

***Присвячується
180-річчю Київського національного
університету імені Тараса Шевченка***

70-річчю геологічного факультету

***85-річчю Толстого Михайла Івановича,
заслуженого професора Київського національного
університету імені Тараса Шевченка,
доктора геолого-мінералогічних наук,
заслуженого діяча науки і техніки України***

***To the 180th anniversary
of Taras Shevchenko National University of Kyiv***

the 70th anniversary of the Geological Faculty

***the 85th anniversary of Mykhailo Tolstoy,
Doctor of Geology and Mineralogy, Emeritus Professor
of Taras Shevchenko National University of Kyiv,
Honoured Master of Sciences and Technology of Ukraine***



УДК 504+550+551+552+624

Наведено результати геологічних, стратиграфічних, палеонтологічних, гідрогеологічних, геофізичних та геоінформаційних досліджень викладачів та наукових співробітників ННІ "Інститут Геології" Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

Для викладачів, наукових співробітників, аспірантів і студентів.

Приведены результаты геологических, стратиграфических, палеонтологических, гидрогеологических, геофизических и геоинформационных исследований преподавателей и научных сотрудников НИИ "Институт Геологии" Киевского национального университета имени Тараса Шевченко.

Для преподавателей, научных сотрудников, аспирантов и студентов.

Published are the results of geological, stratigraphic, paleontological, hydrogeological, geophysical and geoinformation research carried out by the academic staff and scientists of the Institute of Geology, Taras Shevchenko National University of Kyiv. For scientists, professors, graduate and postgraduate students.

Відповідальний за випуск О.І. Меньшов

ВІДПОВІДАЛЬНИЙ РЕДАКТОР	В.А. Михайлов, д-р геол. наук, проф.
РЕДАКЦІЙНА КОЛЕГІЯ	І.М. Безродна, канд. геол. наук, с.н.с. (заст. відп. ред.); О.І. Меньшов, канд. геол. наук (відп. секр.); С.А. Вижва, д-р геол. наук, проф.; З.О. Вижва, д-р фіз.-мат. наук, проф.; В.М. Гулій, д-р геол. наук, проф.; М.Н. Жуков, д-р геол. наук, проф.; В.М. Загнітко, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; О.М. Іванік, д-р геол. наук, доц.; О.М. Карпенко, д-р геол. наук, проф.; М.М. Коржнев, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; І.М. Корчагін, д-р фіз.-мат. наук; О.Є. Кошляков, д-р геол. наук, доц.; В.М. Курганський, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; О.І. Лукієнко, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; Б.П. Маслов, д-р фіз.-мат. наук, проф.; О.Ю. Митропольський, чл.-кор. НАН України, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; О.В. Митрохин, д-р геол. наук, доц.; П.О. Міненко, д-р фіз.-мат. наук; В.А. Нестеровський, д-р геол. наук, проф.; В.В. Огар, д-р геол. наук, доц.; М.І. Орлюк, д-р геол. наук, с.н.с.; В.І. Павлишин, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; Г.Т. Продайвода, д-р фіз.-мат. наук, проф.; М.І. Толстой, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; В.В. Шевчук, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; С.Є. Шнюков, д-р геол. наук, доц.; Т.В. Пастушенко, канд. філол. наук, доц.; Т.А. Мірончук, канд. філол. наук, доц. Іноземні члени редакційної колегії: М. Бур'яник, Шелл Глобал Солюшн Інтернешнл, Нідерланди; Л. Верник, Нафтова корпорація Маратон, США; А. Веснавер, Італійський національний інститут океанографії та прикладної геофізики, Італія; К. Зенг, Китайський геологічний університет, Китай; М. Короновський, Московський державний університет імені М.В. Ломоносова, Росія; Д. Ленц, Університет Нью-Брансвік, Канада; К. Лі, Китайський геологічний університет, Китай; М. Олівія, Лісабонський університет, Португалія; П. Перейра, Університет Миколаса Ромеріса, Литва; В. Портнов, Карагандинський Державний Технічний Університет, Казахстан; Д. Робертс, Стаффордширський університет, Велика Британія; С. Спассов, Геофізичний центр Доурбес, Бельгія; М. Феді, Неапольський Університет Федеріко II, Італія; О. Ханчук, Далекосхідний геологічний інститут, Росія
Адреса редколегії	03022, Київ-22, вул. Васильківська, 90, ННІ "Інститут геології", ☎ 380442597030, електронна адреса: geolvisnyk@ukr.net.
Затверджено	Вченою радою ННІ "Інститут геології" 9 грудня 2014 року (протокол № 5)
Атестовано	Вищою атестаційною комісією України. Постанова Президії ВАК України № 1-05/6 від 12.06.02
Зареєстровано	Міністерством юстиції України. Свідоцтво про Державну реєстрацію КВ № 16181-4653Р від 25.12.09
Засновник та видавець	Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Свідоцтво внесено до Державного реєстру ДК № 1103 від 31.10.02
Адреса видавця	01601, Київ-601, 6-р Т.Шевченка, 14, кімн. 43 ☎ (38044) 239 3172, 239 3222; факс 239 3128

UDC 504+550+551+552+624

Published are the results of geological, stratigraphic, paleontological, hydrogeological, geophysical and geoinformation research carried out by the academic staff and scientists of the Institute of Geology, Taras Shevchenko National University of Kyiv.

For scientists, professors, graduate and postgraduate students.

Наведено результати геологічних, стратиграфічних, палеонтологічних, гідрогеологічних, геофізичних та геοінформаційних досліджень викладачів та наукових співробітників ННІ "Інститут Геології" Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

Для викладачів, наукових співробітників, аспірантів і студентів.

Приведены результаты геологических, стратиграфических, палеонтологических, гидрогеологических, геофизических и геοинформационных исследований преподавателей и научных сотрудников ОНИ "Институт Геологии" Киевского национального университета имени Тараса Шевченко.

Для преподавателей, научных сотрудников, аспирантов и студентов.

Chief publication manager O. Menshov

Formatting and adjustment by Yu. Tymchenko

EXECUTIVE EDITOR	V. Mykhailov, Dr. Sci. (Geol.), Prof.
EDITORIAL BOARD	Ukrainian members: I. Bezrodna, Cand. Sci. (Geol.), Senior Researcher (Deputy Executive Editor); O. Menshov, Cand. Sci. (Geol.), (Executive Secretary); S. Vyzhva, Dr. Sci. (Geol.), Prof.; Z. Vyzhva, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Assoc. Prof.; V. Guliy, Dr. Sci. (Geol.), Prof.; M. Zhukov, Dr. Sci. (Geol.), Prof.; V. Zagnitko, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.; O. Ivanik, Dr. Sci. (Geol.), Assoc. Prof.; O. Karpenko, Dr. Sci. (Geol.), Prof.; M. Korzhnev, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.; I. Korchagin, Dr. Sci. (Phys.-Math.); O. Koshliakov, Dr. Sci. (Geol.), Assoc. Prof.; V. Kurganskyi, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.; O. Lukienko, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.; B. Maslov, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Prof.; O. Mytropolskyi, Corr. NAS Ukraine, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.; O. Mytrokhyn, Dr. Sci. (Geol.), Assoc. Prof.; P. Minenko, Dr. Sci. (Phys.-Math.); V. Nesterovskiy, Dr. Sci. (Geol.), Prof.; V. Ohar, Dr. Sci. (Geol.), Assoc. Prof.; M. Orluk, Dr. Sci. (Geol.), Senior Researcher; V. Pavlyshyn, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.; G. Prodaivoda, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Prof.; M. Tolstoy, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.; V. Shevchuk, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.; S. Shniukov, Dr. Sci. (Geol.), Assoc. Prof.; T. Pastushenko, Cand. Sci. (Phil.), Assoc. Prof.; T. Mironchuk, Cand. Sci. (Phil.), Assoc. Prof. Foreign members: M. Burianyk, Shell Global Solutions International, Netherlands; L. Vernik, Marathon Oil Company, USA; A. Vesnaver, Italian National Institute of Oceanography and Applied Geophysics, Italy; Q. Zeng, China University of Geosciences, China; M. Koronovskiy, Lomonosov Moscow State University, Russia; D. Lentz, University of New Brunswick, Canada; Q. Liu, China University of Geosciences, China; M. Olivia, University of Lisbon, Portugal; P. Pereira, Mykolas Romeris University, Lithuania; V. Portnov, Karaganda State Technical University, Kazakhstan; D. Roberts, Staffordshire University, Great Britain; S. Spassov, Geophysical Center of Dourbes, Belgium; M. Fedi, University of Naples Federico II, Italy; O. Khanchuk, Far East Geological Institute, Russia.
Address	Institute of Geology, 90 Vasylkivska Str., Kyiv, Ukraine, 03022, tel. +3804425970306, e-mail: geolvisnyk@ukr.net
Approved by the	Academic Council of the Institute of Geology December 9, 2014 (Minutes # 5)
Certified by the	Higher Attestation Board (the State Commission for Academic Degrees and Titles), Ukraine Edict # 1-05/6 issued on 12.06.2002
Certified by the	Ministry of Justice of Ukraine State Certificate # 16181-4653P issued on 25.12.2009
Founded and published by	Taras Shevchenko National University of Kyiv, Kyiv University Publishing State Certificate # 1103 issued on 31.10.2012
Address:	Office 43, 14 Shevchenka Blvd, Kyiv, 01601 ☎ (38044) 239 3172, 239 3222; Fax 239 3128

ЗМІСТ

ДО 85-РІЧЧЯ М.І. ТОЛСТОГО: КОНТИНЕНТАЛЬНИЙ НЕОВУЛКАНІЗМ АЛЬПІЙСЬКОЇ СКЛАДЧАСТОЇ ЗОНИ СХІДНОЇ ЄВРОПИ

Толстой М. Передмова: Основні етапи комплексного вивчення кількісного розподілу хімічних елементів і фізичних властивостей неовулканітів Альпійської складчастої зони Східної Європи	8
Короновський М., Дьоміна Л. Колізійний вулканізм Кавказького сектору Альпійського складчастого поясу	10
Шевчук В., Василенко А. Взаємозв'язок тектонічного розвитку та проявів неогенового магматизму Закарпаття	15
Ляшкевич З. Еволюція та генезис кайнозойського вулканізму Панкардії	21
Павлюк М., Медведєв А. Магматизм і структура Панкардії в ранньому мезозої	27
Дьоміна Л., Промислова М., Мишенкова М., Короновський М. Ознаки імпактогенезу в продуктах самостійних центрів виверження Західного Приельбрусся	33
Кутас Р., Майцин Д. Геотермічні умови неовулканізму Закарпатського прогину	39
Толстой М., Шабатура О., Костенко Н., Гасанов Ю. Співставлення продуктів вулканізму різних структурних зон Альпійського складчастого поясу Східної Європи за результатами дослідження їх фізичних властивостей	44
Елень С., Скакун Л., Грінченко О., Бондаренко С., Мікуш Т., Штевкова Т., Мірончук Т. Мінералізація вісмуту в неогенових вулканітах Українських Карпат і Словаччини	50
Іванік О. Методичне забезпечення прогнозування зсувної небезпеки на регіональному та локальному рівні: принципи, методи, моделі	55

ДО 70-РІЧЧЯ ГЕОЛОГІЧНОГО ФАКУЛЬТЕТУ

Михайлов В., Вижва С. Стан і проблеми вищої геологічної освіти в Україні	61
Меньшов О., Сухорада А. Геоманітні дослідження у Київському університеті. Історія та перспективи розвитку	68

ГЕОФІЗИКА

Карпенко О., Башкіров Г., Карпенко І. Визначення вмісту органічної речовини в гірських породах за геофізичними даними	71
Тройніч К., Вижва С. Ефективний алгоритм сейсмічної променевої томографії при обробці великих масивів сейсмічних даних	77
Колісніченко В., Кашуба Г., Солодкий Е. Прогнозування геоакустичних характеристик розрізів нафтогазових свердловин ДДЗ за відсутності вимірів акустичного каротажу	82
Гадяцька К. Теоретичні магнітні моделі дайкових утворень	88

CONTENTS

TO 85th ANNIVERSARY OF M.I. TOLSTOY: CONTINENTAL NEOVOLCANISM OF ALPINE FOLDED ZONE IN EASTERN EUROPE

Tolstoy M.	
Foreword. Neovolcanites of East European Alpine Folded Zone: Quantitative Distribution of the Chemistry and Physical Properties	8
Koronovsky N., Demina L.	
Collisional Volcanism of Caucasian Sector in Alpine Folded Belt	10
Shevchuk V., Vasylenko A.	
Tectonic Evolution vs Neogene Magmatism in trans-Carpathians	15
Liashkevych Z.	
Cenozoic Volcanism of Pancardi: Evolution and Genesis	21
Pavliuk M., Medvedev A.	
Pancardi Magmatism and Structure in Early Mesozoic	27
Demina L., Promyslova M., Myshenkova M., Koronovskyi N.	
Products of Western Fore-Elbrus Autonomous Eruptions: Traces of Impact Genesis	33
Kutas R., Majsin D.	
Geothermal Environment for Neo-volcanism in trans-Carpathian Trough and East Slovakian Depression	39
Tolstoy M., Shabatura O., Kostenko N., Hasanov Yu.	
Structural Areas in East European Alpine Folded Belt: Contrasting Physical Properties of Volcanic Products	44
Elen S., Skakun L., Grinchenko O., Bondarenko S., Mikus T., Ztevkova T., Mironchuk T.	
Bismuth Mineralization in Neogene Volcanites of Ukrainian Carpathians and Slovakia	50
Ivanik O.	
Methodology of predicting landslide hazards on a regional and local scale: principles and models	55

TO 70th ANNIVERSARY OF GEOLOGICAL FACULTY

Mykhailov V., Vyzhva S.	
Higher Geological Education in Ukraine: Trends and Prospects	61
Menshov O., Sukhorada A.	
Geomagnetic Studies at Kyiv University: History and Prospects	68

GEOPHYSICS

Karpenko O., Bashkirov G., Karpenko I.	
Geophysical Data: Estimating Organic Matter in Rocks	71
Troinich K., Vyzhva S.	
Efficiency Algorithm of Seismic Ray Tomography in Processing Extensive Seismic Data	77
Kolisnichenko V., Kashuba G., Solodkiy E.	
Oil-and-Gas Well Sections in Dnieper-Donets Depression: Simulating Geoacoustic Properties via Excluding Logging Acoustics Measurements	82
Gadiatska K.	
Theoretical Magnetic Models of Dyke Structures	88

СОДЕРЖАНИЕ

К 85-ЛЕТИЮ М.И. ТОЛСТОГО:

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ НЕОВУЛКАНИЗМ АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

Толстой М.

Предисловие: Основные этапы комплексного изучения количественного распределения химических элементов и физических свойств неовулканитов Альпийской складчатой зоны Восточной Европы8

Короновский Н., Демина Л.

Коллизионный вулканизм Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса10

Шевчук В., Василенко А.

Взаимосвязь тектонического развития и проявлений неогенового магматизма Закарпатья.....15

Ляшкевич З.

Эволюция и генезис кайнозойского вулканизма Панкардии.....21

Павлюк М., Медведев А.

Магматизм и структура Панкардии в раннем мезозое27

Демина Л. Промыслова М., Мышенкова М., Короновский Н.

Признаки импактогенеза в продуктах самостоятельных центров извержения Западного Приэльбрусья33

Кутас Р., Майцин Д.

Геотермические условия зон неовулканизма Закарпатского прогиба39

Толстой М., Шабатура А., Костенко Н., Гасанов Ю.

Сопоставление продуктов вулканизма различных структур зон Альпийского складчатого пояса Восточной Европы по результатам исследования их физических свойств.....44

Елень С., Скаун Л., Гринченко А., Бондаренко С., Микуш Т., Штевкова Т., Мирончук Т.

Минерализация висмута в неогеновых вулканитах Украинских Карпат и Словакии50

Иваник Е.

Методические основы прогнозирования оползневой опасности на региональном и локальном уровне: принципы, методы, модели55

К 70-ЛЕТИЮ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ФАКУЛЬТЕТА

Михайлов В., Выжва С.

Состояние и проблемы высшего геологического образования в Украине.....61

Меньшов А., Сухорада А.

Геомагнитные исследования в Киевском Университете. История и перспективы развития68

ГЕОФИЗИКА

Карпенко А., Башкиров Г., Карпенко И.

Определение содержания органического вещества в горных породах по геофизическим данным71

Тройнич К., Выжва С.

Эффективный алгоритм сейсмической лучевой томографии при обработке больших массивов сейсмических данных77

Колисниченко В., Кашуба Г., Солодкий Е.

Прогнозирование геоакустических характеристик разрезов нефтегазовых скважин ДДВ при отсутствии измерений акустического каротажа82

Гадяцкая Е.

Теоретические магнитные модели дайковых образований88

ДО 85-РІЧЧЯ М.І. ТОЛСТОГО: КОНТИНЕНТАЛЬНИЙ НЕОВУЛКАНІЗМ АЛЬПІЙСЬКОЇ СКЛАДЧАСТОЇ ЗОНИ СХІДНОЇ ЄВРОПИ

УДК 550.42

М. Толстой, проф., д-р геол.-мінералог. наук
Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ІНІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна

ПЕРЕДМОВА: ОСНОВНІ ЕТАПИ КОМПЛЕКСНОГО ВИВЧЕННЯ КІЛЬКІСНОГО РОЗПОДІЛУ ХІМІЧНИХ ЕЛЕМЕНТІВ І ФІЗИЧНИХ ВЛАСТИВОСТЕЙ НЕОВУЛКАНІТІВ АЛЬПІЙСЬКОЇ СКЛАДЧАСТОЇ ЗОНИ СХІДНОЇ ЄВРОПИ

(Рекомендовано членом редакційної колегії доктором геол. наук, проф. С.А. Вижвою)

Бурхливий розвиток у середині минулого століття теоретичної і практичної геологічної науки обумовив виникнення нових їх напрямів та галузей розвитку. Серед них доповненням до описових дисциплін геології – петрографії, мінералогії, стратиграфії, літології – стали швидко розвиватися кількісні методи, основані на досягненнях фізики, хімії, математики – геохімічні, геофізичні, та комплексні – петрохімічні, літогеохімічні, петрофізичні, кількісного моделювання. Предметом їхніх досліджень стали хімічні елементи, ізотопи хімічних елементів та елементарні частинки, фізичні характеристики геологічних об'єктів, порід, мінералів.

У зв'язку з цими дослідженнями актуальною задачею теоретичної та прикладної геології все більше стають методи використання кількісних характеристик геологічних об'єктів.

Наприкінці 50-х років минулого сторіччя на геологічному факультеті Київського університету Мінвузом України було створено галузеву лабораторію фізико-хімічних і радіометричних досліджень гірських порід під керівництвом Михайла Івановича Толстого.

Її задачею була розробка методів і методик кількісного вивчення складу і фізичних властивостей гірських (переважно магматичних) порід.

1966 р рішенням Кабінету Міністрів УРСР лабораторію було перетворено на Проблемну науково-дослідну лабораторію фізико-хімічних досліджень гірських порід (ПНДЛ). Полем її діяльності стало вивчення кількісних закономірностей розподілу хімічних елементів та їх фізичних властивостей у магматичних породах для оцінки їх петрогенезису, металонасності, зіставлення і кореляції.

Об'єктами досліджень було намічено різновікові і структурно відмінні гранітоїди Забайкалля, Центрального Казахстану і докембрійські формації Українського і Балтійського щитів. Після їх вибіркового вивчення основну увагу було приділено казахстанським об'єктам, зважаючи на різноманітність їхніх типів, добру відслоненість, доступність для безпосереднього вивчення і опробування. По цих об'єктах було виконано не тільки ряд виробничих завдань, але й проведено методичні дослідження щодо вибору та способів опробування, оптимізації кількості та маси окремих і збірних проб, відповідності статистичним оцінкам надійності і репрезентативності.

Більшою частиною всі ці напрацювання увійшли до рекомендацій з літогеохімічної зйомки первинних ореолів розсіювання, а також статистичних методів обробки масових геохімічних і петрофізичних зйомок. Крім того, ПНДЛ, спільно з ІГЕМ АН СРСР і ІМР Мінгео України, розробила методику масового високоточного спектрального аналізу літогеохімічних проб. Одночасно було розроблено апаратуру для вимірювання теплофізичних

і магнітних властивостей гірських порід, методику їх петрофізичної класифікації, а також ряд тонких петро-магнітних досліджень (спільно з Інститутом геофізики м. Брно, ЧССР) та ін.

За завданням ВМС Мінгео СРСР лабораторія протягом 6 років відібрала величезний обсяг зразків магматичних гірських порід, які були проаналізовані в більше ніж 40 провідних аналітичних центрах СРСР, ЧССР, НДР, що дало змогу провести на їх основі атестацію 17 стандартів складу основних петрографічних типів магматичних порід. Ці стандарти було затверджено Мінгео України і ВМС як "Стандарти складу магматичних порід".

Під час виконання польових робіт у Казахстані ми познайомилися з відомим спеціалістом та знавцем казахстанських гранітоїдів, завідувачем кафедри петрографії МДУ, професором Володимиром Сергійовичем Коптев-Дворніковим. Він, як виявилось, цікавився тими самими питаннями, що й ми. Це стало приводом для об'єднання наших зусиль. Ця співпраця продовжувалась багато років. У процесі досліджень ми стикнулися з проблемою практичної неможливості отримання статистично стійких показників розподілу хімічних елементів (перш за все, мобільних, зі змінною валентністю) у більшості гранітоїдів внаслідок їх змінення гідротермальними процесами, метасоматозом, контамінацією та ін.

Було вирішено питання кількісних оцінок та їх математичного вираження спробувати розв'язати на ефузивних породах, перш за все, на наймолодших утвореннях – неовулканітах, що максимально зберегли первинну характеристику утворення.

В.С. Коптев-Дворніков доповів про цей проект на засіданні Петрографічної комісії АН СРСР. Було прийнято рішення про створення Міжвідомчої наукової програми щодо комплексного вивчення геохімії і петрофізики неовулканітів СРСР у двох регіонах – в центральному сегменті Альпійського складчастого пояса під керівництвом В.С. Коптев-Дворнікова (за участю академіків Г.С. Дзоценідзе і А.А. Адамяна) та Тихоокеанського, під керівництвом чл.-кор. АН СРСР С.Ф. Федорова (Петропавлівськ-Камчатський).

У зв'язку з цими роботами Проблемній лабораторії було запропоновано:

1. За розробленою нею методикою опробування здійснити відбір статистично представницьких проб неовулканітів основних об'єктів Передкавказзя, Закавказзя, Грузії, Закарпаття (і, за можливості, – Словаччини і Паннонської низовини).

2. Здійснити за єдиною стандартизованою методикою аналіз проб.

3. Статистично обробити за єдиною методикою всю аналітичну інформацію.

4. Зосередити в єдиному місці зібрані проби.

5. Систематично публікувати отримані дані.

Опробування здійснювалося ПНДЛ у межах Кавказького регіону (Передкавказзя, Грузинська брила) за участі співробітників кафедри петрографії МДУ і відділу петрографії ІГЕМ (проф. М.В. Короновський, М.Д. Петрова, О.Д. Ракчєєв, Гушин та ін.), у Вірменії – зі співробітниками АН і Міністерства геології (К.Г. Ширина, С.Р. Карапетян, А.А. Адамян, Е.Х. Харазян та ін.), в Закарпатті – зі співробітниками Закарпатської геологічної експедиції (Г.Г. Сасін, В.Н. Зайцева, В.М. Тітов, Е.В. Лазаренко та ін.), Львівського держуніверситету (В.В. Мерліч, С.М. Спітковська).

У роботах, що проводилися в Угорщині, окрім співробітників ПНДЛ брали участь співробітники Дебреценського університету (проф. В. Секі-Фукс, доц. І. Кульчар та ін., студенти), в Словаччині – Інституту геології Словацької АН (акад. С.Б. Цамбел, н.с. Т. Грегор, Й. Станек та ін., студенти).

Основну польову роботу з відбору, аналізу, кількісної оцінки виконували співробітники Проблемної лабораторії – І.М. Остафійчук, В.Г. Моляво, А.В. Сухорада, Г.Т. Продайвода, Ю.Л. Гасанов, С.Б. Степченко, П.С. Воронцов, О.В. Кольцовський, А.Ю. Серга, Е.В. Слінько, Н.В. Оконішнікова, І.С. Літвіненко, В.Я. Кушнір, Т.І. Самаріна, Е.І. Мурейко, В.І. Козенко, В.А. Михайлов та ін., а також співробітники геологічного факультету – проф. В.С. Заїка-Новацький, проф. В.К. Куліковський, а також студенти факультету.

Необхідно згадати про значні труднощі, які нерідко виникали при виборі необхідних об'єктів, їх опробуванні і транспортуванні. У вирішенні цих проблем нам часто надавали допомогу місцеві геологи і населення, за що ми їм були дуже вдячні.

У процесі обробки та аналізу інформації співробітниками Проблемної лабораторії було опубліковано декілька десятків статей.

Під час досліджень, пов'язаних зі всебічною кількісною оцінкою геологічних утворень, було встановлено, що незалежно від їх петрографічного типу, віку, територіальної належності, провідне значення для формування фізико-речовинного вигляду вулканітів мали геолого-структурні чинники та умови їх формування. Власне вони, переважно, обумовлюють залежність геологічних об'єктів від хімічного складу і фізичного стану розплавів, які, в свою чергу, відображають динамічний перебіг глибинних енергетичних процесів земної кори і верхньої мантії.

Наразі Науково-дослідним сектором фізико-хімічних досліджень гірських порід у рамках виконання наукової теми *"Петрогеохімічні і петрофізичні особливості пізньокайнозойських вулканітів центральної частини Альпійського покривно-складчастого поясу (Східні Карпати, Кавказ) як показник формування магматичних вогнищ в різних районах прояву вулканізму"* роботи щодо вивчення неовулканітів будуть продовжені.

Надійшла до редколегії 15.10.14

M. Tolstoy, Dr. Sci., Prof.
Institute of Geology, Taras Shevchenko National University of Kyiv
90 Vasylkivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine

FOREWORD. NEOVOLCANITES OF EAST EUROPEAN ALPINE FOLDED ZONE: QUANTITATIVE DISTRIBUTION OF THE CHEMISTRY AND PHYSICAL PROPERTIES

М. Толстой, проф., д-р геол.-минералог. наук,
Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,
УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина

ПРЕДИСЛОВИЕ: ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ КОМПЛЕКСНОГО ИЗУЧЕНИЯ КОЛИЧЕСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ И ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ НЕОВУЛКАНИТОВ АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

УДК 551.21:552.3(234.9)

Н. Короновский, д-р геол.-минералог. наук, проф.
E-mail: koronovsky@rambler.ruЛ. Демина, канд. геол.-минералог. наук, ведущ. науч. сотр.,
E-mail: lidem06@rambler.ru,Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
ГСП-1, Ленинские горы, д. 1, г. Москва, 119991, РФ

КОЛЛИЗИОННЫЙ ВУЛКАНИЗМ КАВКАЗСКОГО СЕКТОРА АЛЬПИЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

(Рекомендовано членом редакционной коллегии доктором геол.-минералог. наук, проф. М.И. Толстим)

Проявление субаэрального вулканизма в пределах Кавказа происходило в условиях общего субмеридионального сжатия, которое продолжается и в настоящее время. Установившийся к позднему миоцену коллизионный режим, сменивший процессы субдукции, обусловил сложный рисунок полей напряжений, ведущую роль в котором играли сдвиговые зоны ЮЗ, ЮВ, субширотного простираний и надвиги общекавказской ориентировки. С зонами субмеридионального сжатия сопряжены участки присдвиговых растяжений. Проявления вулканизма на поверхности повсеместно связано с обстановками локального, местного растяжения, но обусловленного региональным полем субмеридионального сжатия.

Коллизионные вулканиды, относящиеся, в целом, к известково-щелочной серии, характеризуются геохимическими чертами, присущими с одной стороны породам субдукционных зон, а с другой – континентальным рифтам. По соотношению оксидов Si, K, Mg и Ti на тройных диаграммах, поля собственно коллизионных вулканидов располагаются между полями вулканидов субдукционных зон и континентальных рифтов. Вулканиды-индикаторы коллизионного процесса характеризуются рядом типичных черт:

- 1) Отсутствием или слабым проявлением процессов кристаллизационной дифференциации;
- 2) Антидромной направленностью извержений (уменьшение кремнекислотности и повышение щелочности);
- 3) Резким обогащением более основных пород (бедных SiO_2) некогерентными элементами и легкими REE;
- 4) Небольшими глубинами генерации базальтовых магм;
- 5) Резкой латеральной неоднородностью химического состава вулканидов.

К югу возрастает толстовая тенденция в химизме пород, а геодинамическая обстановка эволюционирует в сторону континентального рифтогенеза. Причиной указанной неоднородности является различие в механизме плавления, где главную роль играли процессы ликвации, метасоматические процессы, характер субстрата (при смещении очагов магматизма вовлекались гетерогенные, преимущественно коровые, субстраты различного состава), изменения режима общего давления на расплавы и температуры при их движении к поверхности. Расплавы андезит-дацитового состава в процессе эволюции испытывают разогрев (от 750-850°C до 1150°C) и повышение внутреннего давления (от 0,6-0,8 ГПа до 1,5 ГПа).

По сравнению с базальтами других геодинамических обстановок базальты Кавказа существенно обогащены Zr, что позволяет дополнить общеизвестные диагностические дискриминационные диаграммы Zr-Ti, Zr-Y, Zr-Ti-Y полями для вулканидов, образовавшихся при процессах континентальной коллизии.

Отличие коллизионных вулканидов Кавказа от "надсубдукционных" пород островных дуг проявляется в общем снижении содержания легких REE и степени их дифференцированности от основных пород к кислым.

Ключевые слова: коллизия, вулканизм, Кавказский сегмент, Альпийская складчатая область.

Введение. Альпийская складчатая область сформировалась в позднем кайнозое при столкновении двух крупных литосферных плит – Евразийской и Африкано-Аравийской. Это столкновение, начавшееся еще в позднем мелу, происходило в разных регионах не одновременно и в различных геодинамических условиях. В пределах Кавказского пересечения основную роль играла Аравийская плита, северное окончание которой представляло собой своеобразный индентор, под влиянием продвижения которого к северу и сформировались главные структурные единицы Альпийского складчатого пояса. Сжатие, формирование сети разрывных нарушений, образование горного рельефа за последние 11-10 млн лет сопровождалось проявлением субаэрального вулканизма, распределенного по площади неравномерно. Вулканиды, относящиеся в целом к известково-щелочной серии, формировались в обстановке коллизии, а не субдукции и геохимически отличаются от субдукционных.

Коллизия Евразийской и Африкано-Аравийской плит от начала их первого соприкосновения и до современного положения происходила в несколько этапов и не была равномерной в связи с изменением скорости конвергенции литосферных плит. Для наших целей имеет значение заключительный этап "жесткой" коллизии, начавшийся 11–10 млн лет тому назад. В это время уже произошло "спаивание" всех разнородных структурных элементов Кавказского сектора в единое целое, до этого испытывавших "приработку", занимая наиболее выгодное положение в общей структуре региона. Все процессы субдукции прекратились, и структурные единицы, сложенные относительно пластичными толщами, подверглись субгоризонтальному сжатию.

Современная структура Кавказского сектора сформировалась в условиях субмеридионального сжатия преобладающих в последние 11-10 млн лет, с некоторыми колебаниями ориентировки сжимающих сил. Аравийская плита ускоренно двигалась к северу, вызывая изгиб структурных дуг на Малом Кавказе и сеть левых и правых диагональных и субширотных сдвиговых зон и отдельных сдвиговых нарушений, а также субширотных надвигово-покровных зон с надвиганием масс к югу и к северу, в сторону Закавказского микроконтинента (рис. 1).

Вдоль сдвигов возникли участки присдвиговых растяжений, с которыми связаны проявления вулканизма. С позднего миоцена начинается коллизионный вулканизм, проявившийся в три фазы: 1) поздний миоцен – ранний плиоцен; 2) поздний плиоцен; 3) поздний плиоцен – антропоген [9]. Первая фаза была наиболее мощной и развитой на Малом Кавказе, в позднем миоцене – антропогене вулканизм распространился на север вплоть до северного склона Большого Кавказа. Проявления вулканизма на поверхности повсеместно связано с обстановками локального, местного растяжения, но обусловленного региональным полем субмеридионального сжатия. Именно в это время создались благоприятные условия для формирования первичных очагов магмы, давшей коллизионные вулканиды.

Особенности химического состава коллизионных вулканидов. Вулканиды Кавказского сектора относятся преимущественно к известково-щелочным, реже субщелочным и щелочным сериям, при этом кислые разновидности нормальной щелочности (риолиты, риодациты, дациты) преобладают над основными, средними, субщелочными и щелочными. В то же время для части пород устанавливается сериальная неопределенность,

выражаемая в том, что на разных типах диаграмм одни и те же вулканиты относятся к различным сериям. Например, на диаграмме AFM практически все вулканиты Кавказского сектора Альпийского пояса располагаются в поле известково-щелочных серий (рис. 2).

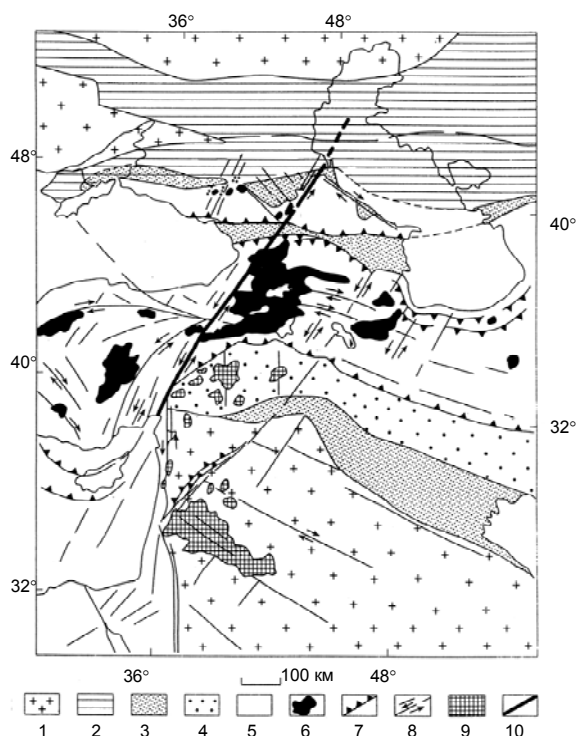


Рис. 1. Положение коллизионных магматитов в Кавказском синтаксисе Альпийского складчатого пояса:

1, 2 – плиты: 1 – докембрийские; 2 – эпипалеозойские; 3 – передовые и межгорные прогибы; 4 – погруженная часть Аравийской плиты; 5 – альпийские складчатые структуры; 6 – коллизионные магматиты (поздний миоцен-антропоген); 7 – надвиги; 8 – сдвиги и прочие разрывы; 9 – четвертичные базальты Аравийской плиты; 10 – Аграхан-Тбилисско-Левантийская левосдвиговая зона

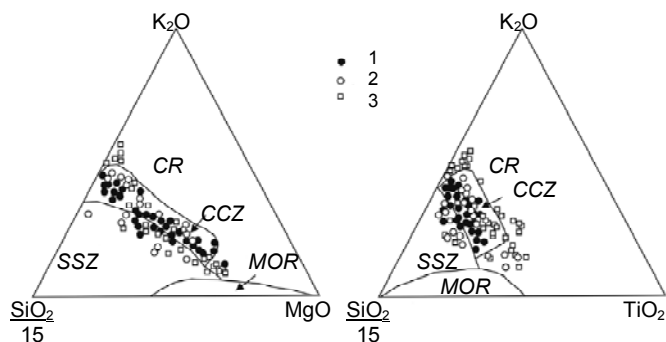


Рис. 3. Базальты Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса на диаграмме А. Миясиро [1974]

Данные авторов, а также из работ [10], [14]: 1 – Большой Кавказ; 2 – Малый Кавказ; 3 – Восточная Анатолия

Более существенные различия устанавливаются при детальном анализе распределения редких элементов, которые более чутко реагируют на изменения термодинамических условий плавления, обусловленных, в свою очередь, геодинамическим режимом.

Коллизионные вулканиты очень сильно различаются как по характеру спектра, так и по содержанию REE, однако в целом, для всех базальтов характерно заметное обогащение легкими лантаноидами, хотя степень этого обогащения в каждом конкретном случае различ-

на. В то же время, по соотношению SiO_2 , MgO и $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ известково-щелочной характер имеют только породы Большого Кавказа, толеитовый – Восточной Анатолии, а вулканиты Малого Кавказа распределены примерно поровну в обоих полях (рис. 3). Это говорит о том, что к югу возрастает толеитовая тенденция в химизме пород, а геодинамическая обстановка эволюционирует в сторону континентального рифтогенеза. По соотношению оксидов Si, K, Mg и Ti на тройных диаграммах, поля собственно коллизионных вулканитов располагаются между полями вулканитов субдукционных зон и континентальных рифтов. При этом часть пород отражает в своем химизме переходный характер магматизма от надсубдукционного к коллизионному и от коллизионного к континентально-рифтовому (рис. 4).

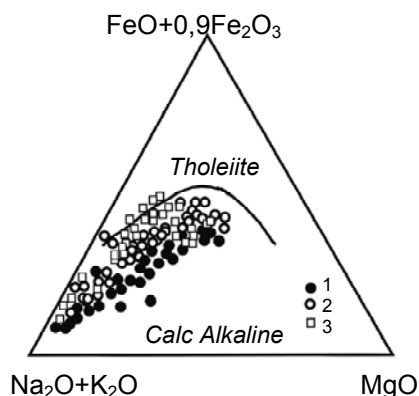


Рис. 2. Диаграмма AFM для базальтов Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса.

Данные авторов, а также из работ [10], [14]: 1 – Большой Кавказ; 2 – Малый Кавказ; 3 – Восточная Анатолия. Линия разделения вулканитов толеитовой и известково-щелочной серий по Т.Н. Ирвину и В.А. Барагару [12]

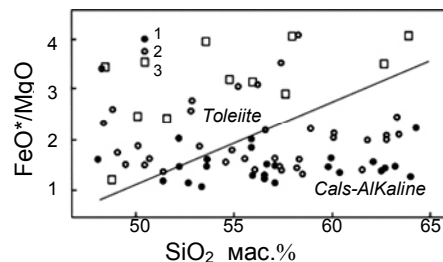


Рис. 4. Коллизионные вулканиты Кавказского синтаксиса на диаграммах соотношений оксидов кремния, калия, титана и магния: 1 – Большой Кавказ; 2 – Малый Кавказ; 3 – Восточная Анатолия.

Поля для вулканитов, образовавшихся в обстановках срединно-океанических хребтов (MOR), континентальных рифтов (CR), зон субдукций (SSZ) и областей межконтинентальной коллизии (CCZ) даны по [2]

на. Соотношение La/Lu_N меняется от 43,3 до 555,6, что, прежде всего, объясняется различной щелочностью пород. Для более кислых разностей, кроме дацитов, спектры REE значительно компактнее, при этом характерно за редким исключением общее снижение содержания легких REE и степени их дифференцированности от основных пород к кислым. Этим вулканиты коллизионного этапа развития Кавказа коренным образом отличаются от пород островных дуг [13], образовавшихся в обстановке над зоной субдукции, для которых

характерны обратные соотношения: повышение концентраций REE по всему спектру от более основных разностей к кислым, что обусловлено преимущественно процессами кристаллизационной дифференциации. Следовательно, в генезисе коллизионных вулканитов они практически отсутствуют или проявлены слабо.

Мультиэлементные геохимические спектры базальтов Кавказа показывают резко повышенные концентрации некогерентных элементов, хорошо проявленные отрицательные аномалии K, Sr, Ti, Y и положительные Ba, Th, La, Zr, Tb (рис. 5).

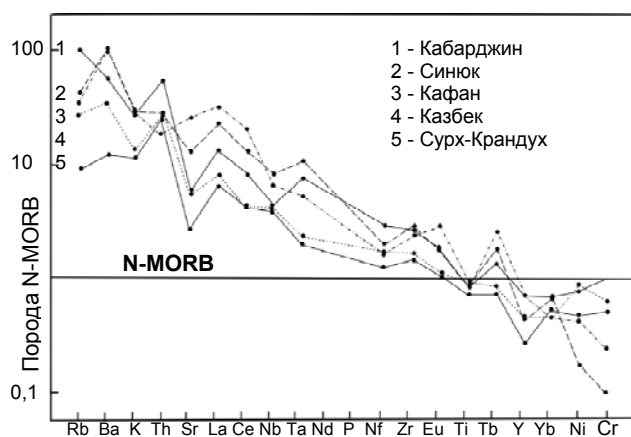


Рис. 5. Мультиэлементные спектры базальтов Кавказа
Анализы взяты из работы [10], N-MORB по [17]

По сравнению с базальтами других геодинамических обстановок базальты Кавказа существенно обогащены Zr, что позволяет дополнить общеизвестные диагностические дискриминационные диаграммы Zr-Ti, Zr-Y, Zr-Ti-Y полями для вулканитов, образовавшихся при процессах континентальной коллизии (рис. 6).

Соотношения изотопов Sr в лавах Большого Кавказа изменяются от 0,7042 до 0,7064 [3], располагаясь близко к изотопным характеристикам молодой коры континентального типа.

В целом отмечается антидромный характер вулканизма: в процессе эволюции магматизма наблюдается уменьшение кремнекислотности вулканитов, что особенно ярко проявлено в химическом составе пород Кавказа. В этом же направлении происходит и повышение щелочности.

Другой яркой особенностью коллизионного вулканизма является резкая латеральная неоднородность химического состава вулканитов, когда наблюдаются незначительные вариации содержания многих химических элементов в сопоставляемых породах разного возраста, обнажающихся в одних и тех же местах, в то время как пространственные вариации очень существенны [5; 10]. Это свидетельствует о том, что в плавление вовлекались гетерогенные преимущественно коровые субстраты различного состава. Доказательством корового происхождения большинства кислых и средних вулканогенных пород является присутствие в вулканитах ксенолитов осадочных и метаморфических пород, а также высокоглиноземистых минералов: граната, корунда, кордиерита, ставролита.

В вулканитах также чрезвычайно широко распространены родственные (гомеогенные) включения пород более основного состава: плагиоклазовых пироксенитов в базальтах; норитов, габброноритов, анортозитов в андезибазальтах и андезитах; диоритов, габбродиоритов, гранодиоритов в дацитах и риодацитах. Многими исследователями этот факт истолковывается как доказательство их происхождения при смешении мантийных лав с коровыми. Однако детальное изучение химического сос-

тава минералов из включений и его сравнение с составом минералов вкрапленников и основной массы лав показывает, что более меланократовые включения являются продуктами ранней кристаллизации магм [7].

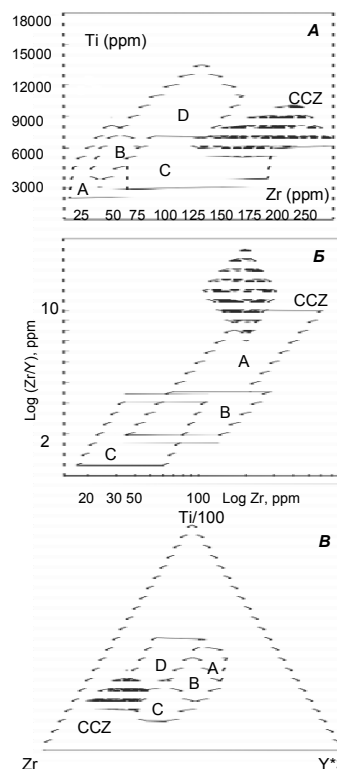


Рис. 6. Поля коллизионных базальтов Кавказа (CCZ) на диаграммах Zr-Ti, Zr-Y, Zr-Ti-Y [7]:

На А: А, В – низкокальциевые толеиты; D, В – базальты океанического дна; А, С – известково-щелочные базальты, по Дж. Пирсу и Дж. Канну [15]; На Б: А – внутриплитные базальты; В – базальты островных дуг; С – базальты срединно-океанических хребтов, по Дж. Пирсу и М. Норри [16].

На В: А, В – низкокальциевые толеиты; В, С – известково-щелочные базальты; В – базальты океанического дна; D – внутриплитные базальты, по Дж. Пирсу и Дж. Канну [15]

Термодинамические расчеты показывают, что глубины генерации базальтовых магм в целом для более северных районов Кавказа близки и составляют 35-40 км ($P=0,95-1,05$ ГПа, $T=850-1100^{\circ}\text{C}$), что отвечает гранулит-базитовому слою земной коры на его границе с мантией (рис. 7). К югу (Кафан, оз. Ван) происходит углубление уровня генерации магм ($P=1,1-1,2$ ГПа), который опускается в пределы верхней мантии. Этим объясняется существенное отличие базальтов Восточной Анатолии от пород более северных районов Кавказа в сторону их большей магнезиальности, титанистости и большим сходством с вулканитами континентальных рифтов.

Для дацитов и риолитов Большого Кавказа РТ условия плавления ($P=0,5-0,7$ ГПа, $T=800-1000^{\circ}\text{C}$) указывают на глубины порядка 17-25 км. Эти данные подтверждаются геофизическими исследованиями, согласно которым в коре на глубинах 35-45 км и 13-20 км существуют "волноводы" (рис. 8), объясняемые наличием внутрикоровых линз с существенным разогревом, разуплотнением и частичным плавлением горных пород [4; 11]. Вблизи поверхности М на глубинах 55-60 км в мантии под Казбекской группой вулканов также обнаружена линза разуплотненных пород.

С учетом геодинамики коллизионной зоны и химизма вулканитов нами была предложена модель магматизма с ведущей ролью процессов окисления глубинных

трансмагматических флюидов [8]. В отличие от других геодинамических режимов, выплавление первичных магм при континентальной коллизии происходит при сжатии, что и определяет специфику флюидного режима, а также процессы кислотно-основного взаимодей-

ствия флюида, расплава и вмещающих толщ. Окисление флюидов носит взрывной характер, так что на поверхность иногда выносятся жидко-твердо-газовые взвеси, образующие флюидолиты – эндогенные горные породы нового генетического типа.

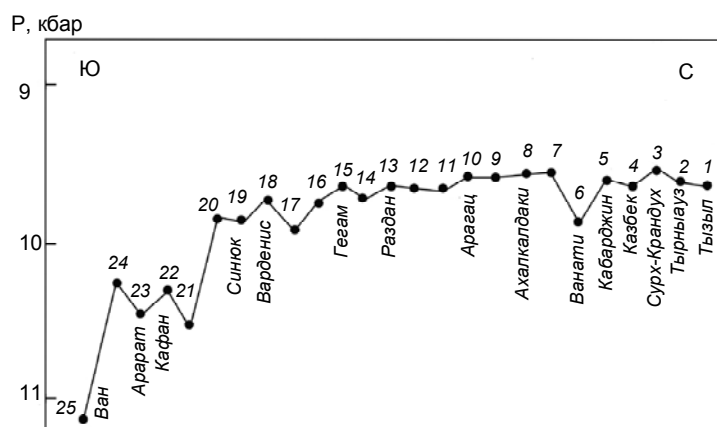


Рис. 7. Рассчитанные давления выплавления базальтов Кавказского сектора [6]



Рис. 8. Линзы разуплотненных пород в недрах Кавказа [11]:

1-4 – зоны разломов: 1 – Локско-Акдамская; 2 – Красносельск-Леджанская; 3 – Севано-Аманская, 4 – Анкабано-Зангезурская. Кружки – эпицентры землетрясений

В обстановке коллизии физико-химические свойства расплавов и химизм магматических пород определяются не только термодинамическими и геодинамическими условиями плавления [1] показали, что термодинамические условия, в которых находились магматические расплавы до их появления на поверхности Земли, претерпели длительную, многоэтапную эволюцию. Большую роль играли процессы ликвации, метасоматические процессы, изменения режима общего давления на расплавы и температуры при их движении к поверхности. Например, расплавы андезит-дацитового состава в процессе эволюции испытывают разогрев (от 750-850°C до 1150°C) и повышение внутреннего давления (от 0,6-0,8 ГПа до 1,5 ГПа), что отражается на химическом составе кристаллизующихся минеральных фаз и вулканитов в целом. Процессы эволюции расплавов существенно влияют на конечный химический состав вулканитов, обнажающихся на поверхности и доступных нашим исследованиям. Из сказанного выше следует, что интерпретация вулканических комплексов, как показателей геодинамических и палеотектонических обстановок в условиях коллизии, нуждается в дальнейших исследованиях и новом обсуждении.

Заключение. В позднелавинное время Кавказский регион находился в состоянии общего субмеридионального сжатия, которое продолжается и в настоящее время. К позднему миоцену (11 млн лет тому назад) в

этой части Альпийского пояса замкнулись все бассейны с корой океанского типа и процессы субдукции прекратились, сменившись сильнейшей коллизией, вызванной ускоренным перемещением к северу Аравийской плиты, за счет начавшегося раскрытия Красного моря и жестким упором с севера Евразийской плиты. В результате субмеридионального сжатия сформировалась современная структура Кавказского региона, ведущую роль в которой играли сдвиговые зоны ЮЗ, ЮВ, субширотного простирания и надвиги общекавказской ориентировки. Сдвиговые нарушения играют особую важную роль в современной структуре, так как с ними в поверхностной части земной коры связаны участки присдвиговых растяжений, благоприятные для проявления вулканизма.

Коллизионные вулканиды характеризуются геохимическими чертами, присущими с одной стороны породам субдукционных зон, а с другой – континентальным рифтам. В то же время детальное изучение их химизма позволяет выделить характерные типы вулканических индикаторов коллизионного процесса.

Коллизионный вулканизм отличается: 1) отсутствием или слабым проявлением процессов кристаллизационной дифференциации; 2) антидромной направленностью извержений; 3) резким обогащением более основных пород (бедных SiO_2) некогерентными элементами и легкими REE; 4) небольшими глубинами генерации базаль-

товых магм; 5) резкой латеральной неоднородностью химического состава вулканитов и др.

В магматическом петрогенезисе коллизионного этапа развития Кавказа трансмагматические глубинные флюиды играли ведущую роль не только на этапе выплавления магм. В дальнейшем при движении расплавов к поверхности они определяли характер их эволюции.

Перечень использованных источников

1. Демина Л.И., Короновский Н.В., (1988). Эволюция магматических расплавов в условиях континентальной коллизии. *Известия секции наук о Земле РАН*, 1, 106–121.
2. Demina L.I., Koronovskiy N.V., (1998). Evolution of magmatic melts in conditions of continental collision [Evolutsiya magmaticheskikh rasplavov v usloviyakh kontinental'noy kollizii]. *Izvestiya seksii nauk o Zemle RAN – Proceedings of the Section of Earth Sciences RAS*, 1, 106–121 (In Russian).
3. Демина Л.И., Симонов Д.А., (1999). Вулканиты как индикаторы процесса континентальной коллизии. *Докл. РАН*, 366, 6, 793–796.
4. Demina L.I., Simonov D.A., (1999). Volcanics as indicators of process of continental collision [Vulkanity kak indikatory protsessy kontinental'noy kollizii]. *Dokl. RAN – Reports RAS*, 366, 6, 793–796 (In Russian).
5. Иванов Д.А., Бубнов С.Н., Волкова В.М. и др., (1993). Изотопный состав стронция и неодима в четвертичных лавах Большого Кавказа в связи с проблемой их петрогенезиса. *Геохимия*, 3, 343–352.
6. Ivanov D.A., Bubnov S.N., Volkova V.M. et al., (1993). The isotopic composition of strontium and neodymium in quaternary lavas of the Greater Caucasus in connection with the problem of their petrogenesis [Izotopnyy sostav strontsiya i neodima v chetvertichnykh lavakh Bol'shogo Kavkaza v svyazi s problemoy ikh petrogenezisa]. *Geokhimiya – Geochemistry*, 3, 343–352 (In Russian).
7. Кенгерли Т.Н., (1995). Новая интерпретация геолого-тектонического строения Юго-Западного Кавказа. Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа. *Ессентуки, Севкавказгеология*, 302–304.
8. Kengerli T.N., (1995). New interpretation of geological and tectonic structure of the South-Western Caucasus. Major problems exploration and use of mineral resources of the North Caucasus [Novaya interpretatsiya geologo-tektonicheskogo stroeniya Yugo-Zapadnogo Kavkaza. Osnovnyye problemy geologicheskogo izucheniya i ispol'zovaniya neдр Severnogo Kavkaza]. *Sevkavgeologiya Publishing, Yessentuki*, 302–304 (In Russian).
9. Короновский Н.В., (1968). Геологическое строение и история развития вулкана Эльбрус. Оледенение Эльбруса. М.: *Издательство МГУ*, 346.
10. Koronovskiy N.V., (1968). Geological structure and history of development of Volcano Elbrus. Elbrus glaciation [Geologicheskoye stroeniye i istoriya razvitiya vulkana El'brus. Oledeniye El'brusa]. *MGU Publishing, Moscow*, 346 (In Russian).
11. Короновский Н.В., Демина Л.И., (1999). Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм. *Геотектоника*, 2, 17–35.
12. Koronovskiy N.V., Demina L.I., (1999). Collisional stage of the Caucasian sector Alpine orogen: geodynamics and magmatism [Kollizionnyy etap razvitiya Kavkazskogo sektora Al'piyskogo skladchatogo

poyasa: geodinamika i magmatizm]. *Geotektonika – Geotectonics*, 2, 17–35 (In Russian).

7. Короновский Н.В., Демина Л.И., (2004). Магматический петрогенезис коллизионного этапа развития Кавказа. Современные проблемы геологии. *Труды ГИН*, 565, 370–391.

Koronovskiy N.V., Demina L.I., (2004). Igneous petrogenesis collision stage development of the Caucasus. Modern problems of geology [Magmaticheskyy petrogenezis kollizionnogo etapa razvitiya Kavkaza. Sovremennyye problemy geologii]. *Trudy geologicheskogo instituta RAN – Proceedings of the Geological Institute of RAS*, 565, 370–391 (In Russian).

8. Короновский Н.В., Демина Л.И., (1996). Модель коллизионного вулканизма Кавказского сегмента Альпийского пояса. *Доклады РАН*, 350, 4, 519–522.

Koronovskiy N.V., Demina L.I., (1996). Model collisional volcanism of Caucasus segment of the Alpine belt [Model' kollizionnogo vulkanizma Kavkazskogo segmenta Al'piyskogo poyasa]. *Dokl. RAN – Reports RAS*, 350, 4, 519–522 (In Russian).

9. Милановский Е.Е., Короновский Н.В., (1973). Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: *Недра*, 280 (In Russian).

Milanovskiy Ye.Ye., Koronovskiy N.V., (1973). Orogenic volcanism and tectonics of the Alpine belt of Eurasia [Orogenny vulkanizm i tektonika Al'piyskogo poyasa Yevrazii]. *Nedra Publishing, Moscow*, 280 (In Russian).

10. Попов В.С., Семин В.А., Николаенко Ю.С., (1987). Геохимия новейших вулканитов Кавказа и их происхождение. *Геохимия континентального вулканизма*. М.: *Наука*, 5, 240.

Popov V.S., Semina V.A., Nikolayenko YU.S., (1987). Geochemistry of latest Caucasus volcanics and their origin. *Geochemistry of continental volcanism* [Geokhimiya noveyshikh vulkanitov Kavkaza i ikh proiskhozhdeniye. Geokhimiya kontinental'nogo vulkanizma]. *Nauka Publishing, Moscow*, 5, 240 (In Russian).

11. Фельдман И.С., (1996) Дегидратация и электропроводность: предпосылки и следствия. *Геофизические предпосылки и следствия дегидратации земной коры*. Тез. докл. междунар. совещ., 1996, Москва.

Fel'dman I.S., (1996). Dehydration and electrical conductivity: presuppositions and consequences. *Geophysical prerequisites and consequences of crustal dehydration* [Degidratatsiya i elektroprovodnost': predposylki i sledstviya. Geofiz. predposylki i sledstviya degidratatsii zemnoy kory]. Abstracts of the International meeting, Moscow, 1996, (In Russian).

12. Irvine T.N., Barager W.R.A.D., (1971). Chemical classification of the common volcanic rocks. *J. Earth Sci.*, Canada, 8, 523–548.

13. Miyashiro A., (1974). Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. J. of Sci.*, 274, 321–355.

14. Pearce J.A., Bender J.F., De Long S.E. et al., (1990). Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia. *Jour. of Volcanol. and Geotherm. Res.*, Turkey, 44, 189–229.

15. Pearce J.A., Cann J.A., (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 290–300.

16. Pearce J.A., Norry M.J., (1979). Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y and Nb Variations in Volcanic Rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 33–47.

17. Tarney J., Sanders A.D., Matney D.P. et al., (1981). Geochemical aspects of back-arc spreading in the Scotia Sea and western Pacific. *Phil. Trans. R. Soc.*, London, A300, 263–285.

Надійшло до редколегії 01.07.14

N. Koronovsky, Dr.Sci., Prof.

E-mail: koronovsky@rambler.ru

L. Demina, Ph.D., Leading Researcher

E-mail: lidem06@rambler.ru

Lomonosov Moscow State University

COM-1, Leninsky Gory Str., Moscow, 119991, RF

COLLISIONAL VOLCANISM OF CAUCASIAN SECTOR IN ALPINE FOLDED BELT

Subaerial volcanism within the Caucasian segment of the Alpine fold-and-thrust belt has occurred in overall meridional compression up to the present time. Collisions characteristic of the Late Miocene changed the nature of subduction and caused a complex pattern of extensional stress fields, with SW and SE shear zones, sublatitudinal shears, and thrusts of the Caucasian orientation being predominant. There are singled out meridional compression areas to match local areas of extensional shear zones. Surficial manifestations of volcanism are commonly linked to the environments of local extension into regional area of submeridional compression. Collisional volcanites relating generally to the calc-alkaline series have geochemical features characteristic of both subduction zone rocks and continental rift rocks. The ratio of Si, K, Mg and Ti oxides on the ternary diagram shows collisional volcanites proper to be located between the fields of subductional volcanites and volcanites of continental rifts. Collisional volcanites have distinctive geological features:

- 1) Minor manifestation of fractional crystallizations (if any).
- 2) Antidromic sequence of volcanic eruptions (decrease in the silica content and increase in alkalinity).
- 3) High concentration of non-coherent and LRRE elements in basic rocks.
- 4) Low depths of basaltic magma generation.
- 5) Considerable lateral heterogeneity in the chemical composition of volcanites.

Tholeiites tend to increase southwards, while geodynamic environment evolves in continental rifting. The principal reason for lateral heterogeneity could be found in various types of melting, metasomatism, substratum and crystalline basement, change of pressure-temperature conditions, and magma chambers. Andesite-dacite melts undergo subsequent heating from 750–850°C to 1150°C and an increase in the internal pressure from 0.6–0.8 GPa to 1.5 GPa. The basalts on the Caucasian segment, compared with the basalts of other geodynamic environment, are significantly enriched with Zr, which allows including fields of continental collisional volcanites to common discriminative Zr-Ti, Zr-Y, Zr-Ti-Y diagrams. There is a geochemical distinction between continental collisional volcanites of the Caucasus and suprasubduction rocks of the island arcs – a decrease in LREE content and differentiation shifting from basic to acid rocks.

Key words: collision, volcanism, Caucasian segment, Alpine fold-and-thrust belt.

М. Короновський, д-р геол.-мінералог. наук, проф.
E-mail: koronovsky@rambler.ru
Л. Дьоміна, канд. геол.-мінералог. наук, пров. наук. співроб.
E-mail: lidem06@rambler.ru
Московський державний університет імені М.В. Ломоносова
ГСП-1, Ленінські гори, б. 1, м. Москва, 119991, РФ

КОЛІЗІЙНИЙ ВУЛКАНІЗМ КАВКАЗЬКОГО СЕКТОРУ АЛЬПІЙСЬКОГО СКЛАДЧАСТОГО ПОЯСУ

Прояв субаерального вулканізму в межах кавказького сегменту Альпійського складчастого поясу відбувався в умовах загального субмеридіонального стиснення, яке продовжується і нинішнього часу. Усталений до пізнього міоцену колізійний режим, який змінив процеси субдукції, зумовив складну схему поліе напружень, провідну роль в якому відігравали зсувні зони ПдЗ, ПдС, субширотного простягання і насуви загальнокавказького орієнтування. Із зонами субмеридіонального стиснення спряжені ділянки призсувних розтягів. Прояви вулканізму на поверхні повсюдно пов'язані із обстановками локального, місцевого розтягу, який в свою чергу контролюється регіональним полем субмеридіонального стиснення.

Колізійні вулканіти, що відносяться, в цілому, до вапнисто-лужної серії, характеризуються геохімічними рисами, властивими з одного боку породам субдукційних зон, а з іншого – континентальним рифтам. За співвідношенням оксидів Si, K, Mg і Ti на потрібних діаграмах, поля власне колізійних вулканітів розташовуються між полями вулканітів субдукційних зон і континентальних рифтів. Вулканіти-індикатори колізійного процесу характеризуються рядом типових рис:

- 1) Відсутністю або слабким проявом процесів кристалізаційної диференціації;
- 2) Антидормною спрямованістю вивержень (зменшення кременекислотності та підвищення лужності);
- 3) Різким збагаченням більше основних порід (бідних SiO_2) некогерентними елементами і легкими рідкісноземельними;
- 4) Невеликими глибинами генерації базальтових магм;
- 5) Різкою латеральною неоднорідністю хімічного складу вулканітів.

У напрямку на південь зростає толейтова тенденція в хімізмі порід, а геодинамічна обстановка еволюціонує в бік континентального рифтогенезу. Причиною зазначеної неоднорідності є розходження в механізмі плавлення, де головну роль відіграють процеси ліквідації, метасоматичні процеси, характер субстрату (при зміщенні вогнищ магматизму утягувалися гетерогенні, переважно корові, субстрати різного складу), зміни режиму загального тиску на розплави і температури при їх русі до поверхні. Розплави андезит-дацитового складу в процесі еволюції зазнають розігрів (від 750-850°C до 1150°C) і підвищення внутрішнього тиску (від 0,6-0,8 ГПа до 1,5 ГПа).

У порівнянні з базальтами інших геодинамічних обстановок базальти Кавказу істотно збагачені Zr, що дозволяє доповнити загальновідомі діагностичні дискримінаційні діаграми Zr-Ti, Zr-Y, Zr-Ti-Y полями для вулканітів, що утворилися при процесах континентальної колізії. Відмінність колізійних вулканітів Кавказу від "надсубдукційних" порід острієних дуг проявляється у загальному зниженні вмісту легких рідкісноземельних елементів і ступеню їх диференційованості від основних порід до кислих.

Ключові слова: колізія, вулканізм, Кавказький сегмент, Альпійська складчаста область.

УДК 551.21+551.24

В. Шевчук, д-р геол.-мінералог. наук, проф.
E-mail: svgeol@yandex.ua;

А. Василенко, асп.
E-mail: an_vass@ukr.net

Київський національний університет імені Тараса Шевченка
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна

ВЗАЄМОЗВ'ЯЗОК ТЕКТОНІЧНОГО РОЗВИТКУ ТА ПРОЯВІВ НЕОГЕНОВОГО МАГМАТИЗМУ ЗАКАРПАТТЯ

(Рекомендовано членом редакційної колегії, доктором геол.-мінералог. наук, проф. О.І. Лукієнком)

Інтенсивні тектонофізичні дослідження в Закарпатті почалися в другій половині XX століття і використовували кінематичний, а також структурно-парагенетичний аналіз. У ході дослідження Закарпатського прогину був зафіксований ряд субширотних та субмеридіональних тектонічних порушень.

Попередній структурно-парагенетичний аналіз сітки різнопорядкових розломів у межах Закарпаття та прилеглих районів разом із даними про розподіл магматичних центрів у просторі та часі, дозволив запропонувати нову динамо-кінематичну схему неогенової тектоно-магматичної активізації. Згідно з нею у зв'язку з загальним для всієї Карпатської складчасто-покровної системи субмеридіональним стисненням у межах Закарпатського прогину реалізувався структурний парагенезис зони сколювання за умов правого зсуву. Північною межею зони сколювання слугує прямолінійна зона Закарпатського глибинного розлому із північно-західним простяганням та субвертикальним падінням. Південна межа охоплює зону між Прип'янським глибинним розломом та лінією Самош (Сомеш), де зсувні переміщення ускладнювалися, вірогідно, повертанням тектонічних блоків. Дана схема пояснює утворення вулканічних центрів формуванням ешелонуваних структур розтягу в межах окресленої зони сколювання.

Механізм проявлення неогенового магматизму Закарпаття розглядається як одна з стадій мезокайнозойського тектонічного розвитку Паннонії. При виділенні стадій окрему увагу приділяється питанню щодо наявності чи відсутності океанічної кори в межах Паннонського басейну Неотетису. На думку авторів, його основним субстратом була стоншена субокеанічна кора, водночас, це не виключає існування невеликого об'єму океанічної кори.

Тектонічний розвиток Паннонії в мезокайнозое описано трьома стадіями. Перша стадія об'єднує субдукційно-обдукційні процеси, друга пов'язується з насувоутворенням Українських Карпат, а третя, відповідно, з формуванням насуво-зсувного механізму релаксації стискальних напружень, що призвело до формування зони сколювання та вулканізму в межах Закарпатського прогину.

Ключові слова: неогеновий вулканізм, вулканічні центри, динамо-кінематична схема, Закарпаття, стадії розвитку.

Вступ. Кайнозойський, головним чином, міоценовий вулканізм Закарпаття був пов'язаний із триваючою колізією і охоплював період близько 10-15 млн р. Його характерними ознаками є великий об'єм пірокластики (приблизно 20 тис км³), перевага середньокислих лав, антидормний порядок укорінення (від ріолітів, ріодацитів до андезитів, андезито-базальтів), відсутність масштабних гранітних масивів, петрохімічна схожість зі складом континентальної кори [7]. За даними О. Ступки, З. Ляшкевич та ін. [14], перший етап кайнозойського вулканізму характеризувався ареально-тріщинуватим вибуховим надходженням кислих магм і максимально

проявився в Паннонській та Закарпатській западинах, утворивши вулканічні товщі потужністю до 700-1000 м із ігнімбритів, ріолітових туфів та пемзо-шлакових потоків (ріодацитова формація). Цими породами заповнена значна частина площі зазначених западин. Другий етап характеризувався більш спокійним виливом андезитових лав, що сформували хребти Вигорлат-Гутин, Оаш, Харгіта та ін. Існує вірогідність, що другий етап відбувся уже в постколізійних умовах, оскільки вулканіти Вигорлат-Гутинського хребта подекуди перекривають неогенову моласу і недислокований підгальський фліш.

Період інтенсивного магматизму в Закарпатті тривав від гелвету до левантину включно. Використовуючи дані, отримані В.С. Соболевим, В.П. Костюком, Л.Г. Даниловичем, Є.Ф. Малєєвим та іншими дослідниками, Б.В. Мерліч та С.М. Спітківська виділяють чотири магматичні фази [9]. Однак, базуючись на загальних даних з магматизму всього Карпатського регіону та Паннонської западини, на порівнянні кайнозойських вулканітів та підрахованих обсягах і активності неогенового вулканізму О. Ступка, З. Ляшкевич та ін. [14] подали загальну схему еволюції магматичних процесів в альпійській історії регіону та виділили лише три основні фази магматизму: мезозойську, міоценову і пліоцен-плейстоценову. У мезозойській фазі проявилися переважно ультраосновний і основний магматизм, у міоценовій – середній та кислий, у пліоцен-плейстоценовій – лужний базальтовий. Крейдово-палеогеновий вулканізм, відомий у Балканідах (Тімок-Середньогірська зона), не одержав в Українських Карпатах істотного розвитку, і на початку кайнозою українська частина Карпат була майже амагматичною.

В.Г. Ніколаєв, на підставі стратиграфічного положення та петрографічного складу, виділив три комплекси вулканітів [10]. Нижній комплекс, датований отнангом – нижнім баденієм представлений переважно ігнібридами, ліпаритами та їх туфами. Вони простягаються поперек Паннонського басейну смугою північно-східного простягання до Закарпатського прогину, де об'єднуються з новоселицькою світою. Середній комплекс відноситься за віком до середнього баденію-паннону і представлений переважно андезитами, андезито-базальтами, дацитами та їхніми туфами. Різновиди середнього та кислого складу знаходяться у неоднозначних співвідношеннях, що потребує спеціального розгляду. Також до складу даного комплексу належать гіпабісальні утворення кислого та середнього складу. За В.Г. Ніколаєвим, основна маса вулканітів середнього комплексу розташована уздовж північної та східної границі Паннонського басейну і складається із окремих субмеридіонально видовжених ареалів. Верхній вулканічний комплекс пізньопліоценового – ранньоплейстоценового віку представлений виключно базальтами та їхніми туфами, розповсюдженими по всій площі Паннонського масиву, але на дуже локальних ділянках.

Наразі при аналізі існуючих тектонічних схем, схем розломів та геологічних карт виявляються значні розбіжності та недостатній рівень аргументації в сенсі визначення геометрії та генезису різнорангових розривних порушень Паннонії та Закарпатського прогину. Досі немає єдиної думки щодо виділення та трасування глибиннорозломних структур. За В.Г. Ніколаєвим, з усіх розломів Паннонії виділяються лише три глибинні: тектонічна лінія Загреб-Кульч, лінія Балатон (розлом Балатон-Дарно) та Трансданубський розлом. Решту крупних розломів до категорії глибинних В.Г. Ніколаєв не відносить [10]. Проте існує думка ряду дослідників [3, 9, 16], що відносять до цієї категорії Закарпатський та Припаннонський розломи у Закарпатті та ряд розломів у прилеглої до Закарпаття Припаннонії (лінії Самош, Горнад та ін.). Слід зазначити, що однією з найважливіших ознак глибинності розломів вважається наявність та характер магматичних проявів у межах їхніх зон. Неоднозначний характер взаємозв'язку між розташуванням магматичних центрів та найкрупнішими розломами і є причиною сумнівів щодо глибинності останніх.

Розміття поглядів стосовно тектонічних особливостей і еволюції Паннонії та Закарпатського прогину призводить до різних уявлень щодо механізму прояву неогенового магматизму в межах Закарпаття.

Дані та методи досліджень. У середині ХХ ст широко розповсюджувалася ідея щодо аналогії магматизму Карпат і сучасних островодужних систем. Поштовхом для цієї ідеї слугувала поява та розвиток плейт-тектонічних побудов. Дослідники намагалися вивчити механізм та напрямок рухів плит, знайти в структурі регіону зону субдукції та інші елементи тектоніки плит, проте результати досліджень виявилися неоднозначними. Так, зона субдукції проходила в Передкарпатському [2], Закарпатському прогинах [4] та у зоні Пеннінських скель [13, 17], але геофізичне вивчення території не зафіксувало чітких ознак глибоководного жолоба в цьому регіоні [3].

На даний час, як для Паннонії загалом, так і для Закарпатського прогину зокрема, роль крупних розломів у формуванні і розміщенні магматичних утворень є практично загальновизнаною [8, 9, 10, 16]. Однак, при цьому зазначається, що суміщення магматичних центрів з крупними, в тому числі і глибинними, розломами, є частковим. За даними В. Ніколаєва, навіть найбільш глибинні базальти важко пов'язати з глибинними розломами. Більшість вулканітів пов'язані лише з регіональними розломами, або взагалі не пов'язані з крупними розривними порушеннями [10]. Така неоднозначність повною мірою стосується Закарпатського та Припаннонського глибинних розломів. Вигорлат-Гутинське вулканічне пасмо, що є найпотужнішим у Закарпатті, частково контролюється північно-західним фрагментом Закарпатського, частково – південно-східною ланкою Припаннонського глибинних розломів. Також, окрім вказаних структур давнього закладення, магмоконтролююче значення у Закарпатті мають різноорієнтовані молоді розривні порушення, які виникли переважно у післятортонський час. Один з таких розломів контролює центральну ланку Вигорлат-Гутинського пасма.

За даними [5, 14], у середині-наприкінці міоцену центри вулканізму зміщуються на схід, південний схід у межах Вигорлат-Гутинського і Келіман-Харгітського хребтів, складених переважно андезитами (андезитова формація). Це підтверджується дослідженнями А. Глеваської. Згідно з її дослідженнями, вулканічні породи в масивах Вигорлат, Попрічний, Анталовський та Маковиця мають вік 12,7–11,4 млн р., палеовулкани Дехманів Верх, Великий Діл, Великий Шоллєс датуються 11,4–9,8 млн р., масив Оаш-Гутин має вік 10–9,4 млн р., масиви Каліман, Гургу, Харгіта датовані 8,6–5,3 млн р. [5]. Наявність ігнібритів, шлакових лав свідчить про насиченість магм флюїдами і їхнє активне виверження вздовж локальних ослаблених зон розломів, що виникають у процесі колізії. Послідовне розкриття розломів, їхнепоглиблення спричинили утворення магматичних осередків спочатку в гранітній частині континентальної кори (ріодацитова формація), потім у базальтовій (андезитова формація), що пояснює антидромний порядок надходження магм і склад захоплених корових ксенолітів.

Слід відзначити, що особливо інтенсивний розвиток молодих розломів зафіксований у Чопській западині. Чопський ланцюг похованих вулканів в цілому паралельний Припаннонській тектонічній зоні, хоча вулканічні центри в одних випадках тяжіють до Припаннонської зони, в інших – віддалені від неї в бік прогину, у відповідності з розташуванням молодих розривів [9]. Вік вулканітів похованих вулканів Чопської западини, на загал, більш ранній, ніж у Вигорлат-Гутинському пасмі, лише найпізніші їхні прояви співпадають у часі. Достатньо аргументовано видається також міграція магматизму у центральній (субмеридіональній) ланці Вигорлат-Гути: за радіологічними та палеомагнітними даними вік магматитів омолоджується з півночі на південь [5, 12].

Узагальнюючи емпіричні дані щодо розвитку в часі і просторі розривних дислокацій та магматичних процесів варто зазначити, що встановлення генетичних зв'язків між ними вимагає більш докладних структурно-тектонічних та динамо-кінематичних характеристик. Корисним на цьому шляху може бути аналіз певних динамічних та кінематичних схем та моделей тектоно-магматичної активізації регіону.

Результати та дискусія.

Схема геодинамічного контролю неогенового магматизму Закарпаття. Попередній структурно-

парагенетичний аналіз сітки різнопорядкових розломів у межах Закарпаття та прилеглих районів разом із даними про розподіл магматичних центрів у просторі та часі, дозволив запропонувати нову динамо-кінематичну схему неогенової тектоно-магматичної активізації [15]. Згідно з нею у зв'язку з загальним для всієї Карпатської складчасто-покровної системи субмеридіональним стищенням у межах Закарпатського прогину реалізовувалась правостороння зона сколювання, сформована в умовах структурного парагенезису правого зсуву.

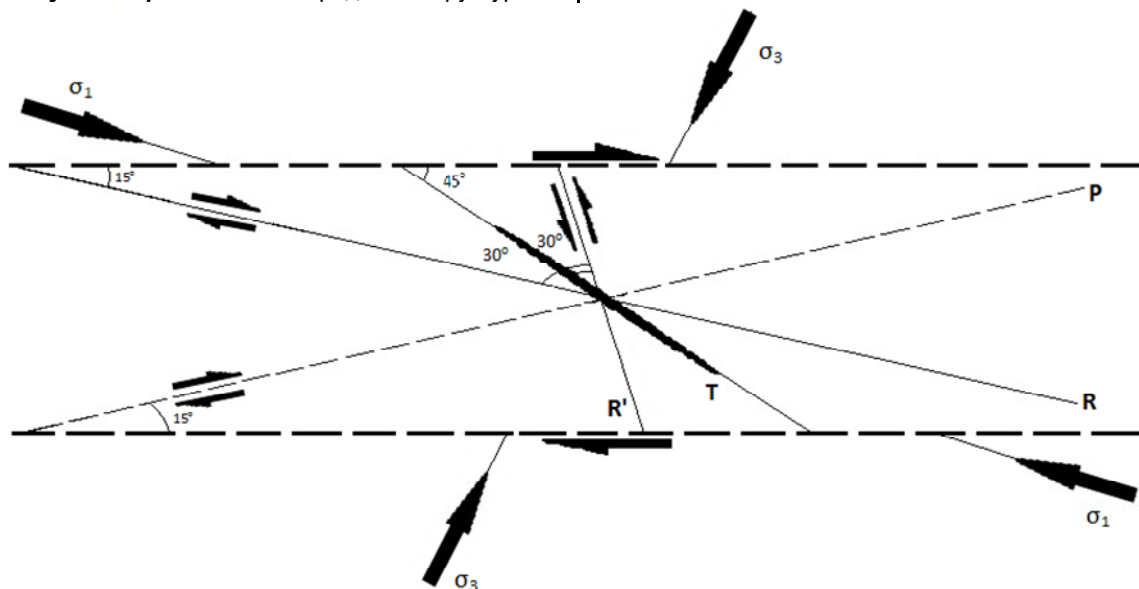


Рис. 1. Співвідношення між різнотипними ешелонованими розломами в зоні правого зсуву

Переорієнтація кінематичних осей в середині зони: σ_1 – вісь максимального стиснення; σ_3 – вісь максимального розтягу; R, R' – спряжені ріделівські системи; T – тріщини відриву; P – система, симетрична до R

На рис. 1 показана принципова схема будови зони правого зсуву. Співвідношення між різнотипними розривами в її межах відповідають умовам гомогенного і неперервного середовища без врахування внутрішніх деформацій при типовому куті сколювання (30°). Початкові кути між цими розривами, що розчленовують зону зсуву на блоки, змінюються в процесі міжблокових проковзувань та обертань. Ширина зони зсуву є функцією величини відносних переміщень породних мас в її межах. Густота розломів та переміщення за ними зростає в місцях реалізації ідеального зрізання, котре не обов'язково співпадає з осевою площиною зони зсуву [18].

Розглядаючи систему активних в неогені розломів Закарпаття та прилеглих районів, варто відмітити близькість їхнього структурного малюнку до парагенезису розривів в зоні простого зсуву. На півночі зона сколювання обмежується прямолінійною зоною Закарпатського глибинного розлому із північно-західним простяганням та субвертикальним падінням. Південна межа менш чітка. Вона охоплює зону між Припаннонським глибинним розломом та лінією Самош (Сомеш), де зсувні переміщення ускладнювалися, вірогідно, повертанням тектонічних блоків. Означені обмеження зони сколювання з'єднані S-подібною структурою Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма. Центральна ланка Вигорлат-Гути орієнтована під кутом близько 50° до зони Закарпатського глибинного розлому. Приблизно таку ж позицію має Прешівське вулканічне пасмо. Висока магматична активність характеризує їх як структури розтягу, що прогресували з півночі на південь.

Посилення неспівосних переміщень в межах зони сколювання призводить до повороту як структур відриву з подальшим їх розростанням, так і ріделівських ско-

лів. Ці магноактивні структури разом з означеними фронтальними зонами сколового типу окреслюють зону простого правого зсуву, ускладнену густою сіткою різнопорядкових та генетично різнотипних розривів.

Даний механізм проявлення неогенового магматизму Закарпаття є наслідком мезокайнозойського тектонічного розвитку Паннонії в цілому, тому ці два процеси неможна розглядати окремо один від одного.

Стадії мезокайнозойського тектонічного розвитку Паннонії. Альпійський тектонічний цикл, проявлений в межах Карпатського регіону, мав непростий характер. Складність процесу та недостатня кількість фактичного матеріалу є причинами неоднозначних результатів реконструкцій як дивергентного, так і конвергентного етапів розвитку території. Розглядаючи процес розкриття Неотетису більшість існуючих схем демонструють різкі межі між пд.-зх. обмеженням СЕП та Паннонією, практично не враховуючи слабо досліджену, але "аргі" складну гетерогенну будову окраїни давньої платформи, і, перш за все, масштаби розвитку та тектонічні особливості її рифейсько-палеозойського облямування. Однак, під час розкриття Неотетису ці особливості могли мати суттєве значення, зокрема для масштабу цього розкриття адже це облямування значно слабше консолідоване у порівнянні із кристалічним фундаментом платформи та Паннонського серединного масиву (вірогідного фрагменту платформи). Таким чином, розкриття Неотетису могло спричинити і певний час супроводжуватися послідовним стоншенням континентальної кори за системою лістричних скидів із розосередженням фрагментів, що могло, в свою чергу, обумовити різке переважання легкої субокеанічної кори Неотетису в межах його Карпатського фрагменту.

При загальному відносно невеликому розтягненні [6] це могло призвести до наступного:

1) більша частина Неотетису мала стоншену субокеанічну, а не океанічну кору, що в подальшому обумовило особливості конвергентного етапу;

2) прогини з олістостромовим і флішодним виповненням закладались на субокеанічній корі, що позначилось на редукційному розвитку офіолітової асоціації;

3) весь басейн мав різко виражену асиметричну будову, а прояви океанічної кори концентрувались по периферії Паннонії.

Зближення континентальних масивів спричинило деформаційний процес, який може бути поділеним на декілька стадій. Такий поділ є достатньо умовним, оскільки деформаційний процес був дискретним в часі і нерівномірним в просторі, до того ж, події, на основі яких виокремлювались стадії, частково перекривались в часі.

1) Субдукційно-обдукційна стадія. Назва її доволі умовна, оскільки достатніх доказів існування повноцінної субдукції на даний час знайдено недостатньо. Разом з тим, припускаючи наявність навіть невеликих масштабів формування океанічної кори під час розкриття Неотетису [6], виключати процеси субдукційного та обдукційного типів було б недоречним.

На цій стадії, вірогідно, відбулося поглинання океанічної кори внаслідок її фрагментування, її змішування з фрагментами субокеанічної кори круто падаючого в бік Паннонії підсуву та витискування вгору з формуванням на межі ранньої та пізньої крейди субвертикальної, круто насувної структури Внутрішніх Карпат. У той же час морський басейн мігрував у бік платформи, де почала накопичуватися потужна флішова формація.

2) Насувна (ранньоколізійна) стадія. Виникла на рубежі палеогену та неогену, коли деформаційний процес субгоризонтального стиснення субмеридіонального напрямку охопив всю субокеанічну кору між Паннонією і кристалічним фундаментом СЄП, що призвело до закриття флішового басейну і формування складчасто-насувної зони Скибових Карпат. Зазначені вище особливості дивергентного етапу могли обумовити значний потенціал субокеанічної кори щодо крихко-пластичного зім'яття та збільшення потужності кори до аномальних масштабів (60-65 км), а особливості будови західного (центрального) сегменту альпійського поясу, його гетерогенність та звисистість обумовили нерівномірне стиснення по всьому "фронту" молодой складчасто-насувної системи.

Одночасно з процесами насувоутворення відбувалися взаємні вертикальні переміщення окремих блоків фундаменту Закарпатського прогину по лінії Оашського розлому, що підтверджується відмінностями в розрізі неогенових відкладів Чоп-Мукачівської та Солотвинської западин [1]. Занурення фундаменту під час таких переміщень дозволяло морському басейну заходити в межі прогину, про що свідчать стратиграфічні та палеонтологічні дані [19].

3) Пізньоколізійна (насувно-зсувна) стадія. Після головної фази насувоутворення у міоцені процес формування насувів продовжувався, але в ослабленому вигляді. Падіння інтенсивності формування насувів може пояснюватись потовщенням та вичерпанням потенціалу ущільнення кори під час зближення континентальних масивів. За умови продовження цього зближення по досягненні певного критичного рівня фронтального стиснення, подальші імпульси регіонального поля напружень потребували нового механізму релаксації. У зв'язку з неможливістю повноцінної розрядки шляхом насувоутворення подальша релаксація відбувалася шляхом насувно-зсувних переміщень.

На користь такого механізму свідчить цілий ряд структурних ознак переважно правосторонніх зсувів перш за все в межах зони ЗГР (зони меланжування, утворення складок з субвертикальними шарнірами, дзеркала ковзання тощо). Окрім зони ЗГР, де неспівосні деформації мали струменевий, але концентрований характер, у прилеглих зонах Зовнішніх Карпат структурні елементи правозсувного парагенезису проявлені в ослабленому вигляді. До того ж вони асоціюють з рівноцінними структурами, що формують насувний парагенезис та парагенезис антикарпатських зсувів.

Поява і нарощування правозсувної компоненти могли відбутися ще на ранньоколізійній стадії, але різке зростання її значення відзначається вже по її завершенні. Таке нарощування вірогідно пов'язане із переміщенням Паннонського масиву на Пн-Зх, що позначилось виразним перегином складчасто-насувної системи Карпат (коліноподібний вигин). Якщо до розкриття Неотетису існувала певна нерівність (криволінійність) лінії розкриття, то на пізньоколізійній стадії вона значно посилювалась. Цілком імовірно, що у північно-західному обмеженні Паннонії (Західні Карпати і Судети?) міг формуватися лівий зсув.

Переміщення по приграничних розломах давнього закладення на пізньоколізійній стадії супроводжувалося фрагментацією фундаменту Паннонії із оформленням у міоцені зони сколювання (shearzone), обмеженої ЗГР та Припанонським розломом із формуванням структур другого порядку: R та R'-сколів та T-структур розтягу. Субвертикальне залягання граничних розломів зони сколювання та розривних структур другого порядку дозволяє ідентифікувати зону неспівосних деформацій як зону правого зсуву.

Геометрія T-структур фіксується за розпорядком центрів вулканічних вивержень міоцен-четвертинного віку (рис. 2). На відміну від класичної схеми розвитку зон сколювання, у яких T-структури 2 порядку закладаються як ешелюнована система тріщин відриву у центральній частині зони сколювання, судячи із розповсюдженості та вікової послідовності вулканічних центрів в межах Закарпаття, T-структури в першу чергу виникли поблизу найбільш "ослаблених" граничних розломів, а вже потім розкрилися наскрізно під кутом 45-50° до граничних розломів.

Логічним видається припущення про те, що T-структури не лише контролювали просторове розташування вулканічних центрів, але й могли бути причиною різкої декомпресії на різних, у тому числі достатньо великих глибинах для виникнення осередків плавлення різного за складом субстрату (нижня і верхня кора). Іншими словами, зона сколювання могла бути однією з причин вулканізму Закарпаття.

Оформлення правосторонньої зони сколювання – єдине пояснення виникнення структур розтягу в межах Закарпатського прогину за умов регіонального субмеридіонального стиснення.

Висновки. У питанні неогенового вулканізму Закарпаття та інших сегментів альпійського поясу (зокрема в питанні вулканізму в межах Кавказу) вирішальними факторами вважаються тепловий режим тектоносфери і сприятливі геодинамічні режими. Високий температурний рівень теплових полів на конвергентному етапі розвитку Паннонії, вірогідно, можна пояснити значними об'ємами та високим стоянням після розкриття астеносфери, і, відповідно, наявністю надлишкового відносно стаціонарних режимів тепла і аномальних теплових потоків.

Ще один важливий фактор вулканізму – ступінь консолідованості літосфери та можливість формування глибоких розломів, здатних проникати до достатньо

високотемпературних рівнів і викликати плавлення за рахунок масштабної декомпресії. Таким процесам найбільш сприяють структури розтягу. В межах конверген-

тних зон за умов регіонального стиснення Т-структура зон сколювання чи не найбільш поширений тип структур розтягу.

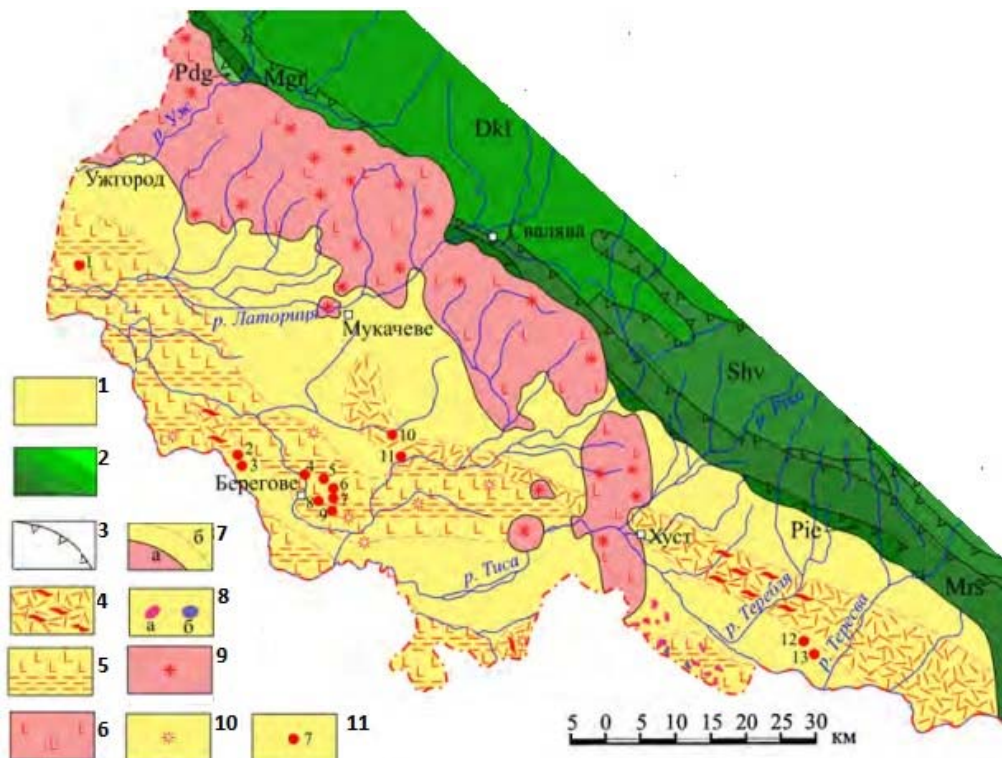


Рис. 2. Розповсюдження кайнозойських магматичних порід та вулканічних центрів у Закарпатському прогині [11]

Суттєво андезитовий склад вулканітів Закарпаття і ВГГ зокрема, а також збіг у часі вулканізму та конвергентного етапу розвитку Неотетису обумовили виникнення і розвиток уявлень про субдукційну природу вулканізму. В той же час, завжди існували сумніви щодо таких поглядів. Причинами таких сумнівів слугують недостача прямих свідчень існування субдукційного процесу; значний розрив у часі між гіпотетичною субдукцією і початком вулканізму, тим більше, його закінченням; геометрія розривів, що містять центри вивержень, яка демонструє лише частковий, а можливо і опосередкований, зв'язок цих центрів із розломами домагматичного закладення. Ці структури мають діагональне щодо вірогідного фронту субдукції розташування, при чому вони належать до структур розтягу, що безпосередньо зчленовуються із можливим фронтом субдукції. Все це породжує скептицизм щодо субдукційної природи вулканізму.

Пошук альтернативного механізму веде до ідеї про формування на заключній стадії розвитку Карпатської складчастої системи закарпатської зони сколювання як області некоаксіальних деформацій, що при субвертикальній орієнтації граничних структур та при субгоризонтальній позиції осей тах стиснення і розтягу (σ_1 та σ_3) ідентифікується як зона правого зсуву.

Список використаних джерел:

1. Андреева-Григорьевич А., Пономарьова Л., Приходько М., Семененко В., (2009). Стратиграфія неогенових відкладів Закарпатського прогину. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 2, 58-68.
2. Андреева-Григорьевич А., Пономарьова Л., Приходько М., Семененко В., (2009). Stratigraphy of Neogene deposits of the Transcarpathian foredeep. *Geology and Geochemistry of Combustible Minerals*, 2, 58-68 (In Ukrainian).
3. Бала З., (1981). Проблема неогеновых вулканитов и их значение для геодинамических реконструкций в Карпатском регионе. *Геотектоника*, 3, 79-93.
4. Balla Z., (1981). Neogene volcanites and its significance for geodynamic modeling in Carpathian region. *Geotectonics*, 3, 79-93 (In Russian).

5. Чекунов А., Ливанова Л., Гейко В., (1969). Глубинное строение земной коры и некоторые особенности тектоники Закарпатского прогиба. *Советская геология*, 10, 57-68.

6. Chekunov A., Livanova L., Geyko V., (1969). Deep structure of Earth crust and some other features of Transcarpathian foredeep. *Soviet geology*, 10, 57-68 (In Russian).

7. Данилович Л., (1976). О положении зон субдукции в Украинских Карпатах. *Геология и геохимия горючих ископаемых*, 47, 53-58.

8. Danilovich L., (1976). Location of subduction zones in Ukrainian Carpathians. *Geology and Geochemistry of Combustible Minerals*, 47, 53-58 (In Russian).

9. Глеваская А., (2000). Магнітостратиграфія, геохронологія та деякі особливості неогенового магматизму Українських Карпат. *Геологічна наука та освіта в Україні на межі тисячоліть: стан, проблеми, перспективи. Мат-ли наук. конфер. до 55-річчя геол. ф-ту ЛНУ ім. І. Франка. Львів: ЛНУ*, 14

10. Glevasskaya A., (2000). The magnetostratigraphy, geochronology and some other features of Neogene magmatic activity in Ukrainian Carpathians. *The geological science and education on the border of centuries: conditions, problems and prospects National University of Lviv*, p.14 (In Ukrainian).

11. Ляшкевич З., Медведев А., Крупский Ю., Варичев А., Тимошчук В., Ступка О., (1995). Тектономагматическая эволюция Карпат. *Наукова думка*, 132.

12. Ljashkevich Z., Medvedev A., Krupskiy U., Varychev A., Tymoshchuk V., Stupka O., (1995). Tectonomagmatic evolution of Carpathians. *Naukova dumka*, p.132 (In Russian).

13. Ляшкевич З., Яцожинский О., (2005). Альпийский магматизм Украинских Карпат, его эволюция и геодинамика. *Геофизический журнал*, 6, 1005-1011.

14. Ljashkevich Z., Yatsojinskiy O., (2005). Alpine magmatism of Ukrainian Carpathians, its evolution and geodynamics. *Geophysical journal*, 6, 1005-1011 (In Russian).

15. Малеев Е., (1964). Неогеновый магматизм Закарпаття. *Наука*, 252.

16. Maleev E., (1964). Transcarpathian neogene magmatism. *Nauka*, p.252 (In Russian).

17. Мерлич Б., Спитковская С., (1974). Глубинные разломы, неогеновый магматизм и оруденение Закарпаття. *Вища школа*, 172.

18. Merlich B., Spitkovskaya S., (1974). Deep faults, neogene magmatism and ores of Transcarpathia. *Vyscha shkola*, p.172 (In Russian).

19. Николаев В., (1984). Соотношение неовулканитов с глубинными разломами в Паннонском бассейне. *Блоковое строение и разломы геосинклинальных областей*, 23-34.

20. Nikolayev V., (1984). Correlation of Neovolcanic Rocks with Deep-Seated Faults in the Pannonian Basin. *Sofia*, 23-34 (In Russian).

21. Павлюк М., Ляшкевич З., Медведев А., (2013). Українські Карпати в структурі Панкардії (магматизм і геодинаміка). *Геодинаміка*, 1, 45-59.

Pavlyuk M., Ljashkevich Z., Medvedev A., (2013). Ukrainian Carpathians in the structure of Pancardia (magmatism and geodynamics). *Geodynamics*, 1, 45-59 (In Ukrainian).

12. Pecskey Z., Seghedi I., Downes H., Prychodko M., Mackiv B., (2000). K/Ar dating of Neogene calc-alkaline volcanic rocks from Transcarpathian Ukraine. *Geologica Carpathica*, 2, 83-89.

13. Radulescu D., Sandulescu M., (1973). The plate-tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16, 155-161.

14. Ступка О., Ляшківч З., Пономарьова Л., Гнилко О., Братусь Л., Ступка Ок., Лемішко О., Кулянда М., Романів Р., Тернавський М., Попова Л., (2006). Еволюція Українських Карпат і суміжних областей з позиції регіональної геодинаміки. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 3-4, 58-75.

Stupka O., Lyashkevich Z., Ponomaryova L., Hnylko O., Bratus L., Stupka Ok., Lemishko O., Kulyanda M., Romaniv R., Ternavsky M., Popova L., (2006). Evolution of Ukrainian Carpathians and adjacent areas from the position of regional geodynamics. *Geology and Geochemistry of Combustible minerals*, 3-4, 58-75 (In Ukrainian).

15. Шевчук В., Волошин О. (2002). Динамо-кінематичні умови неогенового магматизму Закарпаття. *Вісник Київ. ун-ту*, 21, 10-13.

Shevchuk V., Voloshyn O., (2002). The dynamo-kinematical conditions of Transcarpathian Neogene magmatism. *Herald of Taras Shevchenko National University of Kyiv*, 21, 10-13 (In Ukrainian).

16. Щерба В.М., Щерба А., (1976). Разломная тектоника донеогенового фундамента Закарпатского прогиба и ее влияние на структуру и газоносность неогенового чехла. *Геология и геохимия горючих ископаемых*, 47, 47-53.

Shcherba V., Shcherba A., (1976). The fault tectonics of Transcarpathian foredeep preneogene basement and its influence on the structure and gas content in Neogene deposits. *Geology and Geochemistry of Combustible minerals*, 47, 47-53 (In Russian).

17. Утробин В., Линецкая Л., (1975). О взаимоотношениях Карпатской и Динарской геосинклинальных складчатых систем. *Newsletter MOIP*, 3, 17-21

Utrobini V., Linetskaya L., (1975). Interrelation of Carpathian and Dinaric geosynclinal fold systems. *Newsletter MOIP*, 3, 17-21 (In Russian).

18. Vialon P., Ruhland M., Grolier J., (1976). Element de tektonique analitique, Masson, p.118.

19. Венглинский И., (1975). Фораминиферы и биостратиграфия миоцена в Закарпатском прогибе. *Наукова думка*, 264.

Venglinskiy I., (1975). Foraminiferas and biostratigraphy of Miocene in Transcarpathian foredeep. *Naukova dumka*, p.264 (In Russian).

Надійшла до редколегії 08.07.14

V. Shevchuk, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.

E-mail: svgeol@yandex.ua

A. Vasylenko, Postgraduate Student

Institute of Geology

Taras Shevchenko National University of Kyiv

90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine

E-mail: an_vass@ukr.net

TECTONIC EVOLUTION VS NEOGENE MAGMATISM IN TRANS-CARPATHIANS

The second half of XX century marked a period of intensive tectonic and geophysical research in the trans-Carpathian region, with kinematic, structural, and paragenetic analyses used. The research on the trans-Carpathian trough recorded sundry sublatitudinal and submeridional tectonic discontinuities. Previous structural and paragenetic grid analysis of multi-ordinal faults within the trans-Carpathian region and surrounding areas together with data on the distribution of magmatic centers in space and time enabled a new dynamic and kinematic scheme of Neogene tectonic and magmatic activation. According to the scheme mentioned, there evolved structural paragenesis of the shear zone because of the right shift resulting from submeridional compression within the trans-Carpathian region, common to entire Carpathian nappe system. The northern border of the shear zone is a rectilinear zone of the trans-Carpathian deep fault with north-western strike and subvertical fall. The southern border spreads along the zone of Prepannonian deep fault and the Shamos (Somes) line, where the shears got complicated, probably, because of tectonic blocks reversals. This scheme explains the formation of volcanic foci via the formation of layered structures of tension within the designated shear zone. The mechanism of trans-Carpathian Neogene magmatism is regarded as one of the stages of Meso-Cenozoic tectonic evolution of Pannonia. When marking the stages, consideration is to be given to the presence or absence of oceanic crust within the Pannonian basin of Neotetis. According to the authors, its main substratum was a thinned suboceanic crust, which, however, does not exclude the existence of a small layer of oceanic crust. Tectonic evolution of Pannonia during Meso-Cenozoic period is put into three stages. The first stage combines subductive and obductive processes, the second one is associated with creating nappes of the Ukrainian Carpathians, and the third one, respectively, with the formation of overthrust mechanism of weakening compressional stresses, leading to the formation of the shear zone and volcanism within the trans-Carpathian trough.

Key words: Neogene volcanism, trans-Carpathians, tectonic evolution stage, dynamic-kinematical scheme, volcanic centers.

В. Шевчук, д-р геол.-минералог. наук, проф.

E-mail: svgeol@yandex.ua

А. Василенко, асп.

E-mail: an_vass@ukr.net,

Київський національний університет імені Тараса Шевченка,

УНІ "Інститут геології", ул. Васильківська, 90, г. Київ, 03022, Україна

ВЗАИМОСВЯЗЬ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И ПРОЯВЛЕНИЙ НЕОГЕНОВЫХ МАГМАТИЗМА ЗАКАРПАТЬЯ

Интенсивные тектонофизические исследования в Закарпатье начались во второй половине XX века и использовали кинематический, а также структурно-парагенетический анализ. В ходе исследования Закарпатского прогиба был зафиксирован ряд субширотных и субмеридиональных тектонических нарушений. Предварительный структурно-парагенетический анализ сетки разнорядковых разломов в пределах Закарпатья и прилегающих районов вместе с данными о распределении магматических центров в пространстве и времени, позволил предложить новую динамо-кинематическую схему неогеновой тектоно-магматической активизации. Согласно ей, в связи с общим для всей Карпатской складчато-покровной системы субмеридиональным сжатием в пределах Закарпатского прогиба реализовался структурный парагенезис зоны скальвания в условиях правого сдвига. Северной границей зоны скальвания служит прямолинейная зона Закарпатского глубинного разлома с северо-западным простиранием и субвертикальным падением. Южная граница охватывает зону между Припаннонским глубинным разломом и линией Самош (Сомеш), где сдвиговые перемещения усложнялись, вероятно, поворотом тектонических блоков. Данная схема объясняет образование вулканических центров формированием эшелонированных структур растяжения в пределах очерченной зоны скальвания.

Механизм проявления неогенового магматизма Закарпатья рассматривается как одна из стадий мезокайнозойского тектонического развития Паннонии. При выделении стадий особое внимание уделяется вопросу о наличии или отсутствии океанической коры в пределах Паннонского бассейна Неотетиса. По мнению авторов, основным субстратом была истонченная субокеаническая кора. Одновременно это не исключает существования небольшого объема океанической коры. Тектоническое развитие Паннонии в мезокайнозое описано тремя стадиями. Первая стадия объединяет субдукционно-обдукционные процессы, вторая связывается с формированием надвигов Украинских Карпат, а третья, соответственно, с формированием надвижно-сдвигового механизма релаксации сжимающих напряжений, что привело к формированию зоны скальвания и вулканизма в пределах Закарпатского прогиба.

Ключевые слова: неогеновый вулканизм, вулканические центры, динамо-кинематическая схема, Закарпатье, стадии развития.

УДК 551.21:551.24 (477.8+438-13+498+437+439.1+497.1)

3. Ляшкевич, д-р геол.-мінералог. наук, проф.
Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України,
вул. Наукова, 3-а, м. Львів, 79060, Україна
E-mail: ljashkevich@mail.ru

ЕВОЛЮЦІЯ ТА ГЕНЕЗИС КАЙНОЗОЙСЬКОГО ВУЛКАНІЗМУ ПАНКАРДІЇ

(Рекомендовано членом редакційної колегії доктором геол.-мінералог. наук, проф. М.І. Толстим)

За весь альпійський період у Панкардії встановлено три головні фази магматизму: мезозойську, міоценову і пліоцен-плейстоценову. В мезозойську фазу укорінилися, головним чином, ультраосновні й основні магми, в міоценову – середні й кислі, в пліоцен-плейстоценову – лужнобазальтові.

Кислий вулканізм (ріодацитова формація) передував середньоосновному (андезитова формація), що підтверджено даними абсолютного віку. Міоценовий кислий вулканізм не можна відокремлювати від андезитового. Це дві фази перманентного магматичного процесу тривалістю 10-15 млн р антидромної спрямованості, з великим об'ємом середньокислих магм і відносно неглибоких магматичних вогнищ у континентальній корі. При руйнуванні і деструкції континентальної кори утворювалися локальні ослаблені зони розломів, які виступали каналами для швидкого укорінення і кристалізації високотемпературних розплавів. Процес деструкції пов'язаний з розтягом і дробленням континентальної кори на окремі блоки, супроводжувався вулканізмом, надходженням значних обсягів високотемпературних глибинних флюїдів, які зумовили експлозивний характер першої фази вулканізму і подальше гідротермально-метасоматичне заміщення порід. Спочатку розплави виникли в гранітному шарі, а в подальшому – у базальтовому, що підтверджується складом захоплених ксенолітів. Ранні фази міоценового вулканізму вибухового ареально-тріщиного типу максимально проявилися в Закарпатському прогині та Паннонській западині, утворивши потужні (до 700-1000 м) вулканічні товщі ігнімбритів, ріолітових туфів, пемзо-шлакових потоків (ріодацитова формація). Ці вулканіти певним чином пов'язані з глибинними розломами і мають між собою просторову і часову єдність. Згодом сформувалися вулканічні споруди Кременецьких гір у Словаччині, гір Бержень, Матра, Бюкк, Токай, Мечек в Угорщині, Вигорлат-Гутин в Україні, Апусені і Келімань-Харгіта в Румунії. Складені вони переважно андезитами (андезитова формація). Вплив відбувався в спокійних умовах, утворюючи стратовулкани, потоки, некки та ін.

Укорінення лужнобазального розплаву проходило на етапі міоценового вулканізму. Найбільш повно лужнобазальтовий вулканізм проявився в структурах з потоншеною континентальною корою. За складом і віком він відповідає кайнозойському лужному магматизму Західної Європи і належить до внутрішньоплитного магматизму континентів з мантийно-плітним генезисом. Лужні породи фінальної фази вулканізму на українській території не знайдені.

Палеотектонічна обстановка на початок міоцену свідчить про те, що територія всієї Панкардії була стабільною областю з континентальною корою, а явно енсальний тип магми, антидромний характер вулканізму, його геохімічні особливості, зв'язок з глибинними розломами приводять до висновку про відсутність класичної субдукції в цьому регіоні і відповідність саме вулканізму постколізійного геодинамічного режиму.

Ключові слова: Панкардія, тектоніка, магматизм, субдукція, континентальна кора, океанічна кора.

Вступ. З розвитком в середині ХХ ст ідеї тектоніки плит почалося інтенсивне вивчення тектоно-магматичних процесів у літосфері. Було встановлено, що формування більшості геологічних структур неминує супроводжуватися активізацією магматичних процесів. Останні у вигляді магматичних порід зберігаються у геологічному літописі і дають можливість реконструювати геодинамічні режими, при яких вони відбувалися.

Дослідження глибоких надр Землі привели до висновку, що тектоніка плит пов'язана з верхніми оболонками літосфери і верхньої мантиї на глибину приблизно 400 км. Глибше динаміка Землі приймає інші форми, які тільки зараз починають пізнавати різними методами, перш за все, геофізичними, сейсмічної томографії, космічної геодезії, що дозволяють реконструювати геометрію внутрішніх неоднорідностей та їхні межі в корі і мантиї. Що ж до речовинного складу глибинних зон, фізичного стану, властивостей порід, – то це прерогатива петрології, геохімії та мінералогії.

Вивчення вулканічних порід Українських Карпат почалося більше віку тому і пов'язане з прізвищами С. Рудницького, Ю. Токарського, В.С. Соболева, В.П. Костюка, Е.Ф. Малєєва, В.Г. Молявка, М.Г. Ломізе, Є.К. Лазаренка та ін. Було визначено численні різновиди вулканітів, вивчено їхній мінерало-петрографічний склад, структурне положення, форми прояву, рудну мінералізацію, однак питання генезису були мало пізнані. Спочатку, згідно з Г. Штілле, приймалась концепція субсеквентного і орогенного вулканізму [9, 11], а із середини ХХ ст пріоритетною стала ідея островодужної природи кайнозойських вулканічних порід [2, 11, 14, 17].

Геологічна позиція, склад кайнозойських вулканічних порід. Вивчаючи у 1990–2012 рр. тектоно-магматичні процеси альпійського періоду розвитку Панкардії, ми дійшли висновку про відсутність субдукції класичного типу в цьому регіоні і про зв'язок кайнозойського вулканізму із заключними фазами колізійного етапу та

постколізійними подіями [4-8, 15]. Цей висновок базувався на результатах мінералого-петрографічного, формаційного і порівняльно-тектонічного аналізів, але потребував подальшої геохімічної аргументації.

Ранні фази міоценового вулканізму вибухового ареально-тріщинного типу максимально проявилися в Закарпатському прогині і Паннонській западині, утворивши потужні (до 700–1000 м) вулканічні товщі ігнімбритів, ріолітових туфів, пемзо-шлакових потоків (ріодацитова формація) (рис. 1).

Цими породами заповнена значна частина площ вказаних територій: у Паннонській западині – Тисенський, Мечек-Дебреценський блоки, в Закарпатському прогині – поховані ефузивно-пірокластичні товщі (новоселицький і доробратівський комплекси) (рис. 2). Ці вулканіти певним чином пов'язані з глибинними розломами і мають між собою просторову і часову єдність.

Згодом сформувалися вулканічні споруди Кременецьких гір у Словаччині, гір Бержень, Матра, Бюкк, Токай, Мечек в Угорщині, Вигорлат-Гутин в Україні, Апусені і Келіман-Харгіта в Румунії. Складені вони переважно андезитами (андезитова формація). Лави виливалися в спокійних умовах, утворюючи стратовулкани, потоки, некки та ін.

За своєю петрохімічною характеристикою вулканіти обох формацій відносяться до нормальних порід малої лужності, середньокислого складу від андезитобазальтів до ріодацитів (рис. 3). На діаграмі АФМ вони представлені як толейтова, так і вапнисто-лужною серіями порід (рис. 4).

Характерно, що кислий вулканізм (ріодацитова формація) передусь середньоосновному (андезитова формація), що підтверджено даними абсолютного віку: 13,0 млн р. для порід ріодацитової формації і 11,2–10,5 млн р. для андезитової, тобто виявляється антидромна тенденція вулканізму. За даними сучасної вулканології [13], якщо гомодромний магматизм відбува-

ється в умовах нарощування континентальної кори, то антидромний – при її руйнуванні, деструкції. Локальні послаблені зони розломів, що при цьому утворювалися, слугували каналами для швидкого вкорінення і кристалізації високотемпературних розплавів із збереженням тримітиту і вулканічного скла. Процес деструкції в нашому регіоні був пов'язаний з розтягом і дробленням

континентальної кори на окремі блоки і супроводжувався вулканізмом, надходженням значних об'ємів флюїдів, у тому числі, вуглеводневих, а також утворенням численних гідротермальних жил.

Розвиток магматичних камер ішов при високих температурах порядку 1300–1350 С, за даними розплавних включень у склі [3].

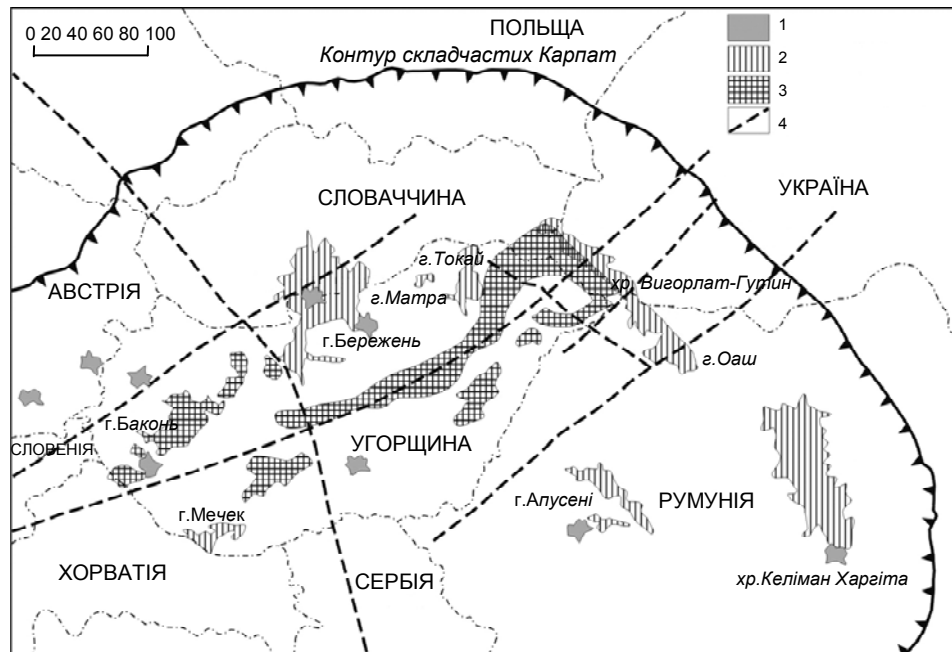


Рис. 1. Розповсюдження кайнозойських магматичних порід у Панкардії

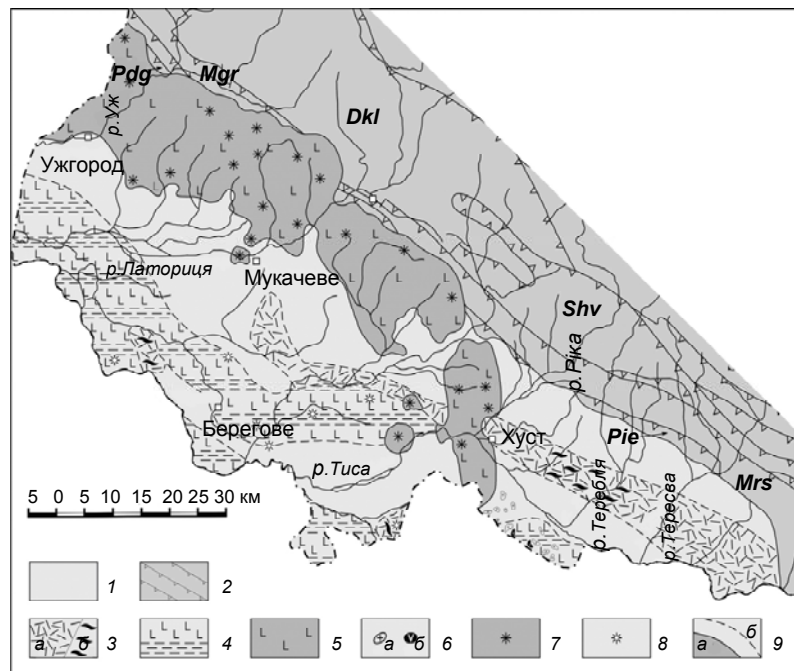


Рис. 2. Розповсюдження кайнозойських магматичних порід у Закарпатському прогині:

- 1 – автохтонний Закарпатський моласовий прогин; 2 – алохтонні зони Карпат; 3-5 – міоценові магматичні комплекси: 3 – новоселицький комплекс кислих туфів (а) та ігнімбритів (б) (баденій), 4 – доробратівський вулканогенно-осадовий комплекс (сармат), 5 – вигорлат-гутинський комплекс (сармат-паннон); 6 – інтрузії (а – кислі, б – основні); 7 – вулканічні центри; 9 – границі розповсюдження магматичних комплексів (а – на поверхні, б – поховані)

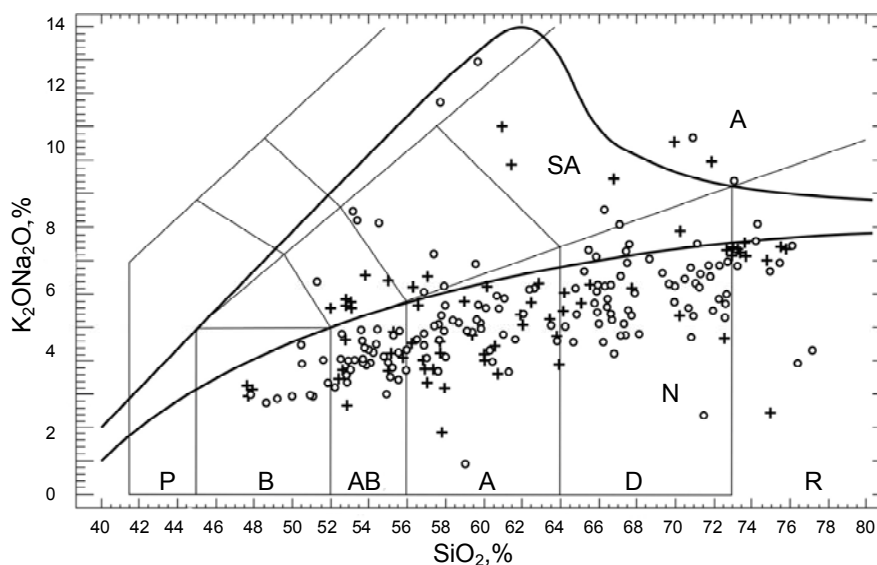


Рис. 3. Класифікаційна діаграма кайнозойських вулканітів:
+ – вулканіти Паннонської западини, O – вулканіти Карпат

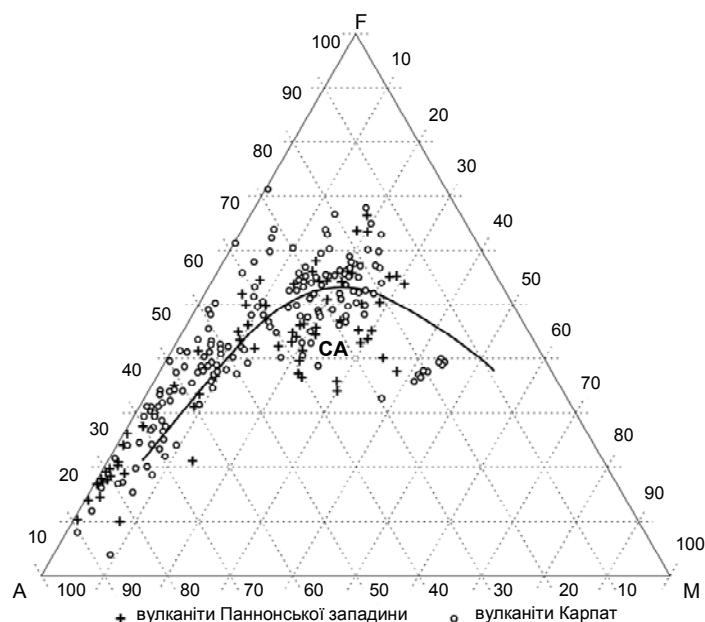


Рис. 4. Діаграма AFM кайнозойських вулканітів:
+ – вулканіти Паннонської западини, O – вулканіти Карпат

Геохімічні особливості вулканітів. Встановлено [12, 15], що кайнозойські вулканічні породи обох формацій збіднені феромагнетизальними елементами-домішками і збагачені халькофільними (особливо свинцем), частково лантаноїдами церієвої групи, рубідієм, барієм, ураном. Спайдер-діаграма (рис. 5), побудована за вмістом рідких і розсіяних елементів у породах, що досліджувалися, по відношенню до еталонних проб мантії і кори, показала відмінність вулканітів від речовини мантії і схожість, майже ідентичність, складу елементів-домішок кори і кайнозойських вулканітів. Порівняно з верхньою мантією, вулканіти збіднені Cr, Ni, Co, V і збагачені грубокатіонними літофільними елементами – U, Th, Rb, Ba при зниженому вмісті Sr. Відповідність складу вулканітів еталону "Crust" вказує на їхній генетичний зв'язок, тобто можна припустити, що утворення магматичних розплавів відбувалося в межах континентальної кори під впливом ендегенних потоків тепла і флюїдів.

Для петрогенетичних моделей є дуже важливими ізотопні дослідження рідкісних елементів вулканічних порід, передусім Sr, Rb, Nd. Перші відомості про ізотопний склад стронцію у вулканічних породах Українських

Карпат наведені в роботах Л.Г. Данилович [1]. Для андезитобазальтів Вигорлат-Гутинського хребта визначені $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7055$, для ріолітів – 0,7080, для ігнімбритів Закарпаття – 0,7073. У Паннонській западині вулканіти, що відповідають за складом нашим похованим товщам у Закарпатті, були детально досліджені на ізотопи Sr, Nd, Pb доктором Г. Панто [16] у лабораторії Масачусетського університету. Встановлено ріст відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70426\text{--}0,71125$ від андезитобазальтів до ріолітів і зменшення $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,51274\text{--}0,51221$, тобто таку саму закономірність.

При поступовому заглибленні розломів, що супроводжували деструкцію кори, заглиблювалися і магматичні осередки. Спочатку вони виникли в гранітному шарі, а в подальшому – в базальтовому, що підтверджується складом захоплених ксенолітів [10]. У ріодацитовій формації зустрічаються уламки осадових порід, кварцитів, гранітів, різноманітних гнейсів, а в андезитовій багато ксенолітів основних порід (габро, габро-норитів, анортитів, габро-піроксенітів та ін.). Послідовність магматичних проявів і будова літосфери Українських Карпат відображені на рис. 6.

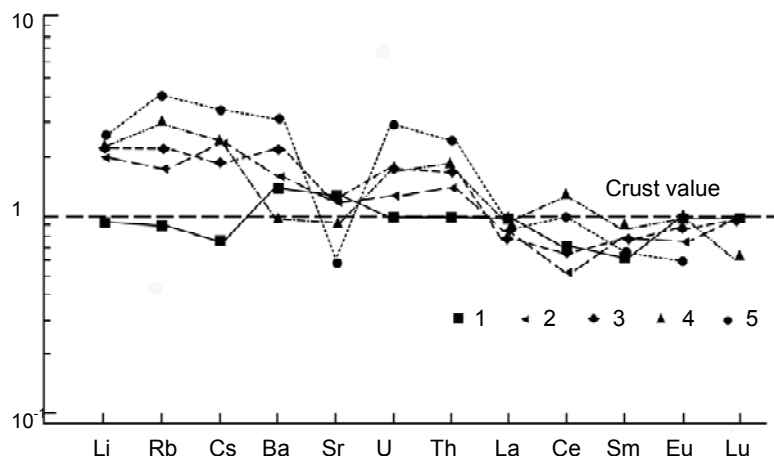


Рис. 5. Спайдер-діаграма кайнозойських вулканітів:
1 – базальти, 2 – андезибазальти, 3 – андезити, 4 – дацити, 5 – ріодацити

комплекс	добробратівський	новоселицький	вигорлат-гутинський		
розташування	Закарпатський прогин		Закарпатський прогин (Вигорлат-Гутинське пасмо)		1
Породи комплексу	плагіоріолітові туфи, туфолави, ігнімбрити, перліти, ріоліти, ріодацити, дацити, андезити, андезитобазальти	ріодацитові туфи, ігнімбрити	андезити, андезитобазальти, базальти, дацити, ріодацити, ріоліти		2
Формація (серія)	Ріодацитова (K-Na-вапнисто-лужна з ознаками толейтовості)		андезитова (толейтова з ознаками K-Na-вапнисто-лужної)		3
Ступінь диференціації	середній	слабкий	сильний		4
Тип магматизму	континентальний (експлозивний)		континентальний		5
Склад ксенолітів	пісковики, аргіліти, кварцити, граніти, гранат-біотитові, плагіоклазові гнейси		осадові породи, амфіболові сланці, гнейси, анортитові норити, габро-норити, габро-піроксеніти, гіперстенові анортозиїти, анортитові піроксеніти, горнblendити		6
Час прояву магматизму	N _{1s}	N _{1b}	N _{1s} -N _{1pn}		7
					8
					9
					10
					11
					12
					13
					14
					15
					16

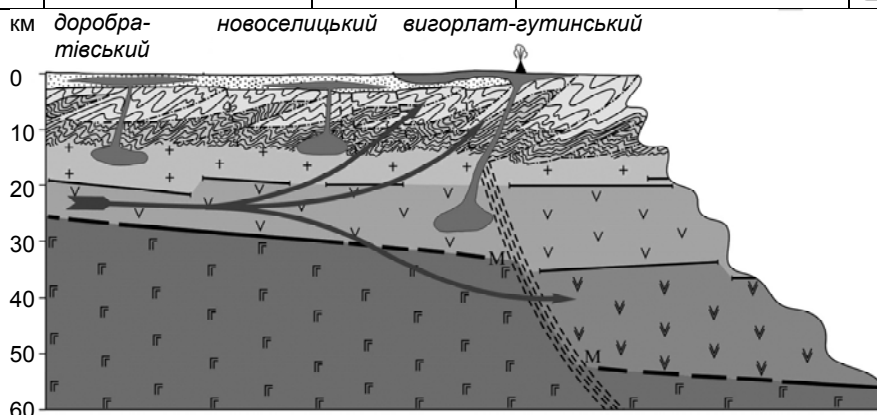


Рис. 6. Магматизм і будова літосфери Карпатського регіону на пізньоальпійському етапі:

1 – перидосфера (шпінелевий лерцоліт, зустрічаються також верліти, гарцбургіти, піроксеніти); 2 – шар Кука (гранатові грануліти); 3 – нижня "базальтова" кора (габро, габро-норити, габро-піроксеніти, анортитові норити, анортитові піроксеніти, гіперстенові анортозиїти, горнblendити); 4 – верхня, граніто-метаморфічна, кора (граніти, гранат-біотитові, плагіоклазові та інші гнейси, амфіболові сланці); 5 – верхня частина граніто-метаморфічної кори, сформована в передальпійський час (різноманітні гнейси і сланці, амфіболіти, мармури, гранітоїдні породи, філіти, кварцити, метаморфізовані ефузивні кислого, середнього і основного складу); 6 – альпійські геосинклінальні комплекси; 7 – моласи Закарпатського прогину; 8 – магматичні ефузивні комплекси; 9 – магматичні вогнища і підвідні канали; 10 – вулканічні споруди; 11 – насиви; 12 – скиди; 13 – Закарпатський глибинний розлом; 14 – поверхня Мохоровичича; 15 – інші сейсмічні границі; 16 – напрям руху фрагментів літосфери при колізії. Речовинний склад глибинних зон на підставі вивчення ксенолітів

Виконані нами [5] підрахунки питомої щільності теплової енергії (U_{th}), яка виділяється при вулканізмі на площі 1 км^2 за 1 млн р. і характеризує його інтенсивність, показали, що в Паннонській западині вона дорівнює $0,94 \times 10^{17} \text{ Дж/км}^2$ і близька до енергії трапів плато Декан, де $U_{th} = 1.00 \times 10^{17} \text{ Дж/км}^2$. Деканські трапи вважаються прикладом екстремального магматизму, а це означає, що вулканізм Панкардії був надзвичайно інтенсивним. Характерно, що питома щільність міоценового вулканізму Паннонської западини і Закарпатського прогину однакова і це додатково підкреслює єдність геологічного розвитку цих регіонів. Сумарний об'єм вулканічного матеріалу Панкардії складає близько 31321 км^3 , що співрозмірно з об'ємом неогенових ефузивних пірокластичних товщ Кавказу, де $V = 37000 \text{ км}^3$. Обидва регіони входять до складу Альпійської складчастої системи.

Висновки. Підсумовуючи викладене, можна стверджувати, що міоценовий кислий вулканізм ріодацитової формації не можна відокремлювати від андезитового і кожному окремо приписувати відповідну геодинамічну обстановку. Це дві фази перманентного магматичного процесу тривалістю 10–15 млн р антидромної спрямованості, з великим об'ємом середньокислих магм і відносно неглибоких магматичних осередків у континентальній корі. Геохімічні дані, в тому числі ізотопні, вказують на те, що в утворенні магматичного розплаву певне значення мала мантійна складова, що виявлялося у притоках високотемпературних глибинних флюїдів, які обумовили експлозійний характер першої фази вулканізму і наступні гідротермально-метасоматичні заміщення порід.

Палеотектонічна обстановка на початок міоцену свідчить про те, що територія всієї Панкардії була стабільною областю з континентальною корою, а явно енсальний тип магм, антидромний характер вулканізму, його геохімічні особливості, зв'язок з глибинними розломами, що активізувалися в цей період, приводять до висновку про відсутність класичної субдукції в цьому регіоні і відповідність вулканізму постколізійному геодинамічному режиму.

За весь альпійський період в Панкардії встановлено три головні фази магматизму: мезозойську, міоценову і пліоцен–плейстоценову. В мезозойську фазу вкорінилися, головним чином, ультраосновні й основні магми, в міоценову – середні й кислі, в пліоцен–плейстоценову – лужнобазальтові. Лужні породи фінальної фази на українській території не знайдені, проте вона активно проявилася в сусідній Паннонській западині і на території Румунії (трахібазальтова формація). Вкорінення лужнобазальтового розплаву проходило безпосередньо за міоценовим вулканізмом (11–0,2 млн р). Для свого підйому він використовував структури зі стоншеною континентальною корою і супроводжувався потоками високотемпературних флюїдів. Лужні породи Панкардії за складом і віком відповідають кайнозойському лужному магматизму Західної Європи, що відноситься до типу внутрішньоплитного магматизму континентів. Вони мають мантіїно-плюмовий генезис і характеризують стан глибинної динаміки Землі сучасної епохи (табл. 1).

Таблиця 1

Особливості еволюції кайнозойського вулканізму Панкардії

Вік	Регіон	Комплекс	Головні типи порід	Формація (серія)	Тип вулканізму	Геодинамічний режим
N_2-Q	Паннонська западина	штіренський	лужні базальти	трахібазальтова (калієво-лужна)	континентальний	гарячі точки
N_1s-N_1pn	Вигорлат-Гутинський хребет	вигорлат-гутинський	андезити	андезитова (вапнисто-лужна, толейтова)		постколізійний
N_1b-s	Закарпатський прогин	доробратівський, новоселицький	ріодацити	ріодацитова (вапнисто-лужна)		постколізійний
P_{2-3}	Балкани	родопський	латіти	трахіандези-тріолітова (калієво-лужна)		колізійний

Список використаних джерел:

- Данилович Л.Г., (1977). Петрогенезис магматичних утворень Карпат, за даними вивчення ізотопного складу стронцію. Геологічний журнал, 37, 4, 49–61.
- Danylovych L.H., (1977). Petrogenesis of magmatic formations of the Carpathians, according to a study of the isotopic composition of strontium [Petrohenezys mahmatychnykh utvoren' Karpat, za danymy vyvchennya izotopnoho skladu strontsiyu]. Neolohichnyy zhurnal – Geologic Journal, 37, 4, 49–61 (In Ukrainian).
- Данилович Л.Г., (1977). Эволюция магматизма и закономерности размещения магматических пород в Советских Карпатах. Материалы XI Конгресса КБГА. К.: Наукова думка, 249–250.
- Danilovich L.G., (1977). Evolution of magmatism and regularities of distribution of igneous rocks in the Soviet Carpathians [Evolutsiya magmatizma i zakonomenosti razmeshcheniya magmaticheskikh porod v Sovetskikh Karpatakh]. Proceedings of the XI Congress KBGA. Naukova Dumka Publishing, Kiev, 249–250 (In Russian).
- Калюжний В.А., (1965). Оптические и термометрические исследования включений стекла в фенокристаллах гялодацитов Закарпатья. Доклады АН СССР, 160, 2, 438–441.
- Kalyuzhnyy V.A., (1965). Optical and thermometric studies of glass inclusions in gyalodacite's phenocrysts of Transcarpathian [Opticheskiye i termometricheskiye issledovaniya vlyucheniye stekla v fenokristallakh gyalodatsitakh Zakarpat'ya]. Doklady AN SSSR – Reports USSR Academy of Sciences, 160, 2, 438–441 (In Russian).
- Ляшкевич З.М., (2007). К вопросу о петрогенезисе щелочных пород Панкардии. Геофизический журнал, 29, 6, 157–162.
- Lyashkevich Z.M., (2007). On the question of petrogenesis of alkaline rocks of PANCARDI [K voprosu o petrohenezise shchelochnykh porod Pankardii]. Geofizicheskij zhurnal – Geophysical Journal, 29, 6, 157–162 (In Russian).
- Ляшкевич З.М., Алехина М.А., (2003). Про активність неогенового вулканізму Карпат. Геологія і геохімія горючих копалин, 3, 46–51.

- Lyashkevych Z.M., Alekhina M.A., (2003). On Neogene volcanic activity of Carpathians [Pro aktivnist' neohenovoho vulkanizmu Karpat]. Neolohiya i heokhimiya horuych kopalyn – Geology and Geochemistry of Combustible Minerals, 3, 46–51 (In Ukrainian).
- Ляшкевич З.М., Медведев А.П., Алехина М.А., (2004). Проблема геодинамических условий формирования эффузивного магматизма Карпат. Эффузивно-осадочный литогенез: Труды Международной конференции, 2004, Симферополь, 38–42.
- Lyashkevich Z.M., Medvedev A.P., Alekhina M.A., (2004). Problem of geodynamic conditions of formation of effusive magmatism of Carpathians [Problema geodinamicheskikh usloviy formirovaniya effuzivnogo magmatizma Karpat]. Volcanic-sedimentary lithogenesis. Proceedings of the International Conference, 2004, Simferopol, 38–42 (In Russian).
- Ляшкевич З.М., Яцожинский О.М., (2004). Кайнозойский вулканизм Украинских Карпат и его значение для геодинамических реконструкций. Геофизический журнал, 26, 1, 87–95.
- Lyashkevich Z.M., Yatszhinskiy O.M., (2004). Cenozoic volcanism Ukrainian Carpathians and its implications for geodynamic reconstructions [Kaynozoyiskiy vulkanizm Ukrainikh Karpat i yego znachenie dlya geodinamicheskikh rekonstruktsiy]. Geofizicheskij zhurnal – Geophysical Journal, 26, 1, 87–95 (In Russian).
- Ляшкевич З.М., Яцожинский О.М., (2005). Альпийский магматизм Украинских Карпат: его эволюция, геодинамика. Геофизический журнал, 6, 1005–1011.
- Lyashkevich Z.M., Yatszhinskiy O.M., (2005). Alpine magmatism of Ukrainian Carpathians: its evolution, geodynamics [Al'piyskiy magmatizm Ukrainikh Karpat: yego evolyutsiya, geodinamika]. Geofizicheskij zhurnal – Geophysical Journal, 6, 1005–1011 (In Russian).
- Малеев Е.Ф., (1964). Неогеновый вулканизм Закарпатья. М.: Наука, 250.
- Maleyev Ye.F., (1964). Neogene volcanism of Transcarpathian [Neogenovyy vulkanizm Zakarpat'ya]. Nauka Publishing, Moscow, 250 (In Russian).

10. Остафійчук І.М., Молявко В.Г., Гасанов Ю.Л., (1977). Сравнительная характеристика вулканизма зон Припаннонского и Закарпатского глубинных разломов. Геологический журнал, 1, 110–120.

Ostafiychuk I.M., Molyavko V.G., Gasanov YU.L., (1977). Comparative characteristics of volcanic zones Prepannonian and Transcarpathian deep faults [Sravnitel'naya kharakteristika vulkanizma zon Pripannonskogo i Zakarpatskogo glubinnnykh razlomov]. Geologicheskii zhurnal – Geological Journal, 1, 110–120 (In Russian).

11. Толстой М.И., Молявко В.Г., Гасанов Ю.Л., Остафійчук І.М., (1976). Схема орогенного вулканизма Карпат и Паннонского массива. Геологический журнал, 36, 5, 38–42.

Tolstoy M.I., Molyavko V.G., Gasanov YU.L., Ostafiychuk I.M., (1976). Scheme of orogenic volcanism of the Carpathians and the Pannonian massifs [Skhema orogennogo vulkanizma Karpat i Pannonskogo massiva]. Geologicheskii zhurnal – Geological Journal, 36, 5, 38–42 (In Russian).

12. Ляшкевич З.М., Медведев А.П., Крупский Ю.З., Варичев А.С., Тимошук В.Р., Ступка О.О., (1995). Тектоно-магматическая эволюция Карпат. К.: Наукова думка, 132.

Lyashkevich Z.M., Medvedev A.P., Krupskiy YU.Z., Varichev A.S., Timoshchuk V.R., Stupka O.O., (1995). Tectonic-magmatic evolution of the

Carpathians [Tektono-magmaticheskaya evolyutsiya Karpat]. Naukova dumka Publishing, Kyiv, 132 (In Russian).

13. Фролова Т.И., (1991). Гомодромная и антидромная последовательность магматизма и земная кора. Вестник МГУ, 4, 1, 3–20.

Frolova T.I., (1991). Gomodromic and antidromic sequence of magmatism and the crust [Gomodromnaya i antidromnaya posledovatel'nost' magmatizma i zemnaya kora]. Vestnik MGU – Bulletin of the Moscow State University, 4, 1, 3–20 (In Russian).

14. Balla Z., (1985). The Carpathian loop and the Pannonian basin: a Kinematic analysis. Geophysical Transactions, 30, 4, 313–353.

15. Ljashkevich Z.M., (1995). Neogene volcanic rocks of the Ukrainian Carpathians: a brief review. Acta Vulcanologica, 7 (2), 49–61.

16. Salter J., Salter J., Hart S., Panto Gy., (1985). Origin of Late Cenozoic volcanic Rocks of the Carpathian Arc, Hungary. Earth Planet Sci. Lett., 19, 279–292.

17. Sandulescu M., (1975). Essai de synthese structurale des Carpathes. Bull. Soc. Geol. Fr. 17, 3, 299–358.

Надійшла до редколегії 01.07.14

Z. Ljashkevych, Dr. Sci., Prof.

Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals

National Academy of Sciences of Ukraine

3-a Naukova Str., Lviv, 79060, Ukraine

E-mail: ljashkevich@mail.ru

CENOZOIC VOLCANISM OF PANCARDI: EVOLUTION AND GENESIS

The Alpine period of PANCARDI defined three main phases of magmatism: Mesozoic, Miocene and Pliocene-Pleistocene. The ultra-basic and basic intrusions had been complete by Late Mesozoic, in the Miocene there formed intermediate and acid volcanic rocks, while alkaline basalts – in the Pliocene-Pleistocene. Acid volcanism (the rhyolite-dacite formation) preceded intermediate and basic volcanism (the andesite formation), which is confirmed by absolute dating. Miocene acid volcanic activity cannot be separated from andesite one. These two antidromic phases of continuing magmatic activity lasted for 10-15 Ma; their sequences have large volumes of intermediate and acid magmas with shallow magma foci in the continental crust.

Destruction and degradation of the continental crust resulted in local weakened fault zones, which were channels for rapid intrusion and crystallization of high-temperature melts. The destruction was related to the extension and fragmentation of the continental crust into separate blocks, which was accompanied by volcanism and uplifting of high-temperature deep fluids. These conditions caused explosive volcanism in the first phase and subsequent hydrothermal-metasomatic alteration. Originally, melts arose in the granite layer, and were followed by posterior basaltic layer, which was confirmed by the composition of the trapped xenoliths.

Early Miocene volcanism phase is explosive and areal-fractured; it is revealed in the trans-Carpathian and the Pannonian basins. There was formed a thick (up to 700-1000 m) volcanic layer of ignimbrites, rhyolitic tuffs, pumice-scoria flows (the rhyolite-dacite formation). These volcanites are characterized by pronounced spatial and temporal variations and linked to areal deep faults. Later, there were formed volcanic structures of Kremnica Mountains in Slovakia, Börzsöny, Mátra, Bükk, and Tokaj Mecsek Mountains in Hungary; Vyhorlat-Huta volcanic ridge in Ukraine; Apuseni Mountains, and Călimani-Harghita in Romania. These are predominantly andesites (the andesite formation). Lava outbursts were calm, and formed stratovolcanoes, lava flows, and dykes. Intrusion of alkaline-basaltic melts took place during the Miocene volcanism. Alkaline-basaltic volcanism mostly occurred in the structures with thinned continental crust. According to the composition and age the andesite formation was interpreted to correspond to the Cenozoic alkaline magmatism of Western Europe and belong to intraplate magmatism of continents, in which mantle plume genesis predominates. Alkaline rocks of the final phase of volcanism haven't been found on the territory of Ukraine.

Paleotectonic environment in the early Miocene suggests that entire PANCARDI was a stable area with continental crust. Ensialic magmas, antidromic sequences of volcanism, geochemical composition, and relation to deep structures provide a conclusion that there was evidence of post-collisional geo-dynamic volcanism rather than one of classic subduction.

Key words: PANCARDI, tectonics, magmatism, subduction, continental crust, oceanic crust.

З. Ляшкевич, д-р геол.-минералог. наук, проф.

E-mail: ljashkevich@mail.ru

Інститут геології та геохімії горючих ископаємих НАН України

ул. Научная, 3-а, г. Львов, 79060, Украина

ЕВОЛЮЦІЯ І ГЕНЕЗИС КАЙНОЗОЙСЬКОГО ВУЛКАНИЗМУ ПАНКАРДІИ

За весь альпійський період в Панкардії установлені три головні фази магматизма: мезозойська, міоценова і пліоцен-плейстоценова. В мезозойську фазу укоренились, головним образом, ультраосновні і основні магми, в міоценову – середні і кислі, в пліоцен-плейстоценову – щелочнобазальтові.

Кислий вулканізм (ріодацитова формація) передшествовав середньослов'янському (андезитова формація), що підтверджено даними абсолютного віксту. Міоценовий кислий вулканізм не можна відділяти від андезитового. Це дві фази перманентного магматического процесу продовжувальності 10-15 млн лет антидромної направленості, с большим объемом среднекислых магм и относительно неглубоких магматических очагов в континентальной коре. При разрушении и деструкции континентальной коры образовывались локальные ослабленные зоны разломов, которые выступали каналами для быстрого укоренения и кристаллизации высокотемпературных расплавов. Процесс деструкции связан с растяжением и дроблением континентальной коры на отдельные блоки и сопровождался вулканизмом, поступлением значительных объемов высокотемпературных глубинных флюидов, которые обусловили эксплозивный характер первой фазы вулканизма и последующее гидротермально-метасоматическое замещение пород. Сначала расплавы возникли в гранитном слое, а в дальнейшем – в базальтовом, что подтверждается составом захваченных ксенолитов. Ранние фазы миоценового вулканизма взрывного ареально-трещинного типа максимально проявились в Закарпатском прогибе и Паннонской впадине, образовав мощные (до 700-1000 м) вулканические толщи игнимбритов, риолитовых туфов, пемзошлаковых потоков (риодацитовая формація). Эти вулканы определенным образом связаны с глубинными разломами и имеют между собой пространственное и временное единство. В последствии сформировались вулканические сооружения Кремницких гор в Словакии, гор Бёржён, Матра, Бюкк, Токай, Мечек в Венгрии, Выгорлат-Гутин в Украине, Апусени и Кэлимань-Харгита в Румынии. Сложены они преимущественно андезитами (андезитовая формація). Излияние происходило в спокойных условиях, образуя стратовулканы, потоки, неки и др.

Укоренение щелочнобазальтового расплава проходило на этапе миоценового вулканизма. Наиболее полно щелочнобазальтовый вулканизм проявился в структурах с истонченной континентальной корой. По составу и возрасту он соответствует кайнозойскому щелочному магматизму Западной Европы и относится к внутримитному магматизму континентов с мантийно-плюмовым генезисом. Щелочные породы финальной фазы на украинской территории не найдены.

Палеотектоническая обстановка на начало миоцена свидетельствует о том, что территория всей Панкардии была стабильной областью с континентальной корой, а явно энсиалический тип магм, антидромный характер вулканизма, его геохимические особенности, связь с глубинными разломами, активизация в этот период приводят к выводу об отсутствии классической субдукции в этом регионе и соответствии вулканизму постколлизийного геодинамического режима.

Ключевые слова: Панкардия, тектоника, магматизм, субдукция, континентальная кора, океаническая кора.

УДК 551.21:551.24 (477.8+438-13+498+437+439.1+497.1)

М. Павлюк, член-кор. НАН України
E-mail: igggk@mail.lviv.uaА. Медведєв, канд. геол.-мінералог. наук
E-mail: medvedev.albert@mail.ru,Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України,
вул. Наукова, 3-а, м. Львів, 79060, Україна

МАГМАТИЗМ І СТРУКТУРА ПАНКАРДІЇ В РАНЬОМУ МЕЗОЗОЇ

(Рекомендовано членом редакційної колегії доктором геол.-мінералог. наук, проф. В.В. Шевчуком)

Мезозойські магматичні утворення на території України поширені в фундаменті Закарпатського прогину, на південно-му схилі складчастих Карпат, у зонах насувів Мармароського масиву на Рахівську та Буркутську зони. Це не одноманітний генетично єдиний набір порід, а фрагменти різних за походженням комплексів, кожний з яких утворився в певній, відмінній від інших, тектонічній обстановці на корі різного типу: континентальній (вульховицький комплекс, пікритові туфи і лави закарпатського комплексу), субконтинентальній (тростянецький комплекс) і океанічній (закарпатський, угольський та рахівсько-чивчинський комплекси). Ранньоальпійська структура території Карпат не є успадкованою від попередніх етапів, а утворилася в результаті деструкції на початку мезозою раніше сформованої гранітно-метаморфічної кори.

Відзначається близькість хімічного складу основних порід рахівсько-чивчинського, угольського і закарпатського комплексів. Це переважно базальтоїди нормального, іноді сублужного, рядів, толейтові, з вираженою натрієвою, значно рідше калій-натрієвою, серіальністю, формаційно близькі до океанічних толейтів. Найбільш вірогідно, що вони утворилися в умовах розсіяного спредингу за рахунок невиснаженої мантії, яка лише частково зазнала диференціації.

У Трансільванському енциматичному трозі утворився угольський комплекс ультрабазитів і Na-толейтових діабазів. За характером розподілу елементів-домішок він дуже близький до еталону верхньої мантії. Можливо, це фрагменти речовини верхньої мантії, виведені на поверхню у вигляді протрузій. Подібні породні комплекси відомі й у інших районах Панкардії.

Породи диференційованого тростянецького комплексу відносять до K-Na серії базальт-трахітової формації, що фіксує існування в ранній крейді Рахівсько-Северинського енцилічного трозу на потоншеній корі континентального типу. Породи комплексу характеризуються підвищеним ступенем диференціації, сублужним характером, калій-натрієвою серіальністю і підвищеною глиноземистістю.

Згадані енциматичні трози розділені потоншеними блоками континентальної кори, представленої висококалієвими трахідолеритами вульховицького комплексу та іншими утвореннями.

Аналіз фактичного матеріалу дозволив скласти уявлення про палеоструктуру континентальної кори, запропонувати геодинамічну модель регіону. Ранньоальпійська структура становила область дроблення (крашінгу) гранітно-метаморфічної кори, з чергуванням з ділянками новоутвореної океанічної кори. В середині пізньої юри існували одночасно всі різновікові енциматичні прогини із відмінним механізмом закриття. До кінця ранньої крейди майже всі енциматичні трози так чи інакше були закриті, і всі верхньокрейдові і палеогенові відклади формувалися при переважанні стискувальних зусиль на континентальній корі.

Ключові слова: Панкардія, тектоніка, магматизм, офіоліти, континентальна кора, океанічна кора.

Вступ. Зв'язок магматизму з тектонікою є незаперечним, причому, як зараз відомо, різні складові магматичних утворень виникають переважно за певних геодинамічних процесів і тектонічних ситуацій, тим самим даючи можливість реконструювати ці процеси і ситуації в геологічній історії регіонів значно впевненіше, ніж на основі аналізу лише осадових комплексів.

Різні питання проблеми взаємозв'язку магматизму і геодинаміки Українських Карпат ми вивчаємо вже довгий час [4-7, 9-13, 16, 17], постійно порівнюючи і корелюючи наш матеріал з даними по сусідніх територіях, тим самим відтворюючи структуру всієї Панкардії. В результаті склалися певні уявлення, підсумувати які можна наступним чином.

Виклад основного матеріалу. Панкардія – це скорочена назва регіону, що включає Паннонію, Карпати і Динариди. Він розташований на території ряду країн Східної і Південно-Східної Європи – України, Польщі, Словаччини, Угорщини, Румунії та ін. Сучасна його будова – це результат тривалої історії, що розпочалася в ранньому мезозої з деструкції раніше сформованої континентальної кори і утворення нової структури. Цей період у житті регіону є дуже важливим, бо саме він зумовлює всі наступні події і відкриває можливість зрозуміти такі ключові питання, як причини тектонічних рухів, напрямки структурних змін, природу магматизму різного віку. У реконструкціях складових елементів палеоструктури як Карпатської ділянки, так і Панкардії в цілому, провідну роль відіграють ранньоальпійські магматичні комплекси.

Мезозойські магматичні утворення на території України поширені в кількох районах у фундаменті Закарпатського прогину, де вони розкриті рядом свердловин, і на південному схилі складчастих Карпат, де вони простежуються у природних відслоненнях у Пієнінській і

Мармароській зонах скель, у зонах насувів Мармароського масиву на Рахівську зону та Буркутської зони на Красношорську, Свидовецьку і Чорногорську. За відмінностями у розташуванні, а також за петрохімічними і геохімічними ознаками, обумовленими різною їх природою, мезозойські магматичні породи поділяються на декілька комплексів: закарпатський, вульховицький, угольський, рахівсько-чивчинський і тростянецький (рис. 1).

Проведені дослідження [1, 7, 13] дозволили встановити близькість хімічного складу основних порід рахівсько-чивчинського, угольського і закарпатського комплексів. Це переважно базальтоїди нормального, іноді сублужного, ряду, толейтові, з вираженою натрієвою, значно рідше калій-натрієвою, серіальністю. В цілому для них характерна тенденція до збіднення елементами ферімагнезійної групи, зокрема хромом, скандієм, кобальтом, та збагачення некогерентними літофіліями елементами, в першу чергу, рубідієм, стронцієм, цирконієм, ніобієм, барієм, торієм. Вони належать до магматичних утворень енциматичних областей і за своїми петро- та геохімічними ознаками близькі до океанічних толейтів, однак збідненість базальтоїдів елементами групи заліза та збагаченість літофіліями елементами не дозволяють ототожнити ці утворення з деплетованими базальтами серединно-океанічних хребтів. Найбільш вірогідно, що вони утворилися в умовах розсіяного спредингу за рахунок невиснаженої мантії, яка лише частково зазнала диференціації. Деяке підвищення лужності в базальтоїдах рахівського підкомплексу і закарпатського комплексу, найімовірніше, є наслідком асиміляції континентальних детритів на площі генерування океанічної літосфери.

Гіпербазити угольського комплексу за характером розподілу елементів-домішок дуже близькі до еталону верхньої мантії, що свідчить про їхню мантійну природу.

Цей висновок підтверджується і результатами вивчення первинних мафічних мінералів. За особливостями їхнього складу (висока магнезійність олівину і піроксену, наявність у клінопіроксені жадеїтової компоненти), а також присутністю акцесорної шпінелі і значеннями співвідношень $\text{Cr/Ti}=1,9$ та $\text{Mg/Fe}=4,3$ гіпербазити відповідають типовому лерцоліту верхньої мантії. Як було встановлено [1], температура останньої мінеральної

рівноваги у парагенезисі клінопіроксен+ортопіроксен становила 940°C , тобто була набагато нижчою за температуру плавлення лерцоліту, але достатньою для термального впливу на вмшуючі породи, що і спостерігається у приконтартових зонах. Логічно зробити висновок, що ми маємо справу з фрагментами речовини верхньої мантії, які в твердому стані були виведені на поверхню у вигляді протрузій.

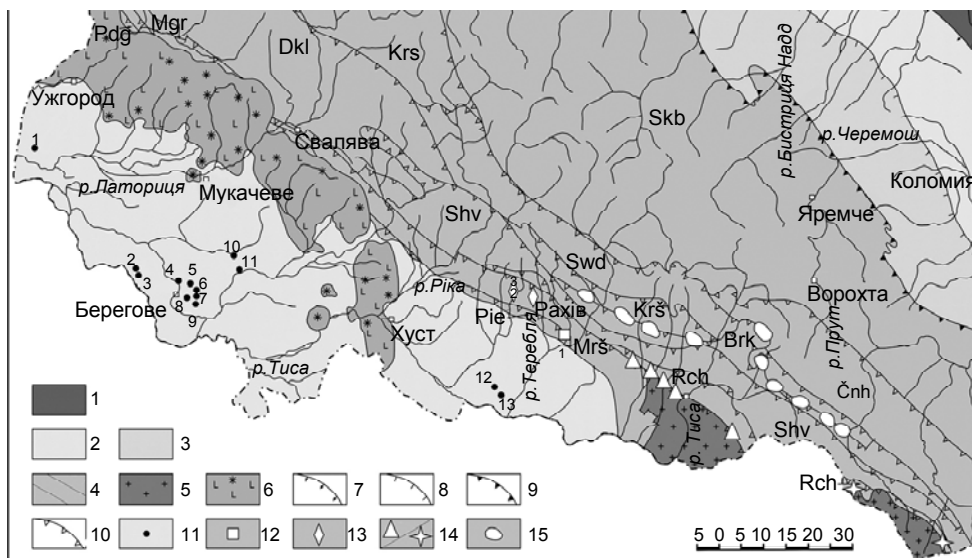


Рис. 1. Ранньомезозойські магматичні комплекси в структурі Українських Карпат:

1 – Східноєвропейська платформа; 2 – автохтонні моласові прогини: Зовнішня зона Передкарпатського прогину і Закарпатський прогин; 3 – Внутрішня (алохтонна) зона Передкарпатського прогину; 4 – алохтонні зони Карпат: Skb – Скибова, Krs – Кросненська, Čnh – Чорногорська, Krš – Красношорська, Dkl – Дуклянська, Mgr – Магурська, Brk – Буркунська, Shv – Сухівська, Rch – Рахівська, Pie – Пісінська, Mrš – Мармароська, Pdg – Підгальська; 5 – Мармароський масив; 6 – Вигорлат-Гутинська вулканічна гряда; 7 – північно-східна границя Передкарпатського прогину; 8 – північно-східна границя Внутрішньої зони передкарпатського прогину (Стебницький насув); 9 – Береговий насув Карпат; 10 – границі Карпатських зон; 11-14 – місця розташування порід мезозойських магматичних комплексів: 11 – закарпатського (цифрами позначені свердловини: 1 – Чоп-4, 2 – Бегань-405, 3 – 17-T, 4 – 1702, 6 – 1332, 7 – 13131, 8 – 952, 9 – Куклія-8, 10 – Залуж-2, 11 – Мукачеве-1, 12 – Тересва-5, 13 – Тересва-13); 12 – вульховчицького; 13 – угольського; 14 – рахівсько-чивчинського (а – рахівського підкомплексу, б – чивчинського підкомплексу); 15 – тростянецького (цифрами на карті показані місця відслонень: 1 – г. Великий Камінець, пот. Вульховчик, 2-3 – р. Велика і Мала Угольки, 4 – пот. Риноватий, 5 – р. Середня, 6 – р. Косівська, 7 – пот. Кам'яний потік, 8 – пот. Радомір, Маргетул, Квасний, 9 – г. Чивчин, 10 – р. Серата, 11 – р. Красношора, 12 – р. Мала Шопурка, 13 – р. Косівська, 14 – пот. Тростянець, 15 – г. Петрос, 16 – полонина Рогнеска, 17 – р. Говерла, 18 – пот. Лемський, 19 – пот. Гропонець, 20 – р. Випчинка)

Подібні породні комплекси (перидотити, серпентиніти, океанічні пілоу-лави, кумуляти, габро, габродолерити, долерити та ін.) відомі й у інших районах Панкардії: у розрізах Пеннінської зони Західних Альп, а також вздовж західного узбережжя Апеннінського півострова до широти острова Ельба, в горах Бюкк (комплекси Сарвашко і Дарно-Хеги) та горах Словацький Карст і Словацькі Рудні гори, у Трансільванських покривах Мармароського масиву в Румунії, Северинській зоні Південних Карпат, у горах Південні Апусені, у Вардарській та Офіолітовій зонах Динарид, утворюючи таким чином офіолітовий пояс, що майже суцільним кільцем оконтурює центральну ділянку Панкардії і частиною якого є магматичні утворення Українських Карпат (рис. 2).

Магматичні породи тростянецького та вульховчицького комплексів відрізняються від інших мезозойських магматичних утворень регіону більш високим вмістом літофільних елементів, зокрема барію, стронцію, цирконію, ніобію, та низькими концентраціями хрому, нікелю, скандію, ванадію, що може пояснюватися участю в їх становленні матеріалу континентальної кори. Вулканічні породи тростянецького комплексу, яким властиві підвищений ступінь диференціації, сублужний характер, калій-натрієва серіальність і підвищена глиноземистість, відносяться до енсальнічних утворень, формування яких відбувалося на стоншеній континентальній корі, а присутність у складі комплексу суттєво натрієвих толеїтових утворень (андезитобазальти г. Петрос) слід пояснювати наявністю ділянок з повною відсутністю гранітно-метаморфічного шару. І навпаки, виникнення лужних висококалієвих трахідолеритів вульховчицького комплексу слід пов'язувати з потужним блоком континентальної кори.

Таким чином, результати петрохімічних, геохімічних і мінералогічних досліджень показали, що мезозойські магматичні утворення Українських Карпат представляють собою не одноманітний генетично єдиний набір порід (океанічний чи континентальний), а фрагменти різних за походженням комплексів, кожний з яких утворився в певній, відмінній від інших, тектонічній обстановці на корі різного типу: континентальній (вульховчицький комплекс, пікритові туфи і лави закарпатського комплексу), субконтинентальній (тростянецький комплекс) і океанічній (закарпатський, угольський та рахівсько-чивчинський комплекси), тобто в ранньому мезозої суцільного гранітно-метаморфічного шару тут вже не було на відміну від пізнього палеозою, коли цей шар існував на всій території Панкардії [7, 9]. З усього цього випливає висновок, що ранньоальпійська структура території Карпат не є успадкованою від попередніх етапів, а утворилася на початку мезозою в результаті деструкції раніше сформованої гранітно-метаморфічної кори.

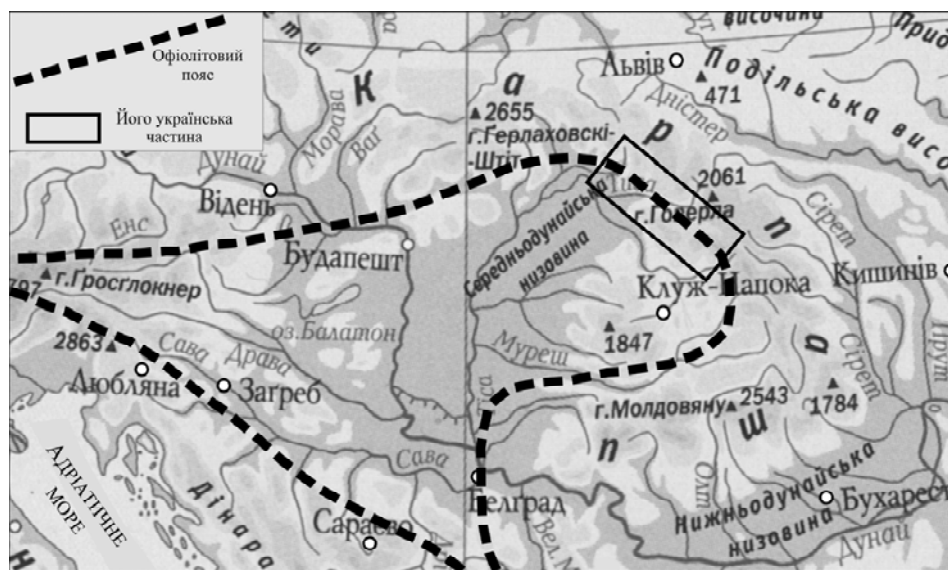


Рис. 2. Розташування офіолітового поясу Панкардії

Спираючись на висновок про особливості магматичних комплексів, жоден з яких не може бути повною мірою ототожнений з утвореннями серединно-океанічних хребтів, враховуючи положення вулканітів у сучасній структурі регіону і їх співвідношення з тектонічними одиницями Карпат, а також приймаючи до уваги склад

екзотики і її розподіл в осадових породах, ми спробували визначити місця первинного розташування ранньоальпійських комплексів і реконструювати основні елементи структури цієї території на той час, щоб оцінити характер і ступінь деструкції перед тим сформованою континентальною кори (рис. 3).

Магматичний комплекс	закарпатський	вувльховицький	угольський, рахівсько-чивчинський	тростянецький
Сучасне розташування	Закарпатський прогин	Пісінська зона	Мармороська зона, насув Мармороського масиву на Рахівську зону	Насув Буркунської зони на Красношорську, Свидовецьку і Чорногорську
Породи комплексу	Долерити і базальти На-толейтової серії, пікритові туфи	Трахідолерити К-серії	Базальти і долерити На-толейтової серії, лерцоліти	Базальти, андезитобазальти, трахіти К-На серії
Тип магматизму	Океанічний	Континентальний	Океанічний	Субконтинентальний
Час прояву магматизму	T_3-K_1	K_1	T_3-K_1	K_1
Первинне розташування	Меліатсько-Закарпатсько-Муреаський прогин	Північнопісінська кордильєра	Трансільванський прогин	Мармороська кордильєра Рахівсько-Северинський прогин

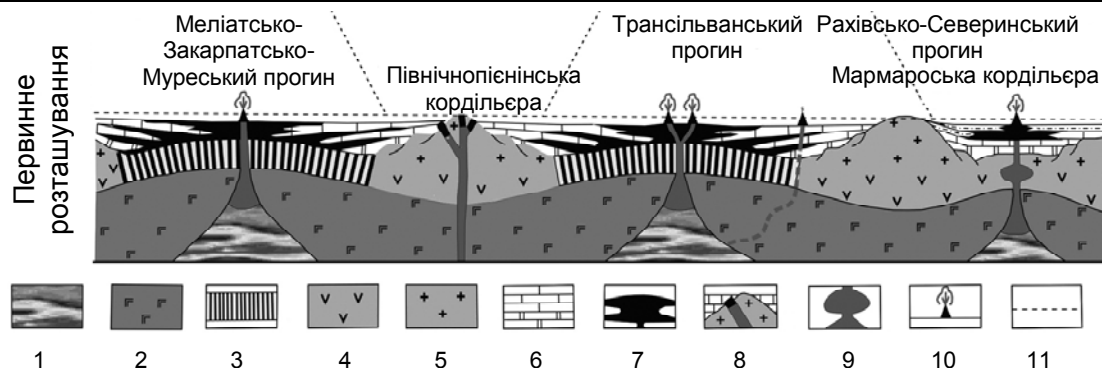


Рис. 3. Магматизм і будова літосфери Карпатського регіону на ранньоальпійському етапі:

Верхня мантія: 1 – астеносфера (підплавлений шпінелевий лерцоліт); 2 – перидосфера (шпінелевий лерцоліт, зустрічаються також верліти, гарцбургіти, піроксеніти). Земна кора: 3 – кора океанічного типу (габро-серпентиновий шар); 4-5 – кора континентального типу; 4 – нижня ("базальтова") кора (габро, габро-норити, габро-піроксеніти, анортитові норити, анортитові піроксеніти, гіперстенові анортозити, горнблендити), 5 – верхня ("гранітно-метаморфічна") кора (гарніти, гарнат-біотитові, плагіоклазові та інші гнейси, амфіболові сланці); 6 – ранньоальпійські осадові комплекси; 7 – магматичні ефузивні комплекси; 8 – магматичні гіпібазальні утворення; 9 – магматичні вогнища, підвідні канали, проміжні камери; 10 – прояви вулканічної діяльності; 11 – водна поверхня. Речовинний склад глибинних зон на підставі вивчення ксенолітів [2, 8]

Як свідчать петрохімічні, геохімічні та мінералогічні властивості магматичних порід, на території сучасного Закарпаття виявилися суміщеними утворення, що характеризують різко відмінні тектонічні обстановки: пікритові туфи і лави свідчать про потужну континентальну літосферу на початку розколу, базальти і діабазы На-толеїтової серії формації натрієвих базальтів – про існування потоншеної літосфери і новоутвореної океанічної кори, що сформувалася внаслідок розсіяного спредінгу в енсиматичному трозі (Меліатсько-Закарпатсько-Муреському). Так само в енсиматичному трозі, але вже в іншому (Трансільванському), утворився угольський комплекс ультрабазитів і На-толеїтових діабазів. Цей трог відокремлювався від першого блоком континентальної кори, про існування якого свідчать висококалієві трахідолерити вульховицького комплексу, а також деякі інші дані, зокрема, екзотичні уламки кристалічних порід цього блоку, що в подальшій історії проявив себе як Північнопісінська кордільєра [14, 15].

У цьому ж трозі, тільки південно-східніше, утворився і рахівсько-чивчинський комплекс. Детальне обґрунтування подібної реконструкції наведено нами в роботі [7].

Диференційований тростянецький комплекс, породи якого відносяться до калій-натрієвої серії базальт-трахітової формації, фіксує собою існування в ранній

крейді енсіалічного трого (Рахівсько-Северинського), що розташовувався паралельно першим двом на північний схід від Мармароської кордильєри. Цей трог мав потоншену континентального типу кору, місцями з енсиматичними зіяннями (на що вказують андезитобазальти г. Петрос) і простягався з нашої території далеко на південний схід у Південні Карпати [18], поступово розкриваючись у цьому напрямку і втрачаючи континентальну кору, про що свідчить зміна характеру магматизму на океанічний.

Аналіз фактичного матеріалу, покладеного в основу цього варіанту, дозволяє не тільки скласти уявлення про палеоструктуру континентальної кори, але й дає можливість оцінити переваги і вади різних геодинамічних моделей і визначитися у виборі провідних процесів і рушійних сил, під дією яких проходила деструкція пра-Карпат і закладення на їхньому місці геосинкліналі, а саме – віддати перевагу пасивному рифтингу.

Висновки. Проведені ретроспективні побудови на підставі наявних геолого-геофізичних і петрологічних матеріалів дали можливість відтворити еволюцію і кінцевий результат деструкції континентальної кори пра-Карпат, власне, до того моменту, з якого почався новий, принципово відмінний, флішовий, етап розвитку альпійської геосинкліналі (рис. 4, 5).

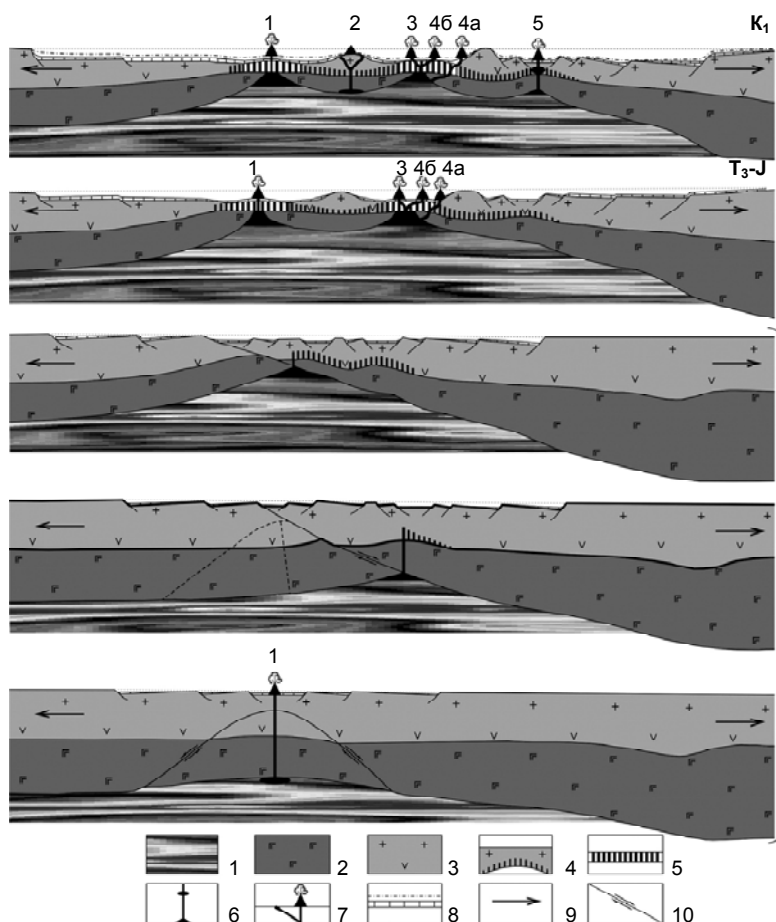


Рис. 4. Магматизм і еволюція структури літосфери Карпатського регіону в ранньому мезозої:

1 – астеносфера; 2 – перидотсфера; 3 – континентальна кора; 4 – континентальна кора, збагачена основним матеріалом; 5 – океанічна кора; 6 – магматичні вогнища, підвідні канали і проміжні камери; 7 – прояви магматизму: а – гіпабісального, б – ефузивного; 8 – осадові породи; 9 – напрямок руху плит; 10 – розломи.

Цифрами позначені магматичні комплекси: 1 – закарпатський, 2 – вульховицький, 3 – угольський, 4 – рахівсько-чивчинський (а – рахівський, б – чивчинський підкомплекс), 5 – тростянецький

Отримана картина дозволяє охарактеризувати ранньоальпійську структуру регіону як область дроблення (крашінгу) гранітно-метаморфічної кори, тобто як об-

ласть, де ділянки з новоутвореною океанічною корою чергуються з континентальними блоками. Запропонований варіант реконструкції палеоструктури регіону

базується на обширному фактичному матеріалі по осадових і магматичних утвореннях того часу та добре узгоджується із загальною картиною будови Карпато-Балканського геосинклінального поясу.

Ця схема відображає ситуацію, що склалася в регіоні в середині пізньої юри, коли існували одночасно всі енсиматичні прогини, хоча і на різних стадіях розвитку. Зокрема, в Меліатському сегменті, східній частині Вардари і Офілітовій зоні вже відбувалося скупчення океанічної кори і поступове їх закриття, в Муреському – субдукція, що супроводжувалася вапнисто-лужним магматизмом, а Рахівсько-Северинський (Сіретський) трог тільки почав розкриватися.

Крім асинхронності подій привертає увагу і різний механізм закриття енсиматичних трогів. Поглинання океанічної кори внаслідок класичної субдукції з вапнисто-лужним магматизмом відбувалося лише в Муреському й Вардарському сегментах системи енсиматичних трогів. У інших місцях океанічна кора була або обдукована, або перекрита континентальними

блоками внаслідок їх проковзування по різних горизонтах, або, що нам здається найвірогіднішим, мала місце комбінація цих механізмів – так звана "крокодилова тектоніка", або "тектоніка клинів", коли окремі пластини океанічної кори насуваються на сусідні континентальні блоки, а решта її разом з нижньою частиною гранітно-метаморфічної кори підсувається (нагнітається за рахунок в'язкопластичної течії) під них. Тільки таким чином можна пояснити особливості будови і розвитку як поверхневої, так і глибинної структури Карпат, особливо появу так званого "шару Кука", що представляє собою речовину нижньої кори основного складу, перетворену в гранатові еклогіти і грануліти в термодинамічних умовах, у які вона потрапила саме за рахунок в'язкопластичного нагнітання. Утім, до кінця ранньої крейди майже всі енсиматичні трогови так чи інакше були закриті і всі верхньокрейдові і палеогенові відклади формувалися при переважанні стискувальних зусиль на континентальній корі.

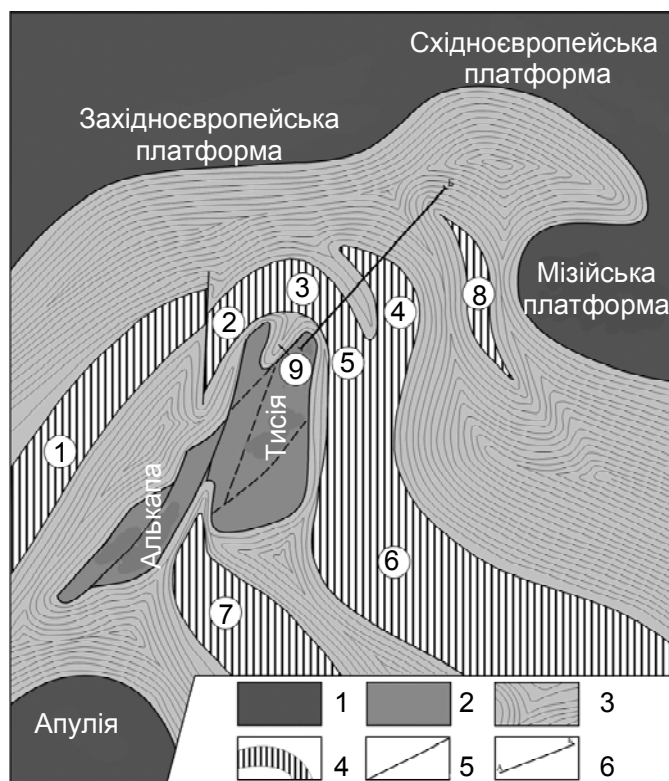


Рис. 5. Структура Панкардії і суміжних теренів у ранньому мезозої:

1 – кора платформ; 2 – кора континентальних блоків Панкардії; 3 – стоншена різною мірою енсіліалічна кора геосинклінальних трогів; 4 – енсиматичні трогови; 5 – основні розломи; 6 – лінія палеопрофілю (рис. 3).

Цифрами в колах позначені енсиматичні трогови та їхні ділянки: 1 – Лігурійсько-П'ємонтський (Пеннінський) трог; 2-6 – Вардарсько-Меліатський трог та його ділянки; 2 – Меліатська, 3 – Закарпатська, 4 – Трансільванська; 5 – Муреська, 6 – Вардарська; 7 – Офіолітовий трог; 8 – Рахівсько-Северинівський (Сірет) трог; 9 – Мечек-Дебреценський енсіліалічний прогин

Ми наголошуємо на цьому, бо останнім часом у різних публікаціях проводиться ідея, що всі флішові комплекси формувалися на океанічній корі. Цьому, на нашу думку, суперечить як відсутність її фрагментів у решті Карпатських зон, так і речовинний склад геосинклінальних комплексів, представлених продуктами руйнування кордільєр (а саме вони були основним джерелом теригенового матеріалу), складених гранітно-метаморфічними комплексами. За рахунок руйнування океанічної кори такої кількості кварцового матеріалу отримати неможливо. А звідси і відповідний підхід до визначення природи кайнозойського магматизму як регіону Українських Карпат, так і Панкардії в цілому [3].

Список використаних джерел:

1. Варичев О.С., (1994). Петрологія мезозойських вулканітів Українських Карпат: Автореф. дис. ... канд. геол.-мін. наук. Київ, 1994, 21.
2. Varychev O.S., (1994). Petrology of Mesozoic volcanic rocks in the Ukrainian Carpathian [Petrologiya mezozoys'kykh vulkanitiv Ukrainy's'kykh Karpat]: Thesis of Dissertation of candidate of geological-mineralogical Sci., Kyiv, 1994, 21 (In Ukrainian).
3. Грачев А.Ф., Добржинецкая Л.Ф., (1987). Структурная анизотропия мантийных ксенолитов из неогеновых вулканитов Центральной Европы и ее значение для интерпретации азимутальной сейсмической анизотропии литосферы. Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука, 150–153.
4. Grachev A.F., (1987). Structural anisotropy of mantle xenoliths from the Neogene volcanics of Central Europe and its significance for the interpretation of seismic azimuthal anisotropy of the lithosphere. Deep xenoliths and structure of the lithosphere [Struktural'naya anizotropiya mantiynykh ksenolitov iz neogenovykh vulkanitov Tsentral'noy Yevropy i yeye znacheniye dlya interpretatsii azimutal'noy seysmicheskoy anizotropii]

litosfery. Glubinnyye ksenolity i stroyeniye litosfery]. Nauka Publishing, Moscow, 150–153 (In Russian).

3. Ляшкевич З.М., (2013). Еволюція і генезис кайнозойського вулканізму Панкардії. Континентальний неовулканізм альпійської складчастої зони Східної Європи. Мат-ли Міжнародної науково-практичної конференції. Київ, 4–5 березня 2013, 1 електронний опт. диск (CD-ROM): 12 см, 33–38.

Lyashkevych Z.M., (2013). Evolution of Cenozoic volcanism and genesis of PANKARDI [Evolutsiya i henezys kaynozoy's'koho vulkanizmu Pankardiyi]. Continental neovulkanizm Alpine folded zone of Eastern Europe. Proceedings of the International Scientific Conference. Kyiv, 4–5 March 2013, 1 electronic optical disk (CD-ROM): 12 cm, 33–38 (In Ukrainian).

4. Медведев А.П. (1990). Основные черты глубинного строения. Геотектоника Волино-Подольи. К.: Наукова думка, 12–21.

Medvedev A.P. (1990). The main features of the deep structure. Geotectonics Volyn-Podolia [Osnovnyye cherty glubinnogo stroyeniya. Geotektonika Volyno-Podolii]. Naukova dumka Publishing, Kyiv, 12–21 (In Russian).

5. Медведев А.П., (1992). Модель астеносферы Украинских Карпат и суміжних районів Паннонської западини (за мантийними ксенолітами). Геологія і геохімія горючих копалин, 3 (80), 20–24.

Medvedev A.P., (1992). Model of asthenosphere of Ukrainian Carpathians and adjacent areas of the Pannonian basin (for mantle xenoliths) [Model' astenosfery Ukrayins'kykh Karpat i sumizhnykh rayoniv Pannons'koyi zapadyny (za mantiynymy ksenolitamy)]. Neolohiya i heokhimiya horyuchykh kopalyn – Geology and Geochemistry of Combustible Minerals, 3 (80), 20–24 (In Ukrainian).

6. Медведев А.П., (1992). Про природу границі Мохоровичича в західному регіоні України. Геологія і геохімія горючих копалин, 4 (81), 3–9.

Medvedev A.P., (1992). On nature of Moho boundary in the western region of Ukraine [Pro pryrodu hranytsi Mokhorovychicha v zakhidnomu rehioni Ukrayiny]. Neolohiya i heokhimiya horyuchykh kopalyn – Geology and Geochemistry of Combustible Minerals, 4 (81), 3–9 (In Ukrainian).

7. Медведев А.П., Варичев О.С., (2000). Пра-Карпати (конструкція і деградація). Львів, 115.

Medvedev A.P., Varychev O.S., (2000). Ancient Carpathians (construction and destruction) [Pra-Karpaty (konstruktsiya i destrukttsiya)]. Lviv, 115 (In Ukrainian).

8. Молявко В.Г., Остафийчук И.М., (1987). Состав и морфология глубинных ксенолитов в эффузивах Центральных и Западных Карпат. Геологический журнал, 47, 3, 24–31.

Molyavko V.G., Ostafiychuk I.M., (1987). Composition and morphology of deep-seated xenoliths in effusive Central and Western Carpathians [Sostav i morfologiya glubinnnykh ksenolitov v effuzivakh Tsenral'nykh i Zapadnykh Karpat]. Geologicheskii zhurnal – Geological Journal, 47, 3, 24–31 (In Russian).

9. Павлюк М.І., Медведев А.П., (2004). Панкардія: проблеми еволюції. Львів: Ліга-Прес, 108.

Pavlyuk M.I., Medvedev A.P., (2004). PANKARDI: Problems of evolution [Pankardiya: problemy evolyutsiyi]. Lviv, Liga-Pres Publishing, 108 (In Ukrainian).

10. Павлюк М.І., Медведев А.П., (2006). Розвиток Карпатського періоду в структурі Панкардії. Проблеми геології та нафтогазоносності Кар-

пат. Тези доповідей Міжнародної наукової конференції, Львів, 2006, 172–174.

Pavlyuk M.I., Medvedev A.P., (2006). The development of the Carpathian region in the structure PANKARDI [Rozvytok Karpatskoho rehionu v strukturi Pankardiyi]. Problems of geology and hydrocarbon Carpathians. Proceedings of the International Conference, Lviv, 2006, 172–174 (In Ukrainian).

11. Павлюк М.І., Медведев А.П., (2007). Про природу геотектонічних рухів (нотатки до деяких гіпотез). Геологія і геохімія горючих копалин, 3, 19–42.

Pavlyuk M.I., Medvedev A.P., (2007). On the nature of tectonic movements (a note to some hypotheses) [Pro pryrodu heotektonichnykh rukhiv (notatky do deyakykh hipotez)]. Neolohiya i heokhimiya horyuchykh kopalyn – Geology and Geochemistry of Combustible Minerals, 3, 19–42 (In Ukrainian).

12. Павлюк М.І., Медведев А.П., (2013). Магматизм і структура літосфери Панкардії в ранньому мезозої. Континентальний неовулканізм Альпійської складчастої зони Східної Європи. Мат-ли Міжнародної науково-практичної конференції, Київ, 4–5 березня 2013, 1 електронний опт. диск (CD-ROM): 12 см, 26–29.

Pavlyuk M.I., Medvedev A.P., (2013). Magmatism and lithospheric structure of PANKARDI in early Mesozoic [Mahmatyzm i struktura litosfery Pankardiyi v rann'omu mezozoyi]. Continental neovulkanizm Alpine folded zone of Eastern Europe. Proceedings of the International Scientific Conference. Kyiv, 4–5 March 2013. 1 electronic optical disk (CD-ROM): 12 cm, 26–29 (In Ukrainian).

13. Ляшкевич З.М., Медведев А.П., Крупский Ю.З. и др., (1995). Тектономагматическая эволюция Карпат. К.: Наукова думка, 132.

Lyashkevich Z.M., Medvedev A.P., Krupskiy YU.Z. et al., (1995). Tectonomagmatic evolution of the Carpathians [Tektonomagmaticheskaya evolyutsiya Karpat]. Kyiv, Naukova Dumka Publishing, 132 (In Russian).

14. Чернов В.Г., (1977). Строение Северопенинской кордильеры в Карпатской геосинклинальной системе. Геотектоника, 2, 93–104.

Chernov V.G., (1977). Structure of Northern Pienin Cordillera in the Carpathian geosynclinal system [Stroyeniye Severopeninskoy kordil'yery v Karpatskoy geosinklinal'noy sisteme]. Geotektonika – Geotectonics, 2, 93–104 (In Russian).

15. Чернов В.Г., (1984). Псефиты Советских Карпат. М.: Изд-во Моск. ун-та, 300.

Chernov V.G., (1984). Psephites of Soviet Carpathians [Psefity Sovetskikh Karpat] MGU Publishing, Moscow, 300 (In Russian).

16. Павлюк М., Медведев А., (2006). Matter of principle of the evolution of the Earth's crust of Pancardi (the Pannonian-Carpathians-Dinarides region). Proceedings XVIIIth Congress of the CBGA, Belgrade, Serbia, 3–6 September 2006, 446–449.

17. Павлюк М., Медведев А., (2008). Tectonic nature and formation stages of the elements of the pre-Alpine structure in the Western Ukraine. The 33rd International Geological Congress, Oslo, 6–14 August 2008, 1 electronic optical disk (CD-ROM): 12cm.

18. Sandulescu M., (1975). Essai de synthèse structurale des Carpathes. Bull. Soc. Geol. Fr., 17, 3, 299–358.

Надійшла до редколегії 01.07.14

M. Pavliuk, Corresponding Member of NAS of Ukraine, Head of IGGGKI
E-mail: gggk@mail.lviv.ua

A. Medvedev, Cand. Sci. (Geol.-Min.)
Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals
National Academy of Sciences of Ukraine
3-a Naukova Str., Lviv, 79060, Ukraine
E-mail: medvedev.albert@mail.ru

PANKARDI MAGMATISM AND STRUCTURE IN EARLY MESOZOIC

Mesozoic magmatic formations on the territory of Ukraine occur in the basement of the trans-Carpathian basin, on the southern slope of the folded Carpathians, in the areas of Marmaros massif thrusting over Rakhiv and Burkut zones.

These are not genetically uniform single sets of rocks, but rather the segments of tectonically and originally various complexes formed in the distinct tectonic environment on evolutionary differing crusts: continental crust (Vulkhovcici complex, picrite tuffs, Carpathian complex lavas); subcontinental crust (Trostanetskyi complex) and oceanic one (trans-Carpathian, Uholskyi, and Rakhiv-Chyvyhynskyi complexes). Early Alpine structure of the Carpathians is not inherited from the previous stages; it resulted from the destruction of the earlier existing granite-metamorphic crust in the Early Mesozoic.

Basic rocks in Rakhiv-Chyvyhynskyi, Uholskyi, and the trans-Carpathian complexes have close chemical composition. These are mainly common basalts, sometimes subalkaline rocks or toleities, which belong to sodium (less commonly to sodium-potassium) series close to the oceanic toleities. They are likely to have formed during undepleted mantle dissemination that had been partially differentiated.

In Transylvanian ensimatic trough there formed Uholskyi ultramafic complex and Na-toleitic diabase. By microelements distribution Uholskyi complex is close to the standards of the upper mantle. Uholskyi ultramafic complex may represent fragments of the upper mantle protrusional outbursts. Similar rock complexes are known in other parts of PANKARDI. Rocks of differentiated Trostanetskyi complex belong to K-Na series of basalt-trachyte formation, which may have been as Rakhiv-Severyn ensialitic trough on the thinned continental crust in the Early Cretaceous. Rocks of Trostanetskyi complex are characterized by an increased degree of differentiation, subalkalinity, potassium-sodium series and increased aluminosity.

The ensimatic troughs mentioned above are separated by thin blocks of continental crust represented by high potassium trachyte-dolerites of Vulkhovcici complex and other units.

The data analysis proposed a scheme of paleostructures in the continental crust and suggested a geodynamic model of the region. The Early-Alpine structure is an area of crushed granite-metamorphic crust altered by newly-formed oceanic crust. In the middle of Late Jurassic, there were present all ensimatic troughs with different geodynamic closures. By the end of the Early Cretaceous almost all ensimatic troughs had been closed and all Upper Cretaceous and Paleogene sediments were predominantly formed by compressional stresses.

Key words: PANKARDI, tectonics, magmatism, ophiolites, continental crust, oceanic crust.

М. Павлюк, член-кор. НАН Украины

E-mail: igggk@mail.lviv.ua,

А. Медведев, канд. геол.-минералог. наук,

E-mail: medvedev.albert@mail.ru,

Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины,

ул. Научная, 3-а, г. Львов, 79060, Украина

МАГМАТИЗМ И СТРУКТУРА ПАНКАРДИИ В РАННЕМ МЕЗОЗОЕ

Мезозойские магматические образования на территории Украины распространены в фундаменте Закарпатского прогиба, на южном склоне складчатых Карпат, в зонах надвигов Мармарошского массива на Раховскую и Буркутскую зоны. Это не однообразный генетически единый набор пород, а фрагменты различных по происхождению комплексов, каждый из которых образовался в определенной, отличной от других, тектонической обстановке на коре различного типа: континентальной (вулканогенный комплекс, пикритовые туфы и лавы закарпатского комплекса), субконтинентальной (тростянецкий комплекс) и океанической (закарпатский, угольский и раховско-чивчинский комплексы). Раннеальпийская структура территории Карпат не является унаследованной от предыдущих этапов, а образовалась в результате деструкции в начале мезозоя ранее сложившейся гранитно-метаморфической коры.

Отмечается близость химического состава основных пород раховско-чивчинского, угольского и закарпатского комплексов. Это преимущественно базальтоиды нормального, иногда субщелочного, ряда, с выраженной натриевой, значительно реже калий-натриевой, сериальностью, формационно близкой к океаническим толеитам. Наиболее вероятно, что они образовались в условиях рассеянного спрединга за счет неустойчивости мантии и частично подверглась дифференциации.

В Трансильванском энзиматическом трогее образовался угольский комплекс ультрабазитов и Na-толеитовых диабазов. По характеру распределения элементов-примесей он очень близок к идеальной верхней мантии. Возможно, это фрагменты вещества верхней мантии, выведенного на поверхность в виде протрузий. Подобные породные комплексы известны и в других районах Панкардии.

Породы дифференцированного тростянецкого комплекса относят к K-Na серии базальт-трахитовой формации, что фиксирует собой существование в раннем мелу Раховско-Северинского энзиматического трога на утонченной коре континентального типа. Породы комплекса характеризуются повышенной степенью дифференциации, субщелочным характером, калий-натриевой сериальностью и повышенной глиноземистостью.

Разделяет указанные энзиматические трогии мощный блок континентальной коры, представленный высококальциевыми трахидолеритами вулканогенного комплекса и другими образованиями.

Анализ фактического материала позволил составить представление о палеоструктурах континентальной коры и предложить геодинамическую модель региона. Раннеальпийская структура составляла область дробления (крашинга) гранитно-метаморфической коры, с чередованием с участками вновь образованной океанической коры. В середине поздней юры существовали одновременно все разновозрастные энзиматические трогии с различными механизмами закрытия. К концу раннего мела почти все энзиматические трогии так или иначе были закрыты и все верхнемеловые и палеогеновые отложения формировались при преобладании сжимающих усилий на континентальной коре.

Ключевые слова: Панкардия, тектоника, магматизм, офиолиты, континентальная кора, океаническая кора.

УДК 551.21:552.3(234.9)

Л. Демина, канд. геол.-минералог. наук, вед. науч. сотр.

E-mail: lidem06@rambler.ru

М. Промыслова, канд. геол.-минералог. наук, ст. науч. сотр.;

М. Мышенкова, магистр

E-mail: Zf12@rambler.ru

Н. Короновский, д-р геол.-минералог. наук, проф., зав. каф. динамич. геол.

E-mail: koronovsky@rambler.ru

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

ГСП-1, Ленинские горы, д. 1, г. Москва, 119991, РФ

ПРИЗНАКИ ИМПАКТОГЕНЕЗА В ПРОДУКТАХ САМОСТОЯТЕЛЬНЫХ ЦЕНТРОВ ИЗВЕРЖЕНИЯ ЗАПАДНОГО ПРИЭЛЬБРУСЬЯ

(Рекомендовано членом редакционной коллегии доктором геол. наук, проф. В.А. Михайловым)

К импактогенезу относятся преобразования горных пород под воздействием ударных волн. Глубинный тип импактогенеза обусловленный глубинными взрывами уплотненных флюидов. Флюидолиты характеризуются специфическими структурами и текстурами, минеральным и химическим составом, геологическим строением тел, что позволяет отличить их от сходных осадочных и туфогенных пород. В продуктах самостоятельных центров извержения Западного Приэльбрусья описаны шесть различающихся по составу стекол, в том числе близких к плагиоклазовому и кварцевому. Такой набор исходных расплавов – следствие эндогенного импактогенеза. При изучении гиперстенов, биотитов, плагиоклазов вулканитов установлен резко различный их генезис, имеющий связь как с магматизмом, так и указывающий на их ксеногенную природу, а также несущие признаки деформаций и метаморфических изменений.

Предложена модель эволюции неоген-четвертичного магматизма Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса с ведущей ролью окисления глубинных трансмагматических флюидов, где находит место эндогенный импактогенез. Окисление основных компонентов флюида (H_2 , CH_4 , CO) происходит со значительным выделением тепла, а сами реакции носят взрывной характер. Концентрация флюидов и пути их миграции связаны с ослабленными зонами разрывных нарушений в земной коре. Дробление пород субстрата способствует интенсивному плавлению и образованию магм более однородного состава, что и наблюдается в продуктах извержения центра Битюк-Тюбе при переходе от флюидолитов к флюидолитолавам и пемзам. Глубинные взрывы флюидов инициируют, с одной стороны, плавление субстрата, а с другой – подготавливают и разрабатывают каналы, по которым впоследствии извергается магматический материал.

Первые порции извержений представляли собой жидко-газово-твердые взвеси, в которых собственно магматический материал составлял всего лишь несколько процентов, и по сути это не магматические породы. В дальнейшем, при прогрессирующем плавлении субстрата, количество газово-твердой составляющей в продуктах извержения понижается, а доля расплава, напротив, постепенно увеличивается, увеличивается их вязкость, а скорость течения замедляется. Наконец, извержения завершаются наиболее вязкими магматическими расплавами, образующими пемзы, которые фактически остаются на месте извержения, так как не способны к течению.

Эндогенный импактогенез, по-видимому, проявлялся значительно шире, чем это принято считать в настоящее время, и предшествовал не только проявлению основного, ультраосновного и щелочного магматизма, но играл также ведущую роль в зарождении кислых магм в пределах земной коры коллизионных областей.

Ключевые слова: флюидолиты, глубинные взрывы флюидов, вулканизм, импактогенез, Приэльбрусье.

Введение. К импактогенезу относятся преобразования горных пород под воздействием ударных волн, поро-

жденных взрывами высокого энергетического уровня. Выделяется два типа импактогенеза: космогенный, свя-

занный с падением метеоритов и эндогенный, обусловленный глубинными взрывами уплотненных флюидов [6]. Глубинным взрывам флюидов в настоящее время придается большое значение при обсуждении генезиса флюидолитов – нового генетического типа эндогенных горных пород. Флюидолиты характеризуются специфическими структурами и текстурами, минеральным и химическим составом, геологическим строением тел, что позволяет отличить их от сходных осадочных и туфогенных пород [7]. В то же время они обнаруживают ряд признаков, сближающих их с продуктами импактогенеза.

Принципиальное отличие импактогенеза от эксплозивного вулканизма, связанного с промежуточными магматическими очагами, заключается в том, что эксплозивный вулканизм, даже в его крайних проявлениях, не приводит к образованию импактитов, главным признаком которых является наличие диаплектовых стекол, образующихся при изохорном плавлении отдельных минералов за счет взрывного подъема температуры. При этом образуются различные по химическому составу расплавы вплоть до близких к мономинеральным. Подобные признаки установлены нами для продуктов самостоятельных центров извержения Западного Приэльбрусья.

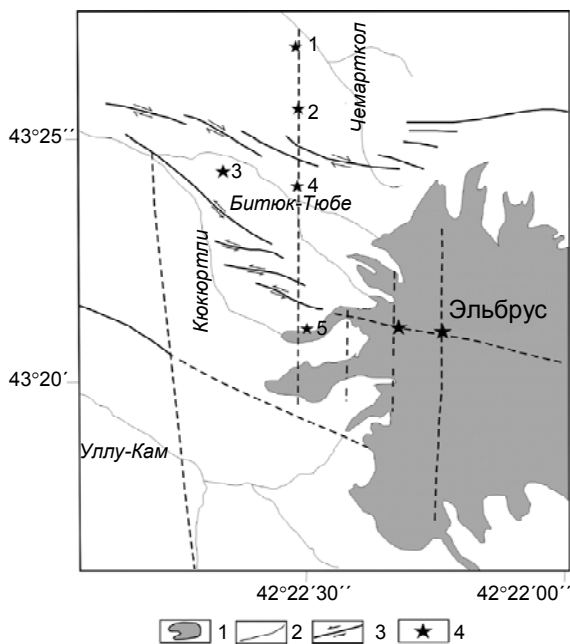


Рис. 1. Геологическое положение и состав продуктов самостоятельных центров извержения

Разрывные нарушения по [Рогожин и др., 2005; Короновский, 1968]: 1 – ледники, 2 – реки, 3 – разрывные нарушения и направления смещения по ним, 4 – самостоятельные центры извержения: 1 – Чечуркол, 2 – Чучур, 3, 4 – Битюк-Тюбе, 5 – Кюкюртли

Западнее вулкана Эльбрус в поле развития палеозойских гранитов и метаморфических сланцев, а также средне- и позднепалеозойских пород Передового хребта находится пять изолированных выходов флюидогенных и вулканических пород (рис. 1), образовавшихся из самостоятельных подводящих каналов. Разрезы продуктов извержения этих центров очень похожи – начинаются с продуктов выброса жидко-газово-твердой взвеси, образовавшей флюидолиты, и заканчиваются риолитовыми пемзами. Нами наиболее детально изучен центр извержения, расположенный на правом борту долины р. Битюк-Тюбе в ее среднем течении на высоте 3000 м над уровнем моря (точка 4 на рис. 1). Продукты извержения слагают здесь тело длиной 1800 м и шириной 1600 м, частично перекрытое молодыми скло-

новыми отложениями. В их разрезе снизу вверх отчетливо выделяются четыре толщи: черные массивные флюидолиты, серые флюидолиты игнимбритового типа, красные полосчатые флюидолитолавы и пемзы. Черные и серые флюидолиты обнажаются в обоих бортах реки, в то время как полосчатые флюидолитолавы и пемзы приурочены непосредственно к центру извержения и распространены только на правом борту реки выше отметки 2900 м. На левом борту р. Битюк-Тюбе флюидолиты перекрыты вулканокластической толщей.

Микрозондовые исследования образцов горных пород выполнены в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ на базе растрового (сканирующего) электронного микроскопа "Jeol JSM-6480LV" с комбинированной системой рентгеноспектрального микроанализа, объединяющей энергодисперсионный "INCA-Energy 350" (окно ATW-2) и волновой дифракционный четырехкристалльный спектрометр "INCA-Wave 500" (кристаллы LiF200, TAP, PET и LSM-80N).

Черные массивные флюидолиты сложены обломками розовато- и бледно-фиолетового кварца, биотита, плагиоклаза, микроклина, пироксенов, биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов, гранитов, а также лепешковидными образованиями светлого цвета кварц-полевошпатового состава. Обломки часто оголованы, имеют округлую и овальную форму. Зерна кварца сильно раздроблены, похоже, что он взорван изнутри. Плагиоклаз разбит серией трещин, часто с образованием планарных структур. Чешуйки биотита сильно деформированы, имеют оборванные концы, содержат полосы смятия, при этом наблюдается смещение и изогнутость отдельных частей по спайности. Размеры обломков варьируют в широком диапазоне, обломки погружены в мелко- и микрообломочный матрикс аналогичного состава. Выделяются также участки с заметной флюидальностью, содержащие стекло и редкие мелкие фьямме шириной до 2000 мкм (рис. 2, А). Фьямме имеют довольно сложное зональное строение, при этом разные зоны сложены стеклами, существенно отличающимися по химическому составу. Стекла более светлого цвета (табл. 1, анализ 1) заметно обогащены калием ($K_2O/Na_2O=2,63$) и обеднены натрием и кальцием по сравнению со стеклами более темного цвета (табл. 1, анализы 2, 3), где соотношение K_2O/Na_2O составляет всего 0,61–0,15.

Лепешковидные образования размером до 1-2 см сложены обломками незонального основного и среднего плагиоклаза со сглаженными краями (рис. 2, Б). Редко встречаются крупные зерна с хорошо выраженными гранями кристаллов (рис. 2, В). Цемент представлен преимущественно светлым стеклом с редкими участками стекла темного цвета, которые заметно различаются по содержанию щелочей и кальция. Светлые стекла (табл. 1, анализы 4, 5) в отличие от темных (табл. 1, анализ 6) содержат также титан и магний и обогащены железом. Девитрификация проявлена в образовании каплевидных микровыделений (до 5 мкм) калиевого полевого шпата в светлых и альбита в темных стеклах, интерстиции между которыми выполнены материалом кварцевого состава. В отдельных участках матрикса находятся скопления стекляных шариков размером 30–50 мкм кварцевого и плагиоклазового состава. В крупных зернах плагиоклаза отчетливо проявлены следы плавления с образованием плагиоклазового стекла (табл. 1, анализ 7). В центральных частях расплавленных участков находится кварцевое стекло с заметной примесью натрия (0,11%) и алюминия (0,58). Выделения кварцевого стекла в матриксе содержат еще более высокое количество этих элементов: (0,24 и

0,69 соответственно). Подобные стекла относятся к лешательеритам, широко распространенным в импактных образованиях как эндогенных, так и экзогенных. Отметим

также, что лепешковидные образования весьма характерны для зювитов – туфогенноподобных обломочных пород ударного происхождения [6].

Таблица 1

Химический и нормативный состав стекол в продуктах извержения центра Битюк-Тюбе

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
№ обр.	21/1a	21/1a	21/1a	21/1a	21/1a	21/1a	21/1a	11/1	11/1	26/2	26/2	25/5	25/5
SiO ₂	74,54	76,32	73,63	74,08	72,91	75,31	63,25	72,68	73,62	74,97	72,83	73,33	73,16
TiO ₂	0,16	0,25	0,19	0,15	0,18	-	-	0,19	0,22	0,18	0,17	0,21	0,23
Al ₂ O ₃	13,38	13,87	14,82	13,83	14,10	13,63	22,78	13,52	14,35	14,14	13,96	12,82	12,85
FeO	1,00	0,89	0,85	1,13	0,95	0,42	0,10	0,91	0,92	0,46	0,28	1,06	1,05
MgO	0,15	0,16	0,12	0,17	0,11	-	-	-	0,11	0,10	-	0,19	0,13
CaO	0,35	2,43	1,98	0,43	0,49	1,69	3,65	0,55	2,99	0,80	0,67	1,00	0,87
Na ₂ O	2,70	5,07	4,60	2,42	2,81	4,27	8,30	3,24	4,49	3,12	2,98	3,43	3,42
K ₂ O	7,10	0,77	2,82	7,70	6,74	1,73	1,45	5,76	0,53	5,68	5,80	4,49	4,46
Σ	99,37	99,75	99,01	99,93	98,29	97,05	99,53	96,84	97,23	99,45	96,69	96,52	96,18
Нормы CIPW													
Q	30,15	37,97	31,40	28,55	29,39	39,48	2,00	30,93	39,39	33,16	32,84	34,48	34,76
Cd	0,62	0,28	0,61	0,73	1,31	1,69	1,33	0,93	0,98	1,41	1,62	0,59	0,85
Ort	42,23	4,56	18,63	45,55	40,53	10,40	8,60	35,15	3,22	33,76	35,45	27,14	27,41
Ab	22,99	43,00	39,31	20,49	24,19	36,75	70,44	28,30	39,07	26,55	26,08	30,08	30,09
An	1,75	12,08	9,92	2,14	2,47	8,53	17,05	2,82	15,26	3,98	3,44	5,14	4,46
Hyp	1,96	1,62	1,56	2,25	1,75	3,16	0,18	1,40	1,65	0,78	0,24	2,15	1,95
Ilm	0,31	0,48	0,36	0,29	0,35	-	-	0,37	0,43	0,34	0,33	0,41	0,45
K ₂ O/Na ₂ O	2,63	0,15	0,61	3,18	2,40	0,40	0,17	1,78	0,12	1,82	1,94	1,31	1,30

Химические анализы выполнены в лаборатории микроанализа кафедры петрологии геологического факультета МГУ, аналитик Е.В. Гусева: 1–7 – черные массивные флюидолиты; 8, 9 – серые флюидолиты игнимбритового типа; 10, 11 – флюидолиты; 12, 13 – пемзы; 1, 4, 5, 8 – светлые стекла, 2, 3, 6, 9 – темные стекла. Прочерк – не обнаружено

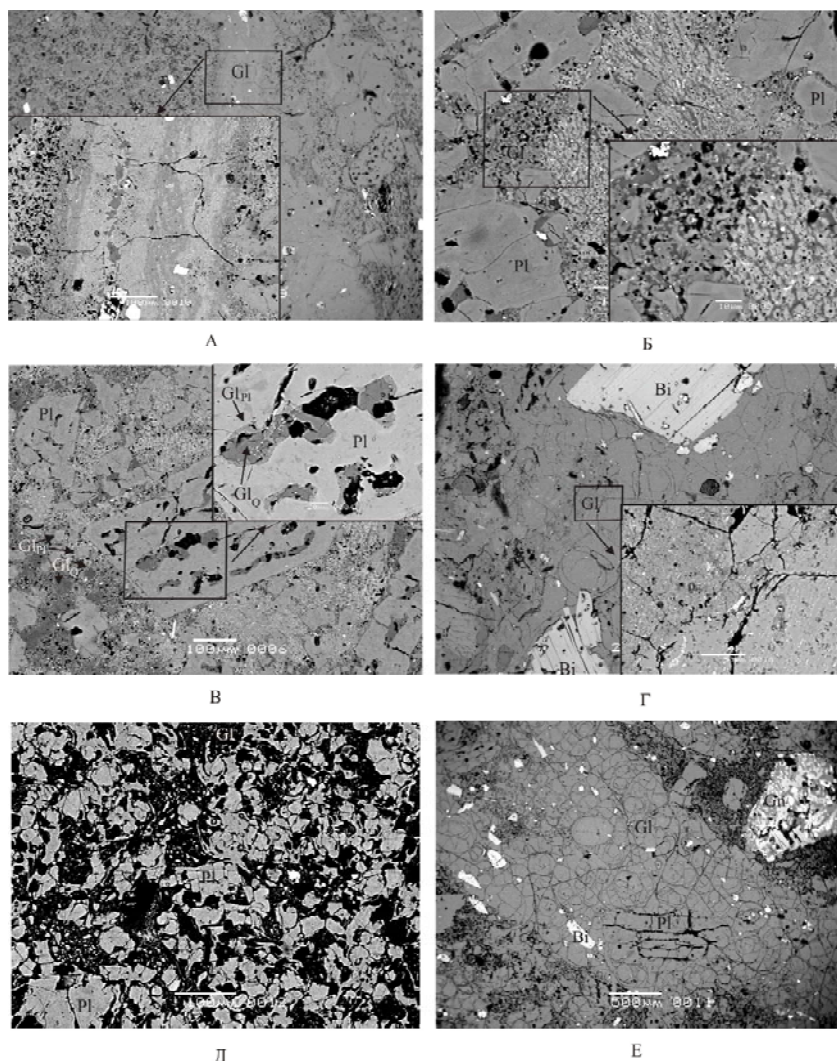


Рис. 2. Структуры продуктов извержения центра Битюк-Тюбе
Объяснения в тексте. Изображения в обратных электронах. Bi – биотит, Gl – стекло, Gp – гнейс, Нур – гиперстен, Pl – плагиоклаз, Q – кварц

Черные массивные флюидолиты перекрыты серыми разностями, в которых текстура подчеркнута ориентированным расположением фьямме, количество и размеры которых заметно возрастают вверх по разрезу от 1–2 до 10–15%. Для отдельных участков фьямме характерна перлитовидная отдельность (рис. 2, Г), они сложены стеклом с высоким содержанием щелочей, однако их соотношение не столь велико ($K_2O/Na_2O=1,78$; табл. 1, анализ 8), как у предыдущих пород. Вне фьямме и реже внутри них, наряду со светлыми стеклами, состав которых близок к стеклу фьямме, развиты темные, резко обедненные калием и обогащенные натрием и кальцием стекла (табл. 1, анализ 9). В участках светлого стекла хорошо видна микрополосчатость, обусловленная цепочками мелкой рудной пыли.

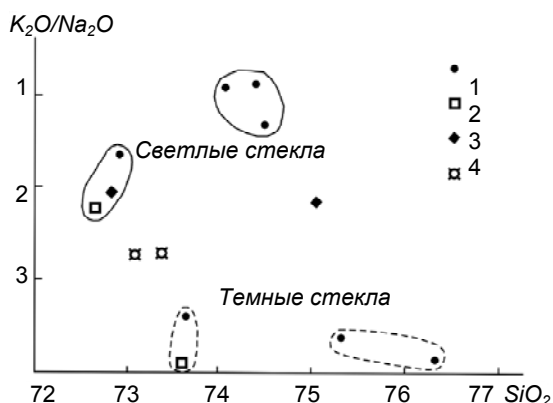


Рис. 3. Диаграмма K_2O/Na_2O-SiO_2 для стекол:

1 – черные массивные флюидолиты, 2 – серые флюидолиты игнибритового типа, 3 – флюидолитолавы, 4 – пемзы

Постепенно вверх по разрезу серые флюидолиты сменяются полосчатыми породами буровато-красного цвета, в которых резко возрастает количество стекла до 50% в матриксе (рис. 2, Д), а тонкие черные стекло-ватые полосы сложены перлитами (рис. 2, Е). Разница в химическом составе стекол заметна, но не столь существенна (табл. 1, анализы 10, 11), как для ранее описанных пород. Флюидолитолавы обладали повышенной вязкостью, поскольку их потоки распространялись не более чем на 150 м от центра извержения вниз по склону долины р. Битюк-Тюбе.

Разрез завершается риолитовыми пемзами, химический состав которых практически однороден (табл. 1, анализы 12, 13), они фактически фиксируют положение центра извержения.

Принадлежность первых двух толщ к флюидолитам основана не только на текстурно-структурных признаках, но и аномалиях химического состава, типичных для описанных ранее пород Северного Приэльбрусья [4].

На TAS-диаграммах все стекла попадают в поле риолитов, кроме плагиоклазового, соответствующего по составу трахитам. Отметим, что одновременно сосуществуют стекла всего спектра щелочности – от нормальных до щелочных. Таким образом, в наиболее ранних продуктах извержения центра Битюк-Тюбе зафиксировано четыре резко различающихся по кремнекислотности и соотношению K_2O/Na_2O расплава (рис. 3), а также два расплава, близких к мономинеральным – плагиоклазовому и кварцевому (рис. 4). Разнообразие расплавов сближает изученные породы с эндогенными импактитами, выделенными А.А. Маракушевым и др. (1993) и объясняется, вероятно, следствием взрывного изохорного плавления минералов с относительно низкой акустической жесткостью, к которым относятся кварц и полевые шпаты [9]. На диаграмме нормативного состава (рис. 4) хорошо видно, что калиевые стекла флюидолитов расположены в поле импактитов. Темные бедные калием стекла образуют обособленное поле.

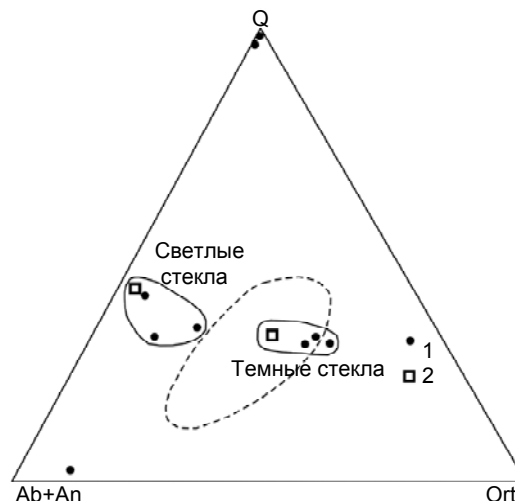


Рис. 4. Диаграмма нормативного состава стекол

Пунктиром показано поле импактитов по [Маракушев и др., 1993]:

1 – черные массивные флюидолиты,

2 – серые флюидолиты игнибритового типа

Особенности химического состава минералов.

Гиперстены, содержание которых не превышает 2–3%, разделяются на две группы. К первой относятся крупные (до 500 мкм), разбитые грубыми трещинками, часто измененные, имеющие либо пятнистое, либо зональное строение зерна неправильной, часто причудливой формы. Темные пятна, а также центральные части отдельных зерен гиперстена характеризуются присутствием хрома, более высокой магнезиальностью ($X_{Mg}=0,70–0,73$) и глиноземистостью по сравнению с каймами и светлыми пятнами ($X_{Mg}=0,57–0,54$). Для сильнотрещиноватого гиперстена из пемзы, разница в магнезиальности и глиноземистости незначительна ($X_{Mg}=0,59$ в центре и 0,54 в тонкой кайме). Подобные пироксены развиты во всех типах пород и встречаются как в матриксе, так и во фьямме.

Ко второй группе относятся мелкие (до 70 мкм) кристаллы правильной формы, развитые исключительно в стеклах фьямме и пемз. Зональность в них либо отсутствует, либо проявлена слабо, причем прямо противоположна тому, что наблюдается в гиперстенах первой группы: от центров кристаллов к их краям происходит незначительный рост магнезиальности от 0,55 до 0,60, а химический состав этой группы гиперстенов в целом близок к таковому у краевых частей минералов первой группы.

Очевидно, что генезис изученных гиперстенов резко различен. Минералы первой группы представляют собой обломки основных пород субстрата, которые впоследствии были перекристаллизованы по краям или трещинкам. Гиперстены второй группы, безусловно, имеют магматическое происхождение, причем увеличение магнезиальности к краевым частям минералов соответствует общему для всего Эльбурского вулканического района антидромному тренду магматизма.

Биотиты содержатся во всех типах пород в количестве до 5–7% и относятся к высокотитанистым разностям ($TiO_2=4,52–4,95\%$). Среди них выделяются как мелкие (до 500 мкм), так и достаточно крупные (до 2–3 мм), часто деформированные, с оторванными по спайности изогнутыми пластинами или целиком изогнутые чешуйки, а также измененные разности с оборванными краями. Биотиты из черных флюидолитов резко отличаются от минералов других пород повышенной магнезиальностью ($X_{Mg}=0,64–0,67$) и значительным содержанием фтора (3,01–3,53%), который отсутствует в биотитах других продуктов извержения. Подчеркнем, что химический состав биотитов, приуроченных к фьямме, и биотитов, находящихся в обломочном матриксе, практически одинаков. Подобные

высокофтористые безводные биотиты обычны в глубоко-метаморфизованных гнейсах гранулитовой фации.

В серых флюидолитах мелкие чешуйки биотита из фьямме и крупные деформированные, с оторванными, и изогнутыми частями биотита из обломочного матрикса, имеют одинаковый состав. В то же время, во фьямме недеформированный таблитчатый биотит (размеры до 500 мкм) отличается от предыдущих пониженной магнезиальностью и глиноземистостью.

В красных флюидолитолах изученные биотиты представляют собой, несомненно, ксеногенные образования, поскольку химический состав отдельных, в том числе мелких чешуек, расположенных в стеклах, и биотита из обломка гнейса практически одинаков.

В пемзах присутствуют изогнутые чешуйки биотитов, химический состав которых аналогичен составу биотитов из серых флюидолитов и красных флюидолитолах. В то же время мелкий биотит, включенный в кислый плагиоклаз, характеризуется наиболее низкой магнезиальностью ($X_{Mg}=0,44$) и по составу близок к недеформированным биотитам из фьямме серых флюидолитов.

Таким образом, генезис большинства биотитов не связан с магматическим процессом, они представляют собой обломки, часто сильно деформированные и измененные, метаморфических пород. Другая незначительная часть мелких включений в кислых плагиоклазах и отдельных свежих недеформированных табличек в стеклах кристаллизовалась из расплава.

Плаггиоклазы, количество которых варьирует в широких пределах, резко отличаются по основности. В черных флюидолитах развиты практически незональные лабрадоры и андезины, в которых лишь в тонкой краевой кайме основность незначительно понижается с 46 до 42% An. В серых флюидолитах крупные (до 2-3 мм) обломки кристаллов лабрадора (55% An) разбиты грубыми трещинками, вдоль которых происходит перекристаллизация с понижением основности плагиоклаза до 34% An. В матриксе красных флюидолитолах незональные обломки плагиоклаза (42% An) относятся к андезинам, а для стекла характерны более кислые (35% An) разности. В пемзах развиты кислые олигоклазы (28% An). Обломочный характер большинства плагиоклазов указывает на их ксеногенную природу. В то же время в стеклах красных флюидолитолах и пемзах встречаются мелкие и средние кристаллики зонального строения, причем количество тонких зон разного состава составляет один-два десятка. Подобные плагиоклазы, несомненно, кристаллизовались из расплава.

Закключение. Для объяснения особенностей химизма коллизионных вулканитов и эволюции неоген-четвертичного магматизма Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса была предложена модель с ведущей ролью окисления глубинных трансмагматических флюидов [3]. Окисление основных компонентов флюида (H_2 , CH_4 , CO) происходит со значительным выделением тепла, а сами реакции носят взрывной характер. Концентрация флюидов и пути их миграции связаны с ослабленными зонами разрывных нарушений в земной коре. Самостоятельные центры извержения Западного Приэльбрусья как раз и приурочены к такой зоне (рис. 1). Восточнее меридиана Эльбруса средняя высота вершин Главного Кавказского хребта приближается к 5 км, а западнее резко снижается на километр и более, что обусловлено системой флексур и разрывов, которые хорошо прослеживаются в Западном Приэльбрусье и на самом вулкане. В этом же районе установлены многочисленные палеосейсмодислокации [8]. Система меридиональных разломов и флексур подчеркнута ассиметричной формой Эльбруса: крутым, ступенчатым и узким западным склоном и пологим, широким – восточным, а также меридиональными речными долинами в Западном Приэльбрусье.

Полученные данные позволяют по-новому взглянуть на процессы зарождения магм в коллизионных обстановках. С одной стороны, в пределах нижней и средней коры коллизионных зон, благодаря метаморфическим преобразованиям и гранитизации, генерируются расплавы близкие к гранитной эвтектике. С другой стороны, в результате взрывов глубинных флюидов образуются импактные расплавы с широким спектром состава, в том числе и близкие к мономинеральным.

Согласно И.А. Гейману [1], при давлениях выше 10^5 кг/см², зафиксированных во время камуфлетных, в том числе ядерных взрывов в земной коре, в кристаллических горных породах изменяется структура, происходят полиморфные и фазовые превращения, а также частичное плавление. Работа взрыва имеет бризантный (измельчающий) характер, что приводит к разрушению среды. Она наиболее эффективна при наличии заметных дефектов в горных породах – пор, каверн, микро- и макротрещин. Отметим, что повышенная трещиноватость горных пород как раз характерна для зон разрывных нарушений, т.е. бризантный фронт камуфлетных глубинных взрывов флюидов будет направлен по ним к поверхности, в сторону уменьшающегося литостатического давления.

Дробление пород субстрата способствует интенсивному плавлению и образованию магм более однородного состава, что и наблюдается в продуктах извержения центра Битюк-Тюбе при переходе от флюидолитов к флюидолитолам и пемзам. Первые порции извержений представляли собой жидко-газово-твердые взвеси, в которых собственно магматический материал составлял всего лишь несколько процентов, и по сути это не магматические породы. Эти взвеси благодаря высокой флюидонасыщенности истекали из центра извержения с большой скоростью и заполняли пониженные участки рельефа, в данном случае молодую троговую долину р. Битюк-Тюбе. В дальнейшем, при прогрессирующем плавлении субстрата, количество газово-твердой составляющей в продуктах извержения понижается, а доля расплава, напротив, постепенно увеличивается, увеличивается их вязкость, а скорость течения замедляется. Наконец, извержения завершаются наиболее вязкими магматическими расплавами, образующими пемзы, которые фактически остаются на месте извержения, так как не способны к течению.

Таким образом, глубинные взрывы флюидов инициируют, с одной стороны, плавление субстрата, а с другой – подготавливают и разрабатывают каналы, по которым впоследствии извергается магматический материал.

Сказанное выше относится не только к самостоятельным центрам извержения Западного Приэльбрусья, а имеет более широкое значение для коллизионной зоны Кавказа в целом. Флюидоэксплозивные образования выявлены нами ранее в Северном Приэльбрусье [4], в Дарьяльском ущелье долины р. Терек [2, 5], установлены также в ассоциации с малыми интрузиями в районе Кавказских Минеральных Вод (горы Бык, Шелудивая).

Эндогенный импактогенез, по-видимому, проявлялся значительно шире, чем это принято считать в настоящее время, и предшествовал не только проявлению основного, ультраосновного и щелочного магматизма, как было показано А.А. Маракушевым с соавторами [6], но играл также ведущую роль в зарождении кислых магм в пределах земной коры коллизионных областей.

Перечень использованных источников:

1. Гейман Л.М., (1978). Взрыв: история, практика, перспективы. М., Наука, 183.
2. Geyman L.M., (1978). Explosion: history, practice, prospects [Vzryv: istoriya, praktika, perspektivy]. Nauka Publishing, Moscow, 183 (In Russian).
3. Короновский Н.В., (1968). Геологическое строение и история развития вулкана Эльбрус. Оледенение Эльбруса. М.: Изд-во МГУ, 346.
4. Koronovskiy N.V., (1968). Geological structure and history of Volcano Elbrus. Elbrus glaciation [Geologicheskoye stroeniye i istoriya razvitiya vulkana Elbrus. Oledeniye Elbrusa]. MGU Publishing, Moscow, 346 (In Russian).

3. Короновский Н.В., Демина Л.И., (1996). Модель коллизионного вулканизма Кавказского сегмента Альпийского пояса. Доклады РАН, 350, 4, 519–522.
Koronovskiy N.V., Demina L.I., (1996). Model of collision volcanism of Caucasus segment of the Alpine belt [Model' kollizionnogo vulkanizma Kavkazskogo segmenta Al'piyskogo poyasa]. Dokl. RAN – Reports RAS, 350, 4, 519–522 (In Russian).
4. Короновский Н.В., Демина Л.И., Мышенкова М.С., (2011). Флюидолиты Северного Приэльбрусья. Вестник Московского ун-та. Геология, 1, 8–14.
Koronovskiy N.V., Demina L.I., Myshenkova M.S., (2011). Flyuidolites of North Elbrus [Flyuidolity Severnogo Priel'brus'ya]. Vestn. Mosk. un-ta. Geologiya. – Bulletin of Moscow University. Geology, 1, 8–14 (In Russian).
5. Короновский Н.В., Милановский Е.Е., (1961). Верхнечетвертичные взрывные центры в Дарьяльском ущелье Терека (Центральный Кавказ). Докл. АН СССР, 142, 3, 690–691.
Koronovskiy N.V., Milanovskiy Ye.Ye., (1961). Upper Quaternary explosive centers in Darialy Terek canyon (Central Caucasus) [Verkhnechetvertichnyye eksplozivnyye tsentry v Dar'yal'skom ushel'ye Tereka (Tsentral'nyy Kavkaz)]. Doklady AN SSSR. – Reports of the Academy of Sciences of the USSR, 142, 3, 690–691 (In Russian).
6. Маракушев А.А., Богатырев О.С., Феногенов А.Д. и др., (1993). Импактогенез и вулканизм. Петрология, 1, 6, 571–595.
Marakushev A.A., Bogatyrev O.S., Fenogenov A.D. et al., (1993). Impaktogenesis and volcanism [Impaktogenez i vulkanizm]. Petrologiya – Petrology, 1, 6, 571–595 (In Russian).

7. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / под ред. О.А. Богатикова, О.В. Петрова, (2008). СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 200.
- Petrographic Code of Russia. Igneous, metamorphic, metasomatic, impact units / Ed. O.A. Bogatikova, O.V. Petrova, (2008) [Petrograficheskiy kodeks Rossii. Magmaticheskiye, metamorficheskiye, metasomaticheskiye, impaktnyye obrazovaniya / Pod red. O.A. Bogatikova, O.V. Petrova]. Izdatel'stvo rossiyskogo geologicheskogo instituta – Russian Geological Institute Publishing, 200 (In Russian).
8. Рогожин Е.А., Гурбанов А.Г., Мараханов А.В. и др., (2005). О соотношении проявлений вулканизма и землетрясений на Северном Кавказе в голоцене. Физика Земли, 3, 33–46.
Rogozhin Ye.A., Gurbanov A.G., Marakhanov A.V. et al., (2005). On the relation between the manifestations of volcanism and earthquakes in the North Caucasus in the Holocene [O sootnoshenii proyavleniy vulkanizma i zemletryaseniy na Severnom Kavkaze v golotsene]. Fizika Zemli – Physics of the Earth, 3, 33–46 (In Russian).
9. Фельдман В.И., (1990). Петрология импактитов. М.: Изд-во МГУ, 299.
Fel'dman V.I., (1990). Petrology of impactites [Petrologiya impaktitov]. MGU Publishing, Moscow, 299 (In Russian).

Надійшла до редколегії 01.07.14

L. Demina, Cand. Sci. (Geol.-Min.), Leading Researcher
E-mail: lidem06@rambler.ru;
M. Promyslova, Cand. Sci. (Geol.-Min.), Leading Researcher;
M. Myshenkova, Undergraduate
E-mail: Zf12@rambler.ru;
N. Koronovsky, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.
Head of Department of Dynamic Geology
E-mail: koronovsky@rambler.ru
Lomonosov Moscow State University
COM-1, Leninsky Gory Str., Moscow, 119991, RF

PRODUCTS OF WESTERN FORE-ELBRUS AUTONOMOUS ERUPTIONS: TRACES OF IMPACT GENESIS

Impactites are deep conversions of rocks under the effect of shock waves. Abyssal impact genesis is caused by deep explosions of condensed fluids. Fluidolites are characterized by specific structures and textures, mineral and chemical composition, and geological structure of bodies, which distinguishes them from similar sedimentary and tuff rocks. The products of autonomous eruption foci in Western Elbrus reveal 6 different volcanic glasses, including those close to plagioclase and quartz. Such melts are products of endogenic impact genesis. In studying hypersthene, biotite, plagioclase of volcanites, there can be noticed a fundamental difference in their origin. Various genetic features of impactites are related to magmatism, deformation, and metamorphism. We propose an evolutionary model of the Neogene-Quaternary magmatism in the Caucasian sector of the Alpine orogen, with deep oxidation of transmagmatic fluids and endogenic impact-genesis being predominant. Oxidation of the main fluid components (H₂, CH₄, CO) occurs against significantly high heat flow and explosivity.

Fluids concentration and their migration paths are closely linked to weakened areas of faulting in the crust. Crushing the substrate accelerates melting and promotes formation of chemically homogeneous magma. This is observed in the products of Bitiuk-Tube eruptions in the zone transitional from fluidolites to fluidolite-lavas and pumices. Abyssal explosions of fluids initiate both melting of the substrate and development of the channels through which magma intrudes.

The first portions of eruptions are liquid-gas-solid slurry, extrinsic to form magma rocks, for magmatic material proper makes a small percentage. Subsequently, as the substrate melts down the share of gas-solid component in the eruption products decreases (as does magma flow velocity), while the share of melt and magma viscosity increase. Finally, the eruption is completed with magma melts, too sluggish to flow but viscous enough to form pumice.

Endogenic impact genesis is likely to have occurred much wider than it is commonly believed. It both preceded ultrabasic and alkaline magmatism and played a leading role in the origin of acid magmas within collision areas in Earth's crust.

Key words: fluidolites, deep fluids explosions, volcanism, impact genesis, Fore-Elbrus.

Л. Дьомина, канд. геол.-мін. наук, провід. наук. співроб.,
E-mail: lidem06@rambler.ru,
М. Промислова, канд. геол.-мін. наук, ст. наук. співроб.,
М. Мишенкова, магістр.,
E-mail: Zf12@rambler.ru,
М. Короновський, д-р. геол.-мін. наук, проф., зав. каф. динаміч. геол.,
E-mail: koronovsky@rambler.ru,
Московський державний університет імені М.В. Ломоносова,
ГСП-1, Ленінські гори, б. 1, м. Москва, 119991, РФ

ОЗНАКИ ИМПАКТОГЕНЕЗУ В ПРОДУКТАХ САМОСТІЙНИХ ЦЕНТРІВ ВИВЕРЖЕННЯ ЗАХІДНОГО ПРИЕЛЬБРУССЯ

До імпактогенезу відносять перетворення гірських порід під впливом ударних хвиль. Глибинний тип імпактогенезу обумовлений глибинними вибухами ущільнених флюїдів. Флюїдоліти характеризуються специфічними структурами і текстурами, мінеральним і хімічним складом, геологічною будовою тіл, що дозволяє відрізнити їх від подібних осадових і туфогенних порід. У продуктах самостійних центрів виверження Західного Приельбрусся описано шість видів вулканічного скла, що різняться за складом, у тому числі, близьких до плагіоклазових і кварцових. Такий набір вихідних розплавів є наслідком ендегенного імпактогенезу. При вивченні гіперстенів, біотитів, плагіоклазів вулканітів встановлений різко відмінний їхній генезис, що має як зв'язок із магматизмом, так і ряд ознак, які вказують на їхню ксеногенну природу, а також численні риси деформацій і метаморфічних змін.

Запропоновано модель еволюції неоген-четвертинного магматизму кавказького сектору Альпійського складчастого пояса з провідною роллю окислення гірських трансмагматичних флюїдів, з відповідним місцем процесів ендегенного імпактогенезу. Окислення основних компонентів флюїду (H₂, CH₄, CO) відбувається зі значним виділенням тепла, а самі реакції носять вибуховий характер. Концентрація флюїдів та шляхи їх міграції пов'язані з ослабленими зонами розривних порушень у земній корі. Дроблення порід субстрату сприяло інтенсивному плавленню і утворенню одноріднішої за складом магми, що й спостерігається в продуктах виверження центру Битюк-Тубе при переході від флюїдолітів до флюїдолітолав і пемзи. Глибинні вибухи флюїдів ініціюють, з одного боку, плавлення субстрату, а з іншого – готують і розробляють канали, по яких згодом інтродується магматичний матеріал.

Перші порції вивержень представляли собою рідко-газово-тверду суспензію, в якій власне магматичний матеріал становив всього лише кілька відсотків, з якої магматичні породи не утворювалися. Надалі, при прогресуючому плавленні субстрату, кількість газозово-твердої складової в продуктах виверження знижується, а частка розплаву, навпаки, поступово збільшується; збільшується в'язкість, а швидкість течії сповільнюється. Нарешті, фінішні виверження представлені найбільш в'язкими магматическими розплавами, з яких утворюються пемзи. Вони фактично залишаються на місці виверження, оскільки не здатні до течії.

Ендегенний імпактогенез, мабуть, проявляється значно ширше, ніж це прийнято вважати в даний час, і передував не тільки прояву основного, ультраосновного і лужного магматизму, але відігравав також провідну роль у зародженні кислих магм в межах земної кори колізійних областей.

Ключові слова: флюїдоліти, глибинні вибухи флюїдів, вулканізм, імпактогенез, Приельбрусся.

УДК 550.36+551.21

Р. Кутас, д-р геол.-минералог. наук, проф., зав.
Институт геофизики имени С.И. Субботина НАН Украины
пр. Акад. Палладина, 32, г. Київ, 03680, Украина
E-mail: kutasroman@gmail.com

Д. Майцин, д-р наук, науч. сотр.
Геофизический институт Словацкой АН
Братислава, Словацкая Республика
E-mail: dusan.majcin@savba.sk

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЗОН НЕОВУЛКАНИЗМА ЗАКАРПАТСКОГО ПРОГИБА

(Рекомендовано членом редакційної колегії доктором фіз.-мат. наук І.М. Корчагіним)

По отношению к стабильным тектоническим регионам (например, докембрийским платформам) аномальные значения теплового потока в Паннонском бассейне достигают 50-60 мВт/м², что предполагает тесную взаимосвязь неоген-четвертичного вулканизма с источником геотермической активизации. Продукты магматизма выносят большое количество тепла, однако лавовые потоки или отдельные интрузии в верхних горизонтах земной коры остывают относительно быстро (в течение первых миллионов лет) и не могут обеспечить столь высокие потоки тепла на протяжении длительного периода. Это возможно сделать только за счет глубинных источников и поднятия мантийного нагретого вещества.

Первая фаза активного проявления вулканизма региона соответствовала максимальному повышению температуры в верхней мантии, а окончание вулканической деятельности – началу остывания. Наличие продуктов мезозойского магматизма, высокая степень метаморфизма мезозойских отложений, повышенные значения теплового потока в пределах Внутренних Карпат (55-60 мВт/м²) свидетельствуют о высокой геотермической активности. Оценка глубины залегания границы между твердой корой, где преобладал механизм молекулярной теплопередачи и слоем с частично расплавленным веществом (г.о. теплоперенос) дает значение в 25-30 км. К началу кайнозоя тепловой режим не стабилизировался – плотность теплового потока достигала 60 мВт/м², а кровля астеносферы находилась на глубине 100-120 км с мощностью земной коры в 40 км. Максимальная температура в очаге плавления, полученная по интенсивности аномалий теплового потока, составляла 1000-1100 °C.

Полученные оценки температур и глубин залегания очагов плавления позволяют сделать вывод о большой роли в образовании очагов плавления кислых магм земной коры летучих компонент (в первую очередь воды и углекислоты), что подтверждается распространением взрывного типа вулканизма.

Вторая фаза вулканизма связана с охлаждением очагов плавления и термическим погружением, образованием зон растяжения по периферии мантийного диапира и декомпрессией.

Геотермические условия Закарпатского прогиба и всей Внутрикarpатской области согласуются с современными представлениями о геодинамической эволюции Карпатского региона в неоген-четвертичное время. В результате субдукции при закрытии Пенинского морского бассейна, коллизионного взаимодействия Евразийской плиты с системой микроплит Внутрикarpатской области, большие объемы корового вещества, осадков и воды погрузились в верхнюю мантию. В активизированной и достаточно нагретой в мезозое верхней мантии коровое вещество начало плавиться на относительно небольших глубинах. Обогащение мантии легкоплавкими элементами и флюидами привело к общему снижению температуры плавления. В дальнейшем формирование мантийного диапира сопровождалось растяжением земной коры и ее подплавлением, образованием магматических очагов. Произошло сокращение и выравнивание мощности земной коры под всеми структурами бассейна независимо от их предыдущей истории.

Ключевые слова: тепловой поток, магматизм, температура, Паннонский бассейн.

Введение. Магматическая активность и тепловое состояние литосферы тесно связаны между собой и геотектоническими процессами. Накопление тепла в недрах Земли приводит к повышению температуры, преобразованию глубинного вещества и изменению его свойств, образованию очагов плавления, нарушению изостатического равновесия. Избыток тепла выносится к поверхности продуктами плавления и дифференциации мантии, в частности глубинными флюидами и магмой. Стабилизация теплового режима в таких активных регионах продолжается десятки и сотни миллионов лет. И чем глубже располагается источник возмущения, тем длительнее период стабилизации. При этом геотермические аномалии усложняются целым рядом дополнительных процессов, которые сопровождают активное преобразование литосферы – вертикальным и горизонтальным перемещением блоков земной коры, накоплением осадков или эрозией, усилением динамики подземных вод, изменением рельефа и т.п. Геологическая и геодинамическая интерпретация неоднородностей теплового поля может быть выполнена только с учетом всех этих факторов.

В статье рассмотрены особенности современного геотермического состояния земной коры и их связь с эволюцией магматизма и геодинамической активностью в Закарпатском прогибе. Прогиб состоит из трех впадин – Восточно-Словацкой, Мукачевской и Солотвинской. Первые две разделяет Ужгородское поперечное поднятие, а вторую и третью – Оашский участок Выгорлат-Гутинской вулканической гряды [1, 4, 9, 13]. Впадины характеризуются значительной неоднородностью тепло-

вого поля и интенсивным неоген-четвертичным магматизмом. В последние годы в Карпатско-Паннонском регионе выполнены многочисленные исследования геодинамической эволюции и магматических процессов [1, 3, 7, 12, 13, 16, 19, 20]. Их результаты создают благоприятную базу для комплексного анализа геотермических условий и особенностей проявления неоген-четвертичного вулканизма в этом регионе.

Геолого-геофизическая характеристика. Закарпатский прогиб располагается в северо-восточной части Паннонского бассейна. С юго-запада от Паннонской депрессии его отделяет Припаннонский разлом, а на северо-востоке от Внешних Карпат – зона Пенинских клиппенов и Закарпатский разлом (рис. 1). Закарпатский прогиб начал формироваться в конце олигоцена на гетерогенном основании как преддуговый бассейн вдоль сuture между Карпатскими интернидами и екстернидами. В его основании лежат породы разного возраста и происхождения (палеозойские, мезозойские, палеогеновые), что свидетельствует об исключительно сложной и длительной донеогеновой истории этого региона. Прогиб выполнен миоценовыми, плиоценовыми и плейстоценовыми осадками [1, 4, 9]. Развитие осадочных толщ осложнялось формированием соляных диапиров и вулканической активностью. Мощность неогенового молассового комплекса изменяется от 1000 до 3500 м в Мукачевско-Солотвинской части и до 5500 м в Восточно-Словацкой. Скорость накопления осадков изменялась во времени и по площади. В Восточно-Словацком бассейне интенсивность осадконакопления во времени смещалась с северо-запада на юго-восток. В Мукачево-Солотвинской части прогиба более интенсивное

накопление осадков происходило на ранней стадии в Солотвинской впадине. Эти особенности осадконакопления отражают изменение тектонического режима и палеогеографической обстановки в течение эволюции бассейна.

Закарпатский прогиб закладывался как преддуговой бассейн и на начальном этапе развивался в условиях сжатия. В бадении во Внутрикarpатской области произошло изменение геодинамических условий, сопровождавшееся образованием астеносферного диапира и растяжением литосферы. Закарпатский прогиб оказался на окраине этой области. Сжатие сменилось растяжением. В дальнейшем этот регион развивался как часть Паннонского бассейна, но его положение на контакте с Внешними Карпатами не могло не отразиться на его строении и условиях развития.

Кайнозойский магматизм. Формирование внутрикarpатских осадочных бассейнов сопровождалось интенсивной магматической активностью. Неоген-четвертичный вулканизм проявился практически на всей территории Паннонского бассейна и Закарпатского прогиба. Вулканизм начался в раннем миоцене и продолжался до плейстоцена с постепенной миграцией во времени с запада на восток [13; 16; 21]. В процессе эволюции задугового бассейна изменялся характер и интенсивность вулканических проявлений и состав их продуктов, что свидетельствует как об изменении геодинамических условий и разнообразии геотектонических процессов, так и неоднородности земной коры и верхней мантии. Выделяют три фазы вулканической активности.

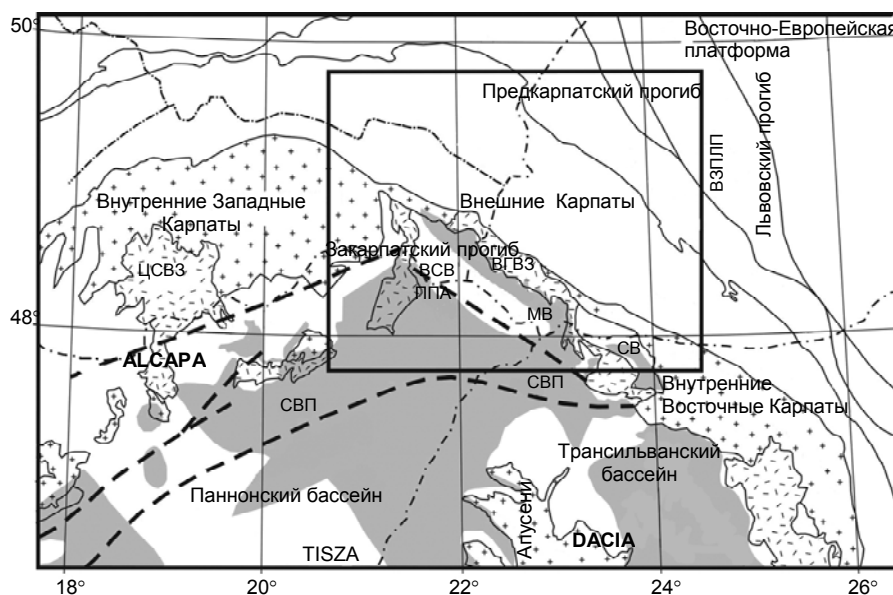


Рис. 1. Схема тектонического районирования Карпатского региона и положение района исследований

Для ранней фазы (ранний миоцен) характерно арельное проявление вулканизма с образованием эффузивно-пирокластических толщ, представленных кислыми известково-щелочными фациями (риодацитовая формация) [3, 19, 21]. Локально проявились интрузивные комплексы, представленные гранодиорит-порфирами [1]. Продукты вулканизма этого этапа отличаются большим содержанием коровой компоненты. К его окончанию увеличивается роль андезитов.

Вторая фаза (сармат-плиоцен) характеризуется проявлениями андезитового вулканизма. Он тяготеет к контактным и разломным зонам, и располагается, главным образом, вдоль внутренней стороны дуги Карпатского орогена. Среди продуктов вулканизма, на этой стадии преобладают андезиты, андезито-базальты и их туфы.

Третья (финальная) фаза магматизма, представленная небольшими телами субщелочных и щелочных базальтов, в Закарпатском прогибе не проявилась.

В Закарпатском прогибе выделяются две вулканические зоны. Одна из них располагается в центральной и юго-западной части прогиба, другая – протягивается вдоль северо-восточной границы. Юго-западная зона тяготеет к Паннонскому бассейну и Припаннонскому разлому. Вулканизм ассоциируется с зоной горстов и грабенов по линии Сланские горы – Земплин – Берегово – Оаш (рис. 2). Вулканизм начался в раннем бадении и продолжался до конца сармата. На ранней стадии с этой фазой кислого вулканизма связано образование риолитовых, риолито-дацитовых туфов, реже дацитов, риодацитов. В конце бадения – сармате формировался бимодальный комплекс андезито-риолитов.

Вдоль восточной границы прогиба в зоне Закарпатского разлома в плиоцене сформировалась вулканическая Выгорлат-Гутинская гряда, сложенная андезитами. На юго-востоке ее продолжает вулканический хребет Кэлиман-Харгита. Развитие неоген-четвертичного вулканизма в этом регионе связано с особенностями его геотектонического развития. В неогене Карпатская дуга была частью континентальной окраины или развивающейся островной дуги с континентальной корой разного возраста и происхождения [16, 18, 19]. Дуга мигрировала в северном, северо-восточном и юго-восточном направлениях в связи с субдукцией океанической или субокеанической коры преддугового флишевого бассейна до его полного закрытия, и вхождения в контакт центральнокарпатских микроплит с Восточно-Европейской платформой. Миграция дуги компенсировалась формированием в задуговой области мантийного надсубдукционного диапира, растяжением и подплавлением земной коры. Обогащение мантии коровым материалом привело к формированию флюидных потоков, снижению температуры плавления и образованию мантийных, и коровых магматических очагов.

Геотермическая характеристика. Вся область внутри Карпатской дуги характеризуется высокой геотермической активностью, хотя тепловое поле здесь неоднородно [8, 10, 11, 15]. Тепловые потоки изменяются от 70 до 130 мВт/м². Температуры на глубине 1000 м изменяются от 40°C до 78°C, а средние геотермические градиенты от 25 до 70°C/км [2, 8, 11, 17]. Многочисленные аномалии температур и градиентов в верхних горизонтах земной коры образуются при изменении условий теплопереноса

и теплообмена на поверхности, связанными с неоднородностями строения, тектоническими нарушениями, колебаниями значений теплофизических параметров, динамикой подземных вод, особенностями рельефа и др.

Теплопроводность пород изменяется от 1,3 до 3,5 Вт/м·К (в соленосных отложениях до 3,5-4,5 Вт/м·К и некоторых карбонатных породах – до 4,1 Вт/м·К). На всей территории Закарпатской депрессии встречаются многочисленные источники разгрузки подземных вод. Они питаются за счет инфильтрации вод в зонах выхода на поверхность карбонатных пород, туфов и других проницаемых

образований, в которых происходит понижение теплового потока. Учесть все факторы, влияющие на перераспределение тепла в земной коре невозможно. При наличии надежной информации, в некоторых случаях, в измеренные геотермические параметры вводились поправки. В частности, учитывалось влияние накопления молодых осадков (поправка не превышает 5 мВт/м²), изменений палеоклимата, соленосных отложений, динамики подземных вод. Чтобы уменьшить влияние поверхностных факторов, использовались преимущественно результаты геотермических измерений в скважинах на глубинах свыше 500 м.

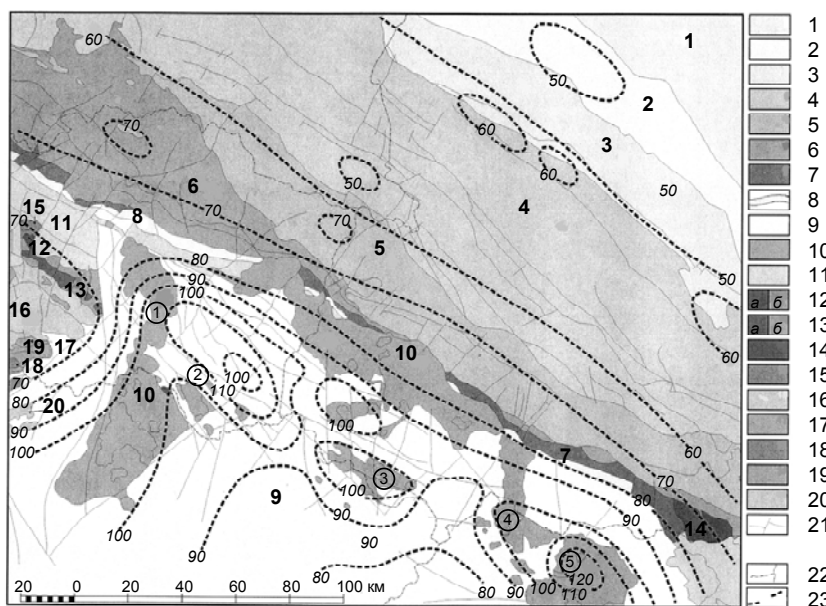


Рис. 2. Схема тектонического районирования и тепловой поток Закарпатской депрессии и прилегающих областей [4, 8]

Условные обозначения: 1 – Восточно-Европейская платформа; 2 – Предкарпатский прогиб; 3 – Внешние Флишевые Карпаты; 4 – Кросненская группа покровов; 5 – Предмагурский покров; 6 – Внешний Магурский покров; 7 – Внутренний Магурский покров; 8 – Пьенинский клипповый пояс; 9 – неогеновые и четвертичные осадки Внутренних Карпат; 10 – неогеновые вулканы (андезиты, риолиты); 11 – палеогеновые отложения Внутренних Карпат; 12 – татрикум: фундамент (а), осадочный покров (б); 13 – вепорикум: фундамент (а), осадочный покров (б); 14 – Мармарошский массив; 15 – хроникум; 16 – гемерикум; 17 – мелятикум; 18 – турнаикум; 19 – силицикум; 20 – палеозой Уппоны-Сендро; 21 – разломы, линии альпийских надвигов и геологические границы; 22 – государственные границы; 23 – изолинии плотности теплового потока (мВт/м²). Цифры в кружочках – области активного проявления вулканизма

В распределении тепловых потоков существуют определенные закономерности. Максимально высокие значения тепловых потоков формируют аномальные зоны, связанные с определенными геотектоническими условиями. Основная зона пересекает центральную часть Паннонского бассейна с северо-востока на юго-запад – от Восточных Карпат до Динаридов. С этой зоной совпадают такие определяющие геотектонические элементы как граница между микроплитами Алькапа и Тиссия, тектонические линии Балатона и Средневенгерская, Трансдунайское и Северо-Венгерское поднятия. Но, для понимания природы аномального теплового потока важным является тот факт, что именно для этой зоны характерны максимальное проявление миоценового кислого известково-щелочного магматизма и минимальная мощность земной коры (22-25 км) [11, 9].

Зона аномально высоких тепловых потоков протягивается через Восточно-Словацкую, Мукачевскую и Солотвинскую впадины. Тепловые потоки здесь превышают 80 мВт/м², а на локальных участках превышают 120 мВт/м² (рис. 2). Эта аномалия фактически является частью внутрикарпатской аномалии и, очевидно, имеет одинаковую с ней природу. Она вытянута вдоль зоны проявления среднемиоценового кислого вулканизма по линии Сланские горы – Береговское холмгорье – хребет Оаш. Аномальными тепловыми потоками выделяется центральная и южная части Восточно-

Словацкой впадины, Береговская и Мукачевская области Мукачевской впадины, южная часть Солотвинской впадины. Эта зона протягивается вдоль Восточных Внешних Карпат с юго-востока на северо-запад практически под прямым углом к аномалии Паннонского бассейна, параллельно дуге Карпатского орогена. Это обстоятельство может свидетельствовать о развитии Паннонского бассейна и Закарпатского прогиба до среднего миоцена в разных геодинамических условиях.

Дискуссия. По отношению к стабильным тектоническим регионам (например, докембрийские платформы) аномальные значения теплового потока в Паннонском бассейне достигают 50-60 мВт/м². Их невозможно объяснить за счет увеличения генерации радиогенного тепла. Для этого необходимо увеличить радиоактивность пород в 2-3 раза. Имеющиеся экспериментальные данные не дают оснований для принятия такого предположения. Соответствие аномально высоким тепловым потокам зон максимального проявления неоген-четвертичного вулканизма предполагает их тесную взаимосвязь и (или) наличие единого источника активизации геотермического режима и вулканизма. Продукты магматизма выносят большое количество тепла, однако лавовые потоки или отдельные интрузии в верхних горизонтах земной коры остывают относительно быстро (в течение первых миллионов лет) [2, 5] и не могут обеспечить столь высокие потоки тепла на про-

тяжении длительного периода. Это возможно сделать только за счет глубинных источников и поднятия мантийного нагретого вещества.

Уровень тепловых потоков в приповерхностном слое земной коры соответствует определенному распределению температур в литосфере. Если в твердой литосфере перенос тепла осуществляется молекулярной теплопроводностью горных пород, то оценка температур может быть выполнена на основе теории теплопроводности. По результатам математического моделирования [2, 11, 14, 17], при современном уровне тепловых потоков в Паннонском бассейне ($80-100 \text{ мВт/м}^2$), кровля астеносферы (температура солидуса "сухих" основных пород) находится на глубинах соответственно $80-60 \text{ км}$.

Можно предположить, что период активного проявления вулканизма соответствовал максимальному повышению температуры в верхней мантии, а окончание вулканической деятельности – началу остывания. Эти данные позволяют оценить глубину залегания границы между твердой корой, в которой преобладает механизм молекулярной теплопередачи и частично расплавленным веществом, в котором значительную роль в переносе тепла играл массоперенос. Эта граница находилась на глубинах $25-30 \text{ км}$. Очевидно, эта граница после окончания вулканической деятельности и кристаллизации расплавов отделяет современную земную кору от верхней мантии.

Интенсивность аномалий теплового потока позволяет оценить максимальную температуру в очаге плавления. Она составляла $1000-1100^\circ\text{C}$ (рис. 3). Температура плавления сухих основных пород на этих глубинах составляет $1150-1200^\circ\text{C}$.

Полученные оценки температур и глубин залегания очагов плавления позволяют сделать вывод о большой роли в образовании очагов плавления и кислых магм земной коры и летучих компонент (в первую очередь воды и углекислоты). Взрывной характер вулканизма подтверждает обогащение продуктов вулканизма этими компонентами.

Вторая фаза вулканизма связана с охлаждением очагов плавления и термическим погружением, образованием зон растяжения по периферии мантийного диапира и декомпрессией.

Важное значение для понимания эволюции теплового режима литосферы и образования очагов плавления в верхней мантии и низах коры Паннонского бассейна имеет оценка первичной температуры в континентальной литосфере микроплит Алькапа и Тисия-Дакция, на которых он образовался. Наличие продуктов мезозойского магматизма [3, 20], высокая степень метаморфизма мезозойских отложений, значение теплового потока в пределах Внутренних Карпат ($55-60 \text{ мВт/м}^2$) свидетельствуют о высокой геотермической активности. К началу кайнозоя тепловой режим не стабилизировался. Плотность теплового потока достигала 60 мВт/м^2 , а кровля астеносферы находилась на глубине $100-120 \text{ км}$ (рис. 3). Мощность земной коры была, очевидно, близка к 40 км .

Геотермические условия Закарпатского прогиба и всей Внутривосточной области согласуются с современными представлениями о геодинамической эволюции Карпатского региона в неоген-четвертичное время [7, 12, 16, 18, 21]. В результате субдукции при закрытии Пенинского морского бассейна, коллизии взаимодействия Евразийской плиты с системой микроплит Восточной Карпатской области, большие объемы корового вещества, осадков и воды погрузились в верхнюю мантию. В активизированной и достаточно нагретой в мезозое верхней мантии коровое вещество начало плав-

тись на относительно небольших глубинах. Обогащение мантии легкоплавкими элементами и флюидами привело к общему снижению температуры плавления. В дальнейшем формирование мантийного диапира сопровождалось растяжением земной коры и ее подплавлением, образованием магматических очагов. Произошло сокращение и выравнивание мощности земной коры под всеми структурами бассейна независимо от их предыдущей истории.

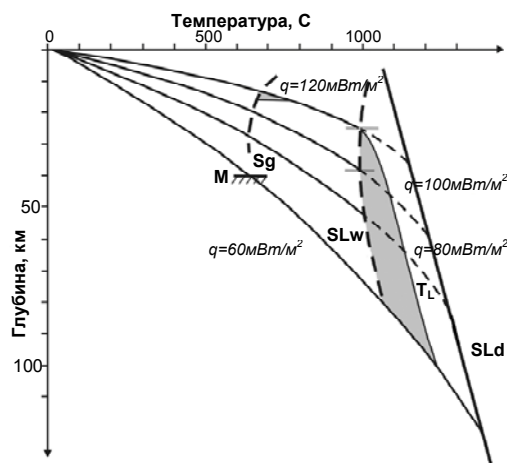


Рис. 3. Тепловой поток (q_0) и распределение температур в литосфере на период миоценовой фазы вулканической активности:

SLd и SLw – температура солидуса основных пород соответственно в сухих условиях и при наличии воды; Sg – температура солидуса кислых пород при наличии воды; M – раздел Мохо в твердой литосфере, двойной горизонтальный отрезок – граница между твердой земной корой и зоной плавления при значениях теплового потока 80 и 100 мВт/м^2 . Затемненные участки – зоны плавления

Благодарности. Работа выполнена при поддержке двухстороннего проекта "Структура и динамика литосферы Карпат на основе гравиметрии и геотермии" и проекта АПВВ-0724-11.

Перечень использованных источников:

1. Крупський Ю.З. (2001). Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського та Волино-Подільського регіонів України. К.: Видавництво УкрДГРІ, 144.
2. Krupskiy YU.Z. (2001). Geodynamic conditions of origin and oil-and-gas content of Carpathian regions of Volyn-Podolsk of Ukraine [Heodynamichni umovy formuvannya i naftogazonosnist' Karpat's'koho ta Volyno-Podil's'koho rehioniv Ukrayiny]. Ukrainian State Geological Research Institute Publishing, Kyiv, 144 (In Ukrainian).
3. Кутас Р.И., Цвященко В.А., Корчагин И.Н., (1989). Моделирование теплового поля континентальной литосферы. К.: Наукова думка, 191.
4. Kutas R.I., Tsvyashchenko V.A., Korchagin I.N., (1989). Simulation of thermal fields of the continental lithosphere [Modelirovaniye teplovogo polya kontinental'noy litosfery]. Naukova Dumka Publishing, Kiev, 191 (In Russian).
5. Ляшкевич З.М., Медведев А.П., Крупский Ю.З. и др., (1995). Тектономагматическая эволюция Карпат. К.: Наукова думка, 132.
6. Lyashkevich Z.M., Medvedev A.P., Krupskiy YU.Z. et al., (1995). Tectonomagmatic evolution of the Carpathians [Tektonomagmaticheskaya evolyutsiya Karpat]. Naukova Dumka Publishing, Kyiv, 132 (In Russian).
7. Тектоническая карта Украинских Карпат. М-б 1:200 000, (1986). / Ред. В.В. Глушко, С.С. Круглов. К.: Изд-во Мингео УССР.
8. Tectonic map of the Ukrainian Carpathians. M-b 1:200 000, (1986). / Ed. V.V. Glushko, S.S. Kruglov [Tektonicheskaya karta Ukrainskikh Karpat. M-b 1:200 000]. Ministry of Geology USSR Publishing, Kiev (In Russian).
9. Теркот Д., Шуберт Дж., (1985). Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред. М.: Мир, 730.
10. Terkot D., Shubert Dzh., (1985). Geodynamics. Geological applications of continuum physics [Geodinamika. Geologicheskiye prilozheniya fiziki sploshnykh sred]. Mir Publishing, Moscow, 730 (In Russian).
11. Adam A., (1996). Regional magnetotelluric (MT) anisotropy in the Pannonian basin (Hungary). Acta Geod. Geophys Hung. 31, 191-216.
12. Csontos L., (1995). Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: a review. Acta Vulcanol. Spec., 7(2), 1-13.
13. Franko O., Remšik A., Fendek M. et al., (1995). Atlas of geothermal energy of Slovakia. GÚDŠ Bratislava.
14. Geological map of Western Carpathians and adjacent areas 1:500 000, 2000 / Ed. J. Lexa, V. Bezák, M. Elečko et al., Bratislava,

10. Geothermal Atlas of Europe / Ed.: E. Hurlig, V. Cernak, V. Zui, (1992).
11. Horváth F., (1993). Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics*, 226, 333-357.
12. Konečný V., Kováč M., Lexa J. et al., (2002). Neogene evolution of the Carpatho-Pannonian region: an interplay of subduction and back-arc diapiric uprise in the mantle. *EGS Spec. Publ. Ser.* 1, 165-194.
13. Kováč M., Kováč M., Marko F. et al., (1995). The East Slovakian Basin – A complex back-arc basin *Tectonophysics*, 232, 453-466.
14. Kutas R., Tsyvashchenko V., Majcin D., (2000). Modelling of the thermal field of the inhomogeneous lithosphere. *Romanian Geophysics*, 7, 1, 348-351.
15. Lenkey L., Dövényi P., Horváth E. et al., (2002). Geothermics of Pannonian basin and its bearing on the neotectonics. *EGU Stephan Mueller, Special publication Series*, 3, 29-40.
16. Lexa J., (2010). Neogene-Quaternary volcanic forms in the Carpathian-Pannonian Region: a review. *Seghedi Central Europ. J. of Geophys.* 2(3), 207-270.

17. Majcin D., (1993). Thermal state of the west Carpathian lithosphere. *Studia geod.*, 37, 345-364.
18. Nemčok M., Nemčok M., Pospíšil L., Lexa J. et al., (1998). Tertiary subduction and slab break-off model of the Carpatho-Pannonian region. *Tectonophysics*, 295, 307-340.
19. Pecskey Z., Lexa J., Szakacs A. et al., (2006). Geochronology of Neogene magmatism in the Carpathian arc and intra-Carpathian area. *Geologica Carpathica*, 57, 6, 511-530.
20. Royden L.H., (1998). Late Cenozoic tectonics of the Pannonian Basin system / L.Royden & F.Horváth (Eds): *The Pannonian Basin. A study in basin evolution*. AAPG Memoir 45, 27-48.
21. Seghedi I., Downes H., Harangi S. et al., (2005). Geochemical response of magmas to Neogene-Quaternary continental collision in the Carpathian-Pannonian region: A review. *Tectonophysics*, 410, 485-499.

Надійшла до редколегії 01.07.14

R. Kutas, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof., Head of Department
Subbotin Institute of Geophysics
National Academy of Sciences of Ukraine
E-mail: kutasroman@gmail.com;

D. Majcin, Dr. Sci., Sci. Associate
Bratislava Institute of Geophysics
Academy of Sciences of Slovakia
E-mail: dusan.majcin@savba.sk

GEOHERMAL ENVIRONMENT FOR NEO-VOLCANISM IN TRANS-CARPATHIAN TROUGH AND EAST SLOVAKIAN DEPRESSION

Heat flow values in the Pannonian basin may reach 50-60 mW/m². Being anomalous for stable tectonic platforms, it may suggest a close relationship of Neogene-Quaternary volcanism to a source of geothermal activation.

Magmatic products surge the amount of heat sufficient to melt substantial volumes of lower crust, but lava flows or its single intrusions in the upper layers of the crust cool down relatively quickly (within the first million years) and cannot provide considerably high heat flow for a long period. This can only be done by deep sources of heat and uplifting the heated mantle substance.

The first phase of active volcanism in the region was related to the maximum temperature increase in the upper mantle, while the last one was associated with the beginning cooling process. Intrusions of Mesozoic bodies in volcanism, a high degree of metamorphism of Mesozoic deposits as well as high value of the heat flow within the Inner Carpathians (55-60 mW/m²) indicate a high geothermal activity. The depth of the boundary between the solid crust, which is dominated by the molecular mechanism of heat transfer, and a layer of partially molten material (where heat-mass transfer previously occurred) is evaluated to be 25-30 km. By Early Cenozoic a thermal mode had still not stabilized. Heat flux density reached 60 mW/m², and the top of the asthenosphere was at a depth of 100-120 km, with crustal thickness making up 40 km. These facts and the intensity of the heat flow anomalies facilitate estimating maximum temperature in the foci of melting to reach approximately 1000-1100°C. The resulting estimates of temperatures and the depth in foci of melting conclude on a major role of volatile components (water and carbon dioxide, primarily), which is confirmed by explosive volcanism distribution.

The second phase of volcanism is associated with cooling of melts, thermal immersion, and the formation of extension zones around mantle diapir, to be followed by decompression. Geothermal environment in the trans-Carpathian trough and the Inner Carpathians match the most up-to-date explanation for the geodynamic evolution of the Carpathian region in the Neogene-Quaternary. Accordingly, large crustal massifs and extensive volumes of sediments and water plunged into the upper mantle resulting from the subduction of the Pennine sea basin, and the collisions of the Eurasian plate with a number of other microplates in the Inner Carpathian area.

In the Mesozoic crustal material of the upper mantle was activated and heated enough to start melting at relatively shallow depths. The enrichment of the mantle with fusible elements and the fluids resulted in the overall decrease in melting temperatures. The formation of the mantle diapir was furthered by the extension of the crust, its submelting, and generation of sundry magma chambers. There occurred shrinking and alignments of the Earth's crust beneath all structures of the basin, regardless of their previous history.

Key words: heat flow, magmatism, temperature, Pannonian basin.

R. Кутас, д-р геол.-мін. наук, проф., зав. від.,
E-mail: kutasroman@gmail.com,
Інститут геофізики імені С.І. Субботіна НАН України,
пр. Акад. Палладіна, 32, м. Київ, 03680, Україна

Д. Майцин, д-р наук, наук. співроб.,
E-mail: dusan.majcin@savba.sk,
Геофізичний інститут Словацької АН,
Братислава, Словацька Республіка

ГЕОТЕРМІЧНІ УМОВИ НЕОВУЛКАНІЗМУ ЗАКАРПАТСЬКОГО ПРОГИНУ

Значення теплового потоку в Паннонському басейні досягають 50-60 мВт/м², є аномальними відносно стабільних тектонічних структур, що дозволяє передбачати тісний взаємозв'язок неоген-четвертинного вулканізму з джерелом геотермічної активізації. Продукти магматизму виносять велику кількість тепла, проте лавові потоки або окремі інтрузії у верхніх горизонтах земної кори охолоджуються відносно швидко (протягом перших мільйонів років) і не можуть забезпечити настільки високих потоків тепла протягом тривалого періоду. Це можна зробити тільки за рахунок глибинних джерел і підняття мантіїної нагрітої речовини.

Перша фаза активного прояву вулканізму регіону відповідала максимальному підвищенню температури у верхній мантії, а закінчення вулканічної діяльності – початку охолодження. Наявність продуктів мезозойського магматизму, високий ступінь метаморфізму мезозойських відкладів, підвищені значення теплового потоку в межах Внутрішніх Карпат (55-60 мВт/м²) свідчать про високу геотермічну активність.

Оцінка глибини залягання границі між твердою корою, де переважав механізм молекулярної теплопередачі, і шаром з частково розплавленою речовиною, де діє г.ч. тепломасоперенос, дає значення 25-30 км. До початку кайнозойського теплового режиму не стабілізувався – щільність теплового потоку сягала 60 мВт/м², а покрілля астеносфери перебувала на глибині 100-120 км при потужності земної кори в 40 км. Оціночна максимальна температура у вогнищі плавлення, отримана за інтенсивністю аномалій теплового потоку, становила 1000-1100°C.

Отримані оцінки температур і глибин залягання вогнищ плавлення дозволяють зробити висновок про велику роль легких компонентів (в першу чергу, води і вуглекислоти) в утворенні вогнищ плавлення, що підтверджується поширенням вибухового типу вулканізму.

Друга фаза вулканізму пов'язана з охолодженням вогнищ плавлення і термічним зануренням, формуванням зон розтягу по периферії мантіїного діапіра і декомпресією.

Геотермічні умови Закарпатського прогину і всієї Внутрішньокарпатської області узгоджуються з сучасними уявленнями про геодинамічну еволюцію Карпатського регіону в неоген-четвертинний час. У результаті субдукції при закритті Пенінського морського басейну, колізійної взаємодії Євразійської плити з системою мікроплит Внутрішньокарпатської області, великі обсяги корою речовини, осадків і води занурилися у верхню мантію. В активізованій і досить прогрітій у мезозойській верхній мантії корою речовина почала виплавлятися на відносно невеликих глибинах. Збагачення мантії легкоплавкими елементами і флюїдами привело до загального зниження температури плавлення. Надалі формування мантіїного діапіра супроводжувалося розтягом земної кори і її підплавленням, утворенням магматичних вогнищ. Відбулося скорочення і вирівнювання потужності земної кори під усіма структурами басейну незалежно від їхньої попередньої історії.

Ключові слова: тепловий потік, магматизм, температура, Паннонський басейн.

УДК 550.42

М. Толстой, д-р. геол.-минералог. наук., проф., глав. науч. сотр.

А. Шабатура, канд. геол. наук, ст. науч. сотр.

E-mail: sand@univ.kiev.ua;

Н. Костенко, канд. геол. наук, науч. сотр.

E-mail: knv@univ.kiev.ua

Ю. Гасанов, инженер I кат.

E-mail: gul@univ.kiev.ua

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко
УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина

СОПОСТАВЛЕНИЕ ПРОДУКТОВ ВУЛКАНИЗМА РАЗЛИЧНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЗОН АЛЬПИЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИССЛЕДОВАНИЯ ИХ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ

(Рекомендовано членом редакційної колегії доктором геол. наук, стар. науч. сотруд. М.І. Орлюком)

По результатам многопараметрического сопоставления по серии физических характеристик вулканитов различных зон Альпийского складчатого пояса Восточной Европы установлено, что наибольшее подобие между собой имеют объекты, относящиеся к одной вулканической провинции, что определяет территориальный признак как ведущий при петрофизическом сопоставлении. Основную факторную нагрузку родственной связи несут вещественно-чувствительные параметры: минеральная плотность, теплопроводность и др. Их роль, с мерой присоединения связей высшего порядка, постепенно снижается. С уменьшением влияния территориальной общности возрастает факторная нагрузка "структурно-чувствительных" петрофизических параметров: общей и эффективной пористости, упругих и скоростных параметров. Плотность и пористость являются определяющими при сильном "родстве" геологических объектов, а роль индуктивных магнитных параметров и упругих скоростей, соответственно, при слабом.

Также сильно меняется характер связи состава и фаз вулканитов с их физическими характеристиками. Для образований андезибазальт-андезитового и дацит-риолитового ряда установлено, что постоянство состава и физических характеристик определяется, в первую очередь, геологическими условиями их становления, независимо от возраста и территориальной принадлежности. Отличия в структурно-тектоническом положении, режиме кристаллизации, фиксируемые в структурно-чувствительных физических характеристиках несут номинально более высокие и более вариативные значения и поэтому более информативны для целей формационного и территориального расчленения разреза. В частности, структурно-чувствительные петрофизические характеристики наиболее приемлемы при оценке глубинности магматического очага. При возрастании уровней глубинности отмечается постепенное снижение величин модулей упругости, всестороннего давления и вырисовывается немонотонный нисходящий тренд коэффициента Пуассона, скоростей продольных и поперечных волн, их отношения V_p/V_s , модуля сдвига.

Анализ структурно-чувствительных характеристик показывает большую схожесть базальтов и андезибазальтов Венгрии, Армении, Западных Карпат и Кавказа. Андезибазальты, андезиты и дациты Центрально-Закарпатской области, Казбека и Эльбруса близки по величине V_p/V_s .

Выделен ряд петрофизических трендов вулканитов, характерных для различных зон Альпийского складчатого пояса: латеральная петрофизическая зональность для Карпатского сегмента; сильная дифференцированность магнитных характеристик Кавказа и Армении; стойкая обратная зависимость изменения упругих и тепловых свойств от величины общей пористости для всех объектов.

Ключевые слова: физические свойства, вулканиты, петрофизический анализ.

Вступление. Фактический геологический материал однозначно свидетельствует о зависимости состава и степени дифференцированности магматических серий от строения, мощности земной коры и геодинамических условий их формирования, что особенно отчетливо проявляется для пород кислого и среднего состава и в свою очередь имеет отчетливое проявление в физических свойствах.

Физические свойства вулканитов Карпатского региона. В ходе геологического развития Карпатского региона менялась интенсивность вулканизма, состав продуктов вулканизма, ареалы его распространения, что наложило определенный отпечаток на физические свойства пород.

Характерной чертой региона является латеральная зональность распределения показателей состава и физических свойств. В направлении с запада на восток области отмечается возрастание основности и глиноземистости, железистости и щелочности, появление оливинсодержащих разновидностей пород, увеличение роли низкоокисленного железа. Для физических свойств в этом же направлении отмечено уменьшение пористости (для андезибазальтов приблизительно на 5%), увеличение объемной плотности (диапазон изменений σ_0 средних вулканитов Центрально-Карпатской области – 2,76-2,90 г/см³ и 2,5-2,62 г/см³ в андезибазальтах Западных Карпат и Паннонского массива) и ряда индуктивных магнитных параметров (ИМП) (для андезибазальтов соответственно $\approx 0,22-0,95$ до $0,6-1,05 \cdot 10^{-3}$ ед. СГС).

Подобная смена интегральных величин общей и эффективной пористости в Паннонской и Западно-

Закарпатской областях (соответственно $m_{эф}$ имеет значения от 0,72-1,1% и 2,36-4,86%) отображает один из элементов общей этапности развития вулканизма с максимумом активности в раннеорогенную стадию во внутренней части Карпат, и последовавшую миграцию центров вулканизма с запада на восток отображается в сильной латеральной изменчивости магнитных и плотностных свойств (средние величины в риолитах г. Токай $\approx 0,006 \cdot 10^{-3}$ ед. СГС, σ_0 2,44 г/см³ и $2,47 \cdot 10^{-3}$ ед. СГС, σ_0 – 2,59 г/см³ в базальтах г. Бадачонь). Испытав вертикальное перемещение, расплав проникал вдоль Закарпатского глубинного разлома, а на заключительных этапах, по каналам приуроченным к Виноградовскому и Припаннонскому глубинным разломам [5, 15]. Сопровождающаяся смена геолого-структурной позиции и тектонического режима обусловила изменения глубинности, РТ-условий, уровня насыщения расплава флюидами и т.д., что наиболее четко проявилось в их магнитной характеристике.

Существующие различия в минеральной плотности выражаются в изменчивости составов вулканических продуктов, их территориального распределения. Для всех эффузивных средних образований Центрально-Закарпатской области отмечается четкое следование минеральной плотности за лейкократовостью, а для низкопористых образований – объемной плотности за изменением составов основной массы и минералов-вкрапленников [3]. Для пород массивных текстур практически всегда отслеживается закономерная связь между

минеральной и объемной плотностями и основностью. Продукты вулканизма Центрально-Закарпатской области представлены образованиями ряда андезибазальт-плагиориолит, формируют промежуточный по плотности класс пород (σ_0 изменяется в пределах от 2,16 до 2,36 г/см³; минеральная плотность δ 2,5-2,59 г/см³).

Стоит отметить, что на петроплотностную характеристику имеет место влияние тип продуктов извержения. Как правило, плотностные (в меньшей мере, все физико-механические характеристики) свойства выше у лавовых представителей пород (наиболее четко проявлено в андезитах и андезибазальтах, где σ_0 – 2,425 и δ – 2,753 г/см³), чем у их экструзивных аналогов (2,645 и 2,760 г/см³).

Для всех вулканических образований исследованных областей Карпатского региона, за исключением риолитов, можно выделить ряд общих закономерностей физических свойств:

1) Тесная связь упругих свойств с эффективной пористостью (коэффициенты вариации $r(m_e, V_p) = -0,71$; $r(m_e, V_s) = -0,75$).

2) В обстановке растяжения и повышенного теплового потока, на фоне снижения глубинности, происходило раскисления состава пород, общее разуплотнение и заметное снижение физико-механических свойств; в этом же направлении уменьшается значение отношения V_p/V_s [3].

4) Бимодальное распределение магнитных свойств вулканитов во всех областях региона. Первая группа пород относится к "магнитному" классу ($\bar{x} = 5425 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ) и представлена лавами, экструзиями различного состава с широким диапазоном изменения ИМП ($\bar{x}$ от 0,04 до $61266 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ; остаточная намагниченность J_n от 0,4 до $238 \cdot 10^{-3}$ А/м); вторая – образованиями "немагнитного" класса ($\bar{x} = 2411 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ) и сформирована риолитами и риолитовыми.

6) Чувствительным показателем изменения условий образования вулканитов выступило различие в величине и направлении остаточной намагниченности вулканитов. На западе Выгорлат-Гутинской гряды наблюдаются типично обратно-намагниченные разности пород, а для района хр. Великий Шоллес и Оаш характерна лишь прямая намагниченность, что в свою очередь позволяет проводить корреляцию с рядом объектов Эльбрусской области.

Физические свойства магматитов Эльбруса. Вулканические ассоциации региона (включая интрузивные образования), несмотря на территориальную разобщенность массивов, обладают общими чертами химизма и физических свойств.

1. Гипабиссальные гранитоиды. Гранитоиды по магнитным свойствам достаточно дифференцированы в территориальных группах (если рассматривать только $\bar{x}$: 0,44 $\cdot 10^{-3}$ ед. СГС – Минераловодский; 0,32 – Нижнечегемский; 0,535 – Сурх-Крандухский; 0,54 – Верхнечегемский; 1,09 – Кыртык-Тызыльский; 0,39 – Эльбрусский районы). Объединяет их общая черта – низкие величины коэрцитивной силы; естественной остаточной намагниченности (от 0,85 до $3,6 \cdot 10^{-3}$ ед. СГС); актор $Q \leq 1$ и значительный разброс направлений вектора I_n .

2. Субвулканические гранитоиды. Повышенные значения общей пористости (1,2%) на фоне согласованного снижения упругих и плотностных параметров (V_p до 4,85-5,04 км/с; σ_0 – 2,64-2,67 г/см³), позволяет предположить, что малые гранитоидные интрузии сформировались в обстановке растяжения. Принимая во внимание дробленность и оплавленность вкрапленников в породах неков и ранних порфировых выделений гранит- и гранодиорит-порфировых интрузий (Кыртыкский лакколит и Джунгусу), можно предположить, что

они имеют глубинную природу. К тому же, гранитоиды разных глубин имеют различную намагниченность (вариация J_n составляет от 0,009 до $3,94 \cdot 10^{-3}$ ед. СГС).

3. Лавы среднего состава. Отличительной особенностью андезибазальтов Сурх-Крандухского участка является наибольшая в регионе теплопроводность ($3,44 \cdot 10^3$ кал/см сек град). Соединение факторов высоких плотностных и упругих свойств ($\delta = 2,63$ г/см³; $V_p = 4,46$ км/с), с одной стороны, и упорядоченная структура пород, с другой, обеспечили стабильное возрастание теплофизических свойств. Обратная сторона этой тенденции проявилась через общее уплотнение этих пород и низкую пористость (6,26%). Совершенно другой петрофизический облик имеют андезибазальты Кыртык-Тызыльского участка. Близкие по составу с вулканитами Сурх-Крандухского участка, они характеризуются значительно повышенными значениями общей и эффективной пористости ($m_0 = 6,78\%$; $m_e = 5,27\%$), и, как следствие, низкими упругими и теплофизическими свойствами ($V_p = 3,88$ км/с; $V_s = 2,30$ км/с; $\lambda = 2,9810^3$ кал/см сек град).

Андезибазальты Сурх-Крандухского и Кызыл-Тызыльского участков являются магнитными образованиями с высокими значениями фактора Q (~3). Локальные отличия в магнитности средних пород вызваны как особенностями вещественного состава, так и условиями их формирования.

4. Игнимбритовая толща. Исследованные магнитные характеристики пород игнимбритовой толщи Нижне- и Верхнечегемского участков показывают, что они достаточно однородны по величинам ИМП и владеют характерным "жестким" типом намагниченности ($I_{rs} = 0,23 \cdot 10^{-3}$ ед. СГС). Для них отмечается наличие высоких величин намагниченности насыщения на фоне пониженных величин $\bar{x}$ и I_n ($\bar{x} = 0,32 \cdot 10^{-3}$ ед. СГС; J_n составляет $1,89 \cdot 10^{-3}$ ед. СГС). Также, данные термомангнитного анализа свидетельствуют о присутствии титаномагнетитов с высокими точками Кюри (~580°C). Развиты вторичные фазы магнетиков, образовавшиеся за счет диссоциации темноцветов.

Петроплотностная характеристика пород позволяет разделять разные участки районов, чего нельзя сказать об их упругих параметрах (нижнечегемские вулканиты $V_p = 3,96$ км/с; $V_s = 2,07$ км/с; верхнечегемские вулканиты $V_p = 3,78$ км/с; $V_s = 2,2$ км/с). Игнимбриты Нижнечегемского района обладают низкими значениями плотности ($\sigma_0 = 2,14$ г/см³); они более структурно разрыхлены, чем аналогичные породы Верхнечегемского участка. ($\sigma_0 = 2,41$ г/см³).

5. Лавы кислого состава. Образования дацитового состава ($\delta = 2,64$ г/см³; $\sigma_0 = 2,45$ г/см³) характеризуется более высокими плотностными параметрами, нежели риолиты. В обоих видах пород отслеживается тренд уменьшения плотности вверх по разрезу, что, по видимому, связано со строением плиоценового вулканического центра, а именно, с повышением основности туфолов и лав риодацитового и риолитового составов от основания к верхам разреза.

В целом, можно отметить некоторое общее структурное разрыхление дацитов от образований Верхнечегемского участка к Кыртык-Тызыльскому и значительное у пород Эльбрусского участка. Вследствие резкого уменьшения содержания вкрапленников, и особенно темноцветов, фиксируются низкие упругие и тепловые параметры этих пород ($V_p = 3,88$ км/с; $V_s = 2,30$ км/с; $\lambda = 2,96 \cdot 10^3$ кал/см сек град).

Относительно повышенное содержание железа, повышенная основность риолитов Кыртык-Тызыльского и Эльбрусского участков практически не отобразились на

их магнитности. Это большей частью "немагнитные" образования ($\bar{x}=0,1015 \cdot 10^{-3}$ ед. СГС).

Дациты Эльбруса представлены, главным образом, магнитными образованиями ($\bar{x}=0,50 \cdot 10^{-3}$ ед. СГС). При этом, среди них встречены тела с максимальными для кислых вулканитов области значениями ИМП ($\bar{x}=0,92 \cdot 10^{-3}$ ед. СГС в Б. Азау). Главной отличительной особенностью описываемых образований являются их низкие точки Кюри (около 375°C) и однофазность терромагнитных кривых.

Физические свойства вулканитов Казбекской области. Однородность минерального состава предопределила довольно небольшой диапазон изменений плотности лав Казбекской области ($2,37\text{--}2,75 \text{ г/см}^3$). Вариабельность в распределении плотностных свойств обусловлена изменениями газового режима при остывании эффузивов, что привело к незакономерному изменению пористости ($1,15\text{--}14,2\%$), а отсюда и остальных физико-механических свойств этих образований. Как правило, количество летучих увеличивалось к последним фазам вулканической активности, поэтому, наиболее молодые андезидациты (Горис-Цохе, Ткаршети) отличаются пониженными значениями минеральной плотности ($2,68$ и $2,70 \text{ г/см}^3$), объемной плотности ($2,40$ и $2,44 \text{ г/см}^3$), скорости продольных волн (V_p : $3,48$ и $2,81 \text{ км/с}$; V_s : $2,55$ и $2,29 \text{ км/с}$), теплоемкости и отношения V_p/V_s ($1,36$ и $1,23$). Магнитные свойства вулканитов проявляют существенные различия в разных районах области. Наибольшие величины ИМП характерны для вулканитов Казбекского района ($\bar{x}=0,68$; от $0,15$ до $1,41 \cdot 10^{-3}$ ед. СГС), в то время как для Кельского ($\bar{x}=0,298$; от $0,1$ до $1,32 \cdot 10^{-3}$ ед. СГС), а особенно Джавского районов ($\bar{x}=0,17 \cdot 10^{-3}$ ед. СГС), магнитные образования вообще не характерны.

Для "магнитного" класса пород главными ферромагнетиками являются минералы гемоильменитовой серии, которые в процессе эволюции претерпели различные изменения. По данным терромагнитного анализа, наибольший вклад в магнитность вносит малотитанистый титаномagnetит. Именно он формирует высокие величины ИМП.

Физические свойства вулканитов Армянского нагорья. Региональные отличия в составе, условиях образования четко проявлены в латеральной и вертикальной петрофизической зональности вулканитов Армянского нагорья. Андезибазальты Восточной зоны характеризуются однородным составом с высокой фемичностью, что фиксируется повышенными значениями физико-механических параметров и минеральной плотности, по сравнению с андезибазальтами Западной зоны, одинаковыми с ними по кремнекислотности и фемичности.

1. Лори-ахурянская толща. Отмечаются значительные различия в физических свойствах "нижних" и "верхних" долеритов лори-ахурянской толщи. [10, 11]. Анализ магнитных данных показывает, что для "верхних" долеритов характерны более спокойные условия кристаллизации. Их крупные идиоморфные зерна титаномagnetита подвергнуты интенсивному высокотемпературному окислению, тогда как, в долеритовых базальтах "нижней пачки" лори-ахурянской толщи окисление первичного титаномagnetита, по всей вероятности, вызвано очень быстрой кристаллизацией расплава на высокотемпературной стадии, о чем говорит дендритоподобная форма титаномagnetитов [13].

2. Кечутская свита Западной вулканической зоны. Вариации физических свойств вулканитов кечутской свиты имеют сложную природу, поскольку наряду

с тенденцией изменения физических свойств от условий образования, значительную роль играет состав пород, влияющий на значения плотности, теплопроводности и упругих свойств. По минеральному составу породный ряд свиты варьируется от двупироксеновых андезибазальтов до гиалодацитов, формируя гомодромную серию. Отмечается уменьшение минеральной плотности вверх по разрезу [15], следуя за повышением кислотности пород. Тенденция разуплотнения толщи несколько нарушается при смене породной ассоциации – переходе к амфиболитовым андезидацитам.

Наиболее сложный характер изменения наблюдается при рассмотрении магнитных свойств. Изменения ИМП эффузивов кечутской свиты следуют за вариациями содержания в них железа, его окисленности и концентрации рудного минерала. Петромагнитный анализ позволяет установить ряд общих черт эффузивов кечутской свиты (достаточно высокое исходное содержание ферромагнитных минералов, где первичный титаномagnetит имеет температуру Кюри 300°C), а также разделить их на две группы по магнитности.

1) Двупироксеновые андезибазальты кечутской свиты характеризующиеся однофазными кривыми ТМА типа Q с температурой Кюри 500°C .

2) Амфиболовые андезиты, кварцсодержащие андезиты и амфиболовые андезидациты имеющие величину δ , несущественно отличающуюся от 1. Рудный минерал, главным образом, находится в составе основной массы и интенсивно опацифицированного амфибола (в основном базальтической роговой обманки). Это наиболее магнитные образования с высокой магнитной восприимчивостью ($11,45 \cdot 10^{-3}$ ед. СГС), сильной корреляционной связью $Is-\bar{x}$, $Is, \bar{x}-C_{\text{фер}}$ [15].

Восточная вулканическая зона. Новейшие вулканогенные породы Гегамского нагорья являются результатом трех этапов внедрения. Вариативность физических свойств, обладая некоторыми общими чертами внутри каждого из этапов извержения, довольно высокая. Широкое представительство петрографических разновидностей пород делает возможным дифференцировать их по величине минеральной плотности ($2,75 \text{ г/см}^3$ в андезитах и $2,90 \text{ г/см}^3$ в базальтах). Более того, с учетом тесной связи минеральной плотности с составом пород появляется возможность выделения их вулканических фаз, поскольку они различаются по содержанию кремнекислоты. Это обстоятельство сближает их с вулканитами Центрально-Закарпатской области.

Тепло- и температуропроводность лав Гегамского нагорья колеблется в широких пределах (λ – от $2,88\text{--}3,52 \cdot 10^{-3} \text{ кал/см сек град}$; α – $5,96\text{--}6,48 \cdot 10^{-3} \text{ см}^2/\text{сек}$).

По магнитным свойствам вулканиты Гегамы можно объединить в две группы: 1) первый и второй этап новейшего вулканизма представлен породами с повышенной магнитной восприимчивостью, пониженной естественной остаточной намагниченностью ($\bar{x}=1,49\text{--}2,89 \cdot 10^{-3}$ ед. СГС; $n=6,51\text{--}33,39 \cdot 10^{-3}$ ед. СГС); 2) эффузивы простых вулканических построек вершинной части Гегамского хребта, вулкана Армаган и первой фазы деятельности вулкана Джрбашян имеют незначительные различия в ИМП.

Вулканиты Айоцдзора. В целом состав пород вул. Айоцдзор является более кислым с повышенным содержанием щелочей и пониженным фемическим компонентом, чем состав одновозрастных с ними вулканитов Гегамского нагорья. Наблюдаемое изменение состава магм между продуктами центральных и периферических вулканических очагов в петроплотностном отношении практически не отслеживается. В то время, как увеличение эксплозивности от ранних этапов к поздним, едва намеченное на Гегаме, тут в Айоцдзоре

проявляется наиболее отчетливо, что позволяет использовать величины общей и эффективной пористости или их комбинации для сравнения вулканитов разных орогенических этапов. Сама пористость, как общая, так и эффективная вулканитов Айодзора монотонно увеличивается от продуктов начальных фаз вулканизма к более поздним (m_0 с 11,26 до 14,51%; m_e с 8,8 до 13,01%). Следуя за ростом минеральной плотности и обладая обратной зависимостью с общей и эффективной пористостью, наибольшие средние значения скоростей упругих волн ($V_p=4,84$ км/с; $V_s=2,72$ км/с), теплофизических параметров ($\lambda=3,44 \cdot 10^{-3}$ кал/см сек град; $a=6,38 \cdot 10^{-3}$ см²/сек) и упругих модулей ($E=4,3$; $G=1,705$) имеют андезибазальты Гюллидузского вулкана, Сарцалинского покрова, а наименьшие – их аналоги первой фазы вулкана Далик.

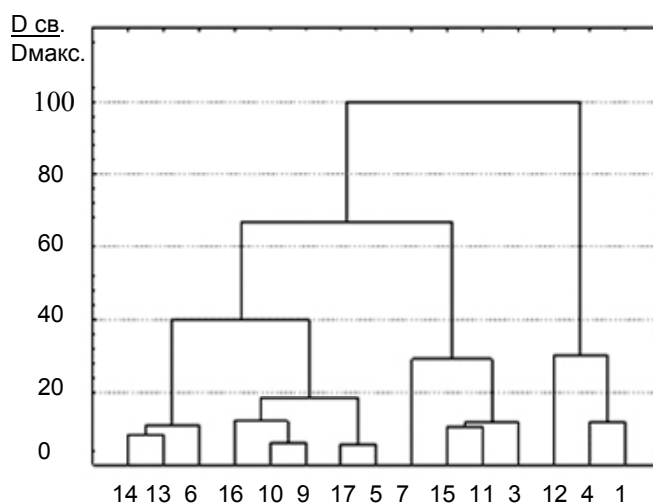
Разделение вулканитов Айодзора по комплексу плотностных, упругих и емкостных параметров находит продолжение в петромагнитной классификации. Высокоплотные, низкопористые образования Сарцалинского покрова и Гюллидузского вулкана содержат наибольшее среди вулканитов подзоны количество железа и характеризуются максимальными значениями ИМП ($3,29 \cdot 10^{-3}$ ед. СГС), показателя α/Fe_s [15]. Пониженноплотностные ($\delta=2,72-2,79$ г/см³; $\sigma_0=2,10-2,369$ г/см³) и пористые (m_0 14,98-23,8; m_e 11,32-22,27%) эффузивы Далика выделяются контрастным распределением магнитных параметров ($\alpha=0,38-6,8 \cdot 10^{-3}$ ед. СГС; $Is=0,42-3,2 \cdot 10^{-3}$ (Гс·см³)/г).

Петромагнитный анализ позволяет разграничивать циклы эффузивной деятельности [15].

Риолитовые куполовидные вулканы распространены по всей складчатой зоне Армении. Их возникновение связывается с позднеплиоценовой вспышкой тектонической активности позднеорогенной стадии развития. Наибольшими средними значениями минеральной плотности и скоростей упругих волн обладают риолиты и обсидианы вул. Ени-ел ($\delta=2,413-2,545$ г/см³; $V_p=4,22-5,76$ км/с; $V_s=2,43-3,56$ км/с) и вул. Сатанакар ($\delta=2,360-2,477$ г/см³; $V_p=3,70-5,74$ км/с; $V_s=2,19-3,56$ км/с). Значительная латеральная неоднородность распределения минеральной плотности связана с высокой дифференцированностью расплавов вне зависимости от приуроченности к различным тектоническим структурам, хотя в целом вулканиты обладают близким вещественным составом.

Отслеживается обратная зависимость изменения упругих и тепловых свойств с величиной общей пористости. Отклонения от этой зависимости обусловлены характером и формой пористости и, отчасти, структурными особенностями.

Лавы вулканов Артени по магнитным свойствам (соответственно $\alpha=0,092$ (липарит), $0,047$ ("верхние" липариты), $0,003$ (перлиты) $\times 10^{-3}$ ед. СГС) отличаются вариабельностью (коэффициент вариации 58%, 36%, 45%). Связь фактора Кенигсбергера с индуктивными параметрами и характеристиками магнитной жесткости имеет сложный характер [15].



D св.	Группа вулканитов										Принцип общности									
2,31	5	17																		Территориальный
2,47	9	10																		Территориальный
3,30	13	14																		рТ-условия
4,26	11	15																		Территориальный
4,33	6	13	14																	рТ-условия, тектонический и газовый режим
4,78	1	4																		Территориальный
4,80	3	11	15																	рТ-условия, породный ряд, тип извержений
4,83	9	10	16																	Территориальный
7,41	5	17	9	10	16															Возраст, орогеническая фаза, тип извержений, уровни глубинности
11,77	3	11	15	7																Эруптивный режим
12,16	1	4	12																	Возраст, кластический тип продуктов, мезо- и абиссальные уровни глубинности
16,13	5	17	9	10	16	6	13	14												Средний химизм, центральный тип извержений, абиссальные глубины
26,91	3	11	15	7	5	17	9	10	16	6	13	14								Структурно-тектонический контроль вулканических продуктов
40,24	1	4	12	3	11	15	7	5	17	9	10	16	6	13	14					Тектонический режим воздымания и растяжения

Рис. 1. Кластерная диаграмма сопоставления неовулканитов

Альпийской зоны Восточной Европы по комплексу петрофизических параметров

Местоположение: 1 – вулканиты Айодзора; 2 – Береговое холмогорье; 3 – Выгорлат-Шоллеский район; 4 – Гегамское нагорье;

5 – Джавский район; 6 – Западная вулканическая зона Армянского нагорья; 7 – Паннонская область; 8 – Землин-Береговой район; 9 – Кельский район, группа вулканов Крестового перевала Непискале; 10 – Минераловодский район; 11 – Нижнегегемский район; 12 – Оаш-Гутейский район; 13 – Армянское нагорье; 14 – Эльбрус-Кюгенский район;

15 – Центрально-Грузинская глыба. D св. оценивался алгоритмом Уорда по методу Манхэттенского расстояния

Выводы. Наблюдаемое различие петрографических типов вулканитов, их геохимических и физических особенностей обуславливается различными условиями зарождения и перемещения магматических расплавов из первичных очагов. Состав вулканитов определяется при этом, с одной стороны, составом субстрата в области магнеообразования, а с другой, тектонической эволюцией, механизмом теплообмена с геологической средой, в которой происходит одновременная транспортировка и эволюция расплавов.

Количественное выражение меры различий (или меры родства) между различными вулканическими образованиями по результатам петрофизического моделирования показывает, что наибольшую тесноту связи (наименьшие значения $D_{св}$) имеют объекты, относящиеся к одной вулканической провинции, что определяет территориальный признак (приуроченность геологических объектов к одному региону, области или району) как ведущий при петрофизическом сопоставлении. Факторная нагрузка родственной связи между близкотерриториальными образованиями вне зависимости от принадлежности к конкретной орогенической провинции фиксируется, главным образом, в вещественно-чувствительных параметрах: минеральной плотности, теплопроводности. Их роль, с мерой присоединения связей высшего порядка, постепенно снижается. Одновременно в факторной нагрузке увеличивается роль "структурно-чувствительных" петрофизических параметров: общей и эффективной пористости, упругих и скоростных параметров. Плотность и пористость являются определяющими на малых величинах $D_{св}$, а роль индуктивных магнитных параметров и упругих скоростей доминирует в связях высокого порядка с высокими $D_{св}$.

Наибольшую тесноту связи (наименьшие значения $D_{св}$) имеют объекты, относящиеся к одной вулканической провинции, что определяет территориальный признак (приуроченность геологических объектов к одному региону, области или району) как ведущий при сопоставлении (рис. 1).

Для образований андезибазальт-андезитового и дацит-риолитового типа, проведенные исследования в пределах Альпийской складчатой зоны Восточной Европы показали, что постоянство состава и физических характеристик определяется, в первую очередь, геологическими условиями их становления независимо от возраста и территориальной принадлежности.

Отличия в структурно-тектоническом положении, режиме кристаллизации, фиксируемые в структурно-чувствительных физических характеристиках (v , V_p/V_s и т.д.), несут номинально более высокие значения и поэтому более информативны. В частности, структурно-чувствительные петрофизические характеристики наиболее приемлемы при оценке глубинности магматического очага. При возрастании уровней глубинности отмечается постепенное снижение величин E , K и вырисовывается немонотонный нисходящий тренд v , V_p/V_s , G , V_s .

Анализ структурно-чувствительных характеристик показывает большую схожесть базальтов и андезибазальтов Венгрии, Армении, Западных Карпат и Кавказской областей [7, 8, 13]. Андезибазальты, андезиты и дациты Центрально-Закарпатской области, Казбека и Эльбруса близки по величине V_p/V_s .

Перечень использованных источников:

1. Абрамович И.И., Высокоостровская Е.В., (1964). Титан-железное отношение в породах гетерогенных магм. Геохимия, 7, 641–651.
Abramovich I.I., Vysokoostrovskaya Ye.V., (1964). Iron-titanium ratio in the rocks of heterogeneous magma [Titan-zheleznoye otnosheniye v porodakh geterogennykh magn]. Geokhimiya – Geochemistry, 7, 641–651 (In Russian).

2. Асланян А.Т., (1958). Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 430.

- Aslanyan A.T., (1958). Regional geology of Armenia [Regional'naya geologiya Armenii]. Aypetrat Publishing, Yerevan, 430 (In Russian).

3. Толстой М.И., Гасанов Ю.Л., Молявко В.Г. и др., (1976). Геохимия, петрофизика и вопросы генезиса новейших вулканитов Советских Карпат. К.: Вища школа, 187.

- Tolstoy M.I., Gasanov YU.L., Molyavko V.G. et al., (1976). Geochemistry, petrophysics and some questions of genesis latest volcanics Soviet Carpathians [Geokhimiya, petrofizika i voprosy genezisa noveyshikh vulkanitov Sovetskikh Karpat]. Vishcha shkola Publishing, Kiev, 187 (In Russian).

4. Греков И.И., Арбузкин В.Н., Литовко Г.В., Трофименко Е.А., (2005). Тектонодинамика Эльбрус-Кюгенского вулканического района (Центральный Кавказ). Сб. Современные методы геолого-геофизического мониторинга природных процессов на территории Кабардино-Балкарии. М.: Институт физики Земли РАН, Кабардино-балкарский Государственный университет, 83–93.

- Grekov I.I., Arbuzkin V.N., Litovko G.V., Trofimenko Ye.A., (2005). Tektonodynamika El'brus-Kyugenskogo vulkanicheskogo rayona (Tsentral'nyy Kavkaz). Collection of scientific articles. Modern methods of geological and geophysical monitoring of natural processes on the territory of Kabardino-Balkaria. Institute of Earth Physics RAS Publishing, Kabardino-Balkar State University, Moscow, 83–93 (In Russian).

5. Лазаренко Э.А., Гнилко М.Н., Зайцева В.Н., (1968). Металлогения Закарпатья. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 172.

- Lazarenko E.A., Gnilyo M.N., Zaytseva V.N., (1968). Metallogeny of Transcarpathian [Metallogeniya Zakarpattia]. Lviv University Publishing, Lviv, 172 (In Russian).

6. Молявко В.Г., Михайлов В.А., (1975). Сопоставление и корреляция пород андезитовой формации Выгорлат-Гутинской гряды. Материалы по геологии, геохимии, геофизике Украины, Молдавии. К.: Изд-во Киевского ун-та, 10.

- Molyavko V.G., Mikhaylov V.A., (1975). Comparison and correlation of rock andesite formation of Vyhorlat-Huta volcanic ridge [Sopostavleniye i korrelyatsiya porod andezitovoy formatsii Vygorlat-Gutinskoy gryady]. Materials on the geology, geochemistry, geophysics, Ukraine, Moldova. University of Kiev Publishing, Kiev, 10 (In Russian).

7. Молявко В.Г., Остафийчук И.М., Найчук Н. В., Утробин Д. В., (1980). Геодинамический режим формирования и условия кристаллизации кислых расплавов в пределах Эльбрусской вулканической области. Известия ВУЗов, Сер. геология и разведка, 8, 21–36.

- Molyavko V.G., Ostafiychuk I.M., Naychuk N.V., Utrobin D.V., (1980). Geodynamic mode of origin and crystallisation conditions of acid melts within the Elbrus volcanic area [Geodinamicheskiy rezhim formirovaniya i usloviya kristallizatsii kislykh rasplavov v predelakh El'brusskoy vulkanicheskoy oblasti]. Yzvestiya VUZov, Seriya heolohyya y razvedka – News of the universities, a series of geology and exploration, 8, 21–36 (In Russian).

8. Молявко В.Г., Остафийчук И.М., Толстой М.И., Сухорада А.В., Продайвода Г.Т., (1979). Эволюция неоген-четвертичного вулканизма Большого Кавказа и проблемы глубинного магнеообразования. В кн.: Глобальные палеовулканические реконструкции и тектоника. Хабаровск, 32–41.

- Molyavko V.G., Ostafiychuk I.M., Tolstoy M.I., Sukhorada A.V., Prodayvoda G.T., (1979). Evolution of Neogene-Quaternary volcanism of the Greater Caucasus and problems of deep magma [Evolyutsiya neogen-chetvertichnogo vulkanizma Bol'shogo Kavkaza i problemy glubinnogo magmoobrazovaniya]. In the book: Global paleovolcanic reconstruction and tectonics. Khabarovsk, 32–41 (In Russian).

9. Печерский Д.М., Шаронова З.В., (1976). Термомангнитная характеристика четвертичных стратовулканов Арагац и Эльбруса. Сб. Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма, Москва, 2, 80.

- Pecherskiy D.M., Sharonova Z.V., (1976). Thermomagnetic characteristics of Quaternary stratovolcanoes Aragats and Elbrus [Termomagnitnaya kharakteristika chetvertichnykh strativulkanov Aragats i El'brus]. Collection: Main geomagnetic field and the problems of paleomagnetism. Moscow, 2, 80 (In Russian).

10. Продайвода Г.Т., (1972). Влияние петрографических факторов на физические свойства вулканогенных пород. Геофизический сборник АН УССР, 46, 66–72.

- Prodayvoda G.T., (1972). Influence of petrographic factors on the physical properties of volcanic rocks [Vliyaniye petrograficheskikh faktorov na fizicheskiye svoystva vulkanogennykh porod]. Geofizicheskiy sbornik AN USSR – Geophysical compilation of Ukrainian Academy of Sciences, 46, 66–72 (In Russian).

11. Продайвода Г.Т., Сухорада А.В., Карапетян К.И., (1978). Петрофизическая характеристика продуктов ареального вулканизма (на примере Гегамского нагорья Армении). Вopr. приклад. геохим. и петрофиз., 110–112.

- Prodayvoda G.T., Sukhorada A.V., Karapetyan K.I., (1978). Petrophysical characteristics of products of areal volcanism (for example Geghama highlands of Armenia) [Petrofizicheskaya kharakteristika produktov areal'nogo vulkanizma (na primere Gegamskogo nagor'ya Armenii)]. Voprosy prikladnoy geokhimii i petrofizik – Questions of applied geochemistry and petrophysics, 110–112 (In Russian).

12. Собисевич А.Л., Нечаев Ю.Н., Собисевич Л.Е., Гурбанов А.Г. и др., (2003). Результаты геолого-геофизического мониторинга магматических структур вулкана Эльбрус. Сб. Современные методы геолого-геофизического мониторинга природных процессов на территории

Кабардино-Балкарии. Нальчик: Кабардино-балкарский Государственный университет, 158–178.

Sobisevich A.L., Nechayev YU.N., Sobisevich L.Ye., Gurbanov A.G. et al., (2003). Results of geological and geophysical monitoring magmatic structures Elbrus [Rezultaty geologo-geofizicheskogo monitoringa magmaticheskikh struktur vulkana Elbrus]. Collection: Modern methods of geological and geophysical monitoring of natural processes on the territory of Kabardino-Balkaria. Kabardino-Balkar State University, Nalchik, 158–178 (In Russian).

13. Толстой М.И., Ширинян К.Г., Остафийчук И.М., Адамян А.А. и др., (1980). Состав, физические свойства и вопросы петрогенезиса новейших вулканических образований Армении. Ереван: АН АрмССР, 322.

Tolstoy M.I., Shirinyan K.G., Ostafiychuk I.M., Adamyan A.A. et al., (1980). Composition, physical properties and some questions petrogenesis latest volcanic Armenia [Sostav, fizicheskiye svoystva i voprosy petrogeenezisa novyeshikh vulkanicheskikh obrazovaniy Armenii]. AN ArmSSR – Academy of Sciences of the Armenian SSR, Yerevan, 322 (In Russian).

M. Tolstoy, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.

O. Shabatura, Cand. Sci. (Geol.) Sci. Assoc.

E-mail: sand@univ.kiev.ua

N. Kostenko, Cand. Sci. (Geol.), Sci. Assoc.

E-mail: knv@univ.kiev.ua

Yu. Hasanov, I Cat. Geological Engineer

Institute of Geology, Taras Shevchenko National University of Kyiv

90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine

E-mail: gul@univ.kiev.ua

14. Чекунов А.В., Ливанова Л.П., Гейко В.С., (1969). Глубинное строение земной коры и некоторые особенности тектоники Закарпатского прогиба. Советская геология, 10, 57–68.

Chekunov A.V., Livanova L.P., Geyko V.S., (1969). Deep crustal structure and tectonics of some features of the Transcarpathian Trough [Glubinnoye stroeniye zemnoy kory i nekotoryye osobennosti tektoniki Zakarpatskogo progiba] Sovetskaya geologiya – Soviet geology, 10, 57–68 (In Russian).

15. Ширинян К.Г., (1967). О возможных глубинных условиях ареального вулканизма Армении. Изв. АН АрмССР, Серия: Науки о Земле, 20, 5–6, 42–54.

Shirinyan K.G., (1967). On the possible underlying conditions areal volcanism Armenia [O vozmozhnykh glubinnym usloviyakh arealnogo vulkanizma Armenii]. Izv. AN Arm. SSR, Seriya: Nauki o Zemle – News of AS of the Armenian SSR, Series: Geosciences, 20, 5–6, 42–54 (In Russian).

Надійшла до редколегії 01.07.14

STRUCTURAL AREAS IN EAST EUROPEAN ALPINE FOLDED BELT: CONTRASTING PHYSICAL PROPERTIES OF VOLCANIC PRODUCTS

Multiparameter contrasting of volcanites physical properties in the various zones of the Alpine orogen showed the greatest similarity between the objects related to a common volcanic province. This defines a territorial principle to be leading for petrophysical analysis. Substance-sensitive parameters, such as mineral density, thermal conductivity, and others become decisive for objects homogeneity. However, their significance gradually decreases as new high-order links appear. While the affect of the territorial proximity decreases, the importance of structural petrophysical parameters, such as overall and effective porosity, elasticity, velocity etc. increases. Density and porosity are crucial for strong homogeneity between geological objects, while inductive magnetic parameters and elastic velocity determine weak territorial proximity.

The correlation between vulcanite phases, chemistry, and their physical properties varies widely in different geological objects. For andesite-basalts and dacite-rhyolite series, chemical constancy and physical properties were established to be primarily determined by the geological environment of their origin, regardless of the age or territorial proximity.

Differences in structural-tectonic position, mode of crystallization recorded by structural-sensitive physical properties have nominally higher and divergent values, and, therefore, are more informative for geological and territorial section fragmentation. For instance, structure-sensitive petrophysical properties are most appropriate to assess a depth of magma chambers.

As the depth increases, elasticity and uniform stress moduli gradually decrease. At the same time there is traced an intermittent decrease in Poisson's ratio, longitudinal and transverse wave velocity, as well as V_p/V_s shear ratio is recorded.

Research into structural-sensitive properties reveals similarity between basalts and andesite-basalts located in Hungary, Armenia, Western Carpathians, and the Caucasian regions. Andesite-basalts, basalts, and dacites of the central trans-Carpathians, Kazbek and Elbrus are similar in V_p/V_s values.

There were singled out a number of petrophysical regularities for volcanites in different zones of the Alpine orogen. The mentioned above are as following: lateral petrophysical zonality (Carpathian segment); a strong differentiation of magnetic characteristics of the Caucasus and Armenia; a stable inverse dependence of elastic and thermal properties on the value of total porosity (all objects under research).

Key words: physical properties, volcanites, petrophysical analysis.

М. Толстой, д-р геол.-мінералог. наук., проф., голов. наук. співроб.

О. Шабатура, канд. геол. наук., ст. наук. співроб.

E-mail: sand@univ.kiev.ua

Н. Костенко, канд. геол. наук., наук. співроб.

E-mail: knv@univ.kiev.ua

Ю. Гасанов, інженер I кат.

E-mail: gul@univ.kiev.ua

Київський національний університет імені Тараса Шевченка

ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна

СПІВСТАВЛЕННЯ ПРОДУКТІВ ВУЛКАНИЗМУ РІЗНИХ СТРУКТУРНИХ ЗОН АЛЬПІЙСЬКОГО СКЛАДЧАСТОГО ПОЯСУ СХІДНОЇ ЄВРОПИ ЗА РЕЗУЛЬТАТАМИ ДОСЛІДЖЕННЯ ЇХ ФІЗИЧНИХ ВЛАСТИВОСТЕЙ

За результатами багатопараметричного зіставлення за серією фізичних характеристик вулканітів різних зон Альпійського складчастого поясу Східної Європи встановлено, що найбільша подібність між об'єктами спостерігається тоді, коли вони відносяться до однієї вулканічної провінції, що визначає територіальну ознаку як провідну при петрофізичному зіставленні. Основне факторне навантаження родинного зв'язку між геологічними об'єктами несуть речовинно-чутливі параметри: мінеральна густина, теплопровідність та ін. Їхня роль, з мірою присудження зв'язків вищого порядку, поступово знижується. Із зменшенням впливу територіальної спільності зростає факторне навантаження "структурно-чутливих" петрофізичних параметрів: загальної та ефективно пористості, пружних і швидкісних параметрів. Густина і пористість є визначальними при зв'язках сильної "спорідненості" геологічних об'єктів, а роль індуктивних магнітних параметрів і пружних швидкостей, відповідно, при слабких.

У різних геологічних об'єктах також сильно змінюється характер зв'язку складу і фаз вулканітів з їхніми фізичними характеристиками. Для утворень андезібазальт-андезитового і дацит-ріолітового рядів встановлено, що сталість складу й фізичних характеристик визначається, в першу чергу, геологічними умовами їх становлення, незалежно від віку й територіальної приналежності. Відмінності в структурно-тектонічному положенні, режимі кристалізації, що фіксуються в структурно-чутливих фізичних характеристиках, несуть номінально вищі та більш варіативні значення, і тому є більш інформативними для цілей формаційного й територіального розчленування розрізу. Зокрема, структурно-чутливі петрофізичні характеристики найбільш прийнятні при оцінці глибини магматичного вогнища. При зростанні рівнів глибини відзначається поступове зниження величин модуль пружності, есебічного стиску і вимальовується немонотонний спадний тренд коефіцієнту Пуассона, швидкостей поздовжніх і поперечних хвиль, їх відношення V_p/V_s , модуля зсуву.

Аналіз структурно-чутливих характеристик показує велику схожість базальтів і андезібазальтів Угорщини, Вірменії, Західних Карпат і Кавказу. Андезібазальти, андезити і дацити Центрально-Закарпатської області, Казбеку і Ельбрусу близькі за величиною V_p/V_s .

Виділено ряд характерних петрофізичних трендів вулканітів різних зон Альпійського складчастого поясу: латеральна петрофізична зональність для Карпатського сегменту; сильна диференційованість магнітних характеристик вулканітів Кавказу та Вірменії; стійка обернена залежність зміни пружних і теплових властивостей від величини загальної пористості для всіх геологічних об'єктів регіону.

Ключові слова: фізичні властивості, вулканічні породи, петрофізичний аналіз.

УДК 549.02; 553.08; 553.2

S. Elen, PhD, Senior Research Scientists
Geological Institute Slovak Academy of Sciences
1, Dumbierska Str., Banska Bystrica, 97401, Slovakia
E-mail: jelen@savbb.sk

L. Skakun, PhD, Associate Prof.
Ivan Franko National University of Lviv
4, Hrushevskiyi Str., L'viv, 79005, Ukraine
E-mail: lzskakun@gmail.com

O. Grinchenko, PhD, Associate Prof.
Taras Shevchenko National University of Kyiv
90, Vasylykivska Str., Kyiv, 03022, Ukraine
E-mail: alexgrin@univ.kiev.ua

S. Bondarenko, PhD, Senior Research Scientist
Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation
NAS of Ukraine
34, Acad. Palladina Ave., Kyiv – 142, 03680, Ukraine
E-mail: sbond@igmof.gov.ua

T. Mikus, PhD, Research Scientist
Geological Institute, Slovak Academy of Sciences
1, Dumbierska Str., Banska Bystrica, 97401, Slovakia
E-mail: mikus@savbb.sk

T. Ztevkova, PhD, Research Scientist
Faculty of Natural Sciences Comenius University
B-1, Mlynska Dolina Str., Bratislava, 84215, Slovakia
E-mail: timea.stevkova@apvv.sk

T. Mironchuk, PhD, Associate Prof.
Taras Shevchenko National University of Kyiv
90, Vasylykivska Str., Kyiv, 03022, Ukraine
E-mail: tatianakiev99@gmail.com

BISMUTH MINERALIZATION IN NEOGENE VOLCANITES OF UKRAINIAN CARPATHIANS AND SLOVAKIA

(Рекомендовано членом редакційної колегії доктором геол. наук, доц. С.Є. Шнюковим)

The paper discusses distributional features of bismuth mineralization in the Neogene volcanites covering Ukraine and Slovakia. Bismuth is a typical element of many gold, polymetallic, and copper-porphyry Neogene deposits of the Ukrainian trans-Carpathians and Slovakia. Due to its intrinsic minerability, bismuth produces sundry minerals that are sensitive to certain physical and chemical environment. Therefore, studying bismuth features reveals principles of ore formation. Despite the fact that bismuth minerals mostly form submicroscopic aggregates, they can be indicators of the physical and chemical environment essential to form ore systems, for their composition is highly sensitive to minor variations in such parameters as temperature, Eh-pH, fTe_2 , fS_2 , fSe_2 , fO_2 , and others.

Both within the trans-Carpathian region of Ukraine and on the territory of Slovakia there are distinctly traced two stages of bismuth mineralization, both being synchronous with volcanic eruptions of the Miocene and Pliocene ages, accordingly. Each stage of volcanic ejection reveals a certain typo-morph of bismuth minerals and a different degree of bismuth mineralization manifestation. It has been established that bismuth sulphosalts are the products of the Miocene volcanites and the associated epithermal deposits, while manifestations of bismuth-tellurium mineralization are widespread in the metasomatically altered volcanites of the Pliocene age.

Miocene epithermal deposits are characterized by native gold-Bi-sulphosalts-bismutite-chalcopryite-quartz paragenesis formed from neutral solutions persisting adularia due to the replacement of the earlier formed sulphides, mostly galenite. This stage shows the reduction of Ag/Cu ratio in time. Minerals going through a number of phases during mineralization is put down to the fact that most of them form metastable and intermediate links during metasomatic replacements caused by spatial and time variations in hydrothermal solutions.

Bismuth-tellurium-selenic mineralization is distributed in the metasomatically altered Pliocene volcanites of the Vyhorlat-Ghuta ridge. Bismuth-tellurium ore manifestations are associated with high-temperature pneumatolytic-hydrothermal systems, with acid solutions being predominant, which is proved by a wide distribution of kaolinite-hydromica metasomatites. Broad distribution of Bi-Te-Se mineralization in the Pliocene volcanites of the Vyhorlat-Ghuta ridge provides evidence to considering this structure a unique metallogenic province on the European continent.

Key words: bismuth, mineralization, Ukraine, Slovakia.

Introduction. Bismuth is a typical element in many gold, polymetallic and copper-porphyry Neogene deposits of the Ukrainian trans-Carpathians and Slovakia. The behavior of bismuth in gold mineralization process is similar to the behaviour of gold itself, that's why when mineralogical and geochemical investigations are carried special attention is commonly paid to this element. Gold, silver, bismuth and tellurium prove to be genetically related due to their spatial affinity and common features of crystallisation during hydrothermal process [2]. Similarly, bismuth minerals are indicative of gold-bearing parageneses, and are found in, virtually, all gold-bearing deposits discovered on the territory of the Ukrainian trans-Carpathians and Slovakia [8; 11]. Due to its inherent mineralization, bismuth forms sundry mineral varieties sensitive to certain physical and chemical conditions in different mineralogical environment. Therefore, a comparative study of bismuth behaviour in ore-bearing neovolcanites of both Ukrainian and Slovakian provinces is vital in understanding the processes and features of gold mineralization.

Despite the fact that in most cases bismuth minerals form submicroscopic segregations, they can serve as indicators of physical and chemical conditions of ore formation because their composition is highly sensitive to slight variations in temperature, Eh-pH, fTe_2 , fS_2 , fSe_2 , fO_2 , and some other parameters.

Background. Based on the findings of the research carried and the data on the regional features of the distribution, mineralogical and geochemical properties of bismuth mineralization out of the Neogene volcanites in the Ukrainian Carpathians and Slovakia, there were established some typical features of bismuth distribution and mineralogical forms of their occurrences. Basically, regional-geochemical bismuthic mineralization is characterized by a marked contrast in the distribution of bismuth – from its dissemination in sedimentary and volcanic rocks to high and sometimes "tremendously high" concentrations of bismuth regularly revealed in the products of metasomatic alteration of the Neogene volcanites. There can be distin-

guished two stages of bismuth mineralization within the trans-Carpathian region of Ukraine and the territory of Slovakia, both being synchronous with volcanic processes of the Miocene and Pliocene ages, correspondingly. The volcanic eruptions, in turn, can be connected with the subduction of European Plate under Carpathian volcanic arch or regional displacement of Panonian terraine [9]. Numerous volcanic ejections of the Miocene age are spatially confined to the internal zone of the inner-Carpathian volcanic belt (Berehivske, Preshov, Middle-Slovakian structures), while volcanic formations of the Pliocene age are mainly localized within the external zone of this belt. They form a regional structure, the Vyhorlat-Ghuta ridge, which stretches both on the territory of Ukraine and Slovakia [6].

Each stage of volcanic activity is characterised by a certain typomorphic set of bismuth minerals and a different degree of the bismuth mineralization manifestation. It was established that such mineral varieties as bismuth sulphosalts are characteristic of the Miocene volcanic formations, epithermal and mesothermal gold, and polymetallic deposits associated with them. Meanwhile, the manifestations of bismuth-tellurium mineralization are mostly spread in the metasomatically altered volcanic varieties of the Pliocene age that are localised within the Vyhorlat-Ghuta ridge.

In Miocene volcanites bismuth mineralization is mainly revealed in correlation with gold in polymetallic ores of the Neogene volcanites within the Berehivske and Central-Slovakian ore fields (Banska Shtiavnitsa-Hodrusha). Mostly, gold-polymetallic deposits and ore manifestations of the Ukrainian trans-Carpathians – Muzhyivske, Berehivske, Behanske, Kuklianske deposits and Bucha, Kvasove ore manifestations – are localised within the Berehivske ore field. The location of the ore bodies is outlined by the structures closely associated with calderas, crater necks, and extrusion formations. Ore bodies occur in apical and near-contact zones of subvolcanic intrusives, fracture zones, radial and arc faults of calderas, dome raisings, linear zones of faults, stocks and veins of explosive breccias. Ore-bearing rocks are represented by metasomatically altered rhyodacitic tuffs and explosive breccias, uncommonly by porphyrites and basic porphyritic tuffs, as well as by subvolcanic intrusions.

The conditions might relate the deposit formation to the near-surficial, low-to-middle temperature environment, which corresponds, according to standard international classification, to the formations of epithermal-copper-porphyry type. Within the Muzhyivske deposit of the Ukrainian trans-Carpathians (the one being most thoroughly investigated), the manifestations of gold-polymetallic and gold-quartz-sulphide mineralization are localised mainly in the plagioliparites and plagioliparite-dacite formations of the middle tuff horizon of the lower level; whereas the manifestations of pure gold and gold-silver mineralization are confined to the explosive breccias that were subjected to intensive argyllisation in the upper horizons of ore structures.

The paragenesis of bismuth minerals with Sb-As-sulphosalts, chalcopryte, native gold, quartz and adularia is characteristic of the Sarmatian gold-polymetallic deposits in the Berehivske (the Berehivske deposit) and Central Slovakian (the Banska Shtiavnitsa and Hodrusha deposits) ore fields. In the Berehivske ore field the area of the paragenesis mentioned above is characterised by distinct mineralogical-geochemical zonality, in which antimony minerals (bournonite, tetrahedrite) occupy peripheral position on the flanks and upper part of the ore columns (mainly in the Muzhyivske deposit), whereas bismuth mineralization (Bi-As gray ores, galenite-matildite solid solutions, Cu-Bi-Pb sulphosalts, bismutite) occurs at the lower horizons of the central, chalcopryte-rich narrow zones (only in the Bere-

hivske deposit) [1]. There was identified an increase of the bismuth sulphosalt content being in direct ratio to the hypogene concentrations of chalcopryte in the veins of the Banska Shtiavnitsa-Hodrusha ore field [3].

The investigation having been carried out, there were revealed some common features in the evolution of the Cu-Bi-Pb sulphosalt composition in the Berehivske and the Banska Shtiavnitsa-Hodrusha ore fields. In the Berehivske deposit Bi-sulfosalts occur as the inclusions in galenite grains found in fine-grained quartz and adularia-quartz aggregates [2]. The same genesis is observed in the ores of the Banska Shtiavnitsa-Hodrusha deposits [5]. This association is of reactive, metasomatic nature, which is proved by a wide distribution of symplectites in the contact zone between sulphosalts and galenite and between chemically-heterogeneous sulphosalts.

All bismuth sulphosalts can be classified into four groups:

1. the Ag-Bi-Pb sulphosalts represented by matildite-AgBi₂-galenite solid solutions in both ore fields, with the persistence of galenite-lillianite (Pb₂Bi₂S₆) modular structure type, mostly being minerals of ourayite series (Ag₄PbBi₆S₁₂-Pb₁₁Bi₂S₁₄). The veins of the Berehivske deposit show the presence of gustavite-lillianite and treasureite Ag₇Pb₆Bi₁₅S₃₂ sulphosalts. Mineral phases of this group are mostly represented by myrmekite and lamella-like structures of galenite replacement.

2. the Cu-Ag-Pb-Bi sulphosalts, similar in composition to benjaminite (Ag,Cu)₃(Bi,Pb)₇S₁₂, and berryite Pb₃(Ag,Cu)₅Bi₇S₁₆, including a number of Ag₅CuBi₄Pb₁₁ – AgCu₅Bi₄Pb₂S₁₁ phases and characteristic of the Banska Shtiavnitsa-Hodrusha ore field. They form thin intergrowths with Ag-Pb-Bi sulphosalts and chalcopryte in galenite.

3. the Cu-Pb-Bi sulphosalts represented by the intermediary aikinite CuPbBi₃-bismuthite Bi₂S₃ series. They are widespread in the aggregates of the Banska Shtiavnitsa-Hodrusha deposits [4] in the form of intergrowths with Ag-Pb-Bi sulphosalts, chalcopryte and bismutite. As single grains, they are found in the Berehivske deposit ores [2].

4. the Cu-Bi sulphosalts, homologues of cuprobismutite (hodrusite, kupcikite), found only in the Hodrusha deposit ores as predominant phases among the bismuth sulphosalts in the hematite-chalcopryte-quartz ores.

Ore aggregates of the Berehivske, Shtiavnitsa and Hodrusha deposits reveal common features in the evolutionary composition of bismuth sulphosalts. The main variations in bismuth sulphosalts composition are described by two factors – variations between Pb/Bi and Ag/Cu ratios to galenite depletion (the latter being initially an unstable phase), and an increase in the amount of chalcopryte in the chemistry of quartz aggregates. The occurrence of bismuth mineralization is marked by the formation of myrmekite and lamella-like structures that replace galenite. At this stage there are formed Ag-Bi-Pb sulphosalts. An increase of Bi and Cu activity in solutions results subsequently in the formation of Cu-Bi-Pb sulphosalts and their gradual replacement by Cu-Pb-Bi-Cu-Bi-varieties. The stages of bismuth sulphosalts formation are shown on Fig. 1 by arrows. The sulphosalts described should be considered as metastable, intermediate phases of galenite replacement by chalcopryte against the temporal increase in Bi and decrease in Ag activities. The final stage of this process is manifested by the formation of quartz-chalcopryte-bismuthite aggregate. The differences revealed can be explained by the fact that the processes mentioned above occurred more intensively within the Banska Shtiavnitsa-Hodrusha ore field, which finally resulted in the persistence of the most stable phases, the reduction in compositional variations, and a wide distribution of cuprobismutite homologues.

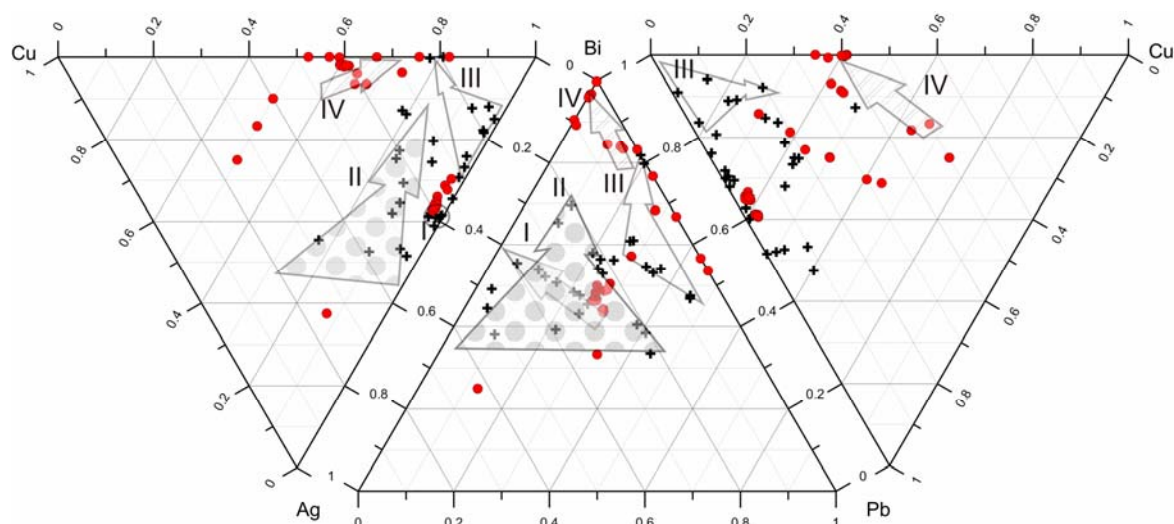


Fig. 1. Variations in Cu-Ag-Pb-Bi-sulphosalt composition in the Berehivske (crosses) and Banska Shtiavnitsa (circles) ore fields. Arrows show time variations in the composition of various sulphosalts: I – Ag-Bi-Pb; II – Ag-Pb-Bi; III – Cu-Pb-Bi; IV – Cu-Bi

Bismutite proper was revealed only in the massive aggregates of chalcopryrite (Beregove, Hodrusha-Gamre). Gold was noticed to associate with chalcopryrite. Thus, slight gold-bismutite-tetradymite paragenesis was found in epithermal gold deposits of Slovakia (Banska Shtiavnitsa, Hodrusha, Zhupkov) [10; 11].

Bismuth mineralization of the metasomatically altered Neogene volcanites is identified by the development of Bi-Te-Se-S parageneses within the Vyhorlat-Ghuta ridge [8]. Genetically, volcanogenic rocks of the Vyhorlat-Ghuta ridge are related to the basalt-andesite-rhyolite formation, which hypabyssal-subvolcanic component is represented by gabbro-diorite monzodiorite-granodiorite series that are characterized by central depression – calderas surrounded by arcs of volcanic structures and associated polygenic dome-ring structures [6].

Epithermal manifestations of Bi-Te mineralization are confined to the Late Pannonian-Levantine volcanic ring

structures localized on the territory of Ukraine and Slovakia (Table. 1). Concentric ore-geochemical zonation found in these structures testifies to genetic relation between their mineralization and evolution. They are localized in the focal part of the dome-ring structures: the pre-neck volcanic zones. Metasomatites are mainly confined to the axial area of the ridge where fumarole-solfataric activity occurred intensively. The fields of hydrothermal-metasomatic alteration with disseminated bismuth-tellurium mineralization are localized in the overlying intrusive part of the geological section. The altered rocks are represented (according to their top-down replacement) by argillizite-beresite-propylite facial series, with the occurrence of deep-laying turmaline-beresite-greisen associations in the monzodiorite-porphyrries. Sometimes the content of tellurium reaches 4 % in metasomatically altered rocks, while bismuth shows 0.9 %.

Table 1

Main Manifestations of Bismuth-Tellurium Mineralization in Metasomatically Altered Neovolcanites of the Vyhorlat-Ghuta Ridge

Bi Mineralization Distribution Locality	Bi Mineralization Metasomatites	Bismuth Abundant Minerals
Podulky	kaoline-hydromica and quartz-turmaline-topaz-mica metasomatites	tsumoite, Ag-tsumoite, pilsenite
Il'kovtsy	kaolinite-hydromica-smectite metasomatites	pilsenite, tsumoite, native bismuth, Bi_2Te phase
Smerekiv Kamin	hydromica-smectite metasomatites with lenses of secondary quartzites	bismutite, tsumoite, Te-sulfonevskite, zhozeite, pilsenite, $\text{Bi}_3\text{Te}_{1.5}\text{S}_{0.5}$ and $\text{Bi}_2\text{Te}_{0.5}\text{S}_{0.5}$ phases
Poruba pod Vyhorlatom, Remetske Hamre	kaolinite-hydromica metasomatites with lenses of secondary quartzites	telluronevskite (Bi_3TeSe_2), vyghorlatite ($\text{Bi}_{8+x}(\text{Se}, \text{Te}, \text{S})_{11-x}$)

Bismuth mineralogy of the Vyhorlat-Ghuta ridge. The main bismuth-bearing associations of the Vyhorlat-Ghuta ridge are mostly represented by tellurides, sulfotellurides, native bismuth and local bismuth sulphides, and oxides [5].

Bismuth tellurides. Bismuth telluride, first found in 1950s-60s in the delluvial-alluvial sediments and further in solid rocks in the vicinity of Perechyn, Ilkovtsy, Podulky villages and Syniak resort, was initially defined as "wehrlite" [1]. Later, after x-ray research of "wehrlite" monocrystal plates was carried out, "wehrlite" was noticed to have heterogeneous structure [8]; thus, it was defined that "wehrlite" consists of several mineral phases which form a structure of epytaxial intergrowths in a plane (0001). The findings facilitated identifying such mineral phases as tsumoite – BiTe , pilsenite – Bi_4Te_3 , and Bi_2Te phase [9] in the chemistry of "primary wehrlite".

The investigations of natural Bi-tellurides of the trans-Carpathian region and Slovakia have shown that they are characterised by considerable variations of Bi/Te ratio. When calculating their crystallochemical formulae, it is often impossible to reach stoichiometric ratios between atoms of metals – (bismuth) and (Te+Se+S). More often these proportions are of 2:2, 2:3; 3:2, 4:3 and 8:5. According to the X-ray-structural investigations of tellurides their non-stoichiometry results from a mixed-layered structure identified in tsumoite, pilsenite and at a phase which chemistry is similar to Bi_2Te .

Among Bi-rich ore minerals, there were established such varieties as tsumoite (BiTe), pilsenite (Bi_4Te_3), zhozeit ($\text{Bi}_4\text{Te}_2\text{S}$), vyghorlatite ($\text{Bi}_{8+x}(\text{Se}, \text{Te}, \text{S})_{11-x}$) and telluronevskite (Bi_3TeSe_2). Some other mineral phases (Table 1), referred to in the publications [10], remain insufficiently

investigated for the computational complexity of obtaining reliable x-ray data, the existence of natural solid solutions and sporadic occurrences of isomorphic replacements. It is also worth mentioning that there is identified a considerable increase of selenium content within the area of the Vyhorlat-Ghuta ridge stretching on the territory of Slovakia.

Native bismuth is widespread in montmorillonite metasomatites within Smerekiv Kamin area. Here it forms spheroidal segregations overgrown by joseite and impregnated with telurides.

Beyond telurides, sulphides (ikunolite, Bi_4S_3) and native bismuth there were identified secondary oxides (currently insufficiently studied) that, being film-like in form, spread along the telurides in the metasomatites of Ilkovtsy manifestation.

The X-ray-structural analysis indicates the film to be composed of smirnit (Bi_2Te_5) or a mixture of smirnit and $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{O}_7$ oxide. These oxides form only from pilsenite and a mineral whose chemistry is similar to Bi_2Te . In the Poruba pod Vyhorlatom mineralised area secondary bismuth minerals are mainly represented by montanite.

Conclusions. Mineralogical and geochemical research being carried out, the following features of bismuth behaviour in the Neogene volcanites of the Ukrainian Carpathians and Slovakia can be distinguished:

1. The Miocene epithermal deposits are characterised by native gold-bismutite-chalcopryrite-quartz evolving from neutral solutions that persist adularia due to the replacement of the earlier formed sulphides, mostly galenite. The decrease of Ag/Cu ratio in time is indicative of this stage. A considerable number of mineral phases might be explained by their mostly being metastable and intermediate links which are formed during metasomatic replacements caused by spatial and time variations in hydrothermal solution parameters.

2. In the metasomatically altered Pliocene volcanites of the Vyhorlat-Ghuta ridge there is abundant bismuth-tellurium-selenic mineralization. Bismuth-tellurium ore manifestations are associated with high-temperature pneumatolytic-hydrothermal systems, in which acid solu-

tions are predominant, which is proved by a wide distribution of kaolinite-hydromica metasomatites. According to the rates of Bi-Te-Se mineralization, the Vyhorlat-Ghuta ridge is likely to become a unique province on the European continent, in metallogenic and mineralogical sense.

References

1. Biruk S., Skakun L., (2000). Bismuth Minerals of the Beregovo Ore Field: Mineral Assemblages and Spatial Zonation (Transcarpathian, Ukraine). *Geological Quarterly*, 44, 1, 39-46.
2. Ciobanu C.L., Pring A., Cook N.J., Self P. et al., (2009). Chemical-structural Modularity in the Tetradymite Group: A HRTEM Study. *Amer. Mineral.*, 94, 4, 517-534.
3. Jelen S., Ponomarenko O., Mikuš T., Skakun L. et al., (2012). The Occurrence and Distribution Features of Bismuth in Neogene Volcanites of Slovakian and Ukrainian Carpathians. *Acta Mineralogica-Petrographica*, Joint 5th Mineral Sciences in the Carpathians Conference and 3rd Central-European Mineralogical Conference 20-21 April, 2012, University of Miskolc, Miskolc, Hungary, Abstract Series, Szeged, 7, 67.
4. Jelen S., Mikus T., Prsek J., (2009). Sulphosalts of Cuprobismutite Homologous Series from Banská Hodruša and Čierna Lehota (Western Carpathians, Slovakia). *Mineralogichnyi zbornik*. Lviv, 59, 2, 64-76.
5. Kovalenker V.A., Jelen S., Sandomirskaya S., (1993). Minerals of the System Ag-Cu-Pb-Bi-S from the Polymetallic Veins of the Stivnica-Hodruša Ore Field (Slovakia). *Geologica Carpathica*, 44, 6, 409-423.
6. Коптюх Ю.М., (1992). Золото-полиметаллическое оруденение Внутрикarpатского вулканического пояса. Киев: Наукова думка, 146.
7. Коптюх Ю.М., (1992). Gold-base Metal Mineralization of the Inner-Karpathian Volcanic Belt. Kiev: Naukova dumka, 146 (in Russian).
8. Лазаренко Е.К., Лазаренко Э.А., Барышников Э.К., Малыгина О.А., (1963). Минералогия Закарпатья. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 614 с.
9. Lazarenko E.K., Lazarenko E.A., Baryshnikov E.K., Malygina O.A., (1963). Mineralogy of Transcarpathians. Lvov: Publishing House of Lvov. University, 614 p. (in Russian).
10. Melnikov V., Jelen S., Bondarenko S., Bálintová T. et al., (2010). Comparative Study of Bi-Te-Se-S Mineralizations in Slovak Republic and Transcarpathian Region of Ukraine. Part 2. Crystal Chemistry and Genesis of Layered Bi-tellurides. *Mineralogichnyi zhurnal*. — *Mineralogical Journal*, 32, 1, 38-44.
11. Seghedi I., Downes H., (2011). Geochemistry and Tectonic Development of Cenozoic Magmatism in the Carpathian Pannonian Region. *Gondwana Research*, 20, 4, 655-672.
12. Sejkora J., Litochleb J., Černý P., Ozdín D., (2004). Bi-Te Mineral Association from Župkov (Vtáčnik Mts., Slovak Republic). *Mineralia Slovaca*, 36, 3-4, 303-315.
13. Ztevkova T., (2012). Krytalochemia Mineralov Tetradymitovej Skupiny a Stadium Bi-Se-Te Mineralizácie na Vybraných Lokalitách Západných Karpát a Vihorlatu. *Dizertačná práca: PhD in Petrology*. Bratislava, 163 p. (in Slovak).

Надійшла до редколегії 15.09.14

С. Єлень, канд. наук, наук. ст. наук. співроб.

E-mail: jelen@savbb.sk

Геологічний інститут, Словацька Академія наук

вул. Думберська 1., м. Банська Бистриця, Словацьчина, 97401

Л. Скакун, канд. геол.-мін. наук, доц.

E-mail: lzsakun@gmail.com

Львівський національний університет ім. Івана Франка

вул. Грушевського 4, м. Львів, Україна, 79005

О. Грінченко, канд. геол.-мінералог. наук, доц.

E-mail: alexgrin@univ.kiev.ua

Київський національний університет імені Тараса Шевченка

ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна

С. Бондаренко, канд. геол. наук, ст. наук. співроб.

E-mail: sbond@igmtf.gov.ua

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення Національної Академії наук України

пр. Паладіна, 34, м. Київ-142, Україна, 03680

Т. Мікуш, канд. наук, наук. співроб.

E-mail: mikus@savbb.sk

Геологічний інститут, Словацька Академія наук

вул. Думберська 1., м. Банська Бистриця, Словацьчина, 97401

Т. Штевкова, канд. наук, наук. співр.

E-mail: timea.stevkova@apvv.sk

Університет ім. Яна Коменського

Факультет природничих наук, вул. Млинська долина В-1, м. Братислава, Словацьчина, 84215

Т. Мірончук, канд. філол. наук, доц.

E-mail: tatianakiev99@gmail.com

Київський національний університет імені Тараса Шевченка

ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна

МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ВИСМУТА В НЕОГЕНОВИХ ВУЛКАНИТАХ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ І СЛОВАЧЧИНИ

У статті викладено матеріал щодо особливостей поширення вісмуткової мінералізації у неогенових вулканітах України та Словацьчини. Вісмут є типовим елементом багатьох золоторудних, поліметалічних і міднопорфирових неогенових родовищ Українського Закарпаття та Словацьчини. Завдяки своїй здатності до мінералоутворення, вісмут характеризується можливістю формування значної кількості мінеральних різновидів, які є чутливими до певних фізико-хімічних умов середовища. В зв'язку з цим вивчення особливостей поведінки вісмуту має важливе значення для дослідження особливостей та характеристики процесу рудогенезу. Незважаючи на

той факт, що в більшості випадків мінерали в'єсмуту формують субмікроскопічні виділення, вони можуть слугувати індикаторами фізико-хімічних умов формування рудних систем, тому що їх склад є високочутливим до незначних змін таких параметрів як температура, Eh-pH, fTe₂, fS₂, fSe₂, fO₂ та інші.

Як у межах Закарпатського регіону України так і на території Словаччини контрастно простежуються два етапи в'єсмуту мінералоутворення, які синхронізуються відповідно з проявами вулканізму міоценового та пліоценового віку. Кожний етап прояву вулканічної діяльності характеризується певним типоморфним набором в'єсмуту мінералів та різним ступенем інтенсивності прояву власне в'єсмуту мінералізації. Було встановлено, що сульфосоли в'єсмуту є характерними для міоценових вулканітів та асоційованих з ними епітермальних родовищ, в той час як прояви в'єсмут-телурової мінералізації є широко розповсюдженими в метасоматично змінених вулканітах пліоценового віку.

Міоценові епітермальні родовища характеризуються парагенезисом самородне золото-Bi-сульфосоли-в'єсмутин-халькопірит-кварц, що формуються із нейтральних розчинів (постійна присутність адуляру) внаслідок зміщення раніше утворених сульфідів, перш за все галеніту. Характерним для цього етапу є зменшення співвідношення Ag/Cu в часі. Велика кількість мінеральних фаз пояснюється тим, що більшість із них є метастабільним, проміжними ланками, що утворюються при процесах метасоматичних заміщень на фоні просторових та часових варіацій параметрів гідротермальних розчинів.

У метасоматично змінених пліоценових вулканітах Вигорлат-Гутинського пасма поширена в'єсмут-телур-селенова мінералізація. В'єсмут-телурової рудопрояви пов'язані з високотемпературними пневматоліто-гідротермальними системами, в яких переважали кислі розчини, що підтверджується широким поширенням каолінит-гідроксидистих метасоматитів. Масштаби прояву процесів Bi-Te-Se мінералізації у пліоценових вулканітах Вигорлат-Гутинського пасма дають можливість розглядатися цю структуру як унікальну металогенічну провінцію Європейського континенту.

Ключові слова: в'єсмут, мінералізація, Україна, Словаччина.

С. Елень, канд. наук, ст. науч. сотр.,

E-mail: jelen@savbb.sk

Геологический институт, Словацкая Академия наук
ул. Думберская 1., г. Банская Быстрица, Словакия, 97401,

Л. Скакун, канд. геол.-мин. наук, доц.,

E-mail: lzsakun@gmail.com

Львовский национальный университет имени Ивана Франко

Геологический факультет, ул. Грушевского 4, г. Львов, Украина, 79005,

А. Гринченко, канд. геол.-мин. наук, доц.,

E-mail: alexgrin@univ.kiev.ua

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко

УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина

С. Бондаренко, канд. геол. наук, ст. науч. сотр.,

E-mail: sbond@igmof.gov.ua

Институт геохимии, минералогии и рудообразования Национальной Академии наук Украины

пр. Палладина, 34, г. Киев-142, Украина, 03680,

Т. Микуш, канд. наук, науч. сотр.,

E-mail: mikus@savbb.sk

Геологический институт, Словацкая Академия наук

ул. Думберская 1., г. Банская Быстрица, Словакия, 97401,

Т. Штевкова, канд. наук, науч. сотр.,

E-mail: timea.stevkova@apvv.sk

Университет им. Яна Каменского

Факультет естественных наук, ул. Млынська долина В-1, г. Братислава, Словакия, 84215,

Т. Мирончук, канд. филол. наук, доц.,

E-mail: tatianakiev99@gmail.com

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко

УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина

МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ВИСМУТА В НЕОГЕНОВЫХ ВУЛКАНИТАХ УКРАИНСКИХ КАРПАТ И СЛОВАКИИ

В статье изложен материал относительно особенностей распространения в'єсмуту мінералізації в неогеновых вулканитах Украины и Словакии. В'єсмут является типичным элементом многих золоторудных, полиметаллических и меднопорфировых неогеновых месторождений украинского Закарпатья и Словакии. Благодаря своей способности к минералообразованию в'єсмут характеризуется возможностью формирования значительного количества минеральных разновидностей, которые являются чувствительными к определенным физико-химическим условиям среды. В связи с этим изучение особенностей поведения в'єсмуту имеет важное значение для исследования особенностей и характеристики процесса рудогенеза. Несмотря на тот факт, что в большинстве случаев минералы в'єсмуту формируют субмикроскопические агрегаты, они могут служить в качестве индикаторов физико-химических условий формирования рудных систем, потому что их состав является высокочувствительным к незначительным изменениям таких параметров как температура, Eh-pH, fTe₂, fS₂, fSe₂, fO₂ и другие.

Как в пределах Закарпатского региона Украины так и на территории Словакии контрастно прослеживаются два этапа в'єсмуту мінералообразования, которые синхронизируются соответственно с проявлениями вулканизма миоценового и плиоценового возраста. Каждый этап проявления вулканической деятельности характеризуется определенным типоморфным набором в'єсмуту мінералов и разной степенью интенсивности проявления самой в'єсмуту мінералізації. Установлено, что сульфосоли в'єсмуту характерны для миоценовых вулканитов и ассоциированных с ними эпитеермальных месторождений, в то время как проявления в'єсмут-телурової мінералізації широко распространены в метасоматически измененных вулканитах плиоценового возраста.

Міоценовые эпитеермальные месторождения характеризуются парагенезисом самородное золото-Bi-сульфосоли-в'єсмутин-халькопірит-кварц, который формируется из нейтральных растворов (постоянное присутствие адуляра) вследствие замещения ранее образованных сульфидов, прежде всего галенита. Характерным для этого этапа является уменьшения соотношения Ag/Cu во времени. Большое количество минеральных фаз объясняется тем, что большинство из них являются метастабільным, промежуточными звеньями, которые образуются при процессах метасоматических замещений на фоне пространственных и временных вариаций параметров гидротермальных растворов.

В метасоматически измененных плиоценовых вулканитах Вигорлат-Гутинской гряды распространена в'єсмут-телур-селеновая мінералізація. В'єсмут-телуровые рудопроявления связаны с высокотемпературными пневматолито-гидротермальными системами, в которых преобладали кислые растворы, что подтверждается широким распространением каолинит-гидроксидистых метасоматитов. Масштабы проявления процессов Bi-Te-Se мінералізації в плиоценовых вулканитах Вигорлат-Гутинской гряды дают возможность рассматривать данную структуру как уникальную металлогеническую провинцию Европейского континента.

Ключевые слова: в'єсмут, мінералізація, Украина, Словакия.

УДК 551.4

О. Іванік, д-р геол. наук, доц.
Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна,
E-mail: om.ivanik@gmail.com

МЕТОДИЧНЕ ЗАБЕЗПЕЧЕННЯ ПРОГНОЗУВАННЯ ЗСУВНОЇ НЕБЕЗПЕКИ НА РЕГІОНАЛЬНОМУ ТА ЛОКАЛЬНОМУ РІВНІ: ПРИНЦИПИ, МЕТОДИ, МОДЕЛІ

(Рекомендовано членом редакційної колегії доктором геол.-мінералог. наук, проф. В.В. Шевчуком)

Визначення пріоритетності факторів виникнення небезпечних явищ на окремих ділянках функціонування відповідних техногенних систем повинно здійснюватись через інтегрований аналіз якісних і значною мірою кількісних даних з геолого-геоморфологічної будови території та фізико-географічних умов формування цих явищ. Основна мета – науково-обґрунтоване виділення локальних ділянок можливого формування небезпечних геологічних процесів та моделювання їх впливу на функціонування природно-техногенних систем, для яких застосовуються методи детермінованого моделювання і прогнозу. Проведено аналіз світового досвіду у виконанні регіонального та локального прогнозування зсувної небезпеки на основі комплексного підходу. Регіональне прогнозування зсувної небезпеки базується на поєднанні стохастичного та детермінованого підходів та має високу надійність отриманих результатів. На основі локальних прогнозів досліджується природа зсувних процесів, визначається їхня локалізація та взаємодія із інженерними спорудами. Наведено прогнозно-еталонну модель оцінки зсувної небезпеки у межах Карпатського модельного полігону. Для визначення прогнозно-еталонних ознак зсувів, пріоритетності та інформативності факторів їх формування використано технології ГІС, що передбачали створення інформаційної бази концептуальної моделі регіону із сукупністю картографічних шарів і баз атрибутивної інформації. Виконано порівняльний аналіз методів локального прогнозування зсувної небезпеки та підтверджено, що одним із важливих критеріїв оцінки стабільності схилу є напружено-деформований стан (НДС) породного масиву. Для зсувонебезпечних схилів із змінними параметрами водонасичення здійснено постановку задачі розрахунку НДС та визначення ступеня схематизації (формалізації) розрахунків.

Ключові слова: зсувна небезпека, прогноз, геоінформаційні системи, напружено-деформований стан.

Вступ та постановка проблеми. Просторовий та часовий прогноз розвитку зсувних процесів виконується за різними підходами та методичним забезпеченням, де враховано узагальнюючі чинники та особливості їх формування на регіональному та локальному рівні. Теоретичні обґрунтування прогнозів і механізмів зсувів із використанням різних принципів і підходів розглянуто у роботах Г.С. Золотарьова, Є. Ємельянова, І.Ф. Єриша, Г.І. Рудька, І.К. Фоменка, Є.О. Яковлева та інших. Базові принципи та підходи аналізу процесів та чинників зсувоутворення, встановлення їх закономірностей та розробки інформаційно-аналітичних систем визначено у роботах Е.Д. Кузьменка, І.К. Фоменка, К. Фостера та багатьох інших [4, 8, 12, 15, 17, 19]. Ці автори встановили закономірності виникнення або активізації зсувних явищ при одночасному комплексному впливі просторових і тимчасових природно-техногенних факторів, розробили алгоритми реалізації прогнозу зсувів на кількісному ймовірнісному рівні.

Визначення пріоритетності факторів виникнення небезпечних явищ на комплексній основі за конкретними крупномасштабними геолого-геоморфологічними та гідрометеорологічними даними на окремих ділянках функціонування відповідних техногенних систем – задача далека до розв'язання. Вона має вирішуватись через інтегрований аналіз якісних і значною мірою кількісних даних з геолого-геоморфологічної будови території та фізико-географічних умов формування цих явищ. Основна мета цього – науково-обґрунтоване виділення локальних ділянок можливого формування небезпечних геологічних процесів та моделювання їх впливу на функціонування природно-техногенних систем, для яких можна застосувати методи детермінованого моделювання і прогнозу.

Інтегрований аналіз, комплексна оцінка та інтерпретація різномірної інформації для регіонального і локального прогнозу поширення небезпечних геологічних процесів інструментально забезпечується застосуванням ГІС-технологій з їх потужними обчислювальними ресурсами та інформаційною методологією. Світовий досвід використання геоінформаційних технологій для картування та дослідження зсувів вказує на значну поширеність методик просторового аналізу та статистичного інструментарію ГІС. За останні роки було розроблено різні методи комплексного аналізу геологічного середовища з метою прогнозування зсувів різного генезису. Так як більшість методів потребують комплексно-

го аналізу значних обсягів даних, більшість дослідників впроваджують свої розробки у ГІС-середовище. Загальноприйняті методи базуються на створенні тривимірних моделей досліджуваних територій, об'ємної деталізації зсувонебезпечних схилів за допомогою фотограметричної обробки даних дистанційного зондування, наземної або повітряної лідарної зйомки, GPS- картування. Встановлюються природні та антропогенні чинники, що впливають на формування або активізацію зсувів, визначаються кількісні співвідношення такого впливу. У подальшому створюються у середовищі ГІС виокремлені карти (шари) кожного з чинників та проводиться інструментальними засобами ГІС багатофакторний оверлейний аналіз з формуванням результативних карт ймовірності виникнення зсувів у якісній або кількісній градації [18-19, 21, 24-25, 27]. В основі всіх методів ГІС-аналізу зсувної небезпеки лежить цифрова модель рельєфу (DEM).

Принципи та методи регіонального та локального прогнозування зсувної небезпеки. Загалом регіональний прогноз зсувних процесів передбачає визначення можливості виникнення та інтенсивності їх розвитку, а також впливу на інженерні споруди різного призначення у межах певного району. Регіональне прогнозування може бути як якісним, так і кількісним і проводиться як за допомогою стохастичних, так і детермінованих методів. В основі регіональних прогнозів – спеціальне районування території, що характеризує поширення зсувів чи умови їх виникнення та активізації. До класу методів якісного прогнозування зсувної небезпеки належать методи, що базуються на експертних оцінках та методи оцінки стійкості території в балах. Кількісний прогноз базується на детермінованому та стохастичному підходах [26]. До методів прогнозу зсувної небезпеки, що базуються на детермінованих моделях, належать групи методів оцінки прояву зсувних процесів та методи аналогій. До існуючих методик регіонального прогнозування зсувів належать такі як: методика прогнозування за допомогою методу логічного повернення до попереднього стану [20]; методика із залученням ROC аналізу (receiver operating characteristic curve analysis) [22]. У цих випадках середовище ГІС використовується не тільки для введення та збереження даних та візуалізації інформації, а й для проведення спеціальних розрахунків, для яких створюються спеціальні додатки. До методів прогнозу зсувної небезпеки, що

використовують статистичні методи, належать методи геодинамічного потенціалу, регресійного аналізу, багатовимірної статистики та інші.

Прикладом регіонального прогнозування може слугувати система прогнозування зсувів Великої Британії із розробленою потужною Національною базою даних, створеною на геоінформаційній основі Геологічною службою цієї країни (BGS), де фіксуються всі моніторингові дослідження стану зсувонебезпечних ділянок, удосконалюються методики та прогнозні алгоритми, вивчаються критичні напруження у межах породних комплексів [19]. Національна база даних зсувів Великої Британії охоплює інформацію щодо виникнення та активізації більше ніж 14 000 зсувів у межах Англії, Шотландії та Уельсу, кожний із яких характеризується 35-ма атрибутами. Першоджерелом інформації є національна цифрова геологічна карта масштабу 1:10000 та 1:50000. Дані зберігаються у повністю сумісній БД ORACLE, доступ до якої може здійснюватись через інтерфейс програм Microsoft Access або ArcGIS. На основі цієї бази даних виконується оцінка ризиків зсувної небезпеки за допомогою системи GeoSure, методологія якої використовує як детермінований, так і евристичний підходи. Евристичний підхід має не меті експертну оцінку та класифікацію ризиків, а також визначення можливих чинників зсувоутворення. За допомогою детермінованого підходу визначається вплив кожного з факторів на стійкість схилів, у межах яких відбуваються зсувоутворення. На основі аналізу геологічних та гідрометеорологічних даних із застосуванням цих підходів створена карта зсувної небезпеки Великої Британії (рис. 1).

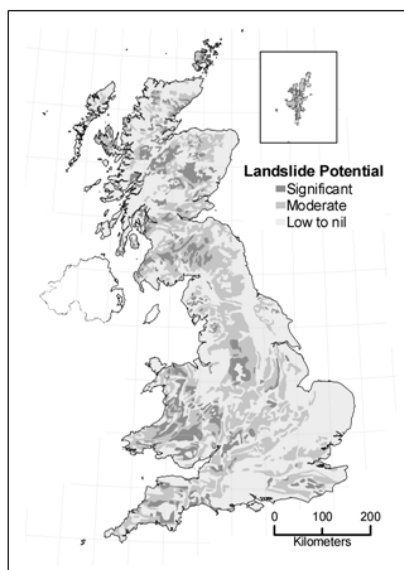


Рис. 1. Карта зсувної небезпеки Великої Британії, за [19]

У США Геологічною службою (USGS) виконується Національна програма оцінки зсувної небезпеки, за якою створено цифрову карту зсувної небезпеки цієї країни. У межах цієї карти територію класифіковано за трьома категоріями згідно відсоткової частки охоплення зсувним процесом. За програмою проводиться комплекс досліджень з моніторингу, вивчення багатфакторності зсувних процесів та розробки ефективних засобів щодо реагування на надзвичайні ситуації. Значна частина геологічних досліджень у цьому напрямку ведеться по окремих штатах та регіонах, зокрема, на локальному рівні, що безумовно підвищує точність прогнозування. Фахівцями Геологічної служби організовано інструментальні спостереження зсувного процесу у межах станцій спостереження, що виконується у режимі реального часу та доступний для перегляду в on-line.

Для моделювання зсувів та оцінки ризиків використовуються спеціалізоване програмне забезпечення SLAMMER, TRIGRS, PTCOUNT та інше.

В Японії оцінка ступеня зсувної небезпеки ґрунтується на багатофакторному аналізі та застосуванні низки статистичних методів, що дозволяють будувати карти прогнозу зсувної небезпеки із врахуванням геологічних, геоморфологічних, кліматичних та техногенних факторів, а оцінка просторового поширення зсувів виконується у ГІС-середовищі. Застосування ГІС-технологій із потужними можливостями просторового та геостатистичного аналізу є характерним для регіональних досліджень у межах Канади, Італії, Індії, Індонезії та багатьох інших країн.

Прикладом прогнозування зсувної небезпеки у межах України можуть слугувати дослідження, проведені автором у межах Карпатського модельного полігону у Свалявському та Воловецькому районах Закарпатської області. Побудова прогнозно-еталонної моделі та створення банку критеріїв і ознак водно-гравітаційних процесів, необхідних для виявлення ймовірних ділянок поширення цих несприятливих явищ, проводились на основі геологічних досліджень, аналізу і систематизації фактичного матеріалу по зсувних процесах. Ці дослідження підтвердили, що специфічні ландшафтно-кліматичні та геолого-геоморфологічні умови формування небезпечних геологічних процесів у межах певних територій диктують особливі підходи і методи просторово-часового їх прогнозування на локальному та регіональному рівнях із обов'язковим залученням даних польових спостережень та використанням потужного інструментарію ГІС. Головним завданням є створення прогнозно-еталонної моделі відповідних геологічних об'єктів (зокрема, зсувів), що представляє собою класифікатор ознак (чинників) виникнення несприятливих геологічних явищ. Інформативність цих чинників визначається через кількісні характеристики ступеня впливу кожного з них на формування зсувів. У основі цієї моделі – опрацьована різноманітна картографічна інформація по району досліджень, статистичні дані, результати особистих польових спостережень, кадастри небезпечних геологічних явищ тощо [2, 7, 23 та ін.]. Безумовно, якість використаних в еталонній моделі опрацьованих даних та процеси формалізації вихідної та модельної інформації забезпечують ефективність застосування такої моделі.

Для визначення прогнозно-еталонних ознак зсувів, пріоритетності та інформативності факторів їх формування було використано технології геоінформаційних систем, що передбачають створення інформаційної бази концептуальної моделі регіону із сукупністю картографічних шарів і баз атрибутивної інформації, відповідною організації даних щодо можливих факторів виникнення сучасних екзогенних небезпечних геологічних процесів. Для побудови концептуальної прогнозно-еталонної моделі використано програмний продукт ArcGIS 9.1 фірми ESRI та його спеціалізовані модулі, перевага яких полягає у добре розвинутому інструментарії створення та обробки растрових і векторних моделей даних, особливо в області засобів оверлейного аналізу та алгебри карт, які і були використані у даних дослідженнях.

Морфометричні параметри зсувних тіл з характеристиками їх форми, ширини, довжини, об'єму зсувних мас, площі поширення, характеристик зсувних схилів, часу їх виникнення тощо склали основу атрибутивної таблиці даних щодо зсувів на полігоні, створеної на основі власних польових спостережень та фондових матеріалів [2].

Зсуви класифіковано за наступними параметрами: час виникнення з виокремленням стабілізованих давніх та сучасних. Таке ранжування виконано на основі аналізу особистих спостережень при польових дослідженнях. Аналіз факторів формування водно-гравітаційних процесів та просторовий прогноз їх виникнення потребували ство-

рення реляційної бази геоданих, яка містила поєднану картографічну та атрибутивну інформацію щодо прогнозних ознак виникнення зсувів. Для побудови цієї геобаз даних, що об'єднувала набори класів об'єктів, автономні об'єктні класи, класи просторових об'єктів, класи відношень та атрибутивні домени, використовувались загальні принципи побудови аналогічних баз. Одним із факторів формування водно-гравітаційних явищ є літолого-стратиграфічна складова породних комплексів. Для просторового аналізу існуючих зсувів здійснено векторизацію крупномасштабних геологічних карт території, що досліджувалась, з виділенням просторових об'єктів полігонального типу геометрії, які відображали вікову характеристику породних комплексів та їх літологічний склад.

На основі поглибленого геологічного аналізу із залученням натурних даних досліджено роль літологічного, стратиграфічного, структурно-тектонічного, геоморфологічного та гідрометеорологічного факторів. Засобами рекласифікації спеціалізованого модуля Spatial Analyst (ArcGIS) здійснено ранжування кожного фактора за ступенем впливу на зсувоутворення та придатності виділених об'єктів відповідно до створеної концепції оцінки території. Кожний об'єкт (зсув) оцінено щодо відповідності заданим умовам. Підґрунтям є багатомірні моделі, в якій окремі характеристики об'єктів відповідним

чином розміщено у різних шарах ГІС. З метою визначення впливу кожного з факторів на формування зсувів виконано розрахунки вагових коефіцієнтів (коефіцієнтів інформативності). Для цього проведено процедури статистичного аналізу за методикою Е.Д. Кузьменка зі співавторами [15], обчислено парні коефіцієнти кореляції між параметрами зсувоутворення. Слід зазначити, що призначення вагових коефіцієнтів на етапі виконання аналізу потребувало певних уточнень та корегувань у процесі моделювання. Це продиктовано необхідністю поетапного групування факторів та використання результатів експертної оцінки з врахуванням даних аналітичних та польових спостережень. Всі охарактеризовані фактори комбіновано для створення загальної інтегральної прогнозовної карти, що враховує розглянуті чинники для кожного місця розташування. Інтегральна карта зсувонебезпеки (рис. 2) створена методом оверлейних перетворень матричної моделі даних, що дає можливість одночасного врахування розглянутих факторів, отримання принципово нової просторової інформації та відповідної реалізації комплексної моделі зсувонебезпеки району. Отримані результати стосуються загального впливу геолого-геоморфологічних та ландшафтно-кліматичних факторів на формування зсувних явищ.

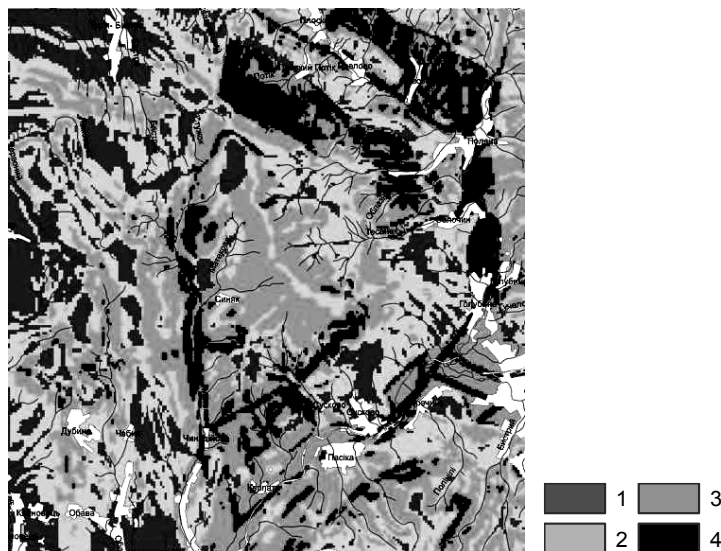


Рис. 2. Прогнозна інтегральна карта зсувонебезпеки Карпатського модельного полігону:
1 – ділянки з низькою ймовірністю формування зсувів; 2 – ділянки мінімальної зсувонебезпеки;
3 – ділянки із середнім потенціалом виникнення зсувів; 4 – ділянки високої зсувонебезпеки

Однак, проведення генетичного аналізу зсувів, вивчення їхньої динаміки та режиму можливе тільки при детальних дослідженнях, визначенні пріоритетності впливу кожного з факторів на процес зсувоутворення. Саме такі роботи становлять основу локального прогнозування зсувної небезпеки.

На основі локальних прогнозів досліджуються певні типів схлизових процесів, визначається їх локалізація та взаємодія із конкретними інженерними спорудами. Вони глибоше оцінюють природу зсувного процесу, мають найбільше практичне значення і, як правило, здійснюються комплексом методів.

Локальний прогноз стійкості схилів повинен передбачати аналіз зміни стану схилу з урахуванням неоднорідності та зміни факторів зсувоутворення. Він проводиться двома послідовними етапами [17]:

- прогноз змін факторів зсувоутворення (навантажень на схил, властивостей порід та ін.);
- аналіз стану схилу та його окремих морфологічних елементів у залежності від змін факторів зсувоутворення.

При локальному прогнозуванні зсувної небезпеки можуть вирішуватись два види задач:

- розрахунки стійкості з метою оцінки небезпеки розвитку зсувного процесу;

- оцінка динаміки стану схилу (у тому числі, оцінка швидкості зміщення зсувних мас).

При вивченні локальної стійкості зсувів широке застосування знаходять наступні три класи методів:

- методи аналогій;
- методи фізичного моделювання;
- методи математичного моделювання.

Методи аналогій базуються на понятті ізоморфізму та ізомірності інженерно-геологічних умов [14]. Вони включають метод натурального моделювання та порівняльний кількісний підхід. Обмежене використання цих методів пов'язане переважно із відсутністю необхідної кількості природних аналогів, для яких існує достатня інформація про геологічну будову, обводненість, властивості гірських порід, що пояснюється унікальністю умов конкретних схилів та відповідним протіканням зсувного процесу.

Методи фізичного моделювання передбачають відтворення у фізичній моделі тих же фізичних полів, що діють і в об'єкті природи, лише змінених за своїми абсолю-

тими значеннями відповідно до масштабу моделювання. Однією з основних переваг фізичного моделювання є можливість здійснення прямих спостережень за процесами і явищами, які моделюються, іноді ця перевага є вирішальною. Перевага лабораторних методів полягає у дослідженні та встановленні фізико-механічних властивостей породних комплексів, що є основними даними для наступного математичного моделювання та чисельних розрахунків напружено-деформованого стану породних комплексів. У основі методів моделювання лежить вчення про подібність з метою геомеханічного моделювання процесів, що відбуваються у породних комплексах схилів, використовуються методи еквівалентних матеріалів, відцентрового моделювання, поляризаційно-оптичний метод, електроаналогові методи та інші. При вирішенні завдань прогнозування стійкості схилів використовують також методи, що являють собою комбінації різних принципів моделювання, наприклад принципів відцентрового моделювання та поляризаційно-оптичного методу або методу еквівалентних матеріалів і відцентрового моделювання [11]. У цілому лабораторні методи дозволяють отримати хороші результати в однорідному чи рівномірно шаруватому середовищі, однак для породних масивів складної геологічної будови створення таких моделей викликає певні труднощі. Тому останнім часом все більшого використання набувають розрахункові методи прогнозу зсувної небезпеки.

За допомогою методів математичного моделювання при прогнозі зсувної небезпеки можуть вирішуватись дві проблеми – оцінка стійкості схилів та динаміка розвитку зсувного процесу. За узагальненою класифікацією ці методи поділяються на групу традиційних методів та групу чисельних методів аналізу. До першої групи входять методи граничної рівноваги, методи кінематичного аналізу та методи статистичного аналізу зрушення. До другої групи належать методи, що базуються на механіці суцільного середовища, методи механіки дискретного середовища та гібридні методи [17].

Серед загальноживаних методів оцінки стійкості схилів та визначення зсувного тиску слід відмітити такі: метод круглоциліндричної поверхні, метод горизонтальних сил (Маслова-Берера, Маслова та ін.), аналітичний метод Г.М. Шахунянца, метод Л.П. Ясунаса та ін.

У нормативних документах [5] рекомендовано метод розрахунку стійкості схилу (укосу), складеного однорідними ґрунтами. При наявності на схилі споруд вагою P_c і наявності вище поверхні ковзання ґрунтової води коефіцієнт стійкості схилу пропонується визначати за такою формулою:

$$K_c = \frac{\sum_i [(P_i \cos \alpha_i + P_c \cos \alpha_c) \tan \phi_i + c_i I_i] R}{\sum_i [9,8(S_1 + S_2) e \gamma + P_c d + G a] + 9,8 \gamma_w \sum_i S_2 I_i a_f},$$

де P_i – вага ґрунту в межах розрахункового i -го елемента ($P_i = S_1 \gamma + S_2 \gamma_f$), Н/м; α_i – кут нахилу поверхні ковзання до горизонту в межах розрахункового i -го елемента, град; P_c – сумарне навантаження на схил у межах розрахункового елемента від будинків, споруд, тощо, Н/м; α_c – кут між вектором сили P_c і напрямком від середини розрахункового елемента на поверхні ковзання до центру, град; ϕ_i та c_i – кут внутрішнього тертя, град, і питоме зчеплення ґрунту, МПа, на поверхні ковзання в межах розрахункового елемента; I_i – довжина розрахункового елемента за напрямком поверхні ковзання; R – радіус поверхні ковзання; S_1 і S_2 – площа перерізу розрахункового елемента, що зайнята фільтраційним потоком і природної вологості, м²; e – плече дії ваги розрахункового елемента відносно центра по-

верхні ковзання, м; γ і γ_f – щільність ґрунту природної вологості і в межах об'єму, що зайнятий фільтраційним потоком, кг/м³; γ_w – питома щільність води, кг/м³; a і d – плечі дії горизонтального зусилля G і ваги P_c відносно центру кривої ковзання; G – горизонтальне зусилля, що прикладене до споруд у межах розрахункового елемента, Н/м; I_i – гідралічний градієнт; a_f – плече дії фільтраційного тиску, м, в розрахунковому елементі.

Безумовно, представлені методи вирішують велику частину прикладних завдань щодо забезпечення надійності споруд, однак вони значною мірою схематизують геологічні умови та структурні особливості схилів. Значну проблему становить визначення поверхні ковзання. Частково вона вирішується за рахунок застосування геофізичних методів, зокрема вертикального електричного зондування або зондування становленням електромагнітного поля, які встановлюють як положення поверхні ковзання, так і її тип [3].

Разом з тим, мають бути враховані і максимально використані такі важливі фактори, як розподіл напружень у породах схилу, неоднорідність геологічної будови, тріщинуватість, відмінність у механічних властивостях різних частин масиву тощо. Вимагають подальшого вивчення і удосконалення методи розрахунків стійкості неоднорідних схилів, за допомогою яких можна було би встановити вплив усіх чинників, що впливають на стійкість.

Оскільки, одним із важливих критеріїв оцінки стабільності схилу є напружено-деформований стан (НДС) породного масиву, то для оцінки формування зсувів ці дослідження є важливим етапом. Проблеми розрахунків НДС породних масивів на основі різних підходів та методик викладено у численних роботах [1, 6, 9-11, 13, 16, 21]. Вирішення цієї задачі включає декілька етапів, що охоплюють порівняльний аналіз величин і показників міцності там, де за геологічними даними можна очікувати небезпеку у відношенні стійкості зон і контактів; виявлення зон підвищених напружень, що формуються поблизу поверхні схилів, вздовж крупних тріщин тощо; визначення впливу тектонічних та інших тріщин різного напрямку на розподіл напружень в масиві порід; аналіз зміни розподілу напружень у масивах порід схилів у результаті ерозійних врізів за новітній час та при співвідношенні в річковій долині.

В останні роки розроблені та інтенсивно удосконалюються потужні програмні обчислювальні комплекси для розв'язків великих класів задач механіки суцільних середовищ чисельними методами. Ці програмні комплекси, разом із універсальністю, володіють інтерфейсом, який є зручним для користувача як при побудові моделей, так і при наочному аналізі отриманих результатів. Ці програмні продукти є практичним засобом для оцінки стійкості схилів та напружено-деформованого стану масивів гірських порід із застосуванням чисельних методів розв'язків. Переважно у цих програмах для розрахунків параметрів напружено-деформованого стану застосовується метод скінченних елементів. Слід виокремити такі програмні розробки: **Ansys** – універсальний скінченноелементний програмний пакет, що дозволяє вирішувати задачі в областях: міцності та оцінки поведінки масивів гірських порід, **Plaxis 2D (Plaxis 3D Foundation, Plaxis 3D Tunnel)** – програма для розв'язку задач механіки ґрунтів; **FLAC 2D (FLAC 3D)** – найбільш універсальна програма, яка широко використовується для гірничо-геомеханічних та геотехнічних досліджень, включає багато вбудованих геомеханічних моделей, також дозволяє створювати та інтегрувати користувацькі моделі; **FLAC Slope** – окремі модулі програми FLAC, призначені для оцінки стійкості схилів; **ABAQUS** – один з найпотужніших пакетів для проведення всебічного скінченноелементного аналізу, є повністю універсальним та дозволяє вирішувати задачі як моде-

лювання механізмів та конструкцій, так і масивів гірських порід у тривимірному моделюванні.

Слід зазначити, що наведені програмні комплекси володіють певною універсальністю, однак з певними проблемами застосовуються для конкретних умов, не завжди здатні врахувати вагомі фактори виникнення процесів. Це вимагає застосування особливих підходів до моделювання стійкості окремих зсувонебезпечних схилів, що характеризуються особливими умовами будови породного масиву та перебігу небезпечних процесів.

Визначення напружено-деформованого стану порід у межах окремого зсувонебезпечного схилу повинно виконуватись із врахуванням низки геологічних та геоморфологічних факторів. У межах Карпатського регіону для зсувонебезпечних схилів здійснено постановку задачі розрахунку НДС та визначено ступінь схематизації (формалізації) розрахунків [23].

Розрахунково-аналітична модель впливу процесів, спричинених сукупними природними факторами на стійкість інженерних споруд передбачає оцінку великої кількості факторів, що впливають на перебіг даних процесів.

Основні зведені фактори, що беруться до уваги при побудові фізичної і математичної моделей та розрахунках на основі алгоритмічної схеми математичної моделі, є вологість породи; дія гравітаційного поля Землі; зведений тип породи (в межах розглядуваного масиву) з притаманними йому термомеханічними характеристиками – модуль Юнга, коефіцієнт Пуассона, коефіцієнт лінійного розширення, густина, межа текучості; граничні умови на границі розглядуваного масиву (по переміщенням чи напруженням); геометричні характеристики вибраного масиву (розміри, кут нахилу схилу). Також при розрахунках враховується, що залежно від фактору вологості змінюються термомеханічні характеристики породи.

При побудові фізико-геологічної моделі приймаємо такі гіпотези:

1) обмежуємось розглядом скінченного масиву, відкидаючи все, що знаходиться за його межами, вважаючи, що прикладені на границі масиву зусилля компенсують зовнішній вплив;

2) приймається гіпотеза суцільності матеріалу масиву;

3) приймається гіпотеза про малі деформації, що виникають внаслідок діючих силових, температурного, гравітаційного факторів, тощо;

4) вважаємо поведінку матеріалу масиву термопружно (реологічний закон записується у вигляді співвідношень Дюганеля-Неймана);

5) вважаємо, що по відношенню до матеріалу масиву справедлива гіпотеза про лінійність деформацій (в співвідношеннях між переміщеннями та деформаціями наступують членами вище першого порядку).

У рамках математичної моделі розглядуване явище описується як термопружно-пластична рівновага ізотропної матриці під дією прикладених до неї масових (гравітаційне поле Землі) та поверхневих зусиль, неоднорідного стаціонарного поля температури. Крім того, вважається, що модуль Юнга в кожній точці матриці залежить від температури та вологості.

Для визначення меж показників текучості та пластичності різних літологічних різновидів гірських порід використано емпіричні дані. Для визначення взаємозв'язку механічних та фізичних параметрів ґрунтів та з'ясування граничних меж фізичного стану порід проведено статистичну обробку та інтерполяцію отриманих даних. На основі цієї моделі побудовано численно-аналітичний алгоритм розв'язання задачі в математичній постановці та розрахунково-аналітичний модуль [23].

Висновки. Регіональне прогнозування зсувної небезпеки базується на поєднанні стохастичного та детермінованого підходів та має високу надійність отриманих результатів. Застосування стохастичних методик дозволяє вирішити завдання визначення та оцінки значення

комплексу факторів зсувоутворення, детерміноване моделювання зсувної небезпеки дає можливість виконати кількісну оцінку впливу окремих факторів на процес формування зсувів. Стохастичні та детерміновані методики взаємно доповнюють одна одну, а отримані результати є точними та адекватними. *Локальні прогнози* досліджують певні типи схилових процесів, визначають їх локалізацію та взаємодію із конкретними інженерними спорудами, вони оцінюють природу зсувного процесу, мають найбільше практичне значення і, як правило, здійснюються комплексом методів. Наведено прогнозно-еталонну модель оцінки зсувної небезпеки у межах Карпатського модельного полігону. Для визначення прогнозно-еталонних ознак зсувів, пріоритетності та інформативності факторів їх формування використано технології ГІС, що передбачали створення інформаційної бази концептуальної моделі регіону із сукупністю картографічних шарів і баз атрибутивної інформації, відповідною організації даних щодо можливих факторів виникнення сучасних екзогенних небезпечних геологічних процесів. Виконано порівняльний аналіз методів локального прогнозування зсувної небезпеки та підтверджено, що одним із важливих критеріїв оцінки стабільності схилу є напружено-деформований стан (НДС) породного масиву. Для зсувонебезпечних схилів із змінними параметрами водонасичення здійснено постановку задачі розрахунку НДС та визначено ступінь схематизації (формалізації) розрахунків. У рамках математичної моделі розглядуване явище описується як термопружно-пластична рівновага ізотропної матриці під дією прикладених до неї масових (гравітаційне поле Землі) та поверхневих зусиль.

Список використаних джерел

- Абуталиев Ф.Б., Петрухина И.А., Садыков Р.А., (1984). Моделирование инженерно-геологических процессов. Ташкент: Изд-во "Фан", 137 с.
- Abutaliev F.B., Petruhina I.A., Sadykov R.A., (1984). Modelirovanie inzhenerno-geologicheskikh processov. Tashkent, Fan, 137 p (In Russian).
- Барничка В.Ю., (1986). Отчет по региональному и стационарному изучению ЭГП на территории Закарпатской области УССР за 1982-1986 гг., Т. 1, 152 с.
- Barnichka V.Yu., (1986). Otchet po regional'nomu i stacionarnomu izucheniyu JeGP na territorii Zakarpatskoy oblasti USSR za 1982-1986, Vol. 1, 152 p (In Russian).
- Дослідження зсувних процесів геофізичними методами / Е.Д. Кузьменко, А.Ф. Безсмертий, О.П. Вдовина та ін.; за ред. Е.Д. Кузьменка, (2009). Івано-Франківськ: ІФНТУНГ, 294 с.
- Kuz'menko E.D., Bezsmertyy A.F., Vdovyna O.P. et al., (2009). Doslidzhennya zsuynykh protsesiv heofizychnymi metodamy. Ed. E.D. Kuz'menko. Ivano-Frankivsk, IFNTUNH, 294 p (In Ukrainian).
- Закономірний зв'язок між величинами імовірностей виникнення зсувів та зсувної небезпеки при комплексному впливі природно-техногенних факторів (теоретичні засади та система прогнозування) / Кузьменко Е.Д., Крижанівський Є.І., Карпенко О.М., Журавель О.М., (2007). Екологічні проблеми нафтогазового комплексу: міжнар. наук.-практ. конф., 26 лютого-2 берез. 2007 р.: матеріали конф. К.: НПЦ "Екологія, наука, техніка", 71-74.
- Kuz'menko E.D., Kryzhanivskyy Ye.I., Karpenko O.M., Zhuravel' O.M., (2007). Zakonomirnyy sv'yazok mizh velychynamy imovirnostey vynyknennya zsuviv ta zsuвної nebezpeky pry kompleksnomu vplyvi prirodno-tekhnogennykh faktoriv (teoretychni zasady ta sistema prognosuvannya) / Кузьменко Е.Д., Крижанівський Є.І., Карпенко О.М., Журавель О.М., (2007). Ekologichni problemy naftogazovoho kompleksu: mizhnar. nauk.-prakt. konf., 26 Febr.-2 March 2007: abstracts. Kyiv, NPTs "Ekolohiya, nauka, tekhnika", 71-74 (In Ukrainian).
- Інженерний захист та освоєння територій: Довідник / А.І. Білеуш, С.П. Дудник, Г.А. Заблоцький та ін., (2000). К.: Основа, 344 с.
- Bileush A.I., Dudnyk S.P., Zablots'kyi H.A. et al., (2000). Inzhenernyy zakhyst ta osvoyennya terytoryi. Dovidnyk. Kyiv, Osнова, 344 p (In Ukrainian).
- Іванов І.П., Хромых Д.П., (1991). Моделирование в инженерной геодинамике. Л.: Изд-во ЛГИ, 98 с.
- Ivanov I.P., Khromykh D.P., (1991). Modelirovanie v inzhenernoj geodinamike. L., Izd-vo LGI, 98 p (In Russian).
- Інженерна геодинаміка України і Молдови (оползневые геосистеми): в 2 т. / под ред. Г.И. Рудько, В.А. Осюка, (2012). Черновцы: Букрек, Т. 1, 742 с., Т. 2, 744 с.
- Inzhenernaya geodinamika Ukrainy i Moldovy (opolznevyye geosistemy): Ed. G.I. Rud'ko, V.A. Osijuk, (2012). Chernovtsy, Bukrek, Vol. 1, 742 p., Vol. 2, 744 p (In Russian).
- Кузьменко Э.Д., (2007). Универсальный алгоритм прогнозирования экзогенных геологических процессов. Мониторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища: VIII міжнар. наук. конф., 20-23 верес. 2007 р.: матеріали конф. К., 16-17.
- Kuz'menko E.D., (2007). Universal'nyy algoritm prognosirovaniya jekzogennykh geologicheskikh processov. Monitorynh nebezpechnykh

heolohichnykh protsesiv ta ekolohichnoho stanu seredovyschcha: VIII mizhnar. nauk. konf., 20-23 Sept. 2007: abstracts. Kyiv, 16-17 (In Russian).

9. Максимов С.Н., (1978). Изучение напряженного состояния на моделях из упругих материалов для оценки устойчивости оползневых склонов. Вопросы инженерной геологии и грунтоведения, М.: Изд-во МГУ, 4, 109-115;

Maksimov S.N., (1978). Izuchenie napryazhennogo sostoyaniya na modelyakh iz uprugih materialov dlya ocenki ustoychivosti opolznevyykh sklonov. Voprosy inzhenernoy geologii i gruntovedeniya, Moscow, 4, 109-115 (In Russian);

10. Максимов С.Н., Шарий А.А., (1970). К вопросу выбора масштаба моделирования при изучении напряженного состояния пород склонов. Вопросы формирования и устойчивости высоких склонов, М.: Изд-во МГУ, 105-111.

Maksimov S.N., Shariy A.A., (1970). K voprosu vybora masshtaba modelirovaniya pri izuchenii napryazhennogo sostoyaniya porod sklonov. Voprosy formirovaniya i ustoychivosti vysokikh sklonov, Moscow, 105-111 (In Russian).

11. Моделирование в геомеханике / Ф.П. Глушihin, Г.Н. Кузнецов, М.Ф. Шклярский и др., (1991). М.: Недра, 240 с.

Glushihin F.P., Kuznetsov G.N., Shklyarskiy M.F. et al., (1991). Modelirovaniye v geomehanike. Moscow, Nedra, 240 p (In Russian).

12. Мониторинг зсувних процесів на трасах газопроводів / Кузьменко Е.Д., Журавель О.М., Рудко В.П. та ін., (2009). Нафтова і газова промисловість, 55-57.

Kuz'menko E.D., Zhuravel' O.M., Rudko V.P. et al., (2009). Monitoryng zsvnykh protsesiv na trasakh hazoprovodiv. Naftova i hazova promyslovist', 55-57 (In Ukrainian).

13. Опыт оценки устойчивости склонов сложного геологического строения методом конечных элементов и экспериментами на моделях / Золотарев Г.С., Ухов С.Б., Семенов В.В. и др.; под ред. Г.С. Золотарева, (1973). М.: Изд-во МГУ, 277 с.

Zolotarev G.S., Uhov C.B., Semenov V.V. et al., (1973). Opyt ocenki ustoychivosti sklonov slozhnogo geologicheskogo stroeniya metodom konechnykh elementov i eksperimentami na modelyakh. Ed. G.S. Zolotarev. Moscow, Izd-vo MGU, 277 p (In Russian).

14. Пендин В.В., (1994). Изоморфизм и изомерность инженерно-геологических условий. Геологическая, 1, 44-48.

Pendin V.V., (1994). Izomorfizm i izomernost' inzhenerno-geologicheskikh usloviy. Geokologiya, 1, 44-48 (In Russian).

15. Прогноз розвитку зсувних процесів як фактор забезпечення надійної експлуатації трубопроводів / Е.Д. Кузьменко, С.І. Крижанівський, О.М.Карпенко та ін., (2005). Розвідка та розробка нафтових і газових родовищ, 4(17), 24-35.

Kuz'menko E.D., Kryzhanivskyy Ye.I., Karpenko O.M. et al., (2005). Prohnoz rozvytku zsvnykh protsesiv yak faktor zabezpechennya nadiynoyi ekspluatatsiyi truboprovodiv. Rozvidka ta rozrobka naftovykh i hazovykh rodovysch, 4(17), 24-35 (In Ukrainian).

16. Фізичне моделювання електромагнітних полів у геологічному середовищі / Кобзова В.М., Дешиця С.А., Ладанівський Б.Т., Мороз І.П., (2008). К.: Наукова думка, 167 с.

Kobzova V.M., Deshytsya S.A., Ladanivskyy B.T., Moroz I.P., (2008). Fyzichne modelyuvannya edektromagnitnykh poliv u heolohichnomu seredovyschi. Kyiv, Naukova dumka, 167 p (In Ukrainian).

17. Фоменко И.К., (2012). Современные тенденции в расчетах устойчивости склонов. Инженерная геология, 6, 44-53.

Fomenko I.K., (2012). Sovremennyye tendencii v raschetakh ustoychivosti sklonov. Inzhenernaya geologiya, 6, 44-53 (In Russian).

18. Cees J. Van Westen, (2000). The Modelling Of Landslide Hazards Using Gis. Surveys in Geophysics, 21, 2-3, 241-255.

19. Foster C., Gibson A., Wildman G., (2008). The new national Landslide Database and Landslide Hazard Assessment of Great Britain. First World Landslide Forum (Tokyo, Japan, 18-21 Nov. 2008): papers, <http://nora.nerc.ac.uk/4694/>.

20. Garsia_Rodriguez M.J., Malpica J.A., Benito B., Diaz M., (2008). Susceptibility assessment of earthquake-triggered landslides in El Salvador using logistic regression. Geomorphology, 95, 172-191.

21. Gershenfield N., (1999). The nature of Mathematical Modeling. Cambridge, 344 p.

22. Gorsevski P.V., Gessler P.E., Foltz R.B., Elliot W.J., (2006). Spatial Prediction of Landslide Hazard Using Logistic Regression and ROC Analysis. Transaction in GIS, 10, 395-415.

23. Ivanik O., Lavrenyuk M., Shevchuk V., (2009). Numerical modeling of geological environment impact on the pipelines. Earthdoc, <http://www.earthdoc.org/detail.php?pubid=23664>.

24. Kamp U., Growley B.J., Khattak Gh.A. et al., (2008). GIS-based landslide susceptibility mapping for the 2005 Kashmir earthquake region. Geomorphology, 101, 4, 631-642.

25. Pan X., Nakamura H., Nozaki T. et al., (2008). A GIS-based landslide hazard assessment by multivariate analysis. Journal of the Japan Landslide Society, 45, 3, 187-195.

26. Pelletier J., (2008). Quantitative modelling of Earth processes. Cambridge, 295 p.

27. Saha K., Arora M.K., Gupta R.P. et al., (2005). GIS-based route planning in landslide-prone areas. International Journal of Geographical Information Science, 19, 10, 1149-1175.

Надійшла доредколегії 20.10.14

O. Ivanik, Dr. Sci. (Geol.), Head of Department
Institute of Geology
Taras Shevchenko National University of Kyiv
90 Vasylkivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine
E-mail: om.ivanik@gmail.com

METHODOLOGY OF PREDICTING LANDSLIDE HAZARDS ON A REGIONAL AND LOCAL SCALE: PRINCIPLES AND MODELS

Assessment of geohazard risks in some areas within man-made systems should be based on an integrated analysis of qualitative and, primarily, quantitative data on the geology and geomorphology of the territory and the corresponding causative physiographic factors. The main objective of this paper is to provide the scientific background to locating areas prone to geohazards and modeling their impacts on systems of natural and man-made origin. The methods of deterministic modeling and prediction are used for the purpose. We have analyzed the world experience in regional and local landslide hazards prediction based on the integrated approach. Regional landslide hazard prediction involving stochastic and deterministic approaches yields highly reliable results. Local predictions are a valuable research tool used in order to explore the nature of landslides and to identify their location and interaction with engineering facilities. A forecast-reference model for landslide hazards assessment within the Carpathian polygon has been developed. GIS-analysis has been used to determine the forecast-standard features of landslides, major indicators and triggering factors. The analysis has provided a database for developing a conceptual model of the region with a set of map layers and attributes. There has been carried out a comparative analysis of methods used for predicting local landslide hazards. The stress-strain state of the rock mass has been proved to be one of the most important criteria for evaluating the slope stability. A strategy has been developed for stress-strain assessment and formalization of the calculations for landslide slopes with variable parameters of water saturation.

Key words: landslide hazard, prediction, GIS, stress-strain state.

Е. Іваник, д-р геол. наук, доц.
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
УНІ "Інститут геології", ул. Васильківська, 90, г. Київ, 03022, Україна
E-mail: om.ivanik@gmail.com

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ОПОЛЗНЕВОЙ ОПАСНОСТИ НА РЕГИОНАЛЬНОМ И ЛОКАЛЬНОМ УРОВНЕ: ПРИНЦИПЫ, МЕТОДЫ, МОДЕЛИ

Определение приоритетности факторов возникновения опасных процессов на отдельных участках функционирования техногенных систем должно осуществляться посредством интегрированного анализа качественных и в большей мере количественных данных по геолого-геоморфологическому строению территории и физико-географических условий формирования этих явлений. Главная цель при этом – обоснованное выделение локальных участков возможного формирования опасных геологических процессов и моделирование их влияния на функционирование природно-техногенных систем, для которых применяются методы детерминированного моделирования и прогноза. Проведен анализ отечественного и зарубежного опыта при выполнении регионального и локального прогнозирования оползневой опасности на основе комплексного подхода. Региональные прогнозы базируются на объединении стохастического и детерминированного подходов и характеризуются высокой надежностью полученных результатов. На основе локальных прогнозов исследуется природа оползневых процессов, определяется их локализация и взаимодействие с инженерными сооружениями. Приведена прогноз-эталонная модель оценки оползневой опасности в пределах Карпатского модельного полигона. Для определения прогноз-эталонных признаков оползней, приоритетности и информативности факторов их формирования использованы ГИС-технологии, предусматривающие создание информационной базы концептуальной модели региона с совокупностью картографических слоев и баз атрибутивной информации. Проведен сравнительный анализ методов локального прогнозирования оползневой опасности. Подтверждено, что одним из важнейших критериев оценки стабильности склона является напряженно-деформированное состояние (НДС) породного массива. Для оползнеопасных склонов со сменными параметрами водонасыщения осуществлена постановка задачи расчета НДС и определена степень схематизации (формализации) расчетов.

Ключевые слова: оползневая опасность, прогноз, геоинформационные системы, напряженно-деформированное состояние.

ДО 70-РІЧЧЯ ГЕОЛОГІЧНОГО ФАКУЛЬТЕТУ

УДК 378.1:55

В. Михайлов, д-р геол. наук, проф.,
E-mail: vladvam@gmail.comС. Вижва, д-р геол. наук, проф.,
E-mail: vsa@univ.net.uaКиївський національний університет імені Тараса Шевченка,
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна

СТАН І ПРОБЛЕМИ ВИЩОЇ ГЕОЛОГІЧНОЇ ОСВІТИ В УКРАЇНІ

(Рекомендовано членом редакційної колегії кандидатом геол. наук О.І. Меньшовим)

Розглянуто питання удосконалення вищої геологічної освіти України з урахуванням загальноосвітніх вимог до освітнього процесу. Показано важливість підготовки фахівців для функціонування мінерально-сировинного комплексу нашої країни. Розглянуто структуру підготовки фахівців з геології у ВНЗ України. Проаналізовано результати вступних кампаній останніх років, перспективи працевлаштування випускників геологічних ВНЗ України. Встановлено, що на ринок праці щорічно поступає приблизно 400 випускників ВНЗ за реальною потребою галузі до 200 фахівців. Запропоновано шляхи підвищення якості геологічної освіти, уміння і навичок студентів і випускників геологічних ВНЗ. Розглянуто основні кваліфікаційні характеристики випускників, які обумовлюють їхній рейтинг на ринку праці і можливість працевлаштування: глибокий професіоналізм, самостійність і оригінальність мислення, знання іноземних мов, володіння сучасними комп'ютерними програмами тощо. Запропоновано головні напрямки удосконалення навчального процесу: розробка нового стандарту, скорочення аудиторної частини навантаження, посилення блоку мовної підготовки, підготовка методичних матеріалів, створення курсів дистанційної підготовки студентів, підготовка англійських курсів лекцій і відкриття англійських магістерських програм і таке інше. Запропоновано новий варіант проекту стандарту бакалавра геології, розробленого з урахуванням останніх вимог і інструктивних матеріалів, зокрема, нового Закону про вищу освіту, наведено рекомендовані переліки змістовних модулів за спеціалізаціями, які використовуються в ННІ "Інститут геології" КНУ імені Тараса Шевченка. Підкреслено роль наукових досліджень в освітньому процесі.

Ключові слова: геологічна освіта, стандарт освіти, бакалавр, магістр, мінерально-сировинний комплекс.

Постановка проблеми та її зв'язок з важливими науковими та практичними завданнями. Найважливішим завданням вищої геологічної освіти в Україні є підготовка висококваліфікованих кадрів для забезпечення геологорозвідувальної галузі нашої країни. Це обумовлює актуальність і необхідність досліджень із вдосконалення навчального процесу підготовки фахівців, особливо з урахуванням входження нашої країни до загальноосвітнього освітнього простору.

Аналіз останніх публікацій і виділення невирішених раніше частин загальної проблеми. За останні роки проблеми геологічної освіти і науки неодноразово обговорювалися на наукових і науково-педагогічних конференціях [1–3], де відзначалася велика роль геології як науки, яка має важливе теоретичне значення, оскільки вивчає нашу планету та ті процеси, що в ній відбуваються; підкреслювалася величезна практична роль геології у формуванні й функціонуванні мінерально-сировинного комплексу нашої країни. Разом з тим, життя весь час вносить корективи до наших планів, стан геологорозвідувальної галузі погіршується, змінюються зовнішньополітичні та економічні чинники, що обумовлює появу нових викликів перед геологічною освітою і потребує коригування основних принципів освіти, стандартів, навчальних планів тощо.

Формулювання цілей статті. Основним завданням був аналіз стану геологічної освіти в Україні і розробка шляхів і методів вирішення проблем і викликів, які стоять перед геологічним напрямком освіти.

Виклад основного матеріалу. Підготовку геологів в Україні здійснюють 10 ВНЗ:

- Київський національний університет імені Тараса Шевченка;
- Львівський національний університет імені Івана Франка;
- Одеський національний університет імені І.І. Мечникова;
- Харківський національний університет імені В.Н. Каразіна;
- Дніпропетровський національний університет імені Олеся Гончара;

- Національний гірничий університет (м. Дніпропетровськ);

- Івано-Франківський національний технічний університет нафти і газу;

- Донецький національний технічний університет;

- Криворізький національний університет;

- Полтавський національний технічний університет імені Юрія Кондратюка (розпочав набір студентів у 2014 р).

Підготовка здійснюється за такими спеціалізаціями бакалавратури і спеціальностями магістратури:

1. Геологія (у т.ч., магістерська спеціалізація "Економічна геологія");

2. Геофізика;

3. Гідрогеологія та інженерна геологія;

4. Мінералогія, геохімія та петрографія;

5. Геологія нафти і газу;

6. Геоінформатика.

Існують три рівні підготовки: бакалавр – термін навчання 4 роки на денному відділенні та 5 років на заочному; спеціаліст – 1 рік на заочному (у деяких ВНЗ – на денному); магістр – від 1 до 2 років у різних ВНЗ.

У 2014 р у ВНЗ України на спеціальність "Геологія" на 1-й і 2-й курс (за скороченою програмою для випускників технікумів і коледжів геологічного профілю) на місця державного замовлення вступило 394 студенти (у 2013 р – 404), з них на очну форму – 370 чол. (372 чол.), на заочну – 24 чол. (34 чол.) (табл. 1). Крім того, приблизно 70–80 студентів було зараховано за контрактом.

Сумарний випуск спеціалістів з базовою вищою (бакалаври) та вищою (спеціалісти й магістри) освітою в 2013–2014 рр можна оцінити в 700–750 чоловік. З них значна частина випускників бакалавратури (приблизно 250–300 чоловік), як правило, продовжує освіту (спеціаліст, магістр). Таким чином, на ринок праці щорічно надходить близько 400 випускників геологічних факультетів різного рівня. Багато це, чи мало?

Основна проблема вищої геологічної освіти в Україні пов'язана з питанням працевлаштування випускників. Ця проблема, в свою чергу, обумовлена тяжким станом геологічної галузі нашої країни, де в останні роки відбулися значні скорочення, які поставили Державну геоло-

гічну службу на грань виживання. Справа в тім, що раніше переважна більшість випускників геологічних факультетів влаштовувалася на роботу в організаціях Державної геологічної служби України. Зараз у них та-

кої можливості практично не залишилося. Дуже приблизно працевлаштування випускників геологічних факультетів ВНЗ України за останні роки можна оцінити таким чином (табл. 2).

Таблиця 1

Результати випуску (чисельник) і державного замовлення (знаменник) у 2014 р.

ВНЗ	Бакалаври		Спеціалісти		Магістри	
	Очне відділення	Заочне відділення	Очне відділення	Заочне відділення	Очне відділення	Заочне відділення
Київський національний ун-т ім. Тараса Шевченка	90/90	10/10	-/-	30/20	59/51	-/-
Львівський національний ун-т ім. Івана Франка	54/60	0/5	22/32	-/0	17/17	-/-
Одеський національний ун-т ім. І.І. Мечникова	57/25	5/3	20/19	5/5	9/9	2/-
Харківський національний ун-т ім. В.Н. Каразіна	25/25	5/3	1/2	1/-	21/18	1/-
Дніпропетровський нац. ун-т ім. Олеся Гончара	15/15	-/-	8/8	-/-	-/5	-/-
Національний гірничий університет	82/70	-/-	42/55	-/-	10/17	-/-
Івано-Франківський нац. техн. ун-т нафти і газу	55/55	3/3	31/25	5/3	12/19	-/-
Донецький національний технічний університет	15/15	-/-	7/6	-/0	2/3	-/-
Криворізький національний університет	17/10	-/-	10/11	-/-	5/5	-/-
Полтавський нац. техн. ун-т ім. Юрія Кондратюка	6/5	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-
Усього	416/370	23/24	141/158	41/28	135/144	3/-

Таблиця 2

Працевлаштування випускників геологічних факультетів ВНЗ України

Структура	Кількість	%
Структури Державної геологічної служби	20	5
Структури нафтогазового комплексу	80	20
Структури НАН України	20	5
Продовження навчання в аспірантурі	40	10
Приватні геологорозвідувальні підприємства	20	5
Іноземні компанії в Україні та за кордоном	20	5
Компанії і підприємства, не пов'язані з геологією	200	50
Усього	400	100

Безумовно, ця оцінка вкрай приблизна, тим більше, що ситуація змінюється кожен день і далеко не в кращий бік. Вірогідно, ми можемо прогнозувати подальше скорочення структур Державної геологічної служби і НАН України, вірогідно, – структур вітчизняного нафтогазового комплексу. Це, у свою чергу, зумовить скорочення запиту на молодих спеціалістів і зниження показників перших 4-х пунктів табл. 2. У той же час, варто очікувати розширення діяльності приватних вітчизняних та іноземних компаній – за умови створення сприятливого політичного та інвестиційного клімату в Україні, – що частково перекине зниження потреб у спеціалістах-геологах. Вже зараз відбувається процес впровадження в геологорозвідувальний комплекс України видобувних компаній, особливо в нафтогазовій галузі (компанії Шелл, Шеврон та ін.). Безумовно, вони будуть зацікавлені у вітчизняних фахівцях і досвід такої співпраці Київського університету і компанії Шелл вже є.

Реальним проривом у питанні щодо працевлаштування може стати вихід наших випускників на міжнародний ринок геологічної праці, особливо в країнах Африки, Азії та Латинської Америки. Частково цей процес відбувається вже сьогодні, багато фахівців-геологів, у тому числі вчорашніх випускників наших ВНЗ, вже працюють за кордоном.

Ще однією можливістю, яка могла б суттєво зміцнити позиції геологічних факультетів України, є залучення іноземних студентів. Це може стосуватися як російськомовних студентів з країн колишнього СРСР (Таджикистан, Туркменія, Узбекистан, Казахстан, Азербайджан та ін.), так і студентів з країн Африки, Азії, Латинської Америки, які не володіють російською (українською) мовою.

Що стосується першої категорії, тут особливих проблем немає, і деякі ВНЗ України вже набирають російськомовні групи. Трансформувати наші навчальні плани, курси лекцій, методичне забезпечення навчального процесу на викладання російською мовою не є складним.

Проблеми виникають з формуванням англомовних груп. Справа в тім, що більшість викладачів ВНЗ України або слабо володіють англійською мовою, або взагалі не володіють. Це спадщина радянського періоду, коли володіння англійською та іншими іноземними мовами було не обов'язковим. Тому зараз рівень мовної підготовки більшості викладачів геологічних спеціальностей ВНЗ України є недостатнім. Безумовно, є приємні винятки, але вони погоди не роблять. Між тим, особливо останнім часом, у молоді країн, що розвиваються, зростає зацікавленість до отримання освіти у ВНЗ України. Ми регулярно отримуємо листи від іноземних громадян з проханням повідомити про умови навчання у ВНЗ України, однак, як тільки потенційні студенти узнають, що у нас немає англомовних груп, перемовини перериваються. Авжеж, є можливість здійснювати протягом року мовну підготовку іноземних студентів на базі підготовчих факультетів (відділень) з подальшим викладанням українською (російською) мовою, але поки що немає багато бажаючих.

Таким чином, можна прогнозувати, що найближчими роками в галузі геологічної освіти України будуть переважати дві головні тенденції: з одного боку – скорочення держзамовлення приблизно вдвічі від існуючого рівня, з іншого – підвищення вимог до якості фахівців, що випускаються. Це, у свою чергу, обумовлює підвищення вимог до якості і методики викладання. Всім нам необхідно зрозуміти, що часи планової економіки давно закінчилися, а в умовах ринкової економіки валовий випуск часто неякісної освітньої продукції стає неможливим.

Яких же основних кваліфікаційних характеристик випускників вимагає ринок геологічної праці?

По-перше, це глибокий професіоналізм, який забезпечується не тільки фундаментальною базовою підготовкою, але й навичками практичної роботи. Для геології, науки, яка поєднує теоретичні й практичні аспекти вивчення об'єктів геологічного середовища, це є особливо важливим.

По-друге, – самостійність і оригінальність мислення. Справа в тім, що немає двох абсолютно ідентичних геологічних об'єктів, немає двох абсолютно однакових родовищ. Тому задля вирішення будь-якого геологічного питання – створення геологічної карти чи розрізу, вивчення родовища, інтерпретації геофізичної аномалії тощо – на перший план виступає творчий підхід, неординарність мислення, здатність побачити особливості об'єкту досліджень, які притаманні саме йому. Таким чином, розвиток навичок творчого мислення – одне з головних завдань освітянського процесу.

По-третє, дуже важливим в умовах відкритого ринку праці є знання іноземних мов, у першу чергу, – англійської. Це дозволяє студентам брати участь у програмах міжнародного обміну, подвійних дипломів, міжнародних олімпіадах, інших подібних заходах, а випускникам – претендувати на роботу в іноземних компаніях в Україні та за кордоном.

На четверте місце можна поставити володіння новими комп'ютерними програмами, які дозволяють на сучасному рівні накопичувати, обробляти та інтерпретувати геологічну інформацію, моделювати геологічні процеси, оцінювати ресурсну базу родовищ корисних копалин.

Безумовно, існує багато інших вимог до кваліфікації наших випускників, але саме ці чотири є найбільш важливими. У цьому зв'язку постає питання: а чи цілком система підготовки спеціалістів геологічного профілю у ВНЗ України відповідає вимогам сьогодення? Думаємо, відповідь буде негативною.

Головними напрямками удосконалення навчального процесу можна вважати такі:

а) розробка нового стандарту підготовки бакалавра геології і магістрів відповідних спеціальностей, де слід значно посилити роль самостійної і практичної роботи студентів, позбутися повторів і безпредметного теоретизування, котрі, на жаль, притаманні існуючим програмам;

б) скорочення аудиторної частини навантаження, особливо її лекційної частини: лекції повинні загальним чином надавати студентам суть питання, ставити завдання для самостійного рішення, показувати основні проблеми відповідних напрямків;

в) посилення блоку мовної підготовки студентів з видачею сертифікатів, які відповідають світовим вимогам;

г) підготовка методичних матеріалів, підручників і навчальних посібників, їх електронних варіантів;

д) створення курсів дистанційної підготовки студентів;

е) підготовка російськомовних і англійськомовних курсів лекцій і навчальних програм, відкриття англійськомовних магістерських програм підготовки студентів за спеціальностями, які користуються попитом (геологія, геофізика, геологія нафти і газу та ін.);

ж) запровадження практики подвійних дипломів з ВНЗ СНД та інших закордонних країн;

з) введення інтерактивної методики подачі матеріалу, "читання" лекцій (у буквальному сенсі цього слова) має стати неприпустимим;

и) розширення програм навчальних і виробничих практик студентів;

к) підвищення вимог до курсових і дипломних робіт – магістерська робота повинна по суті стати науковою роботою;

л) посилення наукової роботи і максимальне залучення до неї студентів та аспірантів.

Що зроблено і що може реально бути зроблене найближчим часом у цьому напрямку?

Підготовка бакалаврів здійснюється на базі Державного стандарту бакалавра геології, що був розроблений НМК "Геологія" і затверджений Міністерством освіти і науки України у 2004 р. Зараз розроблений новий стандарт, який знаходиться на затвердженні. Він включає нормативну частину (16 кредитів), цикл фізико-математичної та природничо-наукової підготовки (39,5 кредитів), цикл професійної і практичної підготовки (89 кредитів), цикл професійної і практичної підготовки за вибором ВНЗ (71,5 кредитів) і цикл дисциплін самостійного вибору студента (24 кредитів). У проекті стандарту, що пропонується, передбачена оптимізація набору предметів, посилення практичної складової, скорочення аудиторних годин до 40% (табл. 3, 4). Згідно з новим Законом про вищу освіту передбачено, що один кредит відповідає 30 годинам. Введення спеціалізацій зі своїм набором дисциплін варіативної частини сприяє підготовці студентів для вступу до магістратури на відповідні спеціальності.

Таблиця 3

Проект стандарту бакалавра геології			
Назва дисциплін	Кредити	Годин усього	Аудиторні
Нормативна частина підготовки			
1. Цикл гуманітарної та соціально-економічної підготовки			
Українська мова (за професійним спрямуванням)	3	90	36
Іноземна мова (за професійним спрямуванням)	5	150	60
Історія України	3	90	36
Історія української культури	2	60	24
Філософія	3	90	36
Разом за циклом	16	480	192 (40%)
2. Цикл фізико-математичної та природничо-наукової підготовки			
Екологія	1,5	45	18
Вища математика	7	210	84
Фізика	6	180	72
Хімія	6	180	72
Загальна геологія	6	180	72
Інформатика	3	90	36
Статистична обробка геологічної інформації	4	120	48
Основи топографії	3	90	36
Фізика Землі	3	90	36
Разом за циклом	39,5	1185	474 (40%)
3. Цикл професійної та практичної підготовки			
Безпека життєдіяльності	2	60	24
Мінералогія	8	240	96
Гідрогеологія	3	90	36
Інженерна геологія	2	60	24

Закінчення табл. 3

Назва дисциплін	Кредити	Годин усього	Аудиторні
Основи геохімії	4	120	48
Геофізичні методи досліджень	5	150	60
Історична геологія	3	90	36
Структурна геологія та геокартування	5	150	60
Геологорозвідувальна справа	2	60	24
Петрографія	5	150	60
Літологія	3	90	36
Геологія родовищ корисних копалин	4	120	48
Основи геології родовищ нафти і газу	3	90	36
Геотектоніка	3	90	36
Регіональна геологія	4	120	48
Економічна геологія	3	90	36
Четвертинна геологія з основами геоморфології	3	90	36
Навчальна геологічна практика із застосуванням топографічних методів	5	150	-
Комплексна навчальна практика з геологічної зйомки	5	150	-
Навчальна практика за спеціалізацією	3	90	-
Виробнича практика за спеціалізацією	4	120	-
Кваліфікаційна робота бакалавра	10	300	-
<i>Разом за циклом (з практиками)</i>	<i>89</i>	<i>2670</i>	<i>744 (28%)</i>
<i>Всього за нормативною частиною (з практиками)</i>	<i>144,5</i>		
4. Цикл професійної та практичної підготовки за вибором ВНЗ			
Навчальні дисципліни професійної та практичної підготовки за спеціалізацією	71,5		
Усього за вибором ВНЗ	71,5		
5. Цикл дисциплін самостійного вибору студента			
Навчальні дисципліни циклу гуманітарної та соціально-економічної підготовки	8		
Навчальні дисципліни циклу професійної та практичної підготовки за спеціалізацією	16		
Усього за вибором студента	24		
<i>Разом</i>	<i>240</i>		

Таблиця 4

Рекомендовані переліки дисциплін за спеціалізаціями

Назва дисциплін	Кредити	Годин усього	Аудиторні
Геологічна зйомка, пошуки та розвідка родовищ корисних копалин			
Палеонтологія	5	150	60
Методи палеонтологічних досліджень	2	60	24
Геоінформаційні системи в геології	2	60	24
Курсова робота зі структурної геології та геокартування	1,5	45	-
Мікроскопічні дослідження кристалічних порід	5	150	60
Стратиграфія	4	120	48
Основи структурного аналізу	5	150	60
Методи геологічної зйомки	2	60	24
Технологія буріння	3	90	36
Методи досліджень мінеральної речовини	3	90	36
Організація геологорозвідувальних робіт	2	60	24
Мінераграфія	2	60	24
Металогенія	2	60	24
Геологічна інтерпретація матеріалів ДЗЗ	5	150	60
Пошуки та розвідка родовищ корисних копалин	5	150	60
Технології розробки корисних копалин	1,5	45	18
<i>Разом</i>	<i>50</i>	<i>1500</i>	<i>582 (39%)</i>
Мінералогія, геохімія та петрографія			
Кристалохімія	3	90	36
Генетична мінералогія	2	60	24
Аналітична геохімія	3	90	36
Курсова робота з мінералогії та кристалографії	1,5	45	18
Мінераграфія	2	60	24
Основи фізичної геохімії	3	90	36
Методи дослідження мінеральної речовини	8	240	96
Мікроскопічні дослідження кристалічних порід	5	150	60
Мікроскопічні дослідження осадових порід	3	90	36
Курсова робота з мікроскопічних досліджень кристалічних порід	1,5	45	-
Гемологія	3	90	36
Основи ізотопної геохімії та космохімії	2	60	24
Пошуки та розвідка родовищ корисних копалин	2	60	24
Методи обробки геохімічних даних	6	180	72
Геохімічні методи пошуків	3	90	36
Геохімія природних ландшафтів	2	60	24
<i>Разом</i>	<i>50</i>	<i>1500</i>	<i>582 (39%)</i>
Геологія нафти і газу			
Органічна хімія	2	60	24
Палеонтологія	3	90	36
Геофізичні дослідження свердловин	3	90	36

Закінчення табл. 4

Назва дисциплін	Кредити	Годин усього	Аудиторні
Геологія і нафтогазоносність морських басейнів	4	120	48
Седиментогенез	3	90	36
Стратиграфія	4	120	48
Технології розробки нафтогазових родовищ	3	90	36
Петрографія порід-колекторів вуглеводнів	2	60	24
Фізика пласта	2	60	24
Нафтогазоносні провінції світу	2	60	24
Нафтогазопромислова геологія	3	90	36
Геоінформаційні технології в геології	3	90	36
Актуальні проблеми геології нафти і газу	2	60	24
Технологія буріння	2	60	24
Організація геологорозвідувальних робіт	2	60	24
Пошуки та розвідка родовищ нафти і газу	4	120	48
Гідрогеологія родовищ нафти і газу	3	90	36
Прогнозування нафтогазоносності надр	2	60	24
Геохімія родовищ нафти і газу	2	60	24
Разом	50	1500	612 (41%)
Гідрогеологія та інженерна геологія			
Динаміка підземних вод	5	150	60
Ґрунтознавство	4	120	48
Механіка ґрунтів	5	150	60
Методика гідрогеологічних досліджень	3	90	36
Методика інженерно-геологічних досліджень	3	90	36
Інженерні споруди	2	60	24
Гідрогеологічне моделювання	4	120	48
Інженерно-геологічне моделювання	4	120	48
Оцінка запасів підземних вод	4	120	48
Гідрогеохімія	3	90	36
Регіональна гідрогеологія	3	90	36
Регіональна інженерна геологія	3	90	36
Гідрогеологія родовищ корисних копалин	4	120	48
Нормативна база гідрогеологічних та інженерно-геологічних досліджень	3	90	36
Разом	50	1500	600 (40%)
Геофізика			
Радіоелектроніка	2	60	24
Спектральний аналіз	2	60	24
Теорія поля	3	90	36
Обчислювальна математика	1,5	45	18
Теорія обробки геофізичної інформації	2	60	24
Курсова робота з теорії обробки геофізичної інформації	1,5	45	-
Ядерна геофізика	4	120	48
Гравіметрія	4	120	48
Магнітометрія	4	120	48
Електрометрія	5	150	60
Петрофізика	3	90	36
Механіка суцільного середовища	2	60	24
Обернені задачі геофізики	2	60	24
Сейсмометрія	5	150	60
Геофізичні дослідження свердловин	5	150	60
Теорія сейсмохвильових полів	2	60	24
Комплексування геофізичних методів	2	60	24
Разом	50	1500	582 (39%)
Геоінформатика			
Програмування	3	90	36
Спектральний аналіз	3	90	36
Обчислювальна математика	2	60	24
Курсова робота з обчислювальної математики	1,5	45	18
Цифрові карти і плани	2	60	24
Математичні моделі в гідрогеології та інженерній геології	3	90	36
Операційні системи та комп'ютерні мережі	3	90	36
Адміністрування локальних мереж	3	90	36
Бази даних	3	90	36
Теорія ймовірностей та геоestatистика	4	120	48
Методи обробки геохімічних даних	2	60	24
Методи оптимізації та теорія обернених задач	4	120	48
Геологічна інтерпретація геофізичних даних	3	90	36
Геологічна інтерпретація матеріалів ДЗЗ	5	150	60
Основи промислової геофізики	2	60	24
Геоінформаційні системи в геології	5	150	60
Курсова робота з моделювання геологічних процесів засобами ГІС-технологій	1,5	45	-
Разом	50	1500	582 (39%)

Що стосується мовної підготовки студентів, у КНУ імені Тараса Шевченка вже п'ятий рік здійснюється програма посиленої мовної підготовки. Замість 5 кредитів (згідно з нормативними документами МОН України) передбачено 15, завдяки чому на першому курсі англійська мова викладається по три пари на тиждень, а у подальшому вивчається на факультативних курсах. Завдяки цьому не менше 50% випускників бакалаврату вільно володіють англійською мовою.

У ННІ "Інститут геології" КНУ імені Тараса Шевченка для бакалаврів введені і функціонують програми підготовки російською мовою, головною особливістю яких є значне збільшення самостійної складової при вивченні навчальних дисциплін за рахунок зменшення аудиторної складової.

У магістратурі розроблено навчальні програми і читаються курси лекцій англійською мовою: **Геологія** (12 кредитів): Modelling of geological processes and structures; Earth's evolution; The theory of ore formation; **Гідрогеологія** (13 кредитів): Earth Deep Underground Hydrosphere; Hydrogeophysics; Engineering Geodynamics; **Геофізика** (2,5 кредити): Near Surface Geophysics; **Геоінформатика** (10 кредитів): Engineering Geodynamics; The Earth's evolution; Advanced research methods in Earth Sciences; **Геологія нафти і газу** (12 кредитів): Hydrogeophysics; Earth's Deep Underground Hydrosphere; Modelling of geological processes and structures; **Геохімія і мінералогія** (9 кредитів): Modelling of geological processes and structures; Earth's evolution; Regional mineralogy. Наступним завданням у цьому напрямку є розробка і впровадження магістерських програм для читання англійською мовою.

Нарешті, в КНУ імені Тараса Шевченка проводиться значна робота з підготовки та видання підручників і навчальних посібників, за останні роки видано десятки найменувань підручників, які не менш, ніж на 60-70%

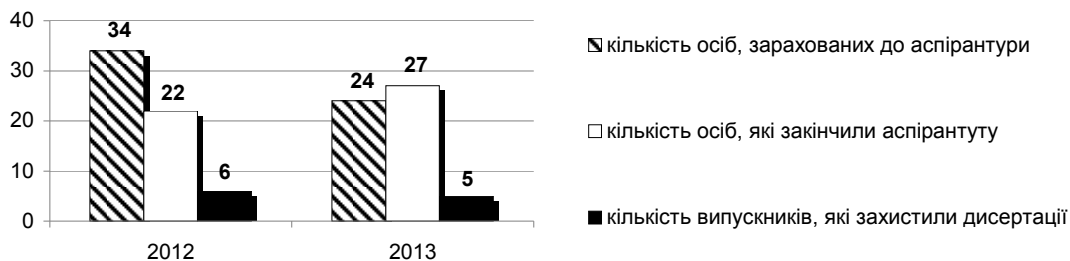
забезпечують навчальні предмети власною навчально-методичною базою.

Важливим елементом підготовки кадрів вищої кваліфікації є аспірантура. В Україні в галузі геологічних наук підготовка аспірантів здійснюється в 14 науково-дослідних інститутах і 14 вищих навчальних закладах. Станом на 01.01.2014 р загальна кількість аспірантів, які навчаються в галузі геологічних наук, складала 198 осіб (з них 138 – з відривом від виробництва і 60 – без відриву від виробництва), що становить 0,6% від загальної кількості аспірантів України [4]. ННІ "Інститут геології" КНУ імені Тараса Шевченка здійснює підготовку аспірантів у галузі геологічних наук за 15 науковими спеціальностями. Наразі тут навчаються 45 аспірантів (34 – з відривом від виробництва, 11 – без відриву), що становить 23% від загальної кількості аспірантів України, які навчаються в галузі геологічних наук.

У 2013 р усього в Україні на геологічні спеціальності було зараховано 56 осіб (43 – з відривом і 13 – без відриву від виробництва), у тому числі в КНУ імені Тараса Шевченка – 16 осіб (14 – з відривом від виробництва, 2 – без відриву), що складає 29% від загальної кількості зарахованих за геологічними спеціальностями аспірантів в Україні. У тому ж році в Україні закінчили аспірантуру за геологічними спеціальностями 55 осіб (36 – з відривом і 19 – без відриву від виробництва), з яких 15 випускників захистили дисертації; середня ефективність підготовки наукових кадрів склала 27%. У той же час в КНУ імені Тараса Шевченка було випущено 12 аспірантів (8 – з відривом і 4 – без відриву від виробництва), з яких 9 захистили дисертації; ефективність підготовки – 75%. Таким чином, не тільки кількість, але й ефективність підготовки аспірантів в ННІ "Інститут геології" КНУ імені Тараса Шевченка набагато вища, ніж у цілому по країні (рис. 1).



А



Б

Рис. 1. Показники діяльності аспирантури в галузі геологічних наук:

А – Київського національного університету імені Тараса Шевченка і Б – НАН України

Безумовно, в рамках невеликої статті неможливо висвітлити всі проблеми вищої геологічної освіти в Україні. Скажемо ще лише про одне. Викладання неможливе без наукової і науково-виробничої роботи, що є особливо важливим для геологічної галузі. У цьому відношенні ННІ "Інститут геології" КНУ імені Тараса Шевченка має значний позитивний досвід. За останні роки підготовлено десятки науково-виробничих звітів, монографій, сотні

статей і виступів на наукових конференціях. Наукова робота Інституту забезпечується як бюджетним, так і госпдоговірним фінансуванням. По бюджетній лінії на факультеті в 2013 р функціонувало 3 теми (1 фундаментальна і 2 прикладні), в 2014 р – 4 теми (дві фундаментальні й 2 прикладні). Що стосується госпдоговірних тем, то впродовж останніх років наші співробітники брали участь: у масштабних дослідженнях проблеми нетради-

ційних ресурсів вуглеводнів (за замовленням НАК "Нафтогаз України"); у проведенні геологорозвідувальних робіт на різні види корисних копалин у Ліберії, Мавританії, Екваторіальній Гвінеї, Лаосі, Камеруні; дослідженнях щодо питання вибору майданчиків для захоронення радіоактивних відходів; вивченні бурштиноносності Українського й Білоруського Полісся; розробці методики моделювання процесів гідророзриву тощо.

Висновки. Таким чином, у геологічній освітянській галузі України склалася критична ситуація, що пов'язана із кризовою ситуацією геологорозвідувальної галузі України. Наразі випуск фахівців геологічними ВНЗ України (близько 400) приблизно вдвічі перебільшує потребу в них (близько 200). Сучасний ринок геологічної праці вимагає від наших випускників глибоких знань і професіоналізму, самостійності та оригінальності мислення, досконалого знання іноземних мов, насамперед, англійської, володіння сучасними комп'ютерними програмами обробки геологічної інформації. Удосконалення навчального процесу, приведення його до сучасного світового рівня, розширення і поглиблення наукових досліджень і має стати нашими головними завданнями на найближче майбутнє. Вочевидь, підготовку фахівців, особливо магістрів геології, варто зосередити в крупних науково-навчальних центрах, достатньою мірою забезпечених професорсько-викладацьким складом, методичною і лабораторною базою. Прикладом такого центру може бути нещодавно створений на базі геологічного факультету Навчально-науковий інститут "Інститут геології" Київського національного університету імені Тараса Шевченка, де представлені всі навчальні

спеціальності і спеціалізації освітянської геологічної галузі України. Більше того, оскільки ННІ "Інститут геології" підпорядкований Коледж геологорозвідувальних технологій Київського національного університету імені Тараса Шевченка і в складі Інституту працюють аспірантура, докторантура, дві спеціалізовані Вчені ради по захисту докторських і кандидатських дисертацій, він спроможний забезпечити неперервність геологічної освіти починаючи з учнів 9-10 класів (молодший спеціаліст) і закінчуючи фахівцями найвищого рівня (кандидати і доктори наук).

Список використаних джерел

1. Spassov S., Egli R., Heller F., Nourgaliev D. K., Nannam J., (2004). Magnetic quantification of urban pollution sources in atmospheric particulate matter. *Geophysical Journal International*, 159, 555-564.
2. Геологічна освіта та наука в XXI столітті. Проблеми викладання геологічних дисциплін, (2006). *Збірник наукових праць міжнародної науково-педагогічної конференції*. Київ, ВГЛ "Обрії", 89 с.
Geological education and science in XXI century. Educational problems of geological disciplines, (2006). *Zbirnyk naukovykh prac mizhnarodnoi naukovo-pedagogichnoi konferencii*. Kyiv, VGL "Obrii", 89 p.
3. Роль вищих навчальних закладів у розвитку геології, (2014). *Матеріали Міжнародної наукової конференції*. Київ, "Ніка-Центр", 148 с.
Role of higher educational institutions in geology development, (2014). *Abstracts of the International scientific conference*. Kyiv, "Nika-Centre", 148 p.
4. Стан і перспективи сучасної геологічної освіти та науки, (2010). *Тези доповідей наукової конференції, присвяченої 65-річчю геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка*, Львів, 268 с.
Stan i perspektivy suchasnoi geologichnoi osvity ta nauki, (2010). *Tezy dopovidey naukovoї konferencii, prysvachenoї 65-richu geologichnogo fakultetu Lvivskogo nacionalnogo universitetu imeni Ivana Franka*, Lviv, 268 p.
5. Статистичний бюлетень Державної служби статистики України. – К., 2014. (in Ukrainian)
Statistichnyi buleten Derjavnol slujby statistiki Ukrainy.

Надійшла до редколегії 07.09.14

V. Mykhailov, Dr. Sci. (Geol.), Prof.
E-mail: vladvam@gmail.com

S. Vyzhva, Dr. Sci. (Geol.), Prof.
E-mail: vsa@univ.net.ua

Institute of Geology, Taras Shevchenko National University of Kyiv
90 Vasylkivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine

HIGHER GEOLOGICAL EDUCATION IN UKRAINE: TRENDS AND PROSPECTS

The paper deals with the principles of upgrading higher geological education in Ukraine via the trends and requirements for educational process in the world, and highlights the importance of specialist training for national economies (mineral-raw complexes). Consideration is given to the system of training geologists in higher educational institutions of Ukraine, to the reports on the admissions to universities over the last years, and to the employment prospects for geology graduates in Ukraine.

It is stated that every year about 400 graduates from HEI top up labor market, with actual need for only 200 specialists. The paper proposes ways to enhance geological education, and skills and habits of geology graduates, and focuses on basic qualities necessary for graduates to have successful employment prospects in labor market. The latter are the following: mastery and competence in the major, self-determination and originality of thinking, knowledge of foreign languages and ITs etc. The authors suggest ways to upgrade educational process prioritizing the development of new educational standards, reduction of the auditorium share in the curriculum, reinforcement of language courses, compiling manuals, elaborating remote teaching programmes and lecture courses in English, launching English taught projects for master degree seekers etc.

The authors submit a draft of Qualifications Framework for bachelor degree in geology that incorporates latest institutionalized requirements and directives (the new Law on higher education, in particular), list suggested topical modules for different majors that are used in the Institute of geology at Taras Shevchenko national university of Kyiv, and emphasize the importance of research work for education.

Key words: geological education, educational standards, bachelor, master, mineral-raw complex.

B. Михайлов, д-р геол. наук, проф.
E-mail: vladvam@gmail.com

C. Выхва, д-р геол. наук, проф.
E-mail: vsa@univ.net.ua

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко
УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина

СОСТОЯНИЕ И ПРОБЛЕМЫ ВЫСШЕГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ОБРАЗОВАНИЯ В УКРАИНЕ

Рассмотрены вопросы совершенствования высшего геологического образования в Украине с учетом общемировых требований к учебному процессу. Показано важное значение подготовки специалистов для функционирования минерально-сырьевого комплекса нашей страны. Рассмотрена структура подготовки специалистов-геологов в ВУЗах Украины. Проанализированы результаты вступительных кампаний последних лет, перспективы трудоустройства выпускников геологических ВУЗов Украины. Установлено, что на рынок труда ежегодно поступает около 400 выпускников ВУЗов при реальной потребности отрасли до 200 специалистов. Предложены пути повышения качества геологического образования, умения и навыков студентов и выпускников геологических ВУЗов. Рассмотрены основные квалификационные характеристики выпускников, которые обуславливают их рейтинг на рынке труда и возможность трудоустройства: глубокий профессионализм, самостоятельность и оригинальность мышления, знание иностранных языков, владение современными компьютерными программами и т.д. Предложены основные направления усовершенствования учебного процесса: разработка нового стандарта обучения, сокращение аудиторной части нагрузки, усиление блока языковой подготовки, подготовка методических материалов, создание курсов дистанционной подготовки, подготовка англоязычных магистерских курсов лекций и открытие англоязычных магистерских программ и т.д. Приведен новый вариант проекта стандарта бакалавра геологии, разработанного с учетом последних требований инструкций, в частности, нового Закона о высшем образовании, приводятся списки предметов по специализациям, которые используются в УНИ "Институт геологии" КНУ имени Тараса Шевченко. Подчеркивается роль научных исследований в учебном процессе.

Ключевые слова: геологическое образование, стандарт образования, бакалавр, магистр, минерально-сырьевой комплекс.

УДК 550.382.3

А. Меньшов, канд. геол. наук, науч. сотр.
E-mail: pova@list.ru, тел.: (044)2597030А. Сухорада, канд. геол.-мин. наук, доц.
Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко
УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина

ГЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В КИЕВСКОМ УНИВЕРСИТЕТЕ: ИСТОРИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ

(Рекомендовано членом редакційної колегії доктором фіз.-мат. наук, проф. Г.Т. Продайводою)

Рассматриваются научные и образовательные аспекты изучения геомагнетизма в Киевском университете начиная от первых шагов в Украине и заканчивая современным этапом. Отмечено, что первые геомагнитные работы относятся к концу 19 – началу 20 столетия и связаны с работами Н.А. Умова и П.Т. Пасальского. Геомагнитное направление на кафедре геофизики сформировалось в сороковых годах прошлого столетия и прошло ряд этапов своего развития. В рамках этого научного направления развились более глубокие отрасли познания. Это изучение собственно магнитного поля Земли, его аномальной составляющей, ультрадетальная магнитометрия. Отдельно выделяется магнетизм горных пород, включая более широкое понятие магнетизма окружающей среды, педомагнетизм, атмомагнетизм, экомагнетизм. В свое время на основе этих отраслей сформировалось новое научное направление – агрогеофизика.

Современные геомагнитные исследования в Киевском национальном университете имени Тараса Шевченко связаны с функционированием Студенческого конструкторско-исследовательского бюро (СКИБ), основателем которого стал доц. А.В. Сухорада. СКИБ является иерархической структурой, состоящей из рационального синтеза старшего поколения (выпускники СКИБ, в том числе, преподаватели и научные сотрудники), аспирантов и студентов старших курсов (в качестве уже опытных участников), студентов младших курсов (перспективная молодая генерация – продолжатели существования СКИБ) и, наконец, юных исследователей (старшеклассники, члены Малой Академии наук и т.д.). На базе СКИБ проводятся лабораторные работы со студентами геологического факультета по определению магнитных и других физических параметров образцов горных пород, почве, атмосферного воздуха, изготовлению соответствующих препаратов, исследованию магнитной минералогии под микроскопом.

Перспективы развития геомагнетизма связываются с исследованиями на кафедре геофизики Киевского национального университета имени Тараса Шевченко, которую сейчас возглавляет проф. С.А. Выжва. Одним из основополагающих факторов развития в современных условиях стало тесное сотрудничество с международными организациями IAGA, EAGE, EGU, SEG.

Ключевые слова: геомагнетизм, Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко, геофизика.

Вступление. Одним из актуальных направлений геофизики в Украине и за ее пределами является геомагнетизм. В контексте современного восприятия проблемы и с условием тенденции углубления научных познаний, геомагнетизм вышел далеко за пределы исследований природы и происхождения магнитного поля Земли. Часто в понятие геомагнитных исследований включают изучение собственно магнитного поля Земли, его вариаций, а также измерения локальных аномальных магнитных полей, что крайне важно для поисков полезных ископаемых на ультрадетальном уровне. Кроме того, важнейшей составляющей таких исследований выступают измерения магнитных свойств природных объектов. Последнее направление включает в себя как классические рок-магнитные работы, так и сформировавшиеся сравнительно недавно направления археомагнетизм [1], педомагнетизм [2], магнетизм окружающей среды [3], атмомагнетизм [4] и т.д. Ниже поэтапно рассмотрим формирование всех обозначенных научных направлений геомагнетизма в исторической хронологии по отношению к развитию их в Киевском Университете, а также проанализируем современное состояние этой проблемы.

Начальный этап развития учения о геомагнетизме в Украине. Новые и малоизвестные страницы истории развития геофизики в Украине подробно представлены в работе В.И. Старостенко и соавторов [5]. Среди первых работ по геомагнетизму и рок-магнетизму следует отметить исследования Н.А. Умова, а также П.Т. Пасальского [6]. Был раскрыт физический и геометрический смысл коэффициентов, входящих в формулу потенциала земного магнетизма. Изучается Курская магнитная аномалия.

П.Т. Пасальским с коллегами была впервые в Украине проведена детальная магнитная съемка Криворожского бассейна. Установлена связь между аномалиями магнитного поля и присутствием железистых кварцитов. Позднее появилась работа о распределении магнетизма на земной поверхности.

Начало полноценных геофизических исследований в Киевском Университете связано с именем академика

АН УССР В.А. Сельского [7]. В это же время основателями геофизики в Киевском Университете был заложен фундамент использования магнитометрических методов исследования Земли в научно-прикладных работах и учебном процессе. В советский период (начиная с 1944 г) соответствующие усилия были сосредоточены в рамках учебного курса Магниторазведка, практического магнитометрического картирования территорий и развития теории интерпретации локальных магнитных аномалий. С последним направлением связано имя К.А. Гуры, а позднее – его ученика, П.И. Грищука [8].

Изучение геомагнетизма и магнетизма природных объектов в Киевском университете. Параллельно с изучением геомагнитного поля спорадически велись работы по измерению магнитных свойств вещества Земли, главным образом, кристаллических пород, в чем существенную роль сыграл Е.А. Карнаухов.

Позднее появились работы А.В. Сухорады, Н.И. Гузия, С.А. Попова, А.В. Круглова, К.М. Бондарь, Р.В. Хоменко, А.И. Меньшова и т.д. Большая часть из них начинали свои исследования еще студентами и даже школьниками, что не могло не повлиять на эффективность учебного процесса, где с начала 2000-х годов на смену курсу Магниторазведка пришел курс Магнитометрия, а также углубляющие его учебные дисциплины Магнетизм горных пород и Детальная гравимагнитометрия природных систем.

Наблюдался также заметный рост числа и качества индивидуальных научных исследований по магнетизму природных объектов, сначала кристаллических горных пород, а затем и почвенного покрова [9]. Некоторые из них были завершены в качестве кандидатских диссертаций.

Плодотворному проведению упомянутых работ способствовало появление современной экспериментальной базы. При этом значительная часть аппаратуры была импортирована (Чехия, Великобритания, Россия), некоторые установки сконструированы усилиями членов Студенческого конструкторско-исследовательского бюро Киевского национального университета имени Тараса Шевченко (СКИБ).

На этой основе возникло целое научное направление, именуемое в современной литературе агрогеофизикой [10].

Современные магнитные исследования в Киевском национальном университете имени Тараса Шевченко. Базовой кафедрой для магнитных исследований на современном этапе является кафедра геофизики, которую на протяжении последних более чем десяти лет возглавляет проф. С.А. Выжва. Основой магнитной лаборатории является Студенческое конструкторско-исследовательское бюро (СКИБ), организованное в 1982 г согласно приказу проректора университета № 431 "0" от 25.06.1982 г. Основателем и научным руководителем СКИБ стал канд. геол.-минералог. наук, доц. А.В. Сухорада, который и сегодня после выхода на пенсию остается его идейным вдохновителем. Основной целью деятельности СКИБ является выявление потенциально перспективной творческой молодежи, подготовка ее для дальнейшей научной работы путем привлечения к выполнению научно-исследовательских тем, разрабатываемых в СКИБ, воспитание в студентах научного мышления и генерирования собственной идейной базы.

СКИБ является иерархической структурой, состоящей из рационального синтеза старшего поколения (выпускники СКИБ, в том числе преподаватели и научные сотрудники), аспирантов и студентов старших курсов (в качестве уже опытных участников), студентов младших курсов (перспективная молодая генерация – продолжатели существования СКИБ) и, наконец, юных исследователей (старшеклассники, члены Малой Академии наук и т.д.).

На базе СКИБ проводятся лабораторные работы со студентами геологического факультета по определению магнитных и других физических параметров образцов горных пород, почв, атмосферного воздуха, изготовлению соответствующих препаратов, исследованию магнитной минералогии под микроскопом. Аппаратурная база СКИБ представляет собой современные мировые технические разработки, а также оригинальные аппаратные макеты. Среди данной аппаратуры – аstaticкий магнитометр LAM-24, рок-генераторы JR-4, измерители магнитной восприимчивости KLY-2 и KLY-1, модифицированный для автоматического термоманитного анализа, двухчастотный измеритель магнитной восприимчивости MS2, намагничивающие и размагничивающее оборудование, геохимическое оборудование. Среди полевой аппаратуры – портативные капаметры типа KT-5, ПИМБ-М, высокоточные магнитометры как серийного производства, так и собственной модификации, георадар.

За время существования СКИБ его коллектив работал почти на всей территории Украины, а также за ее пределами (Анабарский щит, Польша, Испания), что позволило получить богатую базу геофизической информации. Среди наиболее активных членов СКИБ, которые в то или иное время принимали активное участие в его работе (а некоторые работают и до сих пор), следует упомянуть С.И. Шепеля, Н.И. Гузия, А.Н. Жадана, А. Ивахненко, А.В. Круглова, Ю. Савичева.

Таким образом, современные геомагнитные исследования в Киевском Университете связаны с изучением горных пород, почв, биоты, атмосферы и других природных объектов. Результаты исследований и научные разработки с успехом внедряются в производство при ультрадетальных геологических работах, поисках нефти и газа, алмазов, в экологической геофизике, почвоведении, агрономическом секторе, геохимии, археологии и т.д. Среди основных направлений исследований выделим такие:

- изучение магнитных свойств геологических образований кристаллического фундамента ущ, анализ информативности использования геофизических методов при геологическом картировании;

- изучение структурно-вещественных преобразований разломных зон на основе петромагнитного анализа образцов горных пород;

- комплекс исследований магнитных и электромагнитных свойств почвенного покрова характерных типов почв Украины, характер поведения основных магнитных параметров в генезисе формирования почвенного профиля с целью решения аграрных, почвоведческих задач, а также поисков залежей полезных ископаемых, связанных с изучением магнетизма почв, изучение почвенной эрозии. В ряде этих исследований партнерами выступают коллеги из Национального научного центра "Институт почвоведения и агрохимии имени А.Н. Соколовского";

- исследования территорий, перспективных на залежи углеводородов на территории ддв, предкарпатского прогиба, прикарпатья совместно с коллегами из карпатского отделения института геофизики им. С.И. Субботина на Украине;

- разработка и усовершенствование аппаратной базы для проведения полевых и лабораторных геофизических исследований, разработка аппаратуры для ультрадетальной магнитометрии природных объектов;

- исследование поведения магнитного поля для различных ландшафтных условий, совершенствование методики проведения детальной и высокоточной магнитной съемки, установление закономерностей формирования локального магнитного поля для основных ландшафтных зон Украины;

- проведение археологических магнитометрических исследований объектов разного времени образования, поиск и определение критериев выделения археологических объектов;

- экоманитные исследования для определения уровня загрязненности окружающей среды по магнитным и радиоактивным параметрам, исследования загрязнения атмосферы по магнитным показателям, внедрение новых, более эффективных, методов экологической экспертизы.

Кроме того, проблемы моделирования и интерпретации магнитных аномалий изучаются на кафедре геофизики ее сотрудниками С.А. Поповым, Р.В. Хоменко, П.И. Грищуком.

Следует отметить, что в отрасли геомагнитных исследований сотрудники кафедры геофизики Киевского национального университета имени Тараса Шевченко тесно и плодотворно сотрудничают с представителями Института геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины. Так, проблемами изучения геомагнитного поля занимается д-р геол. наук М.И. Орлюк, а палеомагнитные исследования проводятся под руководством д-ра геол. наук В.Г. Бахмутова. Они руководят квалификационными работами студентов, а также читают соответствующие курсы лекций для студентов-геофизиков в рамках соглашения между Университетом и Академией наук.

Перспективы развития геомагнитных исследований в Киевском национальном университете имени Тараса Шевченко.

Одной из первоочередных задач выступает реализация совместных проектов и грантов с иностранными партнерами. Уже сегодня удается получать гранты для участия в международных конференциях от Международной ассоциации геомагнетизма и аэрономии (IAGA), Института геофизики Польской, Словацкой и Чешской Академий наук, Европейской ассоциации геоученных и инженеров (EAGE), Европейского геологического союза (EGU), Лиссабонского университета, Общества разведочной геофизики (SEG) и т.д. Данная кооперация позволяет лучшим студентам, преподавателям и научным сотрудникам посещать международные собрания и выставки, обмениваться опытом не только в отрасли геомагнетизма, но геофизики в целом.

Тесная международная кооперация позволила получить передовое программное обеспечение

GEOSOFT для обработки и моделирования потенциальных полей, геохимической и скважинной информации в учебных и научных целях.

Контакты, налаженные с иностранными коллегами-исследователями проблем геомагнетизма, позволили пригласить лучших профессоров для участия в редакционной коллегии Вестника Киевского национального университета имени Тараса Шевченко. Среди них: К. Зенг, Китайский геологический университет, Китай; К. Ли, Китайский геологический университет, Китай; М. Оливия, Лиссабонский университет, Португалия; П. Перейра, Университет Миколаса Ромериса, Литва; С. Пассов, Геофизический центр Доурбес, Бельгия.

Таким образом, представляется, что дальнейшее расширение возможностей использования методов геомагнетизма как в научных исследованиях, так и в учебном процессе будет способствовать укреплению геофизической школы Киевского национального университета имени Тараса Шевченко, в том числе на международном уровне.

Перечень использованных источников

- Quijano L., Chaparro M. A. E. Marié D. C., Gaspar L., Navas A., (2014). Relevant magnetic and soil parameters as potential indicators of soil conservation status of Mediterranean agroecosystems. *Geophysical Journal International*, 198, 3, July 2014, 1805-1817.
- López-Delgado V., Soler-Arechalde A. M., Espinosa-Rodríguez G., Goguitchaichvili A., (2011). Rock-magnetic and archeomagnetic survey from some classical settlements at Chapultepec archeological site (western Mesoamerica). *Studia Geophysica et Geodaetica*, 55, 2, 329-342.
- Blaž U., Appel E., Stanjek H., (2008). Determination of anthropogenic boundary depth in industrially polluted soil and semi-quantification of heavy metal loads using magnetic susceptibility. *Environmental Pollution*, 156, 278-289.

O. Menshov, PhD, Research Associate
E-mail: pova@list.ru; Tel.: +380442597030

A. Sukhorada, PhD, Associate Professor
Institute of Geology, Taras Shevchenko National University of Kyiv
90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine

4. Spassov S., Egli R., Heller F., Nourgaliev D. K., Nannam J., (2004). Magnetic quantification of urban pollution sources in atmospheric particulate matter. *Geophysical Journal International*, 159, 555-564.

5. Старостенко В.И., Исиченко Е.П., (2003). Малоизвестные страницы формирования и развития геофизических исследований в Украине. Геофизический журнал, 5, 25, 3-30.

Starostenko V.I., Isichenko E.P., (2003). Maloizvestnie stranici formirovaniya i razvitiya geofizicheskikh issledovaniy v Ukrainie. *Geofizicheskii jurnal*, 5, 25, 3-30 (In Russian).

6. Пасальский П.Т., (1901). Об изучении распределения магнетизма на земной поверхности. Зап. Императ. Новорос. Ун-та, 85, 547 с.

Pasalskiy P.T., (1901). Ob izuchenii raspredeleniya magnetizma na poverhnosti. *Zapiski Imperatorskogo Novorossiyskogo Universiteta*, 85, 547 (In Russian).

7. Продайвода Г.Т., (2003). Академік Сельський В.О. – фундатор геофізичної освіти і науки в Україні. Тези доповідей IV Міжнародної наукової конференції Моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища, 10-13.

Prodayvoda G.T., (2003). Akademik Selskiy V.O. – fundator goefizichnoi osvity i nauki v Ukraini. Tezi dopovidey IV Mijnarodnoy naukovoi konferencii Monitoring nebezpechnih geologichnih procesiv ta ekologichnogo stanu sereдовища, 10-13 (in Ukrainian).

8. Гришук П.І., Гура К.О., Нурмухамедов В.Г., (2005). Виділення слабointensивних магнітних аномалій та їх інтерпретація. Вісник КНУ імені Тараса Шевченка. Геологія, 35, 65-69.

Grishuk P.I., Gura K.O., Nurmuhamedov V.G., (2005). Vudilenna slabointensivnih magnitnih anomalii ta ih interpretacia. *Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv. Geology*, 35, 65-69 (in Ukrainian).

9. Меньшов А.И., Сухорада А.В., (2012). Магнетизм почв Украины. Научный Вестник НГУ, 1(127), 15-22.

Menshov, O. I., Sukhorada, A. V., (2012). Soil magnetism of Ukraine. *Scientific Bulletin of NMU*, 1(127), 15-22 (In Russian).

10. Сухорада А.В., (2001). Агрогеофізика – ідеологія, концептуальна основа, стан та перспективи розвитку. Вісник КНУ імені Тараса Шевченка. Геологія, 19, 58-64.

Sukhorada, A.V., (2001). Agrogeofizika – ideologia, konceptualnaya osnova, sostoyaniye i perspektivy razvitiya. *Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv. Geology*, 12, 58-64 (in Ukrainian).

Надійшла до редколегії 10.09.14

GEOMAGNETIC STUDIES AT KYIV UNIVERSITY: HISTORY AND PROSPECTS

This paper gives a brief historical overview of the geomagnetic studies at Kyiv University progressing from the first steps to the current stage. Early geomagnetic studies go back to the late 19th – early 20th century and are associated with the works by N.A. Umov and P.T. Pasalskiy. The school of geomagnetism formed at the Department of Geophysics in the forties of the 20th century and has since passed through several stages gradually branching into narrower fields of research: earth magnetic field, magnetic field anomalies, high resolution magnetometry. Another research area concerned with various magnetic properties included rock magnetism, environmental magnetism, soil magnetism, and atmospheric pollution magnetism to finally form a new branch of geophysics – agrogeophysics.

Taras Shevchenko National University of Kyiv has provided a geomagnetic research site for the younger generation of geophysicists. The Student Research and Design Society (SRDS) founded by A. V. Sukhorada, Associate Professor, is a joint research team comprising the older generation supervisors (SRDS ex-members, including professors and researchers), postgraduate students (those who have gained appropriate scientific expertise), undergraduate students (promising young researchers – the succeeding generation for the scientific tradition to be passed on to), and the younger generation (high school students and members of the Junior Academy of Sciences). The SRDS facilities aid geology students in conducting laboratory analyses and experiments: measurements of magnetic and other physical properties of rock samples, soils, atmospheric air samples, treating and testing samples, microscopic study of magnetic mineralogy, etc.

The Department of Geophysics, Taras Shevchenko National University of Kyiv, currently headed by Professor S. A. Vyzhva associates its recent achievements and future prospects for advancing the theory of geomagnetism with its close cooperation with international organizations such as IAGA, EAGE, EGU, and SEG.

Key words: geomagnetism, Taras Shevchenko National University of Kyiv, geophysics.

O. Меньшов, канд. геол. наук, наук. співроб.

E-mail: pova@list.ru, тел.: (044) 2597030

A. Сухорада, канд. геол.-мінералог. наук, доц.
Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна

ГЕОМАГНІТНІ ДОСЛІДЖЕННЯ У КИЇВСЬКОМУ УНІВЕРСИТЕТІ. ІСТОРІЯ ТА ПЕРСПЕКТИВИ РОЗВИТКУ

Розглядаються наукові та освітні аспекти вивчення геомагнетизму в Київському університеті починаючи від перших кроків в Україні і закінчуючи сучасним етапом. Відзначено, що перші геомагнітні роботи відносяться до кінця 19-го – початку 20-го століття і пов'язані з роботами Н.А. Умова і П.Т. Пасальського. Геомагнітний напрямок на кафедрі геофізики сформувався в 40-х роках минулого століття і пройшов ряд етапів свого розвитку. В рамках цього наукового напрямку розвинулися більш глибокі галузі пізнання. Це – вивчення власне магнітного поля Землі, його аномальної складової, ультрадальня магнітометрія. Особливо виділяється магнетизм гірських порід, включаючи більш широке поняття магнетизму навколишнього середовища, педомагнетизму, атмосферомагнетизму. Своєю часу на основі цих галузей сформувався новий науковий напрямок – агрогеофізика.

Сучасні геомагнітні дослідження в Київському національному університеті імені Тараса Шевченка пов'язані з функціонуванням Студентського конструкторсько-дослідницького бюро (СКДБ), засновником якого став доц. А.В. Сухорада. СКДБ є ієрархічною структурою, що складається з раціонального синтезу старшого покоління (випускники СКДБ, в тому числі викладачі та наукові співробітники), аспірантів і студентів старших курсів (як уже досвідчені учасники), студентів молодших курсів (перспективна молода генерація – продовжувачі існування СКДБ) і, нарешті, юних дослідників (старшокласники, члени Малої Академії наук і т.д.). На базі СКДБ проводяться лабораторні роботи зі студентами геологічного факультету з визначення магнітних та інших фізичних параметрів зразків гірських порід, ґрунтів, атмосферного повітря, виготовлення відповідних препаратів, дослідження магнітної мінералогії під мікроскопом.

Перспективи розвитку геомагнетизму пов'язуються з дослідженнями на кафедрі геофізики Київського національного університету імені Тараса Шевченка, яку наразі очолює проф. С.А. Вижва. Одним з основних чинників розвитку в сучасних умовах стало тісне співробітництво з міжнародними організаціями IAGA, EAGE, EGU, SEG.

Ключові слова: геомагнетизм, Київський національний університет імені Тараса Шевченка, геофізика.

ГЕОФІЗИКА

УДК 550.832:550.8.05

О. Карпенко, д-р геол. наук, проф.
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна
E-mail: alexbrig@inbox.ru

Г. Башкіров, канд. геол.-мінералог. наук, ст. наук. співроб.
ДП "Науканафтогаз" НАК "Нафтогаз України"
вул. Київська, 8, м. Вишневе, Кієво-Святошинський р-н, 08132
E-mail: magnum669@gmail.com

І. Карпенко, здобувач
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
Дочірнє підприємство Регал Петролеум, вул. Димитрова, 5, м. Київ
E-mail: sharanskiy@gmail.com

ВИЗНАЧЕННЯ ВМІСТУ ОРГАНІЧНОЇ РЕЧОВИНИ В ГІРСЬКИХ ПОРОДАХ ЗА ГЕОФІЗИЧНИМИ ДАНИМИ

(Рекомендовано членом редакційної колегії доктором геол.-мінералог. наук, проф. В.М. Курганським)

Необхідність нагромадження запасів вуглеводнів (ВВ) вимагає підвищення ефективності геологорозвідувальних робіт. У той же час, певні перспективи в Україні пов'язані зі сланцевими, або ущільненими, гірськими породами, в яких, за аналогією з покладами газу та нафти в США, можливо, зосереджені значні запаси ВВ. Результати роботи багатьох учених вказують на те, що загальний вміст органічного вуглецю є прямим показником потенційної присутності запасів сланцевого газу. Наведений у статті аналіз ефективності існуючих методів визначення вмісту ОР за даними геофізичних досліджень свердловин виявив обмеження та недоліки їхнього застосування в певних геологічних умовах та за обмеженого комплексу методів каротажу.

Так, часто напроли пластів-колекторів підвищений вміст газу в зоні насичення помилково інтерпретується як збільшення вмісту ОР за результатами методик, в яких використовуються значення позірною електричного опору. Запропоновані авторами новий підхід та методика оцінки вмісту ОР за даними неелектричних методів геофізичних досліджень базуються на використанні системи лінійних петрофізичних рівнянь. У основу методики також покладено результати досліджень К. Пассі та інших дослідників щодо розподілу природного газу в сланцевих породах, збагачених ОР. У петрофізичних рівняннях як невідомі розглядаються вміст ОР, величини глинистості та загальної пористості гірських порід. Значення петрофізичних коефіцієнтів застосовують або за апріорними даними, або за спеціально розробленими способами їх визначення. Запропонований (обраний) комплекс петрофізичних рівнянь обмежений вхідними параметрами (відповідно – кількістю рівнянь і невідомих) внаслідок невеликої кількості традиційних методів промислової геофізики, що використовуються під час досліджень нафтових і газових свердловин. Апробація даного підходу на низці свердловин, що розкрили сланцеві товщі, шляхом порівняння з даними лабораторних досліджень дозволяє стверджувати про цілком достовірні результати інтерпретації даних ГДС щодо визначення ємнісних характеристик гірських порід та вмісту органічної речовини в них. У майбутньому вдосконалення даної методики пов'язане із розробкою прийомів налаштування петрофізичних коефіцієнтів з мінімальним використанням результатів лабораторних вимірів на керновому матеріалі.

Ключові слова: геофізичні дослідження свердловин, газ сланцевих порід, органічна речовина, кероген, коефіцієнт пористості, глинистість.

Постановка проблеми. З кожним роком стає все очевиднішим, що значні перспективи нагромадження розвіданої бази або збільшення видобутку нафти і природного газу пов'язані зі сланцевими, або ущільненими, гірськими породами (т.з. "нетрадиційного типу") колекторами. Складнощі пошуків скупчень вуглеводневої сировини в природних резервуарах нетрадиційного типу визначаються низкою факторів та проблем, які раніше не виникали, або були другорядними та їм не приділялось достатньо уваги. Петрофізичні моделі "нетрадиційних" порід-колекторів, які насичені газом або нафтою, мають суттєві відмінності від моделей, створених для звичайних гірських порід із міжзерновим, або змішаним, типом пористості. Як відомо, петрофізичні моделі є основою якісної та кількісної інтерпретації даних геофізичних досліджень свердловин, а також необхідні для визначення ємнісних характеристик гірських порід на етапі підрахунку запасів вуглеводнів.

Аналіз останніх досліджень та публікацій. У "звичайних" петрофізичних моделях нафта і природний газ займають частину об'єму всієї породи; максимальний вміст вуглеводнів тут контролюється ступенем гідрофобності колектора, особливостями структури порового простору та мінерального складу. У сланцевих породах, які вважаються нафтогазоматеринськими, вуглеводні, як правило, зосереджені в порожнинах зрілої органічної речовини (R.G. Loucks, R.M. Reed, S.C. Ruppel, D.M. Jarvie, 2009; Q.R. Passey, 2012; C.J. Modica, S.G. Lapierre, 2012; V. Kuchinskiy, 2013), інколи – ще й в оточуючих

глинисто-піщаних або карбонатних прошарках. На рис. 1 досить чітко видно на мікрофотографіях шліфів гірських порід з сланцевих товщ Польщі, що основна частина порового простору зосереджена власне в керогені. Причому, багатьма дослідниками встановлено пряму кореляцію між об'ємом порового простору керогену та його термальною зрілістю.

Основними критеріями оцінки перспектив газоносності сланцевих порід за літературними даними є: літологічний склад (осадові глинисті та алевроитово-глинисті пелітоморфні породи), ступінь катагенезу – від нижньої частини $МК_2$ ($R_0 = 0,80$) до середньої частини $АК_2$ ($R_0 = 3,0$), відкрита пористість та проникність порід – нижня межа пористості відповідає значенню в 0,5-1,0%, проникності – 0,1 мД, мінімальна товщина перспективного горизонту – 30 м, максимальна глибина залягання 4500 м, однорідність літологічного складу пачок сланцевих порід, збільшення товщини й кількості пластів сланцевих порід, а також збільшення вмісту органічної речовини S_{org} (або TOC – Total Organic Carbon). Саме величина S_{org} є критичним та найважливішим фактором, визначення якого пов'язане з певними труднощами. Результати роботи багатьох авторитетних учених свідчать, що загальний вміст органічного вуглецю є прямим показником потенційної присутності запасів сланцевого газу. Тому важливість визначення TOC у сланцевих породах / нафтових породах не викликає сумнівів як на етапі діагностики таких товщ, так і на більш пізніх етапах геологорозвідувальних робіт, які передбачають

оцінку ресурсів або підрахунок власне запасів вуглеводнів. У зв'язку з цим оптимальному методу визначення концентрації органічного вуглецю в гірських породах розрізів свердловин приділяється багато уваги, проте це питання досі залишається не вирішеним.

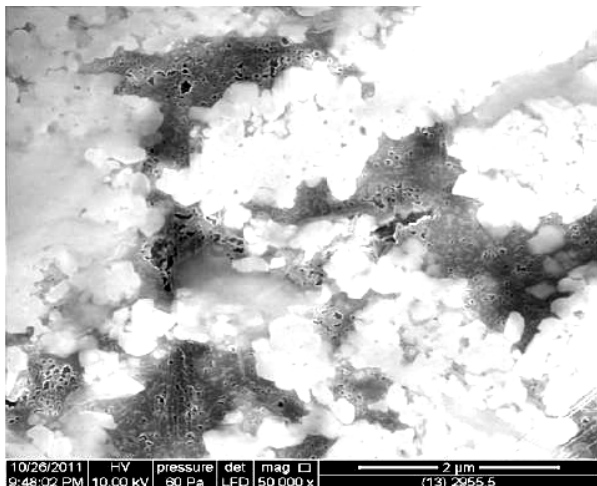


Рис. 1. Мікрофотографія шліфа сланцевої породи (Польща), збагаченої органічною речовиною (за V. Kuchinskiy)

Темні плями – пори в керогені.

Органічна речовина виділяється сірим кольором

Кероген характеризується нижчою густиною, ніж породи, що його вміщують. Так, за збільшення частки органічної складової на 10% від загального об'єму зразка породи зменшується загальна густина зразка на $0,17 \text{ г/см}^3$. Для оцінки вмісту органічної компоненти за допомогою густинної модифікації гамма-гамма-щільнісного каротажу необхідно розглядати зразок породи як багатокомпонентний: матриця породи, кероген та порові флюїди. Підвищення вмісту ТОС на 10% змінює загальну густина на $0,50 \text{ г/см}^3$.

У зв'язку з властивістю керогену сповільнювати швидкість проходження акустичних хвиль, підхід до його виявлення аналогічний, як і з використанням щільнісного гамма-гамма-каротажу. Зміна вмісту органічного вуглецю на 10% змінює швидкість проходження по-вздожних хвиль приблизно на 120-150 мкс/м.

Підвищений вміст водню в органічній речовині порід впливає на покази нейтронного-гамма-каротажу. Чим вищий генераційний потенціал керогену, тим вищий водневий індекс, що в свою чергу збільшує аномалії показів НГК чи ННК у присутності керогену. Крива нейтронної пористості (перерахована з кривої нейтронного-гамма-каротажу) реагує на присутність водню у формації.

На основі наведених вище міркувань Мендельсоном у свій час (80-ті роки) було виведено вирази для визначення вмісту органічного вуглецю, де використовувались дані ГК, ГГК-Щ, НГК і АК. Недоліком запропонованого ним способу було те, що будь-який неврахований вміст пластового флюїду (газу, нафти) викличе занадто високу розраховану величину вмісту органічного вуглецю, вищу за дійсну [6].

Авторами [4, 5] у свій час було запропоновано більш досконалий спосіб визначення вмісту органічного вуглецю, пористості та основних породоутворюючих мінералів за даними геофізичних досліджень свердловин у газосланцевих формаціях. Суть його полягає у розв'язанні системи петрофізичних рівнянь, невідомими в якій є вміст керогену (або вміст органічного вуглецю), пористість, глинистість і основні породоутворюючі мінерали – кварц, кальцит. Кількість невідомих дорівнює кількості

рівнянь. У основу петрофізичних рівнянь (кожне для окремого петрофізичного або геофізичного параметра) покладено адитивну модель гірської породи. Модель є простою сумою компонентів: органічна речовина (або кероген), мінеральний скелет породи, глинисті мінерали, пустотний простір (пористість), пластова вода, вуглеводні (газ або нафта). Недоліком цього способу є:

а) для оцінки невідомих (шуканих) петрофізичних та емісійних параметрів у гірських породах використовуються дані питомого електричного опору, що призводить до отримання помилкового завищеного значення вмісту керогену в газо(нафто)насичених типових псаміто-алевритових або карбонатних породах-колекторах, тому що вуглеводні характеризуються такими самими високими значеннями питомого електричного опору, що й кероген;

б) неврахування особливостей розміщення природного газу в реальній газосланцевій породі (лише в керогені, або – і в керогені, і у вміщуючій кероген породі) вимагає жорсткого калібрування петрофізичних рівнянь за лабораторними даними петрофізичних аналізів гірських порід з розрізів свердловин покладу, що вивчається;

в) введення нелінійного рівняння питомого електричного опору суттєво зменшує точність та достовірність результатів математичного розв'язання системи петрофізичних рівнянь.

Дані статистичних досліджень вказують на хорошу кореляцію між вмістом урану та вмістом органічних речовин (Свенсон, 1960; Маккелві і Нельсон, 1949; Левенталь, 1981). Хоча такий емпіричний зв'язок є задовільним, однозначної фізико-геологічної моделі для пояснення цього співвідношення до сих пір не існує. З багатьох робіт у цьому напрямку було зроблено висновки, що збільшення одного вагового відсотка органічного вуглецю приблизно відповідає збільшенню на 1,5-5,0% урану. Концентрація урану в керогені залежить від типу органічної речовини, з якої він утворився (аналогічний висновок був зроблений Левенталем, 1981). Розподіл урану в середовищі визначається багатьма чинниками, тому дуже складно стверджувати, який саме переважав у конкретному випадку формування породи.

Методика, що була опублікована В. Фертлом та Д. Чілінджером у 1988 р [3], націлена на виявлення нафтогазоматеринських порід за матеріалами геофізичних досліджень свердловин. На той час нафто- і газогенеруючі фації не розглядалися як потенційні породи-колектори вуглеводнів. У своїй роботі автори дуже детально розглядають уявлення, наукові роботи та методики інших авторів, що існували на той час. Математична частина методики основана на врахуванні зміни питомого електричного опору, загальної пористості, вмісту водню, загальної густини породи і швидкості проходження акустичних хвиль у присутності керогену.

Питанням оцінки вмісту органічної речовини в породи за даними непрямих геофізичних та петрофізичних досліджень були присвячені роботи Маєра і Недерлофа, Шмокера і Хестера, Кеннета та Хіслопа.

Методика $\Delta \log R$ (Квін Пассі та ін., 1990 р) [7] апробована на прикладах великої кількості скупчень сланцевого газу, починаючи з 1979 р. З тих пір вона набула широкої популярності серед геофізиків та успішно використовується на багатьох родовищах сланцевого газу по всьому світу. Було встановлено, що запропонований алгоритм працює адекватно і може дати доволі точні передбачення кількісної оцінки органічного вуглецю у породі.

Методика $\Delta \log R$ базується на тих самих властивостях керогену, що й попередні методики. Визначаються опорні інтервали, в яких відсутній кероген (точніше, його вміст мінімальний), і для них беруться опорні значення з діаграм бокового (БК) і акустичного каротажу

АК, нейтронної пористості та густини (метод ГГК-Щ). Для кожної досліджуваної ділянки розрізу необхідно визначати новий опорний інтервал і встановлювати опорні значення повторно.

Алгебраїчний вираз для визначення величини $\Delta \log R$ за кривими АК і БК виглядає таким чином:

$$\Delta \log R_{AK} = \log_{10}(R / R_o) + 0,02(\Delta T - \Delta T_o), \quad (1)$$

де R – питомий електричний опір (покази БК), Ом·м; R_o – питомий електричний опір в опорному інтервалі, Ом·м; ΔT – покази акустичного каротажу (інтервальний час), мкс/фут; ΔT_o – покази акустичного каротажу в опорному інтервалі, мкс/фут.

Емпірична залежність для оцінювання величини $\Delta \log R$ з використанням K_n , визначеного з кривої НГК:

$$\Delta \log R_{HKK} = \log_{10}(R / R_o) + 4,0 \cdot (K_n - K_{n_o}), \quad (2)$$

де K_n – загальна пористість за даними НГК, %; K_{n_o} – загальна пористість за НГК в опорному інтервалі, %.

Емпірична залежність для визначення $\Delta \log R_{ГГК}$ з використанням кривої гамма-гамма щільнісного каротажу:

$$\Delta \log R_{ГГК} = \log_{10}(R / R_o) - 2,5 \cdot (\sigma - \sigma_o), \quad (3)$$

де σ – густина породи, г/см³; σ_o – густина породи в опорному інтервалі, г/см³.

Величина $\Delta \log R$ лінійно пов'язана з вмістом органічного вуглецю (ВОВ), який є функцією термічної зрілості ОР (level of thermal maturity – LOM). Автор пропонує графічну залежність [5] для визначення останньої з відомої величини відбивної здатності вітриніту в маслі (R , %).

Емпірична формула для визначення ВОВ:

$$TOC = \Delta \log R \cdot 10^{(2,297 - 0,1688 \cdot LOM)} \quad (4)$$

де LOM – термічна зрілість органічної речовини.

Кларкові значення ВОВ у звичайних глинистих породах варіюють у межах від 0,5 до 1,6%. [2, 1]. Виходячи з цих міркувань, якщо в опорному інтервалі приймалися нульові значення ВОВ, то до обрахованих результатів необхідно додати 0,8-1,6%. Автор пропонує використовувати графоаналітичні можливості методики $\Delta \log R$, яка є швидким методом діагностики розрізу за матеріалами ГДС та виявлення перспективних об'єктів. Досить просто визначаються інтервали з високою концентрацією ОР, вуглисті прошарки і навіть є можливість визначення характеру насичення порід-колекторів (не завжди) та ступінь термічної зрілості ОР. Це є досить важливим моментом у цій методиці для відокремлення перерахованих об'єктів від потенційних на наявність промислових скупчень сланцевого газу.

Цілі та задачі. Проведений аналіз методик інтерпретації даних ГДС, які були раніше розроблені спеціально для діагностики газосланцевих товщ, дозволяв виявити загальні закономірності та особливості петрофізичної моделі гірської породи із підвищеним вмістом пелітової фракції та органічної речовини. Особливістю таких методик є врахування додаткової компоненти, яка раніше не розглядалась при традиційній інтерпретації, а саме – наявності органічної твердої речовини (керогену). Без визначення вмісту та властивостей керогену неможлива оцінка газогенеруючих та колекторських характеристик сланцевих товщ. Складнощі всіх існуючих методик інтерпретації, в першу чергу, обумовлені дефіцитом достовірної інформації про стан керогену, тип органічної речовини у досліджуваних породах за відсутності кернових даних. Тому важливою задачею є розробка способів уточнення петрофізичних характеристик ОР, які в інтерпретаційних рівняннях виконують функцію петрофізичних констант.

Не розв'язані раніше задачі та частини загальної проблеми. Головним недоліком, що обмежує використання сучасних методик інтерпретації даних ГДС у га-

зосланцевих товщах, є спрощене уявлення про геологічне середовище, в якому є дві основні компоненти з точки зору електропровідності. Тверда матриця + скелет глинистої складової + тверда частина органічної речовини + вільний та адсорбований природний газ вважаються діелектриками, що не проводять електричний струм. Лише мінералізована пластова вода є єдиним середовищем, яке є провідником електричного струму, тобто її присутність, кількість та властивості визначають величину питомого електричного опору породи. Окрім того, підвищений вміст вільного газу в зоні проникнення газоносних порід-колекторів приводить до збільшення питомого позірною електричного опору на діаграмах електричних методів (БК, наприклад), що на перерахованих діаграмах-результатах методик інтерпретації відбивається аномаліями, аналогічними сланцевим товщам з високим вмістом органічного вуглецю. Тобто, навпроти пластів-колекторів підвищений вміст газу в зоні насичення помилково інтерпретується як збільшення вмісту ОР за результатами методик, у яких використовуються значення позірною електричного опору. Взагалі, методика інтерпретації даних ГДС $\Delta \log R$ для визначення вмісту органічного вуглецю (Квін Пассі та ін. 1990 р.) досить ефективна під час досліджень власне сланцевих об'єктів, у яких вся товща представлена породами із підвищеним вмістом глинистого матеріалу з відсутністю вільного газу в поровому просторі зони проникнення пластів за виключенням частини пор власне органічної речовини. Тому нами був обраний інший підхід, який використовує дані неелектричних методів з обмеженим радіусом досліджень. При використанні системи петрофізичних рівнянь враховується відмінність кожної основної компоненти гірської породи (у тому числі – твердої органічної речовини) за комплексом петрофізичних ознак. Запропонований (обраний) комплекс петрофізичних рівнянь обмежений вхідними параметрами (відповідно – кількістю рівнянь і невідомих) внаслідок невеликої кількості традиційних методів промислової геофізики, що використовуються під час досліджень нафтових і газових свердловин українськими виробничими організаціями.

В основу петрофізичної моделі газосланцевої товщі було покладено результати досліджень та дані про її структуру відомого петрофізика К. Пассі (2010-2012 рр., наприклад, [8]). Особливістю газосланцевих товщ є форми знаходження, розподіл у породі та взаємодієносини органічної складової (керогену) з іншими компонентами породи. Зріла ОР у теригенній породі складається з 4 основних компонентів – власне твердої частини (керогену), пустотного простору (пористості), флюїдів – пластової або зв'язаної води – і природного газу. Вода з газом знаходиться в поровому просторі ОР. Пустотний простір у вигляді мікропор самої породи і глинистої фракції зазвичай заповнений лише зв'язаною водою, яка є нерухомою та залишається в породі навіть за суттєвих катагенетичних перетворень глинистих верств. Величина пористості органічної речовини $K_{n.org}$ залежить від ступеня зрілості ОР. Зазвичай вона дорівнює 0,4-0,5 (дані К. Пассі). Вміст природного газу в поровому просторі керогену змінюється від 0 до 0,8-0,9; також контролюється ступенем катагенетичної (термальної) зрілості ОР.

Для газосланцевої товщі нами запропоновано наступні петрофізичні моделі у вигляді лінійних рівнянь.

Модель інтервального часу породи. В основу покладено рівняння "середнього часу" – Віллі-Грегора, яке дозволяє описувати породи з довільною кількістю компонентів. У ньому в лівій частині наведено величину інтервального часу повздовжньої акустичної хвилі в породі ΔT , що реєструється під час проведення ультразвукового акустичного каротажу (5).

$$\begin{aligned} \Delta T = & \Delta T_{ск} \cdot (1 - K_{гл} - Корг \cdot (1 + Kn_{орг}) - Kn) + \\ & + \Delta T_{в} \cdot Kn + \Delta T_{в} \cdot Корг \cdot Kn_{орг} \cdot (1 - K_{гл,орг}) + \\ & + \Delta T_{газ} \cdot K_{гл,орг} \cdot Kn_{орг} \cdot Корг + \Delta T_{гл,ск} \cdot K_{гл} + \\ & + \Delta T_{орг,ск} \cdot Корг, \end{aligned} \quad (5)$$

де $\Delta T_{ск}$ – величина інтервального часу в скелеті гірської породи; $K_{гл}$ – коефіцієнт глинистості; Kn – коефіцієнт пористості породи без врахування пористості ОР; $Корг$ – об'ємний вміст твердої частини ОР у породі; $Kn_{орг}$ – величина пористості ОР; $\Delta T_{в}$ – величина інтервального часу поздовжньої хвилі в пластовій воді; $\Delta T_{газ}$ – величина інтервального часу у вільному природному газі порового простору ОР; $K_{гл,орг}$ – коефіцієнт газонасичення порового простору керогену; $\Delta T_{гл,ск}$ – величина інтервального часу в твердій частині глинистої компоненти породи; $\Delta T_{орг,ск}$ – величина інтервального часу в твердій частині ОР породи.

Штучно було розділено пустотний простір на дві складові – Kn і $Kn_{орг}$. Це було зроблено для того, щоби після функціональних перетворень виразу (5) залишити його у вигляді поліному першого порядку (лінійного рівняння), в якому будуть відокремлені невідомі – шукані величини – Kn , $Kn_{орг}$ і $K_{гл}$.

Модель нейтронної пористості (водневмісту) породи. Використано відоме лінійне рівняння для пористості породи, яке застосовується при інтерпретації даних нейтронних методів каротажу. В ньому нами додано додаткову компоненту – ОР та її складові (6):

$$\begin{aligned} \omega_n = & Kn + \omega_{гл} \cdot K_{гл} + \omega_{орг,ск} \cdot Корг + \\ & + Корг \cdot Kn_{орг} \cdot (1 - K_{гл,орг}), \end{aligned} \quad (6)$$

де ω_n – питомий вміст водню (нейтронна пористість) гірської породи за даними нейтрон-нейтронного або нейтронного гамма-каротажу; $\omega_{гл}$ – питомий вміст водню твердої частини глинистої компоненти породи (хімічно зв'язана вода); $\omega_{орг,ск}$ – питомий вміст водню твердої частини органічної речовини (керогену).

Модель густини гірської породи. До петрофізичних особливостей газосланцевих верств відносять суттєву диференціацію густини гірської породи залежно від вмісту органічної речовини. Як відомо (див. далі), густина керогену суттєво менша за густину мінеральної складової теригенної породи. Цю діагностичну ознаку покладено в основу створення петрогустинної моделі гірських порід із підвищеним вмістом ОР (7):

$$\begin{aligned} \sigma_n = & \sigma_{мін} \cdot (1 - Kn - K_{гл} - Корг \cdot (1 + Kn_{орг})) + \\ & + \sigma_{в} \cdot (Kn + Корг \cdot Kn_{орг} \cdot (1 - K_{гл,орг})) + \\ & + \sigma_{газ} \cdot Корг \cdot Kn_{орг} \cdot K_{гл,орг} + \sigma_{орг,ск} \cdot Корг + \sigma_{гл} \cdot K_{гл}, \end{aligned} \quad (7)$$

де σ_n – густина гірської породи, визначена за даними щільнісного гамма-гамма каротажу (ГГК-Щ), $\sigma_{в}$ – густина пластової води; $\sigma_{газ}$ – густина природного газу, $\sigma_{орг,ск}$ – густина твердої частини органічної речовини.

Слід зазначити, що петрогустинні характеристики окремих складових моделі визначаються або за апріорними даними, або спеціальними способами; це буде детально описано у наступних публікаціях.

Модель потужності експозиційної дози природного гамма-випромінювання (8). Вона сформована на основі припущення про адитивний внесок природної радіоактивності кожної компоненти у формування загального сигналу від гірської породи, що реєструється при проведенні гамма-каротажу.

$$\begin{aligned} I_{\gamma} = & I_{\gamma, \min} \cdot (1 - K_{гл} - Корг \cdot (1 + Kn_{орг}) - Kn) + \\ & + I_{\gamma, \max} \cdot K_{гл} + I_{\gamma, орг} \cdot Корг, \end{aligned} \quad (8)$$

де I_{γ} – сумарна потужність експозиційної дози природного гамма-випромінювання, що зареєстрована при проведенні гамма-каротажу; $I_{\gamma, \min}$ – мінімальна потужність експозиційної дози природного гамма-випромінювання, що є характерною для неглинистої породи з мінімальним вмістом ОР; $I_{\gamma, \max}$ – максимальна потужність експозиційної дози природного гамма-випромінювання, яка спостерігатиметься напроти "чистого" глинистого пласта з мінімальним вмістом ОР; $I_{\gamma, орг}$ – потужність експозиційної дози природного гамма-випромінювання твердої частини ОР (керогену). У рівнянні (8) не розглядається питомий внесок гамма-радіоактивності від пластової води і природного газу. Вважаємо, що цей внесок настільки малий, що їм можна нехтувати при реалізації моделі потужності експозиційної дози природного гамма-випромінювання з метою діагностики газосланцевих об'єктів.

На основі наведених вище фізико-геологічних моделей запропоновано використання системи з трьох петрофізичних лінійних рівнянь (з 4 можливих). Шляхом розв'язання цієї системи з 3 петрофізичних алгебраїчних рівнянь за допомогою класичного способу Гаусса розраховуються такі параметри:

1. $Корг$ – об'ємний вміст твердої частини органічної речовини в породі;
2. Kn – коефіцієнт відкритої пористості породи без урахування пористості органічної речовини;
3. $K_{гл}$ – коефіцієнт об'ємної глинистості (твердої частини глинистого матеріалу) породи;
4. $Корг$ – коефіцієнт вмісту органічного вуглецю (ТОС) – через величину $Корг$.

Після функціональних перетворень петрофізичних рівнянь (5–8) отримано оптимізовані рівняння, до яких можна застосовувати стандартні математичні процедури і способи розв'язку системи лінійних рівнянь (пропонується класичний спосіб Гаусса):

$$\begin{aligned} \Delta T = & \Delta T_{ск} + Kn \cdot (\Delta T_{в} - \Delta T_{ск}) + K_{гл} \cdot (\Delta T_{гл,ск} - \Delta T_{ск}) + \\ & + Корг \cdot (\Delta T_{в} \cdot Kn_{орг} \cdot (1 - K_{гл,орг}) - \Delta T_{ск} \cdot (1 + Kn_{орг}) + \\ & + \Delta T_{газ} \cdot K_{гл,орг} \cdot Kn_{орг} + \Delta T_{орг,ск}); \\ \omega_n = & Kn + K_{гл} \cdot \omega_{гл} + \\ & + Корг \cdot (\omega_{орг,ск} + Kn_{орг} \cdot (1 - K_{гл,орг})), \\ \sigma_n = & \sigma_{мін} + Kn \cdot (\sigma_{в} - \sigma_{мін}) + K_{гл} \cdot (\sigma_{гл} - \sigma_{мін}) + \\ & + Корг \cdot (\sigma_{орг,ск} + \sigma_{в} \cdot Kn_{орг} \cdot (1 - K_{гл,орг}) + \\ & + \sigma_{газ} \cdot Kn_{орг} \cdot K_{гл,орг} - \sigma_{мін} \cdot (1 + Kn_{орг})); \\ I_{\gamma} = & K_{гл} \cdot (I_{\gamma, \max} - I_{\gamma, \min}) + \\ & + Корг \cdot (I_{\gamma, орг} - I_{\gamma, \min} \cdot (1 + Kn_{орг})) - \\ & - Kn \cdot I_{\gamma, \min} + I_{\gamma, \min}. \end{aligned}$$

Завдяки застосуванню системи лінійних рівнянь та її розв'язку за способом Гаусса досягається отримання точного, єдиного результату – оцінки пористості, глинистості та вмісту органічної речовини. Це є однією з вагомих переваг нового способу. Раніше в систему петрофізичних рівнянь пропонувалось нелінійне рівняння – модель питомого електричного опору (модель Арчі). Розв'язок такої системи завжди дає дуже наближений результат, якій часто не відповідає реальним значенням.

Окрім того, на вплив питомого електричного опору породи сильно впливає величина газо(нафто)насичення незмінної частини пласта (не охопленої проник-

ненням фільтрату промивної рідини при бурінні свердловини).

На рис. 2 наведено результати розрахунків вмісту ОР ($C_{орг}$ на рис.) з використанням методики К. Пассі $\Delta \log R$ (за комплексами даних методів електрокаротажу, АК і НГК) та нашої: коефіцієнту глинистості $K_{гл}$ та $C_{орг}$ на основі лінійних петрофізичних рівнянь (5 – 8). В інтервалі глибин 3452-3505 м (рудівські шари) підвищена природна гамма-активність глинистих порід обумовлена значним вмістом керогену, до складу якого входять уран-органічні сполуки. Ця товща відображається відносно невисокими величинами питомого електричного опору, що привело до малих значень $C_{орг}$ за результатами розрахунків за "стандартною" методикою $\Delta \log R$. Розраховані значення $C_{орг}$ нижчі за дані лабораторних вимірювань на керновому матеріалі (див. рис. 2). У той

самий час, результати обчислень вмісту ОР за нашою методикою добре збігаються з даними кернових вимірювань. Саме в інтервалі глибин поширення рудівських шарів значення $C_{орг}$ досягають найбільших величин.

Описаний та запропонований новий підхід до діагностики газосланцевих гірських порід пройшов успішну апробацію на низці свердловин з перспективних на вуглеводні нетрадиційного типу площ Керносівської, Комишвахської, Артемівської, Святогірської, Богатойської, Катеринівської, Шандрівської, Орільської, Медвежанської, Тернівської та Дробишівської. У табл. 1 наведено порівняльні результати оцінки $C_{орг}$ за даними різних способів. Видно, що значення вмісту органічного вуглецю за керном (точкові оцінки) і за запропонованим способом краще збігаються, ніж за даними методики $\Delta \log R$.

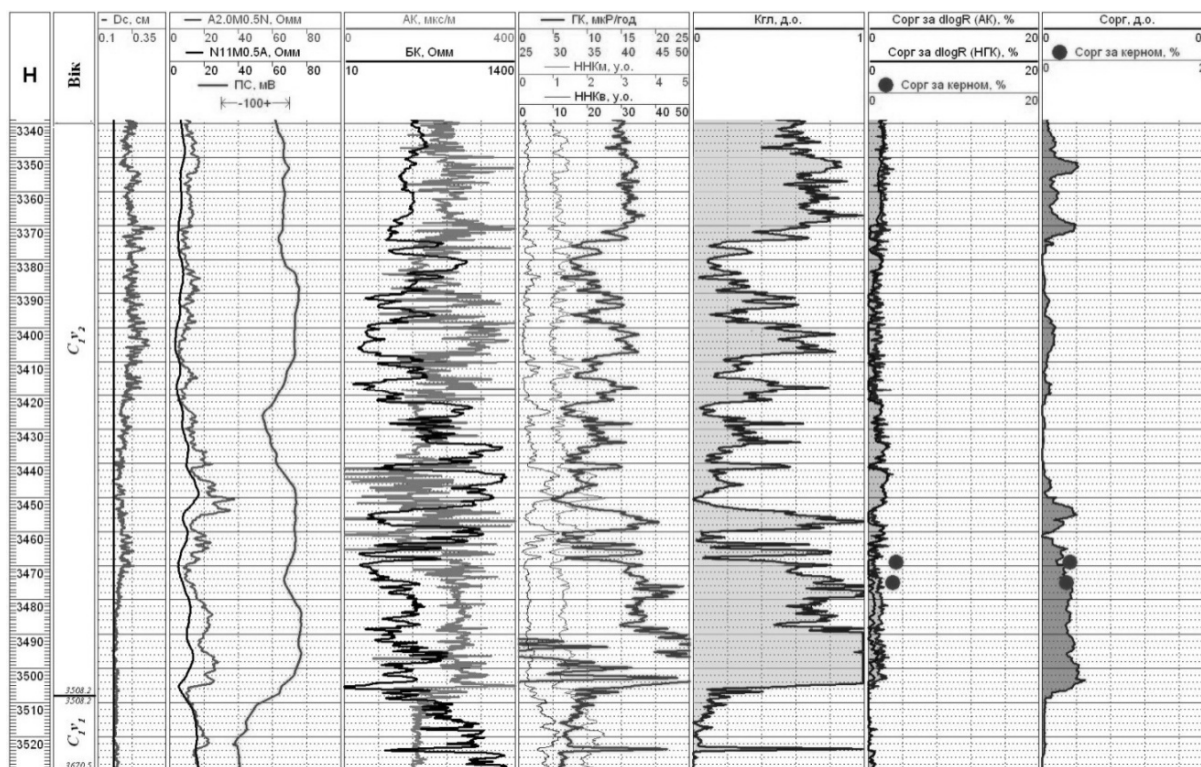


Рис. 2. Результати визначення вмісту органічної речовини у розрізі нижнього візею свердловини Керносівської площі за даними ГДС

Таблиця 1

Порівняльні результати оцінки $C_{орг}$ за даними різних способів

№ свердловини	Глибина, м	Визначення вмісту $C_{орг}$, % за способами:			
		За керном	$\Delta \log R_{AK}$	$\Delta \log R_{HKK}$	Новий спосіб
1-Артемівська	3420	3,0	2,5	3,0	3,7
1-Артемівська	3556	3,34	5,0	6,2	3,6
1-Артемівська	3562	3,16	0,8	0,9	3,8
1-Керносівська	3469	7,9	3,0	2,0	5,8
1-Керносівська	3475	6,9	2,0	4,0	8,0

Висновки. У статті проаналізовано основні засади, на яких побудовано найбільш відомі та популярні в свій час способи та методики оцінки вмісту органічної речовини за даними ГДС у гірських породах, як правило, з підвищеним вмістом глинистої компоненти. Відмічено, що всі вони мають недоліки, які заважають проводити достовірні розрахунки параметра в умовах неоднорідних за літологічним складом розрізів свердловин. Окрім того, на результати найбільш популярної методики $\Delta \log R$ суттєво впливають коливання питомого електричного опору, обумовлені газонасиченням порового про-

стору окремих шарів гірських порід. Запропоновано новий підхід до діагностики газосланцевих та подібних за складом товщ гірських порід за даними неелектричних методів каротажу. Нова методика, основана на використанні системи лінійних петрофізичних рівнянь, дозволяє успішно визначати вміст органічної речовини, коефіцієнти пористості і глинистості гірських порід. У майбутньому вдосконалення цієї методики пов'язане з розробкою прийомів налаштування петрофізичних коефіцієнтів з мінімальним використанням результатів лабораторних вимірювань на керновому матеріалі.

Список використаних джерел

1. Петтиджон Ф. Дж., (1981). Осадочные породы. М., Недра, 750.
Pettijohn F., (1981). Osadochny porodu. M., Nedra, 750 (In Russian).
2. Тиссо Б., Вельте Д., (1981) Образование и распространение нефти и газа. М., Муп, 501.
Tysso B., Velte D., (1981). Obrazovaniye i rasprostraneniye nefty i gaza. M., Mir, 501 (In Russian).
3. Fertl W., Chillingar G., (1988). Total Organic Carbon Content Determined From Wireline Well Logs. *SPE Formation Evaluation*, 3, 407–419.
4. Heidari Z., Torres-Verdin C., Preeg W., (2011). Quantitative method for estimating total organic carbon and porosity, and for diagnosing mineral constituents from well logs in shale-gas formations). *SPWLA 52nd Annual Logging Symposium, Colorado Springs, USA, May 14-18, 2011*, 1-15.
5. Heidari Z., (2011). Estimation of Static and Dynamic Petrophysical Properties from Well Logs in Multi-Layer Formations. *Dissertation by M.Sc.*,

O. Karpenko, Dr. Sci. (Geol.), Prof.
Institute of Geology, Taras Shevchenko National University of Kyiv
90 Vasylkivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine
E-mail: alexbrig@inbox.ru

G. Bashkirov, Cand. Sci. (Geol.-Min.)
"Naftogaz Ukrainy" State Enterprise, NAK "Naftogaz of Ukraine"
Kyivska Str., Vyshneve, 08132
E-mail: magnum669@gmail.com

I. Karpenko, Postgraduate Student
Taras Shevchenko National University of Kyiv
Regal Petroleum, Dimitrova Str., 5, Kyiv
E-mail: sharanskii@gmail.com

Faculty of the Graduate School of The University of Texas at Austin in Partial Fulfillment of the Requirements for the Degree of Doctor of Philosophy, The University of Texas at Austin, August 2011, 237 p.

6. Mendelson J.D., Toksoz M.N., (1985). Source rock characterization using multivariate analysis of log data. *SPWLA 26th Annual Logging Symposium*, 1985, p. UU.

7. Passey Q., Creaney S., Kulla J., Moretti F., Stroud J., (1990). A practical model for organic richness from porosity and resistivity logs. *AAPG Bulletin*, December 1990, 74, 1777-1794.

8. Passey Q., K. Bohacs R., Klimentidis W., Sinha S., (2011). My source rock is now my shale-gas reservoir – Geologic and Petrophysical Characterization of Shale-Gas Reservoirs. *AAPG Annual convention, April 10-13, 2011, Houston, Texas*, Search and Discovery Article # 90124, Web accessed 22 June 2012, http://www.searchanddiscovery.com/documents/2012/80231passey/ndx_passey.pdf

Надійшла до редколегії 23.09.14

GEOPHYSICAL DATA: ESTIMATING ORGANIC MATTER IN ROCKS

Hydrocarbon (HC) reserves expansion determines a necessity to enhance exploration efficiency due to the complexity of the geological environment in the undeveloped oil-and-gas fields. Ukraine is prospective to explore shale and tight rocks, which like oil-and-gas deposits in the United States, may contain considerable reserves of hydrocarbons. Thus, proper attention should be paid to geological and geophysical diagnosis of rocks with a high content of organic matter (OM) – kerogen. Recent research findings suggest that the total content of organic carbon is a direct indicator of the potential presence of shale gas reserves. The research into the geophysical methods applied to determine the content of OM in wells reveals their being inefficient, especially when they are applied to certain geological fields or are preceded by a limited number of logging techniques. Thus, the values of the apparent resistance indicating high gas content in the saturation zone opposite reservoirs are often misinterpreted to be an increase in the OM content. To counterbalance this, the authors propose a new non-electrical geophysical methodology of well logging and a technique for estimating OM content, both based on the use of a system of linear petrophysical equations. The methods are also based on Q. Passey and others' findings of natural gas distribution in shale formations enriched with OM. Organic content, clayiness, and the value of the total porosity of rocks are considered to be the unknown in petrophysical equations. Petrophysical coefficients are used either as prior evidence or as specially developed methods for their determination. The set of equations proposed is confined to petrophysical input parameters (the number of equations and the unknown, respectively); this is due to a small number of traditional methods of well logging. The approach being tested in a number of wells containing shale strata, and laboratory data being compared, the conclusion provides validated data interpretation for determining reservoir properties of rocks and organic matter content in them. In the future, the enhancement of this methodology may involve the development of methods to adjust petrophysical coefficient on core material via minimizing laboratory measurements.

Key words: well logging, shale gas, organic matter, kerogen, porosity, clayiness.

A. Карпенко, д-р геол. наук, проф.
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
УНІ "Інститут геології", ул. Васильківська, 90, г. Київ, 03022, Україна
E-mail: alexbrig@inbox.ru

Г. Башкиров, канд. геол.-минералог. наук, стар. науч. сотруд.
ГП "Нафтогаз України" НАК "Нафтогаз України"
ул. Київська, 8, г. Вишневе, Києво-Святошинський р-н, 08132
E-mail: magnum669@gmail.com

І. Карпенко, соискатель
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
дочернее предприятие Регал Петролеум, ул. Димитрова, 5, г. Киев
E-mail: sharanskii@gmail.com

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОДЕРЖАНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА
В ГОРНЫХ ПОРОДАХ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Необходимость наращивание запасов углеводородов (УВ) определяет задачу повышения эффективности геологоразведочных работ. При этом определенные перспективы в Украине связаны со сланцевыми или уплотненными горными породами, в которых, по аналогии с залежами газа и нефти в США, возможно, сосредоточены значительные запасы УВ. Значительное внимание должно уделяться геолого-геофизической диагностике горных пород с повышенным содержанием органического вещества (ОВ) – керогена. Результаты работ многих ученых указывают на то, что общее содержание органического углерода является прямым показателем потенциального присутствия запасов сланцевого газа. Приведенный в статье анализ эффективности существующих методик определения содержания ОВ по данным геофизических исследований скважин обнаружил ограничения и недостатки их применения в определенных геологических условиях и при ограниченном комплексе методов каротажа. Так, часто напротив пластов-коллекторов повышенное содержание газа в зоне насыщения ошибочно интерпретируется как увеличение содержания ОВ по результатам методик, в которых используются значения кажущегося электрического сопротивления. Предложенные авторами новый подход и методика оценки содержания ОВ по данным неэлектрических методов геофизических исследований базируются на использовании системы линейных петрофизических уравнений. Методика также базируется на результатах работ К.Пасси и других исследователей относительно распределения природного газа в сланцевых породах, обогащенных ОВ. В петрофизических уравнениях в качестве неизвестных рассматриваются содержание ОВ, величины глинистости и общей пористости горных пород. Значения петрофизических коэффициентов устанавливаются или по априорным данным, или по специально разработанным способам их определения. Предложенный комплекс петрофизических уравнений ограничен входными параметрами (соответственно, количеством уравнений и неизвестных); это связано с небольшим количеством традиционных методов промысловой геофизики, используемых при исследованиях нефтяных и газовых скважин. Апробация данного подхода на ряде скважин, раскрывших сланцевые толщи, путем сравнения с данными лабораторных исследований позволяет утверждать про вполне достоверные результаты интерпретации данных ГИС при определении емкостных характеристик горных пород и содержания органического вещества в них. В будущем совершенствование данной методики связано с разработкой приемов настройки петрофизических коэффициентов с минимальным использованием результатов лабораторных измерений на керновом материале.

Ключевые слова: геофизические исследования скважин, газ сланцевых пород, органическое вещество, кероген, коэффициент пористости, глинистость.

УДК 550.8.056

К. Тройніч, асп.,
С. Вижва, д-р геол. наук, проф.,
Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна

ЕФЕКТИВНИЙ АЛГОРИТМ СЕЙСМІЧНОЇ ПРОМЕНЕВОЇ ТОМОГРАФІЇ ПРИ ОБРОБЦІ ВЕЛИКИХ МАСИВІВ СЕЙСМІЧНИХ ДАНИХ

(Рекомендовано членом редакційної колегії доктором фіз.-мат. наук, проф. Б.П. Масловим)

Сейсмічна томографія є потужним інструментом дослідження земних надр та останніми роками стала галузевим стандартом у світовій геофізиці. Проте, в Україні вона практично не застосовується. З метою розвитку вітчизняної галузі, а також у рамках виконання наукової теми "Розробка теорії та методології побудови динамічних геолого-геофізичних моделей геологічних об'єктів і процесів", яка фінансується фондом фундаментальних і прикладних досліджень Київського національного університету імені Тараса Шевченка, на кафедрі геофізики геологічного факультету розробляються теоретичні та методологічні основи геофізичної томографії та літологічної інверсії, зокрема, реалізовано обчислювальний алгоритм та розроблено оригінальне програмне забезпечення для реалізації сейсмічної променевої томографії.

Як алгоритм для оновлення швидкісної моделі було обрано метод одночасної ітеративної реконструктивної томографії (SIRT), що є модифікацією методу алгебраїчної реконструктивної томографії (ART), в якому поправка до моделі обчислюється з одночасним використанням усіх наявних променів, що перетинають модель під різними кутами.

Програмне забезпечення реалізоване в сучасному програмному середовищі та апробоване на модельних прикладах. Трасування сейсмічних променів через швидкісну модель базується на ідеї побудови дерева найкоротших відстаней (SPT) із застосуванням теорії мереж. Такий підхід дозволяє за один раз обчислювати траєкторії та часи пробігів усіх хвиль, що виходять з одного джерела, що значно заощаджує час обчислень. За алгоритм для побудови дерева найкоротших відстаней обрано L-deque, що зарекомендував себе як один із найбільш швидких та стійких алгоритмів при роботі зі значними обсягами даних.

Ключові слова: сейсмічна томографія, швидкісна модель, масив даних

Вступ. Томографія – метод, що дозволяє віднаходити функцію за її проєкціями (інтегралами функції). Цей метод має значні можливості для вирішення широкого кола наукових та практичних завдань. Найширшого застосування нині набула медична томографія (від локалізації пухлин мозку до визначення якості пломбування зубів), а в геофізиці – сейсмічна томографія.

Алгоритми для розв'язання задач медичної томографії передбачають повне покриття досліджуваних об'єктів проєкціями. Іншими словами, ми маємо широкий діапазон кутів, під якими енергія перетинає досліджуване тіло, чого зрідка можна досягти при геофізичних спостереженнях. Через це, при виборі програмного забезпечення геофізики обмежені лише невеликою кількістю програмних продуктів, що дозволяють використовувати томографію із вузьким діапазоном кутів перетину досліджуваної області проєкціями, тобто програми для медичної томографії – не прийнятні.

Враховуючи це, автори вирішили розробити власне програмне забезпечення, яке би мало всі необхідні можливості для розв'язання таких задач, як регіональні геофізичні дослідження та дослідження глибинної будови землі; пошук та розвідка родовищ вуглеводнів, інженерно-геологічні дослідження тощо з урахуванням специфіки польових систем спостереження, що використовуються в Україні.

Активний розвиток геофізичної томографії почався у 80-і роки XX ст [3, 4, 8, 9]. На даний час метод сейсмічної томографії набув найширшого застосування в практиці геофізичних досліджень та продовжує розвиватись, базуючись, в основному, на принципах, описаних у класичних працях [5-6]. Серед напрямків розвитку методу можна назвати ускладнення моделей середовища, перехід від ізотропних до анізотропних моделей, використання різних азимутів просвічування при розв'язанні тривимірних задач тощо [12].

У рамках виконання фундаментальних та прикладних досліджень у Київському університеті, починаючи з 80-х років XX ст почалися дослідження, пов'язані з розробкою теоретичних і методологічних основ геофізичної томографії. Зокрема, під керівництвом Ю.В. Тімошина розроблено ряд технологій сейсмічної томографії на основі використання даних свердловинної та наземної сейсморозвідки [2]. У подальшому в роботах Г.Т. Продайводи, С.А. Вижви, І.В. Віршила розроблено алгоритми та спеціалізоване програмне забезпечення для інверсії ультра-

звукових, акустичних та сейсмічних даних з урахуванням структури пустотного простору, мінералогічного складу, складу пустотних наповнювачів, анізотропії, напружено-деформованого стану та нелінійних ефектів [1].

Впровадження цих розробок у життя вимагає наявності ефективних обчислювальних алгоритмів. Розробці нових підходів до реалізації алгоритмів сейсмічної томографії з урахуванням сучасних обчислювальних схем і присвячена дана робота. Основна увага приділена алгоритмічним аспектам підвищення ефективності та точності розробленого програмного забезпечення.

Алгоритм. У геофізиці розрізняють два види задач: пряму та обернену. Пряма задача полягає в знаходженні розподілу геофізичних полів для відомої моделі. Для розв'язання прямої задачі знання моделі (розподілу геофізичних параметрів) є необхідним та одним із вирішальних факторів відповідності геофізичних полів дійсності. Обернена задача полягає у віднаходженні моделі за відомим розподілом геофізичних полів. Як правило, обернені задачі є неоднозначними, а якість результуючої моделі буде залежати, в першу чергу, від алгоритму інверсії, а також від якості вхідних даних. Процес розв'язання прямої та оберненої задачі схематично зображено на рис. 1 [11].



Рис. 1. Принципова різниця між розв'язанням прямої та оберненої задачі

Геофізична томографія є різновидом оберненої задачі (інверсії), тобто ми намагаємось отримати модель досліджуваного середовища на основі даних спостережень. Значна частина методів томографії (наприклад, дифракційна томографія) легко описується послідовністю дій, зображеною на рис. 1 (б). Проте, такий підхід має суттєвий недолік, який полягає в тому, що ми не можемо вплинути на результат процесу інверсії. З іншого боку, в моделюванні результат цілком визначається параметрами вхідної моделі. Деякі різновиди томогра-

фії (наприклад, променева томографія) використовують перевагу підходу моделювання та представляють собою так звану інверсію на основі розв'язання прямої задачі (model-based inversion). Суть останньої полягає в тому, що для отримання фінальної моделі ітеративно вирішується ряд прямих задач, і на кожній ітерації модель середовища змінюється так, щоб зменшити нев'язку між полем, розрахованим на основі цієї моделі, та спостереженим полем. Таким чином досягається можливість впливати на результат розв'язку оберненої задачі шляхом зміни моделі початкового наближення.

Для реалізації розробленого авторами програмного забезпечення було обрано променеву томографію, що базується на інверсії із попереднім моделюванням (forward modeling). В основі алгоритму лежить схема, зображена на рис. 1 (а), яка удосконалена тим, що після обчислення геофізичних полів виконується оновлення моделі для мінімізації нев'язки між обчисленим та спостереженим полями. Причому, обчислення геофізичного відгуку та оновлення моделі відбувається ітеративно. Для того, щоби мати можливість закінчити ітеративне оновлення моделі після отримання обчислених геофізичних даних на основі поточної моделі, перевіряється величина нев'язки зі спостереженими даними. Якщо нев'язка задовольняє вимогам точності розв'язання оберненої задачі – поточна модель вважається правильним розв'язком задачі та виводиться як результат. На рис. 2 наведено блок-схему, яка зображує описаний вище алгоритм [9].

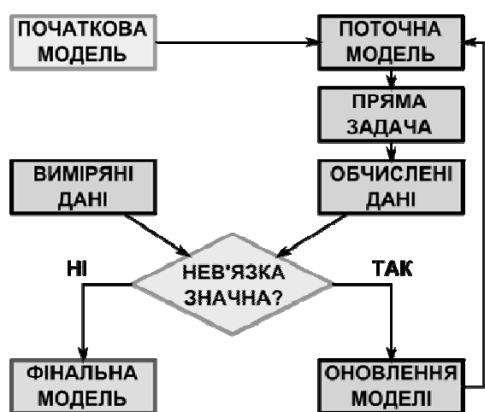


Рис. 2. Блок-схема алгоритму розв'язання зворотної задачі на основі моделювання

Кожна процедура, зображена на рис. 2., є цілою низкою операцій, об'єднаних у власний алгоритм. Так, етапи розв'язання прямої задачі або оновлення моделі є цілком самостійними задачами, кожна з яких має велику кількість способів розв'язання. У даній статті автори не будуть зупинятись на всій різноманітності підходів до розв'язання вищезгаданих задач, а опишуть ті алгоритми, які були використані при реалізації власного програмного забезпечення.

Модель. Відповідно до описаного алгоритму, першим кроком є створення моделі та визначення параметрів першого наближення (початкової моделі). Тому ми почнемо із принципів параметризації моделі та способів отримання першого наближення.

Частина геологічного середовища, яка досліджується, розбивається на прямокутні паралелепіпеди за допомогою трьох систем взаємно-перпендикулярних площин. Відстань між площинами не регулярна, а задається окремо для кожної пари. Така особливість дозволяє ділити підпростір на комірки різного розміру та будувати так звану "шотландську сітку" (Tartan grid). Основною перевагою сітки є можливість збільшувати кількість комірок в зоні інтересу (шляхом зменшення відстані між січними площинами) без суттєвого збільшення

кількості комірок. Окрім цього, дані на граничних частинах зйомки часто не мають достатньої якості для досягнення високої роздільної здатності, а тому робити комірки такого самого розміру, як і в центрі моделі, не доцільно, оскільки час обчислень зростає без суттєвого покращення якості отриманої моделі. Нерегулярна сітка стає корисною і в цьому випадку. На рис. 3 наведено приклад моделі з нерегулярною сіткою та спосіб задання параметрів, необхідних для її описання.

Після того, як підпростір розбитий на прямокутні комірки, кожній комірці задається значення модельної функції M . У випадку сейсмічної променевої томографії, модельна функція описує повільність, величину обернену до швидкості. Всередині кожної комірки значення повільності є постійним. Теоретичних обмежень на значення повільності, що змінюється в межах комірки за певним законом, немає. Проте для задач нафтогазової геології це не є доцільним, оскільки розміри комірки достатньо малі, щоб будь-яку фізичну величину в середині цих комірок вважати постійною та мати при цьому достатню точність моделі. Інша справа, розв'язання задач глибинної будови землі, де через невисоку роздільну здатність розміри комірок дуже значні та цілком потребують градієнтної зміни значень фізичних параметрів у їхніх межах як мінімум з глибиною.

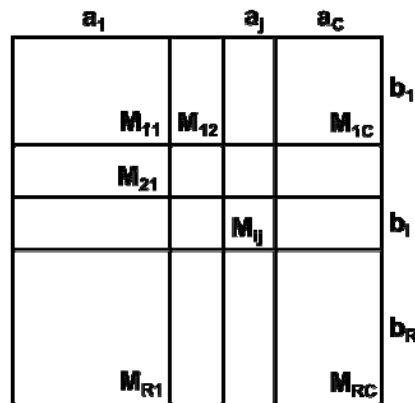


Рис. 3. Поділ двовірної моделі на C стовпчиків та R рядків за допомогою нерегулярної сітки.

M_{ij} – значення модельної функції (повільність) в i -му рядку та j -му стовпчику,

a_j та b_i – ширина j -го стовпчика та висота i -го рядка відповідно

Основними вхідними даними для реалізації променевої томографії є часи проходження сейсмічної енергії від джерела до приймача. У випадку наземної сейсморозвідки також необхідно знати положення горизонтів, від яких зареєстровані відбиття.

Оскільки обраний алгоритм томографії відноситься до обернених задач на основі моделі, для його реалізації необхідно мати апіорну інформацію щодо розподілу швидкостей у середовищі, геологічної будови, основних структур та розломів, про природу порід та їх петрофізичні властивості для того, щоби побудувати модель першого наближення. Для ефективного розв'язання задачі залучається вся наявна апіорна геолого-геофізична інформація: швидкості, отримані за сейсмограмами різних типів, дані геофізичних досліджень у свердловинах та вертикального сейсмічного профілювання, а також інша геолого-геофізична інформація.

Пряма задача. У випадку променевої сейсмічної томографії функцією, що підлягає відновленню, є розподіл повільностей у межах досліджуваної частини простору, а проекціями зазначеної функції – часи пробігів сейсмічних променів вздовж певної траєкторії. Дійсно, якщо взяти інтеграл функції повільності $M(x, y, z)$ від просторових координат (x, y, z) вздовж траєкторії сейсмічного променя, то отримаємо час пробігу P цього променя вздовж траєкторії:

$$P = \int_{\text{траєкторія}} M(x, y, z) ds,$$

де ds – диференціал вздовж траєкторії променя.

Оскільки в реалізації даного програмного забезпечення швидкісна модель задається не у вигляді функції координат, а у вигляді дискретних значень функції в межах прямокутних комірок, то цілком доречно буде перейти від інтегрування до підсумовування. Таким чином, час пробігу кожного окремого променя буде визначатись за формулою:

$$P = \sum_{n=1}^N S_n M_n,$$

де M_n – повільність, а S_n – довжина траєкторії променя в межах n -ї комірки; N – кількість комірок.

Виходячи з попереднього рівняння, для отримання часів пробігу променів ми повинні знати розподіл не лише швидкостей (задається моделлю), але й траєкторію сейсмічних променів. Відповідно до основ геометричної сейсміки, шлях розповсюдження сейсмічних променів визначається швидкістю проходження сейсмічної енергії в середовищі. Отже, отримання матриці S з частковими шляхами пробігу постає у вигляді серйозної самостійної задачі. Причому, кожне оновлення швидкісної моделі вимагатиме повторного виконання процедури трасування променів, оскільки геометрія променів буде змінюватись.

Трасування променів. Для трасування сейсмічних променів крізь уявне геологічне середовище було обрано алгоритм на основі мереж. Подібні алгоритми зараз використовуються для пошуку найкоротшої відстані та прокладання маршрутів між двома географічними пунктами в різноманітних навігаційних та картографічних сервісах, оскільки вони зарекомендували себе як найбільш стійкі та ефективні при роботі з великими масивами даних.

Для здійснення можливості пошуку найкоротшого шляху на основі мереж необхідно дещо модифікувати описану вище модель середовища. Алгоритм передбачає наявність мережі вузлових точок, що з'єднані арками. Дана мережа не містить геологічної або геофізичної інформації, але потрібна для реалізації алгоритму, оскільки уявні промені будуть рухатись від однієї вузлової точки до іншої (рис. 4). Кожній арці задається час пробігу сейсмічної хвилі між вузлами. Під час роботи програми розв'язується комбінаторна задача, що спрямована на пошук найменшого часу проходження хвилі від вузла, найближчого до пункту збудження, до всіх інших вузлів мережі, утворюючи при цьому так зване дерево найкоротших відстаней (shortest path tree).

Незважаючи на те, що теоретично не існує жодних обмежень на розташування вузлових точок (тобто воно може бути як регулярним, так і нерегулярним та мати абсолютно довільне розташування відносно границь прямокутних комірок з повільностями), автори статті вирішили встановити такі правила розміщення вузлових точок: а.) вузлові точки можуть знаходитись лише на границях між прямокутними комірками; б.) арки знаходяться лише всередині комірок та не можуть перетинати їхніх границь.

Це дає такі переваги: по-перше, побудова моделі стає більш логічною та не виникає можливих конфліктів при використанні нерегулярної сітки (щільність розташування вузлів автоматично змінюється зі зміною розміру комірок у різних частинах моделі), та, по-друге, – дані правила значно спрощують ту частину коду, що відповідає розрахунку часу пробігу сейсмічної енергії між двома вузлами, що приводить до зменшення необхідної кількості обчислень та виграшу в часі.

З метою розташування арок під різними кутами та через рівний проміжок кутів нахилу автори вирішили зробити наступне: всередині кожної грані, що розділяє дві комірки, поміщаються чотири вузлові точки таким чином, щоби вони утворили вершини прямокутника, до-

вжина сторін якого в два рази менша від довжин сторін прямокутника, що описує грань. Така конфігурація комірок дозволяє забезпечити до 48-ми варіантів подальшого поширення сейсмічного променя з кожного вузла, що в середньому складає тілесний кут приблизно в 15° .

На рис. 4 наведений приклад мережі, для наочності побудованої на двовимірній площині (у такій конфігурації кожен вузол має до 12 з'єднань за допомогою арок). З рисунку видно, що покриття арками достатньо щільне, проте сейсмічний промінь все одно апроксимується ламаною лінією, яка в дійсності відрізняється від справжньої траєкторії променя.

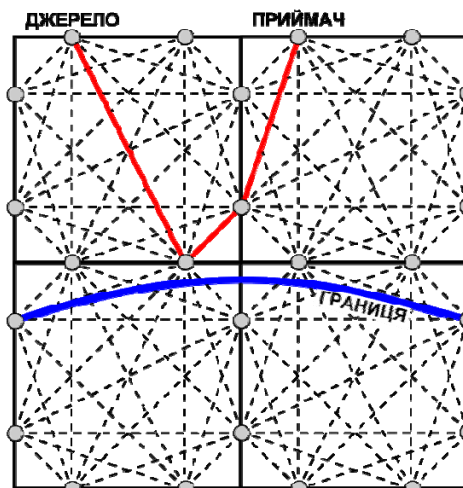


Рис. 4. Принцип створення сітки для трасування сейсмічних променів.

Точками позначено вузли, пунктиром – арки, тонкою суцільною лінією – траєкторію променя, що відбився від акустичної границі, позначеної жирною суцільною лінією

Таке, не зовсім точне, представлення дає наступні переваги. Алгоритм обчислення в цьому випадку припускає довільну конфігурацію джерел та приймачів, а також не залежить від геометрії відбиваючих горизонтів та розломів.

Алгоритм знаходження дерева найкоротших відстаней у найпростішому випадку зображено на рис. 5. Його можна описати у вигляді такої послідовності дій [7]:

I. Нехай дерево T із коренем у вузлі r містить K вузлів, з'єднаних між собою A арками, довжиною l . Кожен вузол u містить посилання на попередній вузол p (ланцюжок послідовних посилань на попередній вузол завжди закінчується на корені дерева), а також інформацію щодо часу t , затраченого на проходження від кореня дерева до даного вузла. Після створення T вузли ініціалізуються наступними значеннями: $pr = dr = 0$, а всі вузли $v \in N - \{r\}$ отримують $pv = r$, $tv = +\infty$. Також створюється список $Q = \{r\}$, в який будуть додаватись вузли-кандидати для оптимізації за описаним нижче принципом, та $fs(u)$ – список, що містить усі вузли, з'єднанні арками з вузлом u .

II. Дерево будується з арок $(u, v) \in A$, які задовольняють нерівність $tu + luv - tv < 0$ (цікаво, що така нерівність є рівнянням Белмана і тому довгий час задачу побудови дерева найкоротших відстаней адресували до вирішення задачі оптимізації шляхом розв'язку рівнянь Белмана). Побудова дерева відбувається шляхом ітеративного повторення наступного циклу кроків: а) вибрати вузол $u \in Q$; $Q = Q - \{u\}$; б) для кожної $(u, v) \in fs(u)$, такої, що $tu + luv < tv$, задати $pv = u$, $dv = du + luv$ та оновити список $Q = Q \cup \{v\}$;

III. Повторювати крок II до моменту, коли оптимальні умови досягнуті, оскільки всі арки відповідають цим вимогам. На виході маємо дерево, що показує шлях та час, потрібний на подолання відстані від кореня дерева до всіх вузлів у його межах.

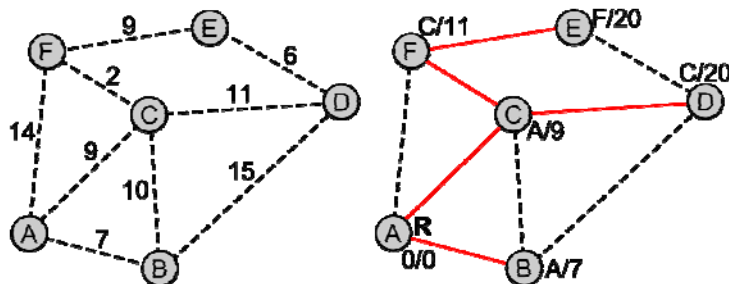


Рис. 5. Приклад побудови дерева найкоротших відстаней

Ліворуч зображені вузлові точки, що утворюють нерегулярну сітку. Праворуч – дерево найкоротших відстаней.

Пояснення до рисунка: латинськими літерами в середині круга позначено номер вузла; пунктирними лініями – арки (цифрові значення поруч із аркою показують час подорожі вздовж арки); суцільними лініями – гілки дерева найкоротших відстаней; поряд із вузлами на правій частині рисунка через дріб записано номер попереднього вузла та відстань до кореня R дерева

Вперше задача знаходження дерева найкоротших відстаней була розв'язана Дікстрою. Проте його алгоритм є дуже неефективним та має складність, пропорційну четвертій степені кількості комірок, у той час, як існують алгоритми складністю, пропорційною логарифму кількості вузлів, або майже лінійною залежністю для розріджених мереж [10].

Оновлення швидкісної моделі. Припустимо, що існує деяке уявлення про розподіл швидкостей у межах досліджуваного півпростору. Тоді для відомої геометрії спостережень можна розрахувати траєкторії та часи проходження хвиль у межах цього півпростору. Найімовірніше, виконане моделювання покаже деяку розбіжність між спостереженими (отриманими під час сейсмічних досліджень) та розрахованими (отриманими під час розв'язання прямої задачі) часами проходження хвиль.

Ця розбіжність пояснюється двома факторами: 1) недосконалість параметризації моделі (неврахування анізотропії, неправильно вибрані розміри комірок, похибки, пов'язані із точністю відліків, та похибки, пов'язані із недосконалістю роботи алгоритму трасування променів (він має певну точність); 2) невірне уявлення про швидкісну модель.

З першим типом помилок можна боротись, правильно вибираючи параметри моделі та алгоритми, проте саме поняття "модель" означає апроксимацію реального середовища шляхом описання найголовніших його рис та передбачає нехтування деякими параметрами, що завжди породжує певні похибки. Зазвичай модель будується як компроміс між точністю та часом обчислень, причому перевага надається другому фактору.

Оновлення швидкісної моделі відбувається на основі методу Качмажа (Kaczmarz), який названий на честь польського математика та обчислюється за формулою [9]:

$$\Delta^w M_n = S_{wn} \frac{\Delta P_w}{\sum_{n=1}^N S_{ln}^2},$$

де $\Delta^w M_n$ – поправка повільності в n-й комірці для w-го променя, S_{wn} – довжина пробігу w-ї хвилі в межах n-ї комірки, ΔP_w – різниця між спостереженим та обчисленим часом пробігу w-го променя; W – кількість променів, N – кількість комірок у моделі.

Для кращого розуміння цієї формули її можна подати у вигляді таких дій: нев'язка між спостереженим та розрахованим часом пробігу сейсмічної хвилі ділиться на сумарну довжину пробігу променя у всіх клітинках – отримується величина нев'язки часу на одиницю довжини шляху сейсмічного променя. Далі ця нормована величина множиться на частку шляху в межах комірки від повного шляху променя. У результаті отримується величина повільності, яку необхідно додати до поточного значення повільності в межах комірки, щоб мінімізувати нев'язку, шляхом розповсюдження нев'язки пропорційно до довжини пробігу променів у межах комірок.

Дана формула є основою методу алгебраїчної реконструктивної томографії та застосовується окремо для

кожного променя, що проходить крізь модель. Недоліком цього методу є те, що після обчислення поправки до швидкісної моделі на основі нев'язки одного із променів модель необхідно оновити, а відтак – процедуру трасування променів треба виконувати повторно. Тобто для виконання однієї ітерації для кожного із I променів необхідно виконати спочатку трасування променя, а потім оновлення моделі. Такий підхід, безперечно, дає гарну збіжність, проте забирає надмірно велику кількість часу на операції з пам'яттю комп'ютера. У зв'язку із цим було запропоновано одночасну ітеративну реконструктивну томографію. Метод використовує таку саму формулу, але замість того, щоб оновлювати швидкісну модель після трасування кожного променя, спочатку обчислюють величини поправок від кожного променя, а потім модель оновлюється шляхом додавання до значення кожної комірки середньозваженої величини поправки для цієї комірки:

$$\Delta M_n = \frac{1}{W_n} \sum_{w=1}^W \Delta^w M_n, \quad n = 1, \dots, N.$$

Таким чином досягається те, що модель оновлюється у W разів рідше, ніж у випадку алгебраїчної реконструктивної томографії.

Останнім питанням, на якому варто зупинитись, є критерій завершення ітеративного процесу. Існує два можливі підходи до вирішення цього питання. Найбільш вірним рішенням є визначення певної величини нев'язки. Тобто розподіл нев'язки між спостереженими та модельними часами пробігу хвиль відбуватиметься доти, поки величина цієї нев'язки не задовольнятиме вимогам точності, які ставляться до кожної конкретної задачі. Проте, існують випадки, коли досягти бажаної точності неможливо. В такому випадку слід передбачити ще один критерій закінчення ітеративного процесу, а саме: у випадку, коли величина нев'язки перестає зменшуватись (іншими словами, значення поправок прямують до нуля), – проводити подальші обчислення не доцільно.

Програмне забезпечення реалізоване в середовищі Microsoft Visual Studio 2013 мовою програмування C++ стандарту 1998 р. Використання даного стандарту пов'язане з тим, що програма працюватиме на будь-якій системі або кластері, в той час, як не всі системи підтримують новіший стандарт 2011 р. Також ряд процедур було покладено на паралельні обчислення як на процесорі (технологія Open MP), так і на графічному адаптері (технологія CUDA). Використання графічного адаптера дозволяє використовувати стаціонарні персональні комп'ютери замість обчислювальних кластерів.

На рис. 6 наведений результат роботи програми для модельного прикладу. За вхідні дані взято часи пробігів хвиль, отримані при моделюванні сейсморозвідувальних даних фланговою установкою при відомому розподілі швидкостей вздовж профілю. Двовимірною ізотропною моделлю має 2000 квадратних комірок із постійними значеннями швидкостей та перетинається 592-ма сейсмічними

променями, що відбиваються від чотирьох горизонтів. За перше наближення обрано двошарову модель. На рисунку видно, що в правій частині профілю швидкості відновились не повністю. Це пов'язано із тим, що в даній частині профілю проходить недостатня кількість сейсмічних

променів (результат навмисно неправильно обраної геометрії модельної зйомки), що наглядно демонструє залежність результату відновлення функції швидкості від якості перетину моделі проєкціями.

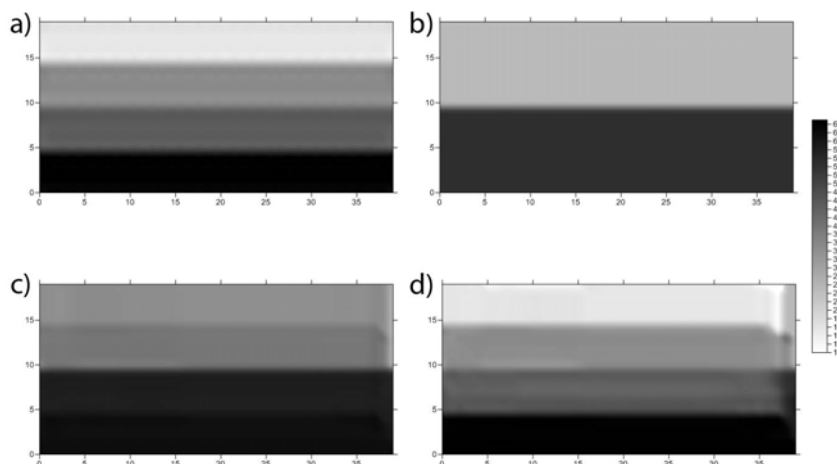


Рис. 6. Приклад роботи алгоритму SIRT:

а) швидкісна модель; б) початкове наближення; в) результат томографічної інверсії після однієї ітерації; г) результат томографічної інверсії після ста ітерацій

Висновки. Розроблене авторами оригінальне програмне забезпечення є оригінальним поєднанням відомих класичних алгоритмів, що зарекомендували себе як надійні та ефективні рішення. Дане програмне забезпечення працює як з двовимірними, так і з тривимірними моделями. Для демонстрації роботи програми на рис. 6 наведено приклад розв'язання двовимірної задачі для моделі із горизонтальними відбиваючими горизонтами.

Для більш ефективної реалізації обчислювальних процедур авторами пропонується нерегулярна мережа комірок зі згущеннями в центрі та розрідженнями на периферії, а також введення одночасної поправки в траси всіх променів, що пересікають модель під різними кутами. За алгоритм для побудови дерева найкоротших відстаней обрано L-deque, що зарекомендував себе як один з найбільш швидких та стійких алгоритмів при роботі зі значними обсягами даних. Алгоритм та програмне забезпечення апробовані на модельних прикладах, що підтвердило високу ефективність з точки зору швидкості обчислювальних процедур.

Подальший розвиток алгоритму можливий шляхом переходу від ізотропного до анізотропного середовища. Також програма може бути покращена оптимізацією програмного коду з точки зору як збільшення швидкодії, так і зменшення використання системних ресурсів.

Список використаних джерел

1. Вижва С.А., (2004). Геофізичний моніторинг небезпечних геологічних процесів. Київ: Обрії, 234.
2. Vyzhva S.A., (2004). Geophysical monitoring of hazardous geological processes. Kyiv: Obryi, 234 (in Ukrainian).
3. Тимошин Ю.В., (1978). Импульсная сейсмическая голография. Москва: Недра, 285.
4. Timoshin U.V., (1978). Impulse seismic holography. Moscow: Nedra, 285 (In Russian).
5. Aki, K. and Richards P.G., (1980). Quantitative Seismology, Theory and Methods, Vol. II, W.H. Freeman, San Francisco, 373.
6. Anderson D.L., Dziewonski A.M., (1984). Seismic tomography. Scientific American, October, 60-68.
7. Bishop T.N., Bube K.P., Cutler R.T., Langan R.T., Love P.L., Resnick J.R., Shuey R.T., Spindler D.A., Wyld H.W., (1985). Tomographic determination of velocity and depth in laterally varying media. Geophysics, 50(6), 903-923.
8. Chiu, S.K.L., Stewart R.R., (1987). Tomographic determination of three-dimensional seismic velocity structure using well logs, vertical seismic profiles, and surface seismic data. Geophysics, 8, 1085-1098.
9. Gallo G., Pallottino S., (1986). Shortest path methods: a unifying approach. Mathematical Programming Studies, 26, 38-64.
10. Lines L., (1991). Applications of tomography to borehole and reflection seismology. The Leading Edge, 10, 11-17.
11. Lo T., Inderwiessen P., (1994). Fundamentals of Seismic Tomography. SEG, Geophysical Monograph Series, 187.
12. Moser T.J., (1991). Shortest path calculations of seismic rays. Geophysics, 56(1), 59-67.
13. Russell B., (1988) Introduction to Seismic Inversion Methods. Society of Exploration Geophysicist, 178.
14. Woodward M.J., Nichols D., Zdraveva O., Whitfield P., Johns T., (2008). A decade of tomography. GEOPHYSICS, 73(5), VE5-VE11.

Надійшла до редколегії 02.10.14

K. Troinich, Postgraduate Student
S. Vyzhva, Dr. Sci. (Geol.), Prof.
Institute of Geology, Taras Shevchenko National University of Kyiv
90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine

EFFICIENCY ALGORITHM OF SEISMIC RAY TOMOGRAPHY IN PROCESSING EXTENSIVE SEISMIC DATA

Seismic tomography is both a powerful tool for studying Earth's subsurface and a standard for worldwide geophysics. However, this method has a very sporadic implementation in Ukraine. In order to raise standards of Ukrainian geophysics and in accord with the scientific research into the methodology of dynamic geological and geophysical models for geological objects and processes (the programme being funded by Theoretical and Applied Research Foundation at Kyiv National University) the Department of Geophysics (Institute of Geology) has been developing a methodology for geophysical tomography and lithological inversion. Namely, there have been elaborated a computing algorithm and upgraded software programming to launch seismic ray tomography.

To update velocity model there was chosen a simultaneous iterative reconstruction tomography (SIRT) technique. This technique is a modification of algebraic reconstruction tomography (ART) that calculates updating of the velocity model simultaneously using all available rays that cross the model at different angles.

Software programmes have been tested in upgraded programming environment and on the computational models. Ray tracing through velocity model is grounded in calculating shortest path tree (SPT) when using network theory. This approach allows calculating ray-paths and travel-times for all rays starting with one source point. It saves a lot of time and resources for performing calculations. Having proved to be a fastest and robustest algorithm for a large amount of data, L-deque was chosen to be an algorithm for building shortest path tree.

Keywords: seismic tomography, velocity model, large amount of data

К. Тройнич, асп.,
С. Выхва, д-р геол. наук, проф.,
Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,
УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина

ЭФФЕКТИВНЫЙ АЛГОРИТМ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЛУЧЕВОЙ ТОМОГРАФИИ ПРИ ОБРАБОТКЕ БОЛЬШИХ МАССИВОВ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Сейсмическая томография – мощный инструмент для исследования земных недр, который в последние годы стал отраслевым стандартом в международной геофизике. Однако он практически не нашел применения в Украине. С целью развития отечественной геофизики, а также в рамках научной темы "Разработка теории и методологии построения динамических геолого-геофизических моделей геологических объектов и процессов", которая финансируется фондом фундаментальных и прикладных исследований Киевского национального университета имени Тараса Шевченко, на кафедре геофизики геологического факультета разрабатываются теоретические и методологические основы геофизической томографии и литологической инверсии, в частности, разработаны алгоритм и программное обеспечение для реализации сейсмической лучевой томографии.

В качестве алгоритма для обновления скоростной модели был избран метод одновременной итеративной реконструктивной томографии (SIRT), который является модификацией метода алгебраической реконструктивной томографии, в котором поправка к модели рассчитывается с одновременным использованием всех доступных лучей, пересекающих модель под разными углами.

Трассирование сейсмических лучей через скоростную модель основывается на идее построения дерева кратчайших расстояний с использованием теории сетей. Такой подход позволяет за один раз получить траектории и времена пробега всех лучей, исходящих из одного источника, что в значительной мере сокращает время расчетов. В качестве алгоритма построения дерева кратчайших расстояний был избран L-deque, который зарекомендовал себя как один из наиболее быстрых и устойчивых алгоритмов при работе с большими объемами данных.

Программное обеспечение реализовано с использованием современных средств разработки и апробировано на модельных примерах.

Ключеві слова: сейсмическая томография, скоростная модель, массив

УДК 550.832

В. Колісніченко, канд. геол.-мінералог. наук
ОЦ ГПІ ТОВ "Надра Інтегровані рішення"
вул. Дубровицька, 28, м. Київ, Україна
E-mail: vl_kolko@yahoo.com

Г. Кашуба, канд. геол. наук.
ТОВ "Надра Інтегровані рішення"
вул. Дубровицька, 28, м. Київ, Україна
E-mail: Kashuba11@mail.ru

Е. Солодкий, асп.
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
ІНІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, Україна
E-mail: Eugeniy_Solodkiy@ukr.net

ПРОГНОЗУВАННЯ ГЕОАКУСТИЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК РОЗРІЗІВ НАФТОГАЗОВИХ СВЕРДЛОВИН ДДЗ ЗА ВІДСУТНОСТІ ВІМІРІВ АКУСТИЧНОГО КАРОТАЖУ

(Рекомендовано членами редакційної колегії доктором геол.-мінералог. наук, проф. В.М. Курганським та кандидатом геол. наук, ст. наук. співроб. І.М. Безродною)

Метою статті є: – оцінка можливостей побудови геоакустичної моделі досліджуваного розрізу гірських порід Дніпровсько-Донецької западини залежно від наявного комплексу геофізичних досліджень свердловин; – аналіз існуючих способів і методик прогнозування параметрів геоакустичної моделі (швидкості розповсюдження пружних коливань у пласті, акустичної жорсткості досліджуваного середовища та коефіцієнтів відбиття) за обмеженого комплексу ГДС; – визначення точності прогнозу вище названих параметрів геоакустичної моделі на прикладі свердловини № 6 Свиридівської площі.

Проведено обробку та інтерпретацію геофізичних досліджень свердловин у досліджуваному розрізі. Розраховано компонентний склад гірських порід. За методикою побудови лінійних геоакустичних моделей свердловин проведено моделювання пластової швидкості розповсюдження пружних коливань та густини гірських порід. У роботі зроблено спробу класифікації всіх основних способів визначення параметрів геоакустичної моделі за допомогою різних даних геофізичних досліджень свердловин. Проаналізовано можливість визначення пластових швидкостей та коефіцієнтів відбиття за даними електрокаротажу, нейтронного каротажу та нормальних залежностей зміни петрофізичних властивостей гірських порід з глибиною (як вхідну інформацію використано: питомий опір породи за даними градієнт- і потенціал-зондів, бокового каротажу; пористість, визначену за даними електрокаротажу; покази гамма- і нейтронного каротажу; воднемість; глибину залягання досліджуваних відкладів). Зроблено порівняння отриманих прогнозованих параметрів з фактичними параметрами геоакустичної моделі. Основні результати виконаних експериментів зведено в таблицю, де показано рівняння, що були використані для прогнозу швидкості, парні коефіцієнти кореляції взаємозв'язку прогнозної і фактичної (спостереженої) швидкостей, а також відносну середньоквадратичну помилку прогнозу швидкості хвиль, акустичної жорсткості та коефіцієнтів відбиття. На базі проведених досліджень наведено конкретні рекомендації щодо розв'язання поставленої задачі, залежно від наявності у інтерпретатора методів ГДС. Теоретичні висновки підтверджено статистичним аналізом.

Ключові слова: геоакустична модель, пластова швидкість, акустична жорсткість, коефіцієнт відбиття.

Вступ. Теоретичні відомості. Основними параметрами геоакустичної моделі, які можуть бути визначені за даними геофізичних досліджень свердловин (ГДС), є: швидкість розповсюдження пружних коливань у пласті (пластові швидкості), акустична жорсткість (хвильовий опір) досліджуваного середовища, коефіцієнти відбиття пружних хвиль.

Коефіцієнт відбиття (K) пружних хвиль на границі двох пластів є відношенням амплітуд відбитої або заломленої хвилі до амплітуди падаючої хвилі. Акустична жорсткість (G) – це добуток густини (δ) на пластову швидкість. За наявності якісного запису щільнісного

(ГГК-Щ) і акустичного (АК) каротажів визначення названих вище параметрів не викликає складностей.

Ситуація дещо ускладнюється при відсутності ГГК-Щ, що є типовим випадком у практиці каротажу. Це обумовлено, по-перше, відсутністю відповідної апаратури, що використовувалася у старому фонді свердловин (до середини 80-их років минулого століття); по-друге, навіть у свердловинах нового фонду використання ГГК-Щ часто обмежене продуктивними або перспективними інтервалами. Для цілей сейсмопараметрики необхідно мати дані про густину всього розрізу гірських порід у цілому. В такому випадку задача розв'язується шляхом

використання методики побудови лінійних геоакустичних моделей розрізів свердловин (ЛГАМ), що переважно орієнтована на комплекс ГДС: АК, нейтронний каротаж (НК), гамма-каротаж (ГК) [2]. Разом з тим, на практиці можуть виникнути ситуації, коли необхідно побудувати геоакустичну модель за умови, що АК у необхідному інтервалі не проводився. З цією проблемою інтерпретатори стикаються досить давно, особливо, коли вимірювання АК виконувалися в одиничних свердловинах.

Аналіз попередніх досліджень. Для умов України був накопичений значний досвід, що, насамперед, пов'язаний з роботами Т. Ізотової [1] та Г. Петкевича [5], де наводяться приклади визначення пластових швидкостей за даними електрокаротажу (ЕК).

З метою більш глибокого розуміння проблеми та оцінки можливостей побудови геоакустичних моделей за даними ГДС зроблено спробу класифікації всіх основних способів обробки. Ці дані зведені в табл. 1. Основною для прогнозування акустичних властивостей є вза-

ємозв'язок методів ЕК і НК, як і АК, з літологією та пористістю порід. У даний час досить детально пророблені й широко використовуються перші два способи (див. табл. 1), що дають найбільш повну і достовірну інформацію про досліджуваний розріз і його геоакустичні властивості.

Табл. 1 складено з урахуванням того, що для обробки сейсморозвідувальних даних найважливішою є наявність швидкісної моделі середовища. Способи з першого по сьомий мають на меті визначення прогнозової швидкості (V_{np}) по всьому інтервалу, що обробляється, а дев'ятий – "навчання" в інтервалі наявності АК і розрахунок V_{np} по іншому інтервалу свердловини. Восьмий спосіб має проміжне значення – прогноз коефіцієнтів відбиття може здійснюватися по всьому інтервалу, а при наявності інформації про V_{np} і δ – у інтервалі з корегуванням після "навчання".

Таблиця 1

Можливості побудови геоакустичних моделей за даними ГДС

№	Параметри, що визначаються	Вхідні криві ГДС	Спосіб розв'язання
1	Компонентний склад, K_n , $K_{zл}$, V_{np} , δ_{np} , G_{np} , K^{np}	АК, НК, ГК, ГГК-Щ, ПС	$\begin{cases} W_n = W_\phi K_n + W_{zл} K_{zл} + W_{ск} (1 - K_n - K_{zл}) \\ W_n = f(I_n) \\ \delta_n = \delta_\phi K_n + \delta_{zл} K_{zл} + \delta_{ск} (1 - K_n - K_{zл}) \\ \delta_n = f(I_{гг}) \\ K_{zл} = f(\Delta I_\gamma), K_{ск} = f(\alpha_{ПС}) \\ 1 = K_n + K_{zл} + V_{ск} \\ V_{np} = 10^6 / (\Delta T_\phi K_n + \Delta T_{zл} K_{zл} + \Delta T_{ск} (1 - K_n - K_{zл})); \\ \delta_{np} = \delta_\phi K_n + \delta_{zл} K_{zл} + \delta_{ск} (1 - K_n - K_{zл}); \\ G_{np} = V_{np} \delta_{np}; K^{np} = G_i - G_{i-1} / G_i + G_{i-1} \end{cases}$ де ΔT_n, ΔT_ϕ, $\Delta T_{zл}$, $\Delta T_{ск}$ – інтервальний час пробігу пружної хвилі в гірській породі, флюїді, що насичує поровий простір, глинистий компоненті і скелеті породи відповідно; W_n, W_ϕ, $W_{zл}$, $W_{ск}$ – водневміст у гірській породі, флюїді, що насичує поровий простір, глинистий компоненті і скелеті породи відповідно; δ_n, δ_ϕ, $\delta_{zл}$, $\delta_{ск}$ – густина гірської породи, флюїду, що насичує поровий простір, глинистої компоненти і скелету породи відповідно; K_n, $K_{zл}$, $V_{ск}$ – об'єм пор, глинистої компоненти і скелету відповідно; I_n, $I_{гг}$ – покази НК, ГГК-Щ і ГК відповідно; $\alpha_{ПС}$ – різницеви параметр за методом самочинної поляризації; ΔI_γ – подвійний різницеви параметр по ГК; δ_{np} – прогнозна густина г.п.; G_{np} – прогнозна акустична жорсткість; K^{np} – прогнозний коефіцієнт відбиття.
2	Компонентний склад, K_n , $K_{zл}$, V_{np} , δ_{np} , G_{np} , K^{np}	АК, НК, ГК, ПС	$\begin{cases} \Delta T_n = \Delta T_\phi K_n + \Delta T_{zл} K_{zл} + \Delta T_{ск} (1 - K_n - K_{zл}) \\ W_n = W_\phi K_n + W_{zл} K_{zл} + W_{ск} (1 - K_n - K_{zл}) \\ W_n = f(I_n) \\ K_{zл} = f(\Delta I_\gamma), K_{ск} = f(\alpha_{ПС}) \\ 1 = K_n + K_{zл} + V_{ск} \\ V_{np} = 10^6 / (\Delta T_\phi K_n + \Delta T_{zл} K_{zл} + \Delta T_{ск} (1 - K_n - K_{zл})); \\ \delta_{np} = \delta_\phi K_n + \delta_{zл} K_{zл} + \delta_{ск} (1 - K_n - K_{zл}); \\ G_{np} = V_{np} \delta_{np}; K^{np} = G_i - G_{i-1} / G_i + G_{i-1} \end{cases}$
3	Компонентний склад, K_n , $K_{zл}$, V_{np} , δ_{np} , G_{np} , K^{np}	НК, ГК	$\begin{cases} W_n = W_\phi K_n + W_{zл} K_{zл} + W_{ск} (1 - K_n - K_{zл}) \\ W_n = f(I_n) \\ K_{zл} = f(\Delta I_\gamma) \\ 1 = K_n + K_{zл} + V_{ск} \\ V_{np} = 10^6 / (\Delta T_\phi K_n + \Delta T_{zл} K_{zл} + \Delta T_{ск} (1 - K_n - K_{zл})); \end{cases}$

			$\delta_{np} = \delta_{\phi} K_n + \delta_{\text{эл}} K_{\text{эл}} + \delta_{\text{ск}} (1 - K_n - K_{\text{эл}});$ $G_{np} = V_{np} \delta_{np}; K^{np} = G_i - G_{i-1} / G_i + G_{i-1}$
4	$K_n, K_{\text{эл}}, V_{np}, \delta_{np}, G_{np}, K^{np}$	НК, ГК	$K_{\text{эл}} = f(\Delta I_{\gamma}); W_n = f(I_n); K_n = W_n - W_{\text{эл}} K_{\text{эл}}$ $V_{np} = 10^6 / \Delta T_{\phi} K_n + \Delta T_{\text{эл}} K_{\text{эл}} + \Delta T_{\text{ск}} (1 - K_n - K_{\text{эл}});$ $\delta_{np} = \delta_{\phi} K_n + \delta_{\text{эл}} K_{\text{эл}} + \delta_{\text{ск}} (1 - K_n - K_{\text{эл}});$ $G_{np} = V_{np} \delta_{np}; K^{np} = G_i - G_{i-1} / G_i + G_{i-1}$
5	$K_n, K_{\text{эл}}, V_{np}$	ГК, НК, ЕК	$K_{\text{эл}} = f(\Delta I_{\gamma}); W_n = f(I_n); K_n = W_n - W_{\text{эл}} K_{\text{эл}}$ $P_n = \rho_n / \rho_e; K_n = \sqrt[n]{a / P_n}$ 1. $V_{np} = f(K_n, \ln H)$ 2. $\rho_e = a + b + e^{c \cdot H}; P_n = \rho_n / \rho_e; V_{np} = f(K_n, \ln P_n)$ 3. $V_{np} = f(K_n, \ln P_n, \ln H, \Delta I_{\gamma})$, де P_n – параметр пористості; ρ_n, ρ_e – питомий опір породи і пластової води відповідно; H – глибина в метрах.
6	$K_n, K_{\text{эл}}, V_{np}$	ГК, ЕК	$\rho_e = a + b + e^{c \cdot H}; K_{\text{эл}} = f(\Delta I_{\gamma}); P_n = \rho_n / \rho_e; K_n = \sqrt[n]{a / P_n}$ 1. Для всіх типів порід: $V_{np} = a_1 K_n + b_2$, 2. Для чистих порід ($K_{\text{эл}} < 20\%$): $V_{np} = a_2 K_n + b_2$, 3. Для глинистих порід ($K_{\text{эл}} \geq 20\%$): $V_{np} = a_3 K_n + b_3$
7	V_{np}	ЕК	$\rho_e = a + b + e^{c \cdot H}; P_n = \rho_n / \rho_e; V_{np} = (\ln P_n - a) / b$
8	K^{np}	Один з методів ГК, НК або ЕК	$K_{\text{ЕК}}^{np} = (\rho_{\kappa}^i - \rho_{\kappa}^{i-1}) / (\rho_{\kappa}^i + \rho_{\kappa}^{i-1}); K_{\text{ЕК}}^{np} = (I_{\kappa}^i - I_{\kappa}^{i-1}) / (I_{\kappa}^i + I_{\kappa}^{i-1});$ $K_{\text{ГК}}^{np} = (I_{\gamma}^i - I_{\gamma}^{i-1}) / (I_{\gamma}^i + I_{\gamma}^{i-1})$, де ρ_{κ}^i – питомий опір і-го пласта по ЕК
9	V_{np}, K^{np}	АК і один з методів ГК, НК або ЕК	1. $V_{np} = f(I_{\text{ГК}}; HK; EK)$ 2) $K = (I_i - I_{i-1}) / (I_i + I_{i-1});$ 2. $K^{np} = a \cdot K + b$, де I_i – попластові значення $I_{\text{ГК}}(\Delta I_{\gamma}), HK(W_n), EK, \rho_{\kappa}^{BK/13} / \rho_e; \rho_{\kappa}^{BK/13}$ – питомий електричний опір по боковому каротажу або стандартному градієнт-зонду, 3. $V_{np} = a \cdot I_i + b$, де $a = \sigma_V / \sigma_I, b = M_V / a M_I; \sigma_V, \sigma_I, M_V, M_I$ – середньоквадратична похибка і математичне очікування V_{np} і I_i відповідно

Викладення основного матеріалу. В подальшому основну увагу приділено апробації способів з третього по дев'ятий. Як об'єкт випробування було взято свердловину 6 Свиридівської площі ДДЗ (інтервал 4900–5440 м). Вибір даної свердловини обумовлений тим, що більша частина досліджень, виконана Г. Петкевичем і Ю. Усенко [5], проводилася для цього району ДДЗ. Ними було встановлено статистичні залежності між K_n піщано-глинистих порід і даними ГДС. Ці математичні моделі узагальнено як 5-й і 6-й способи. Конкретні чисельні значення цих формул, вирішених відносно ΔT , зведено в табл. 2. Для північно-західної частини ДДЗ ними рекомендовано формули 5.1 і 5.2 (табл. 1). Для кам'яновугільних відкладів центральної частини ДДЗ – 5.3. Більш універсальні рівняння для всіх типів порід ДДЗ, а також з розподілом на чисті ($K_{\text{эл}} < 20\%$) і глинисті ($K_{\text{эл}} \geq 20\%$), показано як варіанти 6.1 і 6.2.

Для більш детальної апробації цих статистичних рівнянь використовувалися K_n , визначені як за методом НК, так і ЕК. Аналогічно, параметр пористості (P_n) міг визначатися як по боковому каротажу, так і по стандартному градієнт-зонду.

Т.С. Ізотова вивчила великий обсяг кернового матеріалу по родовищах ДДЗ, у результаті чого було виведено спосіб 7, що поєднує V_{np} і P_n . Параметр пористості визначається за даними ЕК (градієнт-зондування – ГЗ або бокового каротажу – БК):

$$P_n = 0,56 \cdot e^{0,00126 \cdot V_{np}}, \quad (1)$$

Основні результати виконаних експериментів зведено в табл. 2, де показано рівняння, що були використані для прогнозу швидкості, парні коефіцієнти кореляції взаємозв'язку прогнозової і фактичної (спостереженої) швидкостей (V_{ϕ}). У крайній з права колонці наводиться відносна середньоквадратична помилка прогнозу швидкості хвиль або акустичної жорсткості, визначена як відношення дисперсій прогнозованого параметра до середнього по інтервалу свердловини значення V_{ϕ} або K^{ϕ} (фактичний коефіцієнт відбиття).

Зупинимось більш детально на окремих способах. Так, при наявності методів ГК і НК можна спробувати розв'язати задачу, склавши наведену в табл. 2 (спосіб 3) систему рівнянь, з якої очевидно, що параметрами, які визначаються, будуть: K_n , об'ємний вміст скелету (в нашому випадку, $K_{\text{писк}}$ – піщанистість) і $K_{\text{эл}}$. Для прогнозу швидкості використовується лінійне рівняння. Для даного способу отриманий досить непоганий коефіцієнт кореляції (r) між значеннями швидкості, що реєструється ($V_{\phi} = 10^6 / \Delta T$), і V_{np} , він дорівнює 0.67. Помилка складала 8.7%.

Для методів ГК і НК можна запропонувати й інший спосіб (4 у табл. 1), суть якого очевидна з табл. 2. Для цього способу отримано більш точні результати – коефіцієнт кореляції склав 0.77, а помилка прогнозу 7.4%. Зіставлення пластових значень швидкостей V_{ϕ} і $V_{np}^{ГК, НК}$ показані на рис. 1.

Далі широко випробувалися способи із застосуванням залежностей Ю. Усенко (5.1, 5.2, 5.3, 6.1, 6.2).

З отриманих результатів слід відмітити, що якість прогнозування за цими способами виявилася невисокою. Випробуванням способів 5 і 6 з табл. 1 зайвий раз було підтверджено, що статистичні зв'язки (рівняння), отримані для сусідніх районів, будуть неефективні на інших площах.

Кращі результати отримані за формулою Т. Ізотової (спосіб 7), яка істотну увагу приділила глинам [1]. Із застосуванням методу БК або ГЗ отримані відповідні помилки прогнозування кривих швидкостей – 13% і 9,7%. На рис. 1 (стовпчик 7) показано криву прогнозних швидкостей, визначених за формулою $7 - V_{np}^{ГЗ}$.

Нижче, у табл. 3, наведено коефіцієнти парної кореляції між швидкістю, густиною та іншими методами ГДС. Мета – випробування способу 9.1 – "навчання" в інтервалі розрізу 5180-5440 м і прогноз на весь досліджуваний інтервал. Як бачимо з даної таблиці, найбільша тіснота зв'язку між V_{ϕ} і методами ГДС спостерігається для ГК ($r = 0.8$), НК ($r = 0.76$) і $\ln \rho_{\kappa}^{BK} / \rho_e$ ($r = 0.67$).

Варто звернути увагу, що практично відсутній зв'язок між густиною і методами ГДС, виняток становить кавернометрія (ДС). Це говорить про низьку якість методу ГГК-Щ, що варто врахувати при аналізі результатів.

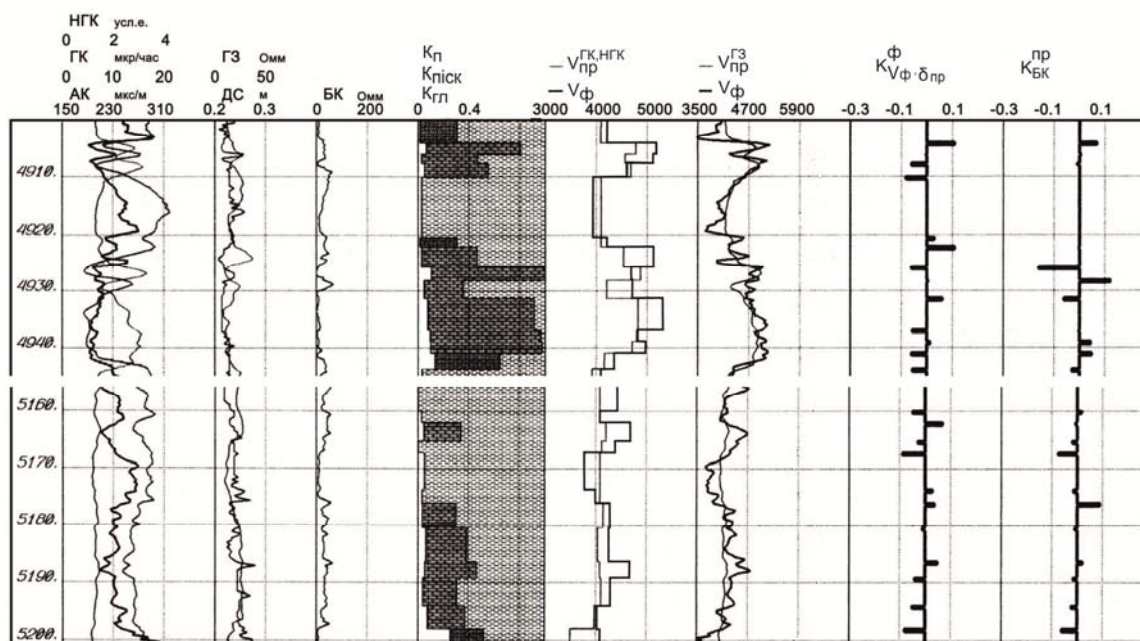


Рис. 1. Приклад прогнозування швидкостей та коефіцієнтів відбиття (свердловина 6 Свиридівська площа, ДДЗ, Україна)

Таблиця 2

Результати прогнозування швидкості розповсюдження хвиль і коефіцієнта відбиття на прикладі свердловини 6 Свиридівської площі

№ варіанту згідно з табл. 1	Основні рівняння, що були використані	Джерело	Параметри, що визначаються	Коефіцієнти кореляції для $V_{np}=f(V_{\phi})$ або $K_{np}=f(K_{\phi})$	Помилка прогнозу, %
3	$\begin{cases} W_n = 1 \cdot K_n + 0,22K_{\Sigma} - K_{\text{ніск}} \\ W_n = f(I_n) \\ K_{\Sigma} = f(\Delta I_{\gamma}) \\ 1 = K_n + K_{\Sigma} + K_{\text{ніск}} \\ V_{np} = 10^6 / (610K_n + 172K_{\text{ніск}} + 244K_{\Sigma}) \end{cases}$		$K_n, K_{\Sigma}, K_{\text{ніск}}, V_{np}$	0.67	8.7
4	$\begin{cases} K_n = W_n - 0,24K_{\Sigma}; \quad K_{\Sigma} = f(\Delta I_{\gamma}); \\ V_{np} = 10^6 / (610K_n + 172K_{\text{ніск}} + 244K_{\Sigma}), \\ K_{\text{ніск}} = 1 - K_n - K_{\Sigma} \end{cases}$		K_n, K_{Σ}, V_{np}	0.77	7.4
$K_n = W_n - 0,24K_{\Sigma}; \quad K_{\Sigma} = f(\Delta I_{\gamma}); \quad W_n = f(I_n); \quad K_n^{EK} = \sqrt[n]{a/P_n}; \quad P_n = \rho_n / \rho_e; \quad \rho_e = -0,132 + 0,353e^{(-0,00139H)},$ де K_n^{EK} – пористість обрахована за ЕК ($K_n^{ГЗ}$ – за ГЗ; $K_n^{БК}$ – за БК).					
5.1	$V_{np} = 10^6 / (481,7 + 4,16K_n - 3771 \ln H)$	5	$V_{np}^{K_n}$ $V_{np}^{K_n^{BK}}$	0.46 0.47	
5.2	$V_{np} = 10^6 / (-215,2 + 15,9K_n - 54,1 \ln P_n)$	5	$V_{np}^{K_n^{ГЗ}}$ $V_{np}^{K_n^{BK}}$	0.48 0.51	64 61

5.3	$V_{np} = 10^6 / (55 \ln H - 3,7 \Delta I_{\gamma} - 304 - 6,1 K_n)$	5	$V_{np}^{K_n}$	0.44	
			$V_{np}^{K_n^{BK}}$	0.45	
6.1	$V_{np} = 10^6 / 3,8 K_n + 186,9$	5	$V_{np}^{K_n^{BK}}$	0.44	
6.2	Для чистих: $V_{np} = 10^6 / 3,64 K_n + 178,9$	5	$V_{np}^{K_n^{BK}}$	0.01	
	Для глинистих: $V_{np} = 10^6 / 5,32 K_n + 211,2$				
7	$V_{np} = (\ln P_n - \ln 0,56) / 0,00126$	1	V_{np}^{BK}	0.58	13
			$V_{np}^{I^3}$	0.52	9.7
8	$K^{np} = (I^i - I^{i-1}) / (I^i + I^{i-1})$, де I^i – поплатові значення $ГК$, ΔI_{γ} , HK , W_n , BK , $\ln \rho_{\kappa}^{BK} / \rho_e$.	3, 4	$K_{ГК}^{np}$	0.67	130
			$K_{\Delta I_{\gamma}}^{np}$	0.57	225
			K_{HK}^{np}	0.66	95
			$K_{W_n}^{np}$	0.37	125
			K_{BK}^{np}	0.46	160
			$K_{\ln \rho_{\kappa}^{BK} / \rho_e}^{np}$	0.47	30
9.1	$V_{np} = 5466,9 - 6082,3 W_n$ $V_{np} = 5150,6 - 1264,6 \Delta I_{\gamma}$ $V_{np} = 1006,4 + 415 \ln \rho_{\kappa}^{BK} / \rho_e$ $V_{np} = -3728,6 + 1078,4 \ln \rho_{\kappa}^{I^3} / \rho_e$		$V_{np}^{W_n}$	0.8	6.9
			$V_{np}^{ГК}$	0.76	7.4
			V_{np}^{BK}	0.58	9.4
			$V_{np}^{I^3}$	0.52	10.2
9.3	$V_{np} = 621 \ln \rho_{\kappa}^{BK} / \rho_e - 609,7$		V_{np}^{BK}	0.58	10.9

Таблиця 3

Вивчення парних зв'язків швидкості й густини від показів методів ГДС, отриманих у свердловині 6 Свиридівської площі (інтервал 5180-5440 м)

Криві ГДС	ГК (ΔI_{γ})	НК (ΔI_n)	НК (W_n)	ЕК (ρ_{κ}^{BK})	ЕК ($\ln \rho_{\kappa}^{BK} / \rho_e$)	ЕК ($\ln \rho_{\kappa}^{I^3} / \rho_e$)	ГГК-Щ (ΔI_{γ})	ДС
V_{ϕ}^{AK}	0.8	0.75	0.76	0.54	0.67	0.52	0.25	0.55
$\delta_{\phi}^{ГГК}$	0.18	0.15	0.14	0.18	0.05	-	-	0.57

Отримані парні рівняння взаємозв'язку $V_{np} = f(W_n)$, $V_{np} = f(\Delta I_{\gamma})$ та інші наводяться в табл. 2. За допомогою цих рівнянь виконано прогноз швидкостей на весь досліджуваний інтервал 4900-5440 м. Найбільш близькі результати між V_{np} і V_{ϕ} , отримані при використанні показів методу НК, перетворених у криву водневмісту W_n . Помилка прогнозу виявилася найменшою – 6.9%.

Спосіб 9.3 базується на статистичному еталонуванні методів ГДС. Як експеримент для "навчання" був взятий метод БК. Помилка прогнозу склала 10.9%, що виявилось трохи гірше, ніж при використанні рівняння $V_{np} = 1006,4 + 415 \ln \rho_{\kappa}^{BK} / \rho_e$, отриманого шляхом регресивного аналізу.

У цілому, способи 9.1 і 9.3, що основані на "навчанні", як і передбачалося, виявилися найбільш ефективними. Помилка коливається від 6.9 до 10.9%.

У роботах Д. Крилова [3, 4] та інших авторів стверджується, що кращі результати прогнозу акустичних властивостей можна одержати, перейшовши безпосередньо до вивчення коефіцієнтів відбиття, що розраховуються для пластів за методами ГК, НК та ін. У табл. 2 наведено парні коефіцієнти кореляції залежностей $K_{np} = f(K_{V_{\phi}, \delta_{np}}^{\phi})$ для всього інтервалу.

Аналіз отриманих результатів з очевидністю показує, що одержані коефіцієнти кореляції між $K^{\phi} = f(K^{np})$ невисокі, максимальна величина склала 0.67. Аналіз

результатів показав, що в розглянутих геологічних умовах даний метод не дав кращого результату порівняно зі способами 9.1, 9.3. Помилки прогнозу коефіцієнтів відбиття виявилися досить великі, найменша була отримана для методів ЕК (БК і ГЗ) – 30%. На рис. 1 співставлено величини $(K_{V_{\phi}, \delta_{np}}^{\phi})$ і K_{BK}^{np} .

Висновки. На базі проведених досліджень залежно від наявності у інтерпретатора методів ГДС можливі різні варіанти вирішення завдання прогнозування швидкостей. За наявності повного комплексу ГДС (АК, НК, ГК/ПС, ГГК-Щ) необхідно використовувати спосіб 1 або 2 (за відсутності ГГК-Щ). За відсутності вимірів АК перевагу варто віддавати 4-му способу, за відсутності даних ГК і НК – способу Т. Ізотової (7-му). Якщо виміри АК будуть наявні частково в досліджуваній свердловині, то, залежно від наявних методів каротажу, треба для прогнозу швидкостей скористатися способом 9.1.

Список використаної літератури

- Ізотова Т.С., (1971). Определение пластовых и средних скоростей по данным электрометрии скважин. *Разведочная геофизика. М., Недра*, 50, 77-86.
- Izotova T.S., (1971). The determination of interval and average velocities according to electrical well logging. *Exploration geophysics. Moscow, Nedra*, 50, 77-86 (in Russian).
- Колісниченко В.Г. и др., (1991). Временные методические рекомендации по комплексной технологии обработки и интерпретации данных ГИС с целью решения сейсморазведочных задач (на базе применения системы ПТК ГИС). *Киев*.
- Kolisnichenko V.G., (1991). Intermit guidelines for the integrated processing and interpretation of well logging data in order to address seismic problems based on the application of GIS PTK. *Kyiv* (in Ukrainian).

3. Крылов Д.Н., Шилин К.К., (1991). Оптимизационные способы интерпретации комплексной геофизической информации. М., Наука, 232.

Krylov D.N., Shilin K.K., (1991). Optimization techniques for interpreting complex geophysical information. Moscow, Science, 232 (in Russian).

4. Крылов Д.Н., Шилин К.К., (1989). Использование оптимизационных алгоритмов при комплексной интерпретации геофизической информации. *Разведочная геофизика*, М., ВИЭМС, 7.

Krylov D.N., Shilin K.K., (1989). The use of optimization algorithms for complex interpretation of geophysical data. *Exploration geophysics*. Moscow, VIEMS, 7 (in Russian).

5. Петкевич Г.И., Усенко Ю.Н., Прытулко Г.И., (1982). Применение акустического каротажа при решении геологических задач для разрезов песчано-глинистых пород. Киев. Наукова думка.

Petkevich G.I., Usenko YU.A., Prytulko G.I. (1982). Application of acoustic logging in solving geological problems for the sections of sand and clay rocks. *Kyiv.Naukova Dumka* (in Ukrainian).

Надійшла до редколегії 28.07.14

V. Kolisnichenko, Cand. Sci. (Geol.-Min.)

CC GGI "NADRA GROUP" PLC Deputy Director

28 Dubrovyska Str., Kyiv, Ukraine

E-mail: vl_kolko@yahoo.com

G. Kashuba, Cand. Sci. (Geol.), Chief Geologist

"NADRA GROUP" PLC General Director First Deputy

28 Dubrovyska Str., Kyiv, Ukraine

E-mail: Kashuba11@mail.ru

E. Solodkiy, Postgraduate Student

Institute of Geology, Taras Shevchenko National University of Kyiv

90 Vasylkivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine

E-mail: Eugeni_Solodkiy@ukr.net

OIL-AND-GAS WELL SECTIONS IN DNIEPER-DONETS DEPRESSION: SIMULATING GEOACOUSTIC PROPERTIES VIA EXCLUDING ACOUSTIC LOGGING MEASUREMENTS

The paper is focused on evaluating feasibility to propose a geoacoustic model for a section of formations in the Dnieper-Donetsk Depression based on available well logging data. It provides a review of the methods and techniques sufficient to simulate a geoacoustic model for well #6 in Svyrydivska field including elastic wave propagation and velocity, acoustic impedance of the formation, reflection coefficients via limited data of well logging.

There were carried out both well logging data processing and interpretation in the case of rock section explored, followed by defining rock chemistry. The method of linear geoacoustic modeling was used to simulate elastic velocity, wave propagation, and rock density.

In this paper an attempt was made to classify all main methods necessary to elaborate a geoacoustic model using well logging data. There is studied simulated interval velocity and reflection coefficients based on electrical, neutron logging and normal dependency in the changes of rock petrophysical properties with depth. Input data included rocks resistivity measured by normal probes, lateral probes, and laterolog; porosity, defined by electrical logging; readings of gamma and neutron logs; hydrogen content; the depth of the deposits. The findings of the research are summarized in the table illustrating the equations used to simulate velocity, listing correlational pair coefficients of the hypothesized and verified velocity, a mean(-root)-square error of wave velocities, acoustic impedance, and reflection coefficients. The authors provide advice how to solve the problem with available well logging data and validate theoretical conclusions by statistical analysis.

Key words: geoacoustic model, interval velocity, acoustic impedance, reflection coefficient.

V. Колисниченко, канд. геол.-минералог. наук

ВЦ ГГИ ООО "Надра Интегрированные решения"

ул. Дубровицкая 28, г. Киев, Украина

E-mail: vl_kolko@yahoo.com

Г. Кашуба, канд. геол. наук, первый зам. ген. директора, главный геолог

ООО "Надра Интегрированные решения"

ул. Дубровицкая 28, г. Киев, Украина

E-mail: Kashuba11@mail.ru

Е. Солодкий, асп.

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко

УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина

E-mail: Eugeni_Solodkiy@ukr.net

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ГЕОАКУСТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК РАЗРЕЗОВ НЕФТЕГАЗОВЫХ СКВАЖИН ДДВ ПРИ ОТСУТСТВИИ ИЗМЕРЕНИЙ АКУСТИЧЕСКОГО КАРОТАЖА

Цель статьи оценка возможностей построения геоакустической модели исследуемого разреза горных пород Днепровско-Донецкой впадины в зависимости от доступного комплекса геофизических исследований скважин; – анализ существующих способов и методик прогнозирования параметров геоакустической модели (скорости распространения упругих колебаний в пласте, акустической жесткости исследуемой среды и коэффициентов отражения) при ограниченном комплексе ГИС; – определения точности прогноза названных выше параметров геоакустической модели на примере скважины №6 Свиридовской площади.

Выполнены обработка и интерпретация данных геофизических исследований скважин в исследуемом разрезе. Рассчитан компонентный состав горных пород. С помощью методики построения линейных геоакустических моделей скважин проведено моделирование пластовой скорости и плотности горных пород. В данной работе сделана попытка классификации всех основных способов определения параметров геоакустической модели с помощью данных геофизических исследований скважин. Проанализированы возможности определения пластовых скоростей и коэффициентов отражения на основе данных электрокаротажа, нейтронного каротажа и нормальных зависимостей изменения петрофизических свойств горных пород с глубиной (в качестве исходной информации использованы: кажущееся сопротивление пород по данным градиент- и потенциал-зондов, бокового каротажа; пористость, определенная по данным электрокаротажа; показания гамма- и нейтронного каротажа; водородсодержание; глубина залегания исследуемых отложений). Основные результаты проведенных экспериментов сведены в таблицу, где показаны уравнения, которые были использованы для прогноза скоростей, парные коэффициенты корреляции прогнозной и фактической (наблюдаемой) скоростей, а также относительная среднеквадратическая погрешность прогноза скоростей волн, акустической жесткости и коэффициентов отражения. На основе проведенных исследований приведены конкретные рекомендации, касающиеся решения поставленной задачи в зависимости от наличия у интерпретатора данных методов ГИС. Теоретические выводы подтверждены статистическим анализом.

Ключевые слова: геоакустическая модель, пластовая скорость, акустическая жесткость, коэффициент отражения.

УДК 550.382.3:551.222

К. Гадяцька, асп.,
Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ІНІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна,
E-mail: geologunya@ukr.net

ТЕОРЕТИЧНІ МАГНІТНІ МОДЕЛІ ДАЙКОВИХ УТВОРЕНЬ

(Рекомендовано членом редакційної колегії кандидатом геол. наук О.І. Меньшовим)

Специфікою магнітного моделювання даюк є висока детальність робіт і необхідність урахування всієї апріорної геолого-геофізичної інформації. Геомагнітні спостереження дозволяють з'ясувати ширину та довжину простягання даюкових структур, деталізувати їхню внутрішню структуру, а магнітне моделювання – отримати параметри кожної дайки (геометрію розрізу, глибину залягання, кути падіння її контактів, величини намагніченості і т.ін.). Дайки за своєю морфологією, просторовою орієнтацією і віком є різними. Зазвичай вони є індикаторами складних тектоно-магматичних та металогенічних процесів у структурі земної кори та служать індикаторами зон розломів і зруденіння, часто несуть інформацію про мінералізацію, а в ряді випадків є носіями корисних копалин. Отже, вибір початкового наближення джерел магнітних аномалій є важливим пунктом в інтерпретації та вивченні їхньої природи. При інтерпретації даюкові утворення апроксимуються подібними до них за формою пластоподібними геометричними тілами, що дозволяє отримати істинні величини намагніченості, а значить і змістовну геологічну інформацію. Тому розробку теоретичних моделей можна вважати першочерговим етапом інтерпретації, який дозволяє отримати в подальшому об'єктивну інформацію при побудові детальних магнітних моделей реальних даюк та даюкових поясів. У пропонованій роботі було розроблено низку теоретичних магнітних моделей даюк з різними геометричними та магнітними параметрами, а також співвідношення їхньої намагніченості з вміщуючим середовищем із розрахунком їхнього ефекту та оцінкою затухання на різних висотах.

Аналіз результатів моделювання показує складність виділення та ідентифікації даюк та даюкових утворень за результатами наземних середньомасштабних геомагнітних зйомок, а також практичну неможливість виділення малопотужних даюк на основі аеромагнітних даних. Певно, що лише високоточні великомасштабні наземні магнітні зйомки зможуть дозволити зафіксувати все різноманіття та тонку структуру даюк і даюкових поясів. Практичне значення роботи обумовлене тим, що побудовані магнітні моделі є необхідною базою для детального вивчення та подальшого моделювання з використанням отриманих моделей, а також їх модифікацій, як початкових наближень для окремих даюк та даюкових поясів.

Ключові слова: магнітна модель, дайка, магнітна сприйнятливості, намагніченість.

Постановка проблеми. У практиці геолого-геофізичних досліджень дайки відіграють важливу роль. Фізичними передумовами для цього є висока намагніченість та щільність більшості даюкових порід. Широкий діапазон зміни намагніченості та потужності даюк зумовив широкий спектр інтенсивності магнітного поля (від десятків до сотень нанотесл) та розмірів магнітних аномалій, пов'язаних з ними. Стосовно геомагнітних досліджень даюкових утворень, варто звернути увагу на роботи [1, 2, 3, 4, 8]. Головною метою побудови теоретичних магнітних моделей даюк є отримання набору магнітних полів від різних моделей середовища шляхом розв'язання прямої задачі магніторозвідки для їх подальшого використання при розшифровці спостережених аномалій над реальними дайками та даюковими поясимами. Тобто для заданих параметрів даюкових утворень, а саме геометрії розрізу, глибини залягання, кутів падіння контактів даюк, а також величин їх намагніченості, розраховувалося магнітне поле. Такі моделі поширені в практиці геолого-геофізичних досліджень [1, 5, 10, 12, 13, 15, 16]. З метою кращого розуміння відображення даюкових утворень в аномальному магнітному полі був розроблений цілий ряд теоретичних моделей їхніх джерел при різних геометричних параметрах, величин намагніченості, а також співвідношення останньої з намагніченістю вміщуючого середовища [11].

Методика та перші результати моделювання. Необхідною умовою розв'язання оберненої задачі магніторозвідки є вирішення її прямої задачі. Для розв'язку прямої задачі магніторозвідки виконувалась побудова теоретичних моделей з використанням алгоритмів і програмного забезпечення (TRIMIR) В.М. Завойського та І.М. Іващенко [6, 7]. Як магнітний параметр задається величина магнітної сприйнятливості χ , а намагніченість вираховується за виразом:

$$I = \chi H_e,$$

де H_e – зовнішнє намагнічуюче поле. Магнітна модель включала в себе комплекс із 5 тіл (блоків), що представляли собою апроксимуючі елементи, в межах яких тензорне поле магнітної сприйнятливості було однорідним. Ви-

хідними даними для побудови магнітних моделей були апріорні дані про глибину залягання верхньої та нижньої кромки, потужності та довжини дайки і вміщуючого середовища. Параметри вміщуючого середовища в процесі моделювання не змінювалися, а змінювалися лише параметри геомагнітного поля та величини магнітної сприйнятливості. Магнітні моделі даюк розраховані в тривимірному варіанті з відповідним зображенням поля на площині спостереження, але для наочності наводиться також їх профільне зображення вхрест їхнього простягання.

У статті розраховано низку варіантів магнітних полів дайки залежно від її геометричних параметрів, намагніченості, а також її співвідношення з намагніченістю вміщуючого середовища. У табл. 1 наведено геометричні параметри кожної теоретичної моделі, яка складається з тіла дайки та чотирьох блоків, що формують вміщуюче середовище [14]. У табл. 2 представлені магнітні параметри теоретичних магнітних моделей. Така параметризація моделі дозволила розрахувати аномальне поле на різних висотах (1 м, 10 м, 50 м, 250 м) для ймовірних у реальних умовах моделей, з різними співвідношеннями магнітних та геометричних параметрів моделі.

Модель 1 складається з 5 блоків: тіла дайки та чотирьох тіл, що формують вміщуюче середовище, з різними величинами магнітної сприйнятливості (рис. 1а). Геометричні та магнітні параметри моделі наведено в табл. 1, 2. Як видно на рис. 1б, в аномальному магнітному полі простежується витягнута позитивна аномалія інтенсивністю 250 нТл над витягнутим плоским тілом – дайкою – і з крайовими мінімумами до -10 нТл над вміщуючим середовищем.

Модель 2 відрізняється від попередньої підвищенням значень магнітної сприйнятливості вміщуючого середовища та зменшенням значень магнітної сприйнятливості дайки (табл. 2). У даному випадку модель вимальовується відносним мінімумом над дайкою близько 350 нТл та фоновими значеннями до 500 нТл над вміщуючим середовищем (рис. 2). Дайка в аномальному магнітному полі виділяється чітко, як і в попередній моделі. Це зумовлено значною різницею між магнітною сприйнятливостю дайки з вміщуючим середовищем.

Таблиця 1

Геометричні параметри теоретичних магнітних моделей				
Номера блоків	Потужність, м	Довжина, м	Верхня кромка, м	Нижня кромка, м
№ моделі	Модель 1 – 5			
1 (дайка)	4	1000	2	300
2	300	500	2	300
3	300	500	2	300
4	300	500	2	300
5	300	500	2	300
№ моделі	Модель 6 – 7			
1 (дайка)	4	1000	1	20
2	300	500	1	20
3	300	500	1	20
4	300	500	1	20
5	300	500	1	20

Таблиця 2

Магнітні параметри теоретичних магнітних моделей							
Номера блоків	Магнітна сприйнятливості, $\chi \times 10^{-5}$ од. СІ						
	Модель 1	Модель 2	Модель 3	Модель 4	Модель 5	Модель 6	Модель 7
1	2512	2512	2512	2512	2512	3768	-3768
2	62,8	3768	3768	62,8	62,8	1256	2512
3	62,8	3768	3768	376	3768	2512	1256
4	62,8	3768	62,8	62,8	3768	2512	1256
5	62,8	3768	62,8	3768	62,8	1256	2512

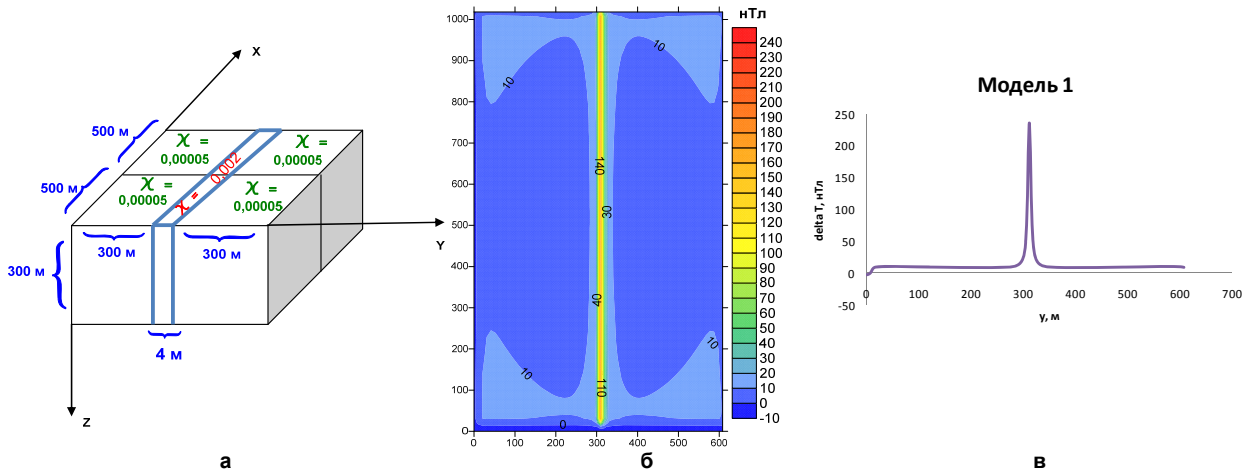


Рис. 1. Модель 1: модель дайки в однорідному середовищі з пониженими значеннями магнітної сприйнятливості (а), аномальне магнітне поле над дайкою (б), зміна магнітного поля на висоті розрахунку 1 м по профілю, що проходить вхрест простягання дайки (в)

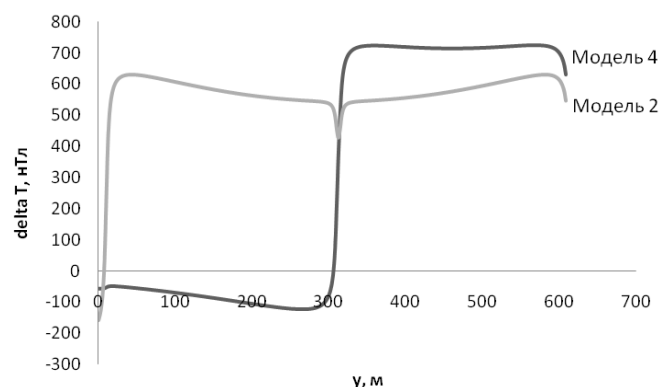


Рис. 2. Зміна магнітного поля на висоті розрахунку 1 м по профілю, що проходить вхрест простягання дайки

Моделі 3-5. Дана серія моделей відображає той випадок, коли малопотужна дайка знаходиться в середовищі з різними значеннями магнітної сприйнятливості. Для прикладу, на рис. 3а показано **модель 3**, де дайка розташована в магнітному та немагнітному вміщувачу середовищі. Це чітко відображається на величині магнітної аномалії, інтенсивність якої характеризується відносним максимумом до 180 нТл – у слабомагнітному

середовищі ($\kappa = 62,8 \times 10^{-5}$ од. СІ) та мінімумом до 100 нТл – у магнітному середовищі ($\kappa = 3768 \times 10^{-5}$ од. СІ). При цьому аномалії вміщувача характеризуються відповідно додатнім (до 800 нТл) та від'ємним (до -150 нТл) магнітним полем.

Модель 4 демонструє випадок, коли дайка знаходиться на межі двох різних за величиною магнітної сприйнятливості блоків. Блоки вміщувача середови-

ща в аномальному магнітному полі виділяються чітко. Інтенсивність поля над блоками з пониженою магнітною сприйнятливістю по відношенню до дайки складає мінус 200 нТл, а з підвищеною магнітною сприйнятливістю – складає 800 нТл. У даному випадку магнітний ефект від дайки непомітний на фоні градієнта поля, обумовленого намагніченістю вмшуючого середовища (див. рис. 2).

Модель 5 є модифікацією третьої та четвертої моделей. Дана модель включає в себе сукупність чотирьох блоків і тіла дайки. Геометричні параметри блоків вмшуючого середовища залишаються незмінними (табл. 1), а змінюються лише магнітні параметри (табл. 2). Ця модель відмічається двома максимумами (750 нТл) над магнітними блоками та двома мінімумами (-200 нТл) над немагнітними блоками. Як у попередньому, так і в цьому випадку, дайка практи-

чно не виділяється на фоні інтенсивного градієнта поля (рис. 3б).

Для кожної з п'яти моделей було також розраховано затухання поля з висотою. Для моделі 1 зі збільшенням висоти спостерігається закономірне зменшення інтенсивності (на висоті 50 м – 20 нТл, а на 250 м – 7 нТл), а також збільшення горизонтальних розмірів аномалії (рис. 4а). Така сама закономірність спостерігається і для моделі 2 (рис. 4б). На висоті 10 м вималюється відносний мінімум до 100 нТл, а зі збільшенням висоти дайка в магнітному полі взагалі не виділяється. Це обумовлено незначним перепадом значень магнітної сприйнятливості дайки та вмшуючого середовища (табл. 2). Для моделей 4 та 5 модельні аномалії мають інтенсивність від 850 нТл до -150 нТл, зумовлені вмшуючим середовищем, на фоні котрого "губиться" аномалія від дайки (рис. 4в).

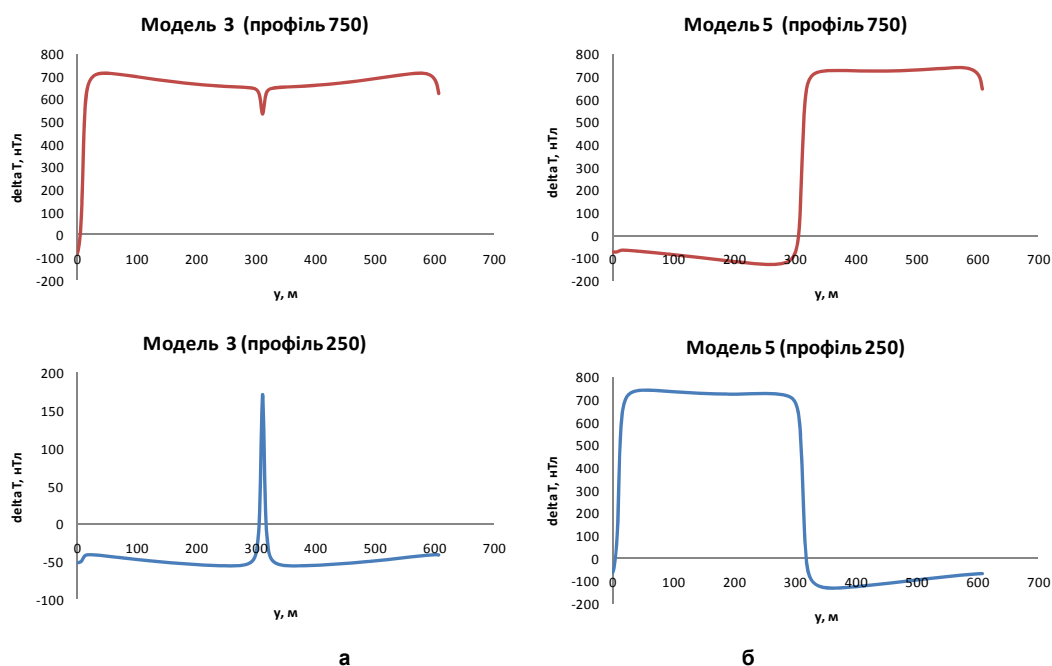


Рис. 3. Зміна магнітного поля по двох профілях, що проходять вхрест простягання дайки: модель 3 (а), модель 5 (б)

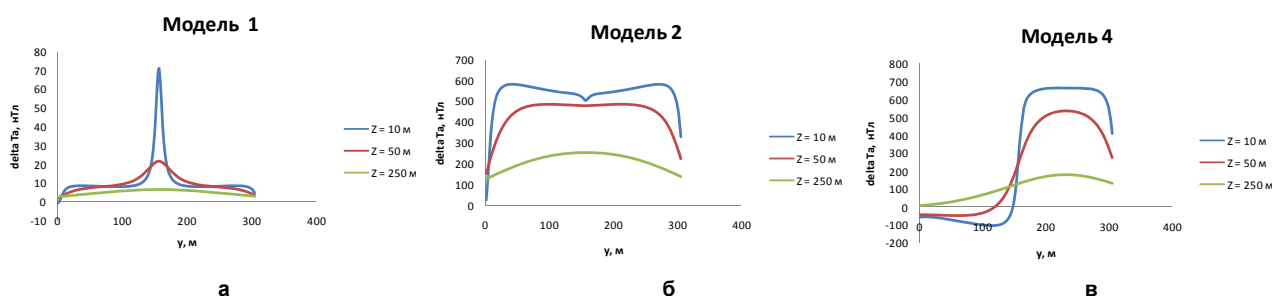


Рис. 4. Аномальне магнітне поле над дайкою на різних висотах

У ході роботи було прораховано ще 7 типів теоретичних магнітних моделей, на етапі моделювання котрих було внесено зміни відносно глибини нижньої кромки та величин магнітної сприйнятливості. За рахунок зменшення глибини нижньої кромки до 20 м (табл. 1) з'являються мінімуми від дайки інтенсивністю -50 нТл. А також для кращого відображення дайок в аномальному магнітному полі було збільшено різницю між величинами магнітної сприйнятливості дайки та вмшуючого середовища. У процесі моделювання було помічено, що дайка, котра знаходиться на межі двох блоків з різною намагніченістю, буде чітко виділятися в аномальному

магнітному полі лише у випадку, коли її інтенсивність буде або значно вища, або нижча, ніж така блоків вмшуючого середовища (див. рис. 5).

Розроблені теоретичні магнітні моделі є свідченням того, що на геометрію графіків аномального магнітного поля впливають не лише форма та геометричні розміри аномалієутворюючого об'єкта, а й умови його просторового розміщення (рис. 6). А значення інтенсивності магнітного поля залежить від величини намагніченості збуджуючих тіл та від глибини залягання їхніх верхньої та нижньої кромки.

З метою простеження залежності аномального магнітного поля над дайкою від її просторового розміщення було промодельовано чотири моделі з параметрами, що наведені в табл. 3. Графіки аномального магнітного поля мають асиметричну форму, з макси-

мумом над дайкою до 200 нТл та мінімумами у бік падіння близько -30 нТл. У випадку збільшення глибини залягання нижньої кромки до 200 м, крива є симетричною, а максимальні значення аномального магнітного поля над дайкою досягають 280 нТл.

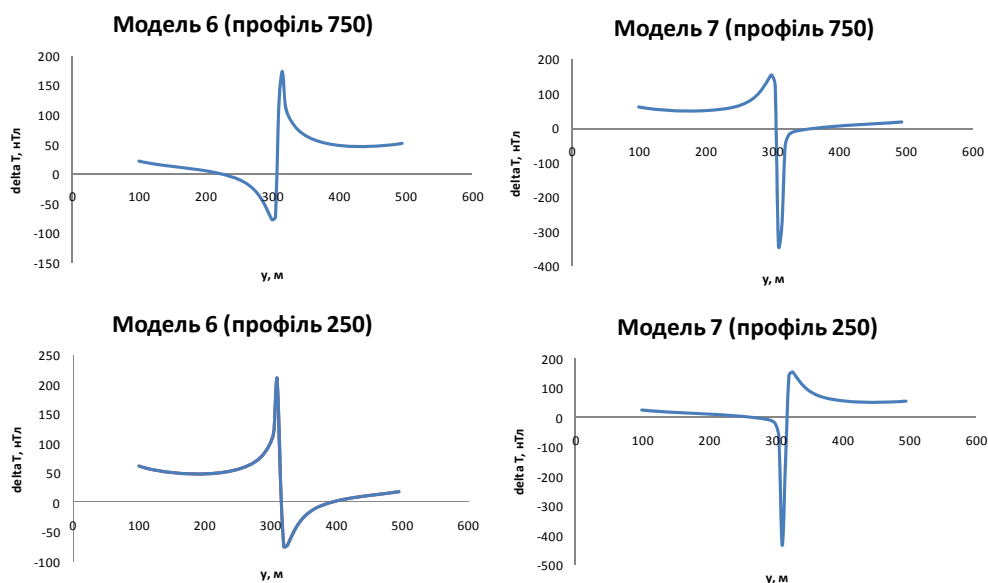


Рис. 5. Аномальне магнітне поле над дайкою з різною магнітною сприйнятливістю

Таблиця 3

Геометричні та магнітні параметри теоретичних магнітних моделей

Блоки моделі	Потужність, м	Довжина, м	Верхня кромка, м	Нижня кромка, м	Магнітна сприйнятливість, $\chi \times 10^{-4}$ од. СІ
№ моделі	Модель 8 – 11				
дайка	2	100	1	20	3768
вміщуюче середовище	70	100	1	20	62,8

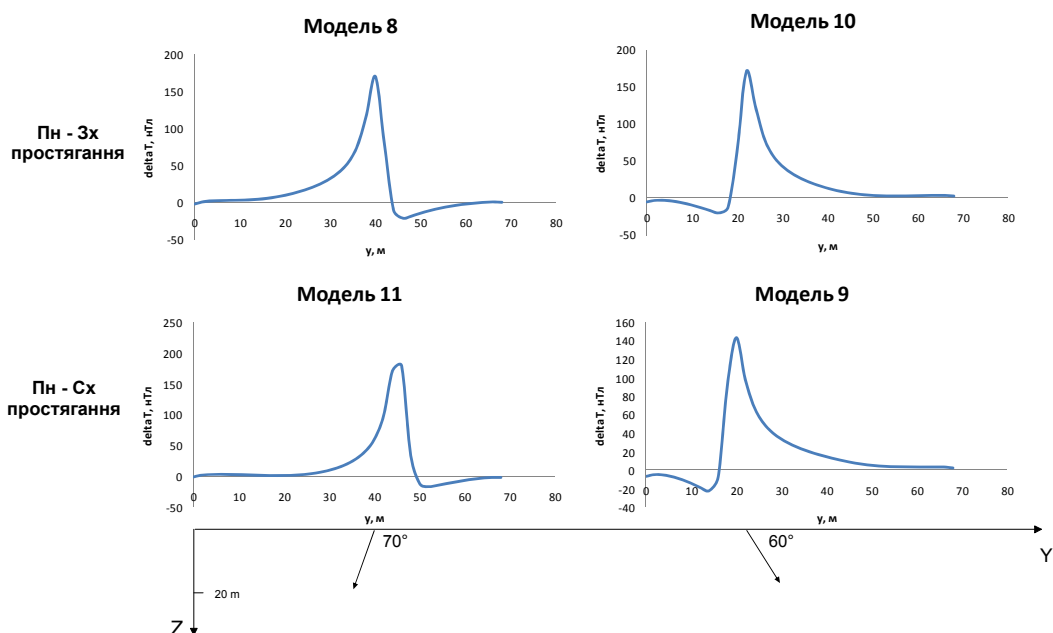


Рис. 6. Графіки залежності аномального магнітного поля над дайкою від її кутів падіння та простягання

Висновки. Отримані результати моделювання дайок, що знаходились у різних за намагніченістю вміщуючих середовищах, дозволяє зробити такі висновки. У випадку, коли магнітна сприйнятливість дайки менша, ніж така вміщуючого середовища, вона виділяється від'ємною аномалією, а при підвищенні магнітної сприйнятливості – додатною аномалією магнітного поля. Аналіз результатів

моделювання зазначених вище типів теоретичних магнітних моделей показує складність виділення та ідентифікації дайок у вміщуючому середовищі за рахунок незначної різниці між магнітною сприйнятливістю дайки з вміщуючим середовищем (див. рис. 2). У ряді випадків, коли дайка пересікає блоки земної кори з різною намагніченістю, вона виділяється як додатними, так і від'ємними ано-

малями (рис. 5), а дайки на межі блоків з різною намагніченістю взагалі не виділяються в магнітному полі (див. рис. 3б). Звичайно, що характер аномального магнітного поля над дайками залежить не тільки від співвідношення їхньої намагніченості з вміщуючим середовищем, а й від вертикальних розмірів, а також від простягання та кута їх падіння [8]. Також велике значення відіграє висота розрахунку, оскільки ефект від малопотужних дайок з інтенсивністю аномального магнітного поля в сотні нанотесл швидко згасає з висотою. Зокрема, в разі зменшення глибини залягання нижньої кромки до 100-50 м з'являються локальні мінімуми від дайки інтенсивністю -мінус 10 нТл. Важливими є також результати оцінки затування магнітного поля дайок з висотою, що свідчить про значне зменшення їх інтенсивності вже на висотах у перші десятки – сотні метрів.

Список використаних джерел

1. Bogdanova S. V., Gintov O. B., Kurlovich D. M., Lubnina N. V. et al., (2012). Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotation during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna). *Lithos*, 156, 1-21.
2. Dondurur D., Pamukcu O. A., (2003). Interpretation of magnetic anomalies from dipping dike model using inverse solution, power spectrum and Hilbert transform methods. *Journal of the Balkan Geophysical Society*, 6, 127-136.
3. Ernst R.E., (1990). Magma flow directions in two mafic Proterozoic dike swarms of the Canadian Shield: as estimated using anisotropy of magnetic susceptibility data. In: Parker, Rickwood, Tucker (Eds.), *Mafic Dykes and Emplacement Mechanisms*. Balkema, Rotterdam, 231-235.
4. Staudigel, H.G., Gee, J.S., Tauxe, L., Varga, R.J., (1992). Shallow intrusive direction of sheeted dikes in the Troodos ophiolite: anisotropy of magnetic susceptibility and structural data. *Geology*, 20, 841-844.
5. Гейко Ю.В., Гурский Д.С., Лыков Л.И. и др., (2006). Перспективы коренной алмазности Украины [Perspektivy korennoy almazonosti Ukrainy]. *Kiev*, 200 p (in Russian).
6. Geiko Y.V., Gurskiy D.S., Lykov L.I. et al., (2006). Perspectives of basement diamond productivity of Ukraine [Perspektivy korennoy almazonosti Ukrainy]. *Kiev*, 200 p (in Russian).
7. Завойский В.Н., (1978). Вычисление магнитных полей от анизотропных трехмерных тел в задачах магниторазведки. *Изв. АН СССР, Физика Земли*, 1, 76-85.
8. Завойский В.Н., (1978). Calculating magnetic fields from anisotropic three-dimensional bodies in problems of magnetic survey [Vychislenie magnitnykh poley ot anizotropnykh trekhmernykh tel v zadachakh magnitorazvedki]. *Izv. Akad. Nauk S.S.S.R., Earth Phys.*, 1, 76-85 (in Russian).
9. Завойський В.М., Івашенко І.М., Нейзхсал Ю.Е., (1992). Оцінка положення нижньої кромки Криворізької структури по магнітній аномалії. *Геофізический журнал*, 14(2), 71-76.
10. Завойський В.Н., Івашенко І.М., Нейзхсал Ю.Е., (1992). Assessment of position of the lower edge Krivorozhskaya structure on the magnetic anomalies [Otsinka polozhennya nizhnoyi kromky Krivorizkoyi struktury po magnitniy anomalii]. *Geophysical Journal*, 14(2), 71-76 (in Ukrainian).
11. Крутиховская З.А., Пашкевич И.К., Силина И.М., (1982). Магнитная модель и структура земной коры Украинского щита. *К.*, 216 с.
12. Крутиховская З.А., Пашкевич И.К., Силина И.М., (1982). Magnetic model and structure of the earth's crust of the Ukrainian Shield [Magnitnaya model i struktura zemnoy kory Ukrainskogo schita]. *Kiev*, 216 p (in Russian).
13. Орлюк М.И., (2000). Пространственные и пространственно-временные магнитные модели разноранговых структур литосферы континентального типа. *Геофизический журнал*, 22(6), 148-165.
14. Orlyuk M.I. (2000). Spatial and spatio-temporal models of magnetic structures of different ranks continental lithosphere [Prostranstvennye i prostranstvenno-vremennye magnitnye modeli raznorangovykh struktur litosfery kontinentalnogo tipa]. *Geophysical Journal*, 22(6), 148-165 (in Russian).
15. Орлюк М.И., Бакаржиева М.И., Марченко А.В., Кравчук Е.П., (2013). Магнитные модели даек и дайковых поясов приазовского мегаблока: Тез. докл. XII Международной конференции "Геоинформатика: теоретические и прикладные аспекты", К., Paper 5218. Conference CD-ROM Proceedings, 5 pages.
16. Orlyuk M.I., Bakarjieva M.I., Marchenko A.V., Kravchuk E.P., (2013). Magnetic models of dykes and dyke swarms of the Azov block [Magnitnye modeli daek i daykovykh pojasov priazovskogo megabloka]. XII th International Conference on Geoinformatics – *Theoretical and Applied Aspects*, Kiev, Paper 5218. Conference CD-ROM Proceedings, 5 p (in Russian).
17. Орлюк М.И., (1999). Магнитная модель земной коры южного захода Східно-Європейської платформи. Автореферат дис. д. геол. н. К., Інститут геофізики НАН України, 32 с.
18. Orlyuk M.I., (1999). The magnetic model for the Earth's crust of the south-western part of the East-European Platform [Magnitna model zemnoyi kory yuzhnogo zahodu Skhidno – Evropeyskoyi platformy]. Dr. geol. sci. diss. summary: *Institute of Geophysics NAS of Ukraine. Kyiv*, 32 p (in Ukrainian).
19. Орлюк М.И., Бакаржиева М.И., (2011). Геомагнитні критерії алмазності земної кори та 3D магнітне моделювання перспективних структур Інгурського мегаблоку Українського щита. *Геолог України*, 1, 30-44.
20. Orlyuk M.I., Bakarjieva M.I., (2011). Geomagnetic criteria of diamond crust and 3D magnetic modeling perspective tructures Ingulsk megablock Ukrainian Shield [Geomagnitni kryteriyi almazonosti zemnoyi kory ta 3D magnitne modelyuvannya perspektivnykh struktur Ingulskogo megabloku Ukrayin'kogo schyta]. *Ukrainian Geologist*, 1, 30-40 (in Ukrainian).
21. Пашкевич И.К., Марковский В.С., Орлюк М.И. и др., (1990). Магнитная модель литосферы Европы. *К.*, 165 с.
22. Pashkevich I.K., Markovskiy V.S., Orlyuk M.I. et al., (1990). The Magnetic model of the European lithosphere [Magnitnaya model litosfery Evropy]. *Kiev*, 165 p (in Russian).
23. Орлюк М.И., Гадяцкая Е.П., (2014). Теоретические магнитные модели даек и дайковых образований. Тез. докл. XIII Международной конференции "Геоинформатика: теоретические и прикладные аспекты", К., Paper 6486. Conference CD-ROM Proceedings, 5 pages.
24. Orlyuk M. I., Gadiatskaya E. P., (2014). Theoretical magnetic models of dyke initiation [Teoreticheskie magnitnye modeli daek i daykovykh obrazovaniy]. XIII th International Conference on Geoinformatics – *Theoretical and Applied Aspects*, Kiev, Paper 6486. Conference CD-ROM Proceedings, 5 p (in Russian).
25. Шаталов Н.Н., (1986). Дайки Приазовья. *К.*, 192 с.
26. Shatalov N.N., (1986). The Near-Azovian dykes [Dayki Priazovya]. *Kiev*, 192 p (in Russian).
27. Шаталов Н.Н., Орлюк М.И., Потопчук И.С., Верховцев В.Г., Конаков В.В., (1986). Структурное положение и металлогеническое значение дайковых образований УЩ. *Актуальные проблемы геологии Украины*, К., 31-35.
28. Shatalov N.N., Orlyuk M.I., Potapchuk I.S., Verkhovtsev V.G., Konakov V.V., (1986). The Structural position and metallogenetic significance dyke formations of Ukrainian Shield [Strukturnoe polozhenie i metallogenicheskoe znachenie daykovykh obrazovaniy USCh]. *Actual problems of Ukrainian geology*, Kiev, 31-35.

Надійшла до редколегії 03.10.14

K. Hadiatska, Postgraduate Student
Institute of Geology, Taras Shevchenko National University of Kyiv
90 Vasylkivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine
E-mail: geologunya@ukr.net

THEORETICAL MAGNETIC MODELS OF DYKE STRUCTURES

It is essential to consider all geologic and geophysical data when modeling dyke magnetic fields. Geomagnetic observations reveal the width and the length dyke structures stretch and provide details of their internal structure, while magnetic modeling helps to get the exact parameters of each dyke separately (geometry of its cross-section, depth, dip, magnetization, etc.).

Dykes vary in their morphology, spatial orientation, and age. Usually, they are indicators of the complex tectonic, magmatic, and metal forming processes in the Earth's crust, of fault zones, ore and mineral depositing, and mineralization. The choice of the initial approximation of the sources of magnetic anomalies is an important point in the interpretation and study of dyke nature. When interpreted, dyke formations get approximated by plate-like geometric bodies similar in form. This allows obtaining true quantitative data on the magnetization process. Therefore, simulating models is a determining step in the interpretation process, which provides information for particular models of real magnetic dykes as well as any dyke belts.

Thus, this paper proposes a number of theoretical models of magnetic dykes with different geometric and magnetic parameters, the ratio of the magnetization and the enclosing environment, performance calculation and attenuation estimation. So, interpretation of the simulation data reveals both difficulty in identifying dykes and dyke formations by the medium-scale ground-based geomagnetic fieldwork, or localizing small dykes with the help of aeromagnetic data. It is only large-scale, ground-magnetic fieldwork that is likely to record the diversity and the fine structure of dykes and dyke belts.

The practical value of the paper is in the fact that simulating magnetic models of dyke structures appears to be a necessary basis for further modeling via the existing ones and their modifications for initial approximations of individual dykes and dyke belts.

Key words: magnetic modeling, dyke, magnetic susceptibility, magnetization.

Е. Гадяцкая, асп.

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко

УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина

E-mail: geologunya@ukr.net

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ МАГНИТНЫЕ МОДЕЛИ ДАЙКОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Спецификой магнитного моделирования даек является высокая детальность работ и необходимость учета всей априорной геолого-геофизической информации. Геомагнитные наблюдения позволяют выяснить ширину и длину простирания дайковых структур, детализировать их внутреннюю структуру, а магнитное моделирование – получить параметры каждой дайки (геометрию разреза, глубину залегания, углы падения ее контактов, величины намагниченности и т.д.). Дайки по своей морфологии, пространственной ориентации и возрасту очень разные. Как обачно, они являются индикаторами сложных тектоно-магматических и металлогенических процессов в структуре земной коры, а также служат индикаторами зон разломов и оруденений, часто несут ценную информацию о минерализации, а в отдельных случаях являются носителями полезных ископаемых. Поэтому выбор начального приближения источников магнитных аномалий является важным пунктом в интерпретации и изучении их природы. При интерпретации дайковые образования аппроксимируются пластообразными геометрическими телами, что позволяет получать истинные величины намагниченности, а значит и геологически содержательную информацию. Поэтому разработку теоретических моделей можно считать предопределяющим этапом в интерпретации, который в дальнейшем позволяет получить объективную информацию при построении детальных магнитных моделей реальных даек и дайковых поясов. В предлагаемой работе был разработан целый ряд теоретических магнитных моделей даек с различными геометрическими и магнитными параметрами, а также соотношение их намагниченности с вмещающей средой с расчетом их эффекта и оценкой затухания на разных высотах. Анализ результатов моделирования показывает сложность выделения и идентификации даек и дайковых образований по результатам наземных среднемасштабных геомагнитных съемок, а также практическую невозможность выделения маломощных даек на основе аэромагнитных данных. По-видимому, только высокоточные крупномасштабные наземные магнитные съемки смогут позволить зафиксировать все многообразие и тонкую структуру даек и дайковых поясов. Практическое значение работы обусловлено тем, что построенные магнитные модели дайковых структур являются необходимой базой для детального изучения и дальнейшего моделирования с использованием полученных моделей, а также их модификаций, в качестве начальных приближений для отдельных даек и дайковых поясов.

Ключевые слова: магнитная модель, дайка, магнитная восприимчивость, намагниченность.

Наукове видання



ВІСНИК КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

ГЕОЛОГІЯ

Випуск 3(66)

Статті подано в авторській редакції.

Комп'ютерна верстка та коректування Ю.А. Тимченко

Оригінал-макет виготовлено Видавничо-поліграфічним центром "Київський університет"

Responsibility for the opinions given, statements made, accuracy of the quotations, economical and statistical data, terminology, proper names and other information rests with the authors. The Editorial Board reserves the right to shorten and edit the submitted materials. Manuscripts will not be returned.

Автори опублікованих матеріалів несуть повну відповідальність за підбір, точність наведених фактів, цитат, економіко-статистичних даних, власних імен та інших відомостей. Редколегія залишає за собою право скорочувати та редагувати подані матеріали. Рукописи та електронні носії не повертаються.



Формат 60x84^{1/8}. Ум. друк. арк. 10,93. Наклад 300. Зам. № 215-7315.
Вид. № ГлЗ. Гарнітура Arial. Папір офсетний. Друк офсетний.
Підписано до друку 29.12.14

Видавець і виготовлювач
Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
01601, Київ, б-р Т. Шевченка, 14, кімн. 43
☎ (38044) 239 32 22; (38044) 239 31 72; тел./факс (38044) 239 31 28
e-mail: vpc@univ.kiev.ua
http: vpc.univ.kiev.ua
Свідоцтво суб'єкта видавничої справи ДК № 1103 від 31.10.02