

УДК 550.837:551.24(477)

**КОМПЛЕКСНА ІНТЕРПРЕТАЦІЯ
СЕЙСМОТОМОГРАФІЧНИХ ТА ГЕОЕЛЕКТРИЧНИХ
МОДЕЛЕЙ ДЛЯ ОЦІНКИ ГЕОДИНАМІЧНИХ ПРОЦЕСІВ
У ЛІТОСФЕРІ КРИМУ**

**Бурахович Т. К., Кушнір А. М., Цветкова Т. О.,
Шумлянська Л. О.**

(ІГФ НАНУ, м. Київ, Україна)

Зоны проявления сверхглубинных флюидов, полученных по данным сейсмотомографии, аномалиям высокой электропроводности в земной коре и верхней мантии (результат квази-3D моделирования), повышенному тепловому потоку и распространению гипоцентров землетрясений, подтверждаю связь сейсмичности Крымского региона с проявлением коллизионных процессов и соответствие последних проявлению сверхглубинных флюидных процессов.

Zones of manifestation of ultradeep-earth fluids observed in seismic tomography data, high conductivity anomalies in the Earth's crust and upper mantle (the outcome of a quasi-3D model), increased heat flow and distribution of hypocenters of earthquakes prove connection of seismic activity in the Crimean region with manifestation of collision processes and conformity of the latter with manifestation of the ultradeep-earth fluid processes.

Одним з яскравих проявів геодинамічних процесів Землі є сейсмічність. Роботи останнього десятиліття з проблем сейсмічності все частіше пов'язуються з питаннями дегазації Землі і, як наслідок, з проявом понадглибинних і глибинних флюїдних процесів в корі і мантиї Землі. Область досліджень, як і вся північна гілка Євразійського поясу, супроводжується аномаліями електропровідності в земній корі і верхній мантиї [1].

Добре відомо, що сейсмічність того чи іншого регіону зв'язується з тектонічними і геодинамічними обставинами, які характеризують даний регіон. Кримський півострів знаходиться в сейсмонебезпечній зоні. Магнітуди землетрусів, зафіксованих на півострові, можуть досягати 7,8 за шкалою Ріхтера (Ялтинський землетрус 1927 р.). Дослідження факторів, що впливають на підвищену сейсмічність актуальні для будь-якого регіону, не є винятком і Крим.

Геологія та тектоніка Криму досить добре вивчені. Його геотектонічні положення приурочено до регіонального зчленування глобальних структур - південно-західного кута Східно-Європейської платформи (СЄП) і субширотних структур Альпійсько-Гімалайського поясу. Тектонічно Крим виражений двома структурами: Скіфської плитою і Гірським Кримом.

Скіфська плита на півострові включає область Степового Криму, осадовий басейн якого закладений в юрський час. Протягом юри, крейди і палеогену на місці Скіфської плити перебував шельф північної околиці океану Тетіс. Цей шельф розташовувався на приконтинентальному схилі великих окраїнних морів в тилу системи протяжних вулканічних острівних дуг. Скіфська плита має гетерогенний фундамент, складений породами широкого вікового діапазону. Будова фундаменту плити відома тільки за результатами буріння свердловин і з інтерпретації геофізичних матеріалів. У складі фундаменту присутні метаморфічні товщі в основному зелених сланців з віком метаморфізму 410-470 млн. років.

Гірський Крим – складчаста структура Альпійсько-Гімалайського поясу (або поясу Тетіс), до якої належать також Карпати і Добруджа. Ці структури відносяться до північної частини середнього відрізка Альпійського поясу. Кордон між альпійськими і палеозойськими складчастими спорудами проводиться нечітко, що визначається появою по межі і всередині палеозойських структур зон кіммерійської складчастості, в яких дислоковані тріасові і пізнепалеозойські товщі (Добруджа, Крим).

Структура Криму зазвичай описується у вигляді великого антиклинорія, південне крило якого обрізане западиною Чорного моря. У ядрі антиклинорія виходять тріасові і юрські відкладення, а на північному фланзі послідовно з'являються все більш мо-

лоді верхнеюрські, крейдяні, палеогенові і неогенові відкладення, що створюють такий характерний для Криму куестовий рельєф.

Головна незгода в західній частині Криму простежується в основі верхньої юри, яка починається потужною товщею конгломератів (конгломерати Димерджі). Передверхнеюрська складчастість маркує час зіткнення якогось більш південного континенту з Кримською вулканічною дугою і, через неї, з Євразією. У східній частині Криму предверхнеюрська незгода зникає, верхня юра згідно пластуює зі середнеюрськими вулканітами. Пізднеюрські породи згідно перекриті крейдовими і палеогеновими, істотно карбонатними, мілководними відкладеннями. Місцями крейда, минаючи юру, лягає на Таврійський фліш. Крейда і палеоген відзначають мезо-кайнозойський шельф Південної Європи.

Як правило, сейсмічність зв'язується з процесами, зумовленими проявами плитової тектоніки, зокрема з приуроченістю сейсмічно активних регіонів до зон субдукції на кордонах літосферних плит. На даний час все більше уваги приділяється зв'язку сейсмічності з процесами дегазації Землі [2]. Вони співвідносяться в умовах нестационарних процесів, характерних для геологічного середовища, з швидкими і різномасштабними варіаціями об'ємно-напруженого стану, які розглядаються як реакція середовища на взаємодію висхідних потоків легких газів (гелій, водень) з твердою фазою. Ці взаємодії значно впливають на структуру і динамічну поведінку матеріалів у геологічному середовищі. Нашим завданням є встановлення зв'язку сейсмічності Кримського регіону з можливими проявами субдукційних процесів і процесів глибинної флюїдизації. Для цього до розгляду залучаються аналіз швидкісної будови мантії під даним регіоном і геоелектричних процесів у корі.

Швидкісна будова мантії Криму. Швидкісна будова мантії під Кримським регіоном розглядається в контексті 3D Р-швидкісної моделі мантії під Євразією, отриманої методом Тейлорового наближення, запропонованим В.С.Гейко. В якості вхідних даних використані часи перших вступів Р-хвиль, які представлені в бюлетенях ISC за період 1964-2006 р.р. [3]. Використаний метод не залежить від референтної моделі. Результати представлені у вигляді горизонтальних перетинів у "істинних швидкостях", довготних і широтних перерізів у вигляді нев'язок швидкост-

тей щодо узагальненої моделі середньої швидкості для мантиї під Євразією та її оточенням [4]. Роздільна здатність визначена як $0,5^\circ \times 0,5^\circ \times h$ км до 1000 км глибини і як $1^\circ \times 1^\circ \times h$ км до глибини 2900 км. Згідно тестовим розрахункам точність визначення швидкості по годографам - перетинам узагальненого поля часів становить 0,016 км/сек. Швидкісна модель розглядається в області $(44-46^\circ \text{ пн. ш.}) \times (33-36^\circ \text{ с. д.})$.

Розгляд мантийних швидкісних кордонів південної околиці СЄП [5], показує, що, згідно довготним перетинам (рис. 1) високошвидкісна перехідна зона верхньої мантиї під Кримом є частиною високошвидкісного шару, що поширюється, починаючи від мантиї під Афро-Аравійською платформою (ААФ) у перехідну зону мантиї під СЄП, що може створювати умови для активізації верхньої мантиї. Більш детальний розгляд меридіональних перерізів показує наступне.

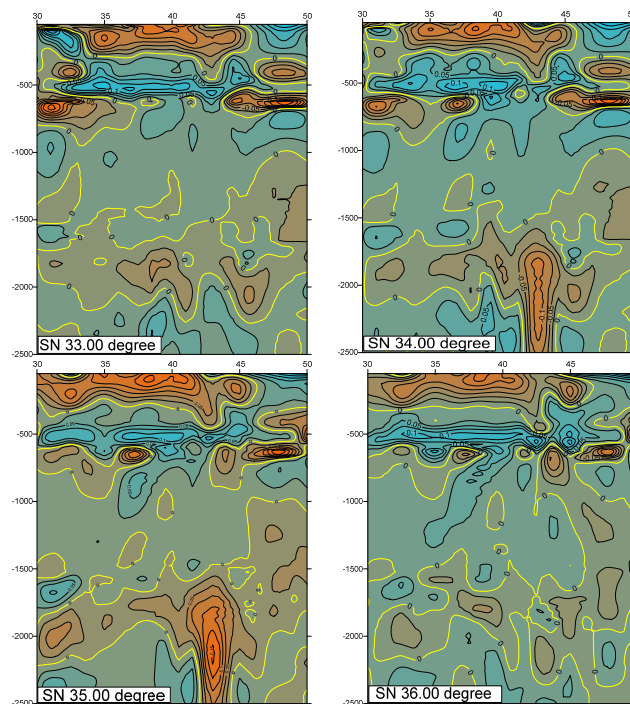


Рис. 1. Довготні перетини 33-36° с.д.

В інтервалі 33-35°с.д. високошвидкісний шар перехідної зони верхньої мантиї під Кримом пов'язаний з похилим високошвидкісним шаром верхньої мантиї під ААФ, що поширюється до перехідної зони. Починаючи з 36° с.д. і далі на схід похилий

шар з боку північного закінчення ААФ не виділяється. У всьому розглянутому інтервалі (33-36°с.д.) триває поширення високошвидкісного шару перехідної зони південного оточення СЄП, починаючи від мантиї під ААФ в перехідну зону верхньої мантиї під СЄП (рис. 1). Згідно меридіональним перетинам виділяються зустрічні похилі шари, що поширюються від мантиї під ДДЗ до мантиї під південним краєм Чорного моря. Схема розповсюдження похилих шарів представлена на рисунку 2.

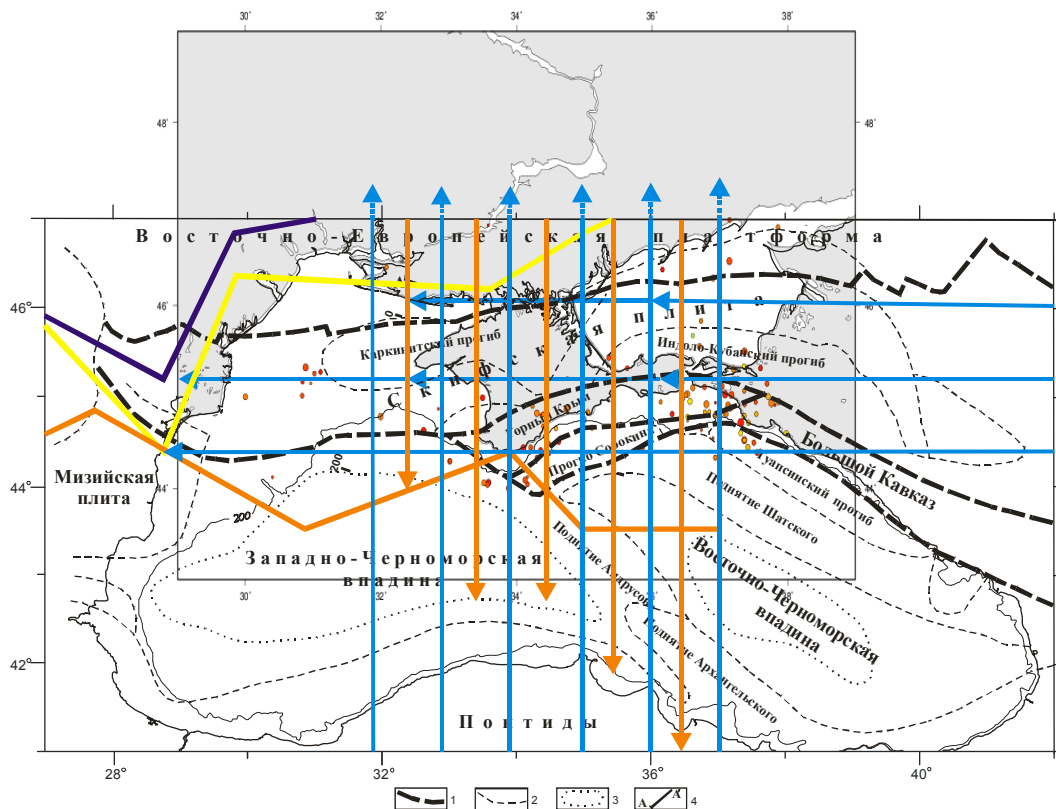


Рис. 2. Розповсюдження похилих шарів

Широтні перерізи 44-46°пн.ш. показують присутність високошвидкісних похилих шарів в мантиї під розглянутою областю. У широтному перерізі 44°пн.ш. (рис. 3) високошвидкісний похилий шар поширюється від мантиї під східним закінченням Скифської плити (47°с.д.) до мантиї під прикордонною областю Західно-Чорноморської западини і Мізійської плити.

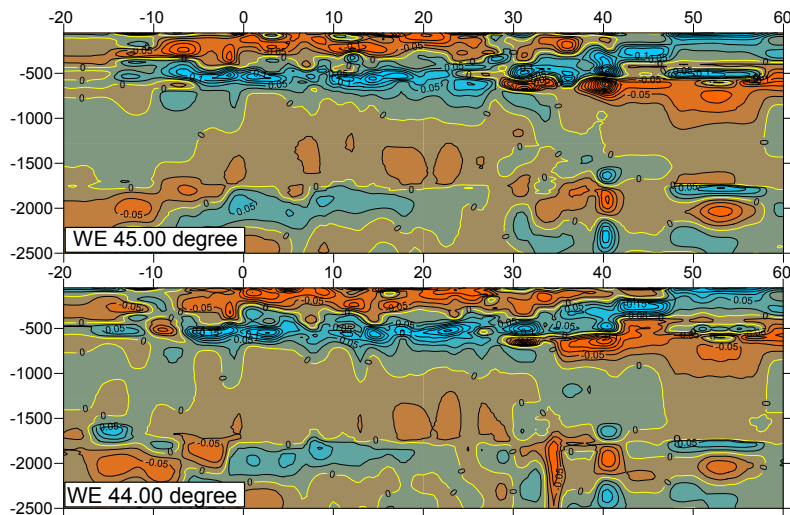


Рис. 3. Широтні перетини 44°-45° пн.ш.

У широтному перерізі 45° пн.ш. (рис. 3) високошвидкісний похилий шар поширюється від мантії під східним закінченням Скільської плити до мантії під Добруджею. У широтному перерізі 46° пн.ш. виділяється високошвидкісний похилий шар від мантії під північним краєм Скільської плити в районі 35°с.д. (декілька східніше східного закінчення Сивашського грабена) до мантії під Карпатами в районі Вранчі (рис. 4).

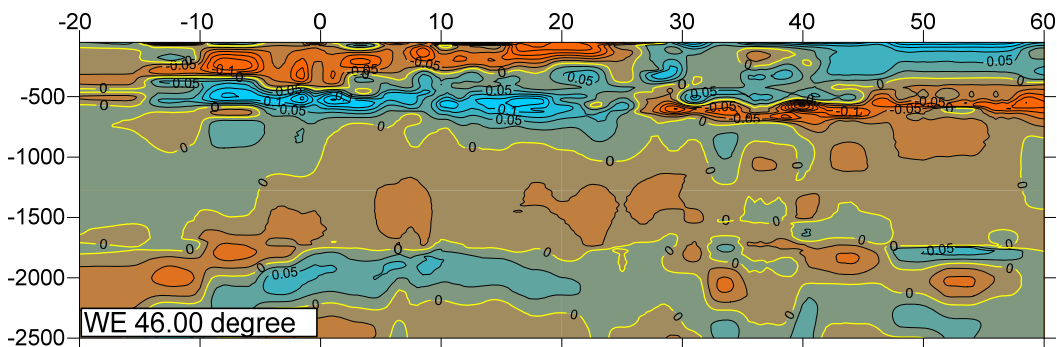


Рис. 4. Широтні перетини 46° пн.ш.

Слід зазначити, що на фоні виділених високошвидкісних шарів, зазначені широтні перерізи показують перехід від активізованого типу мантії під Чорним морем південного оточення Криму до мантії стабільного типу за Пушаровским [6] під північним оточенням Криму (СЄП). У широтному перерізі 44° пн.ш. мантія в даному районі характеризується як активізова-

на (низькошвидкісна верхня мантия, високошвидкісна перехідна зона, низькошвидкісна зона розділу-1). У перетині 45° пн.ш. з'являється розділ низькошвидкісної верхньої мантиї високошвидкісним похилим шаром від мантиї під північно-західним шельфом Чорного моря (Скіфська плита, 30° с.д.) до мантиї під Карпатами. Східний кінець низькошвидкісної частини верхньої мантиї для перетину 45° пн.ш. визначається під Скіфської плитою (42° пн.ш., східне закінчення Індоло-Кубанського прогину). Перетин 46° пн.ш. показує, в цілому, стабільну мантию з низькошвидкісною аномалією на глибинах верхньої мантиї від 100 до 250 км в інтервалі $35-39^\circ$ с.д. (Скіфська плита). При переході до розташованих на північ широтним перетинам, що визначають мантию під СЄП, за швидкісними характеристиками мантия стабільна.

На рисунку 5 наведені епіцентри основних землетрусів Криму та його оточення згідно бюлетенями ISC за період 1964-2012 р.р. Відзначається приуроченість епіцентрів до області прикордонної вилки, яка визначена початком і кінцем поширення високошвидкісного шару перехідної зони південного оточення в перехідну зону мантиї під СЄП. Враховуючи переважність поверхневих землетрусів для розглянутого регіону, приуроченість їх до мантийної прикордонної області, можна чекати їх зв'язок зі понадглибинними мантийними процесами.

Розглянемо швидкісну будову середньої та нижньої мантиї регіону. Особливістю останньої є в широтних перетинах $44-45^\circ$ пн.ш. (рис. 3) поширення високошвидкісного перехідного шару верхньої мантиї, починаючи від мантиї під Альпами, як розширюючогося шару з похилою на схід підосвою, до мантиї під Добруджею. Від мантиї під Добруджею відзначається різкий нахил зазначеного високошвидкісного шару з подальшим розширенням на схід і формуванням високошвидкісної середньої мантиї під Чорним морем, на фоні низькошвидкісної середньої мантиї східного і західного оточення.

Враховуючи швидкісні характеристики стабільної мантиї (низькошвидкісна середня мантия, високошвидкісна зона розділу-2 і низькошвидкісна нижня мантия) і інверсні по відношенню до них швидкісні характеристики активізованої мантиї, можна зробити висновок про активізування мантиї в межах перерізу 44°

пн.ш. від 32° с.д. до 47° с.д, що включає мантію під Чорним морем, північною частиною Кавказу і далі до східного закінчення Скільської плити. У перетині 45° пн.ш. високошвидкісний похилий шар в середній мантії зтоншується, змінюючи свою конфігурацію, зберігаючи поширення від 29° с.д. до 47° с.д. при цьому активізованою залишається мантія під Скільською плитою в межах $32-37^{\circ}$ с.д. У перетині 46° пн.ш. мантія стабільна.

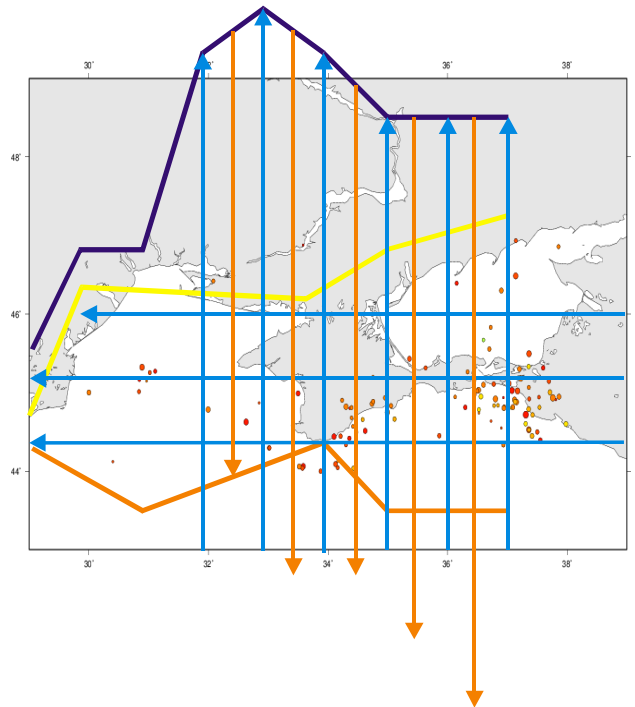


Рис. 5. Епіцентри основних землетрусів Криму

Виділений похилий високошвидкісний шар, відповідний активізованій мантії під Чорним морем, зв'язується з виходом низькошвидкісної області (НОВМ) з нижньої мантії ($28^{\circ}-30^{\circ}$ с.д.). Вона поширюється вгору до глибин 1200 км в мантії під північним закінченням Мізійської плити в перетині 44° пн.ш. (можливий нижньомантіїний плюм). У перетині 45° пн.ш. НОВМ зберігається, змінюючи свою конфігурацію. Область поділяється при піднятті на дві гілки. Східна гілка піднімається до глибини 1300 км в мантії під Скільською плитою в районі $33-34^{\circ}$ с.д. Друга гілка піднімається субвертикально вгору до глибин зони розділу-1 (850 км) в мантії під Добруджею. У перетині 46° пн.ш., як уже зазначалося, мантія стабільна, але відзначаються виходи вгору по

покрівлі нижньої мантії в районі субвертикального підняття вгору низькошвидкісної області в попередніх широтних перетинах.

З вихідом вгору НОВМ, зв'язуються прояв мантійних швидкісних колонок, до яких відносяться субвертикальні області швидкісного розшарування мантії і додаткові області виходів низьких швидкостей з нижньої мантії. Згідно [7, 8] швидкісні мантійні колонки співвідносяться з проявом понадглибинних мантійних флюїдів. Найбільш значний вихід низькошвидкісної підобласті відноситься до мантії під підняттям Андрусова (Центральне Чорноморське підняття). Його детально представлено в роботі [3]. Загальна схема розташування виділених мантійних швидкісних колонок представлена на рис. 6. Виділяється три основних області виділення мантійних субвертикальних колонок: область під підняттям Андрусова, область під північно-західним шельфом Чорного моря, схід Криму (область під західним закінченням Індоло-Кубанського прогину (Керч-Тамань, Сивашська западина). Виділеним областям відповідають області підвищеного теплового потоку [9].

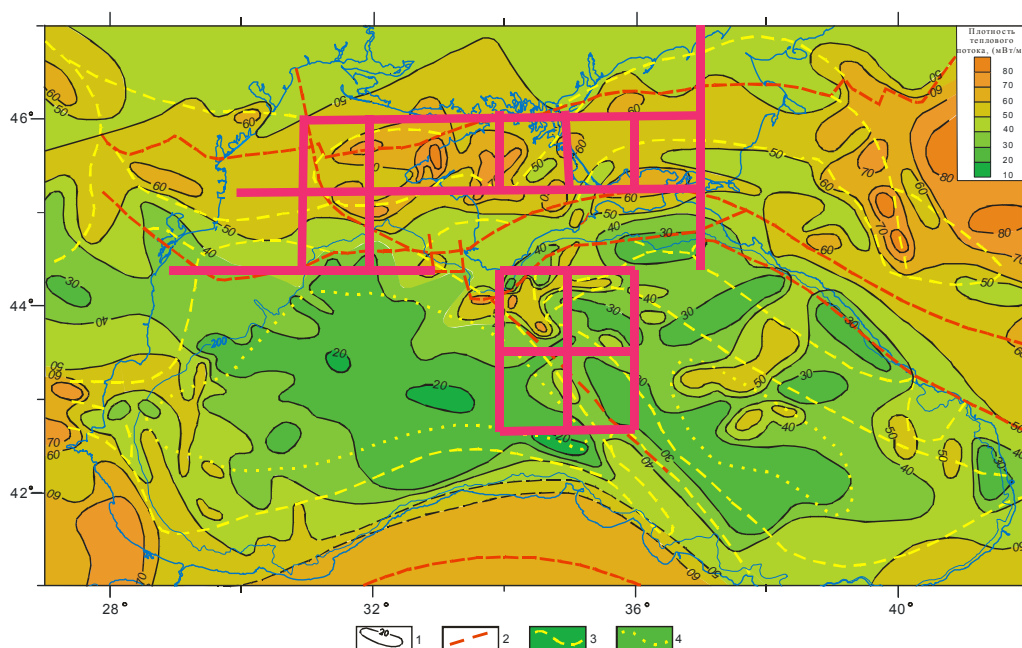


Рис. 6. Мантійні колонки

Глибинна геоелектрична модель тектоносфери Криму.
Протягом тривалого періоду Кримський півострів вивчався гео-

електричними методами МТЗ, глибинного МТЗ (ГМТЗ), МВП [10, 11, 12, 13]. Індукційні параметри (вектори Візе) визначені у 21 пункті, глибинні зондування в широкому діапазоні періодів геомагнітних варіацій аж до добових проведені у 8 пунктах, більше двох сотень точок МТЗ, зареєстровані Кримською геофізичною експедицією (дані І.А.Свіріденко, 1978 р.) і трестом Дніпрогеофізика (дані С. Г.Кремера, 1980 р., А. І. Інгеров, 1989-1993 рр.).

В результаті геоелектричних робіт було встановлено, що поверхневі відкладення характеризуються різкою мінливістю сумарної поздовжньої провідності (S), яка змінюється від декількох симменсів в Гірському Криму до тисячі і більше на Тарханкутському і Керченському півостровах. Крім того, акваторія Чорного моря характеризується сумарною поздовжньої провідністю до 10000 См [14].

Вектори Візе, побудовані в точках МВП поблизу берегової лінії, вказують на сильний береговий ефект у бухтоподібних геомагнітних варіаціях, який відбивається на величині і характерному напрямку індукційних векторів у бік материка.

У попередніх дослідженнях на основі одновимірної інтерпретації встановлено існування слабопровідної (до 800 См) астеносфери з глибиною залягання верхньої кромки близько 100 км [10].

На Тарханкутському півострові встановлена глибинна аномалія підвищеної електропровідності [11]. Була побудована двовимірна модель Тарханкутської аномалії, яка включає два провідних об'єкта з глибинами покрівлі 14 і 60 км. Сумарна поздовжня провідність цих об'єктів у рамках двовимірного наближення була оцінена в 6000 См (втричі більше, ніж у одновимірної моделі) [15].

Складний тривимірний розподіл електропровідності як на поверхні, так і на глибині змусив застосувати сучасний апарат регіонального моделювання природного електромагнітного поля Землі. Чисельні розрахунки в роботі [16] проведені за допомогою програми плівкового моделювання методом об'ємних інтегральних рівнянь, який забезпечує строгий розрахунок магнітотелуричного поля над складною горизонтально неоднорідною

S-площиною, вміщеною на довільному рівні в горизонтально шаруватому нормальному розтині (П. Вайдельт і І. М. Варенцов, 1977-1993 рр.).

Геоелектричну модель Кримського регіону в першому наближенні було представлено наступним чином. Добре провідні утворення на поверхні Землі - опади, морська вода, розташовуються на відносно слабо провідних породах консолідованої земної кори і верхньої мантії, які включають неоднорідні корові і мантійні добре провідні шари. Можна припустити, що, спостережувані на поверхні Землі індукційні параметри поля геомагнітних варіацій для періодів 150 і 2000 с, є сумою ефектів від неоднорідних в геоелектричному відношенню об'єктів, розташованих на різних глибинах.

На заході Криму виділена аномальна область підвищеної електропровідності, складна конфігурація якої в деталях не збігається для періодів 150 і 2000 с. На рисунку 7 показано, що величина сумарної поздовжньої провідності геоелектричної неоднорідності варіює в інтервалі 500 - 3000 См.

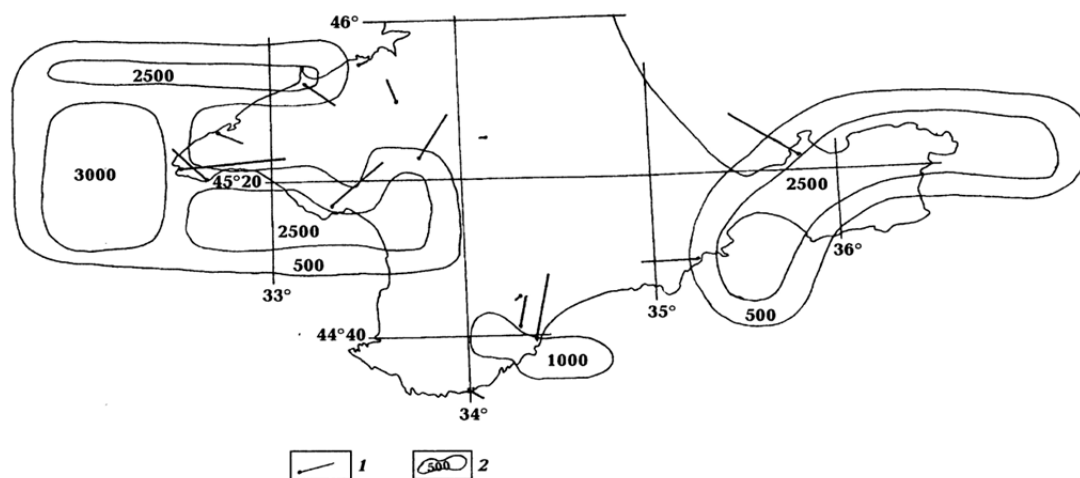


Рис. 7. Квазітривимірна плівкова модель електропровідності Криму для періоду геомагнітних варіацій 150 с. 1 - вектора Візе; 2 - аномальні області на глибині 2 та 5 км і значення сумарної поздовжньої провідності в См

Найбільш провідні ділянки розташовані, в основному, в акваторії Чорного моря (Каркінітська і Казантипська затоки), у Ка-

ркинітсько-Північнокримському прогині і в Альмінській кіммерійській западині. На періоді 2000 с виділена аномалія має підковоподібний вигляд (рис. 8).

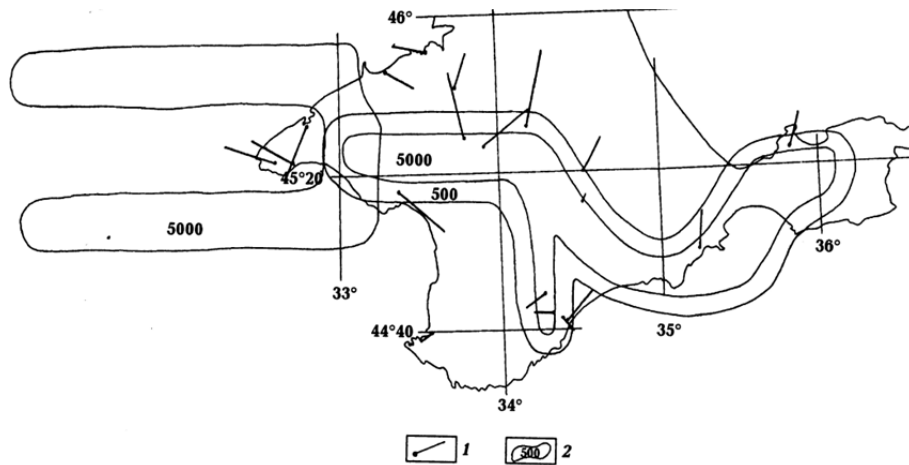


Рис. 8. Квазітривимірна плівкова модель електропровідності Криму для періоду геомагнітних варіацій 2000 с: 1 - вектора Візе; 2 - аномальні області на глибині 5 та 10 км і значення сумарної поздовжньої провідності в См

Її сумарна поздовжня провідність становить 5000 См. Аномальна область розташовується, в основному, в акваторії Чорного моря. Відмінності в деталях двох модельних побудов на різних періодах геомагнітних варіацій пояснюються нами, як результат скін-ефекту всередині об'єкта складної геометрії.

Порівняємо параметри квазітривимірної і двовимірної моделі. Чітко видно в обох моделях, що основний аномалієутворюючий об'єкт Тарханкутської аномалії розташований в акваторії Чорного моря. Збігається і сумарна поздовжня провідність аномалії - 5000 і 6000 См, відповідно. Глибина залягання аномального об'єкта для плівкової моделі становить 10 км, в той час, як для двовимірної - 14 і 60 км. Швидше за все, при квазітривимірному моделюванні глибина залягання провідників визначається зі зміщенням, так як явище скін-ефекту в високоомному вміщаючому середовищі незначне і глибина провідника може впливати, в основному, тільки на ступінь спадання величини вектора Візе

при видаленні від меж об'єктів. При рідкій мережі спостережень помилки можуть бути значні.

Від Тарханкутського півострова до Новоселівського підняття в субширотному напрямку (рис. 8) простягається аномалія електропровідності шириною 20 - 30 км із сумарною поздовжньої провідністю 5000 См на глибині 5 км. Далі вона змінює напрямок на північно-західний і частково трасується уздовж вузького гребневидного опускання підшови кори. На профілі ГСЗ на цій ділянці простежується глибинний розтин такого ж простягання [17, 18]. На рисунку 7 показано модель електропровідності на періоді 150 с, де в Гірському Криму аномальна область з сумарною поздовжньої провідністю 1000 См на глибині 2 км розташовується в зоні згущення ізоліній щільності епіцентрів землетрусів за даними [19]. Можна припустити, що на малих періодах природне електромагнітне поле висвітлює тільки неглибокозалягаючий провідник. Разом з тим визначення по МВП глибини залягання аномалій електропровідності досить умовно.

У східній частині Криму на періодах 150 і 2000 с виділяється зона провідності (рис. 7, 8) на глибинах 2 і 5 км із сумарною поздовжньої провідністю 2500 і 5000 См, відповідно. Ця зона географічно збігається з положенням грязьових вулканів Керченсько-Таманського регіону, можливо контрольованим тектонічними порушеннями, коренева система яких залягає на глибині 5-7 км [20].

Висновки. Відповідність областей прояви понадглибинних флюїдів, отриманих за даними сейсмотомографії, аномаліям високої електропровідності в земній корі і верхній мантії (результат квазі-3Д моделювання), підвищеному тепловому потоку і розповсюдженню гіпоцентрів землетрусів підтверджує зв'язок сейсмічності Кримського регіону з проявом колізійних процесів, і зв'язку останніх з проявом понадглибинних флюїдних процесів.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Кулик С. Н. Северная ветвь Евразийских аномалий электропроводности // Геофизический журнал, № 4, Т. 31, 2009, С. 168—180.

2. Гуфельд И. Л. Сейсмический процесс. Физико-химические аспекты. Научное издание. Королёв. М. О. : ЦНИИМаш. 2007, 160 с.
3. Бугаенко И. В., Шумлянская Л. А., Заец Л. Н., Цветкова Т. А. (2008) Трёхмерная Р-скоростная модель мантии Черного моря и прилегающей территории // Геофиз. журн. — 30, № 5 — С. 145—160.
4. Geyko V. S. 2004 A general theory of the seismic travel-time tomography. Геофиз. ж., 26, № 2, р. 3—32.
5. Цветкова Т. А. , Бугаенко И. В. 2012. Сейсмотомография мантии под Восточно-Европейской платформой : мантийные скоростные границы. // Геофизический журнал, т. 34 , № 5, С. 161—170.
6. Пушаровский Ю. М., Пушаровский Д. Ю. 2010. Геология мантии Земли. / М. : Геос. — 138 с.
7. Летников Ф. А., 1999. Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования. Смирновский сборник, М, С. 63—98.
8. Летников Ф. А. 2003. Сверхглубинные флюидные системы Земли. Докл. РАН, т. 390, № 5, С. 673—675.
9. Kutas R. I., Kobolev V. P., Tsvyashchenko V. A. Heat flow and geothermal modl of the Black sea depression Tectonophysics, 1998, 291, P. 91—100.
10. Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В., Завгородняя О. В., Кулик С. Н., Логвинов И. М. Геофизическая модель тектоносферы Украины. — Киев : Наукова думка, 1985. — 212 с.
11. Кулик С. Н., Бурахович Т. К. Глубинное магнитотеллурическое зондирование Тарханкутского полуострова // Док. АН УССР. — Сер. Б. — 1984, — № 12, — С. 15—18.
12. Ткачев Г. Н.Свириденко И. А. Некоторые результаты ГМТЗ в Крыму. // Электромагнитные исследования. — Киев : Наукова думка. — 1978. — С. 92—97.
13. Рокитянский И. И. Исследования аномалий электропроводности методом магнитовариационного профилирования. — Киев : Наукова думка, 1975. — 279 с.

14. Суммарная продольная проводимость водной оболочки и осадочного чехла. // Отв. ред. В. А. Сидоров, Э. Б. Файнберг. — Москва : Наука. — 1978. — 11 с.
15. Бурахович Т. К., Варенцов И. М., Гордиенко В. В., Кулик С. Н., Логвинов И. М. О природе Тарханкутской аномалии. // Геофиз. журн. — 1987. — т. 9. — № 5. — С. 50—58.
16. Бурахович Т. К., Кулик С. Н. Квазитрехмерная геоэлектрическая модель тектоносферы Крыма. // Геоф. ж. — 1999. — № 3, т. 21. — С. 123—126.
17. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы I, II, V. — Киев : Наукова думка. — 1988. — 167 с.
18. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Глубинное строение и эволюция земной коры. // Проблемы физики Земли на Украине. — Киев : Наукова думка. — 1975. — С. 118—141.
19. Тихоненков Э. П. Основные черты геодинамики Крымского сейсмоактивного региона. // Геодинамика Крымско-Черноморского региона. Сборник материалов конференции 22-28 сентября 1996. — Симферополь : Крымский экспертный совет по оценки сейсмической опасности и прогнозу землетрясений. — 1997. — С. 35—41.
20. Юровский Ю. Г. Сейсмичность и миграция флюидов Керченско-Таманского региона. // Геодинамика Крымско-Черноморского региона. Сборник материалов конференции 22-28 сентября 1996. — Симферополь : Крымский экспертный совет по оценки сейсмической опасности и прогнозу землетрясений. — 1997. — С. 133—134.