩ — Украинский щит. Мегаблоки: В — Волынский, Пд — Подольский, Бг — Бутский, Инг — Ингульский. Зоны разломов: Гр — Горынская, С-П — Суцано-Пержанская, Тт — Тетеревская, Нм — Немировская, Тл — Тальновская, Пм — Первомайская, Гшз — Голованевская шовная зона.

Материалы тектонофизических исследований в целом не противоречат имеющимся палеомагнитным данным по раннему-среднему протерозою и венду ВЕП [Elming et al., 1998; 2006; Глевасская и др., 2000], определяющим индивидуальные траектории отдельных ее сегментов и время консолидации. Так, близость направлений векторов остаточной намагниченности анортозитов и даек среднего-позднего протерозоя разных районов УЩ позволила заключить, что щит стал единой консолиди-

рованной структурой не позднее 1660 млн лет тому назад и это не противоречит датировкам консолидации Восточно-Европейского кратона (около 1,8 млрд лет тому назад) по палеомагнитным и геологическим данным [Vodanovna et al., 1996]. Хотя еще между 2,0—1,8 млрд лет назад траектории миграции палеомагнитного полюса для УЩ и Балтийского щита (БЩ) были существенно различными: тогда УЩ располагался на широте около 20° с. ш. и его ориентация относительно БЩ отлича-

лась от современной на 50° . В дальнейшем УЩ двигался в южном направлении и занял положение к югу от экватора, при этом его ориентация также отличалась от современной. Затем направление движения изменилось на обратное и около 1650 млн лет тому назад взаимное расположение и ориентация УЩ и БЩ практически совпали.

В венде (580—545 млн лет тому назад) УЩ находился в составе континента Балтика — части предполагаемого суперконтинента Родиния. По результатам палеомагнитного изучения пород трапповой формации Волини [Глевасская и др., 2000; Elming et al., 2006] установлено, что за 170 млн лет (от 750 до 580 млн лет тому назад) Балтика переместилась на юг и разместилась между 30 и 70° ю. ш., повернувшись во время движения почти на 30° по часовой стрелке. При этом УЩ располагался ближе всего к южному полюсу. После 580 млн лет начался дрейф Балтики на север и ее поворот почти на 180° по часовой стрелке.

Суммируя результаты тектонофизического и палеомагнитного изучения литосферы УЩ, можно заключить, что щит как консолидированная структура существует с рубежа 1,8—1,65 млрд лет. До этого он существовал и перемещался автономно (палеомагнитные данные), а еще ранее был разделен на несколько самостоятельных мегаблоков, имевших также свои траектории движения (тектонофизические данные). Отрезок времени между 1,6 и 0,6 млрд лет пока что изучен недостаточно надежно, а начиная с раннего венда, как установлено обоими методами, щит существовал в составе стабильного кратона (ВЕП) и перемещался вместе с ним относительно оси вращения Земли.

Итак, начиная с неогархея наиболее масштабными событиями в геодинамическом развитии УЩ, с точки зрения тектонических движений, были следующие.

Неогархей — ранний протерозой. Заложение субвертикальных поверхностей сдвига — трансформных (по-видимому) зон разломов, обусловленное геодинамическими процессами за пределами щита, здесь не рассматриваемыми. УЩ еще не является единой морфоструктурой, подобной современной. Отдельные его части развиваются в разных деформационных и тектономагматических режимах: юго-западная часть находится в состоянии широтного сжатия — меридионального растяжения, северо-восточная — меридионального

сжатия — широтного растяжения. Сдвиговые перемещения в зонах разломов при сжатии ведут к формированию приразломной складчатости, при растяжении — к интрузивным и гидротермально-метасоматическим процессам.

Ранний протерозой — средний протерозой. Коллизия литосферных плит Фенноскандии и Сарматии, сопровождавшаяся сильным северо-западным или субширотным сжатием и окончательным объединением мегаблоков УЩ. Надвиг литосферы УЩ в сторону современного северо-запада на литосферу Фенноскандии и (или) подвиг последней под литосферу УЩ, при этом формируются листрические надвиговые зоны, которые выходят на земную поверхность за пределами щита (Горынская и прочие зоны разломов). Параллельно формируются пологие поверхности срыва, расположенные в коре выше листрических зон. Глубинными сейсмическими зондированиями поверхности срыва и надвига четко фиксируются в зоне перехода кора—мантия на геотраверсах II (ПК 950, 1100) [Гинтов, Пашкевич, 2010] и VI (ПК 900), где пластины мантийного вещества подняты и надвинуты в северо-западном направлении (рис. 2), а также на международном трансекте Eurobridge [Vogdanova et al., 2006].

Во время или после процесса коллизии Фенноскандии и Сарматии происходит растяжение литосферы и активизация межрегиональных тектонических швов Херсон — Смоленск и Донецк — Брянск; образование Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов и массивов щелочных гранитов Восточного Приазовья. Таким образом, можно говорить о том, что процесс коллизии Фенноскандии и Сарматии сопровождался не только сжатием, но и растяжением литосферы, на некоторое время перерывавшим давление плит друг на друга или произошедшим сразу после их объединения.

Поздний протерозой (рифей) — ранний фанерозой (гевон). Крупномасштабные процессы растяжения литосферы, приведшие к формированию рифтогенных ограничений УЩ и сопровождающих их зон разломов на западе, севере и северо-востоке.

Кинематическими особенностями докембрийского плитотектонического процесса обусловлена в первую очередь ориентация зон разломов при заложении в неогархее, палео-, мезо- и неопротерозое, а также их напряженно-деформированное состояние во время

активизаций. С этим связан также характер рудообразования и формирования месторождений.

Крупные зоны разломов, особенно межмегаблоковые, ограничивают структурно-формационные области в верхней части коры и коровые мегаблоки разной мощности и основности (рис. 3, 4). К таким зонам разломов относятся Первомайская, Западно-Ингулецкая, Криворожско-Кременчугская, Орехово-Павлоградская и Немировская. Смена состава всего разреза коры происходит также в западной части Девладовской, восточной части Субботско-Мошоринской, частично в Сарненско-Варваровской, северо-восточном продолжении Немировской, Суцано-Пержанской и других зонах разломов второго порядка. История развития зон разломов УЩ охватывает сотни миллионов (а возможно, и несколько миллиардов) лет. За это время многократно изменялись поля напряжений и направления движений блоков земной коры. В разломах — наиболее пронизываемых структурах, связывающих верхние и нижние слои земной коры, кору и мантию, возникали все новые и новые зоны скалывания, возобновлялись и затухали процессы образования магматических расплавов, гидротерм, эманаций и рудных растворов.

Пронизываемыми структурами, по сравнению с окружающими участками литосферы, зоны разломов являются не только во время растяжения, но и во время сдвига при сжатии, так как в последнем случае происходит дилатансионное разрыхление пород в зоне разломов, т. е. повышается их пористость, а в узлах пересечения разломов образуются пулл-аппараты с рудными телами штокверкового типа. Кроме того, при наличии диагональных и ортогональных систем разломов режим растяжения в определенные периоды может быть присущ каждой зоне разломов: сдвиговые процессы в зонах ортогональной системы приводят к растяжению в зонах диагональной системы и наоборот. Чередование процессов сжатия и растяжения фиксируется в зонах разломов не только кинематически, но и петрологически: во многих из них наблюдается совместное нахождение милонитов и катаклазитов, характерных для зон сжатия, щелочных метасоматитов, окварцевания, формирующихся в условиях растяжения, а также параллельное простираие полос милонитов и расположенных рядом даек основных пород или гранитных жил, отражающих попеременное сжатие и растяжение.

Учитывая изложенное, можно с уверенностью утверждать, что между строением зон разломов и проникновением в верхние слои земной коры рудного вещества существует прямая связь. Поднимаясь по отдельным разрывам и не имея возможности распространяться по латерали на большие расстояния, рудное вещество концентрируется на пронизываемых участках в непосредственной близости от зоны разломов в пределах деструктивных полей. Поэтому рудные районы и поля в плане в большинстве случаев совпадают с зонами разломов. Примеры таких совпадений подробно описаны в работах [Старостенко и др., 2006; 2007].

Днепровско-Донецкая нефтегазоносная провинция (ДДНГП). Образование месторождений углеводородов под влиянием палеозой-мезозойских геодинамических процессов можно видеть на примере формирования Днепровско-Донецкого авлакогена (ДДА). Его положение на некотором удалении основных коллизионных зон Альпийско-Средиземноморского пояса позволяло еще сравнительно недавно рассматривать перспективы поисков нефтегазовых месторождений, исходя из стандартной схемы: погружение — осадконакопление — солевая тектоника — образование антиклинальных структур — скопление углеводородов в апикалях антиклиналей.

За последние два десятка лет накопилось огромное количество данных об открытии многих нефтегазовых месторождений на относительно небольших глубинах в неантиклинальных, так называемых "нетрадиционных" ловушках: на моноклиналях, полуантиклиналях, в поднадвиговых зонах, в кристаллическом фундаменте, зонах дилатансионного разуплотнения в отложениях девона и карбона на глубине более 4 км (дилатансия возникает при сдвиге со сжатием) и т. д. Большинство таких нетрадиционных ловушек связаны с разломами сбросового, сдвигового и взбросового (надвигового) типа. Например, анализ связи пространственного расположения нефтяных и нефтегазовых месторождений центральной части ДДА с глубиной залегания кровли и подошвы консолидированной земной коры [Кучма, 2001] показал, что 92—94 % открытых здесь месторождений располагаются над зонами краевых разломов авлакогена, где перепады глубин залегания кровли и подошвы коры максимальны и составляют соответственно 4,5—7,0 и 35—43 км. В последние годы установлена опосредованная связь распределе-



Рис. 3. Схема глубинного строения земной коры УЩ по данным ГСЗ и гравитационного моделирования. Составлена И. К. Пашкевич, М. И. Орлюком, И. Б. Макаренко и др. [Старостенко и др., 2007]: 1—5 — границы (1 — ВЕП, 2 — зоны сочленения Фенноскандии и Сарматия, 3 — УЩ, 4 — ДДА, 5 — предполагаемого рифейского Вольно-Оршанского рифта, по данным В. Б. Соллогуба и А. В. Чекунова); 6 — плутоны габбро-анортозит-рапакиви; 7 — главные зоны разломов (а — межмегаблоковые (1 — Тетеревская, 2 — Звиздаль-Залесская, 3 — Немировская, 4 — Тальновская, 5 — Первомайская, 6 — Западно-Ингулецкая, 7 — Криворожско-Кременчугская, 8 — Орехово-Павлоградская); зоны разломов более высоких порядков: 9 — Азово-Павлоградская, 10 — Луцкая, 11 — Сущано-Пержанская), б — другие); 8 — изолинии глубин залегания поверхностей пологих зон глубинных разломов, км (предположительно типа надвиг-подвиг); 9 — трансрегиональные тектонические швы (Х-См — Херсон — Смоленск, Д-Бр — Донецк — Брянск); 10 — области тонкой коры (меньше 40 км); 11 — области толстой коры (больше 45 км); 12 — низкоскоростные прикоровые линзы; 14 — коромантийная смесь по данным ГСЗ; 15 — то же по данным гравитационного моделирования; 16 — проекции на земную поверхность зон крупных ступеней раздела М; 17 — линеамент В, по В. Б. Соллогубу; 18 — профили ГСЗ. ДДА — Днепровско-Донецкий авлакоген; В-Ор — Вольно-Оршанский рифт; В-П — Вольно-Полесский вулканический пояс. Мегаблоки УЩ: В — Волынский; Пд — Подольский; Р — Росинский; Бг — Бугский; Ин — Ингульский; СПд — Среднеприднепровский; Пр — Приазовский. Шовные зоны: ГШЗ — Голованевская; И-КШЗ — Ингулецко-Криворожская; О-ПШЗ — Орехово-Павлоградская.

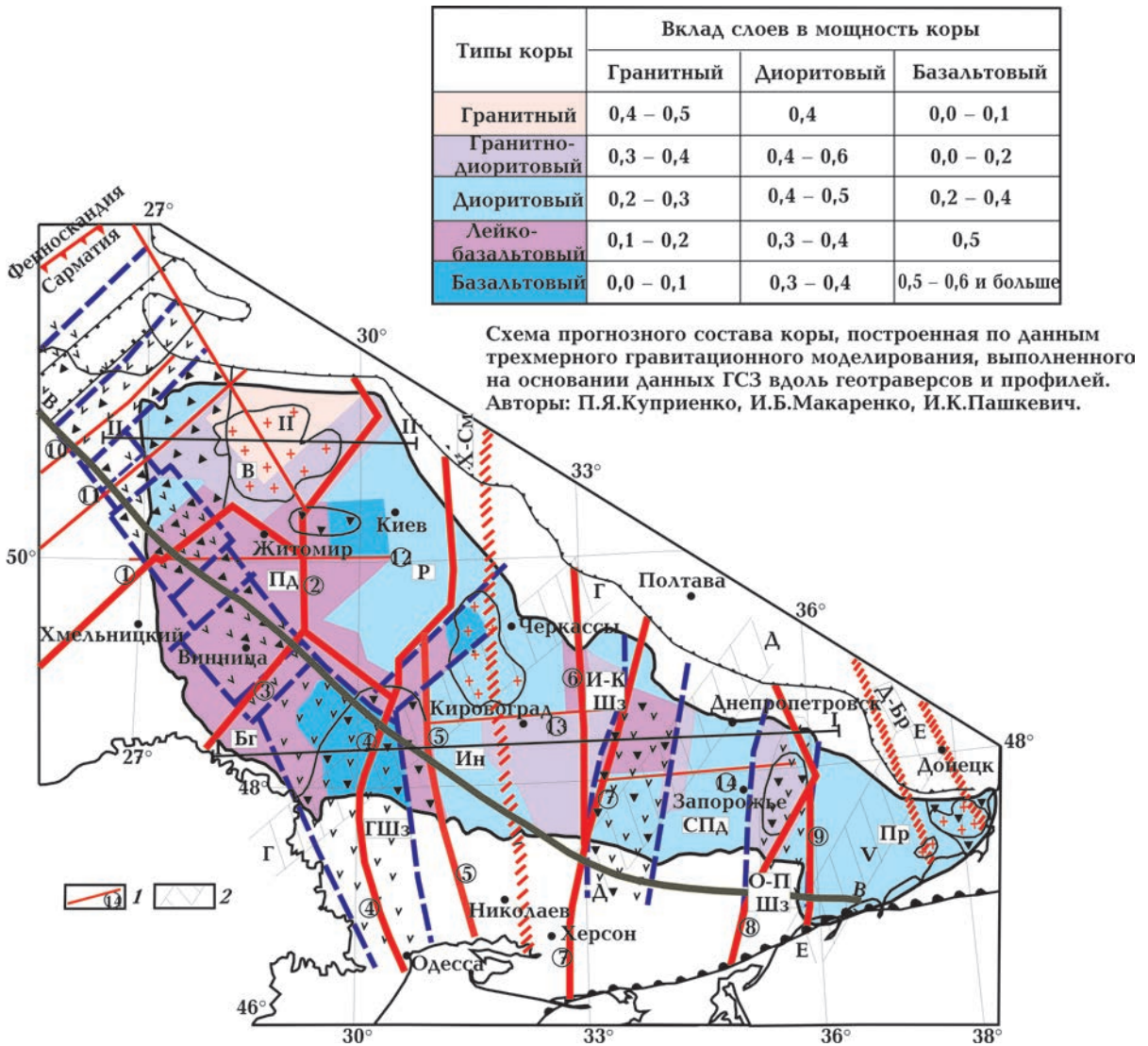


Рис. 4. Прогнозный состав коры УЦ [Старостенко и др., 2007]: 1 — зоны разломов второго ранга (10 — Луцкая, 11 — Суцано-Пержанская, 12 — Андрушевская, 13 — Субботско-Мошоринская, 14 — Девладовская); 2 — линеаменты Г, Д, Е, по В. Б. Соллогубу [Соллогуб, 1986]. Другие условные обозначения см. на рис. 3.

ния нефтегазовых месторождений с магнитной неоднородностью глубинных частей коры, связанной с режимами растяжения и сжатия, и намагниченностью осадочных отложений, возникшей под влиянием прохождения сквозькоровых флюидов по зонам разломов [Орлюк, 2007; Орлюк и др., 2009].

Это привело многих исследователей к мысли о больших перспективах гипотезы неорганического происхождения нефти и заставило обратить внимание на важную роль тангенциальных сил и движений литосферы, столь характерных для многих нефтегазоносных провинций мира. Так, численное моделирование

процесса формирования ДДА методом бекстрипинга в рамках концепции растяжения континентальной литосферы, разработанной Д. Мак Кензи, свидетельствует о возможности его образования в позднем девоне по типу раскрытия рифтовых бассейнов [Стифенсон и др., 1997; Старостенко и др., 2001] с формированием субокеанической коры. Дискуссия в основном касается вопроса, к какому типу относится данный процесс рифтообразования — задуговому или плюмовому [Стовба, 2008]. То, что он связан с геодинамическими механизмами плитовой тектоники, у большинства специалистов не вызывает сомнения.

Было обращено также внимание на важную роль сдвиговых процессов в формировании как современной структуры ДДНГП в целом, так и многих типов нефтегазовых месторождений в частности. Существование контролирующей ДДА системы разломов, заложенной не позднее девона и проявившейся в альпийское время как крупнейший правый сдвиг, является следствием сверхрегионального субмеридионального сжатия, охватившего в мезокайнозойскую территорию юга и юго-запада ВЕП. Ответ на вопрос о причине такого обширного тангенциального сжатия находится в известных плитотектонических реконструкциях [Никишин и др., 2001; Паталаха и др., 2003; Казьмин и др., 2004; Стомба, 2008 и др.], согласно которым давление на ВЕП (вместе с присоединенной к ней Скифской плитой как пассивной окраиной) с юга создается перемещением Африканской и Аравийской плит и передается через Западно- и Восточно-Черноморскую микроплиту.

Мощное субмеридиональное сжатие особенно четко проявляется (отражается) в структуре Донбасса, где на профиле МОВ—ОГТ DOBRE [Кутас, Пашкевич, 2000; Maystrenko et al., 2003] прослежены две крупные надвиговые плоскости (рис. 5). Одна из них, протяженностью не менее 200 км, полого падает в южном направлении, уходя в мантию, а на севере выходит на поверхность в виде известного Марьевского надвига. Вторая (зафиксированная на поверхности как Ялинский надвиг), протяженностью 80—90 км, падает в северном направлении, пересекает осадочные комплексы, уходя в нижнюю часть кристаллической коры. Обе плоскости соединяются вблизи центральной части Донбасса на глубине около 30 км и, кроме горизонтального сжатия, "выдавливают" вверх находящийся между ними блок коры вместе с Главной антиклиналью Донбасса.

В пределах Донбасса, хорошо изученного тектонофизическими методами [Корчемагин и др., 2005; Гинтов, 2005 и др.], под Главной антиклиналью и внутри нее прослеживается Центрально-Донбасская зона разломов, неоднократно испытывавшая право- и левосдвиговые смещения крыльев, а в альпийском тектоническом цикле проявившая себя как четкий правый сдвиг. Вместе с краевыми зонами ДДА она образует систему правосдвиговых нарушений протяженностью только в пределах Украины около 800 км. С ней связаны как месторождения углеводородов в се-

веро-западной и центральной частях ДДА и на севере Донбасской складчатой области, так и месторождения и рудопроявления золота, ртути, сурьмы и полиметаллов Главной антиклинали.

Примером того, как процессы сжатия и сдвига в плитотектоническом механизме деформирования земной коры влияют на образование месторождений углеводородов, может служить зона сочленения складчатого Донбасса с южным склоном Воронежского кристаллического массива, представленным Старобельско-Миллеровской моноклиной (см. рис. 5). Зона сочленения выражена целой серией надвигов карбон-меловых отложений Донецкого складчатого сооружения (ДСС) на моноклину — Краснопоповским, Северо-Донецким, Марьевским, Алмазным, Ильичевским и другими надвигами, осложненными мелкой складчатостью. Здесь в полосе шириной не менее 50 км открыт целый ряд месторождений неантиклинального типа как в пределах собственно моноклинали, так и в приконтактовом Краснореченском и надвиговом Лисичанском газонасыщенных районах.

По данным тектонофизического изучения ДСС [Корчемагин, Емец, 1986; Гинтов, 2005] установлены региональные (для всего ДСС), мезорегиональные и локальные поля тектонических напряжений, деформационные режимы, показывающие, что в позднегерцинском тектоническом цикле ДСС испытывало взбросовый деформационный режим при региональном горизонтальном сжатии по азимуту 10—190° и субвертикальной оси растяжения, а в альпийском тектоническом цикле — правосдвиговый деформационный режим при горизонтальном сжатии по азимуту 345—165° и растяжении по азимуту 75—255°. При этом на зеркалах скольжения надвиговых пластин зафиксированы субгоризонтальные штрихи, поперечные направлению надвигания (Марьевский надвиг к востоку от с. Дроновка, Алмазный надвиг по р. Лозовая ниже с. Петровка и др.). Следовательно, при поисках неантиклинальных ловушек УВ в пределах зоны сочленения ДСС и Воронежского массива необходимо учитывать роль сдвиговых перемещений фундамента и чехла, влияющих на формирование ловушек различного типа и усложняющих их строение. В принципе это относится и ко всему северо-восточному борту центральной и северо-западной частей ДДВ, так как региональные поля напряжений здесь обусловлены аналогичными тектоническими про-

цессами и надвиго-сдвиговые премещения (в основном правого типа) в чехле и фундаменте должны наблюдаться, как и в ДСС. Однако необходимо сделать поправку на более узкую зону перехода от Воронежского массива к ДДА на западе, из-за чего зона сдвига-надвигов и нефтегазонакопления западнее Старобельско-Миллеровской моноклинали может быть гораздо уже.

Таким образом, образование месторождений углеводородов в пределах ДДНГП обусловлено геодинамическими процессами начиная с палеозойского рифтинга и формирования субокеанической коры в ДДА и заканчивая альпийскими сдвиго-надвигами, причиной которых является плитотектонический механизм формирования Черноморско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Важную роль при этом играют зоны разломов, пересекающие всю земную кору, поэтому многие исследователи склоняются к точке зрения о преимущественно неорганическом происхождении углеводородов.

Карпатская мезозойско-кайнозойская нефтегазоносная провинция (КНГП). Геодинамические процессы в КНГП большинством современных геологов и геофизиков уже сравнительно давно рассматриваются с плитотектонических позиций. Этому способствует наличие крупнейшей (протяженностью около 3 тыс. км) зоны сдвиговых разломов Тейссейре — Торнквиста, отделяющей Западно-Европейскую платформу-плиту (ЗЕП) и Восточные Карпаты от ВЕП, шарьяжно-надвиговое строение мезо-кайнозойской толщи Карпат, перемещенной на восток и северо-восток на десятки километров, сдвоенные и строенные разрезы мела, палеогена и неогена, преобладание деформационных режимов северо-восточного — юго-западного горизонтального сжатия, установленное здесь тектонофизическими методами [Гинтов, 2005] и др.

Рассматривая данные сейсмотомографии [Гейко и др., 2006], можно видеть, что "сдвигание" разрезов литосферы КНГП происходит не только на коровом, но на мантийном уровне: на рис. 6, а приведен разрез мантии до глубины 850 км вдоль параллели 47° с. ш., показывающий, что относительно высокоскоростная литосфера ВЕП (условно ограниченная изолиниями вяззкок 0,05 км/с и выше), начиная от западной границы УЩ, погружается под относительно низкоскоростную мантию Вольно-Подольской плиты, Карпат и ЗЕП с глубины 100 км до 250 — 300 км. Средний

угол погружения мантии ВЕП под Карпаты на участке наибольшего сближения УЩ и Предкарпатского прогиба (см. рис. 1) достигает $\sim 60^\circ$.

Геотермическими исследованиями [Кутас, 2005] в регионе установлено, что северо-восточная окраина ЗЕП в зоне Тейссейре — Торнквиста характеризуется повышенными тепловыми потоками, обусловленными ее сильной раздробленностью и продолжительной тектонической активностью. Для областей нефтегазонакопления и отдельных месторождений, сосредоточенных преимущественно в пределах Предкарпатского прогиба (при этом во Внешней зоне прогиба преобладают газовые и газоконденсатные месторождения, а во Внутренней — нефтяные), также характерны повышенные температуры и тепловые потоки. Месторождения нефти образуют две достаточно узкие полосы в зонах продольных Предкарпатского и Сколевского разломов, отстоящих друг от друга на расстоянии 20—30 км. Газовые месторождения локализируются в зонах Краковецкого, Калушского, Косовского разломов (рис. 7). Здесь, как и в рассмотренной выше Днепровско-Донецкой провинции, зоны нефтегазонакопления контролируются, в первую очередь, геодинамическими условиями.

Карпатская складчато-покровная структура возникла на пассивной окраине ВЕП путем формирования системы рифтогенных прогибов, субдукции и коллизии. Процесс формирования этой структуры еще не завершился. Здесь продолжают активные геодинамические события, проявляющиеся в сейсмической активности, новейших и современных движениях земной коры. Размещение нефтегазовых месторождений в зонах глубинных разломов и узлах их пересечения, повышение в зонах нефтегазонакопления температуры и теплового потока, закономерное изменение с глубиной и по площади состава и свойств углеводородов, гидрогеологические условия свидетельствуют о существовании зон и источников интенсивной миграции глубинных флюидов в осадочных отложениях.

На окраине ВЕП в отложениях аккреционного клина накопление углеводородов могло происходить еще в мелу и палеогене. Однако на коллизионном этапе вместе с процессами складкообразования и масштабным перемещением осадочных толщ и блоков земной коры произошло перераспределение углеводородного потенциала. В автохтонных отложениях

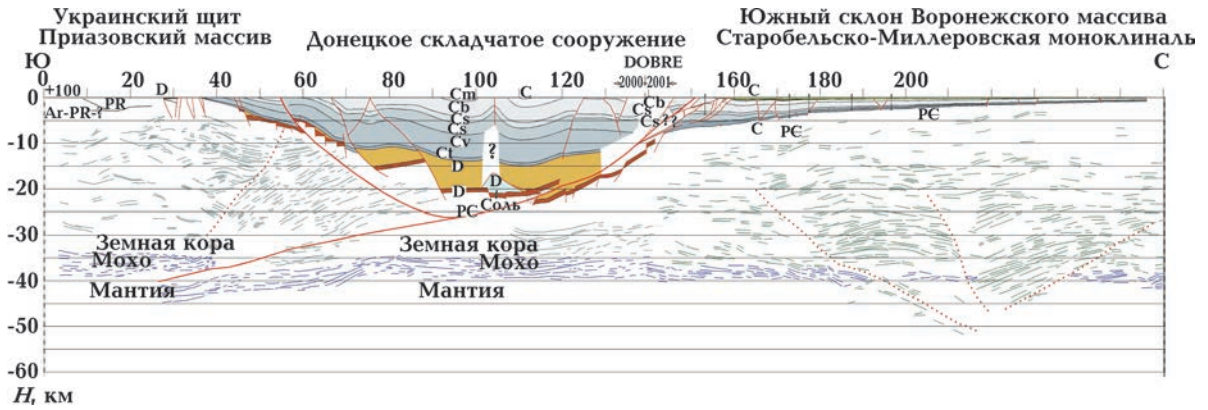


Рис. 5. Глубинный разрез по профилю МОГТ Старобешево — Шахтерск — Луганск (профиль DOBRE), по [Maystrenko et al., 2003].

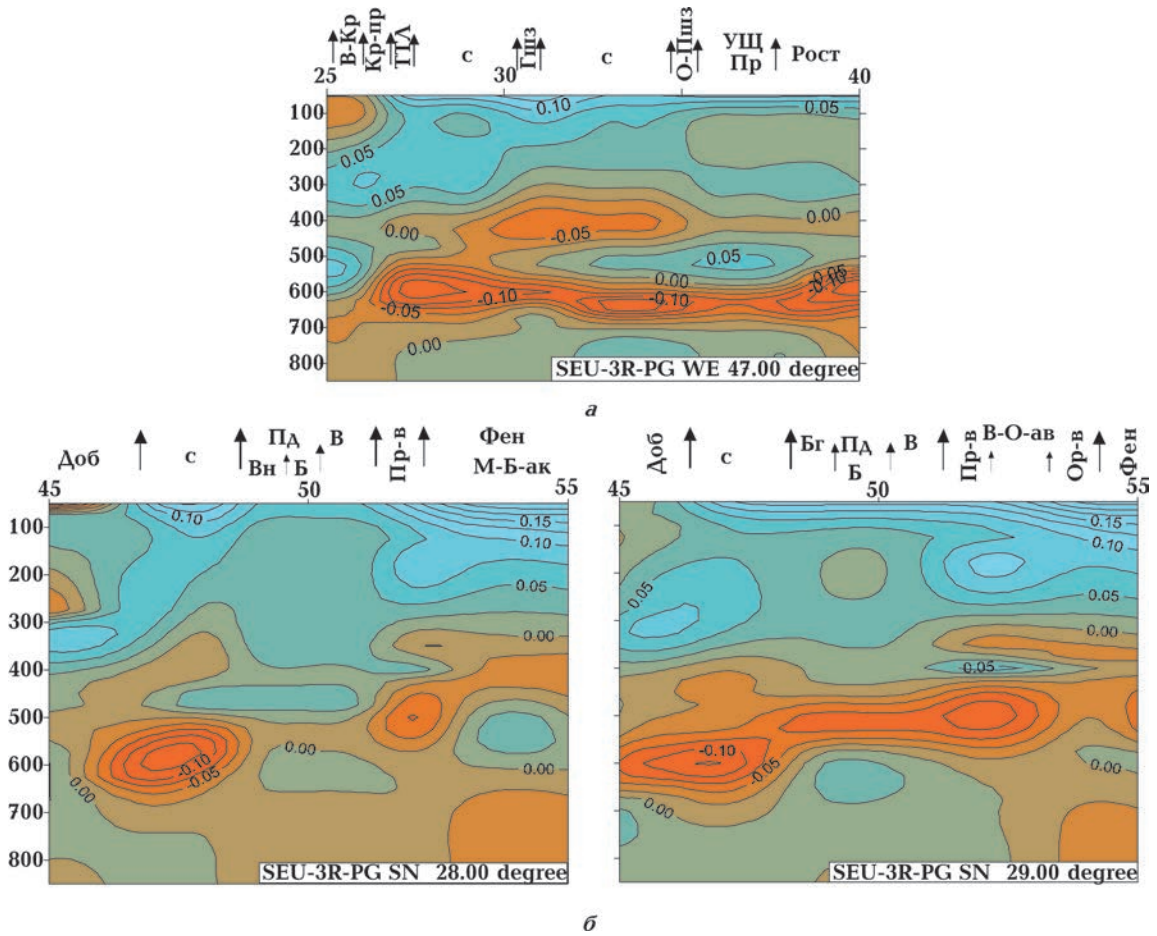


Рис. 6. Вертикальные сечения верхней мантии территории Украины: а — вдоль 47° с. ш.; б — вдоль 28° и 29° в. д.: Б — Бердичевский блок УЩ; Бг — Бугский мегаблок УЩ; В — Волинский мегаблок УЩ; Вн — Винницкий блок УЩ; В-Кр — Восточные Карпаты; В-О-ав — Волыно-Оршанский авлакоген; Гшз — Голованевская шовная зона; Доб — Добруджа; Кр-пр — Предкарпатский передовой прогиб; М-Б-ак — Мазуро-Белорусская антиклиза; Ор-в — Оршанская впадина; О-Пшз — Орехово-Павлоградская шовная зона; Пр — Приазовский мегаблок УЩ; Пр-в — Приазовская впадина; Рост — Ростовский выступ; с — склон Восточно-Европейской платформы; ТЛ — Тейссейре — Торнквиста линия; УЩ — Украинский щит; Фен — Фенноскандия.

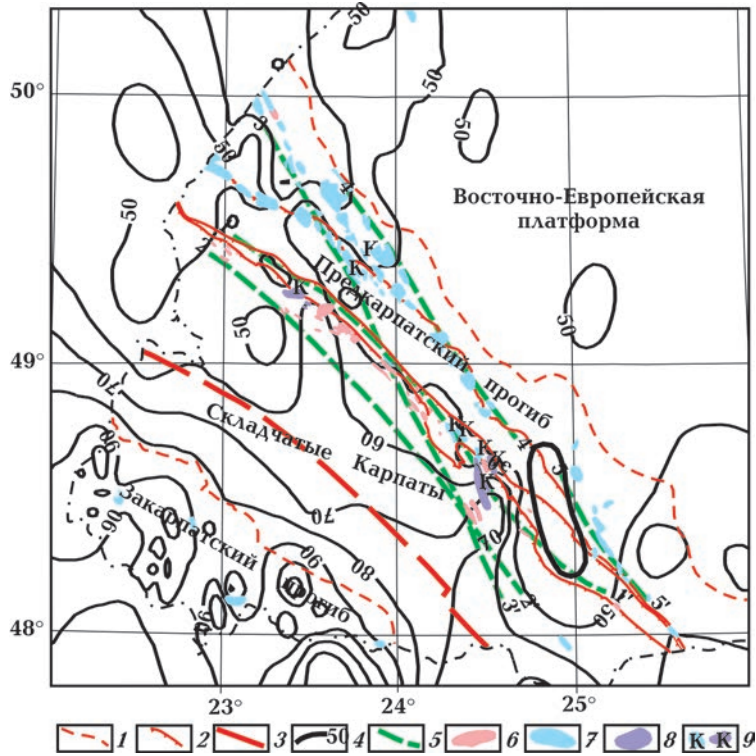


Рис. 7. Схема нефтегазоносности и распределения тепловых потоков Восточных Карпат [Карта ..., 2004; Кутас та ін., 2002]: 1 — границы тектонических зон; 2 — фронт надвига Внутренней зоны Предкарпатского прогиба и Складчатых Карпат; 3 — граница платформенного автохтона Карпат; 4 — изолинии теплового потока, мВт/м²; 5 — продольные глубинные разломы в Предкарпатском прогибе (1—1' — Предкарпатский; 2—2' — Сколевский; 3—3' — Краковецко-Верховинский; 4—4' — Калужский; 5—5' — Косовский); 6—9 — месторождения (6 — нефтяные, 7 — газовые, 8 — нефтегазовые, 9 — газоконденсатные).

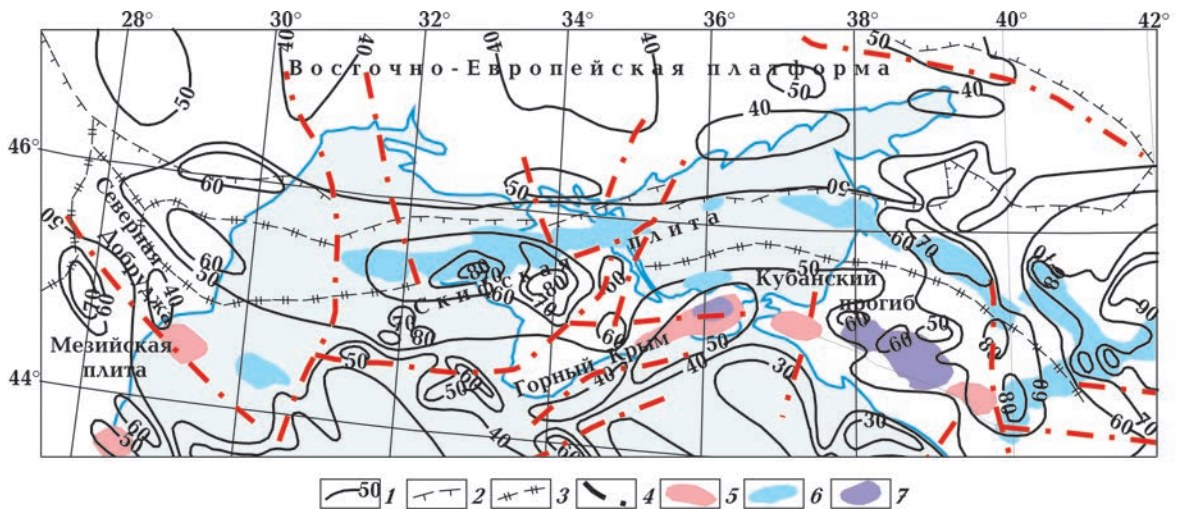


Рис. 8. Схема нефтегазоносности и распределения тепловых потоков в Азовско-Черноморском регионе [Кутас та ін., 2002]: 1 — изолинии теплового потока, мВт/м²; 2 — граница ВЕП; 3 — границы надпорядковых тектонических элементов; 4 — глубинные разломы; 5—7 — месторождения (5 — нефтяные, 6 — газовые, 7 — нефтегазовые).

Складчатых Карпат формирование нефтегазовых залежей началось в послебаденское время, а в аллохтоне — в конце миоцена—плиоцене. Этот процесс продолжается и в настоящее время. Миграционные процессы существенно повлияли на гидродинамические условия, тепловой режим, физические параметры среды. Собственно эти параметры и могут быть использованы для установления путей миграции и зонного районирования нефтегазовых площадей.

Связь образования и размещения нефтегазовых месторождений КНГП с плитотектоническим механизмом ее формирования детально проанализирована в работах [Паталаха и др., 2003; Гончар, 2007] с помощью численного тектонофизического моделирования. Построены палинспастические разрезы фронтальной части Флишевых Карпат и Предкарпатского прогиба, воспроизводящие процесс их формирования в условиях латеральной аккреции и покровообразования при обдукционно-субдукционном механизме. Как показали авторы, в процессе надвигания Карпатского орогена на ВЕП или пододвигания платформы под ороген происходит затягивание чехла платформы под ороген ("поглощение") с образованием структуры поднадвига, фронтальная часть которой погружается на глубину 10 км и более и сильно утоняется. При достаточно большой скорости пододвигания (около 1 см/год) часть чехла не вмещается в объем поднадвига и скучивается у форланда орогена, образуя внутреннюю часть краевого прогиба или Бориславско-Покутский и Самборский покровы-аллохтоны, лежащие на менее деформированной автохтонной части чехла, втягивающейся в поднадвиг. Внешняя часть прогиба — Билче-Волицкая зона — сложена слабо деформированными мезо-кайнозойскими породами чехла, не втянутыми в поднадвиг.

Погруженная передняя часть поднадвиговой структуры испытывает большие термомеханические нагрузки, дегидратацию, метаморфизм, в результате чего содержащиеся в ней углеводородные флюиды концентрируются и выжимаются наружу (так называемый процесс "фильтрпрессинга"), скапливаясь в краевом прогибе. Из-за разницы в реологических свойствах газа и нефти первые не могут скапливаться во внутренней части прогиба, представленной сильно раздробленными надвигами и полуантиклиналями, частично улетаются, частично проникают дальше — во внешнюю зону с нормальными антиклиналями-ло-

вушками. Нефть же собирается главным образом на границе Скибового и Бориславско-Покутского покровов, проникая также отчасти и в ороген из зоны поднадвига по разломам. Этим объясняется зональность в распределении нефтяных и газовых месторождений в Предкарпатском прогибе.

Использование современных геодинамических концепций формирования Карпатского региона позволяет существенно расширить его перспективы в отношении нефтегазоносности как подключением новых территорий, так и за счет дальнейшего изучения уже известных зон нефтегазоаккумуляции.

Особого внимания заслуживают: северо-западная часть Внешней зоны Предкарпатского прогиба (Крукеницкая подзона); автохтонные отложения Складчатых Карпат; платформенные мезозойские отложения юго-восточной части Внешней зоны под надвигом Складчатых Карпат; Закарпатский прогиб.

Азовско-Черноморская нефтегазоносная провинция (АЧНГП). Значительная часть провинции расположена в пределах акваторий (рис. 1, 8), поэтому ее детальное геолого-геофизическое изучение затруднено, а обобщающие концепции, основанные в настоящее время на плитотектоническом подходе [Никишин и др., 2001; Паталаха и др., 2003; Казьмин и др., 2004; Казьмин, Тихонова, 2005; 2006; Юдин, 2008 и др.], достаточно разноречивы. Объективный анализ геодинамических процессов в АЧНГП возможен лишь при рассмотрении их на общем фоне геодинамического развития Черноморско-Кавказского сегмента Альпийского пояса.

Взяв за основу обобщение, выполненное В. Г. Казьминым и Н. Ф. Тихоновой [Казьмин, Тихонова, 2005; 2006], и исключив некоторые спорные вопросы, можно выделить следующие главные этапы геодинамического развития этого региона в мезозое—кайнозое.

Ранний триас — исследуемый регион являлся сегментом северной евразийской окраины палеоокеана Тетис.

Ранний—средний триас — образование зоны субдукции к югу от Понтийско-Закавказского микроконтинента, раскол микроконтинента и раскрытие Таврического бассейна шириной 300—600 км. Осадочные и магматические комплексы, связанные с этим глубоководным бассейном, известны в Северной Добрудже, на южной окраине Одесского шельфа, в Горном Крыму (таврическая и эскиординская серии), Центральных Понтидах.

Поздний триас — инверсия и частичное замыкание Таврического бассейна в результате столкновения нескольких фрагментов Гондваны с активной окраиной палеоокеана Тетис.

Конец позднего триаса — начало средней юры (поздний плинсбах — ранний аален) — смещение зоны субдукции к югу и последовавшее за ним новое растяжение задуговой области, в том числе Таврического бассейна. Дополнительное образование Вардарского бассейна южнее Родопского массива и Восточных Понтидов.

Средняя юра (поздний аален — бат) — сжатие и полное замыкание Таврического бассейна, коллизия Родопского массива с Мизийской платформой, Понтидов с Крымом и Валом Шатского. В результате коллизии Крым спаян с Центральными Понтидами с образованием поднятий в месте спайки, о чем свидетельствуют конгломераты Демерджи в Крыму и аналогичные конгломераты Музун в Турции.

Поздняя юра — конец раннего мела (апт) — Понтиды, Родопы и Крым являются пассивной окраиной Вардарского бассейна. Строе и динамика региона в этот период определяются складчатыми поясами триас-среднеюрских комплексов и позднеюрскими — раннемеловыми бассейнами. Движения блоков осуществляются главным образом по трансформным разломам-сдвигам. Горный Крым составляет практически единую полосу с раннекеммерийскими складчатыми поясами Большого Кавказа и Северной Добруджи. В начале раннего мела Горный Крым и Северная Добруджа претерпевают фазу сжатия, в результате чего верхнеюрские и нижнеэокомские отложения осложнены в Преддобруджинском прогибе северо-, а в Горном Крыму южно-вергентными надвигами.

Конец раннего мела (апт) — субдукция литосферы Вардарского бассейна под Понтийско-Родопскую окраину, задуговой рифтогенез и начало образования новых окраинных морей, что привело к раскрытию Западно-Черноморской котловины, продолжавшемуся до нижнего сеномана.

Верхний сеноман — турон — рифтогенез в Западно-Черноморской впадине переходит в спрединг, после чего впадина распространяется на запад примерно на 600 км.

Конец маастрихта — средний эоцен — возникновение новой зоны субдукции к югу от Родопско-Понтийской дуги и дальнейшее растяжение литосферы к северу от нее, раскры-

тие Восточно-Черноморской котловины между валами Шатского, Андрусова и Восточными Понтидами, а также расширение Западно-Черноморской впадины.

Поздний эоцен — коллизия Аравийской плиты с активной окраиной Евразии (Родопско-Понтийской дугой), закрытие зоны субдукции между ними.

Олигоцен — квартал — Черноморско-Кавказский регион (ЧКР) развивается в инденторном режиме под влиянием компрессии и деконпрессии Аравийской, Паннонской и Адриатической плит-инденторов.

Последний этап, начавшийся 35—40 млн лет тому назад, представляет основной интерес для изучения условий формирования АЧНГП, поскольку, как показывают результаты геотермических исследований в регионе [Кутас *и др.*, 2002], существует достаточно тесная корреляция между положением нефтегазовых месторождений и аномалиями теплового потока (см. рис. 8), обусловленными именно постолигоценными геодинамическими событиями.

Инденторный режим олигоцен-четвертичного развития ЧКР подробно изучен и промоделирован в работе [Паталаха *и др.*, 2003]. Был сделан вывод, что в результате суммарного воздействия Аравийской (с юга), Адриатической (с запад-юго-запада) и Паннонской (с запад-северо-запада) плит, при условной неподвижности ВЕП, Восточно- и Западно-Черноморская микроплиты (соответственно ВЧМП и ЗЧМП) ведут себя по-разному. Первая перемещается в северо-западном направлении, оказывая давление на Восточный Крым и Западный Кавказ и слабо субдуцируя под них (так называемая "квасисубдукция"). Вторая перемещается в западно-юго-западном направлении, создавая условия растяжения в Западном Крыму и прилегающей акватории.

Однако последний вывод противоречит многим данным — тектонофизическим [Гинтов, 2005], геотермическим [Кутас *и др.*, 2007], гравиметрическим [Довбнич, Демьянец, 2009], указывающим на то, что литосфера Западного Горного Крыма и прилегающей акватории находится в состоянии сжатия. Да и схема динамики Восточного Средиземноморья, представленная в работе [Паталаха *и др.*, 2003, с. 47, рис. 6], показывает, что одна из крупнейших в мире Северо-Анатолийская правосдвиговая зона разломов протяженностью более 2000 км делит плитный ансамбль ЧКР на две части с разной кинематикой: к югу от нее плиты пере-

мещаются в северном, западном и южном направлениях, а к северу (в том числе и ВЧМП, и ЗЧМП) — в северном, северо-западном и восточном.

Поэтому в целом необходимо сделать вывод, что формирование АЧНГП происходило в условиях регионального сжатия под преобладающим воздействием Аравийской, Черноморской и Адриатической плит.

Это не исключает существования механизмов локального растяжения земной коры, которые установлены в отдельные периоды в некоторых регионах. Так, давление Черноморской плиты на Крымский полуостров с юга привело к выдавливанию в верх мантийных пород под современным Горным Крымом, поднятию Крымских гор, растяжению верхних слоев Западного Горного Крыма, включающих часть таврики и массивы верхней юры, и сползанию их в сторону моря [Гончар и др., 2004]. Кроме того, движение Черноморской плиты в северных румбах носило реверсный характер, на что указывают тектонофизические данные по Крымскому полуострову: фазы субмеридионального (северо-западного, северо-восточного) сжатия прерывались более короткими фазами такого же растяжения.

Необходимо также отметить, что явление субдукции или квазисубдукции Черноморской плиты под Кавказ, Крым и северо-западный сектор Черного моря не является повсеместным и определяющим в геодинамическом процессе. Геолого-геофизические и сейсмологические данные указывают на возможность квазисубдукции под северо-западную часть Кавказа и Керченский полуостров, однако не подтверждают таковой под Горный Крым и северо-западный сектор. В связи с этим прогнозные критерии на выявление нефтегазоносных структур должны опираться в первую очередь на изучение деформаций сжатия и растяжения, проявляющихся, в частности, в образовании так называемых структур горизонтального сдвига — систем генетически связанных и одновременно сформированных присдвиговых разрывов и складок, в том числе надвиговых пластин. Разрывы стимулируют фильтрацию углеводородов вверх, а складки и надвиговые пластины способствуют образованию ловушек.

Построенные для перспективных районов АЧНГП — северо-западного шельфа Черного моря и Керченско-Таманского прогиба — детальные схемы разломной тектоники домезо-

зойско-кайнозойского фундамента [Старостенко и др., 2009] подчеркивают ведущую роль сдвиговых деформаций как при оформлении южной тектонической границы ВЕП, так и при образовании разрывных и складчатых структур мезо-кайнозойского чехла, к которым, и особенно к узлам пересечения разломов, приурочены месторождения углеводородов. Морскими геофизическими исследованиями [Кобелев и др., 2008] также установлено, что зоны глубинных разломов и связанные с ними неотектонические нарушения являются каналами миграции газо-флюидных потоков. С ними практически повсеместно связаны положительные аномалии теплового потока [Кутас и др., 2007].

Некоторые геофизические особенности объединяют АЧНГП и КНГП, позволяя рассматривать их с близких геодинамических позиций. АЧНГП примыкает к южной тектонической границе ВЕП и, как и в западном регионе, на юге наблюдается погружение относительно высокоскоростной литосферы кратона под относительно низкоскоростную мантию Добруджи, Скифской плиты, Черного моря [Гейко и др., 2006] (см. рис. 6, б). Изучение геотермического режима региона показывает [Кутас та ін., 2002], что нефтегазовые месторождения локализуются в областях преимущественно повышенных тепловых потоков, образуя при этом две субпараллельные полосы: газовые месторождения размещаются в зонах высоких тепловых потоков, а нефтяные — на их периферии (см. рис. 8). Обращается внимание на важную роль тектонотермальной активизации, возникающей при сдвиговых перемещениях микроплит.

Геотермический режим АЧНГП формировался на этапе альпийского тектогенеза в условиях глобального сжатия с образованием зон регионального и локального растяжения в результате неравномерного распределения тектонических напряжений и сложного взаимодействия плит и микроплит. В Черноморском регионе, вероятно, большую роль играли потоки глубинных нагретых масс и динамика Черноморской плиты, обусловившие формирование зон высоких и низких тепловых потоков в Крыму и Передкавказье. В Крыму аномалия высоких тепловых потоков выделяется перед фронтом Горного Крыма со стороны континента, а со стороны моря вытянута аномалия низких тепловых потоков прогиба Сорокина. Аномалии Тарханкутского и Новоселовского поднятий полуострова связаны с коровыми ис-

точниками, возраст которых не превышает 2—6 млн лет. Аналогичная картина наблюдается в районе северо-западного погружения Большого Кавказа. Такая закономерность может быть обусловлена взаимодействием плит, которое сопровождалось слабым поддвигом (квазисубдукцией) Восточно-Черноморской микроплиты под Керченский полуостров и северо-западный сектор Большого Кавказа.

Нефтегазовые месторождения, скорее всего, формировались не только за счет генерации углеводородов в осадках молодых прогибов, но и за счет перераспределения углеводородного потенциала более древних зон нефтегазоаккумуляции, простирающихся главным образом в субширотном направлении вдоль края ВЕП. Это может свидетельствовать о первостепенной роли в их образовании тектоногеодинамических особенностей развития континентальной окраины, определивших зарождение и развитие осадочных бассейнов, термодинамические и гидродинамические условия образования углеводородов, а также литолого-структурные условия их сохранения. В распределении месторождений также четко видны и нарушения этой закономерности, вызванные молодыми постолгоценовыми тектонотермальными событиями. Они неоднократно активизировали процессы зонального и локального растяжения земной коры, раскрытия разломов, флюидодинамики, что в итоге приводило к изменению термобарических условий и неоднократно же перераспределению углеводородного потенциала.

Особенности распределения тепловых потоков и строения верхней части земной коры вдоль профиля, пересекающего Индольский прогиб, погруженную восточную часть Горного Крыма, прогиб Сорокина и Северо-Черноморское поднятие (поднятие Тетяева) иллюстрирует рис. 9. Существенное повышение тепловых потоков наблюдается в южной части Индольского прогиба. Оно обусловлено значительной нарушенностью земной коры и разгрузкой флюидов. Именно в этой части прогиба установлен ряд нефтяных и газовых месторождений. Подобные геотермические условия и флюидный режим характерны для нефтегазоносных объектов и в Северо-Крымском прогибе. Выявленные закономерности позволяют выделять перспективные участки в северной части Черного моря. К ним следует отнести: Керченско-Таманский прогиб, Севе-

ро-Черноморское поднятие, Крымско-Каламитский вал, Краевой уступ, рифтогенные структуры Южно-Украинской моноклинали.

Существенное влияние на сохранение месторождений нефти и газа может оказывать тектонотермальная активизация со значительным повышением теплового потока. При этом тектонический фактор может привести к нарушению ловушек, а тепловой — к изменению условий стабильного существования углеводородов. В Керченско-Таманском регионе, в отличие от северо-западного шельфа, в кайнозойе значительной тектонической перестройки консолидированной коры и осадочной толщи, связанной с существенным нарушением теплового режима, не было. Это повышает перспективы данного региона на сохранение крупных месторождений углеводородов.

Заключение. Рассмотренные в статье материалы отражают результаты исследований в основном последнего десятилетия. Они базируются на анализе широкого комплекса геолого-геофизических данных и охватывают практически все геотектонические регионы и металлогенические провинции Украины. Именно в этот период геодинамический подход к анализу геофизических данных и использованию их для прогнозирования поисков полезных ископаемых постепенно становится преобладающим, чему способствует следующее.

1. Переход на более высокий технологический уровень проведения глубинных сейсмических исследований (ГСЗ, МОВ—ОГТ), методов их обработки и интерпретации, в том числе благодаря выполнению международных проектов Eurobridge и DOBRE. Было установлено, что в земной коре всех регионов Украины развиты системы не только субвертикальных, но и наклонных, пологопадающих и листрических зон разломов, а поверхность Мохо нередко представлена надвинутыми друг на друга пластинами пород мантии.

2. Широкое использование разработанной в Институте трехмерной скоростной модели мантии до глубины 850 км на основе решения обратной задачи сейсмической томографии. Модель показывает, что в отдельных регионах Украины структурные планы верхних горизонтов земной коры дискордантны структурным планам верхних горизонтов мантии и подошвы литосферы. Это свидетельствует в пользу горизонтальных перемещений ли-

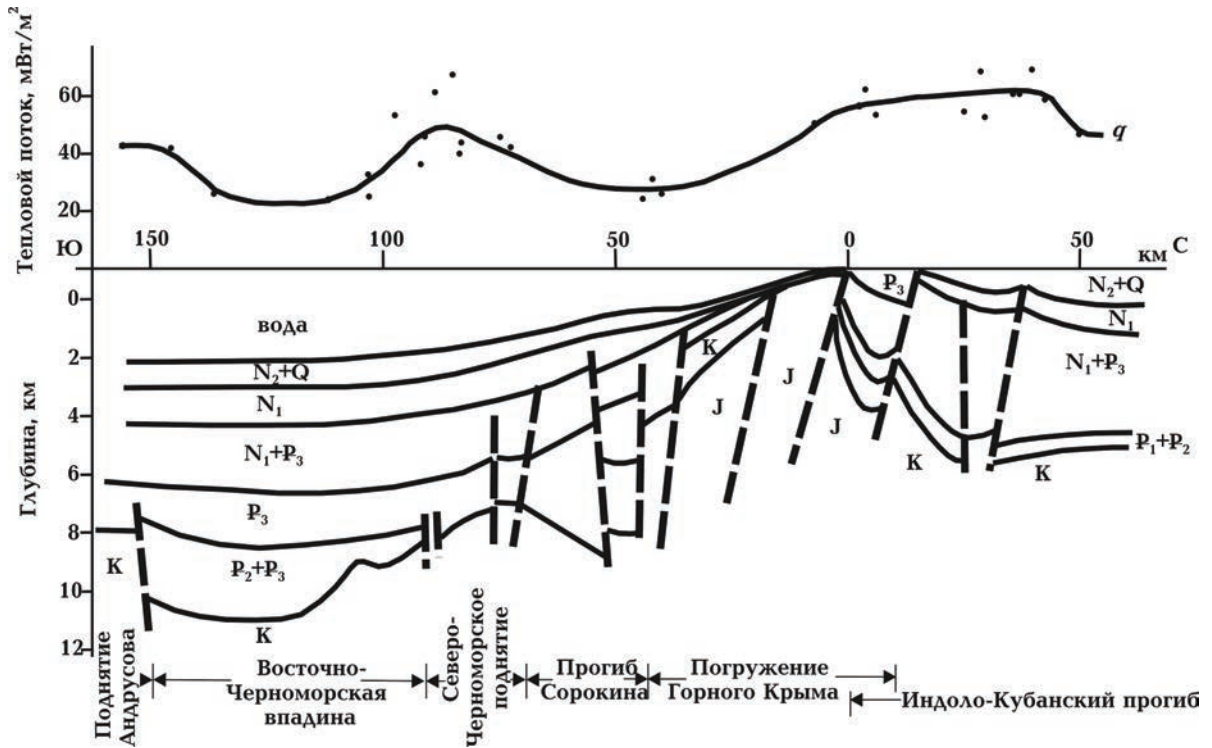


Рис. 9. Осредненная кривая изменения теплового потока (точки — наблюдаемые значения) и разрез верхней части земной коры по профилю Восточно-Черноморская впадина — Индоло-Кубанский прогиб (район профилей ГСЗ DOBRE и 28).

тосферных плит. Характерной особенностью строения мантии является также погружение под некоторым углом относительно высоко-скоростной мантии ВЕП под относительно низ-скоростную мантию ее более молодого обрамления.

3. Использование результатов полевых тектонофизических исследований и тектонофизического моделирования, свидетельствующих о важной роли горизонтальных движений литосферы и сдвиговых зон разломов в формировании структуры земной коры и образовании рудных, нерудных, а также нефтегазовых месторождений.

4. Совместная интерпретация гравиметрических, геомагнитных, геотермических, геоэлектрических, геохимических данных, их комплексирование с материалами сейсморазведки, сейсмотомографии и тектонофизики, позволяющие тесно увязать структурные и петрологические особенности коры и мантии с результатами металлогенических исследова-

ний на геодинамической основе. В частности, установлена приуроченность многих месторождений углеводородов к рифтогенным или коллизионным зонам и к поднадвиговым структурам, а месторождений рудных полезных ископаемых (например, урана) — к зонам сдвигов и надвигов.

Дальнейшие исследования в этом направлении должны углубить и детализировать представления о плитотектонических механизмах геодинамического развития регионов и их влиянии на формирование месторождений полезных ископаемых. Кроме того, для УЩ важным является изучение его позиции в общей геодинамической схеме развития ВЕП, так как размеры щита не позволяют полностью охватить все возможные структурные элементы литосферы, связанные с докембрийской геодинамикой.

Авторы выражают благодарность И.К. Пашкевич за предоставленные материалы и редакторские правки.

Список литературы

- Гейко В. С., Шумлянская Л. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н., Цветкова Т. А. Трехмерная модель верхней мантии Украины по временам прихода Р-волн // Геофиз. журн. — 2006. — **28**, № 1. — С. 3—16.
- 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., Пашкевич И. К. Разломно-блоковая тектоника Вольно-Подольи. Кинематический анализ // Геофиз. журн. — 2004. — **26**, № 1. — С. 56—70.
- Гинтов О. Б., Пашкевич И. К. Тектонофизический анализ и геодинамическая интерпретация трехмерной геофизической модели Украинского щита // Геофиз. журн. — 2010. — **32**, № 2. — С. 3—27.
- Глевасская А. М., Михайлова Н. П., Кравченко С. Н. Палеомагнетизм волынской и могилев-подольской серий венда юго-западной части Восточно-Европейской платформы // Геофиз. журн. — 2000. — **22**, № 2. — С. 3—18.
- Гончар В. В. Реологический контроль аккреционного и покровного стилей деформирования и напряженное состояние надсубдукционного орогена // Геофиз. журн. — 2007. — **29**, № 6. — С. 116—137.
- Гончар В. В., Паталаха Е. И., Гинтов О. Б. Модели растяжения и приразломного волочения в палеотектонической реконструкции Горного Крыма // Доп. НАН України. — 2004. — № 6. — С. 112—118.
- Довбнич М. М., Демьянец С. Н. Поля напряжений тектоносферы, обусловленные нарушением геостазии и геодинамика Крымско-Черноморского региона // Геофиз. журн. — 2009. — **31**, № 2. — С. 107—116.
- Казьмин В. Г., Лобковский Л. И., Пустовитенко Б. Г. Современная кинематика микроплит в Черноморско-Южно-Каспийском регионе // Океанология. — 2004. — **44**, № 4. — С. 600—610.
- Казьмин В. Г., Тихонова Н. Ф. Позднемезозойские — эоценовые окраинные моря в Черноморско-Каспийском регионе: палеотектонические реконструкции // Геотектоника. — 2006. — № 3. — С. 9—22.
- Казьмин В. Г., Тихонова Н. Ф. Раннемезозойские окраинные моря в Черноморско-Кавказском регионе: палеотектонические реконструкции // Геотектоника. — 2005. — № 5. — С. 20—35.
- Карта фонду структур західного нафтогазоносного регіону України станом на 1.01.2004 р. — Львів: Львів. від-ня УкрДГРІ, 2004. — 4 с.
- Коболев В. П., Кутас Р. И., Орлюк М. И. Геодинамика, тектоника и флюиодинамика нефтегазоносных регионов Украины // Геофиз. журн. — 2008. — **30**, № 1. — С. 125—130.
- Комплексна металогенічна карта України масштабу 1 : 500 000 та пояснювальна записка до неї / Під ред. С. В. Гошовського. — Київ: УкрДГРІ, 2003. — 326 с.
- Корчемагин В. А., Вереща В. С., Осагчий Е. Г. К характеристике общих трещин Донецкого бассейна // Докл. АН СССР. — 1974. — **217**, № 5. — С. 1157—1160.
- Корчемагин В. А., Дудник В. А., Панов Б. С., АLEXIN В. И. О связи полей тектонических деформаций и напряжений с рудоносностью в Донбассе // Геофиз. журн. — 2005. — **27**, № 1. — С. 97—109.
- Корчемагин В. А., Емец В. С. Поля напряжений и структуры тектонических трещин Донбасса // Докл. АН СССР. — 1986. — **287**, № 5. — С. 1191—1194.
- Кутас Р. И. Геодинамічні процеси і тепловий стан літосфери Карпатського регіону // Дослідження сучасної геодинаміки Українських Карпат. — Киев: Наук. думка, 2005. — С. 133—139.
- Кутас Р. И. Теплова енергія і еволюція літосфери // Енергетика Землі, її геолого-екологічні прояви, науково-практичне використання. — Київ: Видавничо-поліграф. центр "Київський університет", 2006. — С. 43—47.
- Кутас Р. И., Коболев В. П., Палій С. И. Геотермічні умови та нафтогазоносність Північночорноморсько-Передкавказького регіону // Нафтова і газова промисловість. — 2002. — № 5. — С. 9—11.
- Кутас Р. И., Кравчук О. П., Бевзюк М. И., Стахова Л. И. Результаты геотермических исследований

- ваний в северной части Черного моря // Геофиз. журн. — 2007. — **29**, № 4. — С. 45—65.
- Кутас Р.И., Пашкевич И.К. Геотермическая и магнитная модели земной коры Донбасса (тектонический анализ совместно с данными ГСЗ) // Геофиз. журн. — 2000. — **22**, № 4. — С. 21—36.
- Кучма В.Г. Перспективная оценка нефтегазонасыщенности центральной части Днепровско-Донецкого авлакогена (статистический анализ) // Докл. АН Украины. — 2001. — № 4. — С. 110—114.
- Никишин А.М., Коротаев М.В., Болотов С.Н., Ершов А. В. Тектоническая история Черноморского бассейна // Бюл. Моск. испытательной природы. — 2001. — **76**, вып. 3. — С. 3—17.
- Орлюк М.И. Генетичні та структурно-генетичні зв'язки аномального магнітного поля Землі з нафтогазоносністю // Геодинаміка, тектоніка і флюїдодинаміка нафтогазоносних регіонів України: Тез. докл. VII міжнарод. конф. України "Крым-2007". — Симферополь: Изд-во Ассоциация геологов г. Симферополь, 2007. — С. 105—107.
- Орлюк М.И., Пашкевич И.К., Лебедь Т.В. 3D магнитная модель земной коры Азово-Черноморского региона // Геофиз. журн. — 2009. — **31**, № 5. — С. 102—114.
- Паталаха Е.И., Гончар В.В., Сенченков И.К., Червинко О.П. Инденторный механизм в геодинамике Крымско-Черноморского региона. Прогноз УВ и сейсмоопасности. — Киев: Изд-во ПП "ЕМКО", 2003. — 226 с.
- Солмогуб 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., Даниленко В.А., Венгрович Д.Б., Кутас Р.И., Стифенсон Р.А., Стовба С.Н. Моделирование эволюции осадочных бассейнов с учетом структуры природной среды и процессов самоорганизации // Физика Земли. — 2001. — № 12. — С. 40—51.
- Старостенко В.И., Казанский В.И., Попов Н.И., Дрогицкая Г.М., Заец 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.
- Старостенко В.И., Кутас Р.И., Гінов О.Б. та ін. Геофізичні та геодинамічні критерії виділення площ, перспективних на енергетичні та мінеральні ресурси та алмази: Отчет Ин-та геофизики НАН Украины. — Киев, 2009. — 607 с.
- Стифенсон Р.А., Ван Вейс Я.Д., Стовба С.Н., Шимановский В.А. Численное одномерное моделирование тектонического погружения ДДВ в рамках концепции растяжения континентальной литосферы по Мак Кензи // Геофиз. журн. — 1997. — **19**, № 3. — С. 25—41.
- Стовба С.Н. Геодинамическая эволюция Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса: Автореф. дис. ... д-ра геол. наук / Ин-т геофизики НАН Украины. — Киев, 2008. — 39 с.
- Усенко О.В. Состав магматических пород как отражение глубинного процесса // Геофиз. журн. — 2004. — **26**, № 3. — С. 111—119.
- Цымбал С.Н. Состав верхней мантии под Украинским щитом // Геологія і магматизм докембрію Українського щита. — Київ, 2002. — С. 215—218.
- Шумлянская Л.А. Мантийные блоки и зоны повышенной проницаемости Украинского щита // Геофиз. журн. — 2008. — **30**, № 2. — С. 135—144.
- Шумлянская Л.А., Заец Л.Н., Цветкова Т.А. Трехмерная скоростная структура мантии территории Украины и нефтегазоносность // Геофиз. журн. — 2007. — **29**, № 1. — С. 122—130.
- Югин В.В. Геодинамика Черноморско-Каспийского региона. — Киев: УкрГТРИ, 2008. — 116 с.
- Bogdanova S. Segments of the East European Craton / Eds. D.G. Gee, M. Beckholmen. EUROPROBE in Jablonna 1991. — Warszawa: Institute of Geophysics. Polish Acad. of Sci. European Sciences Foundation, 1993. — P. 33—38.
- Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbatshev R.,

- Orlyuk M. I.* Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics // *Tectonophysics*. — 1996. — **268**. — P. 1—21.
- Bogdanova S., Gorbatshev R., Grad M., Janik T., Guterch A., Kozlovskaya E., Motusa G., Skridlaite G., Starostenko V., Taran L., EUROBRIDGE and POLONAISE Working Groups.* EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of the East European Craton // *European Lithosphere Dynamics* / Eds. D. G. Gee, R. A. Stephenson. — London: Geol. Society, Memoirs 32, 2006. — P. 599—627.
- Elming S. A., Kravchenko S. N., Layer P., Ruskov O. M., Glevasskaya A. M., Mikhailova N. P., Bachtadze V.* Palaeomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ age determinations of the Ediacarian traps from the southwestern margin of the East European Craton, Ukraine: Relevance to the Rodinian breakup // *J. Geol. Soc.* — 2006. — **162**, № 6. — P. 131—133.
- Elming S. A., Mikhailova N. P., Kravchenko S. N.* The Consolidation of the East European Craton; a Paleomagnetic Analysis of Proterozoic Rocks from the Ukrainian Shield and Tectonic reconstructions Versus Fennoscandia // *Геофиз. журн.* — 1998. — **20**, № 4. — С. 71—74.
- Maystrenko Y., Stovba S., Stephenson R., Menyoli E., Gajewski D., Huebscher C., Rabbel W., Saintot A., Starostenko V., Thybo H., Tolkunov A.* Crustal-scale pop-up structure in cratonic lithosphere: DOBRE deep seismic reflection study of the Donbas fold belt, Ukraine // *Geology*. — 2003. — **31**, № 8. — P. 733—736.