

## Подземная гидросфера и геофлюиды земной коры и верхней мантии

© А. В. Кудельский, 2017

Институт природопользования НАН Беларуси, Минск, Беларусь

Поступила 27 мая 2017 г.

Схарактеризовано фізико-хімічний стан води і розсолів у різних термобаричних умовах земних надр, встановлено дві групи геофлюїдних систем для води: субкритичні ( $T < 374 \div 450$  °С) і надкритичні ( $T > 374 \div 450$  °С), які разом з гідрогеологічною системою структурованих вод складають гідрофізичну, гідро- і флюїдогеологічну зональність літосфери. На підставі систематизації даних щодо декрипітації газово-рідинних включень у мінералах гірських порід різних фацій метаморфізму, а також флюїдопроявів у зонах глобального рифтогенезу визначено високий вміст мінеральних речовин у складі щільних надкритичних флюїдів і високу електропровідність подібних флюїдів. Визнання високого “солемісту” і високої електропровідності надкритичних флюїдів відкриває нові можливості в інтерпретації локальних швидкісних аномалій і аномалій електропровідності в земній корі, що виявляють за даними глибинного сейсмічного і магнітотелуричного зондувань. Показано, що з водним конденсатом — специфічним рідиннофазовим “реститом” зі сфери розшарування надкритичних флюїдів — пов’язаний генезис високомінералізованих вод і розсолів у кристалічному фундаменті давніх платформ. На прикладі літосфери Білорусі вперше визначено глибинні межі локалізації як структурованої води, так і надкритичних флюїдів. Виявлено гідро- і флюїдогеологічну зональність літосфери і верхньої мантиї як основу для розв’язання науково-практичних проблем тектонофізики, мінерагенії, гідрогеології, генезису і поширення різнотипних, зокрема гідрогенних, корисних копалин. Запропоновано теплофізичний метод визначення глибини залягання і потужності зони підземних структурованих вод. У основу методу покладено зіставлення сейсмотеллогенераційних характеристик гірських порід із суб- і надкритичними температурами для води.

**Ключові слова:** фізико-хімічний стан води, суб- і надкритичні геофлюїди, гідро- і флюїдогеологічна зональність.

**Введение.** Проблема глубинной воды (и гидросферы вообще) стоит в основе более общих проблем формирования и эволюции Земли как планетарного образования, ее структуры и вещественного состава. От состояния представлений о генезисе и физико-химическом облике глубинной воды и формирующихся с ее участием суб- и надкритических геофлюидов зависит, кроме того, уровень развития многих естественно-научных направлений и разработок, в том числе в области поисков, разведки и эксплуатации практически всех видов полезных ископаемых, используемых человечеством, — от собственно воды и специфических природных водных растворов (поликомпонентные рассолы, минеральные воды и др.), рудных и нерудных ископаемых до энергоносителей различ-

ного облика и происхождения (радиоактивные вещества, нефть и газ, термальные воды и др.). С учетом физико-химического состояния воды в различных термобарических условиях земных недр показано существование двух групп геофлюидальных систем: суб- и надкритических для воды (соответственно  $374—450$  °С  $> T > 374—450$  °С), которые вместе с гидрогеологической системой структурированных вод составляют гидрофизическую, гидро- и флюидогеологическую зональность литосферы. Структурированные подземные воды как геологическое тело традиционно составляют объект изучения *гидрогеологии* с присущим ей комплексом направлений (гидродинамика, гидрогеохимия и др.), а суб- и надкритические флюиды как геологический феномен, давно и столь же традиционно со-

ставляющие интересы тектонофизики, геохимии, петрологии, вулканологии и множества других геологических наук, все более определенно рассматриваются как объект исследований новой научной дисциплины — *флюидогеологии* (А. Е. Гуревич [1976], Ф. А. Летников, А. В. Кудельский, Б. М. Валяев, А. Е. Лукин и др.).

**Генезис и физико-химическое состояние глубинной воды.** Первоисточником воды полагают верхнюю мантию, в разрезе которой формирование молекулярной воды связано с окислением водорода трансмантийных флюидов при его взаимодействии с кислородсодержащими породами (силикаты и др.). При допущении, что содержание воды в породах мантии (0,21—0,48 %) соизмеримо с ее содержанием в каменных метеоритах (около 0,5 %), количество  $H_2O$  в мантийном веществе ( $4 \cdot 10^{27}$  г) определяется величиной  $(2—3) \cdot 10^{25}$  г.

Согласно принятому содержанию воды в мантии  $3 \cdot 10^{25}$  г, а количеству воды в гидросфере —  $1,5 \cdot 10^{24}$  г, обводненность первичного вещества мантии, участвовавшего в формировании земной коры и гидросферы, можно определить в ~ 5 %. Существуют другие оценки количества воды в мантии. С учетом некоторых характерных петрологических соотношений ( $H_2O/K_2O$ ,  $CO_2/H_2O$  и др.) для вулканитов примитивной мантии И. Д. Рябчиков [Рябчиков, 1985] определяет концентрацию воды в мантии равной 0,014—0,034 %, что с учетом массы мантийного материала  $4068 \cdot 10^{21}$  г [Беус, 1981] составляет  $(0,57—1,38) \cdot 10^{21}$  г. В деплетированной мантии (т. е. потерявшей некоторое количество расплава в процессе мантийного магмообразования в геологическом прошлом) содержание воды, как полагает И. Д. Рябчиков, может быть еще ниже.

Важнейшим компонентом химического состава мантийного вещества зоны 400—670 км является вода, содержание которой по некоторым оценкам здесь составляет ~ 0,1 % и наличие которой связывают с Mg-силикатами. Количество запасенной в этом слое воды столь значительно, что на поверхности Земли она составила бы слой мощностью 800 м.

Столь разнопорядковые оценки концентраций и общего содержания воды в мантии вполне объяснимы, если иметь в виду, что лабораторно-экспериментальным исследованиям в каждом

отдельном случае подвергаются образцы пород, сформированных *из разноглубинных* магм или твердофазных эксплозий (часто с ксенолитами мантийного субстрата), содержащих воду в количестве, соответствующем *PT*-состоянию магматических расплавов или в различной степени дифференцированного мантийного субстрата. При этом есть основания полагать безводной (вернее, только потенциально водосодержащей, имея в виду наличие водорода и кислорода) всю мантию ниже изотермы 1500 °С в силу доминирования процесса диссоциации гидроксила ( $2OH^- = O^{2-} + 2H^+$ ), а также крупные блоки недифференцированного или слабодифференцированного мантийного вещества ниже и выше волновода Гутенберга (астеносферы), не затронутые процессами глубинного тектогенеза (неактивированная мантия). Выше изотермы 1500 °С, соответствующей максимальной температуре базальтовой магмы, можно говорить о преимущественно ионном состоянии воды ( $H_2O \rightarrow H^+ + OH^-$ ). Вместе с тем, в соответствии с интерпретациями В. А. Ильина, В. И. Кононова и Б. Г. Поляка, полная диссоциация воды может иметь место примерно на границе ядро—мантия при температуре 3700 °С и давлении 120 ГПа.

Согласно представлениям В. В. Белоусова, В. А. Магницкого; Ю. М. Шейнманна [1968] и других авторов, природа астеносферного слоя связана с плавлением базальтической составляющей пиролита на глубинах более 95—100 км, где температуры преимущественно близки к температурам области плавления базальтов. Вследствие выплавления базальтов вещество верхней мантии оказывается в частично аморфизованном состоянии, поскольку некоторые компоненты мантии, например оливин и шпинель, имеют более высокие точки плавления и остаются в кристаллической фазе. Смесь аморфного вещества с кристаллами, соответствующая свойствам упомянутого выше волновода, характеризуется минимумом теплопроводности на глубинах около 100 км и повышенной растворяющей способностью относительно  $H_2O$  (до 14—18 %, в соответствии с экспериментами А. А. Кадика и др.). Все это вместе взятое определяет астеносферу как важнейший источник эндогенной (ювенильной) воды и, что не менее важно, как

планетарный источник тепловой энергии и вещества (в том числе воды), необходимых для развития вулканической деятельности.

Формирование субмолекулярных частиц ( $H^+$ ,  $OH^-$ ,  $H_3O^+$  и др.) и молекулярной воды в условиях температур  $< 1500^\circ C$  и давлений  $< 10$  ГПа предполагает размещение источников первичных (ювенильных) вод в подастеносферной мантии, в собственно астеносфере и выше — в “коромантийном слое” аномальной или “склеротической” мантии. Генетически близкими к семейству ювенильных вод представляются метаморфогенные водно-газовые флюиды и реституционные постметаморфические водные растворы. Множественность источников ювенильной и квазиювенильной (метаморфогенной) воды позволяет ожидать и разнообразия ее физико-химических свойств в зависимости от состава и  $PT$ -условий дифференциации мантийного или коромантийного вещества, состава и термодинамики процессов метаморфизма вулканитов и (или) первично-осадочных пород.

В гидрофизической зоне мономерных молекул воды ( $T = 700 \div 1100^\circ C$ ;  $5 < P < 10$  ГПа) вода не имеет водородных связей (величина энтропии  $95,5—87,9$  кДж/(кг · К)), что свидетельствует о ее близгазообразном флюидальном со-

стоянии, обеспечивающем перенос ионов с положительной гидратацией ( $Al^{3+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Li^+$ ,  $CO_3^{2-}$ ,  $HCO_3^-$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Sr^{2+}$ ,  $S_4^{2-}$ ,  $F^-$  и др.) в форме гидридов, двойных хлоридов, комплексных соединений и полимеров, например кремния, при их неограниченной смесимости в плотном ( $\sim 1,72$  г/см<sup>3</sup>) флюиде (табл. 1).

Попадая из эклогитовой зоны метаморфизма в область более низких температур и давлений ( $T = 450 \div 700^\circ C$ ;  $0,3 < P < 5$  ГПа), подобный флюид расслаивается при появлении некоторого количества ассоциатов воды с установившимися водородными связями. Появление последних приводит к частичному разрушению ранее созданных группировок летучих и выпадению ряда соединений и элементов (кремний и др.). В связи с уменьшением степени диссоциации (до  $6 \cdot 10^{-8}$ ) и увеличением структурной упорядоченности вода приобретает свойства химического реагента (химически активная вода) и входит в решетки некоторых минералов гранулитовой зоны метаморфизма (слюда и др.).

Наметившаяся тенденция участия ассоциированной воды в реакциях метаморфизма усиливается в  $PT$ -условиях амфиболитовой фации метаморфизма (около  $500^\circ C$ ) и широко представлена в  $PT$ -условиях фации зеленых сланцев

**Т а б л и ц а 1. Свойства воды в различных гидрофизических зонах\***

Показатель	Твердые воды со структурой льда, $T < 0$	Жидкие структурированные воды, $0 < T < 450$ , $P < 0,3$	Уплотненный флюид с сиботаксической структурой, $T = 450 \div 700$ , $0,3 < P < 5$	Мономерные молекулы воды, $T = 700 \div 1100$ , $5 < P < 10$	Диссоциированные воды, $T > 1100$ , $10 < P \leq 120$
Диэлектрическая проницаемость	88,2	81—20	20—12,5	12,5—5	5—1,25
Энтропия, кДж/(кг · К)	41,9—37,7	117—97,1	97,1—95,5	95,5—87,9	—
Плотность, г/см <sup>3</sup>	1—0,9	1,5—1,0	1,0—0,3	1,72	—
Вязкость, мПа · с	3,0	1,79—0,076	0,076—0,057	0,057—0,055	—
Диссоциация	$3,8 \cdot 10^{-22}$	$10^{-9}—10^{-13}$	$10^{-7}—10^{-9}$	$10^{-4}—10^{-7}$	$10^{-2}$
Водородные связи, %	99	99—25	25—0	0	0

\* По данным работы [Ильин, 1972] с дополнениями автора. Температура  $T$  —  $^\circ C$ ; давление  $P$  — ГПа.

(250—450 °С; 0,15—0,35 ГПа). Судя по величине коэффициента диссоциации ( $1,2 \cdot 10^{-10}$ — $1,9 \times 10^{-9}$ ) и энтропии (117—142 кДж/(кг · К)), вода здесь выступает в качестве активного химического реагента, приобретает черты растворителя (диэлектрическая проницаемость примерно 20—12,5) и вследствие незначительной вязкости ( $(0,076$ — $0,057) \cdot 10^{-3}$  Па · с) способна обеспечить перемещение значительного количества вещества. В данном случае, по мнению В. А. Ильина [1972], принципиально возможны существование элементов “ажурности” в структуре воды и переход в раствор ионов с отрицательной гидратацией ( $K^+$ ,  $Pb^+$ ,  $Cs^+$ ,  $Tl^+$ ,  $Vg^+$ ,  $J^-$ ). При снижении давления и частичном распаде ранее созданной структуры воды появляется тенденция к переходу в раствор ионов с положительной гидратацией.

Таким образом, представляется очевидным, что только в докритической области состояние воды соответствует жидкоподобному [Франк, 1971; Ильин, 1972; Горбатый, Бондаренко, 1973] в надкритических условиях ( $374 < T < 700$  °С и  $P > 0,25 \div 0,3$  ГПа) состоянию относительно высокодиссоциированной ( $1,2 \cdot 10^{-10}$ — $1,9 \times 10^{-9}$ ) жидкости со свойствами активного химического реагента и, в меньшей мере, растворителя, способного, тем не менее, обеспечить весьма значительную “летучесть” [Франк, 1971 и др.] и, соответственно, перемещение вещества в составе флюидалной фазы [Горбатый, Бондаренко, 1973 и др.]. В надкритических условиях литосферы возможны “существенно жидкоподобные, газоподобные и промежуточные между ними состояния” воды [Горбатый, Бондаренко, 1973, с. 207]. Подобному флюидалному состоянию свойственны неограниченная смешимость воды, газов, разнообразных минеральных соединений, элементов и ионных ассоциаций [Франк, 1971], а также фазовая неустойчивость при даже незначительных вариациях в системе  $P$ — $V$ — $T$ .

Согласно экспериментам [Франк, 1971], при температурах 1000—1250 °С и давлении до 20 ГПа собственная удельная электропроводность чистой воды оказывается более пяти порядков выше, чем при нормальных условиях ( $\sigma_{t=18\text{ °C}} = 5 \cdot 10^{-7}$  Ом $^{-1}$  · м $^{-1}$ ;  $\sigma_{t>400\text{ °C}} = 10^{-2}$  Ом $^{-1}$  · м $^{-1}$ ), соответствуя, таким образом, электро-

проводности концентрированного солевого раствора. При этом следует иметь в виду, что высокая электропроводность надкритической воды при сверхвысоких давлениях близка к удельной электропроводности вмещающих горных пород литосферы, что позволяет контрастную, более высокую для этих пород удельную электропроводность, фиксируемую по данным магнитотеллурических исследований, связывать с солевой нагрузкой сверхкритических флюидов.

**Геофлюиды. Разновидности, состав и происхождение.** Дальнейшее рассмотрение проблемы нуждается в некотором уточнении понятий “флюид”, “геофлюид”, которых придерживается автор настоящей работы. В общем случае они укладываются в приведенное выше определение Ю. Е. Горбатого и Г. В. Бондаренко (1973), в расширенном виде применяемый здесь термин “флюид” соответствует определению Б. И. Писарского, согласно которому “под флюидом понимается преимущественно ювенильная, поликомпонентная смесь летучих веществ, существенным элементом которой является вода в надкритическом состоянии или продукты ее термической (свободные водород и кислород) и электролитической (протон  $H^+$ , гидроксил  $OH^-$  и кислородный ион  $O^{2-}$ ) диссоциации, считая надкритическим состоянием такое, когда в условиях высоких температур и давлений стирается грань между жидкостью и газом” [Основы ..., 1982, с. 11].

Однако было бы ошибочным полагать, что геофлюидалные системы имеют место только на глубинах существования сверхкритических (для воды и рассолов) температур. Исследованиями проблем миграции нефтяных углеводородов и генезиса нефти [Кудельский и др., 1997] установлено, что в разрезе осадочных нефтегазоносных бассейнов (НГБ) со свойственными им высокими температурами (до 300—600 °С) в основании осадочных толщ на этапах максимальной тепловой активности бассейнов формируются флюидоподобные гомогенные газожидкостные смеси (ГГС) как следствие интенсивной термодеструкции рассеянного органического вещества (РОВ) в осадочных породах с выходом газообразных и легколетучих продуктов термолитиза (в том числе углеводородов: метан и более тяжелые) и последующим испа-

рением пластовых вод в атмосферу газовых глобул. В результате субвертикального перемещения подобных ГГС и их расслоения в местах пониженных давлений и температур разломных и приразломных зон формируются газоконденсатные и нефтегазовые месторождения [Кудельский и др., 1997] с пресноводными конденсатами в их подошвенных частях.

Таким образом, можно говорить о существовании по меньшей мере двух групп геофлюидальных систем: относительно “сухих” надкритических и существенно “водных” субкритических.

Помимо различий в глубинах и температурах образования, в составе флюидных масс (мантийно-нижнекоровых и осадочно-породных) к принципиальным относятся различия в составе водных растворов, формирующихся (выпадающих) при конденсационном расслоении над- и субкритических геофлюидов: высококонцентрированные воды и рассолы в первом случае и маломинерализованные (пресные и слабоминерализованные) водные конденсаты во втором.

**Надкритические флюиды как мантийный дифференциат.** Геологическая среда и условия формирования. Формирование и фазовое обособление надкритических флюидов имеет место преимущественно в верхней мантии. Первичный недифференцированный субстрат верхней мантии ассоциируется с пиролитом (гипотетическое вещество мантии), соответствующим смеси 1/4 базальта и 3/4 перидотита. Гипотетически минеральный состав пиролита представляется смесью оливина  $(Mg, Fe)_2SiO_4$  (57%), ромбического пироксена  $(Mg, Fe)SiO_2$  (17%), моноклинного пироксена  $(Ca, Mg, Fe^{2+}, Al)_2 \times [(Si, Al)_2O_6]$  (12%) и граната  $(Mg, Fe, Ca)_3 \times (Al, Cr)_2Si_3O_{12}$  (14%).

Полагают, что парциальное плавление пиролита приводит к формированию только легкоплавкого дифференциата — базальтовой магмы, остаточный более плотный материал представлен дунитом или перидотитом. Плавление пиролита с последующим вертикальным перемещением базальтовых магм и связанных с ними трансмагматических восстановленных флюидов ( $H_2$ , C, N, S и др.), трансформирующихся при подъеме в сложные газоводные флюидальные системы ( $H_2$ ,  $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $H_2O$ ,  $SiO_2$ ,  $NH_3$ , CN, CNS, галогены и другие летучие) при варьирующих *PT*-

условиях, представляет собой важнейший механизм дифференциации и дегазации мантийного вещества. В результате формируются физико-химические неоднородности в мантийном субстрате, осуществляется вынос легколетучих дифференциатов, а также оксидов  $CaO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$  и множества других из низов верхней мантии и накопление их в подкоровом субстрате верхней мантии (волновод Гутенберга или астеносфера) и в литосфере.

Дифференциация мантийного вещества имеет место в районах *PT*-нестабильности верхней мантии и, как следствие, высокой тектонической активности, провоцирующей прорывы находящихся под сверхгеостатическим давлением глубинных (> 400 км) геофлюидов, часто с ксенолитами глубинных пород, формирование магматических расплавов и вулканических извержений с сопутствующей разгрузкой разнотипных суб- и надкритических флюидоподобных продуктов дифференциации магм и метаморфизма вмещающих магматические камеры пород земной коры.

Магмы, будучи преимущественно силикатными расплавами на основе оксидов кремния, кальция, магния, железа, алюминия, натрия и калия, насыщены легколетучими субмолекулярными составляющими воды, галогенами, водородом и другими субгазовыми компонентами и ассоциациями (до 4—5% по массе). По содержанию  $SiO_2$  магмы и образованные на их основе интрузивные и эффузивные породы (вулканыты) подразделяются на ультраосновные ( $SiO_2 < 44\%$ ), основные (44—53%), средние (53—64%) и кислые ( $SiO_2 > 64\%$ ), причем средние (андезитовые) и кислые (дацитовые) магмы во многих случаях формируются за счет основных (базальтовых) в промежуточных коровых резервуарах вследствие плавления коровых пород, богатых кремнием, а также контаминации основных магм компонентами преимущественно коровых флюидов. В свою очередь, среди базальтовых магм различают нормальные известково-щелочные ( $CaO + K_2O + Na_2O > Al_2O_3 > K_2O + Na_2O$ ), глиноземистые ( $Al_2O_3 > 16,5\%$ ), щелочные ( $K_2O + Na_2O > Al_2O_3$ ) и толеитовые (насыщенные или пересыщенные по  $SiO_2$ , с повышенным относительно пиролита содержанием Fe, Al, Ti, Ca). Полагают, что толеитовые маг-

мы выплавляются на глубинах 15—30 км, глиноземистые — 40—70, щелочные — 70—15, наконец, ультраосновные магмы — на глубинах 300—400 км.

Материалы структурно-геологического изучения проявлений и петрологии вулканитов рифтовых зон Восточной Африки позволили Н. А. Логачеву [1977] прийти к заключению, что вся совокупность подкорковых магм материков в виде вертикального ряда глубинности выглядит следующим образом (без промежуточных условий и магм): кимберлитовая > щелочно-ультраосновная (с карбонатитами) > оливин-базальтовая > > толеитовая. Подобный ряд глубинности прослеживается по простиранию Восточной ветви внутриконтинентальной системы Восточно-Африканских рифтов с юга на север, которой свойственно уменьшение глубин магмообразования с соответствующей сменой вулканитов высокощелочной нефелинит-фонолит-квазикарбонатитовой ассоциации Кенийской зоны (рифт Грегори и др.) щелочной оливин-базальтовой формацией Эфиопского свода и, далее, вулканитами толеитовых ассоциаций Аденской и Красноморской межконтинентальных рифтовых зон. В этом же направлении прослеживается прямая корреляция между формационным типом вулканоплутонических ассоциаций, величиной тепловых потоков, наиболее плотных в районах проявления толеитовых ассоциаций, и, что чрезвычайно важно, постепенным ростом концентраций хлора в составе магматических и метаморфических надкритических флюидов и дочерних по отношению к ним глубокозалегающих подземных вод Эфиопской рифтовой зоны, впадины Афар, Красноморско-Западно-Аравийской ветви Восточно-Африканского рифтового пояса, рифтовых зон Красного моря и Леванта (Мертвое море).

Для нас особый интерес представляет Кенийская рифтовая зона, в южной части которой (рифт Грегори) начиная с плейстоцена отмечены извержения преимущественно кальциевых карбонатитовых лав и пеплов вулканами Мосоник и Керимаси, а позднее (голоцен—настоящее время) — извержения вулкана Ол-Доиньо-Ленгаи, имеющего общий с вулканом Керимаси глубинный магматический резервуар. По составу продуктов извержения вулкана Ленгаи выделяются [Логачев, 1977] две стадии его разви-

тия, причем на ранней стадии извергались только щелочные лавы и пирокласты с обломками гипабиссальных щелочных ультраосновных пород (ийолиты, уртиты, якупирангиты, биотитовые пироксениты) и фенитов, а на второй, более короткой стадии, продолжающейся до настоящего времени, вначале извергались те же силикатные туфы, агломераты и лавы щелочного состава, а затем, в историческое время, — карбонатитовые пеплы и лавы натрового состава (табл. 2).

Обращают на себя внимание относительно низкие содержания воды (1,81—1,91 %) в двух последних образцах, отобранных еще в горячем состоянии, а также высокие содержания  $\text{Na}_2\text{O}$  (29—30%),  $\text{CaO}$  (17,5—19,09%),  $\text{K}_2\text{O}$  (6,9—7,5%), хлора (2,07—3,03 %) и  $\text{CO}_2$  (30,7—31,98 %) в общей выборке данных (см. табл. 2).

Таким образом, в извержениях вулкана Ол-Доиньо-Ленгаи прослеживаются два типа лав: силикатные (нефелиниты, фонолиты, меланефелиниты) и натровые карбонатные. В составе последних преобладают щелочи, от типичных карбонатитов лавы отличаются почти полным отсутствием кремнезема, глинозема, небольшим содержанием  $\text{MgO}$  и относительно высоким содержанием фтора, хлора, сульфатной серы и воды. Соображение по поводу того, что натровые карбонатитовые лавы вулкана Ол-Доиньо-Ленгаи отличаются по составу от настоящих карбонатитов, всегда известняковых или доломитовых, высказывал Ю. М. Шейнманн [1968], полагавший, что извержение содовых лав указывает на принципиальную возможность возникновения в определенных условиях расплавов карбонатитового состава.

Касаясь происхождения родоначальных расплавов пород умеренной щелочности и пород ультращелочной серии, Н. А. Логачев [1977] склонен разделять выдвинутую Ю. М. Шейнманном [Шейнманн, 1968] идею гетерогенности мантии по глубине и существования здесь условий для формирования особой щелочно-ультраосновной магмы. Этих представлений придерживается и Дж. Б. Даусон [1969], полагающий, что натрово-карбонатные пеплы и лавы вулкана Ол-Доиньо-Ленгаи по составу близки к неконтаминированной родоначальной магме субвулканического комплекса. О мантийном происхождении вулканитов рифта Грегори свидетельствуют также

специфический химический состав изверженных щелочно-ультраосновных пород (см. табл. 2), наличие в них гранатовых и шпинелевых перидотитов (лерцолитов и гарцбургитов) [Логачев, 1977], а также свойственные им низкие изотопные отношения  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$  и  $^3\text{He} / ^4\text{He}$  [Craig, Lupton, 1978]. Судя по высокому содержанию в них  $\text{K}_2\text{O}$  (среднее 7,14 %, см. табл. 2), зарождение материнских магм, в соответствии с расчетами Т. Хэзертонна [Hatherton, 1969], можно отнести к глубинам 300—400 км, т. е. к подастеносферной примитивной мантии. Последнее допущение, по-видимому, может быть уточнено с учетом результатов ГСЗ в северной части Кенийской рифтовой зоны между озерами Ханнингтон и Рудольф о наличии на глубине 3 км сейсмической

границы со скоростью распространения продольных волн 6,4 км/с, возможно обусловленной существованием здесь дайкообразных интрузий основных пород, а также о наличии на глубинах 18,5—20,5 км “слоя” со скоростью 7,5 км/с, прослеживаемого до глубин более 100 км. Этот слой интерпретируется как слой пониженных скоростей верхней мантии (астеносфера), который в пределах рифта проникает в виде широкого выступа в литосферу, замещая верхнюю часть мантии и низы земной коры.

В отличие от внутри- и межконтинентальных рифтовых систем с глубоким, часто верхнемантийным формированием магматических резервуаров, кровля магматических камер в океанической коре современных срединно-океанических

**Т а б л и ц а 2.** Химический состав лав вулкана Ол-Доиньо-Ленгаи, %

Компонент	Образцы лав			
	1*	2	3	4
$\text{SiO}_2$	следы	следы	1,18	1,12
$\text{TiO}_2$	0,10	0,80	—	—
$\text{Al}_2\text{O}_3$	0,08	0,09	1,64	1,70
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0,26	0,32	—	—
$\text{MnO}$	0,04	0,24	—	—
$\text{CaO}$	12,74	12,82	19,09	17,52
$\text{BaO}$	0,95	1,05	1,05	1,02
$\text{SrO}$	1,24	1,20	0,89	0,85
$\text{MgO}$	0,49	0,41	1,43	2,35
$\text{Na}_2\text{O}$	29,53	29,70	29,00	30,00
$\text{K}_2\text{O}$	7,58	6,58	6,90	7,50
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,83	1,06	—	—
$\text{H}_2\text{O}$	8,59	8,27	1,81	1,91
$\text{CO}_2$	31,75	32,40	31,98	30,73
F	2,69	1,84	—	—
Cl	3,86	2,64	2,07	3,03
$\text{SO}_3$	2,00	2,18	2,79	2,88
S	—	—	0,08	0,13
Сумма	102,73	100,88	99,91	100,74

\*По данным Дж. Б. Даусона [1969].

ких рифтовых зон может располагаться на гораздо меньших глубинах, вплоть до 5—1 км и менее (например, в бассейне Гуймас Калифорнийского залива на глубине 600—700 м). Судя по температуре кристаллизации вкрапленников в базальтах наиболее активных и прогретых зон Исландии, здесь также имеют место малоглубинные магматические камеры, в которых происходит дифференциация базальтовых расплавов.

Согласно одной из моделей эволюции внутрикоревой магматической камеры, выделяются три-четыре этапа ее функционирования: наполнение камеры нефракционированным примитивным мантийным расплавом, сбалансированное кристаллизацией в открытой системе; доминирование процессов кристаллизации над наполнением, фракционирование в направлении формирования железисто-титановых разностей толеитовых базальтов; наполнение прекращается, магма затвердевает, остаточный расплав становится более кислым.

Можно предположить, что в этой же последовательности развиваются процессы отделения флюидных фаз и формирование их состава со сменой субщелочных легколетучих продуктов дифференциации магматических расплавов существенно кислыми. При этом совершенно понятно, что протекание и результаты указанных процессов в каждом отдельном случае зависят от петрохимических особенностей базальтов океанической коры и внутрикоревых магматических расплавов, глубин и *PVT*-условий формирования и дифференциации последних.

*О составе надкритических геофлюидов.* Некоторые представления о вещественном составе надкритических геофлюидов можно получить по данным изучения субокеанических гидротерм, температура которых достигает 400 °С. Согласно результатам изотопных исследований [Merlivat et al., 1987], она может быть оценена в 550 °С. Особенностью газового состава геофлюидальных систем, формирующих подобные гидротермы, является высокая концентрация гелия, обогащенного легким “первичным” изотопом  $^3\text{He}$ . Для современной мантии отношение  $^3\text{He}/^4\text{He}$  (изотопно-гелиевая метка) оценивается, как  $(2,5 \pm 1,5) \cdot 10^{-5}$ , для сверх- и близкритических гидротерм рифтовых зон составляет  $(1,1—1,2) \cdot 10^{-5}$ , что свидетельствует о пре-

обладании мантийного гелия и о выносе мантийных флюидов в районах проявления субокеанических гипертерм. При этом в составе близкритических гидротерм срединно-океанических рифтов отмечается широкий набор газов, включая  $\text{H}_2$ ,  $\text{He}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{Cl}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  и др.

Диоксид углерода ( $\text{CO}_2$ ) в подводных гидротермах Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) преобладает над другими газами, достигая концентраций 132—484 мг/кг. Значения  $\delta^{13}\text{C}$  варьируют от  $-4,13$  до  $-7$  ‰ [Welhan, Craig, 1983 и др.]. Если принять, что для “ювенильной” углекислоты  $\delta^{13}\text{C}$  равно  $-7$  ‰, то, согласно изотопным данным, большая часть  $\text{CO}_2$  океанических гидротерм имеет глубинный магматический источник. При доминировании  $\text{CO}_2$  характерны высокие концентрации  $\text{H}_2$ , наличие  $\text{CH}_4$  и  $\text{He}$  “мантийного” изотопного состава. О глубинном происхождении водорода можно судить по его объемной доле во флюидных включениях минералов основных и ультраосновных пород, в породах кимберлитовых трубок Якутии (до 40—50 %), в газовых включениях алмазов (до 43—50 %). Общий поток  $\text{H}_2$  в системе срединно-океанических хребтов оценивается в  $1,3 \cdot 10^9 \text{ м}^3/\text{год}$ .

Углеродсодержащие газы в составе флюидов срединно-океанических рифтов представлены восстановленными и окисленными формами ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$ ). Значение  $\delta^{13}\text{C}$  метана в гидротермах ВТП варьирует в пределах от 15 до  $-26$  ‰ [Welhan, Craig, 1983]. Для глубинного мантийного метана характерен более тяжелый изотопный состав углерода, от  $-3$  до  $-12$  ‰. Общий поток  $\text{CH}_4$  в системе срединно-океанических рифтов достигает  $1,6 \cdot 10^8 \text{ м}^3/\text{год}$ .

Весьма интересные данные о составе надкритических геофлюидов получены при изучении процессов метаморфизма горных пород. Выявлен сложный состав флюидных включений в минералах метаморфических пород гранулитовой фации:  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ , концентрированный рассол. Флюидные включения в породообразующих минералах из многих гранулитов мира имеют существенно углекислотный состав, причем  $\text{CO}_2$  мог поступать либо из погруженных в глубинные области коры горных пород, либо вследствие дегазации карбонатизированной мантии. При этом флюиды гранулитовой фации метамор-



физма заметно обеднены  $\text{H}_2\text{O}$ , хотя существует мнение, что во флюидных включениях из некоторых гранулитов содержится до 20 % недиагностируемой  $\text{H}_2\text{O}$ .

Вместе с тем криометрическое изучение флюидных включений в породах гранулитовой фации метаморфизма показало, что водно-углекислотные флюиды содержат, как правило, растворенные соли преимущественно на основе  $\text{NaCl}$ . Соленость подобных флюидов контролируется содержанием  $\text{Cl}^-$  и варьирует от ~2—6 до 20—25 %  $\text{NaCl}$ -эквивалента и выше. Наиболее распространенным компонентом подобных метаморфогенных рассолов является натрий, а наименее распространенным — магний. Содержания калия, кальция и железа во флюиде зависят от состава вмещающих минеральных ассоциаций, общей солености флюида и  $PT$ -условий метаморфизма.

Касаясь наличия  $\text{N}_2$  во флюидных включениях, можно предположить, что помимо мантийного источника его появление может быть связано с разложением  $\text{NH}_4$ -содержащих минералов, в ряду которых (калишпат—мусковит—биотит) содержание  $\text{NH}_4$  возрастает. Разложение этих минералов с выходом  $\text{N}_2$  может иметь место как в  $PT$ -условиях гранулитовой фации метаморфизма, так и при анатексисе.

Некоторым образом резюмируя изложенное выше, можно, по-видимому, различать [Летников, 2006] два основных типа глубинных надкритических флюидов: высоковосстановленных “сухих” водородно-высокоуглеродистых, формирующихся в мантийном субстрате при  $T > 1100^\circ\text{C}$ , и существенно “водных” с различным содержанием субмолекулярных частиц  $\text{H}^+$ ,  $\text{OH}^-$ ,  $\text{H}_3\text{O}^+$  и других, а также собственно воды, формирующихся в зоне температур 700—1100 °C и соответствующих геостатических давлений. При различном химическом составе (что совершенно понятно) обоим флюидам свойственны очень высокие “солесодержания”, реализуемые при метаморфизме горных пород и частично наследуемые минеральным выполнением вакуолей тех же пород, а при охлаждении и расслоении “существенно водных” геофлюидов — водным конденсатом, своеобразным высокоминерализованным водным “реститом” из сферы процессов метаморфизма.

*Внутриконтинентальные и океанические гидротермы зон рифтогенеза и активной геофлюидодинамики.* В настоящее время наиболее изученными представляются внутриконтинентальные гидротермы Восточно-Африканской рифтовой системы, ее южной (Кенийская), средней (Эфиопский свод) и северной зон (Аденская и Красноморская). Можно обратить внимание на уникальный химический состав (гидрокарбонат-карбонатные рассолы, 66—330 г/дм<sup>3</sup>) гидротерм Кенийской тектонической зоны и высокие температуры (35—85 °C) их наземного проявления (источники и озерные водоемы) в рифте Грегори. Указанное, а также геолого-геохимические условия (вулканогенные) проявления гидротерм позволяют возможным относить их формирование за счет взаимодействия вновь отделяющейся воды ( $\text{H}_2\text{O}$ ) или ее ионных составляющих  $\text{H}^+$ ,  $\text{OH}^-$ ,  $\text{H}_3\text{O}^+$  и других с продуктами расслоения глубинных ультраосновных магм и, в частности, с вулканитами высокощелочной нефелинит-фонолит-квазикарбонатитовой ассоциации, источником которых полагают [Шейнманн, 1968; Даусон, 1969; Логачев, 1977 и др.] податмосферную примитивную мантию. В этой связи любопытно отметить эксперименты Л. И. Паниной с алданскими лампроитами, в результате которых показано, что при температурах 1260—1280 °C от лампроитовых магм могут отделяться высококальциевые щелочные сульфатно-карбонатные расплавы, расслаивающиеся при 1190—1180 °C на обогащенные натрием карбонатитовые расплавы (типа квазикарбонатитовых лав вулкана Ол-Доиньо-Ленгаи) и Na-K щелочные сульфатные расплавы-рассолы.

Формирование высокощелочных ( $\text{pH} \geq 9$ ) гидрокарбонатно-карбонатных термальных подземных и озерных рассолов Кении и Танзании обеспечивают восходящие мантийно-вулканогенные водно-газовые флюиды сложного состава ( $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{NaCl}$ ,  $\text{NaBr}$ ,  $\text{NaF}$  и др.) с высоким общим солесодержанием (по-видимому, более 250—300 г/дм<sup>3</sup>). Это подтверждается высокими температурами ( $> 85^\circ\text{C}$ ) восходящих источников, “мантийными” значениями ( $0,5 \cdot 10^{-5}$ ) гелиевой метки  $^3\text{He}/^4\text{He}$  [Graig, Lupton, 1978], углекислым составом газово-жидких включений в магматических породах, а также высоким (до 50 % в со-

ставе анионов) содержанием явно мантийного хлора в содовых термах. Последний вывод представляется бесспорным ввиду отсутствия в рифте Грегори других источников хлора, например галогенных отложений или хлорсодержащих осадочных пород морского генезиса.

Севернее Кенийской тектонической зоны по мере уменьшения глубин магмообразования и с появлением магматических камер в континентальной коре Эфиопского свода, Аденской и Красноморской межконтинентальных рифтовых зон в составе надкритических флюидов, отделяющихся в процессах образования и метаморфизма вулканитов оливин-базальтовой и толеитовой формаций, начинают абсолютно доминировать хлориды, являющиеся основой ионно-солевого состава залегающих выше высокоминерализованных кислых ( $2-3 < \text{pH} < 7$ ) термальных вод и рассолов.

Касаясь химических особенностей океанических гидротерм, важно отметить их преимущественно хлоридный натриевый состав, отсутствие или низкое содержание  $\text{Mg}^{2+}$  и  $\text{SO}_4^{2-}$  в составе ионных композиций, существенно повышенные (относительно морской воды) содержания калия, кальция и кремнезема (последний может доминировать в составе парогазовых смесей), а также высокое общее солесодержание (до 55—65 г/кг и более). Последнее обстоятельство свидетельствует о важной роли высокоминерализованной глубинной водно-газовой составляющей в формировании океанических близ- и сверхкритических гидротерм, что во многих случаях ускользает от внимания гидрогеологов и геохимиков, развивающих идеи “рециклинга” морских вод.

Несколько иная геохимическая ситуация складывается в районах развития “черных курильщиков” [Кононов, 1983 и др.], которыми выносятся высокоминерализованные кислые (pH в пределах 3,1—3,8) хлоридные сероводородные водно-газовые растворы с высокими содержаниями серы, кремния, железа, цинка, свинца, меди, серебра, золота, платины, кадмия, кобальта и других элементов. При смешении подобных высокотемпературных водно-газовых растворов с щелочными (7,8—8,2) морскими (океаническими) водами в составе взвесей формируются темноцветные: гидрат односернистого же-

леза  $\text{FeS} \cdot n \text{H}_2\text{O}$  (гидротроилит) и, возможно, черная землистая разновидность двусернистого железа  $\text{FeS}_2$  (мельниковит), преобразующиеся в процессе донного седиментогенеза в серные колчеданы.

Вывод о преимущественно хлоридном составе и высокой минерализации гидротерм океанических рифтовых зон следует из анализа данных об известных в настоящее время подводных и наземных (мыс Рейкьянес, Исландия [Кононов, 1983] водо- и рассолопроявлениях в районах малоглубинного залегания магматических камер и широкого развития толеитовых базальтов. Распространять этот вывод на все срединно-океанические зоны и смежные с ними структуры океанического дна не представляется возможным, поскольку наряду с толеитами в океанах установлены более поздние [Шейнманн, 1968] серии оливин-базальтов, характерные для вулканических островов-гайот (Горизон в Тихом океане и др.), а также лавовые потоки состава нефелиновых базанитов и нефелиновых базальтов (Гавайские острова). Ассоциация толеитовых и щелочных базальтов характерна также для Исландии.

Отмечаются явные различия в петрохимических особенностях и изотопных характеристиках базальтов срединно-океанических хребтов, выплавляющихся из деплетированной верхней мантии, и океанических островов — производных более глубинных источников из примитивной мантии. Все это, с учетом разноглубинности магматических камер, позволяет утверждать, что на определенных этапах развития срединно-океанических рифтовых зон и вулканов срединного типа (гайоты) помимо подводных гидротерм хлоридного типа возможно формирование и гидротерм субщелочного характера с присутствием им ионно-солевым и газовым комплексами. Не исключено, что долговременное (в геологическом смысле) воздействие подобных процессов на массу океанических вод обусловило их современную высокую щелочность.

*Геофлюиды и подземные воды древних платформ.* По мере перемещения надкритических геофлюидов из подастеносферной мантии, астеносферы и коромантийного слоя в области относительно пониженных температур эклогитовой ( $< 1500 \text{ }^\circ\text{C}$ ), гранулитовой ( $\sim 1100-700 \text{ }^\circ\text{C}$ ),

амфиболитовой (~ 700—450 °С) фаций метаморфизма, фации зеленых сланцев (~ 450—250 °С) и “цеолитной” фации (~ до 250 °С) метаморфизма подобные флюиды перманентно расслаиваются с появлением ассоциированной воды, разрушением ранее созданных группировок летучих и, как следствие, выпадением ряда элементов (кремний, металлы) и соединений. Приобретая черты активного химического реагента и растворителя, вода способна аккумулировать и перемещать значительное количество растворенного вещества и на всех этапах расслоения флюидов и перманентного роста объемов водных ассоциатов оставаться высокоминерализованной жидкостью — своеобразным жидкофазным “реститом” из сферы процессов метаморфизма горных пород. Об этом свидетельствуют не только упоминаемые выше данные декрипитации газовой-жидких включений в минералах горных пород различных фаций метаморфизма, но и повсеместное наличие высокоминерализованных вод и рассолов в кристаллическом фундаменте древних платформ вне областей галогенеза.

Подобные воды и рассолы обнаружены в пределах Центрально-Кольской антиклинальной зоны. Здесь в разрезе нефелиновых сиенитов Ловозерского массива формируются фтор-силикатные рассолы (до 65 г/дм<sup>3</sup>) с резко щелочной (рН = 12) реакцией. Помимо Кольского полуострова высокоминерализованные воды и рассолы широко распространены в кристаллических породах Балтийского, Украинского и Канадского щитов, повсеместно развиты в разрезе щитов и в кристаллическом фундаменте древних платформ Азии, Африки, Австралии и Европы, в том числе в фундаменте Восточно-Европейской платформы.

Приведенные в цитированных работах краткие описания химического состава эндогенных соленых вод и рассолов в кристаллическом фундаменте древних платформ позволяют выделить некоторые специфические черты их геохимического облика: чрезвычайно высокую минерализацию (до 300 г/дм<sup>3</sup> и более), хлоридный натриевый (редко кальциевый) состав, высокие содержания калия ( $rNa^+ / rK^+ < 200$ ), закислого железа, низкий рН (< 6,0—6,5) и наличие преимущественно восстановленных рассолорастворенных

газов. Некоторые другие характеристики и компоненты ионно-солевого состава высокоминерализованных вод и рассолов кристаллических фундаментов обязаны своим происхождением либо локальным геолого-геохимическим условиям (например, щелочные фтор-силикатные рассолы Ловозерского массива нефелиновых сиенитов; хлоридные кальциевые рассолы Канадского щита), либо процессам разбавления рассолов пресными водами и окисленными газами зоны активного водообмена (пониженная минерализация, наличие ионов  $SO_4^{2-}$ ,  $HCO_3^-$ , газов окислительных обстановок и пр.).

При оценке приведенных выше материалов с позиций теории гидрогеологии и проблем формирования подземных вод представляются бесспорными данные о высокой “солевой” нагрузке надкритических флюидов и формирующихся на их основе конденсированных водных растворов. Поэтому попытки рассматривать верхнюю мантию как потенциальный возобновляемый источник пресной воды не обоснованы. Пресноводная составляющая подземной гидросферы обязана своим происхождением только (и только!) инфильтрации пресных поверхностных вод, формирующихся в процессе испарения с земной поверхности и водных бассейнов (океаны, моря, реки, болота), атмосферного переноса парообразной воды, ее конденсации и выпадения в виде гидрометеоров. Других сколько-нибудь значимых источников пресной воды не существует.

По проблеме происхождения хлоридных натриевых рассолов в кристаллическом фундаменте древних платформ известно несколько точек зрения. Одна из них — возможная генетическая связь рассолов Белорусской антеклизы с девонскими солеродными бассейнами Припятского прогиба. Аналогичное мнение высказывалось и относительно проблемы генезиса рассолов кристаллического фундамента Украинского щита, в частности, Криворожского железорудного бассейна, рассолы которого “вероятнее всего, представляют собой разбавленную рапу Припятско-Днепровской солеродной лагуны”, отжатую по зонам тектонических нарушений в пределы щита. В качестве еще одного возможного объяснения высокой минерализации флюидных водно-газовых включений в жильных минералах кри-

сталлических пород И. Ф. Вовк [1979] рассмотрено действие радиоактивных излучений на молекулы воды, распад (радиолиз) последних на составляющие элементы и, как следствие, рост минерализации остаточной молекулярной воды в результате уменьшения ее массы в замкнутом поровом пространстве.

Оценивая приведенные гипотезы формирования солевой нагрузки водных растворов кристаллических пород фундамента платформ (и щитов), следует достаточно скептически относиться к чисто умозрительным идеям “отжатия” рассолов из открытых солеродных и осадочных соленосных бассейнов в сторону и в пределы смежных поднятий кристаллического фундамента. Причина тому — ничтожная водопроницаемость чрезвычайно плотных кристаллических пород вне зон тектонических нарушений и отсутствие высоких напорных гидродинамических потенциалов в поверхностных солеродных и в осадочных соленосных бассейнах, достаточных для “продавливания” рассолов во внутренние области фундамента.

Столь же критически можно относиться к идее И. Ф. Вовка [1979] о радиолизе молекул воды как эффективном механизме повышения минерализации оставшейся в замкнутом поровом пространстве массы воды. Не отрицая геолого-геохимической роли самого процесса радиолиза воды, безусловно, широко проявляющегося в литосфере и подземной гидросфере, следует вместе с тем иметь в виду, что еще более широко представленный гидролиз воды при преобразовании первичных алюмосиликатов в глины ни в одном достоверном случае не сопровождается формированием высокоминерализованных вод или рассолов. Не наблюдается и, казалось бы, такое закономерное и обязательное, повсеместное наличие рассолов в месторождениях урана.

Наши представления о генезисе рассолов в кристаллическом фундаменте древних платформ, и в частности Восточно-Европейской, можно сформулировать следующим образом:

- учитывая геохимическую специфичность соленоватых вод и рассолов кристаллического фундамента (практически полное отсутствие  $\text{HCO}_3^-$ , высокие концентрации  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{K}^+$  и  $\text{Fe}^{2+}$  при низком pH), из рассмотрения можно исключить гипотезы формирования их со-

- левой нагрузки в результате процессов окисления таких железистых малокальциевых силикатов, как оливин, пироксены и амфиболы, широко развитых в основных и ультраосновных магматических, реже метаморфических и метасоматических породах фундамента. И это понятно, поскольку подобными процессами не продуцируется  $\text{Cl}^-$  — доминантный анион высококальциевых железистых водных растворов фундамента; кроме того, указанные процессы протекают при участии кислорода и углекислоты, ответственных за формирование гидрокарбонат-иона, практически отсутствующего в описываемых рассолах;
- достаточно обоснованной представляется гипотеза о хлоридных железистых высококальциевых архей-нижнепротерозойских рассолах, как о древних остаточных (реституционных) водах процессов дифференциации преимущественно основных магм и метаморфизма пород кристаллического фундамента под воздействием суб- и надкритических (для  $\text{H}_2\text{O}$ ) водно-газовых гомогенных “сквозьмагматических”, вернее сквозькоровых, растворов (флюидов) с высоким щелочным и хлоридным резервом. При этом следует иметь в виду участие в процессах преобразования (метаморфизма) первично-осадочных пород с широким набором глинистых минералов (монтмориллонит, иллит, хлорит) в эндогенные алюмосиликаты групп биотита и мусковита со значительным количеством так называемых возрожденных вод, обязанных своим происхождением воссоединению субмолекулярных частиц  $\text{H}^+$  и  $\text{OH}^-$ , ранее находившихся в межслоевом пространстве глинистых минералов. Возрожденные воды характеризуются высокой агрессивностью и, превращаясь в высокоминерализованные водно-газовые растворы, активно участвуют вместе с сквозькоровыми эндогенными флюидами в процессах метаморфизма (амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации) первично-осадочных и магматических пород. Смешанные подобным образом сквозькоровые и внутрикоровые гомогенные водно-газовые ассоциации ( $\text{H}_2\text{O}$  и ее субмолекулярные частицы  $\text{H}^+$ ,  $\text{OH}^-$ ,  $\text{H}_3\text{O}$ , а также  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{CH}_4$  и др.) с высокими концентрациями  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Fe}^{2+}$  и множества других элементов, легколе-

тучих в условиях метаморфизма, представляют собой эффективные теплоносители, обеспечивающие как протекание собственно процессов метаморфизма, так и формирование упоминавшихся выше флюидных включений в минералах. При снижении активности подкорковых и внутрикорковых источников тепловой энергии и интенсивности процессов регионального метаморфизма “отработанные” в этих процессах эндогенно-метаморфогенные водно-газовые растворы расслаиваются с появлением твердой и газовой фаз, а также высокоминерализованного водного раствора.

Генетически подобные водные растворы (рассолы) с минерализацией 200—300 г/дм<sup>3</sup> вскрыты в диабазах, метадиабазам и биотит-амфибол-плагиоклазовых сланцах Кольского полуострова на глубинах 4500—6900 м (скв. СГ-3). В соответствии с геохимическими, петрологическими и гидрогеологическими интерпретациями, генезис этих вод (рассолов) связывается с процессами регионального метаморфизма в условиях эпидот-амфиболитовой фации, возраст же подобного водно-солевого рестита указанных процессов оценивается в 1 млрд лет.

Столь впечатляющий геологический возраст реституционных водных растворов (вернее, водных конденсатов) процессов метаморфизма и мигматизации разнотипных горных пород фундамента древних платформ может быть свойствен и рассолам из кристаллического фундамента всех древних платформ и щитов в их пределах при условии высоких степеней пенепленизации их поверхности [Ларин, 1980] и отсутствия сколько-нибудь высоко поднятых элементов рельефа, необходимых для интенсивного промывания этого комплекса пород на протяжении от архей-раннепротерозойской консолидации до позднего протерозоя и фанерозоя. В связи с высотной дифференциацией поверхности архей-раннепротерозойского фундамента древних платформ в позднем протерозое и фанерозое активизируются процессы инфильтрационного промывания их высокоподнятых блоков, что в определенной степени подтверждается современным распределением содержания водных растворов по глубинам их вскрытия.

**Субкритические геофлюиды.** Геологическая среда и условия формирования. Субкри-

тические геофлюиды формируются преимущественно в осадочной водонасыщенной толще земной коры, горные породы которой претерпевают литогенетические преобразования стадий ката-, метагенеза и регионального метаморфизма.

Постдиагенетическое преобразование породообразующих минералов, особенно минералов класса силикатов с непрерывными слоями тетраэдров SiO<sub>4</sub> (группы слюд, гидрослюд, каолинита, монтмориллонита и др.) и трехмерными каркасами из тетраэдров (Si, Al)O<sub>4</sub> (Si, Al)O<sub>4</sub> в кристаллической структуре (группы полевых шпатов и др.), кальцита и некоторых других минералов, ионообменные свойства которых усиливаются в условиях высоких температур, определяет (наряду с рассеянным в породах органическим веществом (РОВ) и летучими) основные черты геохимии процессов литогенеза осадочных пород и неразрывно связанных с литогенезом процессов формирования и эволюции подземной гидросферы. Вода, а также газосодержащие растворы с содержащейся в их составе молекулярной водой играют чрезвычайно важную роль как среда, обеспечивающая подвижность реагирующих веществ и продуктов реакций. При отсутствии воды и органического вещества (ОВ) ни процессы преобразования глинистых минералов, ни литогенез в широком смысле не имеют места. Роль ОВ состоит как в обеспечении оптимальных для эволюции глинистых минералов окислительно-восстановительных обстановок, так и высокой подвижности вещества вследствие термически обусловленных фазовых переходов с появлением легколетучих. Высокий энергетический потенциал летучих обеспечивает интенсивную дегидратацию минералов, отвод газообразных и других продуктов деструкции РОВ и, как следствие, региональную гидрослюдизацию монтмориллонита и других разбухающих глинистых минералов.

Несомненно, литогенетические изменения осадочных образований — явление непрерывное, имеющее место в области как высоких температур, так и более низких (до 150—200 °С). В последнем случае при погружении осадочных пород в их разрезе устанавливается квазистационарный режим рассеяния продуктов низкотемпературного литогенеза в направлении к земной поверхности, при котором скорость генера-

ции легкоподвижных компонентов примерно соответствует скорости их оттока из среды течения прямых реакций [Кудельский, 1982].

С погружением осадочных образований в область температур, превышающих 200 °С, ситуация заметно изменяется. Резко увеличивается выход продуктов дегидратации минералов и термической деструкции РОВ, скорости их накопления превышают скорости стационарной разгрузки, их общий объем по отношению к исходному объему многократно увеличивается. Термически обусловленный рост парциальных давлений продуктов эпигенетических процессов по интенсивности превышает скорость нарастания геостатических давлений. Так, согласно оценкам Дж. Кеннеди [Kennedy, 1955], парциальное давление воды при переходе ее из области температур 200 °С в область 400 °С и затрудненном оттоке возрастает с 9,8 до 333,4 МПа и более. Примерно такой же порядок величин приращения давлений наблюдается в результате появления газовой фазы при термолитизе РОВ. Например, при поступлении 1 м<sup>3</sup> РОВ коксовой (К) стадии метаморфизма в область температур 300 °С и преобразовании ее здесь до антрацитового (А) стадии должно выделиться 281,6 кг газа (22 %) при уменьшении объема твердого вещества на 0,433 м<sup>3</sup>. Допустив, что весь объем газа представлен метаном (415,9 м<sup>3</sup>), отток которого из сферы деструкции ОВ затруднен, обнаружим приращение давления:  $\Delta P = 184$  МПа.

С появлением в разрезе водо- и (или) расщепленных осадочных пород свободной газовой фазы, представленной восстановленными и окисленными газами (Н<sub>2</sub>, СО, N<sub>2</sub>, предельные и непредельные углеводороды, СО<sub>2</sub> и др.) под сверхгеостатическим давлением, инициируются процессы подземного испарения воды в атмосферу газовых глобул, поступление ионных ассоциаций металлов и неметаллов (Li, В, С, F, Na, Mg, Al, Si, S, Cl, K, Ca, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Br, Rb, Sr, Ag, J, Cs, Ba, Hg, U и др.), молекулярных комплексов (NH<sub>3</sub>, HCl, HJ, HF, Si(OH)<sub>4</sub>, CCl<sub>4</sub> и др.) и комплексных молекул. В каждом отдельном случае состав подвижных продуктов литогенеза определяется величинами *P* и *T*, по мере роста которых в субкритические флюиды переходят все более тяжелые элементы и соединения.

*Геофлюидодинамика.* Формирование в осадочном чехле сверхвысоких давлений, превышающих геостатические, квазигазовой (геофлюидальной) фазы приводит к формированию микротрещин, к явлениям гидроразрыва пласта, образованию дизъюнкций, диапировых складок и крупных разрывов сплошности осадочных пород вышележащих гидродинамических систем. Представления, касающиеся роли энергии газовых и газожидкостных смесей (ГГС, геофлюиды) в формировании разрывов сплошности осадочных пород, предполагают интенсивные субвертикальные перемещения геофлюидов из глубинных очагов литогеохимических высокотемпературных преобразований пород в верхние части геологического разреза.

Направление миграции “возрожденного” в литогеохимических процессах вещества в объеме осадочных бассейнов определяется преимущественно потенциалами тепловой энергии и концентрацией вещества и в самом общем случае ориентировано снизу вверх. В бассейнах с мощностью осадочных образований менее 4—5 км массоперенос преимущественно молекулярно-диффузионный; в бассейнах с большей мощностью пород, в разрезе которых имеют место теплогенерация газообразных УВ и фазовые превращения воды и водных растворов, наряду с молекулярно-диффузионным перемещением легкоподвижных продуктов литогенеза чрезвычайно важное значение приобретает конвективный массоперенос в виде ГГС, субкритических геофлюидов. О широком развитии в природе широкомасштабных перемещений газовых и субгазовых продуктов литогенеза из областей термодеструкции РОВ и минерального скелета пород в направлении относительно низкотемпературных зон осадочных бассейнов, преимущественно нефтегазоносных, свидетельствуют обеднение легкоподвижными компонентами нижних частей разрезов осадочных пород (йод и др. [Кудельский, 1982]), пароксизмы грязевулканической деятельности и газовых выбросов в НГБ с мощными толщами осадочных пород, наличие в нефтях спор, пыльцы и акритарх более древних, чем палинологические комплексы вмещающих пород. Все три случая типичны для НГБ с очень глубоким (более 5—10 км) залеганием фундамента (кристаллического, складчатого) и

высокими температурами (до суб- и надкритических) в основании осадочных толщ, для которых в большинстве случаев характерно пространственное (преимущественно, вертикальное) несовпадение зон нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции (Внутренняя зона Предкарпатского прогиба, Днепровско-Донецкая впадина, некоторые бассейны Волго-Уральской области, Черноморская и Южно-Каспийская мега-впадины, Предкавказские прогибы и др.).

*Субкритические геофлюиды и слабоминерализованные конденсационные воды.* Несомненно, мобилизация (первичная миграция) углеводородов и неуглеводородных компонентов в составе субкритических геофлюидов осуществляется посредством: а) инъекций порций глубинных астеносферных и нижнекоровых геофлюидальных потоков; б) взрывных фазовых переходов в системе РОВ с выходом (инъекцией) продуктов термолитиза в субкритические газожидкостные смеси; в) экстракции продуктов термолитиза РОВ плотными ГГС. Накопление продуктов дегазации мантии и термолитиза РОВ в осадочных породах в субкритических газожидкостных смесях в очень небольшой степени связано с растворяющей способностью субкритической воды. Большее значение в мобилизации углеводородов и неуглеводородных компонентов играют процессы взрывно-акцепторного концентрирования глубинных продуктов и продуктов термолитиза РОВ и матричных инъекций (инъекций из органико-минеральной матрицы осадочных пород) в перегретых субкритических ГГС. Значительным по масштабам представляется растворение углеводородных и неуглеводородных органических соединений в продуктах реакций, протекающих в самих газожидкостных смесях (четырёххлористый углерод, метанол и др.). Накопление продуктов дегазации мантии и термолитиза РОВ в соответствии с указанными механизмами происходит без селективного разделения углеводородных и неуглеводородных веществ по плотности и молекулярной массе, как это свойственно растворению в воде. По мере увеличения давления газов способность к растворению в них (смешению с ними) приобретают фактически все высокомолекулярные углеводороды и неуглеводородный органико-минеральный комплекс нефти.

Геофлюиды (ГГС) как геологические тела отождествляются нами с первичными газоконденсатами (протогазоконденсатами). В зонах разломов, на глубинах экранирования и бокового растекания (внедрения в пластовые системы) протогазоконденсатов, в зависимости от величины градиентов  $P$  и  $T$  происходит их полная или частичная фазовая дифференциация с выделением конденсационной маломинерализованной воды, углеводородных и других газов, нефти. Можно полагать, что наряду с чисто физической конденсацией в формировании нефтяной фазы важную роль играют процессы полимеризации, реакции конденсации и циклизации углеводородных цепей, синтеза углеводородов за счет свободных радикалов и т. д. Все эти процессы, по-видимому, инициируются появлением структуро- и фазоформирующих свободных поверхностей в результате конденсации паров воды, а также поверхностей на границе фаз ГГС — пластовые воды. Часть воды протогазоконденсатов сохраняется в поровом пространстве пород и в объеме нефтяной фазы, давая начало солюционным водам [Колодий, 1975].

Конденсационные слабоминерализованные воды характерны для подошвенных частей нефтяных залежей в бассейнах современного или недавнего (в геологическом смысле) нефтегазообразования. Из сопоставления 10 пар проб конденсационных вод и пластовых рассолов нефтяных месторождений Каракумской платформы, Южно-Каспийской впадины, Северо-Крымского и Предкарпатского прогибов, а также Днепровско-Донецкой впадины, представленного в этой работе, следует, что минерализация конденсационных вод варьирует от 0,1 до 5 г/дм<sup>3</sup> и не зависит от солесодержания “подпирающих” нефтяные залежи пластовых рассолов (от 38 до 173 г/дм<sup>3</sup>). Вместе с тем макрокомпонентный состав конденсационных вод, как правило, хлоридный натриевый, соответствует в большинстве случаев хлоридному натриевому (или кальциевому) составу пластовых рассолов.

Микроэлементы конденсационных вод представлены Ba ( $n \cdot 10^{-3} - n \cdot 10^{-1}$ ), Si ( $n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-2}$ ), S, Li ( $\sim n \cdot 10^{-3}$ ), Ag, Zn ( $\sim n \cdot 10^{-4}$ ), Fe ( $n \cdot 10^{-5} - n \cdot 10^{-1}$ ), Sb ( $n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-3}$ ), Ni, Co, P, Sr ( $n \cdot 10^{-5}$ ), Al ( $n \cdot 10^{-5} - n \cdot 10^{-3}$ ), Mn ( $n \cdot 10^{-6} - n \cdot 10^{-3}$ ), Bi, Cu, Mo, Ti, V ( $n \times$

$\times 10^{-6} - n \cdot 10^{-4}$ ), Cd ( $n \cdot 10^{-6} - n \cdot 10^{-5}$ ), La ( $n \times 10^{-6}$ ). В составе конденсационных вод много йода (от 2,5 до 32 мг/дм<sup>3</sup>), бора (44—46) и SiO<sub>2</sub> (до 247 мг/дм<sup>3</sup>).

Приведенные выше уровни концентраций металлов в конденсационных водах близки к их среднему содержанию в нефтях из различных нефтегазоносных бассейнов России: В ( $n \cdot 10^{-5} - n \cdot 10^{-2}$ ), Fe, V, Ni ( $n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-3}$ ), Si, Al, Ca, Mg, Na, Zn, Cu, I, Br ( $n \cdot 10^{-4}$ ), Ti, Ba, Mn, Sr, Cr, Co, Pb, Sn, As ( $n \cdot 10^{-6} - n \cdot 10^{-5}$ ), Ag, Mo ( $n \cdot 10^{-7}$ ).

### Гидро- и флюидогеологическая зональность земной коры и части верхней мантии.

Проблемы генезиса, физико-химического состояния и распределения воды в земных недрах всегда составляли сферу интересов планетологии, геохимии, петрологии и практически всех других геологических наук и направлений, в том числе гидрогеологии. Гидрофизическая зональность литосферы, в основу которой были положены тепловые характеристики недр и состояние воды в условиях высоких температур и давлений, впервые предложена В. И. Кононовым и В. А. Ильиным [1971]. В разрезе литосферы ими выделено пять гидрофизических зон: твердых вод (лед) со строгоупорядоченной структурой; жидких структурированных вод; уплотненного флюида с субтаксической структурой; мономерных молекул воды; диссоциированных молекул воды.

Эта же проблема с той или иной детальностью рассматривается в работах Е. С. Гавриленко и В. Д. Дерпгольца [1971], Е. С. Гавриленко, В. А. Ильина [1972], Ф. А. Макаренко, Е. В. Пиннекера, А. В. Кудельского и др. Была установлена доминантная роль температур в функционировании выделенной А. А. Карцевым элизонной системы и впервые обозначена *термогидродинамическая система*. Динамическое функционирование последней обусловлено градиентами не столько гидростатических давлений, как это свойственно системам артезианских (напорных) вод, сколько температур ( $T$ ) и давлений ( $P$ ) в объеме ( $V$ ) гипертерм и *субкритических* геофлюидов (ГГС) по профилю их распространения в осадочном геологическом субстрате. О существовании подобных близкритических для воды и рассолов температур (от 200—

250 до 374—450 °С и несколько выше) в разрезе осадочных бассейнов (преимущественно нефтегазоносных) свидетельствуют, как упоминалось выше, данные [Кудельский, 1982; Кудельский и др., 1987] о бассейнах с мощностью осадочных образований от 5 до 20—25 км. Так, в разрезе осадочного выполнения впадины Альберта (Канада) пластовые температуры могут превышать 300 °С, впадины Анадарко (США) — 250—300, Днепровско-Донецкой и Паннонской впадин — 300, в низах осадочного комплекса Северо-Крымского прогиба — 300—360, Западно-Кубанского и Терско-Каспийского краевых прогибов — 300—430, Предкарпатского прогиба — 340—380, Южно-Каспийской впадины — свыше 600 °С.

Надкритические геофлюидодинамические системы, как следует из изложенного выше, получают глобальное развитие в земной коре и верхней мантии (табл. 3) на глубинах существования: а) воды преимущественно в ионном (H<sup>+</sup>, OH<sup>-</sup>) состоянии при температурах 1500—3700 °С в составе “сухих” трансмантйных геофлюидов на основе H, C, Cl, F, щелочных и множества других элементов в зависимости от характера и глубины протекания процессов дифференциации мантийного вещества; б) мономерных молекул воды при температурах менее 1500—700 °С; в) молекулярных ассоциатов с установившимися водородными связями, а также продуктов дегазации мантии и жесткого метаморфизма нижнекорového субстрата (700—450 °С).

О современной гидрофизической зональности литосферы древних платформ и, в частности, северо-запада Восточно-Европейской платформы можно судить по тепловым характеристикам крупных геологических структур вдоль Белорусско-Прибалтийской части геотрансекта Eurobridge 95-96 [Eurobridge ..., 1999; Астапенко, Левашкевич, 2004]. При общей длине геотрансекта 700 км его северная часть расположена в пределах Фенноскандинавского сегмента Восточно-Европейской платформы, а южная — в пределах Сарматского. Начиная от побережья Балтийского моря профиль последовательно пересекает (рис. 1) крупные структуры фундамента: Западно-Литовский гранулитовый массив (ЗЛГМ), в пределах которого локализуется Прибалтийская аномалия теплового пото-



**Т а б л и ц а 3. Принципиальная схема гидро- и флюидогеологической зональности литосферы и части верхней мантии**

Системы	Стадии литогенеза и метаморфизма горных пород	Особенности гидродинамики и флюидодинамики	Температура, °С	Давление*
Гидрогеологическая зона				
Грунтовых вод, артезианские	Диagenез. При подъеме территории — осадочные породы различных стадий преобразования	Горизонты <i>безнапорные</i> (для грунтовых вод) и <i>напорные</i> (для артезианских систем). Интенсивные, преимущественно латеральные внутрибассейновые перемещения подземных вод под воздействием градиентов гидростатических давлений	До 60	$P_{пл} = P_{гидр}$
Квазиэлизионные	Поздний диагенез, катагенез	Примат сочетающихся латеральных и вертикальных движений подземных вод по зонам тектонических нарушений	60—200	$P_{пл} = P_{гидр}$ ; локально $P_{г} > P_{пл} > P_{гидр}$
Термогидродинамические	Метагенез. Региональный метаморфизм	Обусловлены наличием гипертерм, суб- и надкритических водно-газовых смесей (флюидов) в зонах пониженных давлений	200—450	$P_{гидр} \ll \ll P_{пл} = P_{г}$ ; периодически $P_{пл} > P_{г}$ с релаксацией преимущественно в зонах разломов
Флюидогеологическая зона				
Флюидодинамические с элементами термогидродинамических		Обусловлены преимущественно развитием надкритических (для воды) флюидов и градиентами $P$ и $T$ по профилю их распространения в геологическом субстрате	450—700	$P_{г} = P_{ф}$ ; в тектогенезе пароксизмы $P_{г} \ll P_{ф}$
Флюидодинамические	Региональный метаморфизм	То же	> 700	

\*  $P_{пл}$  — пластовое давление сложной природы в разрезе осадочной толщи земной коры;  $P_{гидр}$  — давление гидростатическое, обусловленное массой столба жидкости переменной плотности;  $P_{г}$  — геостатическое давление;  $P_{ф}$  — давление флюидов.

ка (Шауляй, Клайпеда и др.); Мазовецко-Центрально-Литовская зона; Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс (БПГП); Центрально-Белорусская зона (ЦБЗ); Осницко-Микашевич-

ский вулканоплутонический пояс (ОМВПП) с пониженными (Белорусская антеклиза) и умеренными плотностями теплового потока (западная и южная части Припятского прогиба).

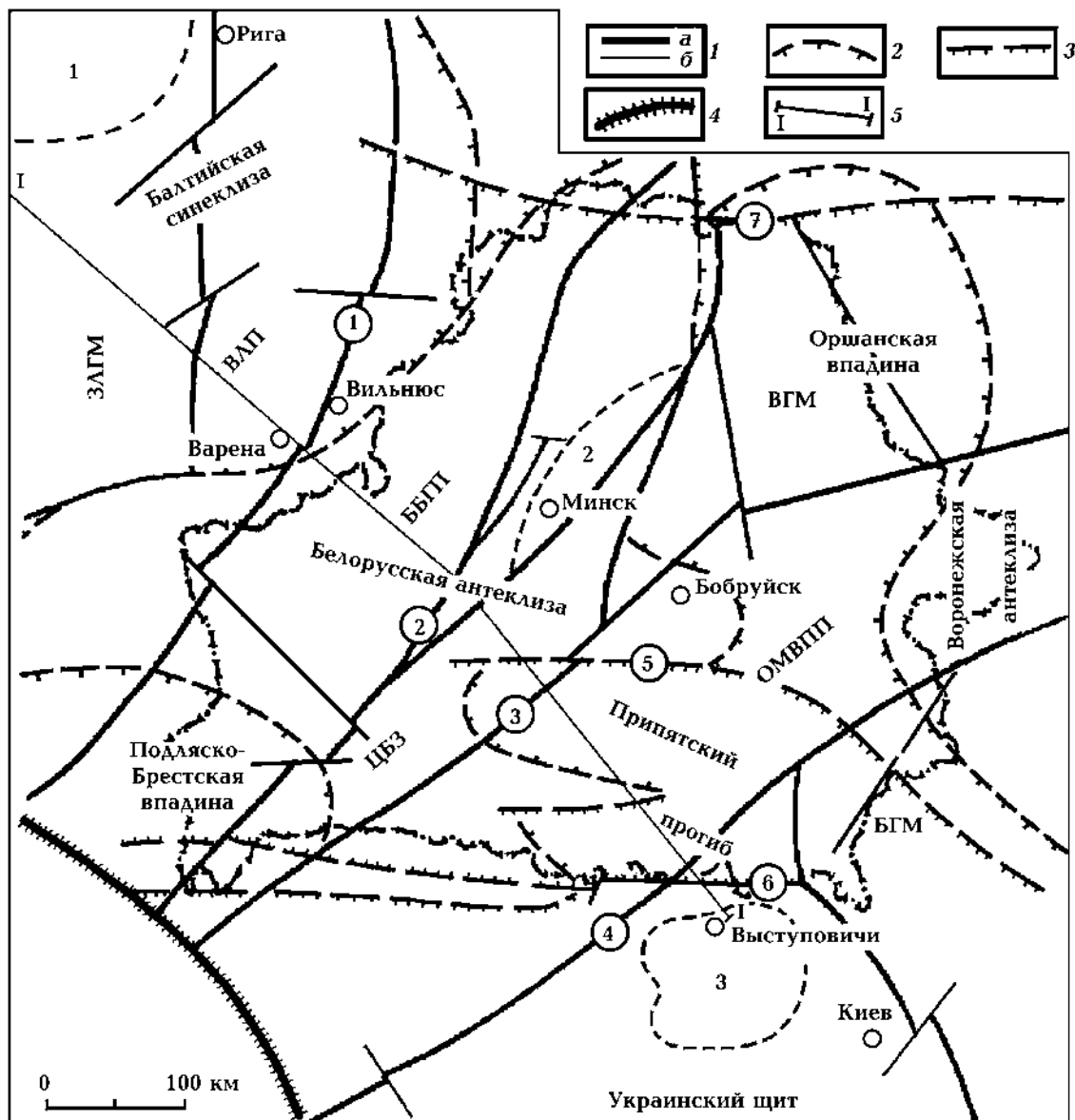


Рис. 1. Схема основных платформенных элементов территорий Беларуси и стран Балтии и их геофизическая изученность. Составили Р. Г. Гарецкий, Г. И. Каратаев: 1 — разломы: а — ограничивающие главные тектонические элементы (цифры в кружках: 1 — Белостокский, 2 — Кореличский, 3 — Стоходско-Могилевский, 4 — Суцано-Пержанский), б — прочие; 2 — контуры платформенных структур; 3 — основные платформенные разломы (цифры в кружках: 5 — Северо-Припятский, 6 — Южно-Припятский, 7 — Полоцкий); 4 — краевой шов Восточно-Европейской платформы (линия Тейссыре—Торнквиста); 5 — сейсмический профиль Eurobridge 95-96. Тектоническое районирование (структуры фундамента): ЗЛГМ — Западно-Литовский гранулитовый массив, ВЛП — Восточно-Литовский пояс, ВГМ — Витебский гранулитовый массив, ОМВПП — Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс, БГМ — Брагинский гранулитовый массив, БПГП — Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс; ЦБЗ — Центрально-Белорусская зона; 1 — Рижский плутон, 2 — Минский блок, 3 — Коростенский плутон.

Используя данные о плотности теплового потока в пределах полосы  $\pm 25$  км от профиля, теплофизические и теплогенерационные характеристики горных пород кристаллического фундамента, В. Н. Астапенко и В. Г. Левашкевич разработали геотермическую модель коры и части верхней мантии, в основу которой был положен условный сейсмотеплогенерационный разрез по профилю Eurobridge 95-96, теплогенерация пород в котором задана через сейсмическую скорость.

Автор настоящей статьи совместил глубинные температуры в разрезе пересекаемых геотрансектом Eurobridge 95-96 крупных геологических структур с графиком глубин и температур фазового состояния воды (рис. 2), что позволило судить о современной гидрофизической, гидро- и флюидогеологической зональности земной коры и части верхней мантии территории Беларуси (табл. 4) и, в определенной мере, северо-западного региона древней Восточно-Европейской платформы.

Установлены близкие к обратным соотношения между тепловой активностью недр и глубиной залегания “подошвы” слоя массового распространения жидких структурированных вод, т. е. глубиной залегания “подошвы” гидрогеологической зоны: ЗЛГМ ( $80\text{—}60$  мВт/м<sup>2</sup>) — до 20 км, ОМВП (35—45 мВт/м<sup>2</sup>) — до 28 км, БПГ (50—30 мВт/м<sup>2</sup>) — до 38—41 км и ЦБЗ ( $< 30$  мВт/м<sup>2</sup>) — до 48 км. Соответственно, подобными соотношениями определяется и глубинное положение “кровли” флюидогеологической зоны, т. е. зоны распространения уплотненных и высокоэлектропроводных [Франк, 1971] флюидов с сиботаксической структурой: ЗЛГП — 25 км и более; ОМВП — от 41 км и глубже; БПГ — 38—52 км и глубже; ЦБЗ — выше 60 км (см. табл. 4). Под сиботаксической структурой здесь понимается разуплотненная рыхлая структура надкритического флюида с фрагментами молекулярных ассоциатов воды разной кратности, в основном димерных [Ильин и др., 1974].

Рассматривая пучок геотермограмм для вертикальных профилей пересекаемых геотрансектом Eurobridge геологических структур (рис. 2), можно обратить внимание на прямолинейный характер термограммы 1 на глубинах 80—60 км

(ЗЛГП), в целом описываемой уравнением:  $T^{\circ}\text{C} = -0,0782H^2 + 15,139H + 91,832$  ( $R^2 = 0,9985$ ), где  $H$  — глубина, км. Прямолинейные участки, идентифицированные В. Н. Астапенко и В. Г. Левашкевичем [2004] как свидетельства кондуктивного теплопереноса из мантии, свойственны также термограммам 5 (в интервале глубин 80—40 км) и 2—4 (на глубинах 80—30 км). Заметное искривление термограмм на глубинах менее 60 км (термограмма 1), менее 40 (термограмма 5) и менее 30 км (термограммы 2—4) связано с охлаждающим влиянием верхних частей корового субстрата и циркулирующих в нем водных растворов, наиболее интенсивным в разрезе ЗЛГП и ОМВП.

**Закключение.** На основе некоторой систематизации данных декрипитации газовой-жидких включений (вакуоли) в минералах горных пород различных фаций метаморфизма, а также материалов, касающихся флюидопроявлений на территории внутри- и межконтинентального рифтогенеза и срединно-океанических рифтовых систем, сформулирован вывод о высоком содержании минеральных веществ в составе плотных надкритических флюидов, частично наследуемых (при охлаждении флюидов) водным конденсатом — своеобразным жидкофазным “реститом” из сферы протекания процессов расслоения флюидальных продуктов дифференциации мантии и высокотемпературного метаморфизма горных пород земной коры. Показано, что с подобными водными конденсатами связан генезис высокоминерализованных вод и рассолов в кристаллическом фундаменте древних платформ.

Признанием высокого “солесодержания” и высокой электропроводности надкритических флюидов [Франк, 1971 и др.], равно как и водных конденсатов — продуктов их расслоения при снижении температур и давлений, открываются новые возможности в интерпретации локальных скоростных аномалий и аномалий электропроводности, идентифицируемых в земной коре по данным глубинного сейсмического и магнитотеллурического зондирования. Анализ представленной схемы современной гидро- и флюидогеологической зональности литосферы крупных тектоноформ территории Беларуси свидетельствует о высокой перспективности такого подхода и нового обращения к исследованиям

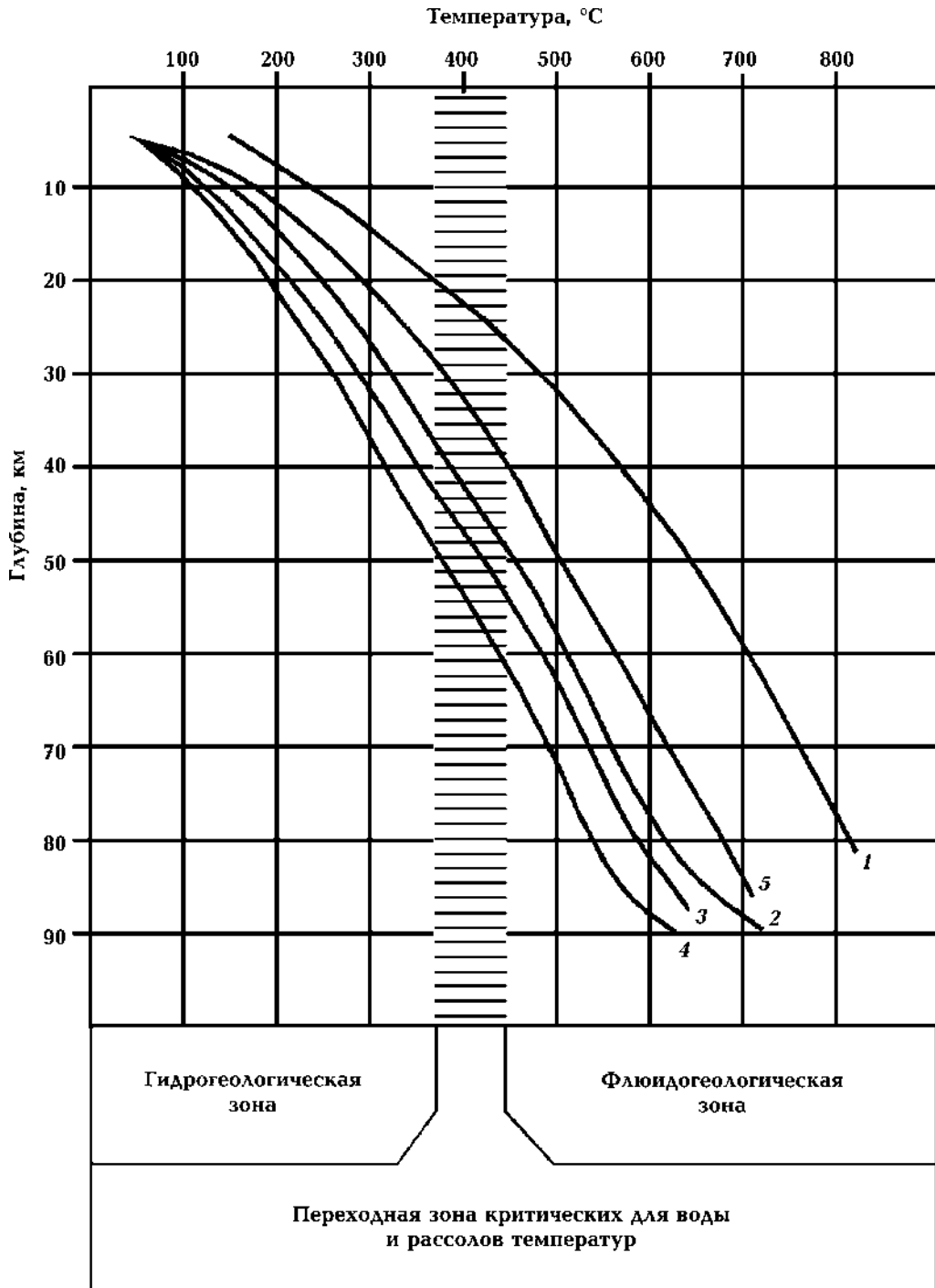


Рис. 2. Современная гидро- и флюидогеологическая зональность земной коры и части верхней мантии вдоль Прибалтийско-Белорусского профиля Eurobridge. *Распределение температур в соответствии с материалами [Астапенко, Левашкевич, 2004]: 1 — Западно-Литовский гранулитовый массив; 2 — Мазовецко-Центрально-Литовская гранито-гнейсовая зона; 3 — Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс; 4 — Центрально-Белорусская гранито-гнейсовая зона; 5 — Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс.*

истории развития крупных геологических структур древних платформ и внутри-платформенных рифтов с целью выявления или уточнения генезиса и пространственного распределения зале-

жей углеводородов, эксгальционно-осадочных солей и рудной минерализации, рудных и нерудных полезных ископаемых, в том числе минеральных вод и “неэвапоритовых” рассолов.

### Список литературы

- Астапенко В. Н., Левашикевич В. Г. Тепловая и геоэлектрическая модель литосферы вдоль Белорусско-Прибалтийской части геотрансекта “Euro-bridge”. Докл. НАН Беларуси. 2004. Т. 48. № 6. С. 72—78.
- Беус А. А. Геохимия литосферы. Москва: Недра, 1981. 335 с.
- Вовк И. Ф. Радиолиз подземных вод и его геохимическая роль. Москва: Наука, 1979, 231 с.
- Гавриленко Е. С., Дерзгольц В. Ф. Глубинная гидросфера Земли. Киев: Наук. думка, 1971. 272 с.
- Горбатый Ю. Е., Бондаренко Г. В. Молекулярные спектры воды при высоких давлениях и температурах. В кн.: *Фазовые равновесия и процессы минералообразования*. Москва: Наука, 1973. С. 207—231.
- Гуревич А. Е. Геофлюидодинамика: структура и контуры теории. В сб.: *Проблемы геофлюидодинамики*. Тр. ВНИГРИ. 1976. № 387. С. 10—46.
- Даусон Дж. Б. Ол-Доиньо-Ленгаи — действующий вулкан с потоками натриевых карбонатов. В кн.: *Карбонатиты*. Москва: Наука, 1969. С. 169—181.
- Ильин В. А. Состояние и свойства воды в глубоких горизонтах земной коры. *Изв. вузов. Геология и разведка*. 1972. № 10. С. 77—82.
- Ильин В. А., Кононов В. И., Поляк Б. Г. Физическое состояние воды в подземной гидросфере. В кн.: *Миграция химических элементов в подземных водах СССР*. Москва: Наука, 1974. С. 10—14.
- Колодий В. В. Подземные конденсационные и солюционные воды нефтяных, газоконденсатных и газовых месторождений. Киев: Наук. думка, 1975. 122 с.
- Кононов В. И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма. Москва: Наука, 1983. 214 с.
- Кононов В. И., Ильин В. А. О состоянии и поведении воды в земных недрах в связи с процессами метаморфизма. В кн.: *Значение структурных особенностей воды и водных растворов для геологических интерпретаций*. Москва: Изд. Ин-та геологических наук, 1971. С. 35—65.
- Кудельский А. В. Литогенез, проблемы гидрогеохимии и энергетики нефтегазоносных бассейнов. *Литология и полезные ископаемые*. 1982. № 5. С. 101—116.
- Кудельский А. В., Гарецкий Р. Г., Айзберг Р. Е. Геофлюидодинамика и нефтегазообразование. Минск: Изд. Ин-та геологических наук НАН Беларуси, 1997. 148 с.
- Ларин В. Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. Москва: Наука, 1980. 216 с.
- Летников Ф. А. Флюидный механизм деструкции континентальной земной коры и формирование осадочных нефтегазоносных бассейнов. *Тез. докл. Междунар. конф. “Дегазация земли: геофлюиды, нефть и газ, парагенезы в системе горючих ископаемых”*. Москва, 30 мая — 1 июня 2006 г. С. 6—9.
- Логачев Н. А. Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. Москва: Наука, 1977. 183 с.
- Основы гидрогеологии. Геологическая деятельность и история воды в земных недрах. Ред. Е. В. Пиннекер, Б. И. Писарский, С. Л. Шварцев. Новосибирск: Наука, 1982. 239 с.
- Рябчиков И. Д. Водные растворы в верхней мантии и проблемы дегазации Земли: *Матер. Всесоюз. конф. “Подземные воды и эволюция литосферы”*. Т. I. Москва, 1985. С. 176—186.
- Франк Е. У. Надкритическая вода. В кн.: *Значение структурных особенностей воды и водных растворов для геологических интерпретаций*. Москва: Изд. Всесоюз. ин-та минерального сырья, 1971. С. 94—111.
- Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. Москва: Наука, 1968. 231 с.
- Craig H., Lupton J. E., 1978. Helium isotopes variations; evidence for mantle plumes at Yellowstone, Kilauea and the Ethiopian rift valley. *EOS, Trans. Amer. Geophys. Union*. 59(12), P. 194.

**Т а б л и ц а 4. Современная гидро- и флюидогеологическая зональность земной коры и части верхней мантии по профилю крупных геологических структур Беларуси и Прибалтики, пересекаемых трансектом Eurobridge**

Геологическая структура	Земная кора*, мощность сейсмогеологических слоев, км	Основной комплекс пород*	Глубина залегания* поверхности Мохо, км	Плотность теплового потока*, мВт/м <sup>2</sup>	Глубины распространения зон, км			
					гидро-геологической	переходной		флюидо-геологической
						от	до	
Западно-Литовский гранулитовый массив	«Гранитный», 20—22; «диоритовый», 11; «базальтовый», 11	Глиноземистые гнейсы, амфибол-пироксеновые гнейсы, гранито-гнейсы	44—45	80—60	до 20	20	> 25	> 25
Мазовецко-Центрально-Литовская гранито-гнейсовая зона и Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс	«Гранитный», 12—16; «диоритовый», 8—11; «базальтовый», 25—28	Гнейсы, сланцы, амфиболиты, бластомилониты	48—52	50—30	до 38—41	38—41	> 48—52	> 48—52
Центрально-Белорусская гранито-гнейсовая зона	«Гранитный», 5—8; «диоритовый», 18—20; «базальтовый», 23—25	Кристаллические сланцы, гнейсы, гранито-гнейсы	50	<30	до 48	48	> 60	> 60
Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс	Юг Припятского прогиба: осадочный чехол, 5; «гранитный», 9; «диоритовый», 6; «базальтовый», 20; коромантийная смесь, 10	Терригенно-карбонатный и солевой комплекс осадочных пород; кристаллические сланцы, гнейсы, гранито-гнейсы	50	35—45	до 28	28	> 41	> 41

\*С учетом данных В. Н. Астапенко, В. Г. Левашкевич [2004].

- Eurobridge seismic working group, 1999. Seismic velocity structure across the Fennoscandia-Sarmatia suture of the East European Craton beneath the Eurobridge profile through Lithuania and Belarus. *Tectonophysics* 314, 193—217. doi: 10.1016/S0040-1951(99)00244-9.
- Hatherton T., 1969. The Geophysical significance of calc-alkaline andesites in New Zealand. *New Zeal. J. Geol. Geophys.* 12, 2—3. doi: 10.1080/00288306.1969.10420292.
- Kennedy G. C., 1955. Some aspects of the role of water in rock melts. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* (62), 489—504.
- Merlivat L., Pineau E., Javey M., 1987. Hydrothermal vents waters at 13 °N on the East Pacific Rise: isotopic composition and gas concentration. *Earth Planet. Sci. Lett.* 84(1), 100—108. doi: 10.1016/0012-821X(87)90180-4.
- Welhan J. A., Craig H., 1983. Methane, hydrogen and helium in hydrothermal fluids at 21 °N on the East Pacific Rise. In: *Hydrothermal processes at seafloor spreading centers*. New York—London: Springer Verlag, P. 391—409.

## Underground hydrosphere and geofluids of the Earth's crust and upper mantle

© A. V. Kudelsky, 2017

The physicochemical state of the water at various temperature and pressure conditions of the Earth's interior has been characterized. Two groups of geofluidic systems for water have been established: subcritical ( $T < 374 \div 450$  °C) and supercritical ( $T > 374 \div 450$  °C), which together with the hydrogeological system of structured waters constitute hydrophysical, hydro- and fluid-geological lithosphere zonation. Based on the systematization of data on the decrepitation of gas-liquid inclusions in minerals of rocks of various facies of metamorphism, as well as fluid manifestations in zones of global rifting, a high content of mineral substances in the composition of dense supercritical fluids and a high electrical conductivity of such fluids is established. Recognition of high "salt content" and high electrical conductivity of supercritical fluids opens new possibilities in interpreting local high-speed anomalies and anomalies of electrical conductivity in the Earth's crust, revealed from deep seismic and magnetotelluric sounding data. It is shown that with the water condensate — a kind of liquid-phase "restitute" from the sphere of supercritical fluids separation — the genesis of highly mineralized waters and brines is connected in the crystalline basement of ancient platforms. On the example of the lithosphere of Belarus, for the first time, deep boundaries of localization of both structured water and supercritical geofluids have been determined. The hydro- and fluid-geological zonation of the lithosphere and upper mantle has been established as a basis for solving the scientific and practical problems of tectonophysics, mineralogy, hydrogeology, genesis and distribution of different type's minerals, including hydrogenogenic minerals. A thermophysical method for determining the depth and thickness of a zone of underground structured waters is proposed. The method is based on comparison of seismic and thermal characteristics of rocks with sub- and supercritical temperatures for water.

**Key words:** physicochemical state of the water, sub- and supercritical geofluids, hydro- and fluid-geological zonation.

### References

- Astapenko V. N., Levashkevich V. G., 2004. Thermal and geoelectric model of the lithosphere along the Belarusian-Baltic part of the geotranssect "Eurobridge". *Doklady NAN Belarus* 48(6), 72—78 (in Russian).
- Beus A. A., 1981. Geochemistry of the lithosphere. Moscow: Nedra, 335 p. (in Russian).
- Vovk I. F., 1979. Radiolysis of groundwater and its geochemical role. Moscow: Nauka, 231 p. (in Russian).
- Gavrilenko E. S., Derpgolts V. F., 1971. Hydrosphere of the Earth. Kiev: Naukova Dumka, 272 p. (in Russian).

- Gorbatyy Yu. E., Bondarenko G. V., 1973. Molecular spectra of water at high pressures and temperatures. In: *Phase equilibriums and mineral formation processes*. Moscow: Nauka, P. 207—231 (in Russian).
- Gurevich A. E., 1976. Geofluidodynamics: structure and contours of the theory. In: *Problem of geofluidodynamics. Proceedings of VNIGRI (387)*, P. 10—46 (in Russian).
- Dawson Dj. B., 1969. Ol-Doinho-Lengai is an active volcano with streams of sodium carbonatites. In: *Carbonatites*. Moscow, Nauka, P. 169—181 (in Russian).
- Ilyin V. A., 1972. The state and properties of water in the deep horizons of the Earth's crust. *Izvestiya vuzov. Geologiya i razvedka* (10), 77—82 (in Russian).
- Ilyin V. A., Kononov V. I., Polyak B. G., 1974. The physical state of water in the underground hydrosphere. In: *Migration of chemical elements in the underground waters of the USSR*. Moscow: Nauka, P. 10—14 (in Russian).
- Kolodiy V. V., 1975. Underground condensation and salt water of oil, gas-condensate and gas fields. Kiev: Naukova Dumka, 122 p. (in Russian).
- Kononov V. I., 1983. The geochemistry of thermal waters in the areas of modern volcanism. Moscow: Nauka, 214 p. (in Russian).
- Kononov V. I., Ilyin V. A., 1971. On the state and behavior of water in the Earth's interior in connection with the processes of metamorphism. In: *The importance of structural features of water and aqueous solutions for geological interpretations*. Moscow: Edition of the Institute of Geological Sciences, P. 35—65 (in Russian).
- Kudelsky A. V., 1982. Lithogenesis, problems of hydrogeochemistry and energy of oil and gas bearing basins. *Litologiya i poleznye iskopayemye* (5), 101—116 (in Russian).
- Kudelsky A. V., Garetski R. G., Aizberg R. Ye., 1997. Geofluidodynamics and oil and gas formation. Minsk: Edition of the Institute of Geological Sciences NAS Belarus, 148 p. (in Russian).
- Larin V. N., 1980. Hypothesis of originally hydride Earth. Moscow: Nauka, 216 p. (in Russian).
- Letnikov F. A., 2006. Fluid mechanism of destruction of the continental crust and formation of sedimentary oil and gas basins: *Abstracts of the International Conference "Degassing of land: geofluids, oil and gas, parageneses in the system of combustible minerals"*. Moscow, May 30 — June 1, 2006. P. 6—9 (in Russian).
- Logachev N. A., 1977. Volcanogenic and sedimentary formations of the rift zones of East Africa Africa. Moscow: Nauka, 183 p. (in Russian).
- Fundamentals of hydrogeology. Geological activity and history of water in the Earth's interior, 1982. Eds E. V. Pinneker, B. I. Pisarskiy, S. L. Shvartsev). Novosibirsk: Nauka, 239 p. (in Russian).
- Ryabchikov I. D., 1985. Water solutions in the upper mantle and the problems of the Earth's degassing: *Proceeding of the conf. "Underground waters and evolution of hydrosphere"*, P. 176—186 (in Russian).
- Frank E. U., 1971. Supercritical water. In: *The importance of structural features of water and aqueous solutions for geological interpretations*. Moscow: Edition of the All-Union Institute of Mineral Resources, P. 94—111 (in Russian).
- Seinmann Yu. M., 1968. Essays on deep geology. Moscow: Nauka, 231 p. (in Russian).
- Craig H., Lupton J. E., 1978. Helium isotopes variations; evidence for mantle plumes at Yellowstone, Kilauea and the Ethiopian rift valley. *EOS, Trans. Amer. Geophys. Union*. 59(12), P. 194.
- Eurobridge seismic working group, 1999. Seismic velocity structure across the Fennoscandia-Sarmatia suture of the East European Craton beneath the Eurobridge profile through Lithuania and Belarus. *Tectonophysics* 314, 193—217. doi: 10.1016/S0040-1951(99)00244-9.
- Hatherton T., 1969. The Geophysical significance of calc-alkaline andesites in New Zealand. *New Zeal. J. Geol. Geophys.* 12, 2—3. doi: 10.1080/00288306.1969.10420292.
- Kennedy G. C., 1955. Some aspects of the role of water in rock melts. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* (62), 489—504.
- Merlivat L., Pineau E., Javey M., 1987. Hydrothermal vents waters at 13 °N on the East Pacific Rise: isotopic composition and gas concentration. *Earth Planet. Sci. Lett.* 84(1), 100—108. doi: 10.1016/0012-821X(87)90180-4.
- Welhan J. A., Craig H., 1983. Methane, hydrogen and helium in hydrothermal fluids at 21 °N on the East Pacific Rise. In: *Hydrothermal processes at seafloor spreading centers*. New York—London: Springer Verlag, P. 391—409.