

Геофизический ЖУРНАЛ



5

2017

ТОМ 39



Geophysical
journal

Главный редактор *В.И. СТАРОСТЕНКО*
Заместитель главного редактора *Я.М. ХАЗАН*

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

В. Г. Бахмутов, Т. А. Белый, А. Б. Бобров, Т. К. Буратович, Д. Б. Венгрович, С. А. Выжва, О. Б. Гинтов, Н. М. Гладких (ответств. секр.), В. В. Гордиенко, Д. Н. Гринь, М. М. Довбнич, Т. П. Егорова, А. В. Кендзера, В. П. Коболев, И. Н. Корчагин, Э. Д. Кузьменко, В. В. Кулик, Р. И. Кутас, О. В. Легостаева, Д. В. Лысынчук, С. В. Мостовой, В. Д. Омельченко, М. И. Орлюк, А. П. Петровский, В. Н. Пилипенко, О. М. Русаков, М. И. Скипа, А. П. Толкунов, Ю. К. Тяпкин, О. В. Усенко, И. М. Цифра

МЕЖДУНАРОДНЫЙ РЕДАКЦИОННЫЙ СОВЕТ

В. Алказ (Кишинев, Молдова), У. Байер (Потсдам, Германия), Л. Бешуцьо (Бухарест, Румыния), М. Биелик (Братислава, Словакия), С. В. Богданова (Лунд, Швеция), Р. Г. Гарецкий (Минск, Беларусь), А. Д. Гвишиани (Москва, Россия), Г. Георгиев (София, Болгария), А. О. Глико (Москва, Россия), А. Г. Гончаров (Канберра, Австралия), А. Гутерх (Варшава, Польша), Э. Дорми (Париж, Франция), М. С. Жганов (Солт Лейк Сити, США), С. С. Зилитинкевич (Хельсинки, Финляндия), Као Динх Тру (Ханой, Вьетнам), Г. И. Каратаев (Минск, Беларусь), Р. Келлер (Оклахома, США), А. И. Кобрунов (Ухта, Россия), С. Ковачикова (Прага, Чехия), Г. Г. Кулиев (Баку, Азербайджан), П. С. Мартышко (Екатеринбург, Россия), В. О. Михайлов (Москва, Россия), С. М. Оганесян (Гюмри, Армения), А. Сейнтот (Бахум, Германия), Р. Стифенсон (Абердин, Великобритания), М. Соссон (Ницца, Франция), Г. Тибо (Стамбул, Турция), С. А. Тихоцкий (Москва, Россия), Т. Л. Челидзе (Тбилиси, Грузия), В. Чермак (Прага, Чехия), Н. В. Шаров (Петрозаводск, Россия), Т. Яник (Варшава, Польша)

Editor-in-Chief *V. I. STAROSTENKO*
Deputy Editor-in-Chief *Ya. M. KHAZAN*

EDITORIAL BOARD

V. G. Bakmutov, T. A. Belyi, A. B. Bobrov, T. K. Burakhovich, M. M. Dovbnich, O. B. Gintov, N. M. Gladkykh (Executive Secretary), V. V. Gordienko, D. N. Gryn, A. V. Kendzera, V. P. Kobolev, I. N. Korchagin, V. V. Kulyk, R. I. Kutas, E. D. Kuz'menko, O. V. Legostaeva, D. V. Lysynchuk, S. V. Mostovoy, V. D. Omelchenko, M. I. Orlyuk, A. P. Petrovskiy, V. N. Pylypenko, O. M. Rusakov, M. I. Skipa, A. P. Tolkunov, I. M. Tsifra, Yu. K. Tyapkin, O. V. Usenko, D. B. Vengrovich, S. A. Vyzhva, T. P. Yegorova

INTERNATIONAL EDITORIAL COUNSEL

V. Alkaz (Kishinev, Moldova), U. Bayer (Potsdam, Germany), L. Beshuti (Bucharest, Romania), M. Bielik (Bratislava, Slovakia), S. V. Bogdanova (Lund, Sweden), Cao Dinh Tru (Hanoi, Vietnam), T. L. Chelidze (Tbilisi, Georgia), V. Chermak (Prague, Czech Republic), E. Dormy (Paris, France), R. G. Garetsky (Minsk, Belarus), G. Georgiev (Sofia, Bulgaria), A. O. Gliko (Moscow, Russia), A. G. Goncharov (Canberra, Australia), H. H. Guliyev (Baku, Azerbaijan), A. Guterch (Warsaw, Poland), A. D. Gvishiani (Moscow, Russia), S. M. Hovhannisy (Gyumri, Armenia), T. Janik (Warsaw, Poland), G. I. Karataev (Minsk, Belarus), R. Keller (Oklahoma, USA), A. I. Kobrunov (Ukhta, Russia), S. Kovachikova (Prague, Czech Republic), P. S. Martyshko (Ekaterinburg, Russia), V. O. Mikhailov (Moscow, Russia), A. Saintot (Bochum, Germany), N. V. Sharov (Petrozavodsk, Russia), R. Stephenson (Aberdeen, Great Britain), M. Sosson (Nice, France), H. Thybo (Istanbul, Turkey), S. A. Tikhotsky (Moscow, Russia), M. S. Zhdanov (Solt Lake City, USA), S. S. Zilitinkevich (Helsinki, Finland)

Подп. в печ. 13.10.17. Формат 60 × 84/8. Бум. офсетная № 1. Печать офсетная.
Усл. печ. л. 15,75. Тираж 210 экз.

Типография фирмы "Эссе". Киев, просп. Вернадского 34/1

НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНЫ
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ

ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ Geophysical journal

ЖУРНАЛ

Основан в июле 1979 г.

Выходит 6 раз в год

Том 39

Международный
журнал

An International
Journal

№ 5 • 2017

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Кудельский А. В.</i> Подземная гидросфера и геофлюиды земной коры и верхней мантии	3
<i>Старостенко В. И., Куприенко П. Я., Макаренко И. Б., Савченко А. С., Легостаева О. В.</i> Состав земной коры Ингульского мегаблока Украинского щита (типы коры) и закономерности размещения месторождений рудных полезных ископаемых	27
<i>Шаров Н. В., Свириденко Л. П.</i> Эволюция литосферы Фенноскандинавского щита в докембрии ..	47
<i>Гинтов О. Б., Ентин В. А., Мычак С. В.</i> К построению Схемы разломно-мегаблоковой тектоники Украинского щита масштаба 1 : 500 000	75
<i>Рокитянский И. И., Бабак В. И., Терешин А. В.</i> Опыт сопоставления вариаций вектора индукции в магнитно-сопряженных точках	95
<i>Венгрович Д. Б.</i> Математическое моделирование упругого поведения структурированных геофизических сред	104

Юбилей

<i>К 60-летию Ивана Михайловича Цифры</i>	117
<i>Иван Михайлович Цифра: два юбилея одного года</i>	122

ЗМІСТ

<i>Кудельський А. В.</i> Підземна гідросфера і геофлюїди земної кори і верхньої мантії	3
<i>Старостенко В. І., Купрієнко П. Я., Макаренко І. Б., Савченко О. С., Легостаєва О. В.</i> Склад земної кори Інгульського мегаблоку Українського щита (типи кори) і закономірності розміщення родовищ рудних корисних копалин	27
<i>Шаров М. В., Свириденко Л. П.</i> Еволюція літосфери Феноскандинавського щита в докембрії	47
<i>Гінтов О. Б., Єнтін В. А., Мичак С. В.</i> До побудови Схеми розломно-мегаблокової тектоніки Українського щита масштабу 1 : 500 000	75
<i>Рокитянський І. І., Бабак В. І., Терешин А. В.</i> Досвід зіставлення варіацій вектора індукції в магнітно-спряжених точках	95
<i>Венрович Д. Б.</i> Математичне моделювання пружної поведінки структурованих геофізичних середовищ	104

Ювілеї

<i>До 60-річчя Івана Михайловича Цифри</i>	117
<i>Іван Михайлович Цифра: два ювілеї одного року</i>	122

CONTENTS

<i>Kudelsky A. V.</i> Underground hydrosphere and geofluids of the earth's crust and upper mantle	3
<i>Starostenko V. I., Kuprienko P. Ya., Makarenko I. B., Savchenko A. S., Legostayeva O. V.</i> Earth's crust composition of the Ingul megablock of the Ukrainian Shield (types of crust) and patterns of location of ore mineral resources	27
<i>Sharov N. V., Sviridenko L. P.</i> Precambrian lithospheric evolution of the Fennoscandian Shield	47
<i>Gintov O. B., Yentyn V. A., Mychak C. V.</i> On plotting the Scheme of fracture-mega-block tectonics of the Ukrainian Shield in a scale 1: 500 000	75
<i>Rokityansky I. I., Babak V. I., Tereshin A. V.</i> The experience of comparing the variations of the induction vector in magnetically conjugate points	95
<i>Olali N. V., Vengrovich D. B., Malezhyk M. P.</i> Mathematical modelling of the elastic behavior of structured geophysical media	104

Jubilees

<i>To the 60th anniversary of Ivan Mikhaylovich Tsyfra</i>	117
<i>Ivan Mikhaylovich Tsyfra: two anniversaries of one years</i>	122

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 декриптації 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 сейсотеллогенераційних 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/см³) 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 ³	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 Na_2O (29—30%), CaO (17,5—19,09%), K_2O (6,9—7,5%), хлора (2,07—3,03 %) и 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 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 K_2O (среднее 7,14 %, см. табл. 2), зарождение материнских магм, в соответствии с расчетами Т. Хэзертон [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
SiO_2	следы	следы	1,18	1,12
TiO_2	0,10	0,80	—	—
Al_2O_3	0,08	0,09	1,64	1,70
Fe_2O_3	0,26	0,32	—	—
MnO	0,04	0,24	—	—
CaO	12,74	12,82	19,09	17,52
BaO	0,95	1,05	1,05	1,02
SrO	1,24	1,20	0,89	0,85
MgO	0,49	0,41	1,43	2,35
Na_2O	29,53	29,70	29,00	30,00
K_2O	7,58	6,58	6,90	7,50
P_2O_5	0,83	1,06	—	—
H_2O	8,59	8,27	1,81	1,91
CO_2	31,75	32,40	31,98	30,73
F	2,69	1,84	—	—
Cl	3,86	2,64	2,07	3,03
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 ^3He . 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 H_2 , He , CO_2 , CO , CH_4 , HCl , Cl_2 , H_2S и др.

Диоксид углерода (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 CO_2 океанических гидротерм имеет глубинный магматический источник. При доминировании CO_2 характерны высокие концентрации H_2 , наличие CH_4 и 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 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 (CH_4 , CO_2 , 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 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: CO_2 , CH_4 , N_2 , H_2O , концентрированный рассол. Флюидные включения в породообразующих минералах из многих гранулитов мира имеют существенно углекислотный состав, причем 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 H_2O , хотя существует мнение, что во флюидных включениях из некоторых гранулитов содержится до 20 % недиагностируемой H_2O .

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 NaCl . Соленость подобных флюидов контролируется содержанием Cl^- и варьирует от ~2—6 до 20—25 % 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 N_2 во флюидных включениях, можно предположить, что помимо мантийного источника его появление может быть связано с разложением NH_4 -содержащих минералов, в ряду которых (калишпат—мусковит—биотит) содержание NH_4 возрастает. Разложение этих минералов с выходом 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 H^+ , OH^- , H_3O^+ 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/дм³) 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 (H_2O) или ее ионных составляющих H^+ , OH^- , H_3O^+ 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 (H_2O , CO_2 , Na_2O , K_2O , CaO , SiO_2 , Na_2CO_3 , NaCl , NaBr , NaF и др.) с высоким общим солесодержанием (по-видимому, более 250—300 г/дм³). 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 Mg^{2+} и 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 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/дм³) 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/дм³ 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 HCO_3^- , высокие концентрации Cl^- , K^+ и 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 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 H_2O) 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 H^+ и 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 (H_2O и ее субмолекулярные частицы H^+ , OH^- , H_3O , а также CO_2 , H_2 , N_2 , CH_4 и др.) с высокими концентрациями Cl^- , K^+ , Na^+ , 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/дм³ вскрыты в диабазах, метадиабазам и биотит-амфибол-плагноклазовых 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 SiO₄ (группы слюд, гидрослюд, каолинита, монтмориллонита и др.) и трехмерными каркасами из тетраэдров (Si, Al)O₄ (Si, Al)O₄ 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 термоллизе РОВ. Например, при поступлении 1 м³ 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 м³. Допустив, что весь объем газа представлен метаном (415,9 м³), отток которого из сферы деструкции ОВ затруднен, обнаружим приращение давления: $\Delta P = 184$ МПа.

С появлением в разрезе водо- и (или) расщелоченных осадочных пород свободной газовой фазы, представленной восстановленными и окисленными газами (Н₂, СО, N₂, предельные и непредельные углеводороды, СО₂ 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 (NH₃, HCl, HJ, HF, Si(OH)₄, CCl₄ 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 малоинерализованной 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 слабоинерализованные 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/дм³ и не зависит от солесодержания “подпирающих” нефтяные залежи пластовых рассолов (от 38 до 173 г/дм³). 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/дм³), бора (44—46) и SiO₂ (до 247 мг/дм³).

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⁺, OH⁻) 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 нижнекорового 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	Диогенез. 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 диогенез, 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 антеклиз) и умеренными плотностями теплового потока (западная и южная части Припятского прогиба).

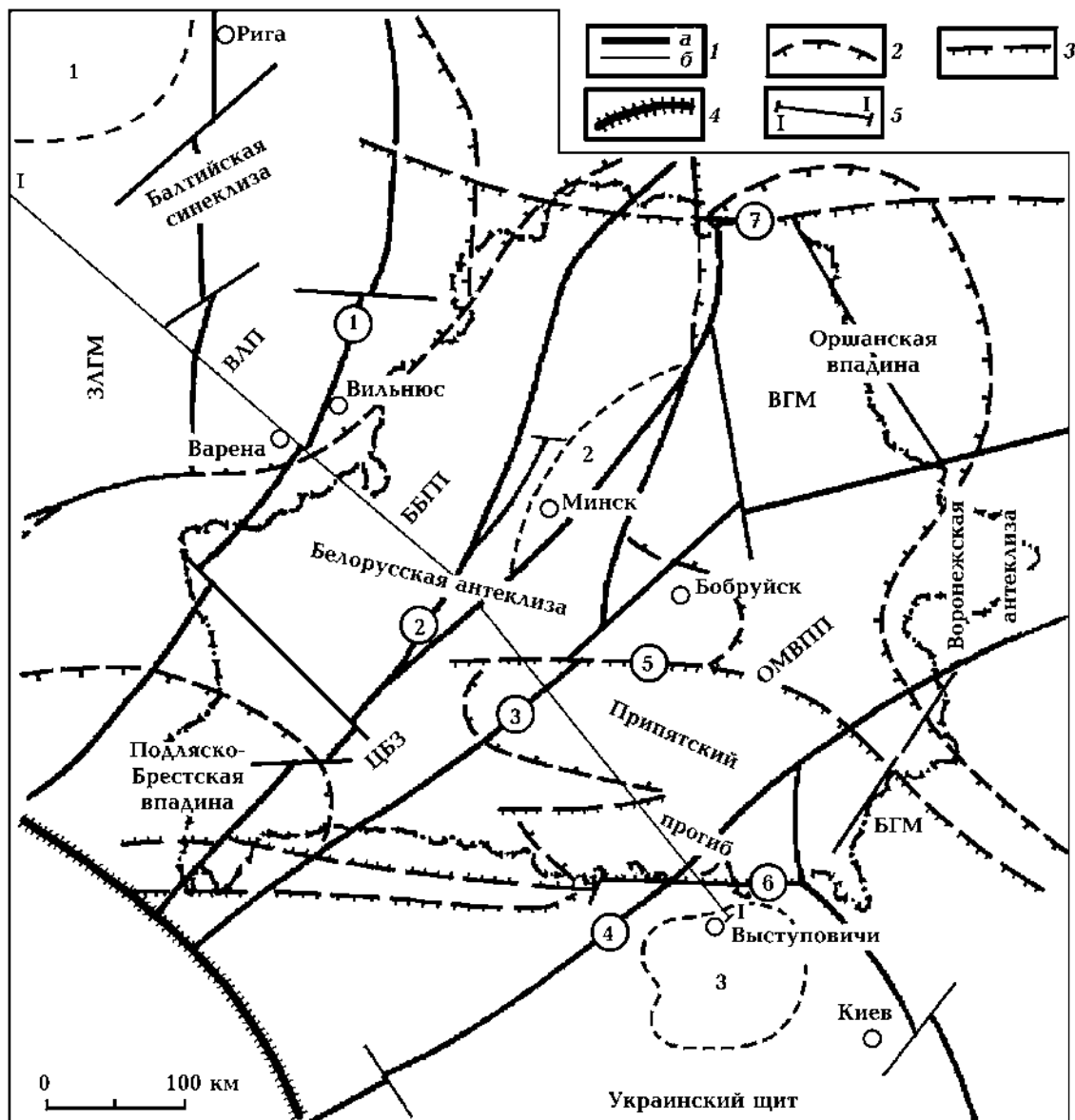


Рис. 1. Схема основных платформенных элементов территорий Беларуси и стран Балтии и их геофизическая изученность. Составили Р. Г. Гарецкий, Г. И. Каратаев: 1 — разломы: а — ограничивающие главные тектонические элементы (цифры в кружках: 1 — Белостокский, 2 — Кореличский, 3 — Стоходско-Могилевский, 4 — 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 ± 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/м²) — до 20 км, ОМВПП ($35\text{—}45$ мВт/м²) — до 28 км, БПГП ($50\text{—}30$ мВт/м²) — до 38—41 км и ЦБЗ (< 30 мВт/м²) — 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; ОМВПП — от 41 км и глубже; БПГП — 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 ОМВПП.

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

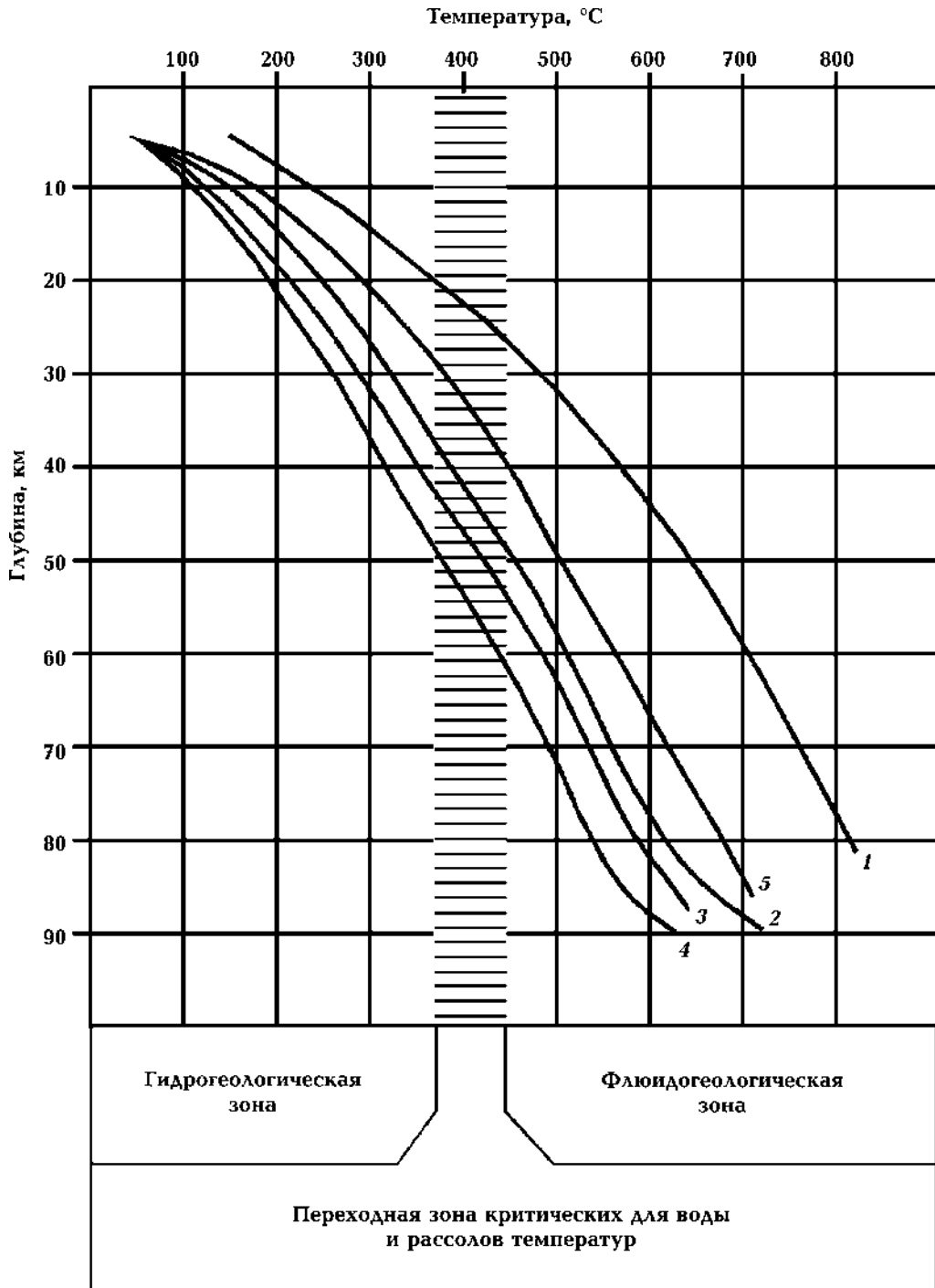


Рис. 2. Современная гидро- и флюидогеологическая зональность земной коры и части верхней мантии вдоль Прибалтийско-Белорусского профиля Eurobridge. *Распределение температур в соответствии с материалами [Астапенко, Левашкевич, 2004]:* 1 — Западно-Литовский гранулитовый массив; 2 — Мазовецко-Центрально-Литовская 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 ²	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.

Состав земной коры Ингульского мегаблока Украинского щита (типы коры) и закономерности размещения месторождений рудных полезных ископаемых

© В. И. Старостенко, П. Я. Куприенко, И. Б. Макаренко,
А. С. Савченко, О. В. Легостаева, 2017

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 15 июня 2017 г.

В межах Інгульського мегаблоку Українського щита за даними тривимірного густинного моделювання в масштабі 1 : 200 000 визначені потужності умовно виділених “гранітного”, “діоритового”, “базальтового” шарів, які мають за кордоном назву верхньої, середньої та нижньої кори та приведена їх характеристика. По відношенню потужності кожного шару до загальної потужності кори, яке виражається в долях, виділені чотири типи кори: гранітний, діоритовий, лейкобазальтовий, базальтовий. Оскільки склад земної кори є важливим фактором оцінки перспективності на корисні копалини, проведено зіставлення розташування родовищ рудопроявів гідротермального і гідротермально-метасоматичного генезису зі схемою речовинного складу. Установлено, що більша частина родовищ корисних копалин приурочена до блоків гранітно-діоритового і діоритового типів кори, а менша — тяжіє до блоків лейко-базальтового та базальтового типів.

Ключові слова: Інгульський мегаблок, “гранітний”, “діоритовий”, “базальтовий” шари консолидованої земної кори, типи кори.

Введение. Важной составляющей глубинной характеристики земной коры является ее состав и, прежде всего, основность, которая играет существенную роль в оценке перспективности Украинского щита (УЩ) на полезные ископаемые. Оценка основности коры по преобладанию одного из ее слоев и соотношению их мощностей впервые была выполнена при изучении глубинных неоднородностей земной коры юга Восточно-Европейской платформы [Чекунов и др., 1990] и при составлении “Схемы глубинного строения литосферы юго-западной части Восточно-Европейской платформы” [Схема ..., 1992]. Согласно данным скоростных моделей вдоль геотравверсов и профилей ГСЗ и зависимости плотности (ρ) от скорости (V_P) для различных типов кристаллических пород [Красовский, 1981, 1989], было предложено условное деление всей земной коры на три слоя: 1) $V_P <$

$6,30$ км/с, $\rho < 2,75$ г/см³; 2) $V_P = 6,30 \div 6,80$ км/с; $\rho = 2,75 \div 2,90$ г/см³; 3) $V_P > 6,80$ км/с, $\rho > 2,90$ г/см³. Такое деление согласуется с данными о скоростной и плотностной характеристиках пород различного состава [Соллогуб, 1986; Литосфера ..., 1988, 1989, 1993; Красовский, 1989; Красовский и др., 2001; Трипольский, Шаров, 2004].

Верхний слой консолидированной коры характеризуется высокой гетерогенностью и имеет мозаичную структуру. Петрологически ему соответствует смесь пород кислого и среднего состава: граниты, щелочные породы, туфы, серпентиниты, в меньшей мере — метаосновные, зеленокаменные породы, диориты, гранодиориты, чарнокиты, гнейсы, сланцы.

Среднему слою в трехслойном делении коры придается особое значение. Для него характерна наибольшая скоростная неоднородность

среды (присутствие слоев с пониженными скоростями, высокая расслоенность). Средний слой считается источником горизонтальных перемещений земной коры и гранитизации. Предполагается, что именно в средней части земной коры происходят физические процессы, которые ведут к преобразованию вещества коры [Литосфера ..., 1989]. Для среднего слоя характерна смесь пород среднего и основного состава, включая гранодиориты, габброиды и другие основные породы, а также метаосновные, чарнокиты, многие гнейсы, сланцы и диориты.

Нижний слой характеризуется более резким изменением физических и геологических свойств. Многие исследователи указывают на значительную горизонтальную расслоенность среды данной зоны земной коры. Именно в нижней коре предполагается существование источников тектонических процессов, которые наблюдаются и в верхних частях земной коры [Литосфера ..., 1989]. Для этого слоя характерны интрузивные породы от основного до ультраосновного состава (пироксениты, перидотиты, иногда эклогиты), а также метаморфические образования (основные гранулиты, амфиболиты). В нем выделена коромантийная смесь с плотностью более $3,04 \text{ г/см}^3$, $V_p > 7,20 \text{ км/с}$, что соответствует увеличению содержания пород ультраосновного состава в данном слое [Литосфера ..., 1993; Свешников и др., 1998; Красовский и др., 2001].

Таким образом, с учетом выбранных интервалов значений скорости и плотности земная кора была разделена на три слоя без резких границ между ними, которые весьма условно в соответствии с определениями были названы “гранитным”, “диоритовым” и “базальтовым”. Большинство зарубежных исследователей называют эти слои верхней, средней и нижней корой.

По соотношению мощности каждого слоя к общей мощности коры, которое выражается в процентах, были выделены типы коры, название которых соответствует преобладающей части того или иного слоя в мощности коры [Схема ..., 1992]. Также была установлена прямая зависимость мощности “базальтового” слоя и соответственно основности коры с ее мощностью [Льченко та ін., 1988]. Однако редкая сеть про-

филей ГСЗ, разная степень детальности сейсмических работ и оценка соотношения мощности слоев в разрезе блоков с однородной скоростной характеристикой привели к большим условностям при создании схемы типов коры [Схема ..., 1992] в трехмерном варианте.

Поскольку наиболее тесно с вещественным составом связана плотность горных пород, а показателем большей или меньшей основности их состава и степени метаморфизма является степень соответствия соотношения плотности и скорости в блоках их нормальному для региона значению [Красовский, 1981, 1989], был предложен вариант прогнозного состава земной коры УЩ на базе новой трехмерной плотностной модели [Куприенко и др., 2007б]. В ней распределение плотности было получено в результате моделирования, опирающегося на скоростные модели вдоль профилей ГСЗ, в том числе международных геотраверсов с использованием зависимости $\rho = f(V_p)$ и соответствующих поправок [Красовский, 1981, 1989; Куприенко, Красовский, 1988].

В продолжение изложенного и ранее выполненных работ в м-бе 1 : 500 000 [Куприенко и др., 2007а; Кировоградский ..., 2013] при использовании более детальных данных о распределении плотности в земной коре по глубине и латерали м-ба 1 : 200 000 [Старостенко и др., 2015] для Ингульского мегаблока УЩ впервые выделены типы коры, а также проведено сопоставление расположения месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых гидротермального и гидротермально-метасоматического генезиса со схемой вещественного состава, построение которой является завершающим этапом создания трехмерной плотностной модели и подробно описано в работах [Куприенко и др., 2007а, б; Кировоградский ..., 2013]. Для удобства построения схем мощности условных “гранитного”, “диоритового” и “базальтового” слоев (исключение ручного труда) дополнительно была создана программа “Glubina”, при использовании которой можно определить глубину залегания поверхности заданного значения плотности между кровлей и подошвой слоя, представленными как числом, так и картой. Поскольку одинаковое значение плотности может находиться одновременно в нескольких слоях

одной модели, то для обобщения всех полученных данных дополнительно была разработана программа “Сопстар”.

Мощность условно выделенных “гранитного”, “диоритового” и “базальтового” слоев земной коры и коромантийной смеси. Мощность “гранитного” (верхняя кора) слоя земной коры Ингульского мегаблока колеблется от нулевых значений до 16 км (рис. 1). Так, в Голованевской шовной зоне практически по всей ее площади “гранитный” слой отсутствует. Согласно применяемой методике [Куприенко и др., 2007б], мощность этого слоя определяется от подошвы осадочного слоя (если присутствуют осадки) или от поверхности кристаллического фундамента до изолинии $2,75 \text{ г/см}^3$. Значительной мощностью “гранитный” слой представлен в Новоукраинском массиве трахитоидных гранитов (16 км), Шполянском и Корсунь-Шевченковском массивах рапакививидных гранитов (до 12 км). Восточная часть Новомиргородского массива габбро-анортозитов характеризуется большой мощностью “гранитного” слоя (до 18 км), в западной его части мощность несколько меньше (до 14 км). В остальных массивах габбро-анортозитов (Межиричанском, Городищенском, Смелянском, Русскополянском) мощность кислых пород не превышает 12—13 км.

В Уманском и Богуславском массивах гранитоидов мощность “гранитного” слоя возрастает в восточном направлении от 6 до 12 км. В Шевченковском, Долинском, Чигиринском массивах мощность слоя достигает 14 км в центральных частях и уменьшается к периферии до 10—12 км. Липняжский, Вознесенский и Кировоградско-Бобринецкий массивы имеют мощность “гранитного” слоя 6—8 км и 9—10 км соответственно.

В пределах Тальновской зоны разломов мощность слоя возрастает от 6 до 12 км в юго-западной части и представлена однородной толщей в северо-восточной (около 12 км). В Первомайской зоне разломов мощность слоя минимальна и изменяется от 0 до 6 км. Звенигородско-Братская зона разломов характеризуется мощностью “гранитного” слоя 12—16 км в юго-восточной и северо-западной частях, в центральной части слой несколько утонен (до 8—9 км). Для Кировоградской и Западно-Ингулец-

кой зон разломов характерна мощность 12—16 км, а для Кировоградско-Кременчугской — от 8 до 12 км.

В Голованевской шовной зоне “гранитный” слой присутствует с незначительной мощностью (до 4 км) лишь на севере. Ингулецко-Кировоградская шовная зона характеризуется мощностью 10—12 км с уменьшением к северу. К югу от Субботско-Мошоринской широтной зоны разломов, между Кировоградской и Кировоградско-Кременчугской зонами разломов, мощность “гранитного” слоя постоянна (16 км), а к северу она уменьшается до 12—14 км.

Вдоль Субботско-Мошоринской широтной зоны разломов мощность “гранитного” слоя нарастает от 10 км на западе до 16 в районе пересечения с Кировоградской зоной разломов и снова уменьшается до 12 км при приближении к Западно-Ингулецкой зоне разломов. Изменение мощности слоя вдоль Бобринецкой широтной зоны разломов аналогично.

“Дiorитовый” слой (средняя кора) характеризуется мощностью от 0 до 22 км (рис. 2). В восточной части Корсунь-Шевченковского массива мощность “диоритового” слоя составляет 13—14 км, а в западной она минимальна (меньше 6 км). На востоке Шполянского массива рапакививидных гранитов слой утолщается до 16—17 км, а на западе утоняется до 12 км. Новоукраинский массив трахитоидных гранитов по всей площади имеет однородную мощность “диоритового” слоя (около 10 км) за исключением юго-западной части, где слой отсутствует.

Мощность “диоритового” слоя в Межиричанском массиве габбро-анортозитов около 15 км, в Городищенском и Смелянском — от 10 до 14 км, в Русскополянском она утоняется до 8 км в восточном направлении, в Новомиргородском массиве варьирует от 10 до 16 км, причем в районе трансрегионального тектонического шва Херсон—Смоленск присутствует изометричная область, в которой мощность уменьшается к центру до 10 км.

Массивы гранитоидов характеризуются индивидуальной мощностью “диоритового” слоя. Так, мощность слоя в Богуславском массиве увеличивается к западу от 16 до 18 км с присутствием локальной области повышенной

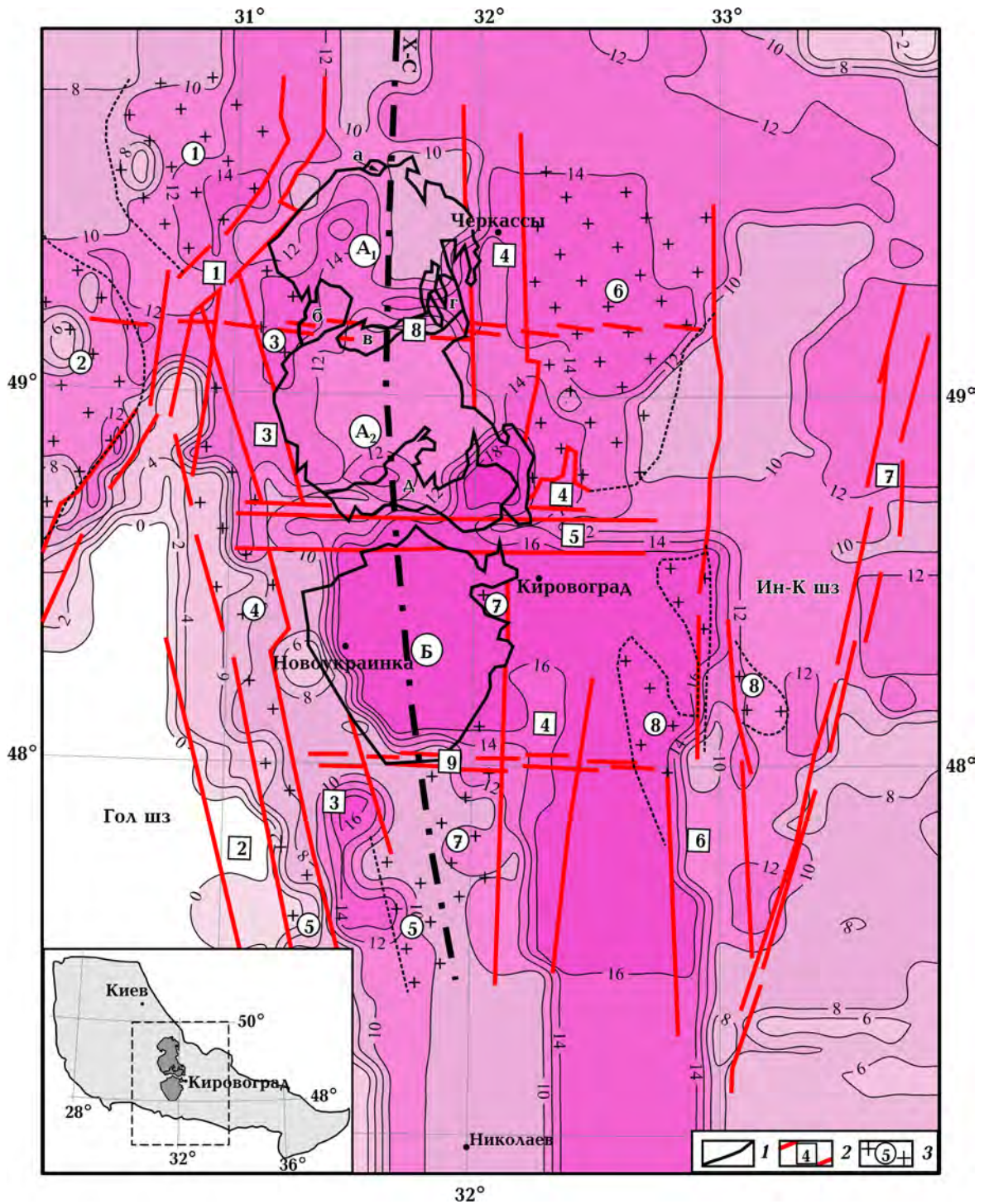


Рис. 1. Мощность “гранитного” (верхняя кора) слоя земной коры, км: 1 — контур Корсунь-Новомиргородского плутона и Новоукраинского массива; 2 — зоны разломов (цифры в квадратах: 1 — Тальновская, 2 — Первомайская, 3 — Звенигородско-Братская, 4 — Кировоградская, 5 — Субботско-Мошоринская, 6 — Западно-Ингулецкая, 7 — Криворожско-Кременчугская, 8 — Смелянская, 9 — Бобринецкая); 3 — массивы гранитоидов (цифры в кружках: 1 — Богуславский, 2 — Уманский, 3 — Шевченковский, 4 — Липняжский, 5 — Вознесенский, 6 — Чигиринский, 7 — Кировоградско-Бобринецкий, 8 — Долинский). Массивы рапакивидных гранитов: Корсунь-Шевченковский (A_1), Шполянский (A_2); Новоукраинский массив трахитоидных гранитов (Б). Массивы габбро-анортозитов: Межиричанский (а), Городищенский (б), Смелянский (в), Русскополянский (г), Новомиргородский (д). Шовные зоны: Голованевская (Гол шз), Ингулецко-Криворожская (Ин-К шз); Х—С — трансрегиональный тектонический шов Херсон—Смоленск. На врезке показан район исследований.

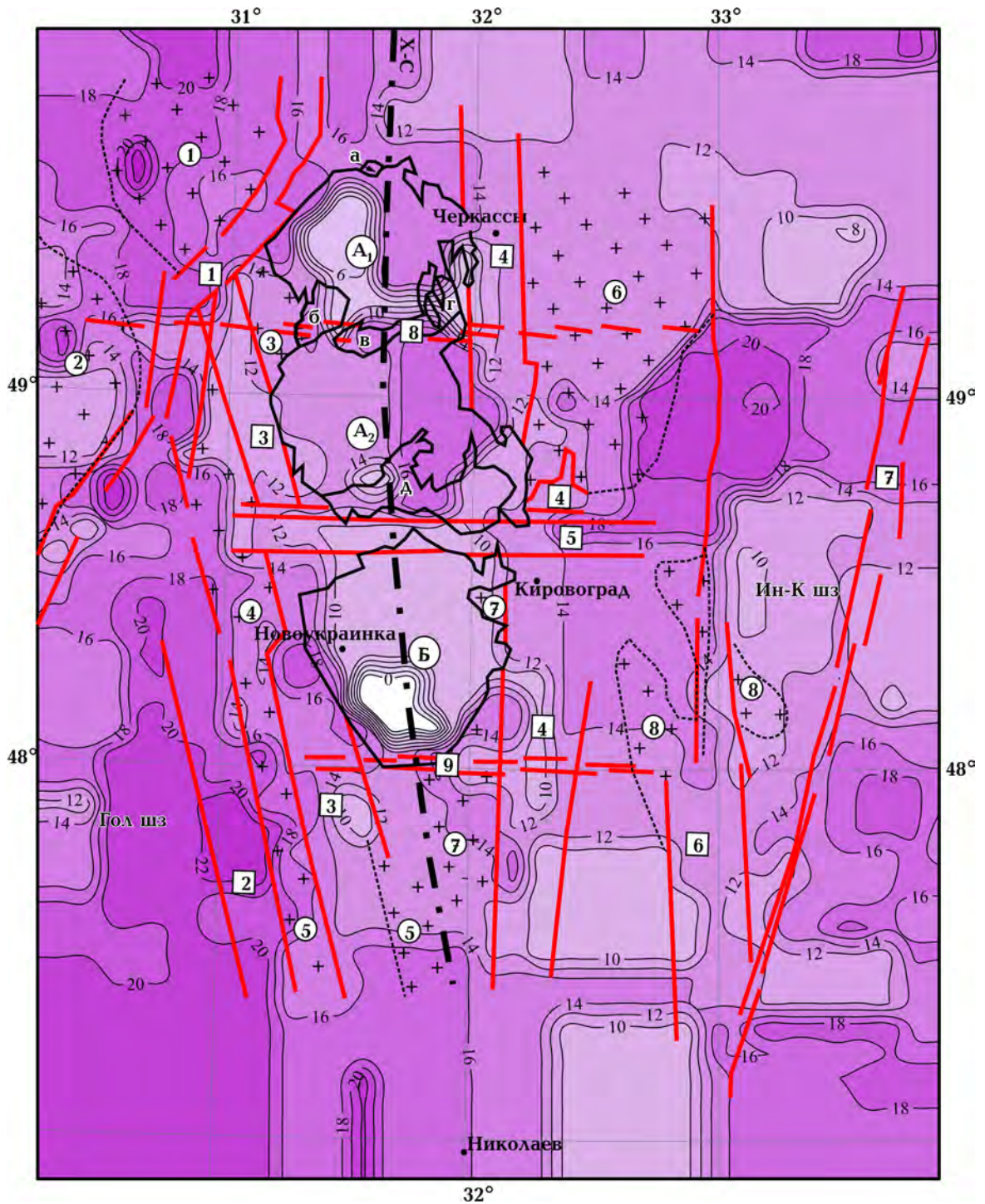


Рис. 2. Мощность “диоритового” (средняя кора) слоя земной коры, км. Условные обозначения см. на рис. 1.

мощности (до 24 км) в западной его части. Такая же область, в которой мощность “диоритового” слоя возрастает до 20 км, наблюдается на западе Уманского массива. Сам массив ха-

рактеризуется мощностью 12—16 км. В Шевченковском массиве мощность “диоритового” слоя увеличивается к северу от 12 до 14—16 км, а в Липняжском — незначительно к северо-за-

паду (от 12—14 до 16—18 км). Вознесенский массив характеризуется повышенной мощностью слоя до 16—18 км. Для Чигиринского массива характерна однородная мощность “диоритового” слоя (13 км). Кировоградско-Бобринецкий и Долинский массивы имеют мощность около 14 км.

Область развития биотитовых гнейсов, расположенная между Кировоградской и Криворожско-Кременчугской зонами разломов, по мощности “диоритового” слоя делится на три участка. Первый, до Бобринецкой широтной зоны разломов, представлен двумя зонами пониженной мощности (до 10 км) на фоне толщи 12—14 км. Второй участок расположен между Бобринецкой и Субботско-Мошоринской широтными зонами разломов. В нем мощность слоя нарастает от 14 до 16 км. На третьем участке (от Субботско-Мошоринской широтной зоны разломов до Смелянской) мощность слоя возрастает до 20 км.

Тальновская зона разломов характеризуется увеличением мощности “диоритового” слоя в юго-западном направлении от 16 до 22 км, в Первомайской зоне разломов, аналогично Тальновской, мощность увеличивается от 18 до 23 км, но только в юго-восточном направлении. В Звенигородско-Братской зоне разломов наибольшая мощность (18 км) наблюдается в центральной части, между Бобринецкой и Субботско-Мошоринской широтными зонами разломов, затем она уменьшается до 10—12 км в северо-западной и юго-восточной частях. Субботско-Мошоринская широтная зона разломов характеризуется увеличением мощности в восточном направлении от 12 до 18 км. В Бобринецкой широтной зоне разломов, наоборот, мощность больше в западной части (14—16 км) и меньше в восточной (до 9—10 км). В районе Кировоградской зоны разломов мощность слоя практически одинакова на всей протяженности (порядка 12 км). Западно-Ингулецкая зона разломов (до Бобринецкой широтной зоны разломов) представлена толщей мощностью 10—12 км, а после — мощностью 14 км. Криворожско-Кременчугская зона разломов характеризуется мощностью “диоритового” слоя 12 км в ее центральной части с утолщением к юго-западу и северо-востоку до 16 км.

“Базальтовый” (нижняя кора) слой представлен максимальной мощностью (50 км) в центральной части Голованевской шовной зоны (рис. 3). В юго-западной части Новоукраинского массива трахитоидных гранитов и в западной части Корсунь-Шевченковского массива рапакививидных гранитов мощность “базальтового” слоя достигает 20 и 26 км соответственно. В восточной части Корсунь-Шевченковского, западной части Шполянского массивов рапакививидных гранитов и большей части Новоукраинского массива трахитоидных гранитов мощность “базальтового” слоя изменяется от 16 до 20 км. Восточная часть Шполянского и юго-восточная Новоукраинского массивов характеризуются пониженной мощностью (до 8—10 км).

Мощность “базальтового” слоя в Богуславском и Чигиринском массивах гранитоидов составляет 14 км, Вознесенском и Кировоградско-Бобринецком — 16 км, а в Уманском и Липняжском массивах она возрастает до 20—22 км. Отличается по величине мощности слоя Долинский массив, который делится на три участка: западный с мощностью слоя 6—10 км, северный — 16 км и восточный — от 18 до 24 км.

В Тальновской зоне разломов наибольшая мощность (до 36—38 км) наблюдается на участке, прилегающем к Голованевской шовной зоне. Вдоль самой зоны разломов мощность “базальтового” слоя увеличивается до 14—16 км в северо-восточном направлении. Мощность северо-западной части Первомайской зоны разломов 20—38 км, юго-восточной 22 км, центральной 16—18 км. На юго-востоке Звенигородско-Братской зоны разломов мощность слоя 12—16 км, затем, при приближении к Субботско-Мошоринской широтной зоне разломов, она возрастает до 22 км, а после нее понижается до 20 км.

В Кировоградской зоне разломов мощность “базальтового” слоя 12—14 км. В южной части Западно-Ингулецкой зоны разломов, до Бобринецкой широтной зоны разломов, она возрастает до 24—26 км. На площади, расположенной между Бобринецкой и Субботско-Мошоринской широтными зонами разломов, мощность “базальтового” слоя 16—20 км. Вдоль Криворожско-Кременчугской зоны разломов мощность слоя составляет 26—28 км до Суббот-

ско-Мошоринской зоны разломов, а севернее от нее утоняется до 10—14 км.

Область распространения биотитовых гнейсов характеризуется постепенным увеличени-

ем мощности “базальтового” слоя с юга на север от 8—10 до 14—16 км. В пределах Субботско-Мошоринской широтной зоны разломов максимальная мощность слоя достигает 16 км

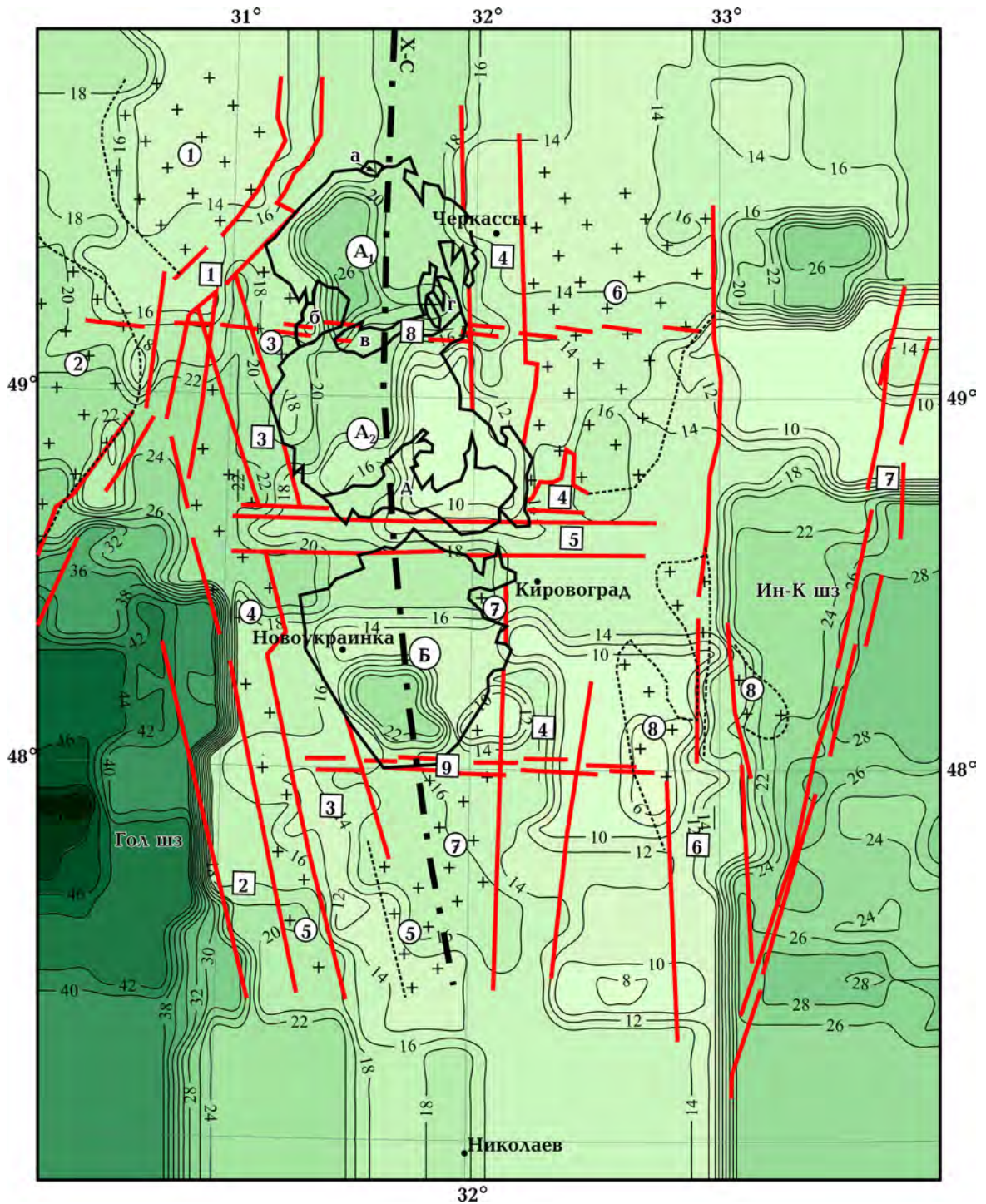


Рис. 3. Мощность “базальтового” (нижняя кора) слоя земной коры, км. Условные обозначения см. на рис. 1.

с утонением в восточном направлении до 14 км. Вдоль Бобринецкой широтной зоны разломов мощность слоя также уменьшается к востоку от 16 до 6 км. Вдоль Смелянской широтной зоны разломов максимальная мощность наблю-

дается в районе трансрегионального тектонического шва Херсон—Смоленск (20—24 км), затем уменьшается к западу и востоку до 18 и 12 км соответственно.

Коромантийная смесь (рис. 4) присутству-

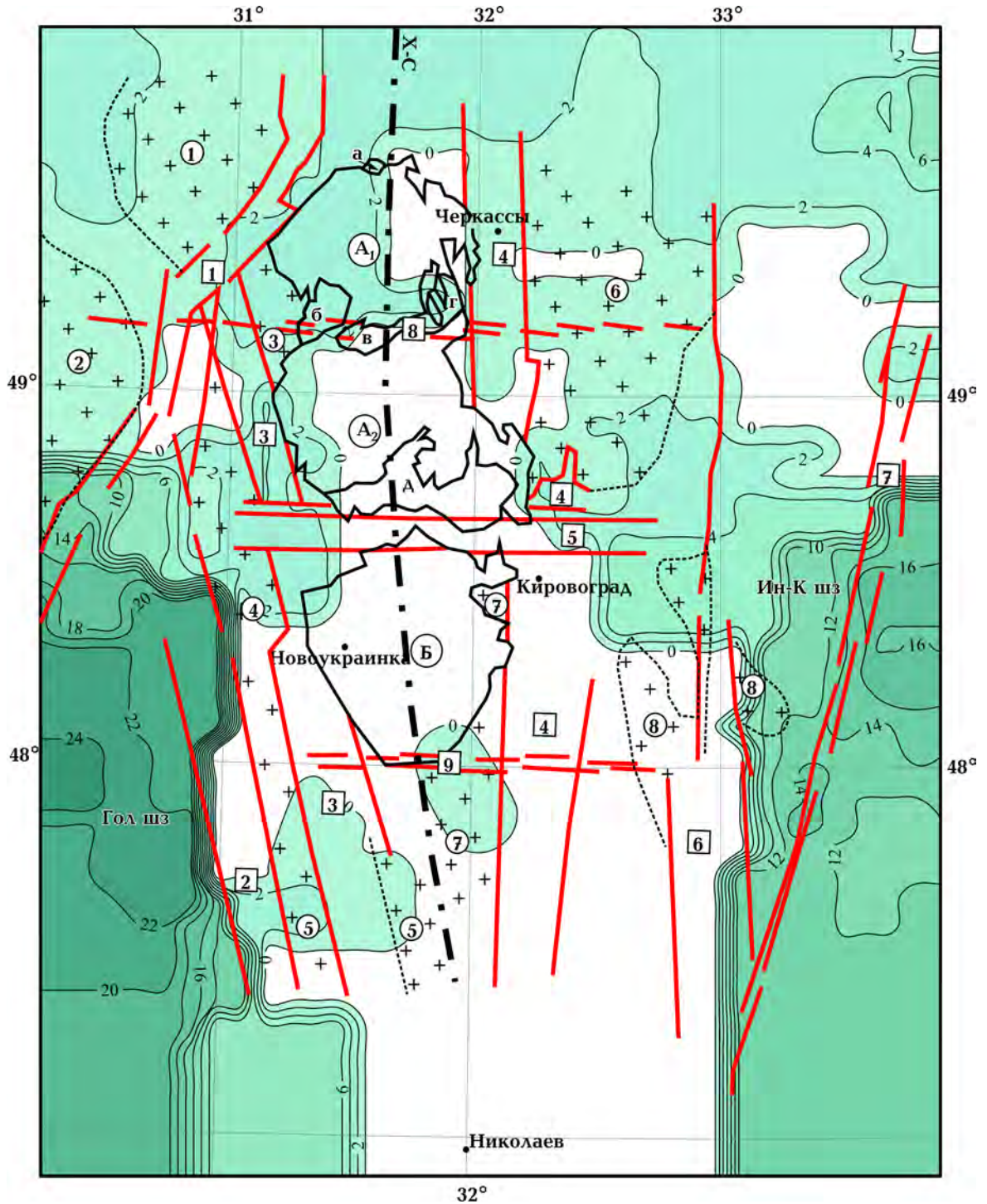


Рис. 4. Мощность коромантийной смеси, км. Условные обозначения см. на рис. 1.

ет в Голованевской шовной зоне мощностью 16—24 км, на северо-западе Первомайской зоны разломов (до 20 км), в Ингулецко-Криворожской шовной зоне (до Субботско-Мошоринской широтной зоны разломов) 12—14 км, а севернее зоны утоняется до 2 км. Небольшой мощностью (до 2 км) коромантийная смесь присутствует в западной части Корсунь-Шевченковского массива, в северо-западной и центральной (в узле пересечения с Субботско-Мошоринской широтной зоной разломов) частях Звенигородско-Братской зоны разломов и фрагментарно в пределах Липняжского и Вознесенского, на западе Богуславского и юге Уманского массивов гранитоидов. В области распространения биотитовых гнейсов мощность коромантийной смеси достигает 4 км в районе Субботско-Мошоринской широтной зоны разломов.

Типы коры. Типизация коры выполнена по аналогии с типизацией коры юго-западной части Восточно-Европейской платформы [Схема ..., 1992] и Украинского щита [Куприенко и др., 2007б] с некоторыми уточнениями.

На рис. 5 приведена схема типов коры, которая впервые построена для Ингульского мегаблока УЩ в м-бе 1 : 200 000 на основе оценки вклада мощности каждого слоя, выделенного по интервалам плотности, в полную мощность коры. Полученная схема несколько отличается от схемы, построенной ранее, на которой Ингульский мегаблок является составной частью всего УЩ [Куприенко и др., 2007б]. Однако этому есть объяснение. Во-первых, исследования ранее проводились в масштабе 1 : 500 000, поэтому многие структуры в виду их небольшого размера учитывались генерализованно, т. е. объединились с такими же находящимися рядом структурами и плотность их осреднялась. Во-вторых, в предыдущей модели не рассчитывались массивы гранитоидов как отдельные структуры, что естественно внесло свои коррективы в условно выделяемые слои, особенно в верхний (“гранитный”).

В составленной схеме присутствуют четыре типа коры: базальтовый, лейкобазальтовый, диоритовый, гранитно-диоритовый. Название типов коры соответствует преобладающей части (доле) того или иного слоя в мощности коры. Так, базальтовый тип коры практически полно-

стью состоит из основных пород. Для гранитно-диоритового и диоритового типов коры характерно очень малое, а иногда и полное отсутствие пород основного состава.

Гранитно-диоритовый тип коры (здесь преобладают породы кислого состава) распространен на севере, в центральной и восточной частях Новоукраинского массива трахитоидных гранитов, в области распространения биотитовых гнейсов до Субботско-Мошоринской широтной зоны разломов, на северо-западе Чигиринского, в западной и северной частях Долинского массивов гранитоидов, на севере и в центральной части Кировоградской зоны разломов, а также в восточных частях Русскополянського и Новомиргородского габбро-анортозитовых массивов. Этот тип коры также распространен в Субботско-Мошоринской широтной зоне разломов к востоку от трансрегионального тектонического шва Херсон—Смоленск и в восточной части Бобринецкой шовной зоны разломов.

Диоритовый тип коры занимает значительную часть площади Ингульского мегаблока.

Лейкобазальтовый тип коры распространен в южной части Уманского массива гранитоидов, западнее Шполянського массива рапакививидных гранитов, присутствует в северо-западной части Звенигородско-Братской зоны разломов и Липняжского массива, вклиниваясь в Тальновскую зону разломов. Большую площадь этот тип коры занимает в пределах Ингулецко-Криворожской шовной зоны до пересечения с Субботско-Мошоринской широтной зоной разломов.

Базальтовый тип коры распространен по всей Голованевской шовной зоне, незначительными участками представлен в массивах гранитоидов: на юге Уманского и севернее Липняжского, в районе Субботско-Мошоринской широтной зоны разломов. Области распространения базальтового типа коры присутствуют на севере Ингулецко-Криворожской шовной зоны и восточнее Криворожско-Кременчугской зоны разломов, в пределах Среднеприднепровского мегаблока УЩ.

На юго-западе Новоукраинского массива трахитоидных гранитов и в западной части Корсунь-Шевченковского массива рапакививидных гранитов выделены две области, расположен-

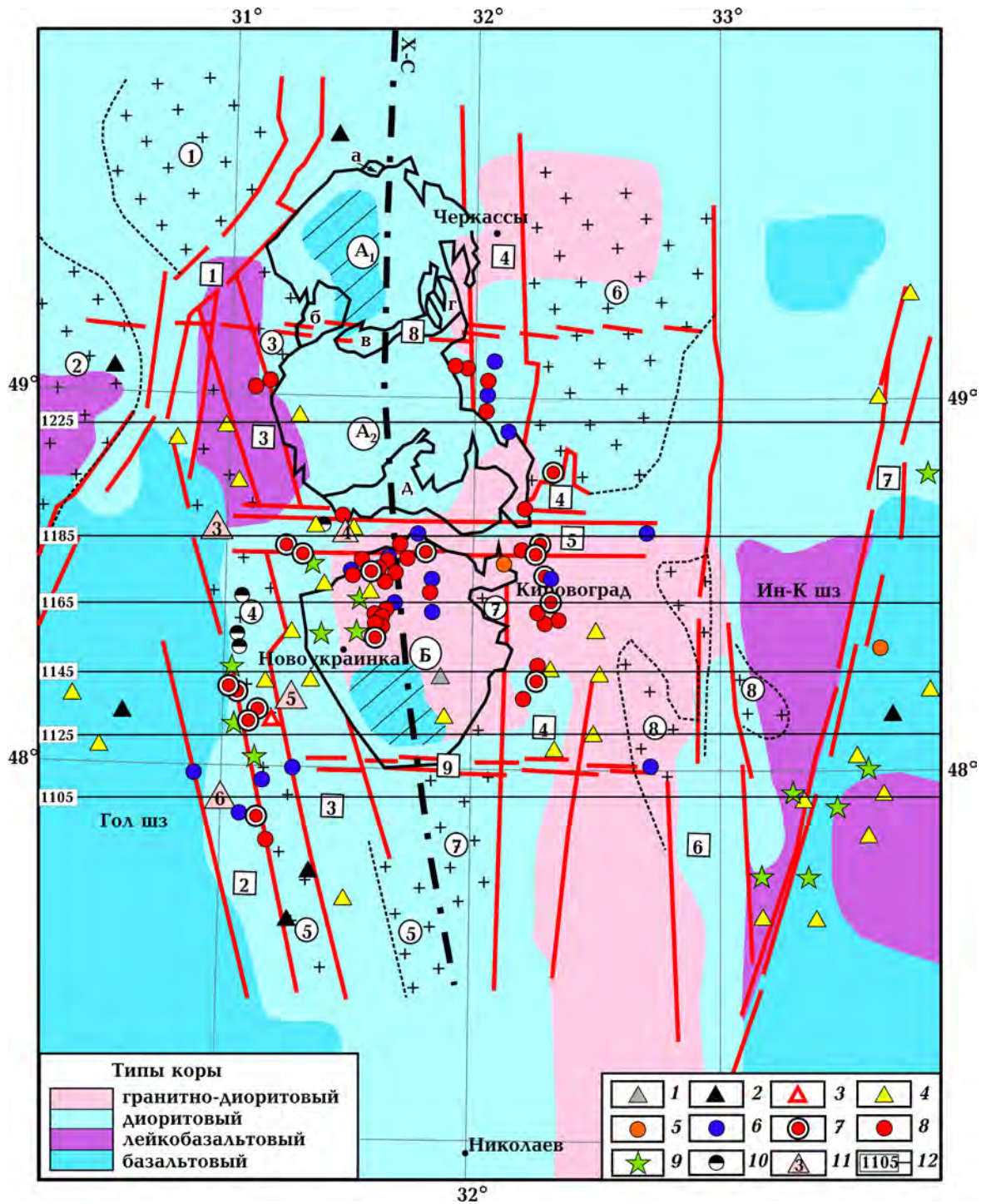


Рис. 5. Схема типов земной коры. Рудные полезные ископаемые по [Комплексна ..., 2003; Кировоградский ..., 2013]: 1—4 — гидротермальные (1 — медь; 2 — молибден, свинец, цинк; 3 — уран; 4 — золото, серебро); 5, 6 — гидротермально-метасоматические (5 — ниобий, тантал, редкие земли, цирконий; 6 — редкие земли, уран, апатит, скандий, ванадий); 7 — урановые месторождения и рудопроявления; 8 — урановорудные поля; 9 — рудопроявления пегматитового типа; 10 — месторождения лития; 11 — рудные районы и поля (3 — Лоташевское, 4 — Полоховское, 5 — Лозоватско-Калиновское, 6 — Корабельное); 12 — профили, вдоль которых построены плотностные разрезы земной коры. Штриховкой показаны области, условно отнесенные к базальтовому типу коры, в которых наблюдается минимальная мощность (или отсутствие) “диоритового” слоя и значительная мощность “базальтового” и “гранитного” слоев. Другие условные обозначения см. на рис. 1.

ные вблизи трансрегионального шва Херсон—Смоленск. Они отнесены к базальтовому типу коры условно, поскольку характеризуются минимальной мощностью “диоритового” слоя (или отсутствием его), значительной мощностью “базальтового” и “гранитного” слоев. Такое сочетание мощности слоев не вписывается в пределы выделенных ранее типов коры. Но поскольку доля “базальтовой” составляющей в общей мощности коры здесь наибольшая, эти области отнесены к базальтовому типу.

Как видно, к западу от трансрегионального шва Херсон—Смоленск преобладают диоритовый, лейкобазальтовый и базальтовый типы коры. К востоку — в большей мере гранитно-диоритовый, диоритовый, в меньшей — лейкобазальтовый и базальтовый типы коры. Это подтверждает присутствие региональной закономерности уменьшения основности коры щита с запада на восток. Подобное уменьшение наблюдается и в шовных зонах: от базальтового типа коры в Голованевской шовной зоне до лейкобазальтового, диоритового и гранитно-диоритового в Ингулецко-Криворожской шовной зоне.

Сопоставление результатов трехмерного плотностного моделирования с расположением месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых. Поскольку состав земной коры является важным фактором оценки перспективности на рудные полезные ископаемые, выполнено сопоставление областей распространения рудных месторождений со схемой типов земной коры (см. рис. 5) как по площади, так и вдоль расчетных профилей (рис. 6), на которые вынесены контуры и плотности расчетных тел, вещественные слои, границы гранитоидных массивов, местоположение зон разломов и месторождений, а также возможные разрывные нарушения, которые выделены по данным плотностного моделирования.

Связь месторождений и рудопроявлений УЩ с разломной тектоникой фиксируется многими исследователями. Ингульский мегаблок пересекается крупными зонами разломов северо-западного, субширотного и субмеридионального простирания (см. рис. 1), а также многочисленными зонами разломов меньших размеров и отдельными зонами скальвания. Это определяет сильную раздробленность земной коры мега-

блока и приуроченность рудопроявлений и месторождений, имеющих гидротермальный и гидротермально-метасоматический генезис, к зонам разломов, поскольку именно они являются главными проводниками магматических расплавов, гидротерм, эманаций и рудных растворов, а следовательно — наиболее проницаемыми структурами, связывающими земную кору и мантию. Наиболее существенное место по металлогенической значимости занимают Тальновская, Криворожско-Кременчугская межмегаблоковые зоны разломов, а также Голованевская и Ингулецко-Криворожская шовные зоны. Большую роль играют Первомайская и Звенигородско-Братская внутримегаблоковые зоны разломов, а также Кировоградская, которая сопряжена с трансрегиональным швом Херсон—Смоленск [Старостенко и др., 2007, 2011].

При сопоставлении выяснилось, что большинство рудных месторождений тяготеют к Первомайской, Звенигородско-Братской, Кировоградской, Криворожско-Кременчугской зонам разломов и расположены к западу от трансрегионального тектонического шва Херсон—Смоленск. Их образование связано с глубинными расплавами, флюидами и растворами, которые сопровождали интенсивный процесс активизации в зоне шва [Старостенко и др., 2007].

В районе Первомайской и Звенигородско-Братской зон разломов сосредоточены следующие месторождения и рудопроявления: уран гидротермально-метасоматического генезиса, рудопроявления золота и серебра, редких, редкоземельных и цветных (молибден, свинец, цинк) металлов (см. рис. 5). Все они, как правило, связаны с телами метасоматитов, пегматоидных и кварцевых жил среди мигматизированных, катклазированных и милонитизированных гнейсов [Старостенко и др., 2007]. Большая часть месторождений и рудопроявлений сосредоточена южнее Субботско-Мошоринской широтной зоны разломов и приурочена к диоритовому типу коры. Севернее этой зоны присутствуют рудопроявления золота и серебра, которые относятся к лейкобазальтовому типу коры.

Для Кировоградской зоны разломов характерны месторождения и рудопроявления урана, золота и серебра, редких (ниобий, тантал, цирконий, ванадий) и редкоземельных металлов.

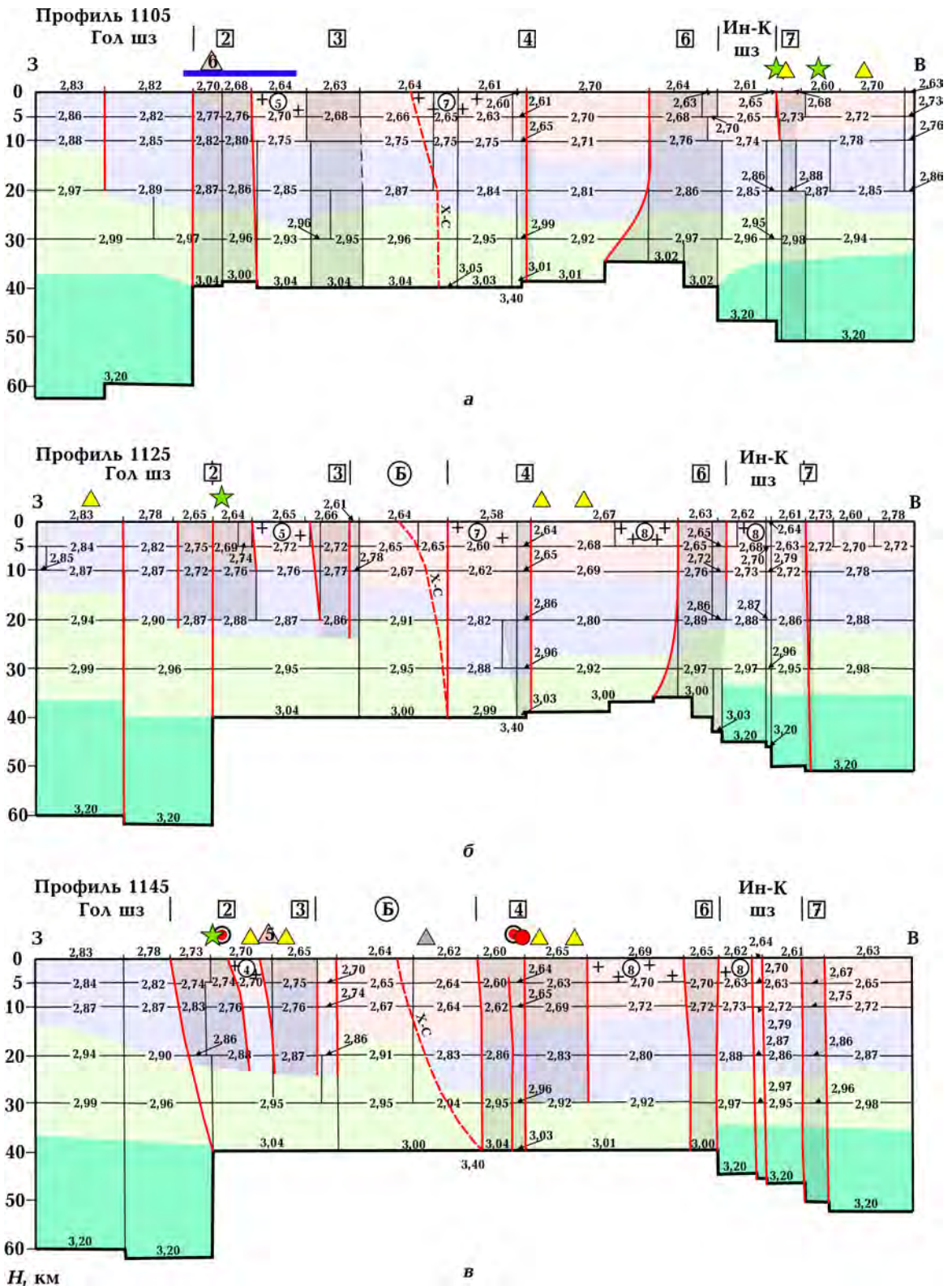
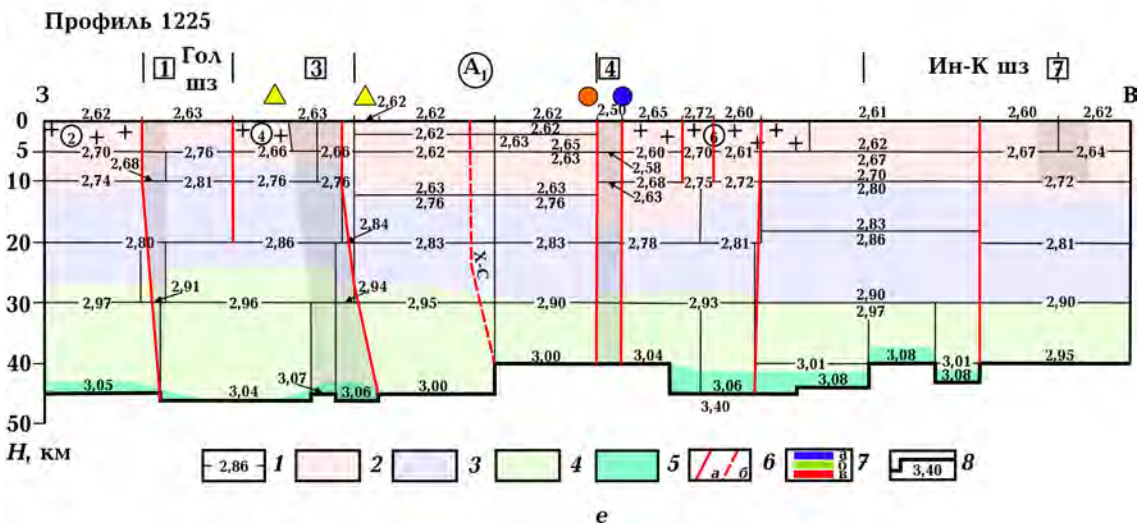
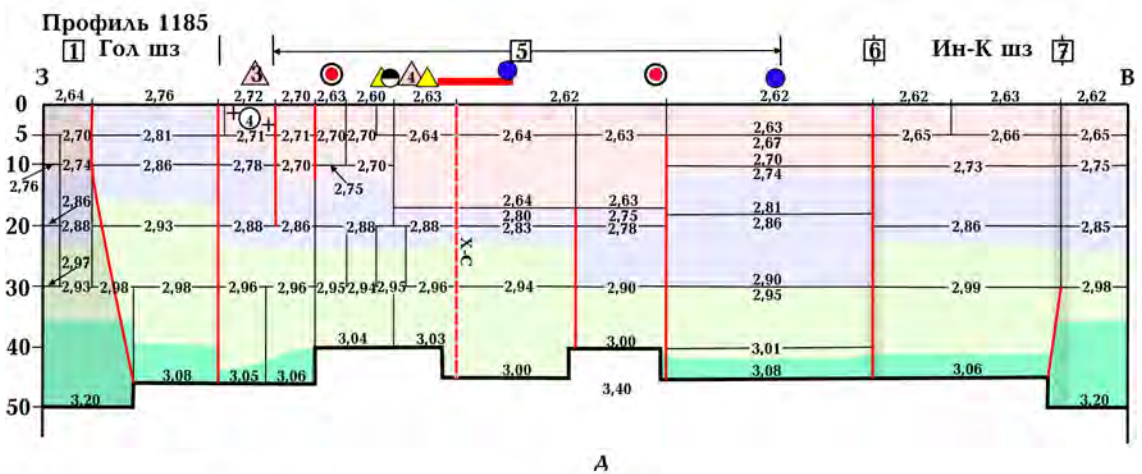
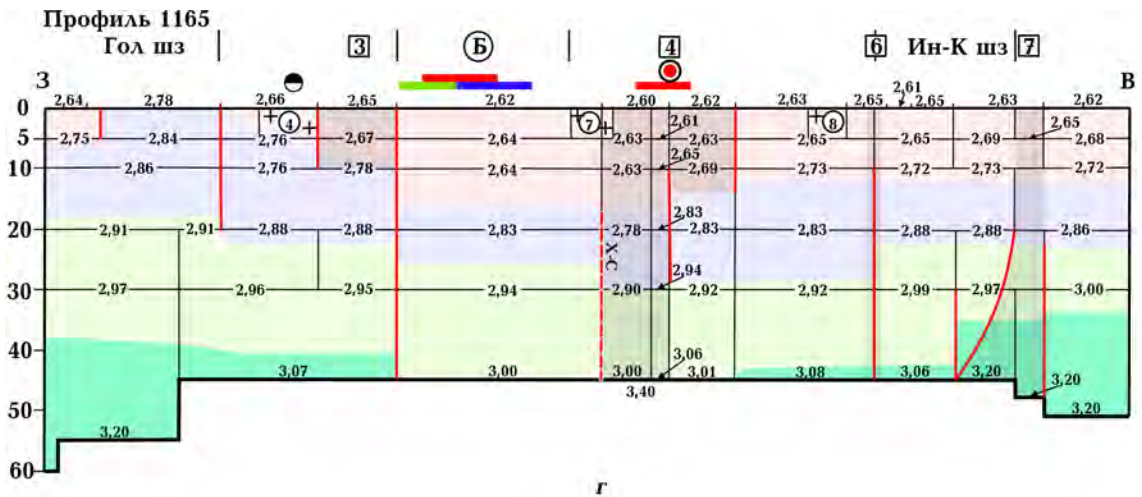


Рис. 6. Плотностные разрезы земной коры вдоль профилей 1105 (а), 1125 (б), 1145 (в), 1165 (г), 1185 (д), 1225 (е): 1 — контуры и значения плотности (г/см^3) расчетных тел; 2—4 — слои вещественного состава земной коры (2 — “гранитный”, 3 — “диоритовый”, 4 — “базальтовый”); 5 — коромантийная смесь; б — предполагаемые нарушения (а) и положение трансрегионального шва X—См (б) по данным



трехмерного плотностного моделирования; 7 — скопления месторождений вблизи профиля (а — редких земель, урана, апатита, скандия, ванадия, б — рудопоявлений пегматитового типа, в — урана); 8 — радел Мохо. Положение профилей см. на рис. 5, другие условные обозначения — на рис. 1, 5.

Все они сконцентрированы в двух областях: между Субботско-Мошоринской и Бобринецкой широтными зонами разломов на юге и Субботско-Мошоринской и Смелянской широтными зонами на севере и тяготеют к гранитно-диоритовому и диоритовому типам коры. Месторождения и рудопроявления размещены в метасоматитах, катаклазированных, милонитизированных и окварцованных породах и жильных телах, которые являются типичным выполнением зон разломов [Гинтов, 2005; Старостенко и др., 2007].

В районе Криворожско-Кременчугской зоны разломов присутствуют месторождения и рудопроявления золота и серебра, а также ниобия, тантала, циркония и редкоземельных металлов. Первые расположены в блоках диоритового и лейкобазальтового типов коры, вторые относятся к базальтовому типу коры, имеют гидротермально-метасоматический генезис и приурочены к участкам развития тектонитов [Старостенко и др., 2007].

Месторождения и рудопроявления цветных металлов (молибден, свинец, цинк) расположены вдоль Тальновской зоны разломов (диоритовый тип коры), а также присутствуют в Голованевской шовной зоне (базальтовый тип коры).

Редкоземельные металлы, уран, апатит, скандий, ванадий наблюдаются практически по всему Ингульскому мегаблоку и относятся к гранитно-диоритовому и диоритовому типам коры (см. рис. 5). Наибольшее скопление этих месторождений присутствует в трех областях: в узле пересечения Смелянской широтной зоны разломов с Первомайской зоной разломов (см. рис. 5, 6, а), Субботско-Мошоринской с трансрегиональным швом Херсон—Смоленск (см. рис. 5, 6, б) и в районе Кировоградской зоны разломов, южнее Смелянской широтной зоны (см. рис. 5).

Месторождения и рудопроявления золота и серебра также имеют широкое распространение по всему Ингульскому мегаблоку и связаны со всеми типами коры (см. рис. 5). Те из них, которые расположены к западу и востоку от трансрегионального шва Херсон—Смоленск между Субботско-Мошоринской и Бобринецкой шовными зонами, относятся к гранитно-диоритовому и диоритовому типам коры. В пределах южной части Криворожско-Кременчугской и

северной части Звенигородско-Братской зон разломов месторождения золота и серебра относятся к блокам лейкобазальтового типа коры. Отдельные месторождения и рудопроявления расположены к востоку от Криворожско-Кременчугской зоны разломов в пределах Среднеприднепровского мегаблока УЩ, в Голованевской шовной зоне, а также на юге Криворожско-Кременчугской зоны. Все они приурочены к базальтовому типу коры. Большинство месторождений и рудопроявлений золота и серебра тяготеют к разрывным нарушениям и контактам между блоками (см. рис. 6).

Месторождения лития расположены в районе Липняжского массива гранитоидов, примыкающего к Субботско-Мошоринской широтной зоне разломов (см. рис. 5, 6, в).

Месторождения меди фиксируются в центральной части Новоукраинского массива восточнее трансрегионального тектонического шва Херсон—Смоленск и приурочены к гранитно-диоритовому типу коры (см. рис. 5). На этой территории увеличена мощность “гранитного” и “базальтового” слоев, присутствует резкий скачок плотности на глубине 17 км [Старостенко и др., 2015].

Рудопроявления пегматитового типа, которые расположены к западу от трансрегионального тектонического шва Херсон—Смоленск и южнее Субботско-Мошоринской широтной зоны разломов, связаны с гранитно-диоритовым и диоритовым типами коры (см. рис. 5, 6, б, в). Те, которые концентрируются в пределах южной части Криворожско-Кременчугской зоны разломов (в пределах Среднеприднепровского мегаблока УЩ), связаны с лейкобазальтовым и базальтовым типами коры (см. рис. 5, 6, а).

Все рудные поля расположены в узлах пересечения разломных зон (см. рис. 5). Это объясняется существованием прямой связи между строением зон разломов и проникновением в верхние слои земной коры рудного вещества, которое, поднимаясь по отдельным разрывам и не имея возможности распространяться по латерали на большие площади, концентрировалось в непосредственной близости от зоны разломов в пределах деструктивных зон [Старостенко и др., 2007, 2011, 2012].

Большая часть рудных полей (Полоховское,

Лозоватско-Калиновское и Корабельное) относится к диоритовому типу коры и расположена в пределах Субботско-Мошоринской и вблизи Бобринецкой широтных зон (рис. 5, 6, а). Корабельное и Лозоватско-Калиновское рудные поля расположены в Первомайской и Звенигородско-Братской зонах разломов соответственно. Они характеризуются отсутствием коромантийной смеси и тяготеют к разрывным нарушениям, выделенным по данным трехмерного гравитационного моделирования, которые прослеживаются по всему разрезу земной коры (см. рис. 5, 6, а). Лоташевское и Полохивское рудные поля расположены непосредственно в районе Субботско-Мошоринской широтной зоны разломов и приурочены к разрывным нарушениям, которые прослеживаются до кровли “базальтового” слоя (см. рис. 5, 6, д). Это согласуется с выводами работы [Чекунов и др., 1982], в которой авторы утверждают, что наиболее вероятным источником рудного вещества является “диоритовый” слой коры. Лоташевское рудное поле принадлежит к участку сочленения разных по основности типов земной коры (диоритового, лейкобазальтового и базальтового) и расположено над областью развития коромантийной смеси, которая соответствует наиболее активизированным участкам коры и мантии.

Урановые месторождения, урановорудные поля и рудопроявления приурочены к гранитно-диоритовому и диоритовому типам коры. Их большое скопление сосредоточено в двух областях. Первая из них расположена в северной части Новоукраинского массива в районе трансрегионального шва Херсон—Смоленск в непосредственной близости от Субботско-Мошоринской зоны разломов (см. рис. 5, 6, з). Вторая наблюдается в пределах Кировоградской зоны разломов и расположена между Бобринецкой и Субботско-Мошоринской широтными зонами разломов (см. рис. 5, 6, д). Меньшее количество урановых рудопроявлений расположено при приближении к Смелянской широтной зоне разломов в районе Звенигородско-Братской и Кировоградской зон разломов, а также в Первомайской зоне разломов (см. рис. 5).

Больше всего месторождений и рудопроявлений гидротермального и гидротермально-метасоматического типов сконцентрировано меж-

ду Бобринецкой и Субботско-Мошоринской широтными зонами разломов (см. рис. 5). Это подтверждает вывод о том, что к широтным зонам разломов приурочены рудные районы и поля, в пределах которых концентрируется 80 % месторождений и крупных рудопроявлений цветных, редких, редкоземельных и благородных металлов [Алехин, Гинтов, 2004; Старостенко и др., 2011]. На перспективность широтных зон разломов УЩ указывают авторы работы [Горлицкий и др., 2003], которые на основе анализа 22 000 геохимических аномалий выделили наиболее распространенные ассоциации аномальных рудогенных элементов (редкоземельных, редких, сидерофильных) и золота, приуроченные к широтным зонам. По результатам исследований Ингульского мегаблока [Калашник, 2003] сделан вывод о приуроченности уранового оруденения и проявления алмазоносных формаций к широтным зонам разломов.

Важную роль широтной системы зон разломов УЩ в формировании и размещении полезных ископаемых отмечают многие авторы [Быстревская, Пашкевич, 1979; Алехин, Гинтов, 2004; Гинтов, 2005 и др.]. Влияние системы широтных зон разломов на активизацию рудообразующих процессов и локализацию оруденения находит объяснение в возрастных и кинематических особенностях широтных разрывных структур. Широтная система разломов более молодая, время ее заложения относится к концу палео—началу мезопротерозоя, а значительная активность наблюдалась в неопротерозое и фанерозое [Старостенко и др., 2007]. Наличие молодых активизационных процессов, которые повлияли на динамику широтных зон разломов УЩ, способствовало перераспределению рудного вещества в рудных и рудоносных полях, которые пересекаются широтными зонами.

Таким образом, можно сделать вывод, что месторождения полезных ископаемых в Ингульском мегаблоке УЩ расположены в основном между Субботско-Мошоринской и Бобринецкой широтными зонами разломов, западнее трансрегионального тектонического шва Херсон—Смоленск, а также вдоль разломных зон (см. рис. 6). Большая их часть приурочена к блокам гранитно-диоритового и диоритового типов коры, а меньшая тяготеет к блокам лейкобазаль-

Сопоставление месторождений полезных ископаемых [Комплексна ..., 2003] с типами земной коры, выделенными по данным трехмерного плотностного моделирования

Месторождения полезных ископаемых		Типы вещественного состава земной коры
Гидротермальные	медь	гранитно-диоритовый
	молибден, свинец, цинк	диоритовый, базальтовый
	уран	диоритовый
	золото, серебро	гранитно-диоритовый, диоритовый, лейкобазальтовый, базальтовый
Гидротермально-метасоматические	ниобий, тантал, редкие земли, цирконий	гранитно-диоритовый
	редкие земли, уран, апатит, скандий, ванадий	гранитно-диоритовый, диоритовый
	урановые месторождения и рудопроявления	гранитно-диоритовый, диоритовый
	урановорудные поля	гранитно-диоритовый, диоритовый
	рудопроявления пегматитов	гранитно-диоритовый, диоритовый, лейкобазальтовый, базальтовый
	литий	диоритовый

тового и базальтового типов. Месторождения и рудопроявления золота и серебра, а также рудопроявления пегматитов связаны со всеми типами пород (таблица.).

Выводы. При использовании детальных данных о распределении плотности в земной коре м-ба 1 : 200 000 определена мощность условно выделенных “гранитного”, “диоритового” и “базальтового” слоев для Ингульского мегаблока УЩ.

Впервые построена схема типов коры для Ингульского мегаблока УЩ в м-бе 1 : 200 000. К западу от трансрегионального шва Херсон—Смоленск преобладают диоритовый, лейкобазальтовый и базальтовый типы коры, к востоку — в большей мере гранитно-диоритовый, диоритовый, в меньшей — лейкобазальтовый и базальтовый типы коры. Это подтверждает присутствие региональной закономерности уменьшения основности коры щита с запада на восток.

На юго-западе Новоукраинского массива трахитоидных гранитов и в западной части Корсунь-Шевченковского массива рапакививидных гранитов впервые выделены области, которые характеризуются минимальной мощностью “дио-

ритового” слоя (или отсутствием его), значительной мощностью “базальтового” и “гранитного” слоев. Такое сочетание мощности слоев не вписывается в пределы выделенных ранее типов коры. Но поскольку доля “базальтовой” составляющей в общей мощности коры здесь наибольшая, эти области отнесены к базальтовому типу.

Больше всего месторождений и рудопоявлений гидротермального и гидротермально-метасоматического типов сконцентрировано между Бобринецкой и Субботско-Мошоринской широтными зонами разломов, тяготеют к Первомайской, Звенигородско-Братской, Кировоградской, Криворожско-Кременчугской зонам разломов и расположены к западу от трансрегионального тектонического шва Херсон—Смоленск.

Все рудные поля расположены в узлах пересечения разломных зон, что объясняется существованием прямой связи между строением зон разломов и проникновением в верхние слои земной коры рудного вещества. Полоховское, Лозоватско-Калиновское и Корабельное рудные поля относятся к диоритовому типу коры, харак-

теризуются отсутствием коромантийной смеси в разрезе земной коры и тяготеют к разрывным нарушениям, выделенным по данным трехмерного гравитационного моделирования. Лоташевское рудное поле принадлежит к участку сочленения разных по основности типов земной коры (диоритового, лейкобазальтового и базальтового) и расположено над областью развития коро-

мантийной смеси, которая соответствует наиболее активизированным участкам коры и мантии.

Большая часть месторождений приурочена к блокам гранитно-диоритового и диоритового типов коры, а меньшая тяготеет к блокам лейкобазальтового и базальтового типов. Месторождения и рудопроявления золота и серебра, а также пегматитов связаны со всеми типами пород.

Список литературы

- Алехин В. И., Гинтов О. Б. Кинематические особенности, фазы развития и металлогения системы широтных зон разломов Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2004. Т. 26. № 6. С. 83—101.
- Быстревская С. С., Пашкевич И. К. О глубинной трансрегиональной зоне длительной активизации в пределах Восточно-Европейской платформы. *Геолог. журн.* 1979. № 6. С. 106—112.
- Гинтов О. Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс, 2005. 568 с.
- Горлицкий Б. А., Занкевич Б. А., Шмелев Е. Г. Типизация геохимических аномалий Украинского щита и их структурно-геологическое положение: *Зб. наук. праць Ін-ту геології навколишнього середовища*. Киев, 2003. Вып. 8. С. 202—215.
- Льченко Т. В., Пашкевич И. К., Каратаев Г. И. Взаємозв'язок складу і потужності земної кори Українського щита. *Доп. АН УРСР. Сер. Б.* 1988. № 4. С. 13—16.
- Калашиник А. А. Перспективы алмазонасности Кировоградского геоблока. *Наук. вісник Нац. гірн. ун-ту*. 2003. № 6. С. 55—59.
- Кировоградский рудный район. Глубинное строение. Тектонофизический анализ. Месторождения рудных полезных ископаемых. Под ред. В. И. Старостенко и О. Б. Гинтова. Киев: Прастыи луды, 2013. 500 с.
- Комплексна металогенічна карта України масштабу 1 : 500 000 та пояснювальна записка до неї. Під ред. С. В. Гошовського. Київ: УкрДГРІ, 2003. 326 с.
- Красовский С. С. Гравитационное моделирование глубинных структур земной коры и изостазия. Киев: Наук. думка, 1989, 248 с.
- Красовский С. С. Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле. Киев: Наук. думка, 1981. 262 с.
- Красовский С. С., Куприенко П. Я., Красовский А. С. Схемы мощностей слоев консолидированной земной коры Украинского щита, ДДВ и Донбасса. В кн.: *Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей*. Москва: Изд-во ОИФЗ РАН, 2001. С. 52—54.
- Куприенко П. Я., Красовский С. С. Плотностные модели градиентно-слоистых глубинных структур земной коры Украинского щита. *Геофиз. журн.* 1988. Т. 10. № 4. С. 28—39.
- Куприенко П. Я., Макаренко И. Б., Старостенко В. И., Легостаева О. В. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Ингульского мегаблока Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2007а. Т. 29. № 2. С. 17—41.
- Куприенко П. Я., Макаренко И. Б., Старостенко В. И., Легостаева О. В. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2007б. Т. 29. № 5. С. 3—27.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы. Восточно-Европейская платформа. Гл. ред. А. В. Чекунов. Киев: Наук. думка, 1989. 187 с.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы IV, VI, VIII. Гл. ред. А. В. Чекунов. Киев: Наук. думка, 1988. 170 с.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы. Обобщение результатов исследований. Гл. ред. А. В. Чекунов. Киев: Наук. думка, 1993. 258 с.

- Свейников К. И., Красовский С. С., Куприенко П. Я., Красовский А. С. Соотношение приповерхностного и глубинного строения земной коры Украинского щита: новые аспекты синтеза геологических и геофизических данных. В кн.: *Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты*. Москва: ГЕОС, 1998. Т. II. С. 161—163.
- Соллогуб В. Б. Литосфера Украины. Киев: Наук. думка, 1986. 184 с.
- Старостенко В. И., Гинтов О. Б., Кутас Р. И. Геодинамическое развитие литосферы Украины и его роль в формировании и размещении месторождений полезных ископаемых. *Геофиз. журн.* 2011. Т. 33. № 3. С. 3—22.
- 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. Т. 29. № 6. С. 3—31.
- Старостенко В. И., Куприенко П. Я., Макаренко И. Б., Легостаева О. В., Савченко А. С. Плотностная неоднородность земной коры вдоль широтных зон разломов Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 6. С. 113—132.
- Старостенко В. И., Куприенко П. Я., Макаренко И. Б., Савченко А. С., Легостаева О. В. Плотностная неоднородность земной коры Ингульского мегаблока Украинского щита по данным трехмерного гравитационного моделирования. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 3. С. 3—21.
- Схема глубинного строения литосферы юго-западной части Восточно-Европейской платформы. 1 : 1 000 000. Под ред. А. В. Чекунова. Киев: Изд. Госкомгеологии Украины, 1992.
- Трипольский А. А., Шаров Н. В. Литосфера докембрийских щитов Северного полушария Земли по сейсмическим данным. Петрозаводск: Изд. КарНЦ РАН, 2004. 156 с.
- Чекунов А. В., Науменко В. В., Кучма В. Г. Связь между мощностью и рудоносностью земной коры Украинского щита. *Геофиз. журн.* 1982. Т. 4. № 3. С. 17—24.
- Чекунов А. В., Соллогуб В. Б., Ильченко Т. В., Красовский С. С., Кутас Р. И., Пашкевич И. К., Гарецкий Р. Г., Каратаев Г. И., Надежка Л. И., Дубянский А. И. Глубинные неоднородности земной коры юга Восточно-Европейской платформы. *Геофиз. журн.* 1990. Т. 12. № 4. С. 3—22.

Earth's crust composition of the Ingul megablock of the Ukrainian Shield (types of crust) and patterns of location of ore mineral resources

© V. I. Starostenko, P. Ya. Kuprienko, I. B. Makarenko, A. S. Savchenko, O. V. Legostaeva, 2017

Within the Ingul Megablock of the Ukrainian Shield, according to the data of three-dimensional density modeling, at the scale of 1 : 200 000, the thickness of conditionally allocated “granite”, “diorite”, “basalt” layers, which abroad have the name of the upper, middle and lower crust, are determined and their characteristic is given. In relation to the thickness of each layer to the total crust, which is expressed in parts, four types of crust are distinguished: granite, diorite, leuco-basalt, basalt. Since the composition of the Earth's crust is an important factor in assessing the prospects for minerals, a comparison of the location of the ore deposits of manifestations of hydrothermal and hydrothermal-metasomatic genesis with a real composition scheme is made. It is established that most of the deposits of minerals are confined to blocks of granitic-diorite and diorite types of crust, and the smaller — gravitates to blocks of leuco-basalt and basalt types.

Key words: Ingul megablock, “granite”, “diorite”, “basalt” layers of the Earth's crust, types of the consolidated crust.

References

- Alekhin V. I., Gintov O. B., 2004. Kinematic features, phases of development and metallogeny stage latitudinal fault zones of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskiy zhurnal* 26(6), 83—101 (in Russian).
- Bystrevskaya S. S., Pashkevich I. K., 1979. On Abyssal Transregional Zone of Tectonomagmatic Activation Within East-European Platform. *Geologicheskii zhurnal* (6), 106—112 (in Russian).
- Gintov O. B., 2005. Field tectonophysics and its application in the study of crustal deformation of Ukraine. Kiev: Feniks, 572 p. (in Russian).
- Gorlitskiy B. A., Zankevich B. A., Shmelev E. G., 2003. Classification of geochemical anomalies of the Ukrainian Shield and their structural-geological position: *Proceedings of the Institute of Environmental Geochemistry* (8), 202—215 (in Russian).
- Ilchenko T. V., Pashkevich I. K., Karataev G. I., 1988. Relation between the composition and thickness of the Ukrainian Shield crust. *Dopovidi AN URSS. Ser. B* (4), 13—16 (in Ukrainian).
- Kalashnik A. A., 2003. Perspectives of the diamond content of the Kirovograd geoblock. *Naukovyy visnyk Natsionalnoho hirnychoho universytetu* (6), 55—59 (in Russian).
- The Kirovograd ore area. Deep structure. Tectonophysical analysis. Ore deposits, 2013. Eds V. I. Starostenko, O. B. Gintov. Kiev: Prastyi Ludy, 500 p. (in Russian).
- Complex metallogenic map of Ukraine. 1 : 500 000. Explanatory note, 2003. Ed. S. V. Goshovskiy. Kiev: UkrDHRI, 326 p. (in Ukrainian).
- Krasovskiy S. S., 1989. Gravity modeling of deep crustal structures and isostasy. Kiev: Naukova Dumka, 248 p. (in Russian).
- Krasovskiy S. S., 1981. Reflection of the continental crust dynamics in the gravity field. Kiev: Naukova Dumka, 262 p. (in Russian).
- Krasovskiy S. S., Kuprienko P. Ya., Krasovskiy A. S., 2001. Thickness schemes of the consolidated crust layers of the Ukrainian Shield, DDB and Donbass. Схемы мощностей слоев консолидированной земной коры Украинского щита, ДДВ и Донбасса. In: *Theory and practice of geological interpretation of gravity, magnetic and electric fields*. Moscow: IPE RAS Publ., 52—54 (in Russian).
- Kuprienko P. Ya., Krasovsky S. S., 1988. Density models of gradient-layered deep crustal structure of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskiy zhurnal* 10(4), 28—39 (in Russian).
- Kuprienko P. Ya., Makarenko I. B., Starostenko V. I., Legostaeva O. V., 2007a. Three-dimensional density model of the crust and upper mantle of the Ingul megablock of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskiy zhurnal* 29(2), 17—41 (in Russian).
- Kuprienko P. Ya., Makarenko I. B., Starostenko V. I., Legostaeva O. V., 2007b. Three-dimensional density model of the crust and upper mantle of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskiy zhurnal* 29(5), 3—27 (in Russian).
- The lithosphere of Central and Eastern Europe. East-European Platform, 1989. Ed. A. V. Chekunov. Kiev: Naukova Dumka, 187 p. (in Russian).
- The lithosphere of Central and Eastern Europe: geotransverse: IV, VI, VIII, 1988. Ed. A. V. Chekunov. Kiev: Naukova Dumka, 170 p. (in Russian).
- The lithosphere of Central and Eastern Europe. Summary of studies, 1993. Ed. A. V. Chekunov. Kiev: Naukova Dumka, 258 p. (in Russian).
- Sveshnikov K. I., Krasovskiy S. S., Kuprienko P. Ya., Krasovskiy A. S., 1998. Correlation of the near-surface and deep structure of the Earth's crust of the Ukrainian Shield: new aspects of the synthesis of geological and geophysical data. In: *Tectonics and geodynamics: general and regional aspects*. Vol. 2. Moscow: GEOS, 161—163 (in Russian).
- Sollogub V. B., 1986. Lithosphere Ukraine. Kiev: Naukova Dumka, 184 p. (in Russian).
- Starostenko V. I., Gintov O. B., Kutas R. I., 2011. Geodynamic development of lithosphere of Ukraine and its role in formation and location of mineral deposits. *Geofizicheskiy zhurnal* 33(3), 3—22 (in Russian).
- Starostenko V. I., Gintov O. B., Pashkevich I. K., Burakhovich T. K., Kulik S. N., Kuprienko P. Ya., Kutas R. I., Makarenko I. B., Orliuk M. I., Tsvetkova T. A., 2007. Metallogeny of the Ukrainian Shield: distribution of ore deposits, regularities of connection with deep structure and dynamics of lithosphere. *Geofizicheskiy zhurnal* 29(6), 3—31 (in Russian).
- Starostenko V. I., Kuprienko P. Ya., Makarenko I. B., Legostaeva O. V., Savchenko A. S., 2012. Densi-

ty heterogeneity of the Earth's crust along latitudinal fault zones of the Ukrainian Shield and the Dnieper-Donets depression. *Geofizicheskiy zhurnal* 34(6), 113—132 (in Russian).

Starostenko V. I., Kuprienko P. Ya., Makarenko I. B., Savchenko A. S., Legostaeva O. V., 2015. Density heterogeneity of the Earth's crust of the Ingul megablock of the Ukrainian Shield according to the data of three-dimensional gravity modeling. *Geofizicheskiy zhurnal* 37(3), 3—21 (in Russian).

Scheme of deep lithosphere structure in South-Western part of Eastern-European platform. 1: 1 000 000, 1992. Ed. A. V. Chekunov. Kiev: Publ. of the State Committee for Geology of Ukraine (in Russian).

Tripolskiy A. A., Sharov N. V., 2004. Structure of the

Precambrian shields of the Earth's lithosphere by seismic data. Petrozavodsk: Karelian Research Centre, RAS. 156 p. (in Russian).

Chekunov A. V., Naumenko V. V., Kuchma V. G., 1982. A relationship between the Earth's crust deep rearrangement, tectonic movements, magmatism, metamorphism and metal content in the Dnieper-Donets paleorift. *Geofizicheskiy zhurnal* 4(3), 17—24 (in Russian).

Chekunov A. V., Sollogub V. B., Ilchenko T. V., Krasovskiy S. S., Kutas R. I., Pashkevich I. K., Garetsky R. G., Karataev G. I., Nadezhka L. I., Dubyan-skiy A. I., 1990. A depth inhomogeneities of the Earth's crust in the south of the Eastern-European platform. *Geofizicheskiy zhurnal* 12(4), 3—22 (in Russian).

Эволюция литосферы Фенноскандинавского щита в докембрии

© Н. В. Шаров, Л. П. Свириденко, 2017

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Россия

Поступила 19 июня 2017 г.

За сукупністю даних ГСЗ, МВХ—СГТ із залученням матеріалів сейсмології місцевих і віддалених землетрусів, накопичених для території Фенноскандинавського щита за останні 40 років, виконано узагальнюючі побудови. Отримано кількісні відомості про горизонтальні та вертикальні неоднородності літосфери. Уперше побудовано об'ємні сейсмогеологічні моделі для окремих частин Фенноскандинавського щита, згідно з якими структура кристалічної кори набуває блочно-ієрархічну будову, всередині неї не виявлено витриманих сейсмічних меж щодо всього щита. У верхній частині кори локально поширені як хвилеводи, так і високошвидкісні зони, що корелюються з геологічними тілами. Виявлено невідповідність структурних планів ізольованої швидкості різних глибинних зрізів. Доведено, що основні геологічні провінції відрізняються потужністю кори, а вулканогенні ранньопротерозойські пояси характеризуються підвищеною швидкістю і потужністю земної кори. У верхній мантії виділено шари з аномально високою швидкістю. Встановлено геолого-геофізичний зв'язок будови верхньої частини літосфери з геологічними утвореннями палеопротерозойської Східноскандинавської базитової великої виверженої провінції.

Ключові слова: літосфера, сейсмічна межа, мантійний діапїрізм, гранітизація, флюїд.

Введение. Геологические, геофизические и петрофизические исследования докембрия Фенноскандинавского щита [Земная ..., 1978; Петромагнитная ..., 1980; Литвиненко, 1984; Шаров, 1993, 2015 и др.] позволили получить большой и разносторонний фактический материал по составу, глубинному строению и геотектонике Фенноскандинавского щита, дающий возможность судить о глубинном строении и геотектонике рассматриваемого региона. Более того, изучение разновозрастного вулканоплутонизма совместно с осадочным литогенезом на различных возрастных срезах [Соколов и др., 1970; Светов, 1979] показало значительный вклад вулканизма и осадконакопления в формирование верхних слоев земной коры. Разновозрастный привнос мантйных флюидов и сопутствующих редких элементов при корообразовании вместе с вышеперечисленными процессами свидетельствуют о взаимосвязи мантйных и коровых процессов в докембрии и об эволюции литосферы.

Тем не менее, хотя проблема эволюции ли-

тосферы Фенноскандинавского щита на различных уровнях рассматривается долгие годы, до сих пор бытует представление, что главным тектоническим процессом в докембрии является тектоника литосферных плит. В частности, Беломорский пояс рассматривается как аккреционно-коллизийная структура, сформированная в результате сближения архейских кратонов на рубеже 2,7 млрд лет [Докукина, Конилов, 2008]. Доказательством глубинной субдукции в архее является наличие эколгитовых пород Беломорского пояса [Щипанский, 2017].

На состоявшейся конференции “Геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем” (Петрозаводск, 2017) большинство докладов так или иначе были связаны с тектоникой плит. С. А. Светов считает, что наиболее дискуссионным вопросом архейской геологии является определение времени инициализации плюмо-плитотектонических процессов [Светов, 2017]. По его мнению, важно понимание процесса взаимодействия плюмовых и субдукци-

онно-аккреционных механизмов. А. А. Щипанский считает, что эволюция геодинамики в истории Земли заключается в изменении мощности литосферных плит: "... современная, или тонкоплитная тектоника, прослеживается до начала неопротерозоя, тогда как в раннем докембрии доминировал механизм толстоплитной тектоники" [Щипанский, 2017, с. 281].

По нашему мнению, для понимания тектоники докембрия необходимо непредвзятое исследование особенностей эволюции и движущих сил литогенеза, магматизма и метаморфизма.

Цель настоящей статьи — использование ранее полученного фактического материала по геологии [Светов и др., 1990; Светов, Свириденко, 2005 и др.] и глубинному строению [Шаров, 1993], изучение процессов корообразования в докембрии и их эволюция.

Сейсмические неоднородности литосферы. Скоростному строению литосферы Фенноскандинавского щита уделяется большое внимание. Такой интерес определяется как классическими проблемами познания глубинного строения Земли, так и задачами, связанными с определением перспективных минерагенических областей. При решении этих задач наиболее часто используются методы сейсмической томографии, обеспечивающие решение обратной линейризированной трехмерной кинематической задачи сейсмики. Томографические методы развиваются с шестидесятых годов прошлого столетия и в настоящее время активно используются для решения задач как глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), так и сейсмологии.

Земная кора. На Фенноскандинавском щите выполнен большой объем международных и региональных сейсмических исследований с целью изучения особенностей строения земной коры. Наблюдения проведены в областях развития различных комплексов кристаллических пород. Сравнительный анализ волновых полей по всем профилям позволяет выбрать некую общую (базовую) модель земной коры, которую можно использовать как исходную для выявления общих закономерностей изменения физических параметров кристаллической коры по площади. Такая модель является в определенной мере аппроксимацией реальной скоростной структуры

коры, которая позволяет представлять разрезы для всех профилей в единой форме и в виде трехмерной скоростной модели [Шаров, 1993; Korja et al., 1993; Mitrofanov et al., 1998; Павленкова, 2006; Шаров, Митрофанов, 2014].

Для кристаллической коры Фенноскандинавского щита авторами в качестве такой модели предложена четырехслойная модель со скоростями продольных волн: 5,9—6,2 км/с в верхнем слое (верхний этаж); 6,3—6,5 км/с в среднем; 6,6—6,8 км/с в нижнем и 7,0—7,3 км/с в коромантийном. Четвертый высокоскоростной слой отчетливо выделяется в районах с повышенной мощностью земной коры (рис. 1, а) и часто входит в третий (нижний) слой. Предположительно он устанавливается на профилях ГСЗ с длиной годографов, достигающих 280—350 км, и на разрезах, полученных методом обменных волн землетрясений (МОВЗ). Слои разделены отражающими горизонтальными слоями K_1 и K_2 и отделены от верхней мантии границей М со скоростью 8,0—8,2 км/с. Граница K_1 залегает на различных глубинах. В верхней части коры имеются высокоскоростные участки (внедрения) и низкоскоростные пропластки мощностью 3—8 км в отдельных блоках. Из опыта моделирования следует, что граница K_1 , чаще всего, отражает увеличение основности пород разреза, что, как правило, проявляется повышением плотности. Граница слоя K_2 , скорей всего, обусловлена изменением реологических свойств пород на больших глубинах, поэтому изменение плотности с ней не связано.

Поверхность Мохоровичича. Накопленный обширный сейсмический материал, освещающий глубинное строение Европейского Севера [Строев ..., 2005], показал, что поверхность Мохоровичича (М) — наиболее выдержанная сейсмическая граница, создающая устойчивые отраженные, преломленные и обменные волны [Шаров, 1982]. Это обстоятельство позволяет рассматривать ее в качестве опорного сейсмического репера и, следовательно, изображать ее на соответствующих картах системой изогипс (см. рис. 1, а).

Сейсмический материал показал, что граница М не является постоянной непрерывной границей даже в разрезе одного профиля ГСЗ, и ее рельеф зависит от факторов, характерных для

конкретного геоструктурного элемента [Шаров, 1993]. В одних (северо-западная часть Кольского полуострова, Онежско-Ладожская площадь) в поле отраженных волн раздел М динамически выразителен, в других (профиль Кировск—Дальние Зеленцы, северный участок профиля Поляр) на сейсмограммах отсутствуют характерные группы волн $P_{отр}^M$. В южной части Кольского полуострова и Северной Карелии волны,

отраженные от поверхности М, часто регистрируются в виде двух-трех групп осей синфазности, близких по интенсивности и форме колебаний, разделенных интервалом времени 0,2—0,5 с. В этом случае в переходной зоне от коры к мантии выделяются не одна, а две-три сейсмические границы, располагающиеся друг над другом с разницей по глубине до 5—8 км [Шаров и др., 2010]. Высокоскоростной слой в низах

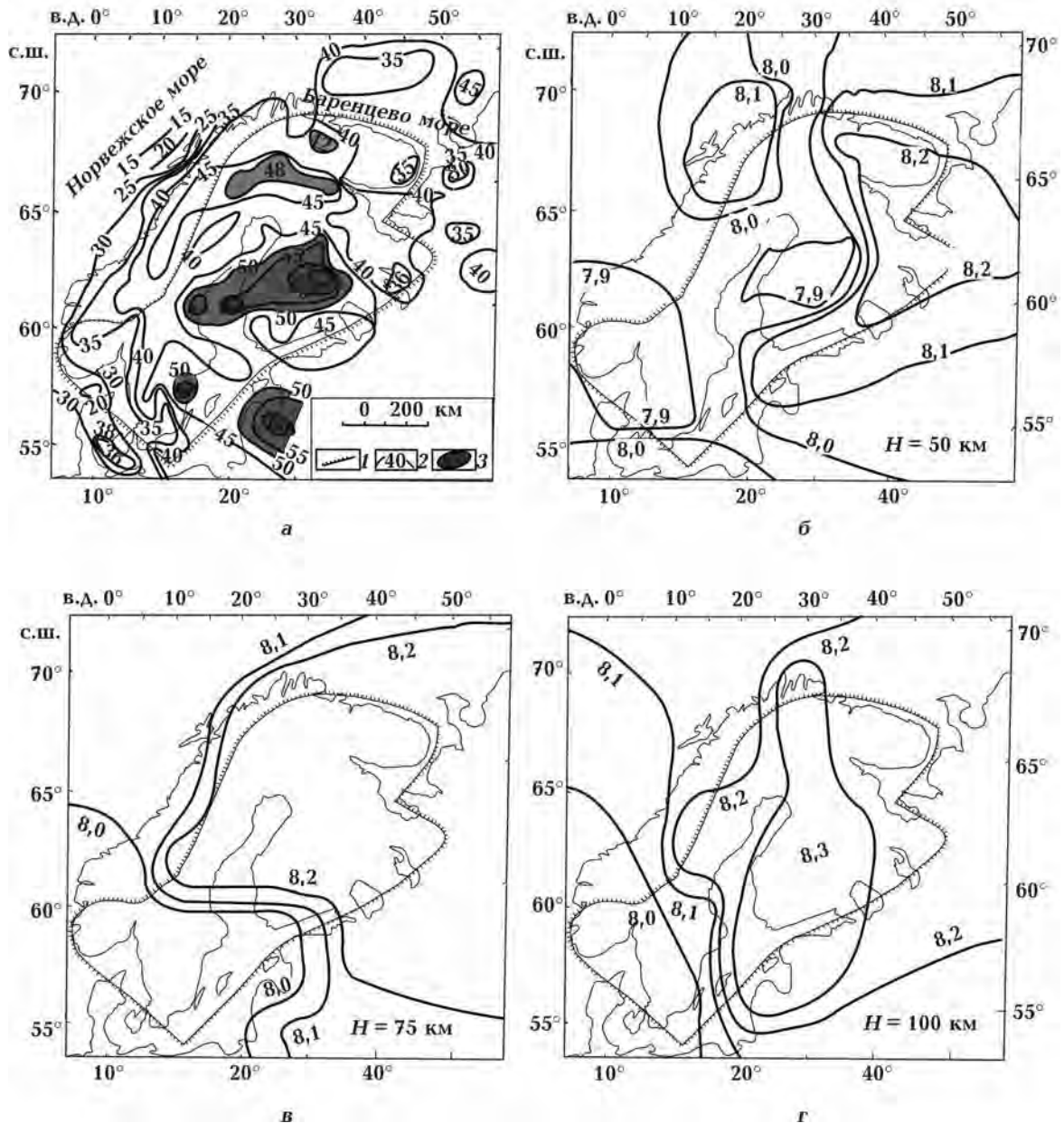


Рис. 1. Схема раздела М (а) и распределение скорости продольных волн (изолинии в км/с) в литосфере на глубинах 50, 75, 100 км (б—г): 1 — граница Фенноскандинавского щита; 2 — изогипсы раздела М, км; 3 — поверхность скоростного уровня 7,0—7,3 км/с (кормантийные слои).

коры распространен не повсеместно. На рис. 1, а сделана попытка выявить его на наиболее изученных методом ГСЗ профилях. Основная проблема состоит в том, что для такого большого региона пока не существует достаточно надежного и полного по объему сейсмического материала об этом слое, поэтому на рис. 1, а показана часть информации о наличии или отсутствии высокоскоростного слоя в низах коры.

Мощность земной коры на Европейском Севере изменяется от 25 до 62 км (см. рис. 1, а). Максимальная (62 км) установлена под Свекофеннской провинцией Фенноскандинавского щита в районе Ладожско-Ботнической зоны и 48 км в зоне сочленения Беломорского мегаблока с Карельским. Минимальная (30 км) зафиксирована под Южно-Баренцевоморской впадиной. Мощность земной коры на западе Кольского полуострова составляет 40—42, а на востоке 35 км. В Белом море 40—42 км, в районе Ладожского озера — 50 км, а на севере Мезенской синеклизы — 30 км.

Приведенная схема рельефа поверхности М отражает ее строение лишь в самых общих чертах. Фактически данная поверхность может быть построена гораздо сложнее, так как в отдельных сечениях зоны ее поднятия и погружения имеют довольно большие амплитуды. В связи с тем, что плотность систем сейсмических наблюдений была недостаточной, эти локальные участки требуют дополнительного изучения.

Таким образом, в строении земной коры Фенноскандинавского щита установлено следующее:

- мозаично-неоднородная структура коры;
- внутри нее не обнаружено выдержанных сейсмических границ в пределах всего щита;
- в верхней части коры локально развиты как волноводы, так и высокоскоростные зоны, коррелируемые с геологическими телами определенного состава;
- несоответствие структурных планов изолиний скорости на разных глубинных срезах;
- основные геологические провинции отличаются по мощности коры и сейсмической неоднородности;
- вулканогенные раннепротерозойские пояса характеризуются повышенной скоростью, мощностью земной коры и аномально высокой граничной скоростью вдоль поверхности М.

Литосферная мантия. 3D *P*-скоростные модели мантии под Евразией [Цветкова и др., 2009, 2010] позволили построить трехмерную скоростную модель литосферы Фенноскандинавского щита, которая представлена в виде трех карт-срезов изолиний скорости для фиксированных глубин 50, 75 и 100 км (см. рис. 1, б—г).

Как видим, среда в первом слое (нижняя кора и верхняя мантия) слабодифференцирована по скорости (см. рис. 1, б). Скорость продольных волн изменяется от 7,9 до 8,2 км/с, т. е. контраст скорости некоторых аномалий составляет 0,2—0,3 км/с. Только главные геотектонические провинции слабо отражаются в изменении скоростных параметров; связь с поверхностной геологией, мощностью коры и скоростью продольных волн в верхней части литосферы, как правило, не наблюдается.

В литосфере между границей кора—мантия и глубиной 100 км скорость распространения продольных волн изменяется от 7,9 до 8,3 км/с. Имеются скоростные неоднородности с вертикальным размером 10—40 км и латеральной протяженностью от 200 до 1000 км (см. рис. 1, в, г). Отсутствуют низкоскоростные аномалии, где скорость продольных волн снижалась бы до 8 км/с. Наоборот, появляются высокоскоростные (8,3 км/с) области. Аномалии скорости с глубиной выражены не менее, чем на первом скоростном срезе. Отмечается несоответствие структурных планов изолиний скорости на разных глубинных срезах литосферы. Наибольшее изменение скорости и ее увеличение до 8,3 км/с на томографических срезах наблюдается в архейской части щита (Кольско-Лапландско-Карельская провинция) и на западе Архангельской области.

Именно на этой огромной по площади территории щита, а также в северной части фундамента Русской платформы, т. е. в пределах Лапландско-Среднерусско-Южно-Прибалтийского орогена [Мицц, 2011] с архейской консолидированной корой континентального типа выделена самая сохранившаяся в мире с наиболее полно представленными характерными формациями палеопротерозойская Восточно-Скандинавская базитовая обширная изверженная провинция (ВСКБОИП—ЕССBLIP) плюмовой природы с промышленными месторождениями

Cr, Ni, Co, Cu, Au, Pt, Pd, Ti, V [Mitrofanov et al., 2013]. Информация о самой нижней высокоскоростной части земной коры по отдельным профилям МОВЗ—ГСЗ этой провинции [Mitrofanov et al., 1998; Шаров и др., 2010; Шаров, Митрофанов, 2014], данные по составу ксенолитов из трубок взрыва [Строение ..., 2005], а также сведения по высокоплотным и высокоскоростным слоям мантийной литосферы (см. рис. 1, б—з), позволяют рассматривать их как содержащие огромные массы плюмовых базитов (мантийных астенолитов). Это — продукты палеопротерозойской магматической базификации как результата плюмового андерплейтинга архейской континентальной литосферы [Mitrofanov et al., 2013].

Наблюдаемые сейсмические границы отражают современную структуру земной коры. Однако при этом не исключаются реликтовые сейсмические границы в литосфере при условии, что новейшие процессы не столь активны. Они могут сохраняться в случаях совмещения новообразованных структур с древними. По-видимому, структуры литосферы Фенноскандинавского щита, претерпевшие интенсивную переработку в протерозое, сопровождающуюся обменом коромантийного вещества, должны быть подвергнуты тщательным металлогеническим исследованиям, так как большинство твердых полезных ископаемых щита приурочены к этим структурам.

Таким образом, составлена сейсмогеологическая модель неоднородностей литосферы. Выявлены зоны развития высокоскоростного этажа (7,0—7,3 км/с) в низах консолидированной коры. Установлено, что чем мощнее кора, тем меньше контраст скорости на границе М. Построена карта поверхности М, учитывающая последние результаты сейсмических исследований. В литосфере выделены неоднородные по латерали слои с аномально высокой скоростью.

Дальнейшая детализация полученных зависимостей и привлечение дополнительных геолого-геофизических материалов могут послужить не только основой для решения теоретических вопросов геологии и сейсмологии, но и помочь в установлении связи между глубинной структурой литосферы, строением верхних горизонтов земной коры и их металлогенической специализацией.

Геологическое строение литосферы. Соотношение пород верхних слоев отражено в строении тектонического каркаса Фенноскандинавского щита (рис. 2), формирование которого имеет исторический характер. Его северо-восточная часть испытывала длительные воздымания. Здесь широко развиты раннеархейские породы, претерпевшие многократную тектономагматическую активизацию (Кольский и Беломорский геоблоки). В пределах Карельского геоблока породы комплекса древнейшего фундамента образуют отдельные блоки [Вокнаволоцкий, Водлозерский, Ондозерский и др.]. Они отличаются положительным характером гравитационного поля, четко выделяясь среди гранитизированных позднеархейских вулканогенно-осадочных образований, гравитационное поле над которыми отрицательное.

Характерной особенностью пород фундамента является региональное проявление гранулитового метаморфизма. Неизменные породы гранулитовой фации представлены гиперстенбиотитовыми плагиогнейсами со средней плотностью 2,72 г/см³ и двупироксеновыми кристаллическими сланцами (средняя плотность 2,85 г/см³). Образующиеся при диафторезе амфиболиты и биотитовые плагиогнейсы имеют более низкие плотности (2,79 г/см³ и 2,69 г/см³ соответственно).

Причиной проявления гранулитового метаморфизма в раннеархейской протоколе является не только и не столько высокая температура, сколько восстановленный характер флюидного режима в земной коре и мантии при высоком содержании СО, СО₂, СН₄, Н₂ и низком содержании Н₂О, что объясняет отсутствие или низкое содержание водосодержащих темноцветных минералов в гранулитовом комплексе, которые развиваются лишь при более позднем диафторезе.

Магнитное поле над породами древнейшего фундамента высокое и неоднородное. В Западной Карелии оно более высокое, чем в центральной и восточной Карелии. При том, что гранулитам сопоставляемых районов свойственны одинаковые парагенезисы минералов, в Северо-Карельском и Восточно-Карельском районах магнезиальность темноцветных минералов более высокая. В западно-карельских гранулитах

железо, кроме силикатных минералов, входит в состав рудных минералов, представленных ильменитом и магнетитом. При диафорезе гранулитовых комплексов магнитная восприимчивость пород снижается.

Породы древнейшего фундамента, наблюдающиеся в современном эрозионном срезе земной коры, относятся к начальному, глобальному этапу геологической истории Земли, завершившимся 3,8—3,5 млрд лет назад. В последующие этапы в пределах Фенноскандинавского щита происходит последовательное наращива-

ние земной коры сверху с формированием гранитного слоя с северо-востока в юго-западном направлении. Одновременно формируется тектонический каркас (см. рис. 2).

Наращивание гранитного слоя на протокору в позднем архее происходило на площади Карельского геоблока. Совместное изучение позднеархейских зеленокаменных поясов и окружающих площадей гранитоидного состава показало, что последние по природе своей представляют мигматит-граниты, среди которых наблюдаются реликты метаморфизованных поздне-

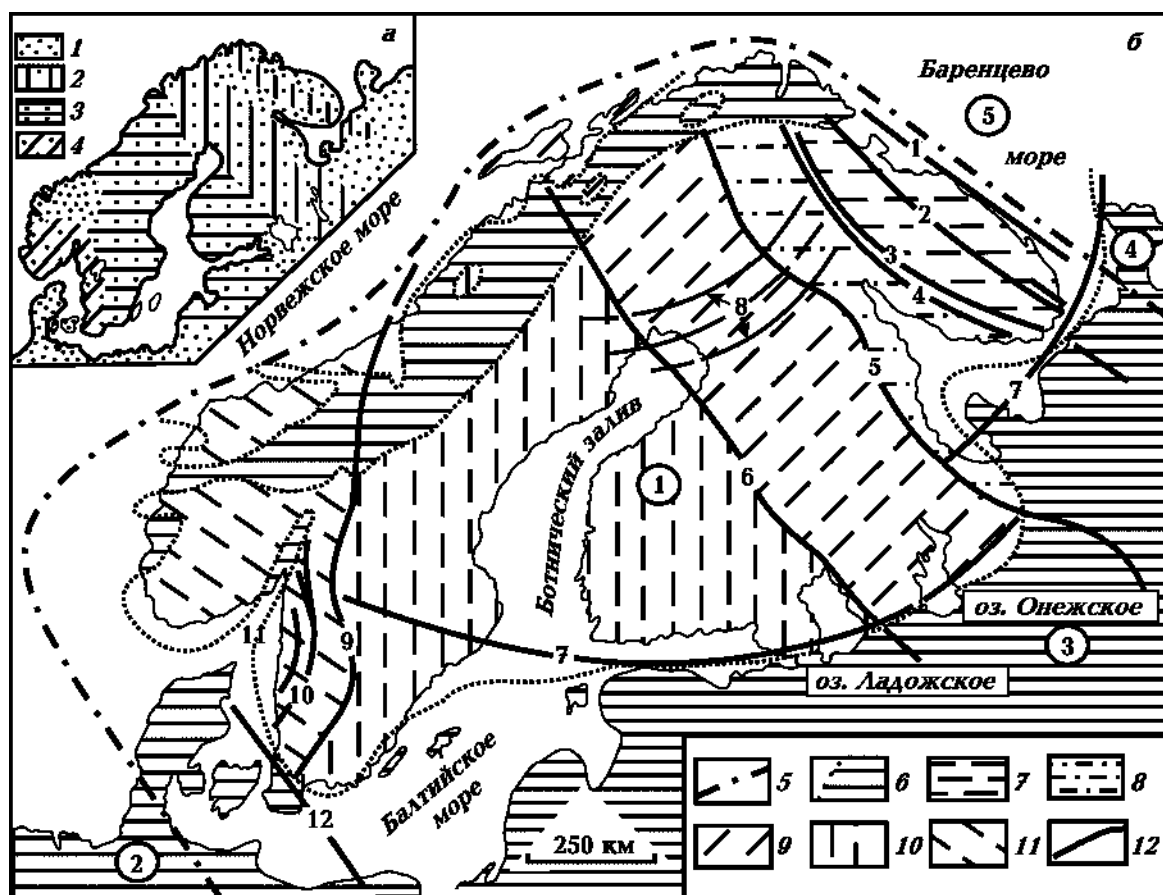


Рис. 2. Схема типов земной коры (а), геоблокового строения и размещения шовных зон (б) в суперструктуре Фенноскандинавского щита: 1—4 — типы земной коры (1 — раннеархейская сиалическая протокора, 2 — новообразованная эпиприархейская сиалическая кора, 3 — новообразованная эписвекокарельская сиалическая кора, 4 — новообразованная эпиприфейская сиалическая кора); 5, 6 — современные границы (5 — Восточно-Европейской платформы, 6 — платформенного палеозойского чехла и каледонских покровов); 7—11 — геоблоки (7 — Кольско-Мезенский, 8 — Беломорский, 9 — Карельский, 10 — Свекофеннский, 11 — Дальсландский); 12 — шовные зоны (структурные швы) (1 — Баренцевоморская (линия А. П. Карпинского), 2 — Колмозеро-Вороньинская, 3 — Печенгско-Варзугская, 4 — Терско-Алларчинская, 5 — Беломорская, 6 — Ладожско-Ботническая, 7 — краевая (внешняя) радиальная флексура А. А. Полканова, 8 — внутренняя радиальная флексура; дальсландская система шовных зон: 9 — Протоджин, 10 — Милонитовая, 11 — Гета-Эльв, 12 — Тейссейра—Торнквиста). Цифры в кружках: 1 — Фенноскандинавский щит, 2 — Среднеевропейская плита, 3 — Русская плита, 4 — Тиманско-Печорская плита, 5 — Баренцевоморская плита.

архейских вулканогенно-осадочных пород [Свириденко, 1980]. Таким образом, картируемые зеленокаменные пояса имеют реликтовый характер, представляя часть разреза лопийского вулканогенно-осадочного чехла, устойчивого к процессам гранитизации благодаря наличию большой мощности основных вулканитов.

Формирование гранитного слоя земной коры происходит циклически. Вначале в условиях мелководного седиментационного бассейна происходит достаточно длительное проявление вулканизма. Переслаивание в докембрийских вулканогенно-осадочных чехлах осадочных и вулканических пород свидетельствует о тесной взаимосвязи осадконакопления и вулканизма. Как правило, осадконакопление происходит в условиях прогибания дна бассейна, а вулканизм — в условиях поднятия.

Региональная гранитизация имела место на всей площади Карельского геоблока около 2700 млн лет. Нарастивание гранитного слоя на протокору в пределах Свекофеннского и Дальсландского геоблока происходило по тому же сценарию с завершением цикла около 1800 млн лет на Свекофеннском геоблоке и около 1000 млн лет на Дальсландском.

Шовные зоны между геоблоками также формируются последовательно и имеют свою специфику. Шовная зона — это региональная линейно вытянутая структура мантийного заложения с контрастными вертикальными и горизонтальными сдвиговыми дислокациями, разграничивающая разновозрастные сегменты земной коры, с автономным развитием и глубинным строением. Общим в их эволюции является установленная исключительная роль режима флексурообразования на ранних стадиях и режима глубинных сдвиговых дислокаций на зрелых стадиях формирования структурных швов [Светов, Свириденко, 1991].

Ранним стадиям развития флексуры соответствует формирование на волне отстающего поднятия узкого прогиба с высокой скоростью компенсационного осадконакопления. Оси флексурных изгибов являются преимущественно палеогеографическими границами ареалов вулканизма и осадконакопления. Вулканические постройки обычно локализуются в тыловых зонах прогибов относительно оси флексуры, а также в зо-

нах растяжений и глубинных сдвигов. Следовательно, вулканоконтролирующими являются не зоны главных разломов, а их оперяющие склоновые трещинные зоны. Ареалы наследованного многофазного вулканизма рассматриваются здесь как центры эндогенной активности. Индикаторами долгоживущих центров эндогенной активности обычно являются контрастные корово-мантийные вулканические и вулканоплутонические серии. Таким образом, шовная зона это не просто граница между разновозрастными геоблоками, различающимися историей геологического развития. Она обладает той или иной степенью участия в контроле магматических проявлений. При этом мантийный тип вулканизма при достижении максимума сменяется коровым вулканоплутонизмом.

Ведущая роль в геодинамике Фенноскандинавского щита принадлежит краевой флекуре Полканова (см. рис. 2), развивавшейся на протяжении более 1 млрд лет с рубежа среднего ятулия 2150 млн лет до позднего рифея 1050—900 млн лет [Светов, 1979]. В соответствии с региональной миграцией общей кратонизации щита с северо-востока на юго-запад в том же направлении происходило стадийное формирование краевой флексуры Полканова.

С осевой линией флексуры совпадает южная граница Северо-Карельского седиментационного бассейна, сформированная в раннем ятулии. В дальнейшем южная окраина щита испытывала медленное погружение вдоль линии, также совпадающей с осью флексуры Полканова. С зонами перегиба совмещены системы поперечных и параллельных оси перегиба флексуры магмовыводящих и вулканоконтролирующих разломов. Дифференцированные блоковые движения особенно усилились к концу лудиковия — началу ливвия, что стимулировало проявление в активной форме пикрит-базальтового вулканизма в ходе формирования суйсарского вулканического комплекса.

С середины ливвия активные тектонические движения в осевой линии флексуры стабилизировались. С завершением свекокарельской гранитизации южная часть щита становится составной частью единой эписвекокарельской протоплатформы.

Раннерифейский этап развития краевой флек-

суры отличается наибольшим проявлением магматизма. К этому времени относится пояс вулканоплутонов рапакиви, прослеживающийся от Ладожского озера до архипелага Аландских островов. В среднем рифее глыбово-волновыми движениями была охвачена вся осевая линия флексуры Полканова от Белого моря вдоль южной границы Фенноскандинавского щита вплоть до побережья Юго-Западной Швеции и Норвегии. Наиболее ярко в среднем и позднем рифее здесь проявился платобазальтовый вулканизм.

Глыбово-волновые движения вдоль флексуры Полканова прослеживались вплоть до современности. Длительную историю тектонического развития имеют также радиально расположенные к ней горсто-грабенные системы (грабен Осло, Венерн, Сатакунта, Пашско-Ладожская, Кулойская и другие горсто-грабенные системы), которые имеют длительную историю тектонического развития.

Формирование литосферы Фенноскандинавского щита, таким образом, является историческим. Разносторонние геолого-геофизические исследования показывают, что энергетическим источником при ее формировании были мантийные глубины Земли. В основе излагаемой модели формирования и эволюции литосферы Фенноскандинавского щита лежит концепция эволюции мантии, которая отражается в постоянной вертикальной смене слоев земной коры.

Мантийный диапиризм и соотношение мантийных и коровых процессов. Диапиризм является главной формой подачи в земную кору базальтовых расплавов. В зачаточном состоянии диапир представляет объем разуплотненной мантии с включенным расплавом и трансмантийными флюидами, образующийся, как правило, в зонах декомпрессии. Мантийный диапиризм связан с направленным радиальным потоком трансмагматических флюидов из зон генерации магматических расплавов в глубинах верхней мантии. Палеовулканологическим выражением диапира является центр эндогенной магматической активности [Светов, Свириденко, 2005], который по определению представляет обособленный ареал фокусированного магматизма. Это — совокупность сближенных вулканов, образующих генетически единую возрастную группу или область вулканических построек над общей

системой магматического питания, которая включает магмовыводящие каналы и разноглубинные магматические очаги.

Преобладающим является базальтовый мантийный вулканизм. В его развитии существует смена трещинного и трещинно-центрального толеит-базальтового низкокэсплозивного вулканизма ареального типа на преимущественно центральный тип эруптивной деятельности с высокой энергией пароксизмов. Латеральные и вертикальные вариации химического состава базальтов синхронных излияний разноудаленных зон на щите связываются с уже существовавшей в докембрии химической неоднородностью верхней мантии Земли. Мантийно-коровый бимодальный вулканизм проявлялся лишь в том случае, когда вулканогенно-осадочный чехол откладывался непосредственно на раннеархейской протокоре. На Карельском геоблоке бимодальный магматизм развит в позднем архее, на Свекофенском — в раннем протерозое, на Дальсландском — в рифее.

Проявление кислого корового магматизма происходит одновременно с максимумом мантийного базитового. Кислый вулканоплутонизм по масштабам значительно уступает базитовому. Он известен в широком возрастном интервале, от архея до позднего протерозоя, и находится в тесном пространственном и временном соотношении с базитовым. Будучи частью бимодальных серий, кислый коровый вулканоплутонизм образует разновозрастные с габбро-базальтовыми риодацит-гранитовые вулканоплутонические ассоциации. Базальтовый мантийный вулканизм и кислый коровый имеют свою индивидуальную эволюционную направленность. Базальтовый вулканизм характеризуется антидромной направленностью. Эволюция корового вулканоплутонизма определяется глубинностью магматического очага, а также процессами гибридизма и смешения магм.

Сущность бимодальности при формировании подобного рода диапиров заключается в том, что производные образования базитовой и гранитной магм разновозрастны, формируются в одинаковых тектонических условиях. При этом базитовая магма является главным термальным источником для плавления коры.

Если при формировании вулканогенно-оса-

дочных чехлов земная кора наращивалась “сверху” и об интенсивности ее роста свидетельствуют мощности стратиграфических разрезов, то изучение процессов диапиризма позволяет судить о наращивании земной коры “снизу” за счет энергетического воздействия мантийных процессов. Большая роль в выявлении характера этих процессов принадлежит геофизическим исследованиям [Чекунов и др., 1993; Шаров, 1993, 2015; Глубинное ..., 2004]. В частности утолщение нижнего базальтового слоя происходит в шовных зонах геоблоков [Шаров, 2015]. В Ладожско-Ботнической шовной зоне мощность коры достигает 64 км. А. В. Чекунов с соавторами считает, что это связано с всплыванием в основании коры мантийных базитовых астенолитов. Иными словами, мантийный диапиризм, учитывая образования диапиров в зонах декомпрессии, является главным процессом, обеспечивающим утолщение нижних частей земной коры.

Гранитообразование и роль мантийной флюидизации в формировании земной коры.

Крупные интрузии магматических гранитов в докембрии — большая редкость, несмотря на то, что в докембрии сформировался гранитный слой земной коры. Главным процессом при его формировании была гранитизация близких по составу осадочных пород. Энергетическим источником гранитизации служит мантия Земли. С мантийным флюидным потоком в земную кору поступают CH_4 , CO , CO_2 , H_2 , H_2O , F , K , Ba , Rb , Li , Cs и другие редкие элементы. В виде летучих соединений типа SiO [Летников и др., 1988] поступает также кремний. При гранитизации происходит появление калиевого полевого шпата, а также перекристаллизация пород с укрупнением зернистости и перераспределением порообразующих минералов.

На Карельском геоблоке, как отмечалось, гранитизация завершает позднеархейский тектономагматический цикл на рубеже около 2700 млн лет. Первичное появление калишпата в земной коре доказывает, что в гальке конгломератов позднеархейской базальной толщи плагиомикроклиновые граниты отсутствуют [Виноградов, Свириденко, 1979]. Впервые они появляются в гальке сариолийских конгломератов.

Гранитизация происходит лишь в том случае, когда вулканогенно-осадочный слой залегает на

протогоре и мантия Земли еще не деплетирована. В Центральной и Восточной Карелии свекокарельские вулканогенные образования отлагаются на гранитизированных позднеархейских породах в виде платформенного чехла. Идентичные и по составу, и по условиям образования одновозрастные породы в районе Приладожья, залегающие на протогоре, гранитизированы.

Участие мантийных флюидов при формировании земной коры происходит при всех эндогенных процессах, генетически связанных с глубинами Земли (магматизм, метаморфизм, гранитизация, рудообразование). Изучение этих процессов позволило не только оценить вклад мантии в первоначальное создание земной коры континентального типа, но и познать эволюцию флюидного режима.

Ареальное изучение гранитообразования показало, что состав флюидов, поступающих из мантии, влияет на характер регионального магнитного поля. Магнитная восприимчивость всех без исключения пород раннего архея до среднего протерозоя в Западной Карелии, где наблюдается регионально положительное магнитное поле, на порядок выше одновозрастных и близких по составу пород Центральной Карелии [Свириденко, 1979], для которых свойственно отрицательное магнитное поле.

В пределах Западной Карелии и прилегающих районов Восточной Финляндии выделена Калевальская вулканотектоническая структура порядка 300 км в диаметре [Костомукшский ..., 2015], характеризующаяся индивидуальностью геологического развития и спецификой флюидного режима корообразования.

Региональный характер положительного магнитного поля здесь определяется гранитизированными лопийскими вулканогенно-осадочными породами. Высокая намагниченность всех без исключения пород и постоянно наблюдающаяся ассоциация микроклина и магнетита являются признаком того, что в составе флюидов CO_2 преобладает над H_2O [Летников и др., 1988]. О высоком содержании углерода в составе флюидов свидетельствует также отложение графита в составе рудных тел Костомукшского месторождения.

Гранитизация происходит ареально в условиях воздымания, разуплотнения и поступления

флюида в межзерновое пространство. Мантийные флюиды, в составе которых преобладали CH_4 , CO , CO_2 , приносили в земную кору К, Ва, Li, Rb, Cs и другие редкие элементы. Именно “сухой” характер гранитизирующих флюидов способствовал кристаллизации магнетита и обеспечил развитие регионально положительного магнитного поля. Перекристаллизация с укрупнением зернистости гнейсов, близких по составу граниту, создавала гранитоподобные породы (бластиты). При гранитизации амфиболовых гнейсов повсеместно образуются амфибол-микроклиновые ассоциации, что является признаком повышенной щелочности. Плавления субстрата в условиях “сухости” флюида не происходило. Жилы микроклиновых лейкогранитов, развивающиеся по ослабленным зонам, имеют метасоматический генезис. При этом состав породообразующих минералов в жилах и субстрате идентичен [Свириденко, 1980]. При гранитизации происходит накопление оксифильных элементов (см. таблицу), главными из которых являются Ва и Sr [Свириденко, 1979].

В области регионально отрицательного магнитного поля (Восточная и Центральная Карелия), где также образовывались бластиты, амфибол-микроклиновая ассоциация не наблюдается. В парагенезисе с биотитом присутствует эпидот. Тренд нормативного микроклина (рис. 3) показывает максимум в пределах Западной Карелии. В Центральной Карелии микроклин при гранитизации ассоциирует с мусковитом, развивающимся вместо биотита. Плагноклаз при гранитизации биотитовых гнейсов раскисляется. Повышается железистость биотита. В целом необходимо отметить, что на площади регионально отрицательного магнитного поля агрессивные кислотные мантийные флюиды, выщелачивая сильные основания, способствуют большому изменению состава исходных пород. При гранитизации здесь происходит накопление оксифобных элементов, прежде всего рублидия. Здесь накапливается олово, отсутствующее в первичных породах, а также Мо, W, Ве. Эти элементы характеризуются более высоким сродством к сере, чем к кислороду. В соответствии с классификацией Ф. А. Летникова, гранитизированные позднеархейские породы Центральной Карелии относятся к Н-системе [Летников, 1999],

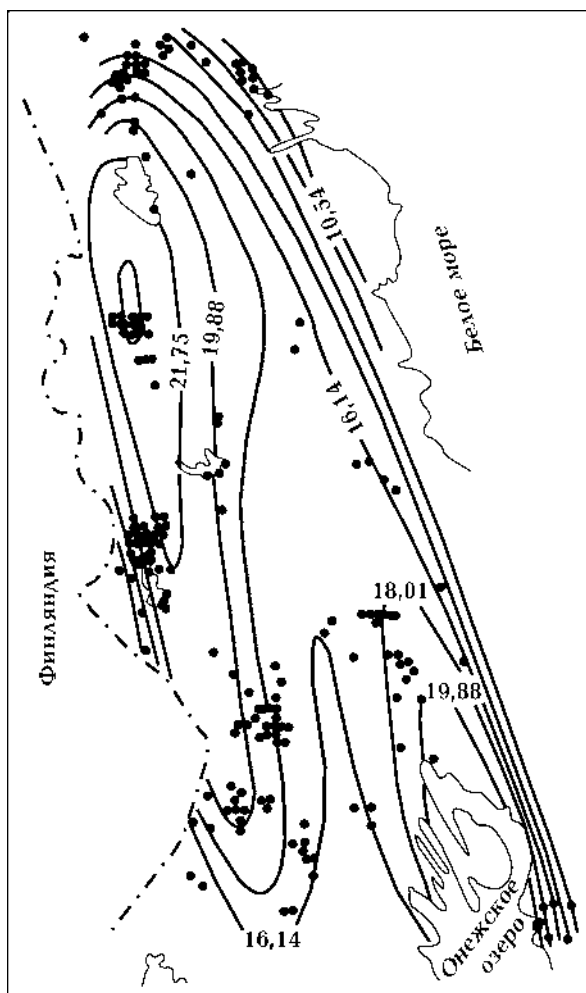


Рис. 3. Тренд содержания (%) нормативного ортоклаза позднеархейских мигматит-гранитов Карелии.

а соответствующие породы Западной Карелии можно отнести к С-системе.

Устойчивое региональное различие флюидного режима, отраженное в характере регионального магнитного поля, при гранитизации позднеархейских вулканогенно-осадочных пород позволяет предположить региональную неоднородность флюидного режима мантии Земли, откуда поступали флюиды.

Созданная геохимическая неоднородность нашла свое отражение в характере минерогенеза на сопоставляемых площадях (рис. 4). В пределах Калевальской структуры Западной Карелии расположен Костомукшский железорудный район с крупными месторождениями железистых кварцитов, отсутствующими в Централь-

Среднее содержание микроэлементов в позднеархейских метаморфических породах Западной и Центральной Карелии

Но- мер	Ba	Sr	Be	Y	Cr	V	Ni	Co	Cu	Ga	Zr	Pb	Sn
Западная Карелия													
1	295,7	267,0	1,97	—	336,5	152,2	29,2	7,0	16,5	18,7	28,8	—	—
2	621,0	255,9	2,31	—	232,0	80,6	14,0	3,59	16,6	29,6	129,4	—	—
3	994,6	426,3	2,6	—	277,6	86,6	25,4	8,5	15,8	58,6	158,4	22,1	—
4	2106,5	439,5	1,97	—	229,0	142,3	6,2	—	15,7	41,9	200,0	25,7	—
Центральная Карелия													
5	186,0	227,0	1,37	8,7	253,0	138,0	71,0	38,6	39,2	23,7	83,2	—	—
6	311,0	257,0	2,07	12,4	181,0	105,0	33,2	23,4	33,3	24,6	152,6	—	—
7	539,7	292,0	2,25	—	194,0	31,2	9,8	—	15,3	25,2	188,0	15,4	6
8	351,0	193,0	2,4	10,9	215,0	21,8	6,6	—	24,2	22,4	119,0	10,6	5,4

Примечание: 1, 5 — амфиболовые гнейсы и сланцы; 2, 6 — биотитовые гнейсы и сланцы; 3, 7 — биотитовые мигматит-граниты; 4, 8 — жильная фация мигматитов.

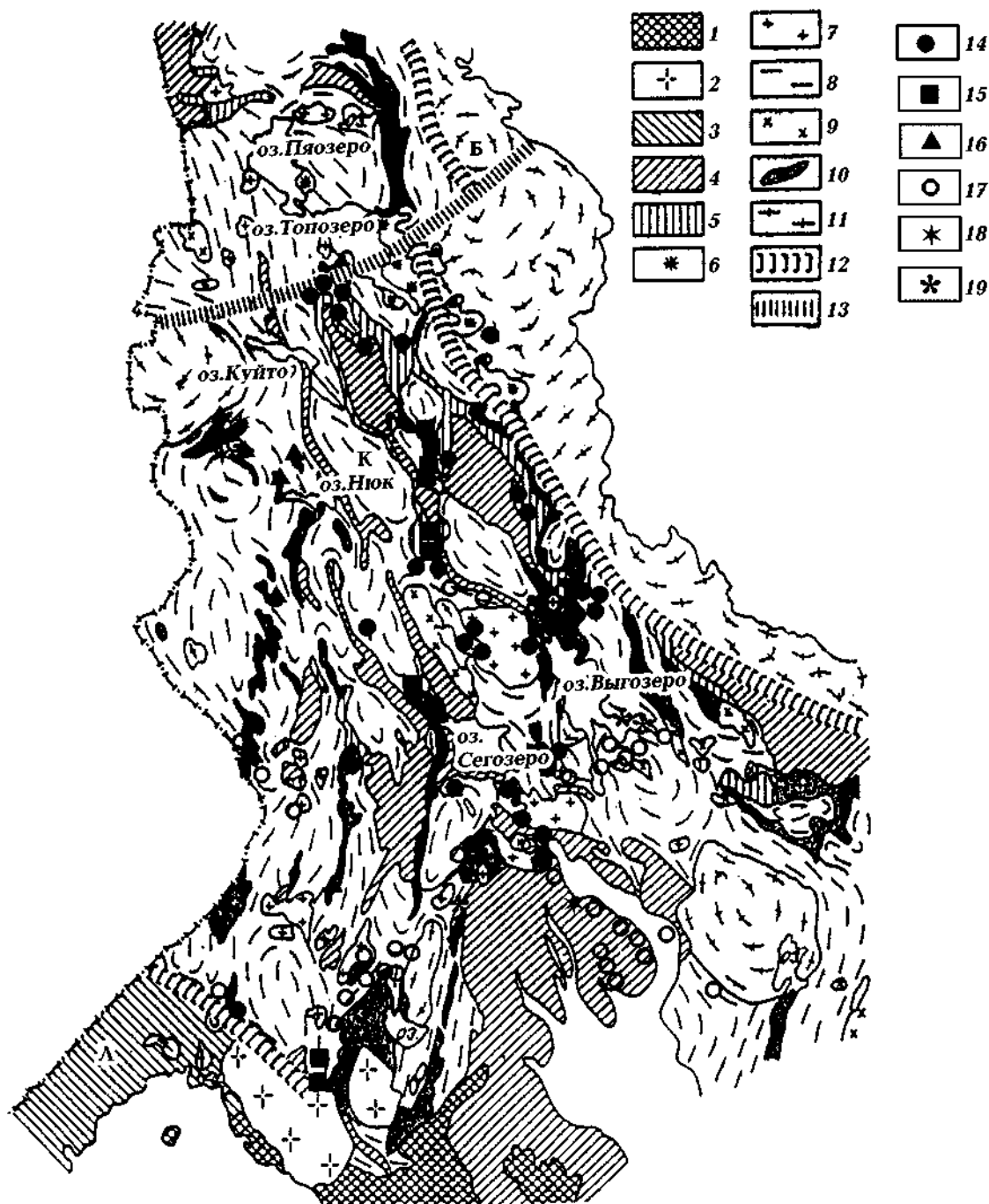


Рис. 4. Геологическая схема Карелии с элементами металлогении: 1 — вулканогенно-осадочные породы платформенного чехла (рифей и венд); 2 — граниты рапакиви; 3 — свежикарельские породы Северного Приладожья; 4 — протерозойские вулканогенно-осадочные породы (ятулий—суйсарий); 5 — нижнепротерозойские вулканогенно-осадочные образования (сумий—сариолий); 6 — интрузивные чарнокиты; 7 — плагиомикроклиновые граниты; 8 — гранитизированные позднеархейские вулканогенно-осадочные образования; 9 — плагиограниты; 10 — позднеархейские зеленокаменные пояса; 11 — диорито-гнейсы, тоналито-гнейсы с реликтами гранулитового комплекса (древнейший фундамент); 12 — шовные зоны, разделяющие геоблоки; 13 — зоны межблоковых глубинных разломов; 14 — рудопроявления молибдена; 15 — полиметаллические рудопроявления; 16 — месторождения железа; 17 — рудопроявления золота; 18 — алмазонасные кимберлиты и лампроиты; 19 — колчеданные месторождения.

ной Карелии. Здесь известно также рудопроявление алмазов [Горьковец, Раевская, 1988]. В свою очередь, в Центральной Карелии известны рудопроявления Sn, W, Mo, Be.

Заключение. Докембрий — это время первичного активного формирования земной коры континентального типа. Оно происходило как путем наращивания сверху, так и некоторого приращения снизу. Спецификой докембрийской тектоники является мантийный диапризм, формирующий центры эндогенной магматической ак-

тивности с характерной корневой питающей системой. Именно диапризм — причина бимодальности магматизма. Энергетическим источником всех коровых процессов служили глубины Земли. Неравномерно распределенный состав мантийных флюидов, влияющий на характер регионального магнитного поля, способствовал перераспределению рудных компонентов в земной коре с образованием рудопроявлений и месторождений. Докембрий, таким образом, отличается энергетически активной мантией.

Список литературы

- Виноградов А. Н., Свириденко Л. П. Раннедокембрийские конгломераты Балтийского щита как индикаторы исходного состава первичнокоровых гранитов. В кн.: *Древнейшие гранитоиды Балтийского щита*. Апатиты: КарНЦ РАН, 1979. С. 43—50.
- Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Отв. ред. Н. В. Шаров. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2004. 353 с.
- Горьковец В. Я., Раевская М. Б. Новые данные по геологии железисто-кремнистых формаций Карелии и условия их формирования. В кн.: *Геология и генезис железорудных месторождений раннего докембрия*. Апатиты: КарНЦ РАН, 1988. С. 30—38.
- Докукина К. А., Конилов А. Н. Беломорская эколито-провинция — зона архейской палеосубдукции. *Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы совещания*. Т. 1. Москва, 2008. С. 269—272.
- Земная кора восточной части Балтийского щита. Под ред. К. О. Кратца. Ленинград: Наука, 1978. 231 с.
- Костомукшский рудный район (геология, глубинное строение и минералогия). Отв. ред. В. Я. Горьковец, Н. В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015. 270 с.
- Летников Ф. А. Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования. *Вестник ОИГГГН РАН*. 1999. № 4.
- Летников Ф. А., Феоктистов Г. Д., Вилор Н. В., Грудинин М. И., Гантимурова Т. П., Гантимуров А. А., Дорогокупец П. И., Жатнуев Н. С., Менакер И. Г., Меньшагин Ю. В., Савельева В. Б., тивности с характерной корневой питающей системой. Именно диапризм — причина бимодальности магматизма. Энергетическим источником всех коровых процессов служили глубины Земли. Неравномерно распределенный состав мантийных флюидов, влияющий на характер регионального магнитного поля, способствовал перераспределению рудных компонентов в земной коре с образованием рудопроявлений и месторождений. Докембрий, таким образом, отличается энергетически активной мантией.
- Бальшиев С. О. Петрология и флюидный режим континентальной литосферы. Новосибирск: Наука, 1988. 187 с.
- Литвиненко И. В. Сейсмические исследования земной коры Балтийского щита: 27-й Междунар. геол. конгресс. Доклады. Т. 8. С. 08. *Геофизика*. Москва: Наука, 1984. С. 9—20.
- Миц М. В. Объемная модель глубинного строения раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона, палеодинамические следствия. *Геотектоника*. 2011. № 4. С. 3—29.
- Митрофанов Ф. П., Баянова Т. Б., Корчагин А. У., Грошев Н. Ю., Малич К. Н., Жиров Д. В., Митрофанов А. Ф. Восточно-Скандинавская и Норильская плюмовые базитовые обширные изверженные провинции Pt-Pd руд: геологическое и металлогеническое сопоставление. *Геология рудных месторождений*. 2013. Т. 55. № 5. С. 357—373. doi: 10.7868/S0016777013050067.
- Павленкова Н. И., 2006. Трехмерная модель земной коры Балтийского щита по данным глубоких сейсмических исследований. *Физика Земли*. № 12, 43—54.
- Петромагнитная карты (нефтеплотностные и петромагнитные) геологических формаций восточной части Балтийского щита масштаба 1 : 1 000 000. Ред. Н. Б. Дортман, М. Ш. Магид. Пояснительная записка. Ленинград: Наука, 1980, 35 с.
- Светов А. П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Ленинград: Наука, 1979. 207 с.
- Светов С. А. Субдукционно-аккреционные комплексы в архитектуре ранней континентальной ко-

- ры (на примере Карельского кратона). В кн.: *Геодинамика раннего докембрия: сходство и различие с фанерозоем*. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017. С. 219—222.
- Светов А. П., Свириденко Л. П. Магматизм шовных зон Балтийского щита. Ленинград: Наука, 1991. 199 с.
- Светов А. П., Свириденко Л. П. Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 357 с.
- Светов А. П., Свириденко Л. П., Иващенко В. И. Вулкано-плутонизм свекокарелид Балтийского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1990. 318 с.
- Свириденко Л. П. Геохимическая зональность мигматит-гранитов Карелии и ее связь с характером геофизических полей. В кн.: *Минералогия и геохимия докембрия Карелии*. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1979. С. 74—89.
- Свириденко Л. П. Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры (на примере Карелии). Ленинград: Наука, 1980. 216 с.
- Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В., Сацук Ю. И., Светов А. П., Хейсканен К. И. Геология и палеовулканология ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1970. 365 с.
- Строение литосферы российской части Баренц-региона. Под ред. Н. В. Шарова, Ф. П. Митрофанова, М. Л. Вербы, С. Гиллена. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2005. 318 р.
- Цветкова Т. А., Шумлянская Л. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н. Сейсмотомография Восточно-Европейской платформы: трехмерная P -скоростная модель мантии под Фенноскандией. Ч. 1. *Геофиз. журн.* 2009. Т. 31. № 1. С. 53—72.
- Цветкова Т. А., Шумлянская Л. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н. Сейсмотомография Восточно-Европейской платформы: трехмерная P -скоростная модель мантии под Фенноскандией. Ч. 2. *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32. № 1. С. 60—77.
- Чекунов А. В., Старостенко В. И., Красовский С. С., Кутас Р. И., Оровецкий Ю. П., Пашикевич И. К., Трипольский А. А., Елисеева С. В., Куприенко П. Я., Митрофанов Ф. П., Шаров Н. В., Загородный В. Г., Глазнев В. Н., Гарецкий Р. Г., Каратаев Г. И., Аксаментова Н. В., Цвойдзинский С., Корхонен Х., Луосто У., Гаал Г., Журавлев В. А., Садов А. С. Геотрансект Евро-3 (EU-3). *Геофиз. журн.* 1993. Т. 15. № 2. С. 3—32.
- Шаров Н. В. Глубинные сейсмические исследования в юго-восточной части Фенноскандинавского щита. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 5. С. 104—120.
- Шаров Н. В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты: КНЦ РАН, 1993. 144 р.
- Шаров Н. В. Сейсмические данные о рельефе поверхности Мохоровичича Балтийского щита. *Геофиз. журн.* 1982. Т. 4. № 1. С. 91—97.
- Шаров Н. В., Куликов В. С., Исанина Э. В., Крупнова Н. А. Сейсмогеологическая характеристика земной коры юго-восточной части Фенноскандинавского щита. *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32. № 3. С. 3—17.
- Шаров Н. В., Митрофанов Ф. П. Скоростные неоднородности литосферы Фенноскандинавского (Балтийского) щита. *Докл. АН.* 2014. Т. 454. № 1. С. 64—67.
- Щипанский А. А. Сравнительный анализ раннедокембрийских и фанерозойских бонинитовых серий и эволюция геодинамики в истории Земли. В кн.: *Геодинамика раннего докембрия: сходство и различие с фанерозоем*. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017. С. 278—282.
- Korja A., Korja T., Luosto U., Heikkinen P., 1993. Seismic and Geoelectric Evidence for Collisional and Extensional Events in the Fennoscandian Shield — Implications for Precambrian Crustal Evolution. *Tectonophysics* 219(1-3), 129—152.
- Mitrofanov F. P., Sharov N. V., Zagorodny V. G., Glaznev V., Korja A., 1998. Crustal Structure of the Baltic Shield along the Pechenga-Kostomuksha-Lovisa Geotraverse. *Int. Geol. Rev.* 40(11), 990—997.

Precambrian lithospheric evolution of the Fennoscandian Shield

© N. V. Sharov, L. P. Sviridenko, 2017

Generalized reconstructions have been made on the basis of integrated DSS and CDP data and seismological evidence of local and remote earthquakes obtained for the Fennoscandian Shield over the last forty years. They have provided quantitative information on the horizontal and vertical heterogeneities of the lithosphere. Three-dimensional seismogeological models for some parts of the Fennoscandian Shield have been constructed for the first time. They show that the crystalline crust attains a blocky-hierarchical structure and that no persistent seismic boundaries have been found within the entire shield. In the upper part of the crust, both waveguides and high-velocity zones, which correlate with geological bodies, occur locally. The structural plans of velocity isolines in various deep sections have been found to be inconsistent. It has been proved that major geological provinces differ in crustal thickness, while Early Proterozoic volcanogenic belts display elevated velocities and crustal thickness. Anomalously high velocity layers in the upper mantle of the Fennoscandian Shield have been identified. The structure of the upper portion of the lithosphere was found to be geologically and geophysically related to the geological units of the Palaeoproterozoic East Scandinavian basic large igneous province.

Key words: lithosphere, seismic boundary, mantle diapirism, granitization, fluid.

References

- Vinogradov A. N., Sviridenko L. P., 1979. Early Precambrian conglomerates of the Baltic Shield as indicator of the initial composition of primary crustal granites. In: *The oldest granitoids of the Baltic Shield*. Apatity: KRC, RAS, P. 43—49 (in Russian).
- Sharov N. V. (ed.), 2004. Deep structure and seismicity of the Karelian region and its margins. Petrozavodsk: KRC, RAS, 353 p. (in Russian).
- Gorkovets V. Ya., Rayevskaya M. B., 1988. New data on the geology of Karelian iron-siliceous formations and conditions of production. In: *Geology and genesis of Early Precambrian iron deposits*. Apatity: KRC, RAS, P. 30—38 (in Russian).
- Dokukina K. A., Konilov A. N., 2008. Belamorian eclogitic province-zone of archaic paleosubduction. *Tonal and regional problems of tectonics and geodynamics. Proceedings of the meeting*. V. 1. Moscow, P. 269—272 (in Russian).
- Krats K. O. (ed.), 1978. The Earth's crust in the Eastern Baltic Shield. Leningrad: Nauka, 231 p. (in Russian).
- Kostomuksha Ore Area (geology, deep structure and mineralogy), 2015. Executive eds V. Ya. Gorkovets, N. V. Sharov. Petrozavodsk: KRC, RAS, 320 p. (in Russian).
- Letnikov F. A., 1999. Fluids of the continental lithosphere and ore formation problems. *Vestnik OGGGGN RAN* (4) (in Russian).
- Letnikov F. A., Feoktistov G. D., Vilor N. B., Grudinina M. I., Gantimurova T. P., Gantimurov A. A., Dorogokupets P. I., Zhatmuyev N. S., Menaker I. G., Menshagin Yu. V., Savelyeva V. B., Bahyshev S. O., 1988. Petrology and fluid regime of the continental lithosphere. Novosibirsk: Nauka, 187 p. (in Russian).
- Litvinenko I. V., 1984. Seismic studies of the Earth's crust of the Baltic Shield. *27th Intern. Geol. Congress. Reports. Vol. 8. C. 08. Geophysics*. Moscow: Nauka, P. 9—20 (in Russian).
- Mints M. V., 2011. 3D model of deep structure of the Early Precambrian crust in the East European Craton and paleodynamic implications. *Geotectonics* 45(4), 267—290 (in Russian). doi: 10.1134/S0016852111040054.
- Mitrofanov F. P., Bayanova T. B., Korchagin A. U., Groshev N. U., Malich K. N., Chirov D. V., 2013. East Scandinavian and Norilsk extensive basic Pt-Pd ore igneous provinces: geological and metallogenetic correlation. *Geol. Ore Deposits*. 5(5), 305—319 (in Russian). doi: 10.1134/S107570151305005.
- Pavlenkova N. I., 2006. Three-dimensional model of the Earth's crust of the Baltic Shield based on deep seismic studies. *Fizika Zemli* (12), 43—54 (in Russian).

- Dortman N. B., Magid M. Sh. (eds), 1980. Petrophysical (petrodensity and petromagnetic) maps of geological formations in the eastern Baltic Shield: Explanatory note to 1 : 1 000 000 scale maps. Leningrad: Nauka, 35 p. (in Russian).
- Svetov A. P., 1979. Platform basaltic volcanism of the Karelides. Karelia. Leningrad: Nauka, 207 p. (in Russian).
- Svetov S. A., 2017. Subduction-accretion complexes in the architecture of an early continental crust in the case study of Karelian Craton. In: *Geodynamics of the Early Precambrian: similarity and difference with the Phanerozoic*. Petrozavodsk: KRC, RAS, P. 219—222 (in Russian).
- Svetov A. P., Sviridenko L. P., 1991. Magmatism of the suture zones of the Baltic Shield. Leningrad: Nauka, 199 p. (in Russian).
- Svetov A. P., Sviridenko L. P., 2005. Centres of endogenous magmatic activity and ore formation in the Fennoscandian Shield, Karelian region. Petrozavodsk: KRC, RAS, 357 p. (in Russian).
- Svetov A. P., Sviridenko L. P., Ivashchenko V. I., 1990. Volcano-plutonism of the Svecokarelides of the Baltic Shield. Petrozavodsk: KRC, RAS, 318 p. (in Russian).
- Sviridenko L. P., 1979. Geochemical zonation of Karelian migmatite-granites and its connection with geophysical field nature. In: *Precambrian mineralogy and geochemistry of Karelia*. Petrozavodsk: KRC, RAS, P. 74—89 (in Russian).
- Sviridenko L. P., 1980. Granite formation and problems in Precambrian Earth's crust formation. Leningrad: Nauka, 216 p. (in Russian).
- Sokolov V. A., Galdobina L. P., Ryleev A. V., Satsuk Yu. I., Svetov A. P., Kheyskanen K. I., 1970. Jatulian geology and paleovolcanology of Central Karelia. Petrozavodsk: KRC, RAS, 365 p. (in Russian).
- Sharov N. V., Mitrofanov F. P., Verba M. L., Gillen C. (eds), 2005. Structure of the Lithosphere within the Russian Segment of the Barents Sea Region. Petrozavodsk: KRC, RAS, 318 p. (in Russian).
- Tsvetkova T. A., Shumlyanskaya L. A., Bugaenko I. V., Zaets L. N., 2009. Seismotomography of the East European platform: three-dimensional *P*-velocity model of the mantle under the Phennoscandia. P. 1. *Geofizicheskiy zhurnal* 31 (1), 53—72 (in Russian).
- Tsvetkova T. A., Shumlyanskaya L. A., Bugaenko I. V., Zaets L. N., 2010. Seismotomography of the East European platform: three-dimensional *P*-velocity model of the mantle under the Phennoscandia. P. 2. *Geofizicheskiy zhurnal* 32 (1), 60—77 (in Russian).
- Chekunov A. V., Starostenko V. I., Krasovskiy S. S., Kutas R. I., Orovetskuy Yu. P., Pashkevich I. K., Tripolskiy A. A., Yeliseyeva S. V., Kupriyenko P. Ya., Mitrofanov F. P., Sharov N. V., Zagorodnyy V. G., Glaznev V. N., Garetskiy R. G., Karatayev G. I., Aksamentova N. V., Tsvoydzinskiy S., Korkhonen Kh., Luosto U., Gaal G., Zhuravlev V. A., Sadov A. S., 1993. Geotransect Euro-3. *Geofizicheskiy zhurnal* 15(2), 3—32 (in Russian).
- Sharov N. V., 2015. Deep seismic studies in the southeastern Fennoscandian Shield. *Geofizicheskiy zhurnal* 37(5), 104—120 (in Russian).
- Sharov N. V., 1993. Lithosphere of the Baltic Shield Based on the Seismic Data (in Russian). Apatity: KRC, RAS, 144 p. (in Russian).
- Sharov N. V., 1982. Seismic data on the M-surface relief of the Baltic Shield. *Geofizicheskiy zhurnal* 4(1), 91—97 (in Russian).
- Sharov N. V., Kulikov V. S., Isanina E. V., Krupnova N. A., 2010. Seismogeologic characteristics of the Earth's crust of southeastern part Fennoscandian Shield (Russia). *Geofizicheskiy zhurnal* 32(3), 3—17 (in Russian).
- Sharov N. V., Mitrofanov F. P., 2014. Velocity Heterogeneities in the Lithosphere of the Fennoscandian (Baltic) Shield. *Doklady AN* 454(1), 64—67 (in Russian).
- Shchipansky A. A., 2017. Implication for the Geodynamics Evolution through Geological History. In: *Geodynamics of the Early Precambrian: similarity and difference with the Phanerozoic*. Petrozavodsk: KRC, RAS, P. 278—282 (in Russian).
- Korja A., Korja T., Luosto U., Heikkinen P., 1993. Seismic and Geoelectric Evidence for Collisional and Extensional Events in the Fennoscandian Shield — Implications for Precambrian Crustal Evolution. *Tectonophysics* 219(1-3), 129—152.
- Mitrofanov F. P., Sharov N. V., Zagorodny V. G., Glaznev V., Korja A., 1998. Crustal Structure of the Baltic Shield along the Pechenga-Kostomuksha-Lovisa Geotraverse. *Int. Geol. Rev.* 40(11), 990—997.

До побудови Схеми розломно-мегаблокової тектоніки Українського щита масштабу 1 : 500 000

© О. Б. Гінтов¹, В. А. Єнтін², С. В. Мичак¹, 2017

¹ Інститут геофізики НАН України, Київ, Україна

² Державне підприємство “Українська геологічна компанія”, Київ, Україна

Надійшла 2 вересня 2017 р.

Предложены к обсуждению основные принципы предусмотренного решением Межведомственного тектонического комитета Украины составления Схемы разломно-мегаблоковой тектоники Украинского щита масштаба 1: 500 000 как основы для построения Тектонической карты Украинского щита одноименного масштаба. Существующие карты и схемы блокового деления Украинского щита достаточно сильно отличаются друг от друга именно потому, что в свое время единые принципы блокового, и особенно мегаблокового деления для всего щита не были сформулированы и не утверждены критерии выделения и картирования межмегаблоковых зон разломов. В работе рассматриваются такие критерии, а также приведены примеры схем разломно-блоковой тектоники трех листов масштаба 1: 200 000, составленных на их основе. Доказывается, что Схема разломно-мегаблоковой структуры Украинского щита должна отражать современное блоковое деление земной коры, сформированное на границе раннего и среднего протерозоя в самом конце становления гранитного цоколя щита. Только такие мегаблоки и блоки, и в первую очередь разделяющие их зоны разломов, могут быть точно выделены и закартированы, что является важным условием, так как большинство месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых щита связано именно с зонами разломов. Более древние границы мегаблоков и зоны разломов в районах раннепротерозойской тектономагматической активизации являются гипотетическими и не могут быть закартированы однозначно. Показано, что при построении Схемы разломно-мегаблоковой тектоники Украинского щита приоритет принадлежит геофизическим методам.

Ключевые слова: Украинский щит, мегаблок, зона разломов, структурно-формационный комплекс, геофизические поля, зоны скалывания.

Вступ. Рішенням Міжвідомчого тектонічного комітету України (МТКУ) від 30.05.2017 р. затверджено перспективний план його роботи, в якому заплановано розпочати в 2017 р. побудову Схеми розломно-блокової тектоніки Українського щита (УЩ) масштабу 1 : 500 000 як основи Тектонічної карти УЩ такого ж масштабу. Цю роботу доручено геофізичній групі Комітету, до складу якої входять співробітники Інституту геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України, ДП “Українська геологічна компанія”, Донецького національного технічного університету, Національної гірничої академії України.

Враховуючи важливість зазначеного, а також необхідність розроблення єдиного підходу до побудови Схеми розломно-блокової тектоніки, яку здійснюватимуть різні виконавці — представни-

ки кількох регіонів УЩ, нижче сформульовано основні принципи згаданої побудови.

Слід нагадати, що під час побудови Тектонічної карти України масштабу 1 : 1 000 000 [Тектонічна ..., 2007] її основою також слугувала Схема розломно-блокової тектоніки України масштабу 1 : 1 000 000, яку створили співробітники ДП “Українська геологічна компанія” та Інституту геофізики НАН України [Єнтін та ін., 2002; Єнтін, 2005]. Тому автори цієї статті мають певний досвід щодо побудови самої Схеми, а також розуміють значення її використання у побудові Тектонічної карти України масштабу 1 : 1 000 000 і карт більш крупного масштабу, що вінчають етап геологічного довивчення території України у масштабі 1 : 200 000 (ГДП-200). Головною вадю побудови цієї Схеми було використання

матеріалів переважно на рівні зведених геофізичних карт масштабу 1 : 500 000, що не дало змоги показати внутрішню структуру розломних зон з якісною характеристикою. Крім того, Схема не набула статусу офіційно затвердженого геологічного документу, обов'язкового для врахування на етапі подальших геологічних робіт самого різного масштабу.

Ці обставини призвели до того, що головні відповідальні виконавці побудови Тектонічної карти, а саме геологи, доволі вільно використовували геофізичну інформацію, і, якщо вона не відповідала їхнім концептуальним поглядам, її не враховували (тим не менш, частину головних структурно-тектонічних елементів Схеми наведено на Тектонічній карті).

Наприклад, Подільський і Волинський мегаблоки за чіткими геофізичними даними межують по Сарненсько-Варварівській і Тетерівській зонах розломів, а на Тектонічній карті — по Андрушівській, що на цій ділянці щита не підтверджується ні польовими геофізичними, ні польовими геологічними матеріалами. Тальнівська зона розломів, що геофізично (й геологічно) чітко простежується до р. Рось нижче м. Богуслав, на Тектонічній карті закінчується на 80 км південніше, у точці злиття річок Гірський і Гнилий Тікичі. Можна навести ще приклади стосовно того, що зони розломів, в яких, до речі, зосереджена основна маса корисних копалин УЩ [Старостенко та ін., 2007], вважали другорядними структурами, які мали підтверджувати головну ідею карти. За цією ідеєю зони розломів, виявлені геофізиками, “повинні” розмежовувати головні структурно-формаційні комплекси (СФК), а якщо це не виявлено, то їх можна взагалі не відображати або проводити там, “де потрібно”.

За загальним визнанням [Геологический ..., 1973], блок — “це ділянка земної кори, стабільна або така, що рухається всією масою і обмежена розривами ... Розриви, що обмежують блоки, зазвичай добре відбиваються в аномальних фізичних полях (гравітаційні уступи, лінійні магнітні аномалії)”. Для докембрійського фундаменту УЩ таке визначення особливо важливе, з огляду на його майже 90 %-ве перекриття мезокайнозойським чохлам. Тому не дивно, що складання схем розломно-блокової тектоніки УЩ завжди, як і в цій роботі, доручено геофізикам.

І. Загальні питання

1. Схема розломно-блокової тектоніки УЩ масштабу 1 : 500 000 має стати основою Тектонічної карти УЩ масштабу 1 : 500 000. Її потрібно розглянути і затвердити (після доробки) на засіданні МТКУ, після чого вона матиме статус обов'язкового документу при побудові тектонічних карт УЩ.

2. Існує декілька схем розломно-блокової тектоніки УЩ, у тому числі схема, яку використано на останній Тектонічній карті України масштабу 1 : 1 000 000 [Тектонічна ..., 2007]. Всі схеми відрізняються одна від одної через відсутність загальноузгоджених принципів поділу УЩ на мегаблоки та шовні зони і суб'єктивний підхід авторів до такого поділу.

Нижче поставлено основні концептуальні питання щодо неузгоджених принципів і відповіді на них, які потрібно обговорити і прийняти відповідне узгоджене рішення.

1. Яку мегаблокову структуру УЩ слід відобразити на Тектонічній карті — сучасну, давню чи змішану?

Ми вважаємо, що сучасну, тому що давня (архейська) мегаблокова структура УЩ точно не відома, за винятком окремих поодиноких деталей, за якими не можна розв'язати проблему. Крім того, не можна подавати змішану мегаблокову структуру, як це зроблено на останній Тектонічній карті [Тектонічна ..., 2007, Ч. I, Ч. II], тому що це суперечить усім принципам побудови тектонічних карт.

Більшість тектоністів погоджується з тим, що остання (сучасна) мегаблокова структура УЩ сформувалася наприкінці становлення протерозойського гранітного цоколю щита, тобто не раніше 1,7—1,6 Ga, коли завершилися всі процеси масового гранітоутворення й масштабні горизонтальні рухи земної кори і щит почав швидко підніматися та зазнавати ерозії. Внаслідок нерівномірного підняття різних частин щита, зумовленого процесами у мантиї [Цветкова и др., 2016], окремі зони розломів виявилися у сприятливіших умовах, тобто були більш пристосовані до вертикальних рухів, інші — залишилися законсервованими. Тому сучасна мегаблокова структура УЩ відрізняється від попередніх — архейської і навіть протерозойської-1 ($\geq 2,0$ Ga).

2. Як відобразити положення шовних зон УЩ — Голованіської (ГШЗ), Інгулецько-Криворізької (ІКШЗ) і Оріхово-Павлоградської (ОПШЗ)?

Всі активні ендогенні процеси в земній корі щита завершилися раніш як 1,7—1,6 Ga [Гинтов, Пашкевич, 2010; Гинтов, 2014], тобто шовні зони на той час уже були законсервовані й консолідовані із суміжними ділянками кори. Остання мегаблокова структура УЩ формувалася не по шовних зонах, а по окремих зонах розломів, деякі з них обмежують шовні зони з одного боку (Тальнівська, Криворізько-Кременчуцька, Оріхово-Павлоградська), інші не пов'язані з шовними зонами (Суцано-Пержанська, Немирівська, Тетерівська та ін.).

На останній Тектонічній карті [2007] через змішаний характер її мегаблокового поділу ІКШЗ віднесено до Інгульського мегаблока, а ГШЗ — до Дністровсько-Бузького, хоча ці дві зони близькі за віком, структурою і металогеогенією, займають однакове симетричне положення щодо Інгульського мегаблока, а Тальнівська і Криворізько-Кременчуцька зони розломів, які обмежують їх, є подібними за багатьма параметрами.

3. Чи можна (або необхідно) повністю узгоджувати місцеположення сучасної мегаблокової структури УЩ з площами поширення СФК УЩ?

На Тектонічній карті України [Тектонічна ..., 2007, Ч. I], як і на Тектонічній карті УЩ [Тектонічна ..., 2007, Ч. II] зроблено спробу узгодити положення СФК і мегаблоків УЩ, тобто об'єднати їх в одних контурах. Проте більшість СФК УЩ утворилися ще до останнього поділу щита на мегаблоки. Формування мегаблоків пов'язане з глибинними процесами, які привели до підняття щита, тому не завжди їх положення можна узгоджувати з площами поширення певних СФК.

Оскільки саме геофізичні дані, особливо гравіметрія, сейсмометрія, геотермія, геоелектрика, найліпше відображають сучасний результат тектонічних процесів, вважаємо, що оптимальним інструментом побудови Схеми розломно-мегаблокової структури УЩ є максимальне використання геофізичних і польових тектонофізичних даних, матеріалів аерокосмічного дешифрування, характеру сучасної поверхні кристалічного фундаменту [Старостенко и др., 2002; Гин-

тов, 2005; Ентин, 2005]. Магнітометрія як метод відіграє важливу допоміжну роль, тому що несе інформацію про сучасну структуру УЩ, а також про давніші етапи його тектонічного розвитку і речовинного складу внаслідок наявності залишкової намагніченості гірських порід [Орлюк и др., 2008].

Якщо Схема розломно-мегаблокової структури УЩ відображатиме сучасний поділ щита на мегаблоки, може виявитися, що площі деяких архейських і ранньопротерозойських СФК будуть розділені міжмегаблоковими зонами розломів, а інші перетинатимуться ними (можна порівняти блоковий поділ УЩ у роботах [Тектонічна ..., 2007, Ч. I; Гинтов, Пашкевич, 2010]).

II. Методичні питання

Принципові засади поділу земної кори УЩ на блоки і мегаблоки відомі багатьом геофізикам, тому зупинимося лише на деяких важливих питаннях, які, на нашу думку, слід враховувати під час побудови Схеми розломно-мегаблокової тектоніки УЩ масштабу 1 : 500 000.

1. Потрібно відмовитися від практики зображення міжмегаблокових, внутрішньо- і трансмегаблокових зон розломів однією або двома лініями, немов деяких умовних структур, для яких не таким важливим є речовинне наповнення, як для інших геологічних структур, що представлені метаморфічними, магматичними і метасоматичними утвореннями. Розломи і зони розломів (головним чином, це shear sone) — геологічні тіла, що характеризуються специфічною внутрішньою структурою і структурно-формаційними комплексами зон розломів (СФКЗР). СФКЗР УЩ представлені: а) лінійними зонами кристалічних порід підвищеної тріщинуватості та катаклазу; б) монокліналями, складеними мілонітами і бластомілонітами (ММ); в) зонами пластичної деформації гірських порід у вигляді динамометаморфічної смугастості, кліважу, кристалізаційної та деформаційної сланцюватості, лінійності структурно-текстурних елементів (СТЕ); г) широкого розвитку мігматитів і метасоматитів зон розломів, граніто-гнейсів мігматит-граніто-гнейсових монокліналей (ГТМ) та апліто-пегматоїдних гранітів [Шевчук, 2012; Шевчук та ін., 2013].

В кінці розділу наведено короткий словник термінів, що використані в статті.

Всі перелічені складові СФКЗР або деякі з них спостерігаються у відслоненнях і свердловинах у межах зон розломів практично повсюдно, тому зони розломів, виділені за геофізичними (в основному) даними, не буде помилкою показувати перехресним штрихуванням одного кольору, яке означатиме площу розвитку СФКЗР. При цьому до виділення СФКЗР слід залучати всі відомі геологічні дані, в тому числі мікротектонічні та мікροструктурні.

2. Технологія геофізичних побудов.

А. Для виділення міжмегаблокових і великих внутрішньо- та трансмегаблокових зон розломів (ВТБЗР і МБЗР) використовують насамперед карти аномалій Буге, локальних гравітаційних аномалій $\delta\Delta g$, модуля повного горизонтального градієнта поля аномалій Буге (G) масштабу від 1 : 500 000 до 1 : 50 000. Суттєвою і принциповою різницею в технології побудови попередніх карт розломно-блокової тектоніки УЩ і запропонованих є використання робочої основи зведених карт магнітного та гравітаційного полів масштабу 1 : 200 000, на яких враховано дані детальних зйомок масштабу 1 : 50 000—1 : 25 000.

Б. Виділені зони уточнюються, проаналізувавши карти ізодинам Z_a (ΔT_a) і тектонофізичних даних. Останні, що отримані в перетинах таких зон, вказують на площу поширення СФКЗР. Тектонофізичними дослідженнями охоплено практично всі, відслонені хоча б частково, регіональні зони розломів УЩ [Гинтов, 2005]. Для додаткового визначення геофізичних характеристик зон використовують усі інші геофізичні методи — електрометрію, сейсмометрію, геотермію, дані дешифрування та ін.

В. Геофізичне і польове тектонофізичне вивчення МБЗР і ВТБЗР показало, що такі зони мають поперечні розміри у середньому 10—15 км, іноді звужуються до 7 і розширюються до 20 км. Саме такою є ширина лінійних зон мінімумів $\delta\Delta g$, обмежених з обох боків або з одного боку зонами G .

Г. Крім виділення МБЗР і ВТБЗР геофізичні матеріали дають змогу картувати розривні структури вищих порядків, найвагоміші з яких мають бути відображеними на Схемі.

Д. Найважливішим для цієї Схеми є виділен-

ня в межах МБЗР і ВТБЗР структур другого порядку — ешелонуваних сколів і зон сколювання (елементарних розломів), які обмежують зону розломів або знаходяться всередині неї. У геофізичному сенсі різниця між зонами сколювання і ешелонуваними сколами полягає, головним чином, в їх розмірах: перші сягають десятків кілометрів за ширини від 1 до 6—7 км, другі витягнуті на декілька кілометрів, завширшки від декількох метрів до декількох сотень метрів. Зазвичай ешелонувани сколи є елементами зон сколювання.

Геофізичними методами, передусім гравімагніторозвідкою, ешелонувани сколи та зони сколювання виділяють як вузьколінійні від'ємні аномалії $\delta\Delta g$ або лінійні зони високих значень модуля горизонтальних градієнтів G . На картах ізодинам Z_a (ΔT_a) їм відповідають вузькі прямолінійні зони здебільшого від'ємних аномалій, що розділяють площі з різною внутрішньою структурою або різним рівнем напруженості магнітного поля. Геоелектричними методами їх виділяють як зони високої провідності. За результатами польових тектонофізичних досліджень ці структури картують як зони найяскравішого прояву СФКЗР — зони розвитку ММ, СТЕ, ГГМ. Виділення в геофізичних полях окремих з указаних геофізичних ознак, за кожною з яких стоїть певний структурно-тектонічний лінеамент (ешелонуваний скол чи зона сколювання) розломної зони, можливе лише за даними гравірозвідки масштабу 1 : 50 000 і більше та магніторозвідки (по можливості наземної) масштабу 1 : 25 000, якими на цей час закрита більша частина території України. Втім їх інформаційні можливості для детального вивчення розломних зон за старих підходів великою мірою не були і не могли бути реалізовані.

3. Геологічне наповнення.

А. Якщо МБЗР або ВТБЗР перетинає площу розвитку певного СФК, то це означає, що породи цього комплексу зазнали в ній динамометаморфізму і певної тектонічної переробки і перетворилися в СФКЗР. Проте петрографічний склад СФКЗР може наслідувати деякі характерні особливості складу порід первинного СФК, тому пропонуємо крім перехресного штрихування зони розломів, яке вказує на площу розвитку СФКЗР, відповідними позначками показувати

також територію розвитку в зоні того первинного СФК, по якому сформувався цей СФКЗР.

Б. Крім СФК на Схемі потрібно показати щонайяскравіше геофізично виражені або геологічно точно закартовані утворення, наприклад: інтрузивні масиви основних і кислих порід, тіла основних кристалосланців, залізородних порід, дайки. Слід підкреслити, що інтрузивні масиви і дайки можуть бути молодшими за СФКЗР, а якщо й давнішими, то не дуже змінювати свій склад у разі перетинання їх зоною розломів. Тому на Схемі такі масиви і дайки потрібно відображати у такому вигляді, в якому їх закартовано геологічними і геофізичними методами, незважаючи на перетинання зонами розломів.

В. На Схему потрібно винести всі пункти відбору проб на ізотопно-геохімічний аналіз цирконів, монацитів і баделітів, а також нанести цифри ізотопного віку, які вважають реперними [Геохронологія ..., 2005, 2008].

Г. Слід показати умовними знаками морфокінематичні параметри розломних зон і головні епохи становлення та активізації. При цьому необхідно зауважити таке.

- Унаслідок сильної палеопротерозойської тектономагматичної активізації УЩ, особливо його західної і центральної частин, більшість зон розломів деформують палеопротерозойські гранітоїдні комплекси. Як змінилися архейські комплекси, достеменно не відомо. Лише у певних місцях, де на поверхні закартовано масиви порід палео- і неархейського віку, наприклад, гайворонського або літинського комплексу, можна спостерігати їх деформацію зонами розломів. Так само, якщо вважати амфіболіто-гнейсовий СФК Росинського мегаблока архейським, то можна спостерігати, що крім палеопротерозойського СФКЗР у ньому сформувалися плагіомігматитові моноклінали, давніші за ГГМ [Шевчук, 2012]. Тому умовно можна гадати, що деякі зони розломів західної частини УЩ почали формуватись у неархеї.
- Палеопротерозойську тектономагматичну активізацію УЩ датовано віком 2,1—1,9 Ga [Геохронологія ..., 2008], коли сформувались головні палеопротерозойські гранітоїдні масиви західної, центральної частин УЩ та Приазов'я. У той час утворились і ГГМ зон розло-

мів. Тому наступним етапом активізації зон розломів цих частин УЩ після етапу розломоутворення слід вважати саме період $2 \pm 0,1$ Ga [Щербаков, 2005].

- Етап розломоутворення в межах Середньопридніпровського мегаблока і Західного Приазов'я швидше за все є неархейським, тому що для зон розломів цих регіонів не зафіксовано визначення протерозойського ізотопно-геохімічного віку порід [Геохронологія ..., 2008].

Нижче представлено схеми розломно-блокової тектоніки трьох аркушів масштабу 1 : 200 000 західної частини УЩ, інформація на яких пристосована, тобто розріджена, до зображення в масштабі 1 : 500 000. Принцип відбору аркушів полягав у тому, щоб в єдиному стилі, в якому має бути побудована вся Схема розломно-мегаблокової тектоніки УЩ, відобразити розломи і зони розломів на площах, які на фоні приблизно однакової геофізичної вивченості гравіметричними і магнітними зйомками масштабів 1 : 50 000—1 : 25 000 значно різняться складністю геологічної будови, а також можливістю прямих геологічних спостережень порід докембрійського кристалічного фундаменту, а саме кількістю відслонень і бурових свердловин. В одних випадках рівноцінними вважали і геофізичну, і геологічну інформацію, в інших геофізичній інформації надавали перевагу. Умовні знаки і позначення порівняно з такими карт масштабів 1 : 50 000—1 : 200 000 спрощені до такого рівня, що їх можна використовувати під час побудови загальної Схеми УЩ.

Короткий словник термінів, що використані у статті (за [Шевчук та ін., 2013])

ГГМ — мігматито-граніто-гнейсові моноклінали — інтенсивно гранітизовані фрагменти зони розломів, мігматитові і граніто-гнейсові утворення, в межах яких повсюдно поширені директивні текстури із витриманим моноклінальним заляганням.

Кліваж — сукупність зближених субпаралельних поверхонь деструкції (тріщин, мілонітових просічок і швів), які розчленовують породи на пластинки або мікролітони. Внаслідок

док активних кристалізаційних процесів кліваж може перетворюватись у сланцюватість.

Лінійність метаморфогенна — лінійність, що виникла внаслідок деформаційних і кристалізаційних процесів: мінеральна лінійність, лінійність мінеральних агрегатів, дзеркала ковзання. Метаморфогенна лінійність утворюється видовженими мінералами — роговою обманкою, силіманітом, іноді кварцом, а також мінеральними агрегатами — шлірами, ксенолітами та ін. Може бути поздовжньою (мінерали витягнуті паралельно руху — *a*-лінійність) або поперечною (мінерали внаслідок обертання витягнуті перпендикулярно до руху — *b*-лінійність).

Мілонітові моноклінали (ММ) формуються на постгранітаційному етапі і мають субзгідне із смугастістю ГГМ залягання.

Системи тріщин — це поняття потрібно відрізнити від кліважу. У морфологічному сенсі системи тріщин характеризуються виразною регулярністю, тобто витриманістю відстаней між суміжними тріщинами, тоді як інтенсивність кліважу визначається щільністю зближених тріщин.

Сланцюватість — текстура порід, виражена субпаралельною орієнтацією листуватих і таблитчастих мінералів. *Деформаційна сланцюватість* — сланцюватість, пов'язана з крихким або пластичним деформуванням вже існуючих кристалів та їхніх агрегатів (катакlastична, порфірокlastична, мілонітова сланцюватість). *Кристалізаційна сланцюватість* (найпоширеніша ранньодокембрійських комплексів) — сланцюватість, яка не несе слідів дроблення, проте характеризується субпаралельною орієнтацією мінералів і формується під час бластезу. *Деформаційно-кристалізаційна сланцюватість (змішана)* — сланцюватість, що несе ознаки як дроблення, так і бластезу.

Смугастість — деформаційна текстура метаморфічного походження, що характеризується чергуванням смуг різного складу та (або) різної структури. *Мігматитова смугастість* — смугастість, складена субпаралельними смугами відносно слабкозміненого субстрату (палеосома, меланосома) та метатекту (нео-

сома, лейкосома) — матеріалу, що виник у процесі гранітазації. *Граніто-гнейсова смугастість* відрізняється від мігматитової більшим ступенем гомогенізації внаслідок інтенсивнішої гранітазації субстрату.

СТЕ — структурно-текстурні елементи (узагальнюючий термін, що включає перелічені вище терміни, крім ГГМ, ММ і систем тріщин).

III. Аркуш М-36-XXXI (Первомайськ)

Територія цього аркуша є однією з найбільш вивчених у геолого-геофізичному сенсі і відносно добре відслонена (рис. 1). Тут виконано наземне і аеромагнітне знімання масштабу 1 : 10 000 і гравіметричне знімання масштабу 1 : 50 000—1 : 200 000 під керівництвом В. І. Сержина, О. Б. Гінтова, В. А. Єніна, А. В. Тесленка, Т. С. Нечаєвої, значні обсяги сейсморозвідувальних та електро-розвідувальних робіт під керівництвом В. Б. Соллогуба і Л. М. Шимківа, варіометрії, градієнтометрії, тектонофізичних досліджень, вивчено фізичні властивості гірських порід. Уся площа покрита геологічним зніманням масштабу 1 : 50 000 під керівництвом Г. Г. Виноградова і 1 : 200 000, у тому числі ГГК-200 під керівництвом В. С. Костюченка і В. В. Зюльцле та ГДП-200 під керівництвом В. М. Клочкова. Виконано великі обсяги пошукових робіт, які супроводжувалися бурінням глибоких свердловин (до 1,5 км).

Виходячи з цього геолого-геофізичну інформацію території аркуша дуже розріджено. На Схему винесено лише позначення геологічних комплексів, що складають петрологічний фон, і деяких важливих типів порід — двопіроксенових кристалосланців, базитів, кварцитів, залізородних товщ, які є знаковими для розуміння тектоніки регіону.

На рис. 2 показано карту повного горизонтального градієнта гравітаційного поля *G* аркуша М-36-XXXI за матеріалами [Єнтин и др., 2015]. На ній градієнтні зони чітко окреслюють Тальнівську і Первомайську зони розломів, які обмежують Голованівську шовну зону, а також Ємилівську і Врадіївську, що розділяють її на блоки другого порядку (див. рис. 1). Широка зона градієнтів, що відповідає Тальнівській зоні, складається з двох-трьох вузьких зон, які пов'язані з окремими зонами сколювання, детальну

їх характеристику наведено у роботі [Гинтов, 2005]. У межах широкої зони градієнтів, яка відповідає Первомайській зоні розломів, також ви-

ділено локальні неоднорідності меридіонального та північно-західного простягання, що відбивають відомі зони сколювання цих напрямків.

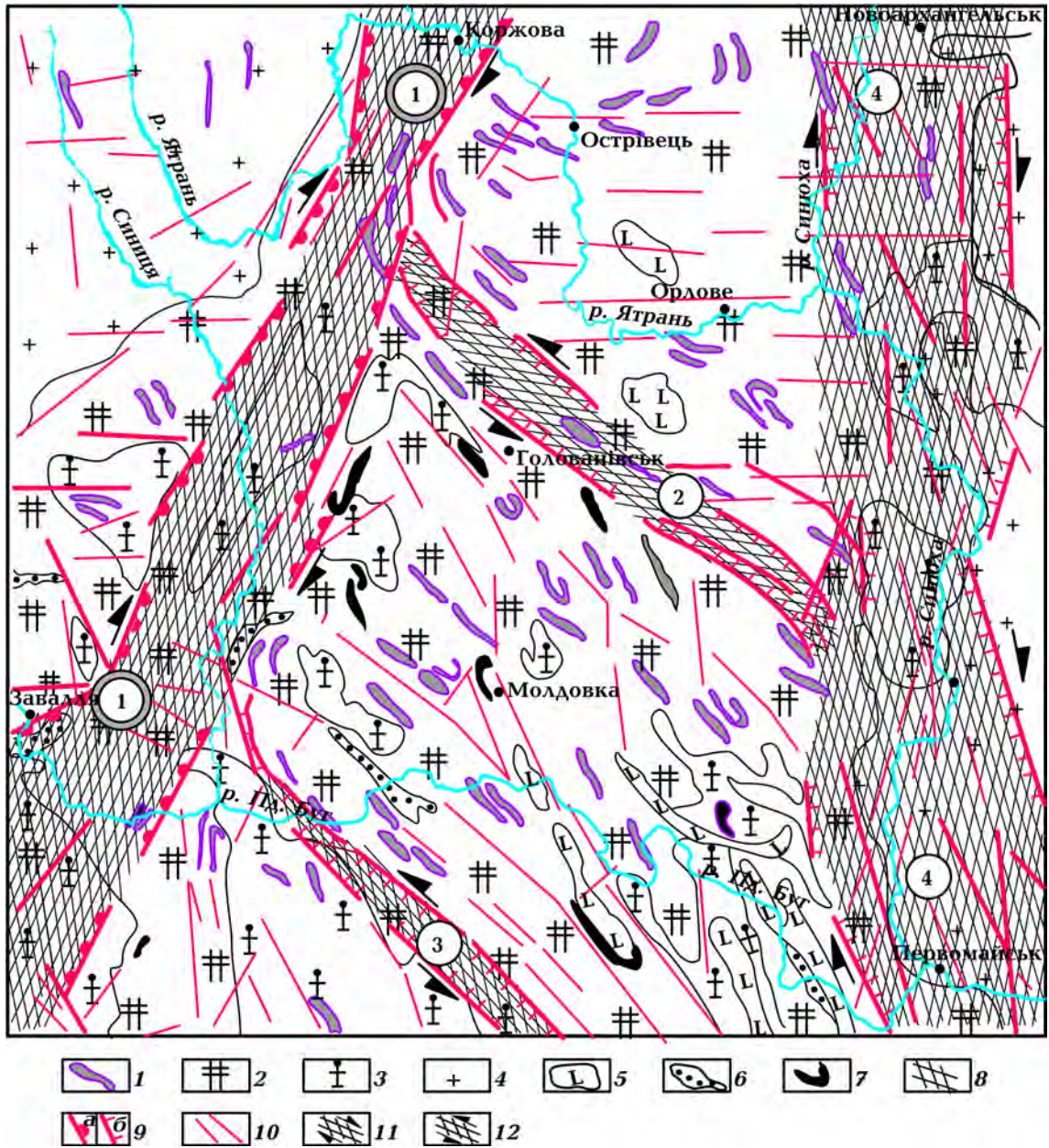


Рис. 1. Схема розломно-блокової тектоніки аркуша М-36-XXXI (Первомайськ): 1 — кристало-сланці двопіроксенові, ортопіроксенові, біотит-піроксенові, гранат-піроксенові, магнетит-двопіроксенові; 2 — ендербіти, чарнокіти; 3 — рожеві та сірувато-рожеві смугасті гранат-біотитові гнейсо-граніти, рідко масивні побузького (чудново-бердичівського) комплексу; 4 — сірі, рожевувато-сірі гранітоїди кіровоградського та уманського комплексів, плагіогранітоїди гайсинського комплексу; 5 — метагаброїди — амфіболіти, габро, габро-амфіболіти; 6 — кварцити польово-шпатові, часто з силіманітом і гранатом, плагіогнейси, гнейси графітові, силіманіт-гранат-графіт-біотитові; 7 — кварцити залістисті, магнетит-двопіроксенові, кальцифіри магнетитові рудні; 8 — міжмегаблокові, внутрішньомегаблокові, трансмегаблокові зони розломів — зони розвитку СФКЗР; 9 — ешелоновані сколи, які обмежують зони розломів (а — міжмегаблокові, б — внутрішньомегаблокові та трансмегаблокові); 10 — рядові внутрішньорозломні та позарозломні ешелоновані сколи; 11, 12 — кінематичні знаки (11 — правий зсув, 12 — лівий зсув). Зони розломів (цифри в кружках): 1 — Тальнівська міжмегаблокова; внутрішньомегаблокові: 2 — Ємилівська, 3 — Врадівська, 4 — Первомайська.

Модуль горизонтального градієнта аномалій Буге (2.30)

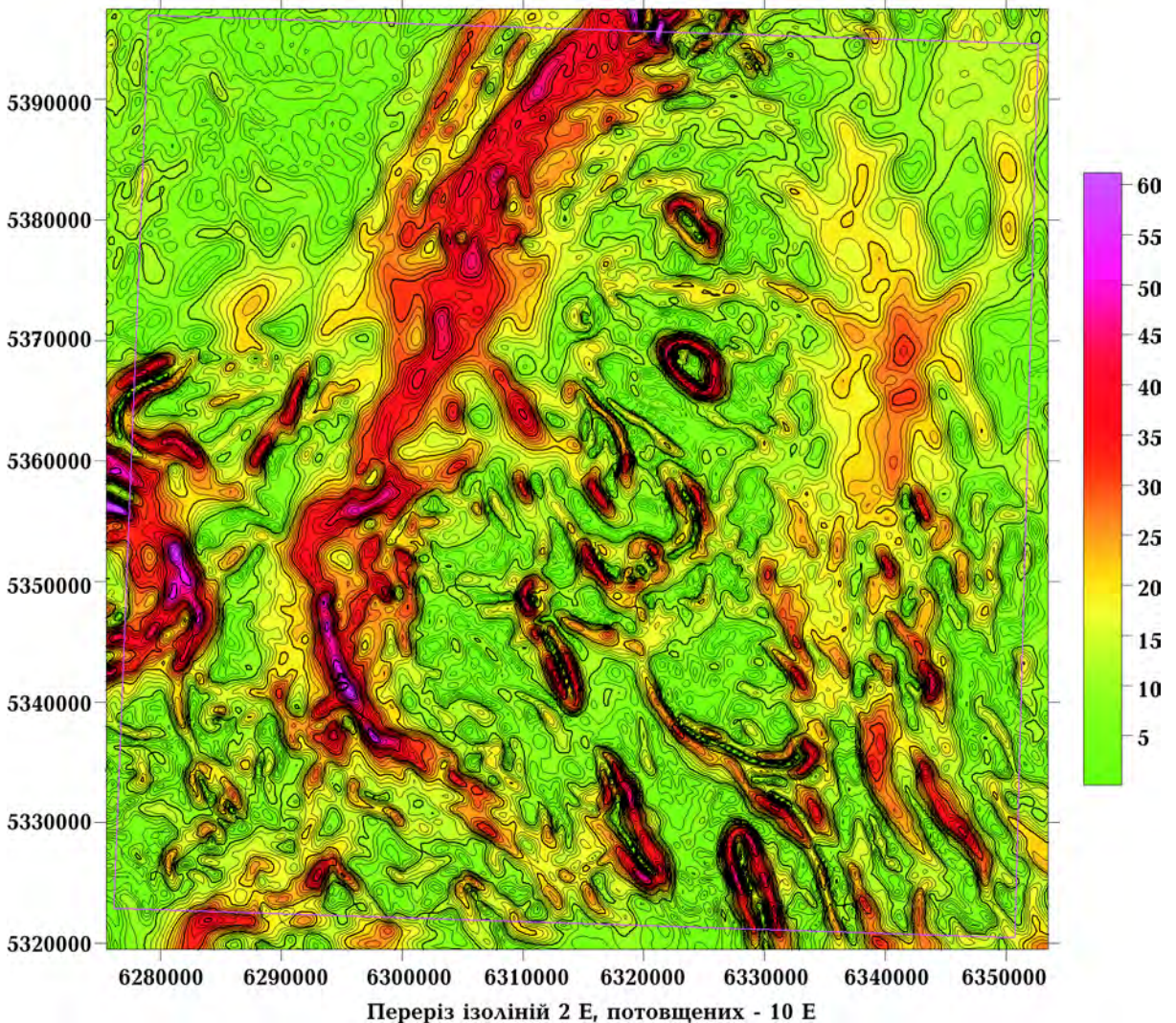


Рис. 2. Карта повного горизонтального градієнта гравітаційного поля G Голованівської шовної зони, за даними ГГК-200. Шкала інтенсивності аномалій оцифрована в етвешах ($1 \text{ E} = 10^{-9} \text{ c}^{-2}$).

На карті аномального магнітного поля ΔT_a , Z_a аркуша М-36-XXXI (рис. 3) лінійні від'ємні аномалії в межах власне Голованівської шовної зони відбивають характер наявних зон сколювання і зон розломів.

За браком обсягу не наводимо інші геофізичні та геологічні матеріали, за якими побудовано схему розломно-блокової тектоніки листа М-36-XXXI (Первомайськ). З ними можна ознайомитись у публікаціях [Геологическая ..., 1990; Гинтов, 2005; Щербаков, 2005; Геохронология ..., 2005, 2008; Павлюк та ін., 2008; Гинтов и др., 2016], а також у звітах Інституту геофізики НАН України і ДП "Українська геологічна компанія".

IV. Аркуш М-35-IX (Костопіль)

Цей аркуш — один з найскладніших у сенсі як геологічної будови земної кори, так і можливостей використання геологічної інформації для виділення і дослідження внутрішньої структури розломних зон (рис. 4). Кристалічний фундамент тут перекритий рифей-палеозойським і мезо-кайнозойським чохлам потужністю від декількох десятків метрів до 1000 м і відслонюється лише в деяких місцях північно-східної частини аркуша, у межах піднятого Вирівського блока. Невелика кількість свердловин досягла докембрійського кристалічного фундаменту, за винятком захід-

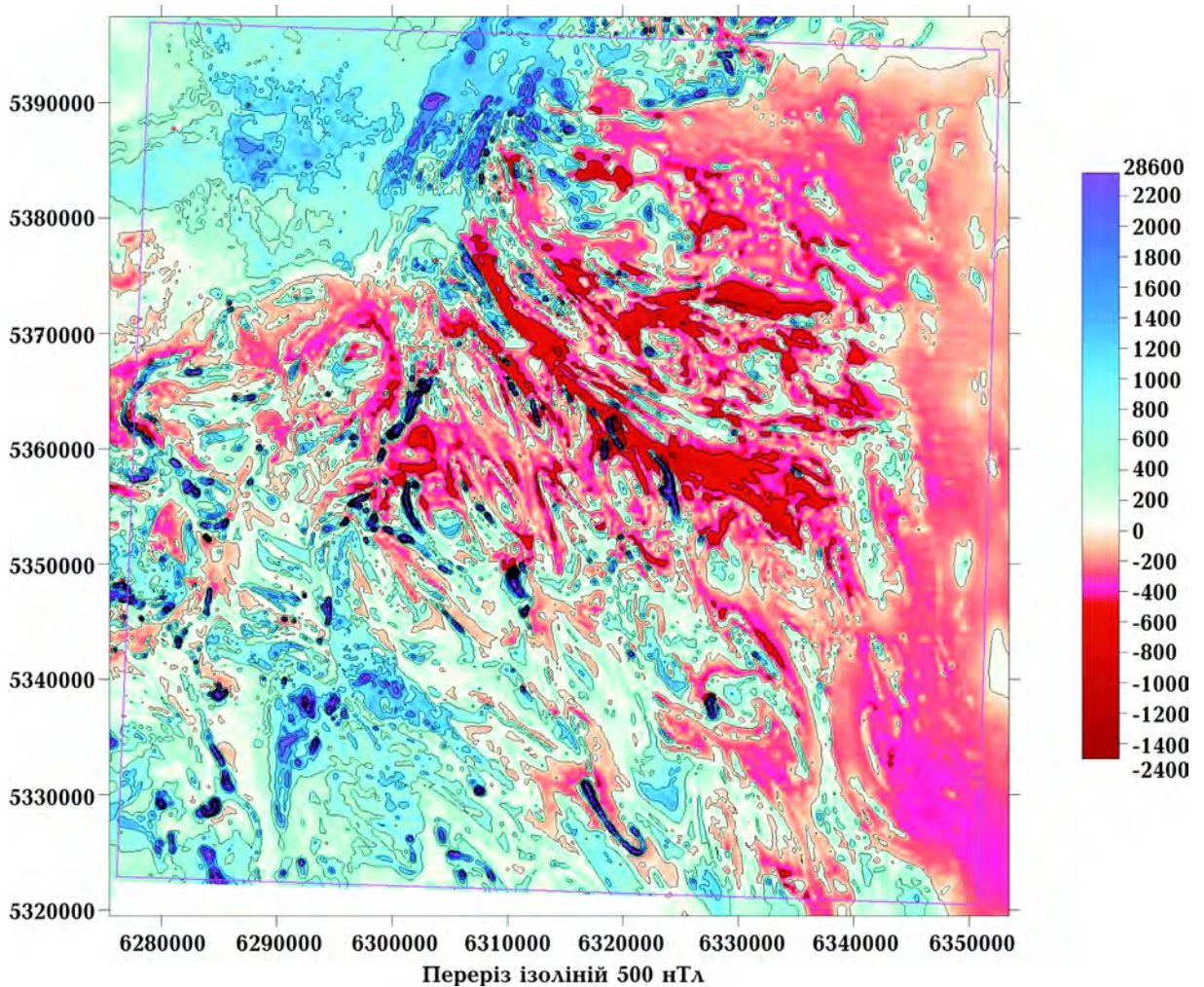


Рис. 3. Карта аномального магнітного поля ΔT_a , Z_a аркуша М-36-XXXI, за даними ГГК-200. Шкала інтенсивності аномалій оцифрована в нанотесла.

ної меридіональної вузької смуги, де фундамент перекритий лише мезо-кайнозойським чохлам. Ще одна складність полягає у тому, що до території аркуша тяжіє зона колізії мікроконтинентів Сарматії та Фенноскандії, яка відбулася близько 1,7—1,8 Ga [Bogdanova et al., 2012], тому її структурно-тектонічна будова є особливо гетерогенною і неоднозначною.

Геологічні дані, які отримали у 1972—2005 рр. Б. І. Власов, В. І. Максименко, В. П. Дудкін та інші дослідники за результатами геологічних знімів масштабу 1 : 50 000, глибинного геологічного картування масштабу 1 : 200 000 (ГГК-200), виконаного І. О. Турчиновим (1977) і деяких по-

шукових робіт, використано, головним чином, для визначення петрографічного складу кристалічного фундаменту і особливостей його рельєфу. Розбурювання окремих магнітних, гравітаційних і геоелектричних аномалій дало змогу скласти уявлення про їх геологічну природу і на підставі аналогій окреслити контури більшості тіл і масивів порід основного складу, гранітоїдів і вулканітів (див. рис. 4). Проте основна інформація щодо геологічної будови району стосувалася вулканогенно-осадового чохла.

Тому всі основні дані щодо докембрійської розломно-блокової тектоніки території аркуша отримано на основі гравіметричного знімання мас-

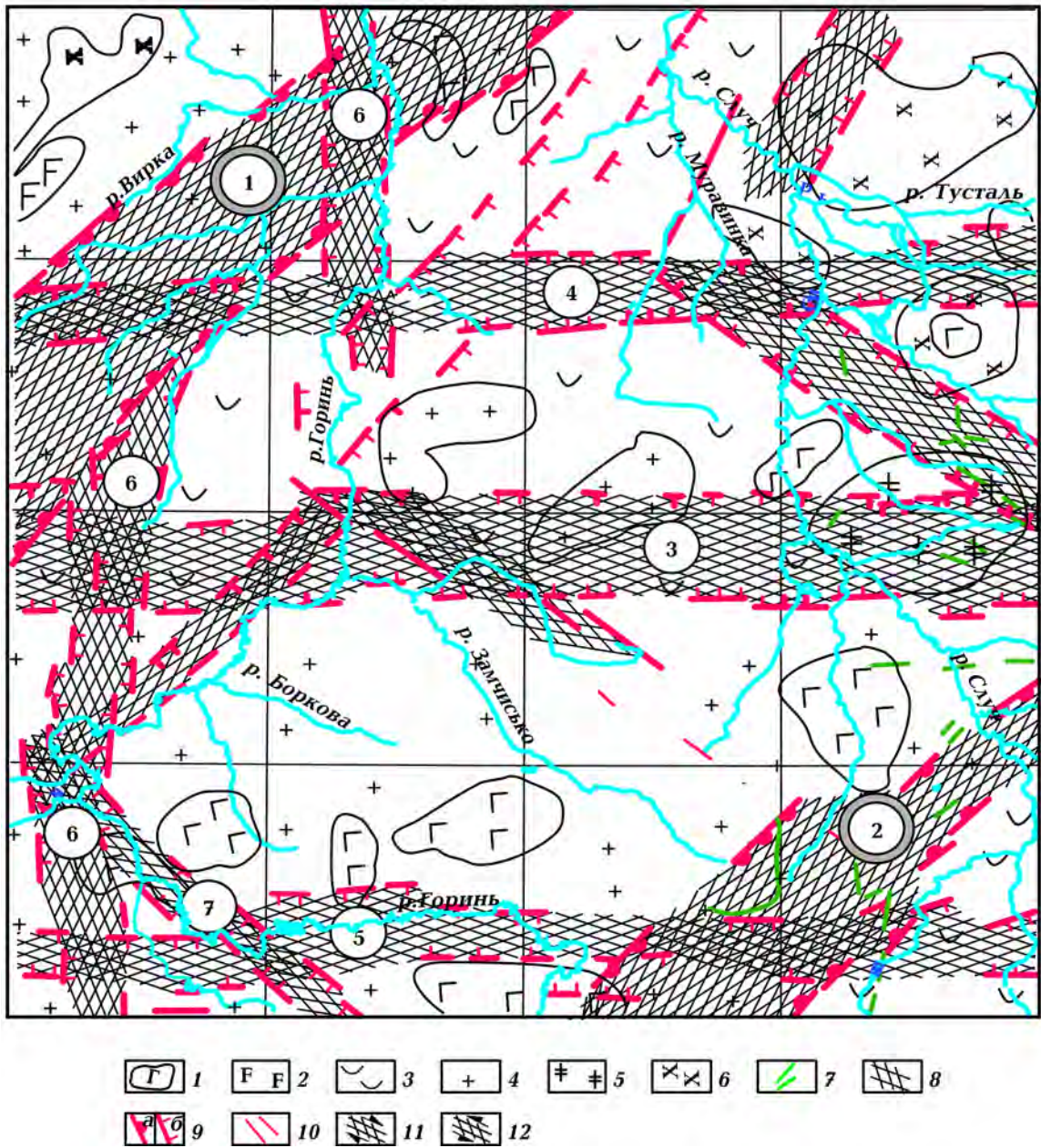


Рис. 4. Схема розломно-блокової тектоніки аркуша М-35-ІХ (Костопіль): 1 — локалізовані максимуми Δg_a (g_B) ізометричної або неправильної форми, які збігаються з такими самими максимумами ΔT_a , — габроїди; 2 — такі самі максимуми Δg_a , але слабо проявлені в магнітному полі, — амфіболіти, габро сильно амфіболізоване; 3 — ділянка поля ΔT_a і Δg_a (g_B) підвищеного рівня напруженості та внутрішньої слабомозаїчної структури — лептитоподібні, переважно кислі, утворення по туфах та інших продуктах вулканізму; 4 — ділянки спокійного поля Δg_a (g_B) і ΔT_a низького рівня напруженості — граніти біотитові, плагіограніти та мігматити; 5 — чітко виражені мінімуми Δg_a ізометричної або неправильної форми, які збігаються з такими самими за характером аномаліями магнітного поля — граніти інтрузивного генезису; 6 — ділянки поля локальних аномалій Δg_a (g_B) і ΔT_a мозаїчної структури та відносно підвищеної напруженості, що збігаються у плані, — гранодіорити; 7 — дайки габродіабазів; 8 — міжмегаблокові, внутрішньомегаблокові, трансмегаблокові зони розломів — зони розвитку СФКЗР; 9 — ешелювані сколи, які обмежують зони розломів (а — міжмегаблокові, б — внутрішньомегаблокові та трансмегаблокові); 10 — рядові внутрішньорозломні та позарозломні ешелювані сколи; 11, 12 — кінематичні знаки (11 — правий зсув, 12 — лівий зсув). Зони розломів: 1 — Горинська, 2 — Суцано-Пержанська, 3 — Хотинська, 4 — Куліковецька, 5 — Олександрійська, 6 — Рівненська, 7 — Хмільницька.

штабу 1 : 200 000—1 : 50 000, виконаного під керівництвом О. Г. Яненко, Н. А. Блощенко, М. І. Матасової, В. А. Єнтіна та ін., аеромагнітного знімання масштабу 1 : 25 000—1 : 10 000 — під керівництвом А. В. Тесленка і Т. С. Нечаєвої, геоелектричних досліджень. На суміжній території під керівництвом В. Б. Соллогуба (Інститут геофізики НАН України) виконано роботи методом ГСЗ на геотраверсах II і VI. На рис. 5 і 6 представлено карти модуля повного горизонтального градієнта G та ізодинам ΔT_a досліджуваного району.

Перегляд раніше виконаних побудов і висновків та узгодження основних положень Тектоніч-

ної карти України масштабу 1 : 1 000 000 [Тектонічна ..., 2007, Ч. I] і Геофізичної основи до неї [Єнтін, 2005] з метою підготовки геофізичної основи для ГДП-200 Костопільського аркуша в масштабі 1 : 200 000, виконано на цей час під керівництвом В. А. Єнтіна в ДП “Українська геологічна компанія”. Ці побудови покладено в основу наведеної вище схеми розломно-блокової тектоніки (див. рис. 4).

Згідно з цими побудовами, головні особливості структурно-тектонічного плану Костопільського аркуша визначаються наявністю і положенням тут міжмегаблокових зон розломів мантийного закладення — Горинської (у північно-захід-

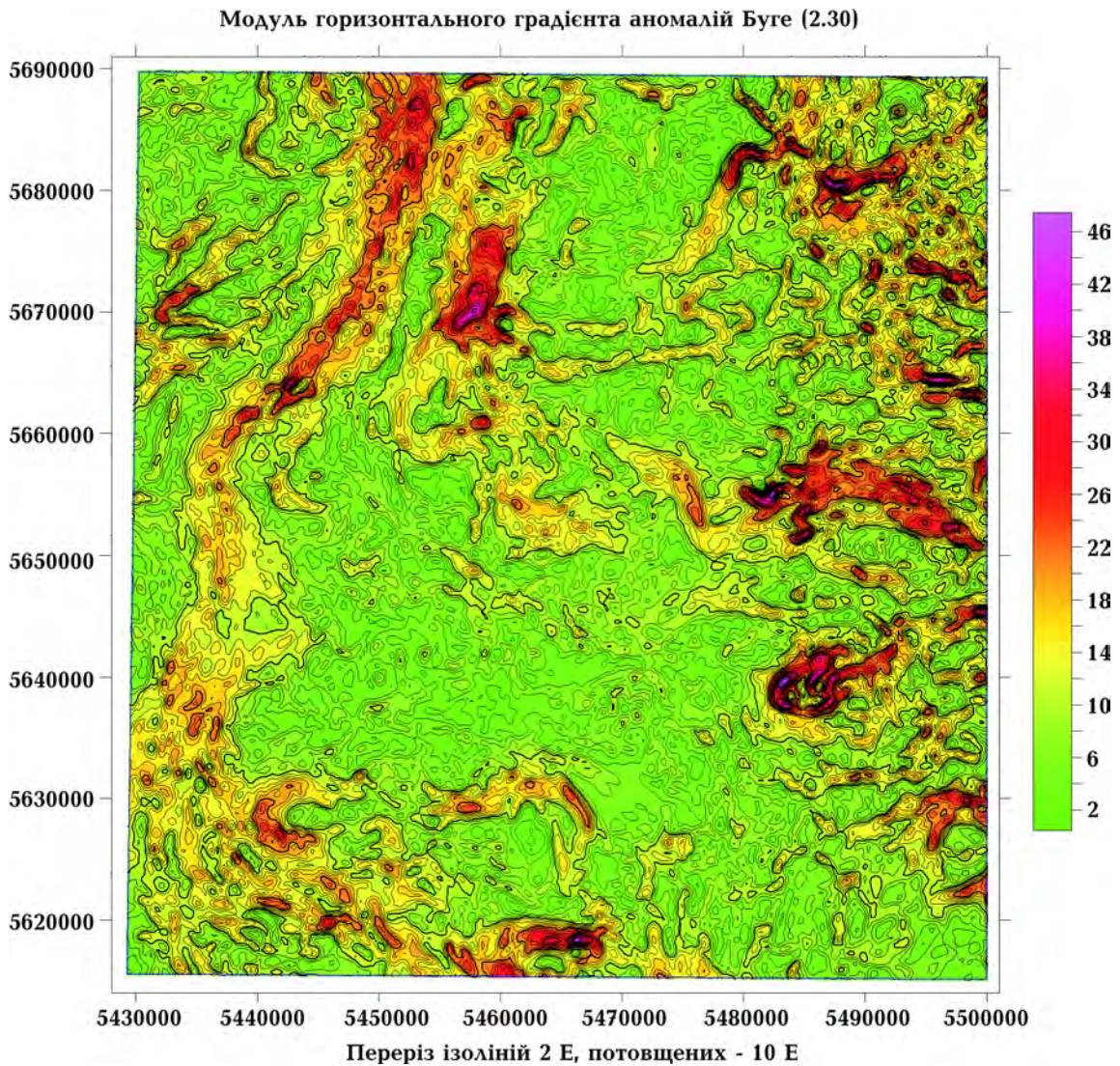


Рис. 5. Карта модуля повного горизонтального градієнта G аркуша М-35-ІХ (Костопіль). Шкалу інтенсивності аномалій оцифровано в етвешах ($1 \text{ E} = 10^{-9} \text{ c}^{-2}$).

ній частині аркуша) і Сущано-Пержанської (на південному сході), північно-східного простягання (див. рис. 4), які є одними з основних елементів зони колізії Сарматії і Фенноскандії. Вони були закладені близько 2,0 Ga як ліві зсуви і мали складну геодинамічну історію під час головної фази колізії, будучи насувами і підсувами, лівими та правими зсувами (методику виділення і вивчення розломних зон району викладено у розділах II і III статті). Сущано-Пержанська зона розломів протяжністю не менш як 200 км, короткий відрізок якої зафіксовано у північно-східному куті аркуша, детально вивчено на суміжному аркуші М-35-Х (Олевськ) [Гинтов, 2005]. Зона прохо-

дить по контакту гранітоїдів житомирського (Волинський мегаблок) і осницького (Волино-Поліський пояс) комплексів, деформує як ті, так й інші.

На території аркуша простежено також три докембрійські зони розломів широтного простягання — Куліковецьку, Хотинську і Олександрійську, які поділяють площу на субширотні блоки з різною, вже фанерозойською, історією розвитку. Чітко виділяється й меридіональна Рівненська зона розломів у західній частині аркуша. Ця ортогональна система розломів належить до наймолодшого докембрійського етапу розломоутворення — суботсько-мошоринського [Гинтов, Мычак, 2014]. Розломи ортогональної системи,

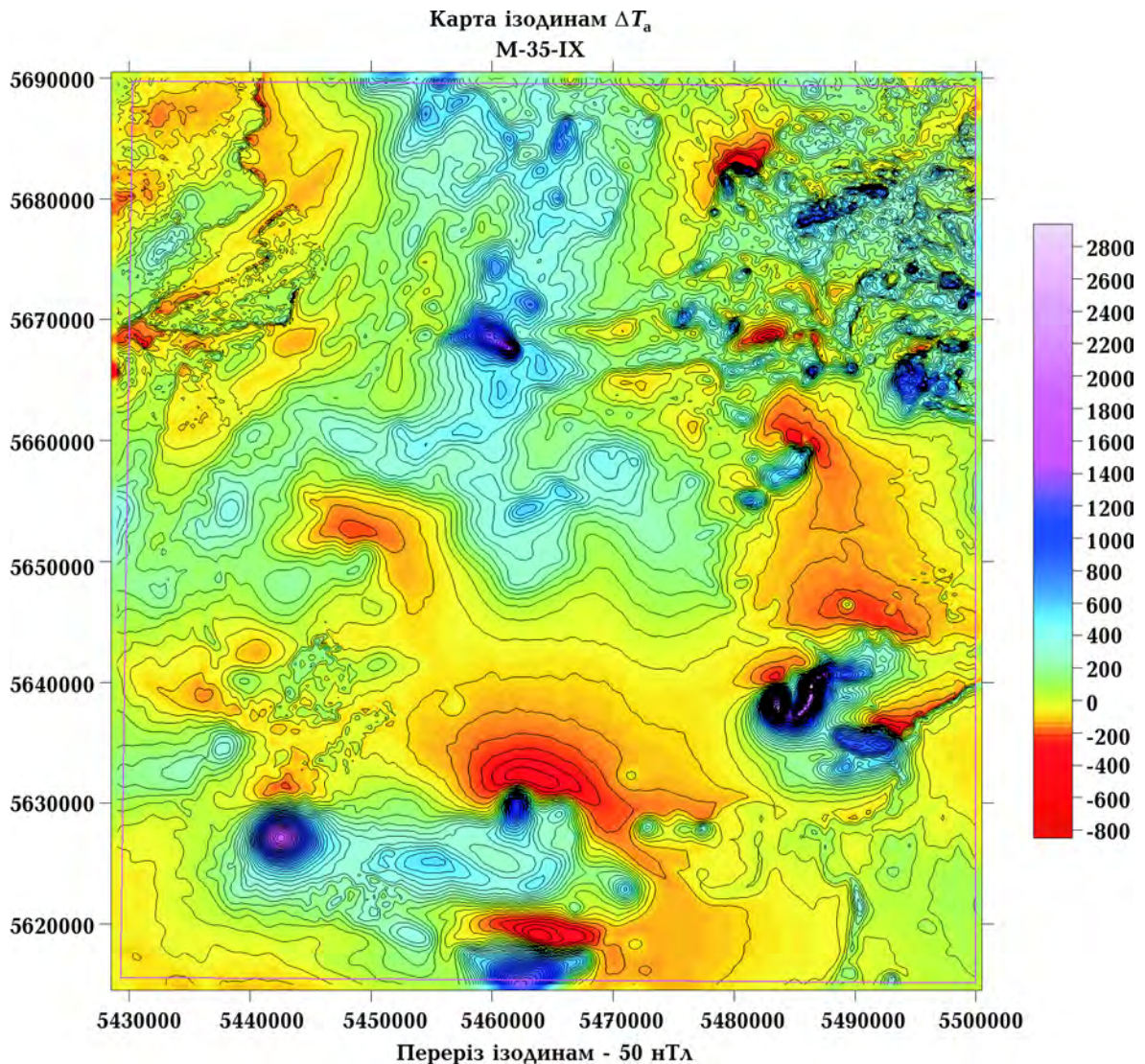


Рис. 6. Карта ізодинам ΔT_a аркуша М-35-IX (Костопіль). Шкалу інтенсивності аномалій оцифровано в нанотесла.

особливо широтні в межах Котопільського аркуша, простежуються на всій території УЩ і за його межами практично тільки за даними магніторозвідки. Навпаки, Рівненська меридіональна тектонічна зона, що не має контрастного прояву в магнітному полі, чітко простежується за наявністю локалізованої смуги великих значень горизонтального градієнта аномалій сили тяжіння завширшки 4—5 км. Чітко видно, що в місцях перетину її широтними Олександрійським і Хотинським розломами відбулися бокові зміщення Рівненського тектонічного лінеамента, що, на наш погляд, може вказувати на пізнішу епоху активізації широтної системи розломів у межах Котопільського аркуша. Детальний аналіз усіх характерних особливостей геофізичних полів показав, що Рівненська зона розломів унаслідок перетину потужною широтною зоною Куліковецького розлома, змістилась на 10—15 км і сама перетинає Горинську тектонічну зону північно-східного простягання.

Згідно з детальним аналізом структурно-тектонічних особливостей внутрішньої будови зони Горинського розлому, це (нарівні із зоною Сущано-Пержанського розлому) ділянка кристалічного фундаменту з найвищим ступенем прояву утворень СФКЗР, що супроводжувався формуванням плутоновулканічних структур у докембрії (Городецька напівкільцева плутоновулканічна структура) і виливом габро-долеритів вендського часу у осадовому чохлах.

V. Аркуш М-35-XXII (Старокостянтинів)

Докембрійський кристалічний фундамент досліджуваної території належить до Подільського мегаблока УЩ і складений породами побузького СФК чарнокіт-гранулітового типу, за [Тектонічна ..., 2007, Ч. I], або дністровсько-бузького СФК гранітно-метаморфічної гранулітової асоціації, за [Тектонічна ..., 2007, Ч. II]. Це ендербіти й чарнокіти з тілами та смугами кристалосланців двопіроксенових, ортопіроксенових, біотит-піроксенових, гранат-піроксенових; гранат-біотитові гнейсо-граніти, рідко масивні, гранітоїди чудново-бердичівського комплексу; лейкократові гранітоїди хмільницького комплексу; метагаброїди — амфіболіти, габро, габро-амфіболіти; дайки габро-діабазів (рис. 7).

Західна частина території аркуша (приблизно 20%) перекрита породами венду Волино-Подільської монокліналі невеликої потужності, тому структура кристалічного фундаменту простежується геофізичними методами досить добре.

Геологічне знімання масштабу 1 : 50 000 у досліджуваному районі на окремих ділянках виконано у 1970—2002 рр. під керівництвом Л. В. Бочая, П. Ф. Брацлавського, П. М. Рибалт, В. І. Поштаренка; ГДП-200 здійснено в 2007 р. під керівництвом В. В. Лукаша. Геофізичне вивчення території (гравіметрія масштабу 1 : 200 000 та 1 : 50 000, аеромагнітометрія масштабу 1 : 50 000, 1 : 25 000) виконано під керівництвом Б. С. Германова, О. Т. Дубовецького, А. В. Тесленка, Т. С. Нечаєвої. Зведені геофізичні карти масштабу 1 : 200 000 (рис. 8, 9), особливо карти $\delta\Delta g$, повного горизонтального градієнта гравітаційного поля G , дали змогу однозначно виділити і простежити міжмегаблокові (Тетерівську) та внутрішньо- і трансмегаблокові (Хмільницьку, Хмельницьку, Яблунівсько-Білокоровицьку) зони розломів і окремі ешелювані сколи (див. рис. 7).

За станом відслоненості територія аркуша займає проміжне положення між двома попередніми. Кристалічний фундамент виходить на поверхню в долинах річок Південний Буг, Іква, Случ. Зони розломів досліджено не лише за геофізичними, а й за геологічними і тектонофізичними даними.

Найдетальніше досліджено Хмільницьку зону розломів, що перетинає всю територію у північно-західному напрямку. Їй відповідає лінійний мінімум $\delta\Delta g$ і зони великих градієнтів гравітаційного поля, за якими ширина зони розломів становить близько 15 км. У відслоненнях зона простежується по р. Південний Буг нижче і вище м. Хмільник, а також за межами аркуша по річках Південний Буг, Згар, Згарик, Бершадка та ін. Її загальна протяжність перевищує 300 км. У районі м. Хмільник у вузлі перетину Хмільницької та меридіональної Яблунівсько-Білокоровицької зон розломів, якому відповідає особливо інтенсивний гравітаційний мінімум, встановлено масив (18 × 8 км) палеопротерозойських лейкократових біотитових двопольовошпатових хмільницьких гранітів, які автори роботи [Павлюк та ін., 2008] вважають інтрузивними. На всьому протязі Хмільницької зони у відслоненнях спосте-

рігаються ММ і СТЕ, представлені динамометаморфічною смугастістю, кристалізаційною та деформаційною сланцюватістю, лінійністю. За тектонофізичними даними [Гинтов, 2005], ця зо-

на (північно-західне простягання 318° , субвертикальне падіння) утворилася на немирівському етапі розломоутворення (близько 2 млрд років тому) і є правим зсувом.

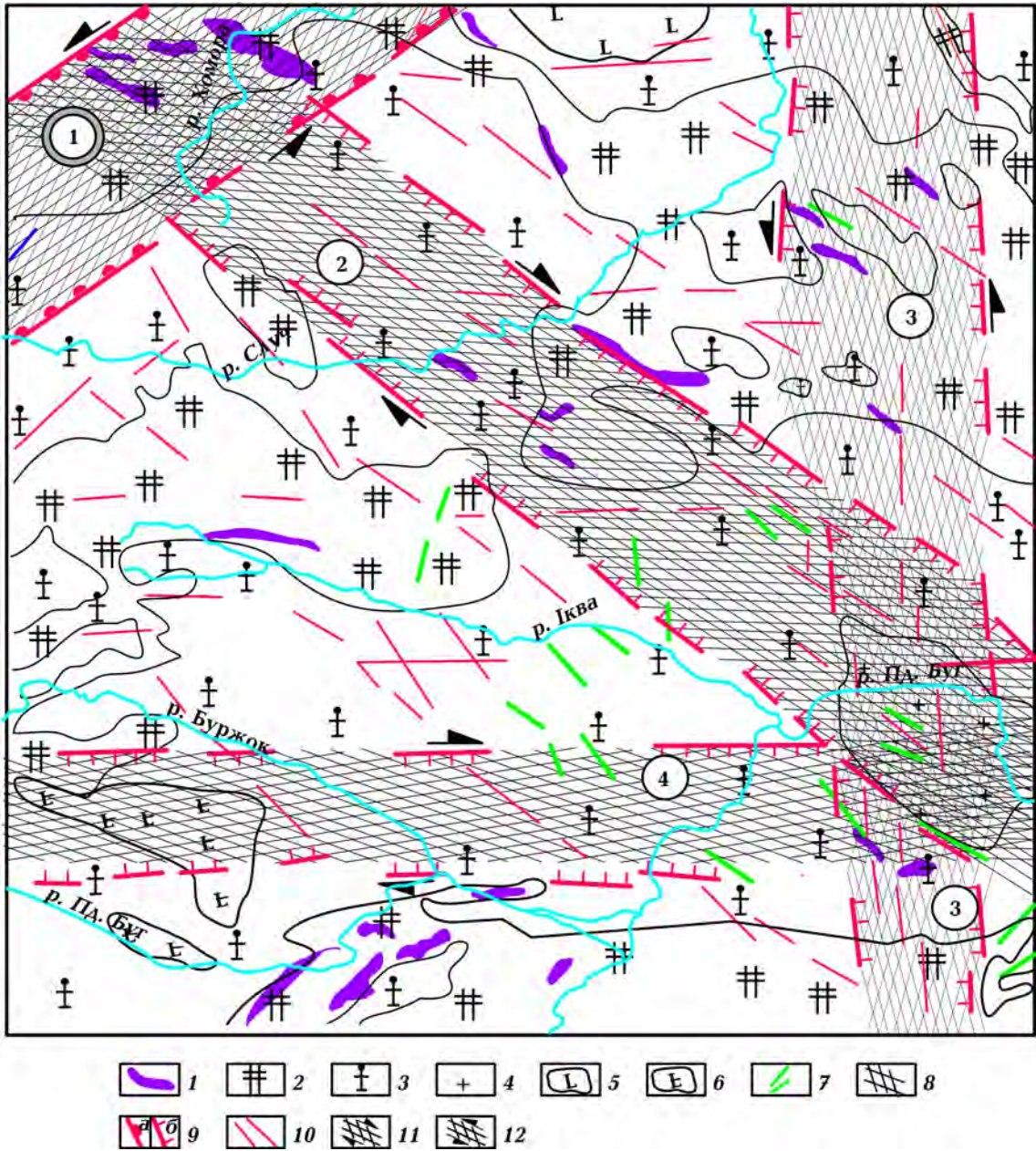


Рис. 7. Схема розломно-блокової тектоніки аркушу М-35-XXII (Старокостянтинів): 1 — кристалосланці двопіроксенові, ортопіроксенові, біотит-піроксенові, гранат-піроксенові; 2 — ендербіти, чарнокіти; 3 — рожеві та сірувато-рожеві смугасті гранат-біотитові гнейсо-граніти чудново-бердичівського комплексу; 4 — світло-сірі гранітоїди хмільницького комплексу; 5 — габро; 6 — амфіболіти, габро-амфіболіти; 7 — дайки габро-діабазів; 8 — міжмегаблокові, внутрішньомегаблокові, трансмегаблокові зони розломів — зони розвитку СКФЗР; 9 — ешелоновані сколи, які обмежують зони розломів (а — міжмегаблокові, б — внутрішньомегаблокові та трансмегаблокові); 10 — рядові внутрішньорозломні та позарозломні ешелоновані сколи; 11, 12 — кінематичні знаки (11 — правий зсув, 12 — лівий зсув). Зони розломів (цифри в кружках): 1 — Тетерівська міжмегаблокова; внутрішньомегаблокові: 2 — Хмільницька, 3 — Яблунівсько-Білокоровицька, 4 — Хмельницька.

Тетерівська зона розломів, яка, за геофізичними даними [Ентин і др., 2002], є межею між Подільським і Волинським мегаблоками, розміщується в крайній північно-західній частині розглядуваного аркуша і частково перекрита вендським чохлам Волино-Подільської монокліналі. За межами аркуша зона простежується в північно-східному і південно-західному напрямку більш як на 200 км зоною повного горизонтального градієнта гравітаційного поля G і зоною переходу між полями додатних (на північному заході) і від'ємних (на південному сході) значень ΔT_a . Її ширина близько 15 км. За тектонофізичними да-

ними вона має простягання 46° , субвертикальне падіння і сформувалась, як і Хмельницька, на немирівському етапі розломоутворення, але є лівим зсувом.

Зони розломів ортогональної системи — Хмельницька і Яблунівсько-Білокоровицька — віднесено до наймолодшого з ранньодокембрійських суботсько-мошоринського етапу розломоутворення віком близько 1,8 млрд років. Якщо першу з них закартовано майже однозначно за даними магніторозвідки, то остання характеризується значно складнішою внутрішньою структурою і представлена за комплексом геофізичних

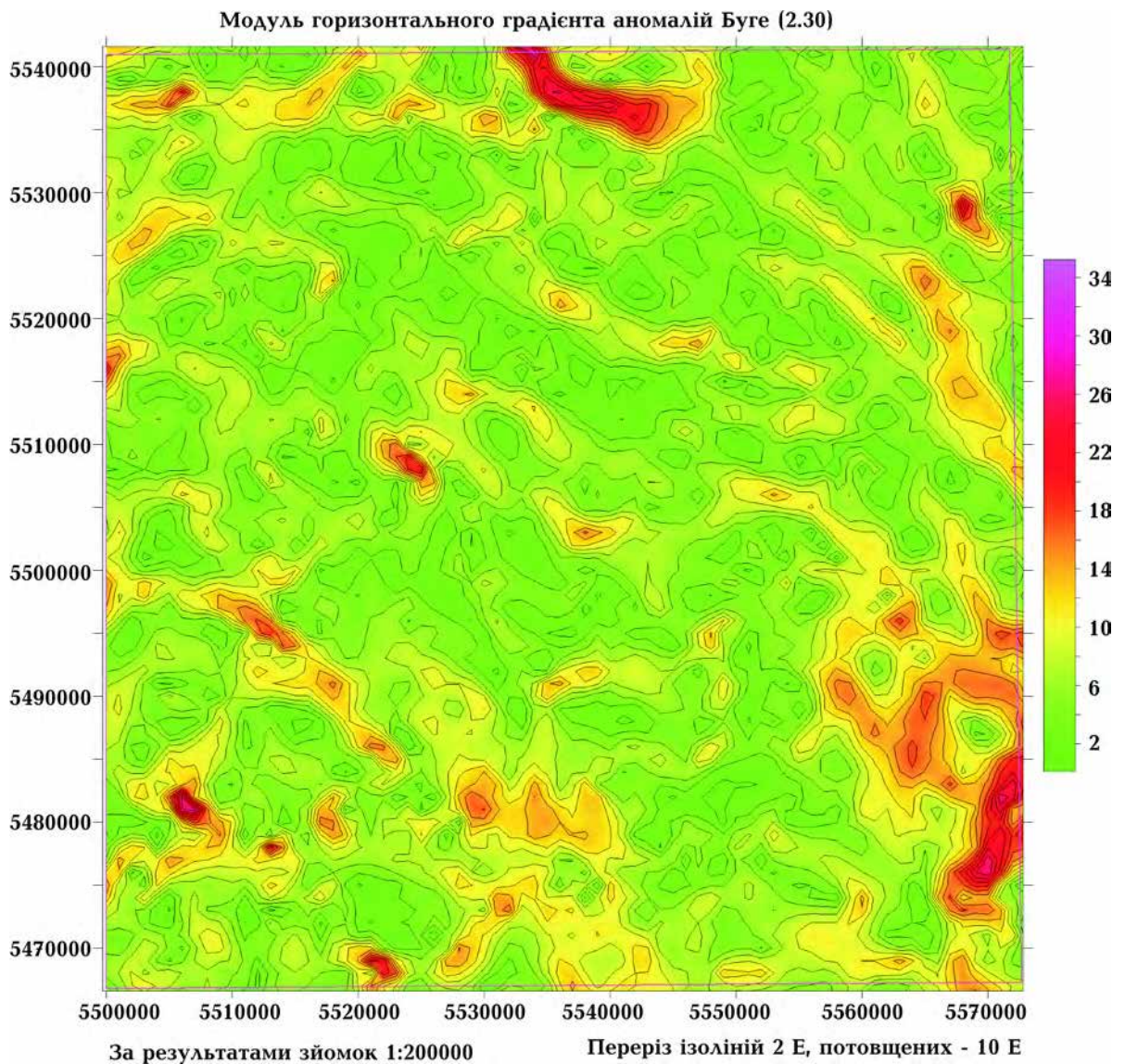


Рис. 8. Карта модуля повного горизонтального градієнта G аркуша М-35-XXII (Старокостянтинів). Шкалу інтенсивності аномалій оцифровано в етвешах ($1 E = 10^{-9} c^{-2}$).

даних смугою сколів субмеридіонального протягання складної внутрішньої будови завширшки до 10—15 км. До неї, крім уже згаданої на перетині з Хмільницькою зоною розломів штокоподібної лейкократової інтрузії гранітів, приурочені також локальна Жданівська інтрузія ультрабазитів з комплексним рудопроявом кольорових металів і урану, Соколівський рудопрояв урану в корі вивітряння по гранітах, Хмільницьке родовище радонових вод. На південному про-

довженні Яблунівсько-Білокоровицької зони роботами В. А. Єнтіна встановлено декілька невеликих масивів ультрабазитів із супутньою рідкіснометалевою мінералізацією. Насиченість цієї тектонічної структури інтрузіями різного складу у супроводі широкого спектра рудопроявів дає змогу вважати цю територію перспективною для постановки подальших детальних пошуково-знімальних робіт.

Широтна Андрушівська зона, що за геофізич-

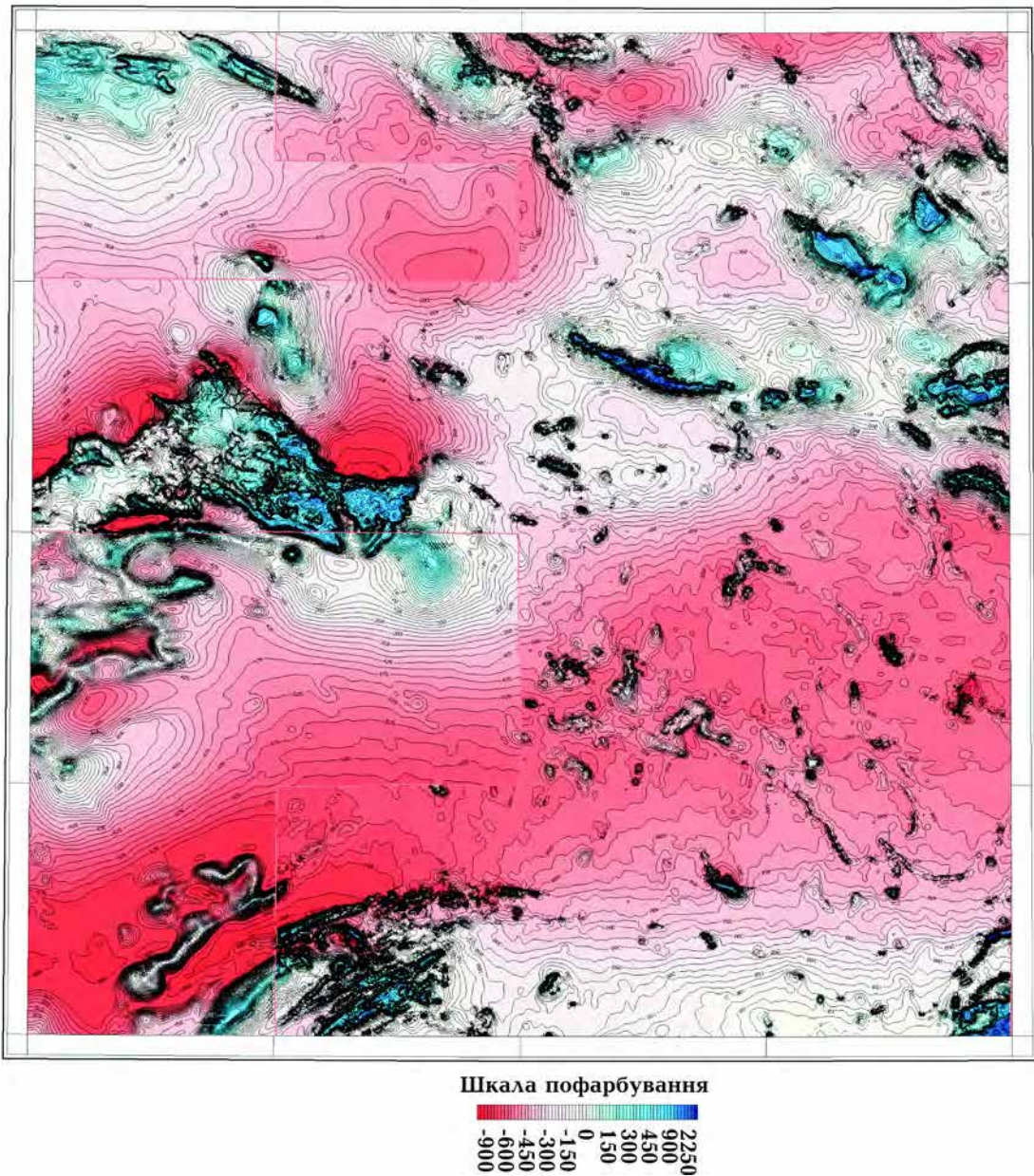


Рис. 9. Карта ізодинам ΔT_a аркуша М-35-XXII (Старокостянтинів). Шкалу інтенсивності аномалій оцифровано в нанотесла.

ними даними чітко простежується в межах Волино-Подільської плити, виділяється окремими ешелонованими сколами і в північній частині аркуша М-35-XXII, але лише на заході і в центрі. Далі на схід зону не закартовано за геолого-геофізичними даними, тому розглядати її як межу між Подільським і Волинським мегаблоками [Тектонічна ..., 2007, Ч. I, II] неправомірно.

Висновки

На основі матеріалів побудови розломно-блокової структури докембрійської земної кори трьох різних за геологічною інформативністю і складністю будови аркушів масштабу 1 : 200 000 УЩ можна стверджувати таке.

1. На відміну від Тектонічної карти України масштабу 1 : 1 000 000 [Тектонічна ..., 2007, Ч. I, II], на Тектонічній карті УЩ масштабу 1 : 500 000 міжмегаблокові, внутрішньомегаблокові і трансмегаблокові зони розломів потрібно відображати як геологічні тіла зі структурними і речовинними особливостями, що об'єднані під поняттям СФКЗР, не втрачаючи при цьому інформації про первинні СФК, які закартовано геологами на територіях, що перетинаються зонами розломів. Зрозуміло, що для цього СФКЗР мають бути напівпрозорими.

2. Контури, що окреслюють зони розломів, тобто СФКЗР, мають бути не умовними, а точними; слід враховувати всі відомі геофізичні та геологічні дані щодо площ розвитку всіх складових цих комплексів. Зазначена умова є необхідною, тому що із зонами розломів пов'язані більшість усіх відомих родовищ і рудопроявів корисних копалин УЩ. Ширина зон розвитку СФКЗР може сягати 7—20 км.

3. Для виконання умови прозорості на картах масштабу 1 : 500 000 слід відображати не всі складові СФКЗР, зафіксовані під час їх вивчення, а лише такі: а) всі ешелоновані сколи, що обмежують СФКЗР; б) ешелоновані сколи, що обмежують зони сколювання всередині зон розломів; в) розріджені інші ешелоновані сколи, які підкреслюють напрямки СТЕ; г) розріджені структурні лінії, які вказують на внутрішню структуру і кінематику зон розломів. Пункти б—г стосуються

найбільш детально вивчених аркушів, прикладом яких є аркуш М-36-XXXI (Первомайськ), наведений у статті.

Позначки, що характеризують кінематичний тип зон розломів та їх частин під час закладання і за головної фази активізації, наносяться у такий спосіб, щоб не обмежувати прозорість СФКЗР.

4. Інструментом картування СФКЗР в умовах УЩ є передусім геофізичні дані та характерні тектонофізичні й морфологічні особливості поверхні кристалічного фундаменту, що найліпше відображають сучасну будову земної кори як результат всієї історії розвитку регіону.

Виділення в геофізичних полях геофізичних неоднорідностей, за кожною з яких стоїть певний структурно-тектонічний лінеамент (скол чи зона сколювання) розломної зони, можливе лише за даними гравірозувідки масштабу 1 : 50 000 і більше та магніторозвідки (по можливості наземної) масштабу 1 : 25 000, якими на цей час закрито більшу частину території України. Разом з тим подібний підхід до детального вивчення структури розломних зон є, крім інших, ще одним безперечним аргументом на користь завершення гравірозувідки масштабу 1 : 50 000 на всій території України.

5. Викладена концепція картографічного відображення докембрійських розломних зон у різних геолого-геофізичних умовах і регіонах досліджень дає змогу не лише реальніше відобразити їх дійсну геологічну будову та насиченість певними речовинними комплексами. З'являється можливість у межах закартованих розломних зон окреслити ділянки і вузли площевої концентрації ешолонованих та елементарних сколів і локалізувати місця найбільшої тектонічної переробки гірських порід, що, як відомо, є одним з важливих пошукових критеріїв на родовища корисних копалин гідротермального і метасоматичного генезису.

Публікацією викладеного матеріалу автори звертаються до геологів і геофізиків тектонічного спрямування, особливо тих, хто братиме участь у побудові Схеми розломно-блокової тектоніки УЩ, відгукнутися на наші пропозиції і надати свої зауваження.

Список літератури

- Геологическая карта кристаллического основания* масштаба 1 : 200 000. Лист М-36-XXXI (Первомайск). Киев: Фонд ГП “Украинская геологическая компания”, 1990.
- Геологический словарь*. Москва: Недра, 1973. Т. 1. 486 с.
- Геохронология раннего докембрия Украинского щита*. Архей. Отв. ред. Н. П. Щербак. Киев: Наук. думка, 2005. 244 с.
- Геохронология раннего докембрия Украинского щита*. Протерозой. Отв. ред. Н. П. Щербак. Киев: Наук. думка, 2008. 240 с.
- Гинтов О. Б. Полевая тектонофизика и ее применения при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс, 2005. 572 с.
- Гинтов О. Б. Схема периодизации этапов разломообразования в земной коре Украинского щита — новые данные и следствия. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 1. С. 3—18.
- Гинтов О. Б., Ентин В. А., Мычак С. В., Павлюк В. Н., Зюльцле В. В. Структурно-петрофизическая и тектонофизическая основа геологической карты кристаллического фундамента центральной части Голованевской шовной зоны Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2016. Т. 38. № 3. С. 3—28.
- Гинтов О. Б., Пашкевич И. К. Тектонофизический анализ и геодинамическая интерпретация трехмерной геофизической модели Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32. № 2. С. 3—27.
- Ентин В. А. Геофизическая основа тектонической карты Украины масштаба 1 : 1 000 000. *Геофиз. журн.* 2005. Т. 27. № 1. С. 74—84.
- Ентин В. А., Гуськов С. И., Орлюк М. И., Гинтов О. Б., Осьмак Р. В. Карта абсолютных значений поля силы тяжести территории Украины и некоторые аспекты ее возможной интерпретации. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 1. С. 53—61.
- Єнтин В. А., Шимків Л. М., Нечаєва Т. С., Дзюба Б. М., Гинтов О. Б., Пашкевич І. К., Красовський С. С. Підготовка геофізичної основи Тектонічної карти України масштабу 1 : 1 000 000. Київ: Геоінформ України, 2002. 55 с.
- Орлюк М. И., Пашкевич И. К., Елисеєва С. В. Магнитная характеристика зон сочленения крупных тектонических структур Балтийского и Украинского щитов. *Связь поверхностных и глубинных структур земной коры с глубинными: Материалы 14-й международной конференции*. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. С. 96—99.
- Павлюк В. М., Бобров О. Б., Висоцький Б. Л., Довгань Р. М., Жовинський Е. Я., Костенко М. М., Ликов Л. І., Цимбал С. М. Звіт за темою “Геологія, петрологія, геохімія, вік та рудоносність мафіт-ультрамафітових асоціацій західної частини УЩ”. Книги 1—6. Фонд ГП “Украинская геологическая компания”. Киев, 2008. 683 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. Т. 29. № 6. С. 3—31.
- Старостенко В. И., Пашкевич И. К., Кутас Р. И. Глубинное строение Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2002. Т. 24. № 6. С. 36—48.
- Тектонічна карта України. Масштаб 1 : 1 000 000. Ч. 1. Пояснювальна записка. Відпов. ред. Д. С. Гурський, С. С. Круглов. Київ: УкрДГРІ, 2007. 95 с.
- Тектонічна карта України масштабу 1 : 1 000 000. Ч. II. Тектоніка фундаменту Українського щита. Масштаб 1 : 2 000 000. Пояснювальна записка. Під ред. Д. С. Гурського, В. П. Кирилюка. Київ: УкрДГРІ, 2007. 78 с.
- Цветкова Т. А., Бугаєнко І. В., Заєц Л. Н. Скоростная делимость мантии под Украинским щитом. *Геофиз. журн.* 2016. Т. 38. № 4. С. 75—88.
- Шевчук В. В. Соотношение протерозойского автотонного гранитообразования и деформационных процессов в пределах Тальновской зоны разломов (Украинский щит). *Вісник Київ. ун-ту. Сер. Геологія*. 2012. Вип. 56. С. 5—7.
- Шевчук В. В., Лавренюк М. В., Кравченко Д. В. Основы структурного анализа. Київ: ВПЦ “Київський університет”, 2013. 287 с.
- Щербаков І. Б. Петрологія Украинского щита. Львов: ЗукЦ, 2005. 366 с.

On plotting the Scheme of fracture-mega-block tectonics of the Ukrainian Shield in a scale 1 : 500 000

© O. B. Gintov, V. A. Yentyn, C. V. Mychak, 2017

The main principles have been proposed for discussion on composing the Scheme of fracture-mega-block tectonics of the Ukrainian Shield in a scale 1 : 500 000 supported by a decision of Interdepartmental tectonic committee of Ukraine as a basis for plotting the Tectonic map of the Ukrainian Shield in the mentioned scale. The existing maps and schemes of the blocky subdivision of the Ukrainian Shield considerably differ from each other especially because the fact that the unified principles of blocky and especially mega-blocky subdivision for the whole shield were not yet formulated then and the criteria for subdivision and mapping of inter-mega-block fracture zones were not supported. Such criteria are being considered in this work, and examples of schemes of fracture-block tectonics of three sheets in a scale 1 : 200 000 composed on their base have been given. It is proved that the Scheme of fracture-mega-block structure of the Ukrainian Shield must reflect the present-day blocky subdivision of the earth crust formed at the border of Early and Middle Proterozoic, at the very end of establishment of the granite socle of the shield. Only such mega-blocks and blocks and in the first place fault zones, which separate them, may be exactly identified and mapped that is an important condition, because the most part of deposits and ore manifestations of the shield are just related to the fracture zones. More ancient margins of mega-blocks and fault zones in the areas of Early Proterozoic tectonic-magmatic activation are hypothetical and cannot be mapped unambiguously. It has been shown that while plotting the Scheme of fracture-mega-block tectonics of the Ukrainian Shield the priority belongs to geophysical methods.

Key words: the Ukrainian Shield, mega-block, fracture zone, structural-formational complex, geophysical fields, shearing zones.

References

- Geological map of the crystalline base of the scale of 1 : 200 000. Sheet M-36-XXXI (Pervomaisk), 1990. Kiev: Foundation of GP "Ukrainian Geological Company" (in Russian).
- Geological Dictionary, 1973. Moscow: Nedra, Vol. 1, 486 p. (in Russian).
- Geochronology of Early Precambrian of the Ukrainian Shield. Archean, 2005. Ed. N. P. Shcherbak. Kiev: Naukova Dumka, 244 p. (in Russian).
- Geochronology of Early Precambrian of the Ukrainian Shield. Proterozoic, 2008. Ed. N. P. Shcherbak. Kiev: Naukova Dumka, 240 p. (in Russian).
- Gintov O. B., 2005. Field tectonophysics and its application for the studies of deformations of the Earth's crust of Ukraine. Kiev: Feniks, 572 p. (in Russian).
- Gintov O. B., 2014. Scheme of faulting periodization in the Earth's crust of the Ukrainian Shield — new data and consequences. *Geofizicheskij zhurnal* 36(1), 3—18 (in Russian).
- Gintov O. B., Yentyn V. A., Muchak S. V., Pavlyuk V. N., Zyltsle V. V., 2016. Structural-petrophysical and tectonophysical base of the geological map of crystalline basement of the central part of Golovanevsk suture zone of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskij zhurnal* 38(3), 3—28 (in Russian).
- Gintov O. B., Pashkevich I. K., 2010. Tectonophysical analysis and geodynamic interpretation of the three-dimensional geophysical model of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskij zhurnal* 32(2), 3—27 (in Russian).
- Yentyn V. A., 2005. Geophysical base of tectonic map of Ukraine in scale 1 : 1 000 000. *Geofizicheskij zhurnal* 27(1), 74—84 (in Russian).
- Yentyn V. A., Guskov S. I., Orlyuk M. I., Gintov O. B., Osmak R. V., 2015. Map of absolute gravity field values in Ukraine and some aspects of its possible interpretation. *Geofizicheskij zhurnal* 37(1), 53—61 (in Russian).
- Yentyn V. A., Shimkiv L. M., Nechayeva T. S., Dzyuba B. M., Gintov O. B., Pashkevich I. K., Krasovskiy S. S., 2002. Preparation of the geophysical basis of the tectonic map of Ukraine of scale 1 : 1 000 000.

- Kiev: Geoinform of Ukraine, 55 p. (in Ukrainian).
- Orlyuk M. I., Pashkevich I. K., Eliseeva S. V., 2008. Magnetic characteristic of the zones of articulation of large tectonic structures of the Baltic and Ukrainian Shields. *Relationship between the surface and deep structures of the Earth's crust with the deep: Materials of the 14th international conference*. Petrozavodsk: Karelian Research Center of the Russian Academy of Sciences, P. 96—99 (in Russian).
- Pavlyuk V. M., Bobrov A. B., Vysotskiy B. L., Dovgan G. M., Zhovinskiy E. Ya., Kostenko N. N., Lykov L. I., Tsybal S. M., 2008. Report on the topic "Geology, petrology, geochemistry, age and ore-bearing mafic-ultramafic associations of the western part of the US". Books 1—6. The State Enterprise "Ukrainian Geological Company". Kiev, 683 p. (in Ukrainian).
- Starostenko V. I., Gintov O. B., Pashkevich I. K., Burakhovich T. K., Kulik S. N., Kupriyenko P. Ya., Kutas R. I., Makarenko I. B., Orlyuk M. I., Tsvetkova T. A., 2007. Metallogeny of the Ukrainian Shield: regularities in the location of deposits of ore minerals, connection with the deep structure and dynamics of the lithosphere. *Geofizicheskiy zhurnal* 29(6), 3—31 (in Russian).
- Starostenko V. I., Pashkevich I. K., Kutas R. I., 2002. Depth structure of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskiy zhurnal* 24(6), 36—48 (in Russian).
- Tectonic map of Ukraine, 2007. 1 : 1 000 000. Pt. 1. Explanatory note. Eds D. S. Gurskiy, S. S. Kruglov. Kyiv: UkrDGRI, 95 p. (in Ukrainian).
- The Tectonic map of Ukraine on a scale of 1 : 1 000 000. Pt. II. Tectonics of the foundation of the Ukrainian Shield. Scale 1 : 2 000 000, 2007. Explanatory note. Eds D. S. Gurskiy, V. P. Kirilyuk. Kiev: UkrGGRI, 78 p. (in Ukrainian).
- Tsvetkova T. A., Bugaenko I. V., Zaets L. N., 2016. Velocity divisibility of the mantle beneath the Ukrainian Shield. *Geofizicheskiy zhurnal* 38(4), 75—88 (in Russian).
- Shevchuk V. V., 2012. The ratio of Proterozoic autochthonous granite formation and deformation processes within the Talnian fault zone (Ukrainian Shield). *Visnyk Kyivskogo universitetu. Ser. Geologiya*. (56), 5—7 (in Russian).
- Shevchuk V. V., Lavrenyuk M. V., Kravchenko D. V., 2013. Fundamentals of structural analysis. Kiev: IPC "Kiev University", 287 p. (in Ukrainian).
- Shcherbakov I. B., 2005. Petrology of the Ukrainian Shield. Lviv: Publ. House. ZUKTs, 366 p. (in Russian).

Опыт сопоставления вариаций вектора индукции в магнитно-сопряженных точках

© И. И. Рокитянский, В. И. Бабак, А. В. Терешин, 2017

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 21 сентября 2017 г.

Виконана обробка і отримані графіки зміни вектора індукції з 1991—2005 рр. до 2014 р. на 12 парах магнітно-спряжених обсерваторій, розташованих на всіх континентах і деяких островах в діапазоні геомагнітних широт від $+82,73^\circ$ до $-78,91^\circ$. Виділені і проаналізовані річні варіації вектора індукції, отримано глобальні (від полюса до полюса) зміни амплітуди річних варіацій. У високих широтах річні варіації вектора індукції можуть досягати величини 0,5, в середніх і низьких широтах вони майже на порядок менше. Також визначено, що амплітуда річних варіацій зростає зі збільшенням періоду і не корелює з величиною і напрямком вектора індукції. На двох низькоширотних обсерваторіях, розташованих на півночі Південної Америки і в Австралії, після 2008 р. виявлено синхронне збільшення амплітуди річної варіації майже в два рази, що може бути проявом деякого глобального процесу. Чітко вираженого ефекту, пов'язаного з положенням обсерваторій в спряжених областях, на даному етапі не виявлено.

Ключові слова: вектор індукції, магнітно-спряжені точки, річні варіації векторів індукції.

Введение. Две точки на поверхности Земли, находящиеся на противоположных концах одной и той же силовой линии главного, в первом приближении дипольного, геомагнитного поля, называются магнитно-сопряженными. Поскольку распространение электромагнитных сигналов вдоль геомагнитных силовых линий происходит с минимальным затуханием, наблюдается сопряженность целого ряда явлений: полярных сияний, геомагнитных возмущений различного спектрального состава, инжекций электрических зарядов в атмосферу от падения метеоритов, ядерных взрывов, запусков ракет.

Спутниковые измерения плазменного и электромагнитного состояния магнитосферы зафиксировали перед сильными землетрясениями изменения не только над районом будущего эпицентра, но и над магнитно-сопряженным районом противоположного полушария Земли. Это явление удается объяснить, предположив, что подготовка землетрясений связана с модификацией глобальной электрической цепи [Pulinets, 2009]. При изучении связи магнитосферных явлений с тектоническими процессами [Khachiku-

an et al., 2013], была замечена геомагнитная сопряженность современных тектонических структур, а именно некоторых срединно-океанических хребтов Южного полушария с зонами сочленения орогенных и платформенных структур в Северном полушарии. Следовательно, можно предположить, что сопоставление векторов индукции в сопряженных областях может дать интересные результаты.

Имеющиеся в сети Intermagnet (www.intermagnet.org), на сайтах Geospatial Information Authority of Japan (GSI) (www.gsi.go.jp) и Kakioka Magnetic Observatory, Japan Meteorological Agency (КМО—JMA) (www.kakioka-jma.go.jp) наблюдения позволяют выбрать магнитно-сопряженные обсерватории весьма приблизительно (табл. 1, рис. 1), основное внимание уделялось сопряженности по геомагнитной широте. Дискретность исходных временных рядов геомагнитных вариаций составляла 1 мин. В результате обработки по программе Семенова—Климкович [Климкович, 2009] были получены ежедневные значения четырех компонент вектора индукции для пяти интервалов периодов от 150

до 3600 с. Для уменьшения разброса ежедневные значения усреднялись за месяц. Неопределенность среднемесячных значений высокоширотных станций в среднем равна 0,01, в отдельных случаях в два-три раза превышая эту величину (табл. 2); для средне- и низкоширотных станций неопределенность изменяется от 0,002 до 0,02(в среднем 0,005).

Полученные временные ряды вектора индукции представлены на рис. 2. На них хорошо вид-

ны годовые вариации, на некоторых обсерваториях 11-летние вариации, а также тренды и неустраненные шумы, наиболее частые на самом короткопериодном интервале 2,5—5 мин.

Годовые вариации (ГВ) присутствуют на всех обсерваториях, но, как правило, не на всех периодах и компонентах каждой обсерватории. Анализ материалов позволяет выделить следующие обобщенные тенденции ГВ: 1) в исследованном диапазоне периодов амплитуда ГВ ра-

Т а б л и ц а 1. Список сопряженных станций с кодом, геомагнитными и географическими координатами и периодом работы (www.intermagnet.org)

Код	Станция	Геомагнитная широта	Геомагнитная долгота	Географическая широта	Географическая долгота	Период работы
RES	Resolute Bay	82,73	-54,06	74,69	-94,895	1992—2014
HRN	Hornsund	73,93	125,18	77	15,37	2002—2014
SIT	Sitka	60,19	-78,62	57,06	-135,33	1991—2014
NUR	Nurmijarvi	57,74	113,04	60,51	24,66	1991—2014
OTT	Ottawa	55,18	-4,12	45,403	-75,552	1991—2014
IRT	Irkutsk	42,11	177,23	52,27	104,45	1998—2014
GUI	Guimar-Tenerife	33,42	60,86	28,32	-16,43	1997—2014
YOK	Yokohama	32,28	-150,43	40,993	141,24	2001—2012
BMT	Beijing Ming Tombs	30,22	-172,56	40,3	116,2	1998—2014
КАК	Kakioka	27,46	-150,78	36,23	140,18	1956—2015
KNY	Kanoya	22,00	-158,80	31,42	130,88	1991—2016
KOU	Kourou	14,57	20,07	5,21	307,27	1996—2014
VSS	Vassouras	-13,43	27,06	-22,4	-43,65	1999—2014
KDU	Kakadu	-21,64	-154	-12,69	132,47	2000—2014
СТА	Charters Towers	-27,64	-138,65	-20,1	146,3	2000—2014
LRM	Learmonth	-32,1	-174,47	-22,22	114,1	2004—2014
ASP	Alice Springs	-32,51	-151,46	-23,77	133,88	1999—2014
HER	Hermanus	-33,91	84,66	-34,43	19,23	1995—2014
GNA	Gnangara	-41,5	-170,66	-31,8	116	1994—2013
AIA	Argentine Islands (Akademik Vernadsky base)	-55,19	5,86	-65,25	-64,25	2001—2014
PAF	Port-aux-Francais	-56,62	133,62	-49,35	70,26	1991—2014
MCQ	Macquarie Island	-59,7	-115,78	-54,5	158,95	2001—2014
MAW	Mawson	-73,08	111,61	-67,6	62,88	2005—2014
SBA	Scott Base	-78,94	-71,15	-77,85	166,78	1996—2014

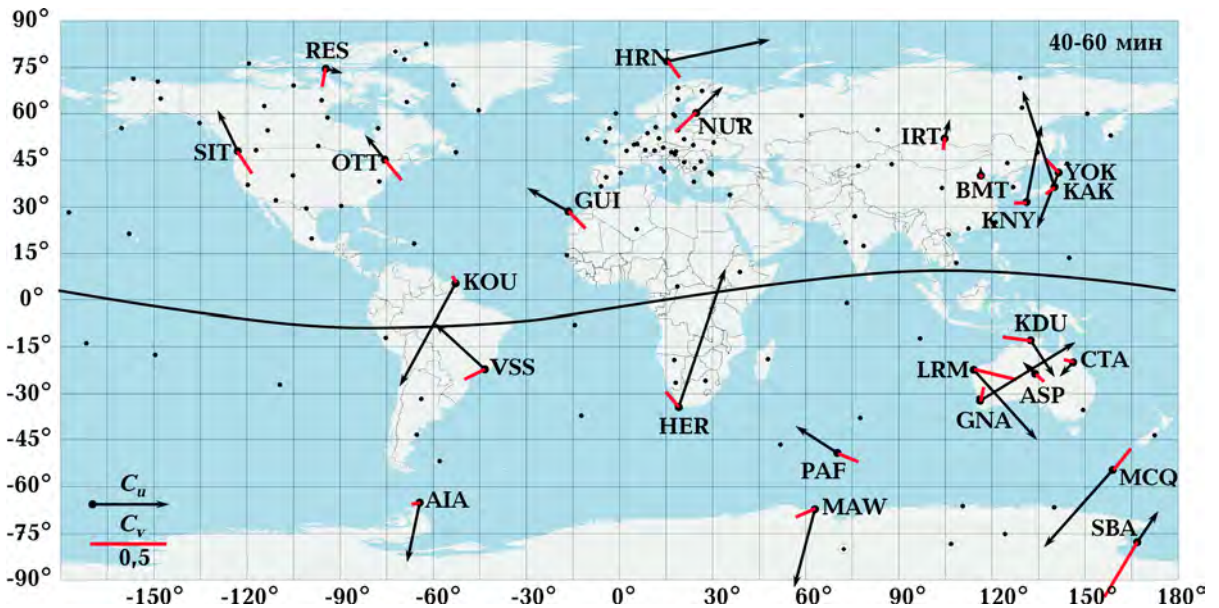


Рис. 1. Карта с действительными C_u и мнимыми C_v векторами, построенными для периода 3600 с (интервал 40—60 мин), для сопряженных обсерваторий. Точками в кружках показаны геомагнитные полюсы для эпохи 2010 г., малыми точками — остальные обсерватории Intermagnet, проведен геомагнитный экватор.

стет с увеличением периода; 2) амплитуда ГВ максимальна в высоких геомагнитных широтах, достигая в максимуме значений 0,4—0,5, и уменьшается примерно на порядок в средних и низких широтах; 3) амплитуда ГВ не коррелирует с величиной и направлением вектора индукции, что видно из сопоставления длины векторов индукции, представленных на рис. 1, и амплитуд ГВ, которые можно измерить на рис. 2.

На эти тенденции наложены многочисленные пространственно-временные нерегулярности и отступления от указанных тенденций. Рассмотрим их последовательно для всех пар станций.

RES. На компонентах A_u и B_v на периоде 3000 с наблюдаются четкие ГВ с амплитудой $-0,4$ и $-0,5$ соответственно (знак “-” означает, что северная и восточная компонента вектора индукции в июне имеет минимум, а в январе максимум; при знаке “+” — все наоборот), на периоде 1800 с амплитуды ГВ этих компонент становятся вдвое меньше, на периодах 900—225 с ГВ становятся меньше 0,1 на A_u и трудноразличимы на фоне нерегулярных колебаний или шумов на B_v . На компоненте A_u на периодах 1800 и 225 с наблюдается увеличение амплитуды примерно в два раза за время 24-лет-

них наблюдений, в то время как на периодах 900 и 450 с амплитуда ровная. На (грубо) магнитно-сопряженной станции SBA все вариации значительно слабее, ГВ лучше всего просматриваются на периоде 1800 с, на котором амплитуда A_u и B_v приблизительно равна $+0,15$, а на B_u — $-0,15$. На периодах 900 и 450 с эти амплитуды уменьшаются в 2 и 3 раза.

Сопряженная пара HRN и MAW характеризуется сильной зашумленностью. ГВ просматриваются только на HRN на A_u на длинных периодах уже с изменившимся знаком “+”, на A_v — только на коротких периодах тоже со знаком “+”.

Следующая пара SIT и MCQ уже в средних широтах. ГВ четко видны только на SIT на длинных периодах только на B_u и A_v компонентах со знаком “+”.

Пара NUR и PAF. Четкие ровные ГВ видны на A_v на всех периодах станции NUR, монотонно уменьшаясь от $+0,2$ на 3600 с до $0,03$ на 225 с. На A_u ГВ видны только на длинных периодах со знаком “+”.

Пара OTT и AIA. A_u на 1800 с + и + на обеих станциях, B_u + и - на длинных периодах обеих станций, A_v + и + на обеих станциях, B_v + и +.

Пара IRT и GNA. На A_u , B_u , A_v на длинных

Т а б л и ц а 2. Значения неопределенности (умноженные на 1000) полученных ежемесячных величин компонент векторов индукции, усредненные за все время обработки. Светло-серым цветом выделены значения более 0,01, темно-серым — более 0,025

Станция	3000 с	1800 с	900 с	450 с	225 с	Компоненты	3000 с	1800 с	900 с	450 с	225 с	Станция
RES	9,7	12,4	10,8	10,2	8,0	A_u	9,9	13,9	12,4	11,5	8,6	SBA
	12,0	14,8	14,4	14,6	11,0	B_u	7,5	10,4	10,2	9,9	7,5	
	9,5	11,1	11,1	11,7	8,6	A_v	9,3	13,7	13,3	11,7	8,6	
	11,7	15,2	14,8	14,8	11,3	B_v	7,5	10,2	10,2	10,0	7,7	
HRN	11,5	16,8	16,8	17,9	13,9	A_u	18,6	27,9	30,5	33,4	25,7	MAW
	14,4	20,6	22,5	23,0	15,2	B_u	19,4	31,2	36,1	39,1	31,6	
	10,8	16,8	17,9	19,2	14,4	A_v	18,4	28,5	32,5	37,4	27,9	
	14,8	21,7	21,7	21,4	15,0	B_v	19,0	31,0	36,0	42,0	32,7	
SIT	10,4	11,5	9,5	9,9	7,3	A_u	8,2	10,2	9,7	9,5	7,7	MCQ
	8,8	10,6	9,9	11,3	8,4	B_u	11,1	13,5	12,8	13,3	10,8	
	10,6	12,8	10,8	9,9	6,9	A_v	8,2	9,7	9,1	9,3	7,5	
	9,3	11,7	11,0	10,4	8,2	B_v	11,1	13,9	13,0	13,5	10,8	
NUR	6,6	7,1	6,0	5,8	4,4	A_u	4,7	5,8	6,2	5,3	4,2	PAF
	8,0	10,0	8,6	7,9	6,4	B_u	6,6	7,9	6,2	7,7	5,3	
	6,2	7,3	6,9	5,8	4,4	A_v	5,1	6,8	5,1	5,3	4,2	
	8,0	9,9	9,5	8,9	6,6	B_v	5,5	8,2	7,9	6,6	5,1	
OTT	6,9	9,1	8,0	8,6	7,3	A_u	6,6	7,1	5,7	6,0	5,1	AIA
	5,5	7,3	7,5	8,0	7,1	B_u	5,8	7,5	6,4	5,7	4,6	
	6,2	8,8	9,3	9,3	6,9	A_v	6,6	6,9	5,5	6,0	5,5	
	5,3	7,1	9,3	8,0	7,3	B_v	6,2	6,2	4,7	5,8	4,7	
IRT	2,9	2,7	2,6	3,5	3,1	A_u	5,5	6,4	7,1	10,2	10,8	GNA
	3,3	4,0	4,0	5,3	4,7	B_u	3,8	3,5	3,8	6,8	7,1	
	2,6	3,3	3,3	4,0	3,3	A_v	5,3	4,6	5,5	9,9	10,6	
	3,3	3,8	4,2	5,3	4,9	B_v	3,8	3,3	3,8	6,8	7,3	

Станция	3000 с	1800 с	900 с	450 с	225 с	Компоненты	3000 с	1800 с	900 с	450 с	225 с	Станция
GUI	5,5	4,9	5,8	7,3	6,8		A_u	9,3	9,7	10,8	14,6	14,1
	6,8	5,3	6,4	6,9	5,7	B_u	12,0	10,4	12,0	18,8	19,4	
	5,5	6,2	6,2	7,5	6,8	A_v	9,9	8,0	10,4	15,7	15,2	
	6,2	6,6	6,0	6,6	5,7	B_v	11,7	10,4	12,4	17,7	19,4	
YOK	4,4	3,7	6,4	7,5	5,5	A_u	2,0	2,6	3,3	4,9	4,7	ASP
	6,8	7,5	9,3	11,5	10,0	B_u	2,7	4,0	4,6	6,4	6,4	
	4,7	7,7	6,4	6,4	5,3	A_v	2,2	2,7	3,1	4,6	4,7	
	6,6	7,7	9,3	11,3	10,0	B_v	2,7	3,7	4,2	6,2	6,6	
BMT	1,3	1,5	1,5	1,6	1,5	A_u	6,9	8,0	9,9	10,2	6,4	LRM
	1,8	2,4	2,4	2,6	2,2	B_u	9,7	10,8	7,7	8,0	6,2	
	1,6	1,8	1,5	1,6	1,5	A_v	8,2	7,5	5,5	8,6	6,8	
	2,0	2,4	2,4	2,7	2,4	B_v	7,3	5,7	6,6	8,2	6,6	
КАК	4,7	4,2	6,2	10,8	10,0	A_u	2,0	2,0	2,0	2,7	2,9	СТА
	6,6	6,0	7,3	13,5	14,4	B_u	3,1	3,5	3,3	4,2	3,8	
	6,0	6,0	6,6	10,4	10,4	A_v	2,2	2,2	2,2	2,9	2,9	
	6,8	5,8	7,1	12,8	14,4	B_v	3,3	3,5	3,3	4,0	4,0	
KNY	4,2	4,0	6,0	7,3	5,5	A_u	3,8	3,5	4,7	8,8	6,9	KDU
	6,2	4,7	4,9	7,5	7,9	B_u	6,8	9,5	7,7	8,8	8,0	
	5,5	5,8	4,0	5,3	5,5	A_v	3,8	4,6	5,7	6,9	6,8	
	6,9	5,8	4,6	7,1	8,0	B_v	6,9	6,2	8,8	10,8	8,6	
KOU	10,0	9,9	8,2	10,8	9,9	A_u	5,1	4,6	4,4	6,0	4,9	VSS
	15,5	14,8	10,4	13,1	12,8	B_u	10,4	10,2	9,9	11,1	8,4	
	9,5	9,3	8,0	10,8	10,2	A_v	5,1	5,1	4,7	6,0	5,1	
	15,2	13,3	10,2	12,0	12,2	B_v	11,1	9,3	7,7	9,5	8,2	

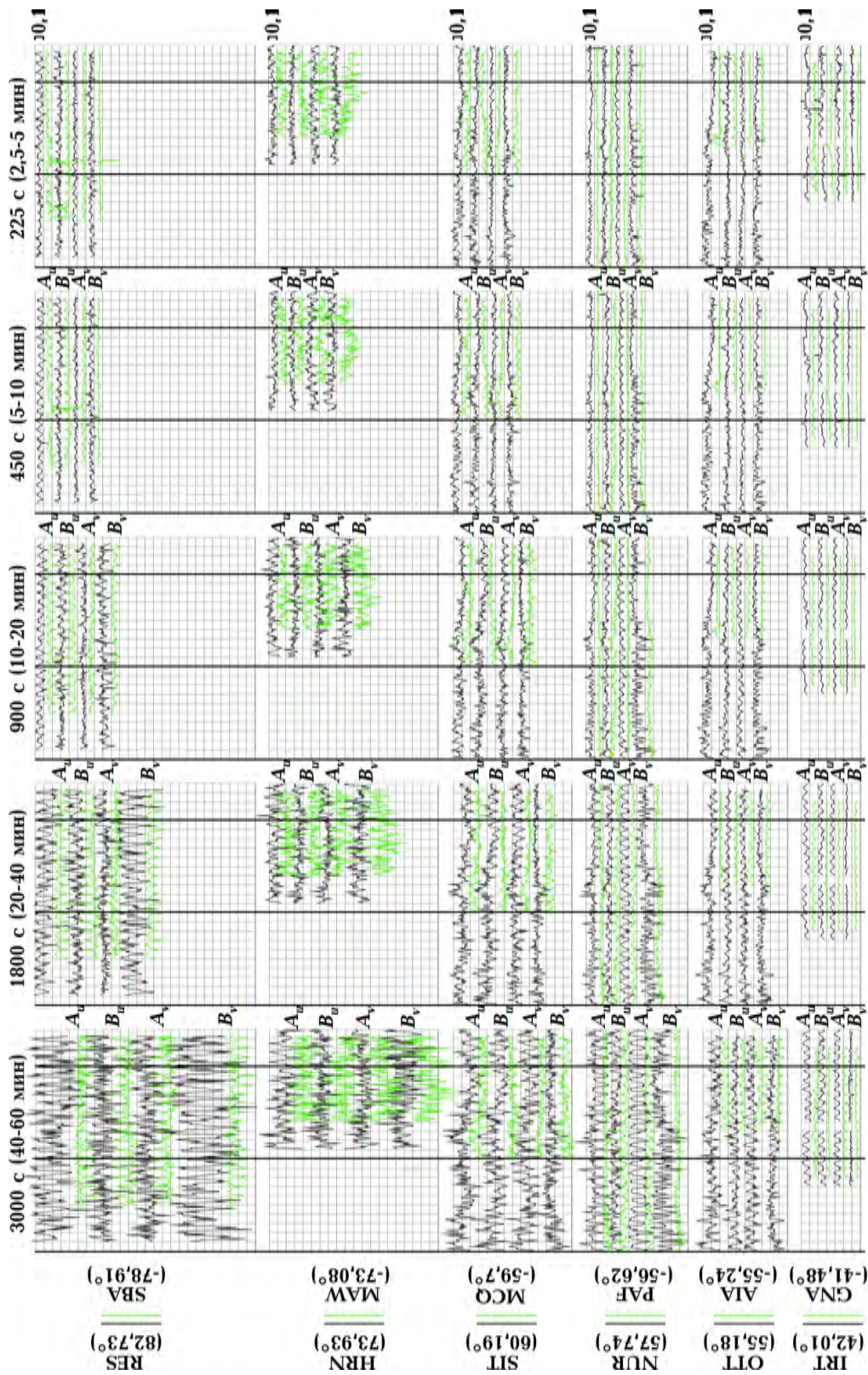
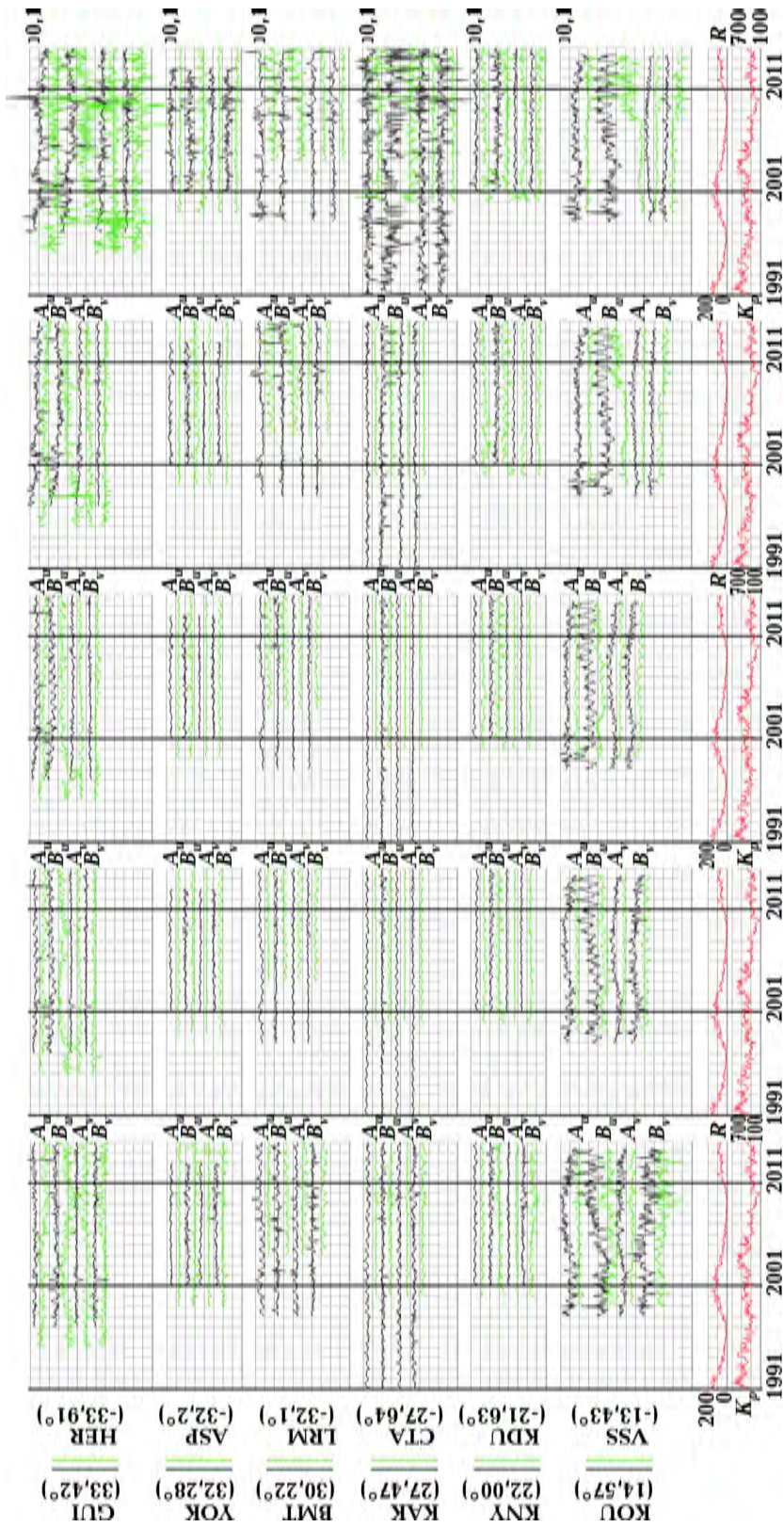


Рис. 2. Сравнение графиков действительных A , B и мнимых A' , B' компонент векторов индукции на всех парах сопряженных станциях для пяти диапазонов периодов. В скобках после кода станций указана их геомагнитная широта. Внизу рисунка представлены графики индекса солнечной и геомагнитной активности R и K_p .



Окончание рис. 2.

периодах четкие, ровные ГВ со знаком “+” и амплитудой 0,08 для станции IRT и в 2 раза меньшей амплитудой и такими же знаками на A_u и A_v на станции GNA.

Пара GUI и HER. На GUI ГВ почти не видны, только на периодах 1800 и 900 с нечетко выраженные ГВ видны на A_u с амплитудой +0,03 и на B_u с амплитудой +0,05. На HER ГВ видны на трех длинных периодах 3600, 1800 и 900 с на компоненте A_v с амплитудами +0,06, +0,04, +0,02 соответственно и на компоненте A_u с амплитудой +0,03.

Следующие три пары (как и предыдущая) находятся в одном и том же регионе: северная часть в Японии и Китае, южная в Австралии. ГВ, если они видны, имеют стабильную небольшую амплитуду порядка 0,02—0,05 на большинстве компонент, периодов и станций со знаком “+”. Знак “–” наблюдается только на станции LRM на северо-западном побережье Австралии на компонентах A_u и B_u с амплитудой, увеличивающейся с уменьшением периода в среднем от 0,02 до 0,1, причем амплитуда этих компонент за время наблюдений с 2004 по 2014 г. увеличилась в два раза.

KOU и VSS — самая низкоширотная пара станций, находящихся на Атлантическом побережье Южной Америки. На большинстве компонент обеих станций видны небольшие (0—0,06) положительные ГВ. Имеется одно исключение — на станции KOU ГВ отрицательна, а ее амплитуда до 2008 г. была –0,1 на периодах 900 и 1800 с, а с 2008 г. стала почти –0,2 на всех периодах. На всех компонентах этой пары видны длиннопериодные изменения, коррелирующиеся с 11-летними вариациями солнечной и геомагнитной активности.

Обсуждение. В предшествующих работах [Takeda, 1997; Araya, Ritter, 2016] суточные и годовые вариации вектора индукции выделялись методом наложения эпох, что исключало изучение зависимости ГВ от времени. Для усредненных за весь интервал наблюдений легче

удавалось сделать конкретные заключения о поведении вариаций. Одно из этих заключений состоит в том, что ГВ на компоненте A_u всегда положительна, а на компоненте A_v отрицательна. У нас компонента A_v всегда положительна. Это различие, по-видимому, связано с тем, что в формулах теории гармонических колебаний был выбран противоположный знак в экспоненте $e^{\pm i\omega t}$, что приводит к противоположным знакам мнимых компонент. Для действительной компоненты A_u обнаружены два случая отрицательного знака ГВ: на самой высокоширотной станции RES (геомагнитная широта +83°) и на LRM (геомагнитная широта –32°). На станции SIT ГВ на компоненте A_u в 1991—1994 гг. была отрицательной на всех периодах, затем долгие годы ГВ не выделялась и только в 2009 г. появилась на периодах 3600 и 1800 с уже с положительным знаком.

Выводы. Выполнена обработка и получены графики изменения вектора индукции на 12 парах магнитно-сопряженных обсерваторий.

Выделены и проанализированы годовые вариации и получены глобальные от полюса до полюса изменения амплитуды годовых вариаций.

Четко выраженного эффекта, связанного с положением обсерваторий в сопряженных областях, на данном этапе не выявлено.

На двух низкоширотных станциях обнаружены одинаковые аномальные изменения ГВ: на LRM (компоненты A_u и B_u) и на станции KOU (компонента B_u) годовые вариации имеют отрицательный знак и в 2008 г. удваивают амплитуду. Это синхронное событие заслуживает обстоятельного изучения, поскольку может быть проявлением некоторого глобального процесса.

Благодарность. Авторы выражают благодарность сотрудникам геомагнитных обсерваторий и организациям по сбору и хранению информации (Intermagnet, Geospatial Information Authority of Japan (GSI), Kakioka Magnetic Observatory, Japan Meteorological Agency (КМО—JMA)) за предоставление качественных данных.

Список литературы

- Климкович Т. А. Особливості часових змін аномального магнітного поля та векторів індукції у закарпатському сейсмоактивному прогині: Дис. канд. ... фіз.-мат. наук. Київ, 2009. 195 с.
- Araya J. V., Ritter O., 2016. Source effects in mid-latitude geomagnetic transfer functions. *Geophys. J. Int.* 204(1), 606—630. doi: 10.1093/gji/ggv474.
- Khachikyan G. Ya., Zhakupov N. S., Kadyrkhanova N. Zh., 2013. Geomagnetic conjugacy of modern tectonic structures. *Geodynamics & Tectonophysics* 4(2), 187—195. doi: 10.5800/GT-2013-4-2-0097.
- Pulinets S. A., 2009. Physical mechanism of the vertical electric field generation over active tectonic faults. *Adv. Space Res.* 44(6), 767—773. <http://dx.doi.org/10.2016/j.asr.2009.04.038>.
- Takeda M., 1997. Local time variation of geomagnetic transfer functions. *Geophys. J. Int.* 130(3), 765—770.

The experience of comparing the variations of the induction vector in magnetically conjugate points

© I. I. Rokityansky, V. I. Babak, A. V. Tereshin, 2017

Processing was performed and graphs of induction vector change were obtained from 1991—2005 to 2014 on 12 pairs of magnetically conjugated observatories located on all continents and some islands in the geomagnetic latitude range from $+82,73^\circ$ to $-78,91^\circ$. The annual variations of the induction vector were separated and analyzed, and global variations of the amplitude of annual variations were obtained. At high latitudes the annual variations of the induction vector can reach 0,5, in the middle and low latitudes they are almost an order smaller. It is also determined that the amplitude of annual variations increases with the period and that it does not correlate with the magnitude and direction of the induction vector. At two low-latitude observatories located in the north of South America and in Australia after 2008 a synchronous almost two fold increase in the amplitude of the annual variation was found, which may be a manifestation of some global process. A clearly pronounced effect associated with the position of observatories in the conjugate regions at this stage was not revealed.

Key words: induction vector, magnetically conjugated point, annual variations of induction vectors.

References

- Klymkovych T. A., 2009. Peculiarities of temporal variations of anomalous magnetic field and induction vectors in the Transcarpathian seismic-active trough: *Dis. cand. phys. and math. sci.* Kiev, 195 p. (in Ukrainian).
- Araya J. V., Ritter O., 2016. Source effects in mid-latitude geomagnetic transfer functions. *Geophys. J. Int.* 204(1), 606—630. doi: 10.1093/gji/ggv474.
- Khachikyan G. Ya., Zhakupov N. S., Kadyrkhanova N. Zh., 2013. Geomagnetic conjugacy of modern tectonic structures. *Geodynamics & Tectonophysics* 4(2), 187—195. doi: 10.5800/GT-2013-4-2-0097.
- Pulinets S. A., 2009. Physical mechanism of the vertical electric field generation over active tectonic faults. *Adv. Space Res.* 44(6), 767—773. <http://dx.doi.org/10.2016/j.asr.2009.04.038>.
- Takeda M., 1997. Local time variation of geomagnetic transfer functions. *Geophys. J. Int.* 130(3), 765—770.

Mathematical modelling of the elastic behavior of structured geophysical media

© N. V. Olali¹, D. B. Vengrovich², M. P. Malezhyk³, 2017

¹Niger Delta University, Wilberforce Island Bayelsa State, Bayelsa, Nigeria

²Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine, Kiev, Ukraine

³Dragomanov National Pedagogical University, Kyiv, Ukraine

Received 6 October 2017

З точки зору сучасної нелінійної геофізики неоднорідність, наявність ієрархічної блокової структури, анізотропія є визначальними властивостями природного середовища, зокрема земної кори. Багато досягнень сучасної теорії самоорганізації в геофізиці ґрунтуються на вже споруджуваних базових моделях структурованих середовищ. Структура грає ключову роль в динаміці земної кори, вона має велике значення для виникнення тектонічних напружень, їх локалізації і наступних процесів їх вивільнення. Як показано в роботі [Старостенко и др., 2001], такі структуровані середовища необхідно описати на мікро-, мезо- і макрорівнях у рамках моделей взаємодіючих блоків, які дозволяють достовірно описати такі тектонічні процеси, як формування і еволюція рифтових осадових басейнів, стиснення земної кори в зонах субдукції [Венгрович 2017], соляну тектоніку [Венгрович, 2010]. Використовувані підходи для розрахунку динаміки величезного числа взаємодіючих блоків дуже затратні. Запропоновано математичну модель пружної поведінки структурованого геофізичного середовища, що дозволяє в певних випадках отримати аналітичні залежності між її пружними параметрами і структурою. Середовище описано в першому наближенні твердою матрицею з включенням гранул з іншими реологічними властивостями. Представлені чисельні (модель МСЕ) і аналітичні розрахунки полів напружень в реальних середовищах для моделей з внутрішньою періодичною структурою, порівняння яких підтверджує широкі межі застосування запропонованої аналітичної моделі.

Ключові слова: поля напружень, геофізичні середовища, структура, кора, модулі пружності.

Environment structure. We will consider the process of quasi-static elastic deformation of an inhomogeneous medium to get the values of the elastic constants of this material. Now suppose that such an environment is a matrix of 3D regularly arranged granules and the spaces between those are filled with another substance. In such a case the model structure will be built based on the translation and rotation symmetry of the regular environment with the equal particles. The distribution of the particle centers in the space will be presented as a sequence of spatial lattice vectors [Lure, 1955]. The simplest structure of this type is created by infinite set of parallelepipeds, which angular points are determined by the vector $\mathbf{e} = \mathbf{e}_1 m \omega_1 + \mathbf{e}_2 n \omega_2 + \mathbf{e}_3 p \omega_3$ where \mathbf{e}_k ($k = 1, 2, 3$) are the unit vectors directed along the parallelepiped sides; m, n, p — the set of natural numbers; ω_k ($k = 1, 2, 3$) — the parallelepiped period lengths. In the more complex structures there is a group of inclusions near each angular point of the spatial lattice. This fact leads to different structures and symmetry groups.

For a first approximation the theory of effective modules of elasticity is based on determining the relative volumetric filling of environment with particles ζ , and also depends on the type of balls packing and cyclic symmetry in the structure. In the regular structure the first and the second parameters ω_k determine the mutual distance from the edge to the edge allowing to assess their interaction from extinction of function; the last determines symmetry in tension, which is required when selecting the type of functions that determines this state. The simplest cubic lattice $\omega_1 = \omega_2 = \omega_3 = \omega$ is a cube in the angles of which

there are centers of identical balls (Fig. 1, *a*). The volume of one cell includes one eighth part of volume of each ball in the grid node. It means that there is one ball in the cell. A limit volume filling takes place for dense packing of balls with the radius when the spheres touch each other $\omega = 2a$:

$$\zeta = \frac{4\pi a^3}{3\omega^3} = \frac{\pi}{6} \approx 0,52. \quad (1)$$

The stress condition in such structure will be determined by cyclic symmetry in three mutually perpendicular planes with angle period $\alpha = \pi/4$. If we put another sphere in the center of cubic structure there will be two balls in the one cell, so dense packing takes place when the balls touch each other on the diagonal of the cube. The extreme dimensions are determined by the ratio $(4a)^2 = \omega^2 + (\omega\sqrt{2})^2$, $a = \sqrt{3}/4$, extreme volume fraction:

$$\zeta = \frac{8\pi a^3}{3\omega^3} = \frac{\sqrt{3}\pi}{8} \approx 0,68. \quad (2)$$

In such body-centered cubic structure the cyclic symmetry will be also determined by the inclination

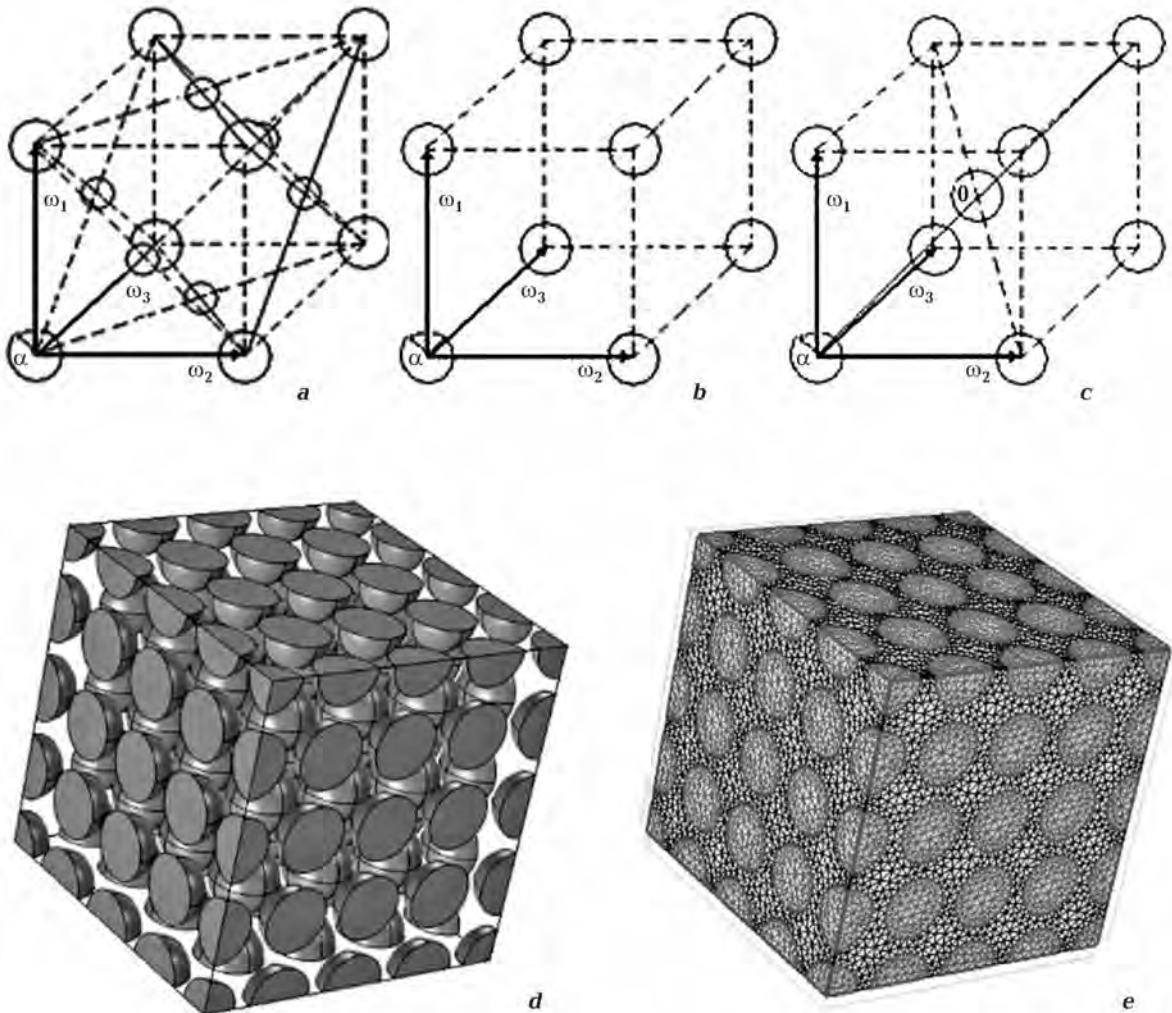


Fig. 1. Cubic lattice with different filled density: *a* — simple lattice, *b* — body-centered lattice, *c* — side-centered lattice, *d* — numerical Finite Element Model implementation of the medium, the boundary reflection symmetric conditions are applied on the cube faces, *e* — finite element mesh used in calculation.

of plane of the lattice symmetry according to this fact the angle period will be changed. If we put additional ball in each cube face in the cubic structure, this cell includes the half of their volume (Fig. 1). There will be only four inclusions in the selected volume: $4a^2 = 2\omega^2$, $a = \omega \frac{\sqrt{2}}{4}$.

The most volumetric filling of the inclusion

$$\zeta = \frac{16\pi a^3}{3\omega^3} = \frac{\sqrt{2}\pi}{6} \approx 0,74. \tag{3}$$

This is a side-centered cubic structure. In this lattice the local symmetry in the stress condition is determined by the location of the nearest neighbors and equals to such symmetry that there is a simple cubic structure.

In hexagonal dense structure the basis of cell is formed by hexagonal grid (Fig. 2); the spheres centers are shifted so that the balls are located between the lying in the bottom surface. Each ball has six nearest neighbors in the main surface of the cell (as in a flat structure), but the other six neighbors are located in threes above and below the main surface.

The limiting packaging factor of environment is achieved when balls contact with each other:

$$\zeta = \frac{8\pi a^3}{3\omega^3 \sqrt{2}} = \frac{\pi}{3\sqrt{2}} \approx 0,74. \tag{4}$$

In this case, the symmetry of the stress condition is characterized by the angle $\pi/3$ in the main surface. It means we will receive the greatest changes during the rotation transformations. The comparison of considered spatial structures leads to the conclusion, that the simple cubic and hexagonal dense packings for the evaluation of dispersion boundaries of effective constants of composite environment have fundamental role. In a cubic lattice we have the lowest volumetric filling at the maximal approximation of inclusions, so with this structure the interaction between balls with equal volume content will be more

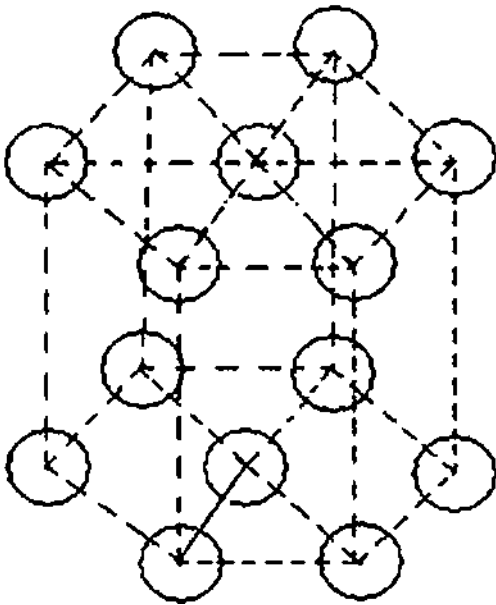


Fig. 2. The hexagonal dense structure.

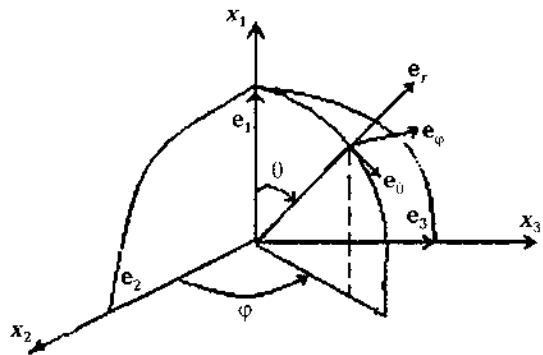


Fig. 3. System of spherical coordinates r, θ, φ , relating to the interphase medium boundary.

intense and similar to the interaction in the flat lattice. As the result of the symmetric environment the stress condition will be closest to the symmetric with respect to the various rotations in the hexagonal dense packing. Therefore in the first approximation, we can obtain elastic constants, that are closest in meaning to the hexagonal dense structure. The significant difference in the values of elastic constants is expected at the high filling condition.

We introduce a system of spherical coordinates r, θ, φ , relating to the interphase boundary of environment (Fig. 3)

$$x_1 = r \cos \theta, \quad x_2 = r \sin \theta \cos \varphi, \quad x_3 = r \sin \theta \sin \varphi, \quad 0 \leq r < \infty, \quad 0 \leq \theta \leq \pi, \quad 0 \leq \varphi \leq 2\pi. \quad (5)$$

The schedule of the orthogonal unit vectors on the sphere $\mathbf{e}_1, \mathbf{e}_\theta, \mathbf{e}_\varphi$, directed towards the growth in the spherical coordinates has the form

$$\begin{aligned} \mathbf{e}_r &= \mathbf{e}_1 \cos \theta + \mathbf{e}_2 \sin \theta \cos \varphi + \mathbf{e}_3 \sin \theta \sin \varphi, \\ \mathbf{e}_\theta &= -\mathbf{e}_1 \sin \theta + \mathbf{e}_2 \cos \theta \cos \varphi + \mathbf{e}_3 \cos \theta \sin \varphi, \quad \mathbf{e}_\varphi = -\mathbf{e}_2 \sin \varphi + \mathbf{e}_3 \cos \varphi. \end{aligned} \quad (6)$$

The first form of degree two and the square of the element on the surface of a sphere

$$ds^2 = dr^2 + r^2 d\theta^2 + r^2 \sin^2 \theta d\varphi^2, \quad df = r^2 \sin \theta d\theta d\varphi.$$

For isotropic inclusions and matrix in the approximation of a homogeneous interaction, we assume that the surrounding inclusion forms a hexagonal dense packing. In this structure effective properties do not depend on the chosen direction, so in the adopted approximation we direct the axis of x_1 and stress condition does not depend on the angle φ . Deformed axisymmetric condition in a spherical coordinate system is defined by components

$$\begin{aligned} \varepsilon_r &= \frac{\partial u_r}{\partial r}, \quad \varepsilon_\theta = \frac{1}{r} \frac{\partial u_\theta}{\partial \theta} + \frac{1}{r} u_r, \quad \varepsilon_\varphi = \frac{1}{r} u_\theta \operatorname{ctg} \theta + \frac{1}{r} u_r, \\ \gamma_{r\theta} &= \frac{1}{r} \frac{\partial u_r}{\partial \theta} + \frac{\partial u_\theta}{\partial r} - \frac{1}{r} u_\theta, \quad \Delta = \varepsilon_r + \varepsilon_\theta + \varepsilon_\varphi, \end{aligned} \quad (7)$$

where u_r, u_θ, u_φ — are the components of displacement vector components of displacement vector

$$\mathbf{u} = \mathbf{e}_r u_r + \mathbf{e}_\theta u_\theta + \mathbf{e}_\varphi u_\varphi. \quad (8)$$

Components of the stress tensor in spherical coordinate system

$$\mathbf{T} = \mathbf{e}_r \mathbf{e}_r \sigma_r + \mathbf{e}_\theta \mathbf{e}_\theta \sigma_\theta + \mathbf{e}_\varphi \mathbf{e}_\varphi \sigma_\varphi + (\mathbf{e}_r \mathbf{e}_\theta + \mathbf{e}_\theta \mathbf{e}_r) \sigma_{r\theta}. \quad (9)$$

Axisymmetrical stress condition. The task of the elasticity theory concerning the deformed axisymmetrical stress condition was reviewed by several authors [Sneddon, 1958; Christensen, 1979; Sirotnin, 1975] so we write down the main results of it [Malezhyk, 2001]. Displacement vector components increasing with distance from the coordinates origin have such a form:

$$\begin{aligned} u_r^{(n)} &= \left[A_n r^{n+1} (n+1) (n-2+4\nu) + B_n n r^{n-1} \right] P_n(\cos \theta), \\ u_\theta^{(n)} &= \left[A_n r^{n+1} (n+5-4\nu) + B_n n r^{n-1} \right] \frac{dP_n(\cos \theta)}{d\theta}, \end{aligned} \quad (10)$$

the volume expansion

$$\Delta^n = -2(1-2\nu)(2n+3)(n+1) A_n r^n P_n(\cos \theta),$$

where A_n, B_n — are the constants; $P_n(\cos\theta)$ — is n -th-order Legendre polynomial of the first kind, $n = 1, 2, 3, \dots$. The general solution with these components is

$$U_r = \sum_{n=0}^{\infty} u_r^{(n)}, \quad U_\theta = \sum_{n=1}^{\infty} u_\theta^{(n)}, \quad \Delta = \sum_{n=0}^{\infty} \Delta^{(n)}. \quad (11)$$

Relevant components of the stress conditions are:

$$\begin{aligned} \sigma_r^{(n)} &= 2G \left[A_n (n+1) (n^2 - n - 2 - 2\nu) r^n + B_n n (n-1) r^{n-1} \right] P_n(\cos\theta), \\ \sigma_{r\theta}^{(n)} &= 2G \left[A_n (n^2 + 2n - 1 + 2\nu) r^n + B_n (n-1) r^{n-2} \right] \frac{dP_n(\cos\theta)}{d\theta}, \\ \sigma_\theta^{(n)} &= -2G \left[A_n (n^2 + 4n + 2 + 2\nu) (n+1) r^n + B_n n^2 r^{n-2} \right] P_n(\cos\theta) - \\ &\quad - 2G \left[A_n (n+5-4\nu) r^n + B_n r^{n-2} \right] \frac{dP_n(\cos\theta)}{d\theta} \operatorname{ctg}\theta, \\ \sigma_\phi^{(n)} &= 2G \left[A_n (n+1) (n-2-2\nu-4\nu) r^n + B_n n r^{n-2} \right] P_n(\cos\theta) + \\ &\quad + 2G \left[A_n (n+5-4\nu) r^n + B_n r^{n-2} \right] \frac{dP_n(\cos\theta)}{d\theta} \operatorname{ctg}\theta. \end{aligned} \quad (12)$$

The general stress condition is obtained by summing of the functions (12) for all n . Displacement vector components decreasing with the distance from the coordinates origin is presented in the form of

$$\begin{aligned} u_r^{(n)} &= \left[\frac{C_n}{r^n} n (n+3-4\nu) - \frac{D_n (n+1)}{r^{n+2}} \right] P_n(\cos\theta), \\ u_r^{(n)} &= \left[\frac{C_n}{r^n} (-n+4-4\nu) + \frac{D_n}{r^{n+2}} \right] \frac{dP_n(\cos\theta)}{d\theta}; \end{aligned} \quad (13)$$

the volume expansion

$$\Delta^n = -2(1-2\nu)(2n-1) n C_n r^{-(n+1)} P_n(\cos\theta). \quad (14)$$

Stress condition

$$\begin{aligned} \sigma_r &= 2G \left[-\frac{C_n n}{r^{n+1}} (n^2 + 3n - 2\nu) + \frac{D_n (n+1)(n+2)}{r^{n+3}} \right] P_n(\cos\theta), \\ \sigma_{r\theta} &= 2G \left[-\frac{C_n n}{r^{n+1}} (n^2 - 2 + 2\nu) - \frac{D_n (n+2)}{r^{n+3}} \right] \frac{dP_n(\cos\theta)}{d\theta}, \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \sigma_{\theta} &= 2G \left[\frac{C_n n}{r^{n+1}} (n^2 - 2n - 1 + 2\nu) - \frac{D_n (n+1)^2}{r^{n+3}} \right] P_n(\cos\theta) - \\ &\quad - 2G \left[\frac{C_n n}{r^{n+1}} (-n + 4 - 4\nu) + \frac{D_n}{r^{n+3}} \right] \frac{dP_n(\cos\theta)}{d\theta} \operatorname{ctg}\theta, \\ \sigma_{\varphi} &= 2G \left[\frac{C_n n}{r^{n+1}} (n + 2n - 4n\nu - 2\nu) - \frac{D_n (n+1)}{r^{n+3}} \right] P_n(\cos\theta) + \\ &\quad + 2G \left[\frac{C_n n}{r^{n+1}} (-n + 4 - 4\nu) + \frac{D_n}{r^{n+3}} \right] \frac{dP_n(\cos\theta)}{d\theta} \operatorname{ctg}\theta, \end{aligned} \quad (15)$$

Perfect contact conditions of components when $r = a$

$$u_{\theta}^a = u_{\theta}, \quad u_r^a = u_r, \quad \sigma_r^a = \sigma_r, \quad \sigma_{r\theta}^a = \sigma_{r\theta}. \quad (16)$$

These conditions are supplemented by the stress conditions or deformations that characterize the interaction of homogeneous inclusions.

Environment with solid spherical inclusions. We consider the case when the spherical inclusion is in the unlimited isotropic environment that is affected by the uniform extension of the stress conditions at the distance of inclusion

$$\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3 = \sigma^0, \quad (17)$$

where σ^0 — is an unknown uniform stress condition between inclusions.

The inclusion is connected with the environment, so the conditions (16) are performed on the interfaces. According to (10) and (12) in the spherical coordinate system (5), the origin of which coincides with the sphere center, the displacement and stress condition in the inclusion will be expressed by ratios

$$\begin{aligned} u_r^a &= -2B(1-2\nu) \frac{3k+4G}{2k_a+4G} r, \quad u_{\theta}^a = 0, \\ \sigma_r^a &= \sigma_{\theta}^a = \sigma_{\varphi}^a = -6B(1-2\nu) k_a \frac{3k+4G}{3k_a+4G} r, \quad \sigma_{r\theta}^a = 0, \end{aligned} \quad (18)$$

According to (13) and (15) the condition of the environment is

$$\begin{aligned} u_r &= -2(1-2\nu) B' + 6(1-2\nu) \frac{k_a - k}{3k_a + 4G} B \frac{a^3}{r^2}, \quad u_{\theta} = 0, \\ \sigma_r &= -2EB - 24G(1-2\nu) \frac{k_a - k}{3k_a + 4G} B \frac{a^3}{r^3}, \\ \sigma_{\theta} = \sigma_{\varphi} &= -2EB + 12G(1-2\nu) \frac{k_a - k}{3k_a + 4G} B \frac{a^3}{r^3}, \quad \sigma_{r\theta} = 0. \end{aligned} \quad (19)$$

In terms of the isotropic solid uniform extension the elastic energy is expressed by the surface integral. By the deformation of the surface S_0 into the concentric isometric sphere with radius R , we obtain

$$U = \frac{1}{2\nu} \int_{S_0} \sigma_r \Gamma_r R^2 \sin\theta d\theta d\varphi = \frac{3}{2} \langle \sigma \rangle \langle \varepsilon \rangle. \quad (20)$$

Under the uniform extension of stress conditions $\langle \sigma \rangle$ the average deformation of isotropic environment is

$$\langle \varepsilon_1 \rangle = \langle \varepsilon_2 \rangle = \langle \varepsilon_3 \rangle = \langle \varepsilon \rangle = \frac{\langle \sigma \rangle}{3K_0},$$

where K_0 is the effective volume modulus of the compositional environment. The radial displacement can be expressed by the average deformations

$$u_r = (\mathbf{e}_1 \mathbf{e}_r) u_1 + (\mathbf{e}_2 \mathbf{e}_r) u_2 + (\mathbf{e}_3 \mathbf{e}_r) u_3 = \langle \varepsilon \rangle r (u_1 \cos\theta + u_2 \sin\theta \cos\varphi + u_3 \sin\theta \sin\varphi).$$

The calculation of the integral using of the first energy representation (20) leads to the formula

$$B = - \frac{\langle \sigma \rangle}{6(1-2\nu)} \frac{3k_a + 4G}{3k_a k + 4\zeta G k_a + 4(1-\zeta)Gk}.$$

The ratios (17) and (19) allow you us to find the stress condition between the inclusions

$$\sigma^0 = \frac{k(3k_0 + 4G)\langle \sigma \rangle}{3k_a k + 4\zeta G k_a + 4(1-\zeta)Gk}.$$

The volume modulus is determined by replacing the right side of equation (20) to another energy supply and stress conditions σ_r on the average values in the integrand function

$$\sigma_r = \mathbf{e}_r \cdot \mathbf{e}_r \cdot \mathbf{T} = \sigma,$$

where

$$\mathbf{T} = (\mathbf{e}_1 \mathbf{e}_1 + \mathbf{e}_2 \mathbf{e}_2 + \mathbf{e}_3 \mathbf{e}_3) \langle \sigma \rangle,$$

the next part

$$\frac{\langle \sigma \rangle^2}{2K_0} + \frac{\langle \sigma \rangle}{2\nu} \int_0^n \int_0^{2\pi} u_r R^2 \sin\theta d\theta d\varphi = - \frac{\langle \sigma \rangle^2}{2} \frac{3\zeta k + 3(1-\zeta)k_a + 4G}{3k_a k + 4\zeta G k_a + 4(1-\zeta)Gk},$$

According to this the effective modulus of volume elasticity is

$$K_0 = \frac{3k_a k + 4G\zeta k_a + 4(1-\zeta)Gk}{3(1-\zeta)k_a + 3\zeta k + 4G}. \quad (21)$$

Note that this ratio was obtained in a slightly different way [Malezhyk, 2001].

To determine the second constant of the elasticity we find Young's modulus in terms of simple stretching of the compositional environment along the axis Ox_1 . We accept functions (10) and (12) as the acceptable solutions for inclusion. The state of the environment between inclusions is determined by the solutions (13) and (15), that are complemented by a function that characterizes the homogeneous interaction of inclusions. We fulfill the perfect contact conditions (16) and find them for inclusion

$$u_r^a = \frac{1}{9k} \frac{3k + 4G}{3k_a + 4G} Qr + \frac{5(1-\nu)}{(7-5\nu)G + (8-10\nu)G_a} QrP_2(\cos\theta),$$

$$u_{\theta}^a = \frac{5}{2} \frac{1-\nu}{(7-5\nu)G + (8-10\nu)G_a} Q r \frac{dP_2(\cos\theta)}{d\theta},$$

$$\sigma_r^a = \frac{k_a}{3k} \frac{3k+4G}{3k_a+4G} Q + \frac{10(1-\nu)G_a}{(7-5\nu)G + (8-10\nu)G_a} Q P_2(\cos\theta),$$

$$\sigma_{r\theta}^a = \frac{5(1-\nu)G_a}{(7-5\nu)G + (8-10\nu)G_a} Q \frac{dP_2(\cos\theta)}{d\theta}, \quad (22)$$

$$\sigma_{\theta}^a = \frac{k_a}{3k} \frac{3k+4G}{3k_a+4G} Q - \frac{5(1-\nu)G_a}{(7-5\nu)G + (8-10\nu)G_a} Q \left[4P_2(\cos\theta) + \frac{dP_2(\cos\theta)}{d\theta} \operatorname{ctg}\theta \right],$$

$$\sigma_{\varphi}^a = \frac{k_a}{3k} \frac{3k+4G}{3k_a+4G} Q + \frac{5(1-\nu)G_a}{(7-5\nu)G + (8-10\nu)G_a} Q \left[2P_2(\cos\theta) + \frac{dP_2(\cos\theta)}{d\theta} \operatorname{ctg}\theta \right];$$

for the environment between the inclusions

$$u_r = \frac{1}{9k} Q r - \frac{1}{3k} \frac{k_a - k}{3k_a + 4G} Q \frac{a^3}{r^2} + \left[\frac{1}{3G} r + \frac{10-8\nu}{12G} \frac{5(G-G_a)}{(7-5\nu)G + (8-10\nu)G_a} \frac{a^3}{r^2} - \frac{3}{2G} \frac{G-G_a}{(7-5\nu)G + (8-10\nu)G_a} \frac{a^5}{r^4} \right] Q P_2(\cos\theta),$$

$$u_{\theta} = \left[\frac{1}{3} r + \frac{5}{3} \frac{(1-2\nu)(G-G_a)}{(7-5\nu)G + (8-10\nu)G_a} \frac{a^3}{r^2} + \frac{G-G_a}{(7-5\nu)G + (8-10\nu)G_a} \frac{a^5}{r^4} \right] \frac{Q}{2G} \frac{dP_2(\cos\theta)}{d\theta},$$

$$\sigma_r = \frac{1}{3} Q = \frac{4G}{3k} \frac{k_a - k}{3k_a + 4G} Q \frac{a^3}{r^3} + \left[\frac{2}{3} - \frac{5}{3} \frac{(10-2\nu)(G-G_a)}{(7-5\nu)G + (8-10\nu)G_a} \frac{a^3}{r^3} + \frac{12(G-G_a)}{(7-5\nu)G + (8-10\nu)G_a} \frac{a^5}{r^3} \right] Q P_2(\cos\theta),$$

$$\sigma_{r\theta} = \left[\frac{1}{3} + \frac{5}{3} \frac{(1+\nu)(G-G_a)}{(7-5\nu)G + (8-10\nu)G_a} \frac{a^3}{r^3} - \right.$$

$$\begin{aligned}
 & - \frac{4(G - G_a)}{(7 - 5\nu)G + (8 - 10\nu)G_a} \frac{a^5}{r^5} \Big] Q \frac{dP_2(\cos\theta)}{d\theta}, \\
 \sigma_\theta = & \frac{2}{3} Q - \frac{2G}{3k} \frac{k_a - k}{3k_a + 4G} \frac{a^3}{r^3} Q - \left[\frac{2}{3} + \frac{5}{3} \frac{(1 - 2\nu)(G - G_a)}{(7 - 5\nu)G + (8 - 10\nu)G_a} \times \right. \\
 & \left. \times \frac{a^3}{r^3} + \frac{9(G - G_a)}{(7 - 5\nu)G + (8 - 10\nu)G_a} \frac{a^5}{r^5} \right] Q P_2(\cos\theta) - \\
 & - \left[\frac{5}{3} (1 - 2\nu) \frac{a^3}{r^3} + \frac{a^5}{r^5} \right] \frac{(G - G_a)}{(7 - 5\nu)G + (8 - 10\nu)G_a} Q \frac{dP_2(\cos\theta)}{d\theta} \operatorname{ctg}\theta, \\
 \sigma_\phi = & - \frac{2G}{3k} \frac{k_a - k}{3k_a + 4G} Q \frac{a^3}{r^3} + \left[\frac{5}{3} (5 - 8\nu) \frac{a^3}{r^3} - 3 \frac{a^5}{r^5} \right] \times \\
 & \times \frac{G - G_a}{(7 - 5\nu)G + (8 - 10\nu)G_a} Q P_2(\cos\theta) + \left[\frac{5}{3} (1 - 2\nu) \frac{a^3}{r^3} + \frac{a^5}{r^5} \right] \times \\
 & \times \frac{G - G_a}{(7 - 5\nu)G + (8 - 10\nu)G_a} \frac{dP_2(\cos\theta)}{d\theta} \operatorname{ctg}\theta. \tag{23}
 \end{aligned}$$

We find the constant Q according to the first energy representation

$$\frac{1}{2\nu} \int_{S_\theta} (\sigma_r u_r + \sigma_{r\theta} u_\theta) r^2 \sin\theta d\theta d\phi = \frac{1}{2} \langle \sigma_1 \rangle \langle \varepsilon_1 \rangle, \tag{24}$$

where $u_r = \langle \varepsilon_1 \rangle r \cos^2 \theta$; $u_\theta = -\langle \varepsilon_1 \rangle r \cos\theta \sin\theta$; $u_\phi = 0$.

The coherence between the internal field and the average stress

$$Q = \frac{\langle \sigma_1 \rangle}{1 + \frac{4\zeta G}{3k} \frac{k_a - k}{3k_a + 4G} + \frac{2\zeta}{3} \frac{(7 - 5\nu)(G_a - G)}{(7 - 5\nu)G + (8 - 10\nu)G_a}}. \tag{25}$$

The elasticity modulus of environment is determined by the substitution of another energy representation in the right part (24) under the integral we consider

$$\sigma_r = \langle \sigma_1 \rangle \cos^2 \theta, \quad \sigma_{r\theta} = -\langle \sigma_1 \rangle \cos\theta \sin\theta. \tag{26}$$

write down the formula

$$E_0 = E \frac{1 + \frac{4\zeta G}{3k} \frac{k_a - k}{3k_a + 4G} + \frac{2\zeta}{3} \frac{(7 - 5\nu)(G_a - G)}{(7 - 5\nu)G + (8 - 10\nu)G_a}}{1 - \frac{\zeta E}{3k} \frac{k_a - k}{3k_a + 4G} - \frac{2\zeta E}{3G} \frac{(4 - 5\nu)(G_a - G)}{(7 - 5\nu)G + (8 - 10\nu)G_a}}. \tag{27}$$

In the adopted approximation effective constants K_0, E_0 allow us to find other environment characteristics:

$$\nu_0 = \frac{1}{2} - \frac{E_0}{6K_0}, \quad G_0 = \frac{E_0}{3 - \frac{E_0}{K_0}}. \quad (28)$$

The calculation data of the elastic constants environment is shown in Fig. 4, where hatched curve 4 determines the change ν_0 with increasing volume content of ζ (upper scale) and curves 1—3 are calculated according to 1 — K_0/K , 2 — E_0/E , 3 — G_0/G (lower scale). The calculations are carried out in relation to the composite environment of epoxide as matrix and glass solid spheres (as inclusion) with features: $\nu = 0,38$; $\nu_0 = 0,2$; $G_0/G = 25$.

Under conditions of identical spheres, the limit value of the volume content (see (1) and (3)) is

$$0,52 \leq \zeta_{\max} \leq 0,74.$$

Close to the specified values E_0, K_0 value significantly deviate from accurate values. It depends on the package. The application area of ratios (21) and (27) will be higher for hexagonal packing. In this approximation stress concentration at the interface decreases with increasing of volume content of spheres, which indicates the fidelity of the solution only for small ζ .

To obtain the upper estimates of the effective elastic constants in the approximation of the uniform interaction in the determination of the constant Q (24) it is necessary to accept the formula

$$u_r = \langle \varepsilon_1 \rangle r (\cos^2 \theta - \nu \sin^2 \theta), \quad u_\theta = \langle \varepsilon_1 \rangle r (1 + \nu) \sin \theta \cos \theta. \quad (29)$$

This substitution leads to the following coherence of Q with the average stress condition:

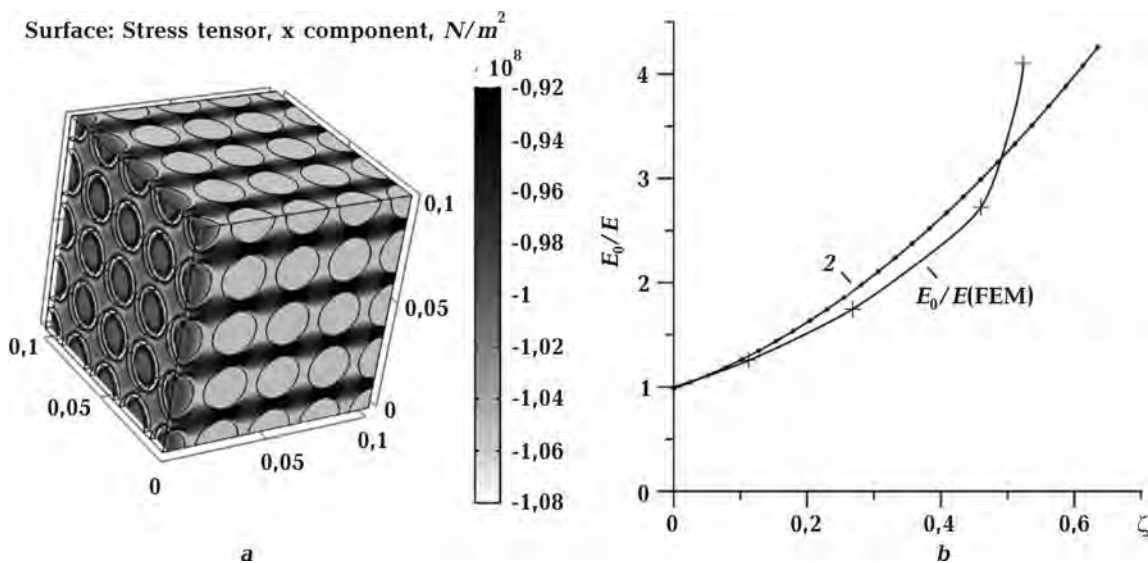


Fig. 5. The results comparison the numerical simulation of a structured environment compression with an analytic solution (27): a — x-component of stress tensor σ_{xx} in uniaxial-compressed medium along x direction, b — 2-analytic solution (27), (FEM) — digital solution.

$$Q = \frac{\langle \sigma_1 \rangle}{1 + \frac{4\zeta G}{3k} \frac{(1-2\nu)k_a - k}{3k_a + 4G} + \frac{2\zeta}{3} \frac{(1+2\nu)(7-5\nu)(G_a - G)}{(7-5\nu)G + (8-10\nu)G_a}} \quad (30)$$

In this case, the formula for the module (27) takes the form:

$$E_0 = E \frac{1 + \frac{4\zeta G}{3k} \frac{(1-2\nu)k_a - k}{3k_a + 4G} + \frac{2\zeta}{3} \frac{(1+2\nu)(7-5\nu)(G_a - G)}{(7-5\nu)G + (8-10\nu)G_a}}{1 - \frac{\zeta E}{3k} \frac{k_a - k}{3k_a + 4G} - \frac{2\zeta}{3G} \frac{(4-5\nu)(G_a - G)}{(7-5\nu)G + (8-10\nu)G_a}} \quad (31)$$

The values of the effective constants obtained by this formula are a few percent higher than other

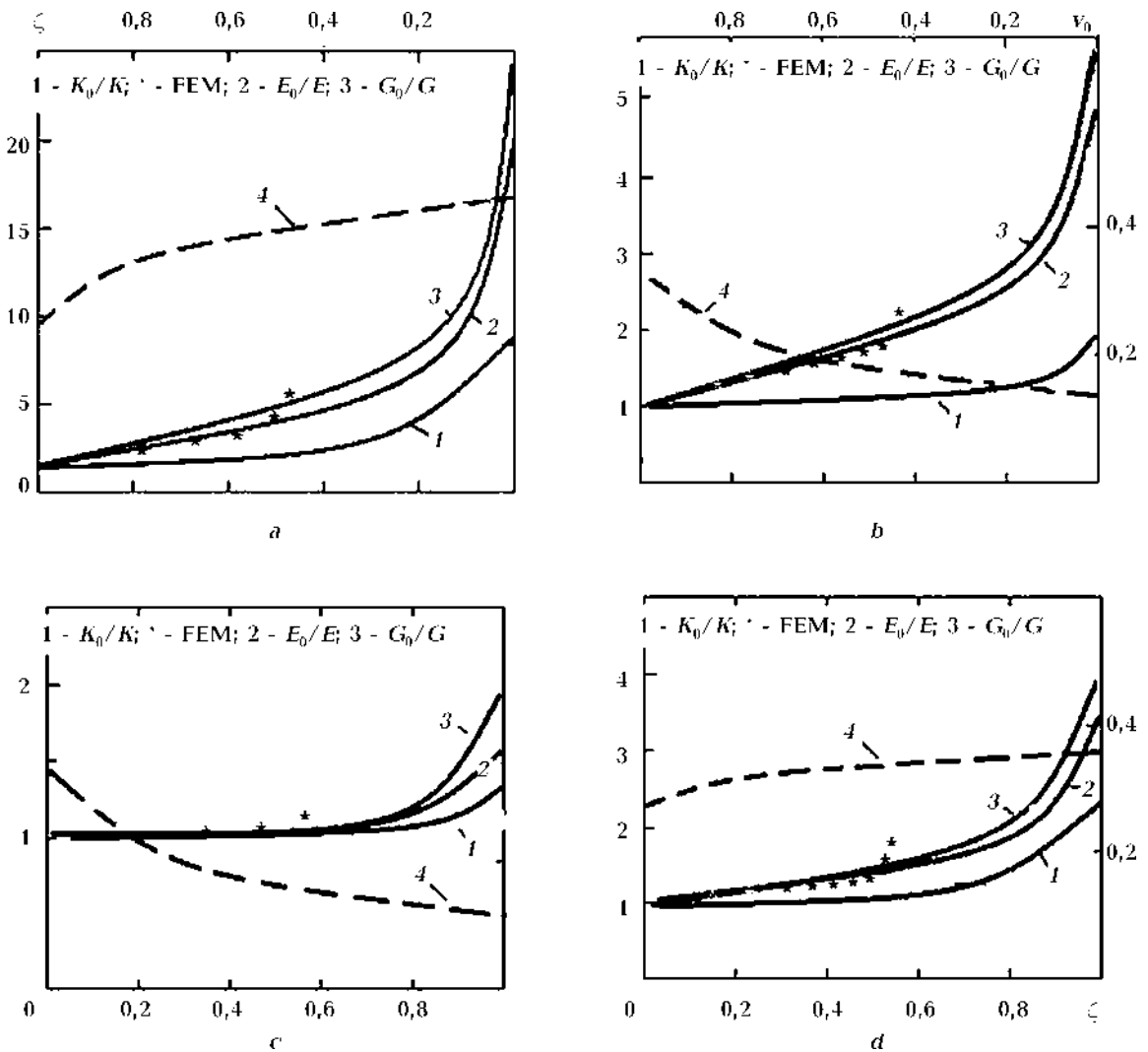


Fig. 6. The calculation data of complete set of the environmental elastic constants for: *a* — epoxide as matrix and glass solid grain; *b* — shale clays as matrix and granite spheres; *c* — shale clays as matrix and sandstone spheres; *d* — sandstone as matrix and granite spheres; * — FEM modelling for curve 2.

constants founded by the ratios (21) and (27). The formulas for the elastic modulus or shift [Lure, 1955] are highly approximate because they assume linear dependence of the effective modules from the parameter ζ .

The calculation data (based on 31) of the elastic constants for some few another types of media is shown in Fig. 6, where hatched curve 4 determines the change ν_0 with increasing volume content of ζ (upper scale) and curves 1—3 are calculated according to 1 — K_0/K , 2 — E_0/E , 3 — G_0/G (lower scale). Fig. 6, *a* shows: the calculations are carried out in relation to the composite environment of epoxide as matrix and glass solid spheres (as inclusion) with features: $\nu = 0,38$; $\nu_a = 0,2$; $G_a/G = 25$. Fig. 6, *b* shows: the calculations are carried out in relation to the composite environment of shale clays as matrix and granite spheres: $\nu = 0,15$; $\nu_a = 0,29$; $G_a/G = 6$. Fig. 6, *c* shows: the calculations are carried out in relation to the composite environment of shale clays as matrix and sandstone spheres: $\nu = 0,15$; $\nu_a = 0,35$; $G_a/G = 1,7$. Fig. 6, *d* shows: the calculations are carried out in relation to the composite environment of sandstone as matrix and granite spheres: $\nu = 0,35$; $\nu_a = 0,29$; $G_a/G = 3,5$. Stars represent values of elastic constants resulting on numerical simulations of compression of the respective environments.

Conclusions. As you are well aware the geological sciences analyze environment patterns with very complex structure and composition. That is why we consider often the behavior of such materials from the point of view of their averaged characteristics. As well as often we are good with the modelling of the elastic behavior of structured geophysical media, thus it is important to determine elastic constants of such model environments. The used in this paper method of averaging to study the state of composite media differs from the universally accepted approach when the stress and strain are averaged by volume. In this case, the effective elasticity modules theory is based on determining of the relative volumetric filling of an environment with particles, and the averaging method is based on the dominant elements concordance in the decomposition of particular exact solution for bodies with periodic structures at the model's interfaces. Using this approach we have derived the analytical formulas (27, 28, 31) for all important elastic constants of such composite materials. Then we have made numerical modelling of similar composite materials compression processes using the finite element method and have calculated the same constants.

The comparison of results shows that analytical solutions are satisfactory for all materials up to large coefficients of the volume content of the model. With large ones ($\zeta > 0,5$), there are raised differences there. This is an explained deviation since in this case by the numerical solution we find the initiation of yielding (see stress concentration in Fig. 5, *a*).

Mathematical modelling of the elastic behavior of structured geophysical media

© N. V. Olali, D. B. Vengrovich, M. P. Malezhyk, 2017

From the viewpoint of modern concepts of nonlinear geophysics, the presence of the hierarchical block structure, anisotropy and heterogeneities is the defining property of the natural medium in particular of the Earth's crust. A lot of achievements of modern self-organization theory in geophysics are based on the existence of basic structured media models. The structure plays a key role in Earth's crust dynamic that is important for tectonic stress origin and localization as well as for next stress-relieved processes. As shown in [Starostenko et al., 2001], it is necessary to describe such a structured media at the micro-, meso- and macro-level as a sets of interacting blocks. Mathematical models created in such a way in particular numerical models of the dynamics of block-structured lithosphere allow us to describe reliably such tectonic processes as the formation and evolution of the rift sedimentary basins [Starostenko et al., 2001], Earth's crust compression in the subduction zones [Vengrovich, 2017], or faster tectonic processes of halo kinesis [Vengrovich, 2010]. The mechanism of local accumulation and emission of energy in the seismic waves form, which could be a way of creating a new model of earthquake source, was revealed during the investigation of rifting [Starostenko et al., 1996] and new subduction process modelling in the frame of block-structured lithosphere theory. However tectonic and seismic processes go far beyond the spatial and temporal scales. Used approaches need to be implemented in numerous models on the micro and mesolevel where it is extremely costly to calculate the dynamics of a huge number of interacting blocks. Therefore, we propose the mathematical model of the elastic behavior of the structured geophysical media allowing to obtain analytical dependencies between its elastic parameters and structure. We describe such environment in the first approximation as an elastic solid matrix with the inclusions of granules with excellent rheological properties. As usual rock formations keep irregular positions of particles different shapes and sizes in the space. These particles can be separated from the binder by fracturing. However, in this paper, we neglect nonregularity, fracturings, cap it all the granules will be considered as spherical. We combined the optical method of photo-elasticity studies [Malezhyk, 2001; Sirotin, Shaskolskaja, 1975; Sneddon, 1958; Christensen, 1979] and numerical calculations (FEM model) of stress fields dynamic in structured media using finite element analysis, overall, in such a way the proposed analytical model will be proofed. The numerical and analytical calculations of the stress fields evolution in the real earth with an internal structure are presented.

Key words: stress field, geophysical media, structure, crust, elastic moduli.

References

- Christensen R. M., 1979. Mechanics of composite materials. New York; Wiley-Interscience, 348 p.
- Lure A. I., 1955. The spatial tasks of the elasticity theory. Moscow: Gostekhizdat, 492 p. (in Russian).
- Malezhyk M. P., 2001. Dynamic photo-elasticity of anisotropic bodies. Kiev: IGP NASU, 200 p. (in Russian).
- Sirotin Yu. I., Shaskolskaja M. P., 1975. The basics of crystal physics. Moscow: Nauka, 680 p. (in Russian).
- Sneddon J. N., Berry D. S., 1958. The classical theory of elasticity. (Handbuch der physik herausg. von. S. Flugge. Bd. 6. Elastizität und Plastizität). Berlin u. a., Springer-Verl.
- Starostenko V. I., Danilenko V. A., Vengrovich D. B., Poplavskii K. N., 1996. A fully dynamic model of continental rifting applied to the syn-rift evolution of sedimentary basins. *Tectonophysics* 268(1), 211—220.
- Starostenko V. I., Danilenko V. A., Vengrovich D. B., Kutas R. I., Stovba S. M., Stephenson R., 2001. Modeling of the Evolution of Sedimentary Basins Including the Structure of the Natural Medium and Self-Organization Processes. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 37(12), 1004—1014.
- Vengrovich D. B., 2010. Computer simulation related to salt tectonics in the Dnieper-Donets basin. *Geofizicheskiy zhurnal* 32(4), 198—200.
- Vengrovich D. B., 2017. Seismicity of rifting and subduction. *Vesnik Khersonskogo Natsionalnogo Tekhnicheskogo Universiteta* 3(62), 60—65.

ДО 60-РІЧЧЯ ІВАНА МИХАЙЛОВИЧА ЦИФРИ



Доктор фізико-математичних наук Іван Михайлович Цифра народився 11 жовтня 1957 р. у с. Велятині Хустського р-ну Закарпатської обл. Видатні математичні здібності учня проявилися вже у школі. В 1972 р., після закінчення 8-го класу велятинської школи, хлопчик був прийнятий у спеціалізовану школу-інтернат № 2 м. Ужгород з поглибленим вивченням математики. У 1974 р. він вступає до Московського інженерно-фізичного інституту на фізичний факультет, а в 1976 р. переводиться до Московського фізико-технічного інституту (МФТІ). За сімейними обставинами в 1977 р. повертається в Ужгород і закінчує Ужгородський державний університет за спеціальністю “Теоретична фізика” в 1980 р.

Наукова діяльність І. М. Цифри почалась у 1981 р. в аспірантурі Інституту математики АН УРСР під керівництвом професора, член-кореспондента АН УРСР В. І. Фушича. В 1984р., по закінченні аспірантури, він був направлений в Інститут геофізики ім. С. І. Субботіна АН УРСР.

У тому самому році молодий вчений вперше виходить на рівень міжнародних наукових відносин на семінарі “Теоретико-групові методи в фізиці”, що проходив у м. Юрмала. У 1986 р. в Інституті математики АН УРСР М. І. Цифра захистив дисертацію на здобуття наукового ступеня кандидата фізико-математичних наук на тему: “Симметричные свойства нелинейных уравнений для электромагнитного и спинорного полей”, а в 1999 р. — докторську дисертацію на тему: “Умовна інваріантність і редукція нелінійних диференціальних рівнянь”.

Науковий стаж Івана Михайловича Цифри в Інституті геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України становить 33 роки. На цьому шляху від молодшого наукового співробітника лабораторії ядерної геофізики до провідного наукового співробітника відділу математичної геофізики І. М. Цифра тільки до 2010 р. опублікував 43 фундаментальні наукові праці з фізики й геофізики у вітчизняних і закордонних виданнях.

Одним із основних досягнень наукової діяльності фізика-теоретика І. М. Цифри в Інституті геофізики НАН України є успішне застосування в задачах геофізики теоретико-групового аналізу диференціальних рівнянь, яке розпочав ще у XIX ст. видатний норвезький математик Софус Лі. У 1987 р. В. І. Фушич і І. М. Цифра запропонували і обґрунтували новий метод дослідження симетрії диференціальних рівнянь з частинними похідними — метод умовної інваріантності, який є узагальненням класичного методу. Перевага методу умовної інваріантності порівняно з класичним методом полягає у розширенні класу спеціальних підстановок, так званих анзаців, які редукують досліджуване рівняння до рівняння з меншим числом незалежних змінних, а також у розширенні класу диференціальних рівнянь, до яких можна застосовувати метод редукції. Використавши умовну інваріантність, Іван Михайлович Цифра знайшов розв’язки нелінійних хвильових рівнянь і рівняння теплопровідності, які не можуть бути отримані в рамках класичного підходу.

Методи групового аналізу І. М. Цифра застосував для дослідження теоретико-групових властивостей диференціальних рівнянь, що описують процеси перенесення нейтронів у геологічних середовищах, рівнянь Максвелла і системи рівнянь типу реакції—дифузії, яка описує поширення електромагнітних хвиль у нелінійному геосередовищі. І. М. Цифра показав, що відомий розв'язок рівняння сповільнення нейтронів, запропонованого І. А. Козачком, для нескінченного однорідного середовища є інваріантним розв'язком відносно шестипараметричної групи. Для рівняння сповільнення нейтронів з двома незалежними змінними знайдено однопараметричну групу симетрії, коли асимптотична довжина релаксації є не сталою величиною, а певною функцією від енергетичної змінної, збудовано інваріантний розв'язок цього рівняння. Відомо, що скінченні групові перетворення відображають довільний розв'язок рівняння у розв'язок цього самого рівняння. Ця властивість є основою для побудови формул генерування нових розв'язків з відомих. І. М. Цифра вперше показав, як використовувати групові перетворення для побудови асимптотичного розв'язку рівняння сповільнення нейтронів.

Ще одна властивість, на яку звернув увагу І. М. Цифра в контексті аналізу й розв'язання обернених задач геофізики, — це побудова групового розшарування диференціальних рівнянь. Іван Михайлович Цифра знайшов диференціальні інваріанти першого порядку і побудував групове розшарування нестационарного рівняння дифузії теплових нейтронів за допомогою однопараметричної групи перетворень еквівалентності.

Як відомо, розв'язання тривимірних електродинамічних задач є однією з актуальних проблем сучасної геоелектрики. Зокрема, на цей час уже усвідомлено істотно тривимірний характер магнітотелурики. Більшість існуючих алгоритмів розв'язання обернених задач ґрунтуються на більш-менш точних скінченно-різницевих методах розв'язання прямої задачі та оптимізаційних алгоритмах інверсії. Однак у разі складних моделей середовища навіть розв'язання однієї прямої задачі потребує величезних обчислювальних ресурсів. І. М. Цифра запропонував використовувати симетрію рівнянь Мак-

свелла для побудови їх аналітичних розв'язків у середовищі. Він установив, що рівняння Максвелла в середовищі інваріантні щодо нескінченнопараметричної групи. За допомогою методу симетричної редукції рівняння Максвелла у чотирирівимірному просторі—часі зведено до системи звичайних диференціальних рівнянь і отримано розв'язки лінійних рівнянь Максвелла в середовищі та їх нелінійних узагальнень, що є цінною інформацією для тестування чисельних методів розв'язання тривимірних задач геоелектрики.

І. М. Цифра довів, що система рівнянь Максвелла та матеріальних рівнянь Мінковського в рухомому середовищі інваріантні щодо конформної групи, так само, як і рівняння Максвелла у вакуумі. Використавши конформну інваріантність цих рівнянь, можна побудувати розв'язки рівнянь Максвелла у рухомому середовищі методом зіставлення електродинамічних систем.

У працях Івана Михайловича Цифри показано, як можна побудувати розв'язки рівнянь математичної фізики для неоднорідного середовища із розв'язків для однорідного середовища. Ефективність методу проілюстровано на прикладі крайової задачі для стаціонарного рівняння дифузії теплових нейтронів. Як геометричну модель гетерогенного середовища взято тризонну циліндричну систему. У першій і третій зонах довжина дифузії теплових нейтронів є сталою, а у другій — квадратичною функцією від відстані. Така постановка задачі може бути використана для дослідження дифузії теплових нейтронів у гетерогенній тризонній системі, яка моделює в першому наближенні реальну систему свердловина—пласт. За допомогою групового методу збудовано розв'язок цієї задачі. І. М. Цифра довів, як узагальнити отриманий результат, якщо змінним є не тільки макроскопічний переріз поглинання нейтронів, а й коефіцієнт дифузії, причому існує певна довільність у виборі функційної залежності цих коефіцієнтів від відстані. Отже, цей метод дає змогу знаходити розв'язки для широкого класу неоднорідних середовищ. Отримані за цим методом результати для рівняння дифузії нейтронів у неоднорідних середовищах є важливими для побудови інтерпретаційних моделей нейтронних методів геофізичних досліджень свердловин.

За роки творчих пошуків в Інституті геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України вчений-геофизик Іван Михайлович Цифра запропонував новий теоретико-груповий метод аналізу і розв'язання задач геофізики у неоднорідних середовищах. Він вивчив теоретико-групові властивості диференціальних рівнянь, якими описують процеси перенесення нейтронів у геологічних середовищах. Показав ефективність застосування груп симетрії до рівнянь дифузії нейтронів під час розв'язання прямої задачі у градієнтно-неоднорідних середовищах, а також групового розшарування для зведення оберненої коефіцієнтної задачі для нестационарного рівняння дифузії нейтронів до прямої задачі. І. М. Цифра встановив, що рівняння Максвелла в середовищі допускають нескінченну симетрію, а також знайшов явний вигляд нелінійних функцій, що описують збудливі властивості геосередовища в системі рівнянь типу реакції—дифузії, коли ця система є інваріантною щодо групи перетворень Галілея. Виконав симетрійну редукцію систем рівнянь для електромагнітного поля в чотири-вимірному просторі—часі до системи звичайних диференціальних рівнянь і знайшов розв'язки рівнянь Максвелла в середовищі. Для розв'язання розглянутих задач Іван Михайлович Цифра використав як класичний метод Лі, так і запропонований в його роботах метод умовної інваріантності, в основі яких лежить твердження про симетрійну редукцію.

Створення нових методів, запропонованих І. М. Цифрою, і побудова за їх допомогою розв'язків рівнянь математичної фізики в неоднорідних середовищах має істотне значення для розв'язання фундаментальних теоретичних і прикладних задач геофізики.

Результати цих досліджень учений неодноразово висвітлював на вітчизняних і міжнародних конференціях у своїх доповідях, наприклад: “Условно-корректные задачи математической физики и анализа” (Новосибирск, 1992); “Анизотропия. Фрактали. Проблемы практического застосування” (Київ, 1994); International Conference “Symmetry in Nonlinear Mathematical Physics” (Kiev, 2001, 2003, 2005, 2007, 2009); Workshop “Geometric Methods in Physics” (Bialoweza, Poland 2002, 2003, 2005, 2006, 2008, 2009, 2010),

“Mathematics in Technical and Natural Sciences” (Krakow—Krynica, Poland, 2007, 2010); “Group Analysis of Differential Equations and Integrable Systems”, Larnaca, Cyprus, 2014, 2016. У вересні цього року в гірському польському містечку Koscielisko, що поруч з Zakopane, відбулася XV Міжнародна конференція “Mathematics in Technical and Natural Sciences”. В рамках цієї конференції проходила спеціальна сесія, присвячена методу умовної симетрії диференціальних рівнянь та 30-річчю з дня виходу друком наукової статті W. I. Fushchich, I. M. Tsifra “On a reduction and solutions of nonlinear wave equations with broken symmetry”, Journal of Physics A, 20, 1987, L45—L48. В роботі конференції брали участь вчені з США, Німеччини, Росії, Чехії, Угорщини, Польщі та України. Іван Михайлович також доповідав про результати своїх досліджень на наукових семінарах, виступав з лекціями на посаді професора перед студентами та викладачами Brigham Young University (Provo, USA), University of Palermo (Palermo, Italy), Uniwersytet w Białymstoku (Białystok, Poland), Krakow Politechnical Institute (Krakow, Poland).

І. М. Цифра був відповідальним виконавцем і науковим керівником багатьох держбюджетних тем Інституту геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України та наукових проектів, зокрема “Теоретико-групові методи аналізу й розв'язання прямих та обернених коефіцієнтних задач перенесення в градієнтно-неоднорідних геологічних середовищах”, “Теоретико-групові методи аналізу й розв'язання прямих і обернених задач перенесення в неоднорідних середовищах”, яку фінансував ДФФД України в 1992—1995 рр.

Івану Михайловичу Цифрі властиві глибока людяність, інтелігентність, чуйність, співчуття до людини і рідної землі. У рік трагедії на Чорнобильській АЕС за власним бажанням Іван Михайлович будував селище для мешканців, евакуйованих із зони аварії.

Колеги і друзі Інституту геофізики ім. С. І. Субботіна Національної Академії наук України щиро вітають шановного ювіляра — видатного вченого, вірного сина свого народу, добру й щирю Людину — Івана Михайловича Цифру — і бажають йому міцного здоров'я, родинного щастя і довгих плідних років життя!

О. О. Герасименко

Перелік публікацій І. М. Цифри за період 1983—2017 рр.

- Цифра І. М.* О системах дифференциальных уравнений, инвариантных относительно конформной группы и группы Шредингера. В кн.: *Теоретико-алгебраические методы в задачах математической физики*. Киев: Изд. Ин-та математики АН УССР, 1983.
- Цифра І. М.* Симметричные свойства и некоторые точные решения нелинейных уравнений для электромагнитного и спинорного полей. В кн.: *Теоретико-групповые исследования уравнений математической физики*. Киев: Изд. Ин-та математики АН УССР, 1985.
- Фуцич В. И., Цифра І. М.* О симметрии нелинейных уравнений электродинамики. *Теоретическая и математическая физика*. 1985. Т. 64. № 1. С. 41—50.
- Фуцич В. И., Цифра І. М.* Конформно-инвариантные нелинейные уравнения для электромагнитного поля. В кн.: *Теоретико-групповые методы в физике*. Москва: Наука, 1986.
- Козачок І. А., Цифра І. М.* Єдиність розв'язку редукованої оберненої задачі многозондового нейтронного каротажу. *Доп. АН УРСР. Сер. Б.* 1986. № 8.
- Цифра І. М.* Симметричные свойства нелинейных уравнений для электромагнитного и спинорного полей: *Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук*. Киев: Наук. Киев, 1986.
- Fushchich W. I., Tsyfra I. M.*, 1987. On a reduction and solutions of nonlinear wave equations with broken symmetry. *J. Physics A* 20(2), L45—L48.
- Цифра І. М.* О расширении симметрии и точных решениях нелинейного уравнения диффузионного типа. В кн.: *Симметричный анализ и решения уравнений математической физики*. Киев: Изд. Ин-та математики АН УССР, 1988.
- Козачок І. А., Цифра І. М.* О единственности решения редуцированной обратной задачи многозондового нейтронного каротажа. *Геофиз. журн.* 1989. Т. 11. № 6.
- Козачок І. А., Цифра І. М.* Застосування теоретико-групового аналізу при розв'язуванні задач переносу в градієнтно-неоднорідних середовищах. *Доп. НАН України*. 1993. № 1.
- Бойко В. М., Цифра І. М.* Умовна симетрія рівняння неперервності для електромагнітного поля. *Доп. НАН України*. 1995. № 5.
- Цифра І. М.* Нові анзаци для нелінійних рівнянь теплопровідності. *Доп. НАН України*. 1996. № 9.
- Жданов Р. З., Цифра І. М.* Редукція диференціальних рівнянь і умовна симетрія. *Укр. матем. журн.* 1996. Т. 48. № 5.
- Fushchich W. I., Tsyfra I. M.* Nonlocal ansatzes for nonlinear wave equations. *Доп. НАН України*. 1994. № 10. 34—39.
- Fushchich W. I., Boyko V. M., Tsyfra I. M.*, 1994. Nonlinear representations for Poincaré and Galilei algebras and nonlinear equations for electromagnetic field. *J. Nonl. Math. Phys.* 1(2), 210—221.
- Tsyfra I. M.*, 1995. Symmetry and nonlocal ansatzes for nonlinear heat equations. *J. Nonl. Math. Phys.* 2(3-4), 312—318.
- Tsyfra I. M.*, 1995. Non-Lie ansatzes for nonlinear heat equations. *J. Nonl. Math. Phys.* 2(1), 90—93.
- Fushchich W. I., Tsyfra I. M.*, 1997. On new Galilei- and Poincaré-invariant nonlinear equations for electromagnetic field. *J. Nonl. Math. Phys.* 4 (1-2), 44—48.
- Tsyfra I. M.* New nonlinear Poincaré-invariant equations for electromagnetic field. *Доп. НАН України*. 1997. № 1.
- Tsyfra I. M.*, 1997. Non-local ansätze for nonlinear heat and wave equations. *J. Physics A* 30(6), 2251—2262.
- Symenoh Z. I., Tsyfra I. M.* Equivalence transformations and symmetry of the Schrodinger equation with variable potential. In: *Symmetry in Nonlinear Mathematical Physics*. Institute of Mathematics, NAS of Ukraine, 1997.
- Tsyfra I. M.* Conformal invariance of the Maxwell-Minkowski equations. In: *Symmetry in Nonlinear Mathematical Physics*. Institute of Mathematics, NAS of Ukraine, 1997.
- Fushchich W. I., Symenoh Z. I., Tsyfra I. M.*, 1998. Symmetry of the Schrödinger equation with variable potential. *J. Nonl. Math. Phys.* 5(1), 13—22.
- Цифра І. М.* Лоренц-інваріантні рівняння неперервності для електромагнітного поля. *Праці Інституту математики НАН України*. 1998. Т. 19.
- Цифра І. М.* Неточкові симетрії і редукція диференціальних рівнянь. *Праці Інституту математики НАН України*. 1998. Т. 19.
- Цифра І. М.* Умовна інваріантність і редукція нелінійних диференціальних рівнянь: *Автореф. дис. ... д-ра фіз.-мат. наук*. Київ, 1999.

- Zhdanov R. Z., Popovych R. O., Tsyfra I. M., 1999. A precise definition of reduction of partial differential equations. *J. Math. Anal. Appl.* 238(1), 101—103.
- Tsyfra I. M. Symmetries and reductions of partial differential equations. In: *Symmetry in nonlinear mathematical physics*. Institute of Mathematics, NAS of Ukraine. 2000. Vol. 30.
- Kozachok I. A., Symenoh Z. I., Tsyfra I. M. On applications of group method to problems of mathematical physics in nonhomogeneous medium. *Праці Інституту математики НАН України*. 2001. Т. 36.
- Tsyfra I. M. Conditional symmetry reduction and invariant solutions of nonlinear wave equations. In: *Symmetry in nonlinear mathematical physics*. Institute of Mathematics, NAS of Ukraine. 2002. Vol. 43.
- Козачок І. А., Цифра І. М. Теоретико-груповий аналіз фізических полів в градієнтно-неоднородних середках і його применення в проблемі дифузії теплових нейтронів. *Геофіз. журн.* 2004. Т. 26. № 2. 122—127.
- Messina A., Napoli A., Tretynyk V., Tsyfra I., 2004. On application of non-point and discrete symmetries for reduction of the evolution-type equations. In: *Symmetry in nonlinear mathematical physics*. Institute of Mathematics, NAS of Ukraine. Vol. 50.
- Tsyfra I., 2004. On the symmetry approach to reduction of partial differential equations. ArXiv: math.-phys/ 0401057v1. P. 1—7.
- Tsyfra I., 2004. Symmetry reduction of nonlinear differential equations. In: *Symmetry in nonlinear mathematical physics*. Institute of Mathematics, NAS of Ukraine. Vol. 50.
- Tsyfra I., Napoli A., Messina A., Tretynyk V., 2005. On new ways of group methods for reduction of evolution-type equations. *J. Math. Anal. Appl.* (307), 724—735.
- Kozachok I., Czyzycki T., Tsyfra I., 2005. Application of group analysis to problems of mathematical physics in nonhomogeneous medium. Uniwersytet Jagiellonski, Matematyka Stosowana, Krakow.
- Цифра І. М. Симетрійна редукція диференціальних рівнянь в частинних похідних з двома незалежними змінними. *Збірник праць Інституту математики НАН України*. 2006. Т. 3. № 2.
- Tsyfra I., 2007. Symmetry of the Maxwell and Minkowski equations system. *J. Geom. Symmetry Phys.* 9, 75—81.
- Мессина А., Чижицький Т., Цифра І. Свойства симметрии и их использование при решении уравнений Максвелла в неоднородных средах. *Геофіз. журн.* 2008. Т. 30. № 1. 111—117.
- Czyzycki T., Tsyfra I., 2009. Group transformations with discrete parameter and invariant Schrödinger equation. American Institute of Physics Conference Proceedings, Melville, New York.
- Цифра І. М. Использование симметрии для построения решений уравнений Максвелла в среде. *Доп. НАН України*. 2010. № 5.
- Цифра І. М. Застосування теоретико-групового аналізу до рівнянь ядерної геофізики. *Доп. НАН України*. 2010. № 6.
- Цифра І. М. Группы эквивалентности в задачах диффузии нейтронов в неоднородной среде. *Геофіз. журн.* 2010. Т. 32. № 3. 78—85.
- Цифра І. М., Шуман В. Н. Параболические системы типа “реакция—диффузия” при моделировании процессов генерации и распространения электромагнитной эмиссии литосферы и методы их анализа. *Геофіз. журн.* 2010. Т. 32. № 5. 51—60.
- Tsyfra I., 2010. Symmetry reduction of evolution and wave type equations. In: *Geometric methods in Physics*. American Institute of Physics Conference Proceedings, Melville, New York, P. 175—180.
- Цифра І. М., Чижицький Т. Эквивалентность и интегрируемость дифференциальных уравнений второго порядка. *Докл. АН Беларуси*. 2011. Т. 55. № 1. С. 10—15.
- Zonenberg J., Tsyfra I., 2013. On new reduction of nonlinear wave type equations via classical symmetry method. In: *Trends in Mathematics. Geometric Methods in Physics, XXXII Workshop, Poland*. JunBasel: Birkhauser Verlag. P. 215—221. doi: 10.1007/978-3-319-06248-8 18.
- Tsyfra I., Czyzycki T., 2014. Symmetry and Solution of Neutron Transport Equations in Nonhomogeneous Media. *Abstract and Applied Analysis*, Article ID 724238, P. 1—9.
- Tsyfra I., Czyzycki T., 2015. Non-point Symmetry and Reduction of Nonlinear Evolution and Wave Type Equations. *Abstract and Applied Analysis*, Article ID18275, P. 1—6.
- Tsyfra I., Rzeszut W., Vladimirov V., 2017. Lie-Backlund symmetry and noninvariant solutions of nonlinear evolution equations. ArXiv: math.-phys/1701.03722v1. P. 1—8.

ИВАН МИХАЙЛОВИЧ ЦИФРА: ДВА ЮБИЛЕЯ ОДНОГО ГОДА

В период с 17 по 22 сентября 2017 г. в уютном горном отеле “Magymont”, расположенном рядом с одной из живописнейших долин Польских Татр, проходила XV Международная конференция “Mathematics in Technical and Natural Sciences”, организованная факультетом прикладной математики Горно-металлургической академии г. Кракова (<http://www.wms.agh.edu.pl/konferencje/mnntp/>)

В нынешнем году исполняется 30 лет с момента выхода в свет в журнале “Journal of Physics, ser. A” основополагающей статьи “On a reduction and solutions of non-linear wave equations with broken symmetry”, в которой впервые был сформулирован в явном виде алгоритм поиска условной симметрии дифференциального уравнения. Чтобы воздать скромную дань уважения авторам этой статьи, покойному профессору В. И. Фушичу и нашему коллеге, профессору И. М. Цифре, было решено организовать в рамках конференции специальную сессию. Другой целью данного мероприятия была популяризация среди участников конференции этого сравнительно нового направления в исследовании дифференциальных уравнений. Мне выпала честь сделать первый сессионный доклад, который в сокращенном и несколько переработанном виде излагается ниже.

Классическая теория симметрий (или группового анализа) дифференциальных уравнений была разработана выдающимся норвежским математиком Софусом Ли в конце XIX в. Основываясь на идеях, сходных с выдвинутыми впервые в теории Галуа, С. Ли показал, что если система обыкновенных дифференциальных уравнений допускает достаточное количество гладких преобразований зависимых и независимых переменных, сохраняющих форму уравнений, то при выполнении определенных алгебраических условий, накладываемых на совокупность генераторов этих преобразований, решение системы может быть представлено в квадратурах.

Идеи С. Ли применимы и к дифференциальным уравнениям в частных производных (ДУЧП), однако ситуация в этом случае является более сложной. В частности, при наличии лишь конечной совокупности преобразований симметрии ДУЧП, как правило, невозможно полностью проинтегрировать. Однако на всем протяжении XX в. теория симметрий интенсивно использовалась (в явном, а чаще — в скрытом виде), поскольку, используя процедуру *теоретико-групповой редукции*, во многих случаях можно получить многопараметрические семейства точных решений нелинейных ДУЧП. Здесь уместно сослаться как на работы многочисленных специалистов в области физики и нелинейной механики (Баренблатт, Birkhof, Taylor, Коробейников, Ландау, Седов, Станюкович, Зельдович и др.), использующих понятие автомодельности для решения конкретных задач, так и на работы в сфере математики, основанные на формализме локальных групп Ли (Овсянников, Ибрагимов, Bluman and Cole, Olver и многие другие).

Наряду с успехами в применении классической теории Ли к решению конкретных математических задач (поисков полной группы инвариантности дифференциальных уравнений, групповой классификации уравнений, нахождении симметричных анзацев, приводящих к редукции количества независимых переменных), к концу XX в. появились многочисленные примеры, указывающие на ограниченность классического подхода. В частности, были обнаружены случаи редукции числа независимых переменных с помощью анзацев, которые невозможно воспроизвести на основании формализма классических групп Ли. По этой причине в указанный период времени велись интенсивные попытки расширения понятия симметрии и поиски регулярных методов получения нелиевских анзацев.

Один из возможных подходов был предложен в цитируемой выше работе В. И. Фушича и И. М. Цифры, в которой сформулировано по-

нятие *условной симметрии*. В очень упрощенном виде ее можно представить себе так. Пусть имеется двумерная поверхность, образованная вращением плоской параболы, заданной уравнениями $z = x^2 - 1$, $y = 0$ относительно оси OZ . Поверхность, образованную малой деформацией всех точек в направлении одной из осей (например, оси OX), за исключением точек, лежащих в плоскости XOY , обозначим как M . Очевидно, что вращения относительно оси OZ не отображают точки поверхности M в себя. Однако она содержит подмножество $C: (x, y, z) \in \mathbb{R}^3$, где $\{x^2 + y^2 = 1, z = 0\}$, симметричное относительно таких операций. Множество C лежит на пересечении M с многообразием S , совпадающим с плоскостью XOY . Таким образом, точки данного множества обладают более высокой симметрией, если выполняют условие принадлежности к множеству S .

В подходе Фушича и Цифры был впервые предложен конструктивный алгоритм, позволяющий находить условия (аналоги поверхности S), приводящие к нахождению подмножеств решений, обладающих дополнительной симметрией. Не будучи непосредственным участником описываемых событий, я, тем не менее, был осведомлен о перипетиях, связанных с условной симметрией, ибо проживал в 1980-е годы с Иваном Цифрой под одной крышей общежития аспирантов АН УССР и часто с ним общался. В описываемый период времени он проходил подготовку в аспирантуре Института математики АН УССР и был занят симметричным анализом уравнений Максвелла в материальной среде. Идея условной симметрии не была связана с основным направлением исследований, проводимых Иваном. Первоначально она была воспринята без должного энтузиазма, поскольку выглядела сырой и малоперспективной. Ситуация, однако, кардинально изменилась в тот момент, когда Ивану удалось сконструировать конкретный легко верифицируемый пример, который лег в основу указанной выше статьи: нелинейное уравнение Д'Аламбера, допускающее лишь масштабные преобразования и сдвиг в классическом (лиевском) смысле, редуцировалось к обыкновенному дифференциальному уравнению *Лоренц-инвариантным анзацем!* После этого решено было написать заметку, послать ее в хороший

журнал и посмотреть, какими будут рецензии. Ответы рецензентов превзошли самые смелые ожидания. Один из рецензентов написал, что материал заслуживает не только публикации, но и наиболее широкой популяризации. Он также выслал несколько статей на эту же тему, доселе неизвестных авторам. Работа В. И. Фушича и И. М. Цифры не была, однако, повторением известных к тому времени результатов, так как содержала конструктивный алгоритм, позволяющий описывать условные симметрии и реализовывать на их основе нелиевские редукции.

Подход, предложенный авторами, технически отличался от лиевского тем, что приводил к необходимости решения систем нелинейных дифференциальных уравнений, тогда как в классическом подходе уравнения, определяющие симметрию, всегда линейны. К счастью, системы нелинейных определяющих уравнений, как правило, сильно переопределены. Используя это обстоятельство, такие системы весьма часто удается точно решить.

Переориентацию группы математиков, возглавляемой профессором В. И. Фушичем, на класс задач, связанных с поисками и использованием условной симметрии, в одночасье сделать было нельзя. К тому времени, когда работы были в разгаре, Иван Цифра уже занимался освоением методов обратных задач ядерной геофизики в Институте геофизики АН Украины, в который был направлен по распределению после окончания аспирантуры. Поэтому лавры первопроходцев в этой по-настоящему увлекательной и перспективной области исследований достались, по большей части, не Ивану, а тем его коллегам, которые могли полностью посвятить свое время этим отнюдь не легким исследованиям.

К задачам, связанным с условной симметрией, Иван Цифра вернулся несколькими годами позже, во время пребывания в докторантуре Института геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины. Более зрелое понимание темы исследований позволило ему, совместно с коллегами, получить в тот период очень сильный теоретический результат о том, что если лиевская симметрия является *достаточным* условием для редукции, то условная симметрия является условием *необходимым и достаточным*.

В настоящее время Иван Михайлович Цифра совмещает свою работу в Институте геофизики им. С. И. Субботина Национальной академии наук Украины с лекциями на факультете прикладной математики Горно-металлургической академии г. Кракова в должности профессора и, помимо педагогической работы, принимает активное участие в научных исследованиях, обобщая свои предыдущие результаты на

более сложные алгебро-геометрические объекты и развивая нелинейные методы разделения переменных в теории дифференциальных уравнений.

Нынешний год является для профессора И. М. Цифры дважды юбилейным, поскольку в октябре он отмечает свое 60-летие. Пожелаем уважаемому юбиляру крепкого здоровья и дальнейших творческих успехов.

*декан факультета прикладной
математики*

*Akademia Gorniczo-Hutnicza
im. Stanisława Staszica (Krakow),
Wydział Matematyki Stosowanej,
д-р физ.-мат. наук В. А. Владимиров*

Адрес редакции

Украина 03142, Киев-142, просп. акад. Палладина, 32
Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, комн. 220
Телефон 380 (44) 424 – 11 – 65, факс 380 (44) 450 – 25 – 20
E-mail: journal@igph.kiev.ua
<http://www.igph.kiev.ua>

*Печатается по постановлению редакционной коллегии
и ученого совета Института геофизики НАН Украины*

*Свидетельство государственной регистрации,
серия КВ № 12952-1836 ПР от 20.07.2007*

*Включен в Перечень научных специализированных изданий
Украины в отрасли Геологические науки
(приказ МОН Украины от 07.10.2015 г. № 1021)*

Редакторы *И.А. Калитова, О.И. Калашникова*

Технические консультанты *Д.Н. Гринь, Т.А. Амашукели*

Компьютерная верстка *Л.В. Мельниковой*

Компьютерная графика *Я.Ю. Дулицкой*

Вниманию читателей!

В ИНСТИТУТЕ ГЕОФИЗИКИ

ИМ. С. И. СУББОТИНА НАН УКРАИНЫ ИЗДАЕТСЯ РЕЦЕНЗИРУЕМЫЙ

ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

созданный в 1979 г. на базе основанного в 1956 г. и публиковавшегося Институтом геофизики НАН Украины «Геофизического сборника». На страницах этого журнала освещаются новые данные теоретических и экспериментальных геофизических исследований, материалы о закономерностях распределения различных физических полей Земли, вопросы комплексного изучения глубинного строения литосферы, современной геодинамики и прогноза землетрясений, результаты исследований физических свойств минерального вещества в различных *PT*-условиях, работы в области геотермии, палеомагнетизма, геофизики Мирового океана, поисков и разведки полезных ископаемых геофизическими методами и др. Публикуются также методические и аппаратурные разработки, материалы дискуссий, рецензии, сообщения о научных совещаниях и другая информация.

- Рассчитан на широкий круг геофизиков и геологов: научных работников, преподавателей, инженеров, аспирантов, студентов, работников поисковых партий и экспедиций.
- Статьи публикуются на русском, украинском или английском языках.
- Периодичность — раз в два месяца.
- Индекс 74116.
- Свидетельство государственной регистрации, серия КВ № 12952—1836 ПР от 20.07.2007 г.
- Только своевременно оформленная подписка или заказы в нашей редакции и ОНТИ Института геофизики НАН Украины могут гарантировать Вам получение журнала. Кроме того, возможно приобретение его отдельных номеров за прошлые годы. Подписку на «Геофизический журнал» для дальнего зарубежья можно оформить на сайте ДП «Пресса» www.presa.ua

**Подписывайтесь и заказывайте
«Геофизический журнал»!**