

ОСНОВНІ РЕЗУЛЬТАТИ КІЛЬКІСНОЇ ІНТЕРПРЕТАЦІЇ ТЕКТОНОМАГНІТНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ В ТЕРСЬКО-КАСПІЙСЬКОМУ ПРОГІНІ

В.Максимчук, В.Кузнецова, Ю.Городиський, Т.Климкович

(Карпатське відділення Інституту геофізики ім.С.І.Субботіна НАН України)

Резюме. Коротко описано алгоритм інтерпретації аномальних змін геомагнітного поля та проведено кількісну інтерпретацію результатів тектономагнітних досліджень в Терсько-Каспійському прогині. Отримано оцінки змін напружено-деформованого стану. Зроблено узагальнюючий висновок про несинфазність коливань зміни напружень на різних глибинах в земній корі.

Вступ

Важливою сферою застосування тектономагнітних досліджень є вивчення структурної диференціації і флюїдодинаміки земної кори для пошуків родовищ корисних копалин, в першу чергу нафти і газу. Під тектономагнітними аномаліями розуміємо часові аномальні зміни магнітного поля, викликані фізико-хімічними явищами в земній корі. Протягом 1985-1991 рр. зусиллями лабораторії тектономагнетизму Інституту прикладних проблем механіки і математики АН УРСР (тепер відділ динаміки магнітного поля Землі Карпатського відділення Інституту геофізики НАН Укра-

їни) було проведено низку геомагнітних досліджень в Терсько-Каспійському прогині. Ці роботи проводились в рамках госпдоговорів з ВО "Гроз-нафтогеофізика". Геомагнітні спостереження здійснено на кількох регіональних профілях (рис.1). Метою робіт було вивчення особливостей глибинної будови і сучасної геодинаміки земної кори, виділення зон активних глибинних розломів, з якими пов'язуються перспективні зони нафтогазоносності регіону. Деякі результати цих досліджень та їх геолого-геофізична інтерпретація вже публікувались [1,2]. Однак питання кількісної інтерпретації тектономагнітних аномалій, яка дає

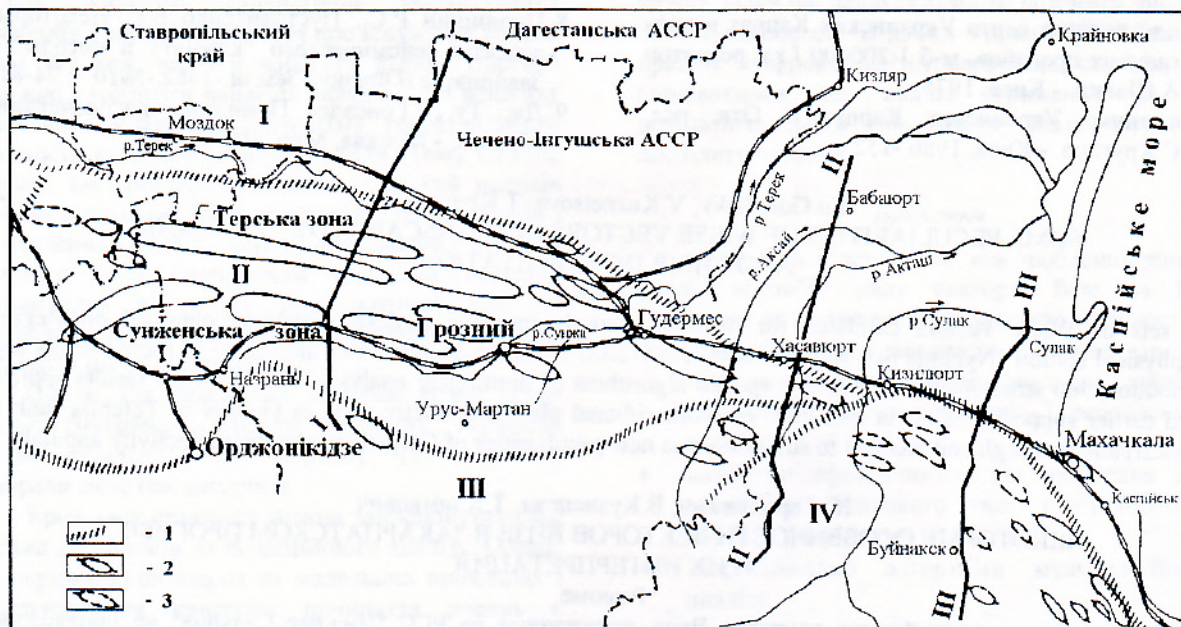


Рис.1. Схема тектонічного районування Терсько-Каспійського прогину та планове розташування геомагнітних профілів.
 I-платформа; II-зона передових складок; III-Чорногорська монокліналь; IV-Дагестанський клин
 Профілі: 1-1-Терський; 2-2-Акташський; 3-3-Буйнакський.
 1-границі між тектонічними зонами; 2-антиклінальні складки; 3-прогнозовані тектонічні складки

можливість оцінити не лише геометричні параметри їх джерел, але і дозволяє зробити висновки про характер та інтенсивність тектонічних процесів є найбільш складними в комплексі тектоно-магнітних досліджень і поки що не висвітлювались.

Експериментальні дані

В тектонічному відношенні район робіт належить до території Східного Передкавказзя, де виділяються три основні структурні елементи - східна частина Скіфської плити, центральна частина Терсько-Каспійського передового прогину і зона передових складок мегаантиклінарію Великого Кавказу (рис.1). Висока сучасна тектонічна активність регіону підтверджується високою сейсмічною активністю, аномальним тепловим потоком, наявністю мережі різкоградієнтних лініаментів, а також диференційованістю сучасних рухів земної кори. Перспективи нафтогазоносності пов'язуються з Терським і Сунженським антиклінаріями, Чорногорською монокліналлю і північним платформним бортом прогину.

Терський профіль, довжиною 120 км, розміщений в центральній частині Терсько-Каспійського прогину, перетинає з півдня на північ вище-

згадані зони. Мережа пунктів спостережень складалась з 59 профільних пунктів і одного базового - ст. Асиновська. Відстань між пунктами 1.5 - 2 км. За період з 1986 р. по 1988 р. тут виконано 4 цикли спостережень.

В результаті геомагнітних досліджень на Терському профілі отримані дані про характер аномального магнітного поля ΔT_a та про його часові зміни за різні часові інтервали - тектоно-магнітні аномалії $\Delta\Delta T$ (рис.2). В полі ΔT_a тут виділяється регіональна аномалія інтенсивністю до 300 нТл відома як Грозненський максимум. Часові зміни поля $\Delta\Delta T$ вздовж профілю представлені кривими 2-1 і 4-1 (рис.2), мають досить складний характер. В полі $\Delta\Delta T$ виразно проявляється довгохвильова компонента амплітудою 1,0-1,5 нТл, а також локальні аномалії інтенсивністю ± 5 нТл і більше. Ці локальні аномалії $\Delta\Delta T$, як правило, приурочені до окремих структурно-тектонічних елементів. Найбільш інтенсивна аномалія $\Delta\Delta T$, амплітудою близько 10 нТл, виявлена в межах Терського хребта (п.27-31).

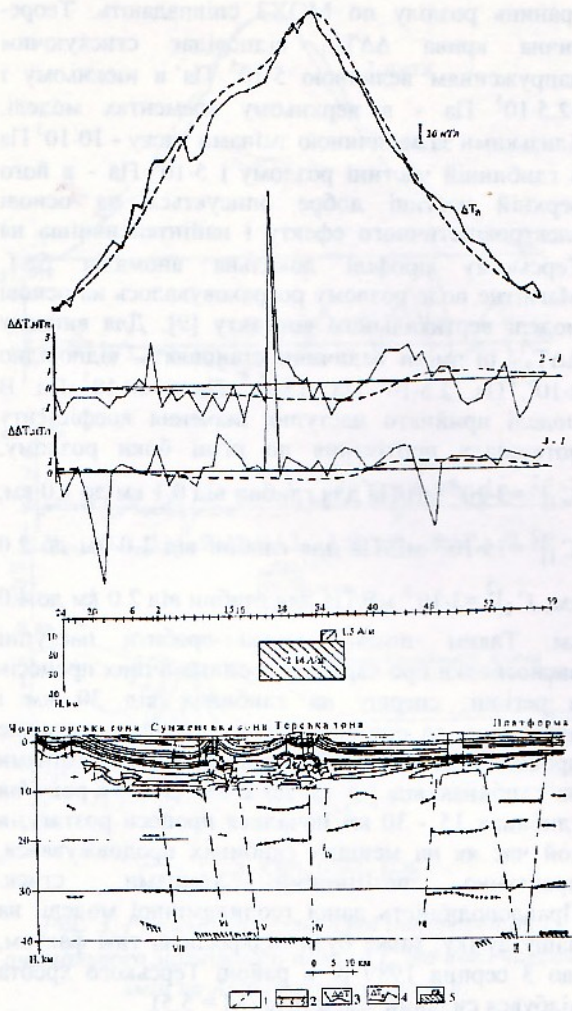


Рис. 2. Результати кількісної інтерпретації аномального магнітного поля ΔT_a та його часових змін на Терському профілі.
 1 - розраховані криві $\Delta\Delta T$ п'єзомагнітної природи і ΔT_a ; 2 - пункти геомагнітних спостережень;
 3 - спостережені значення $\Delta\Delta T$; 4 - - спостережена аномалія ΔT_a . 2-1 -травень 1986 р.-вересень 1986 р., 4-1 -травень 1986 р.-вересень 1988 р.; 5 - джерело статичної аномалії ΔT_a

Акташський профіль довжиною 120 км проходить в західній частині Дагестану і перетинає Дагестанський клин, східне закінчення Чорногорської моноклінали, Терсько-Каспійський прогин і виходить на Скіфську платформу. На Акташському профілі було закладено 59 пунктів, через 1.5-2 км, на яких за період з 1987 по 1990 рр. проведено 4 цикли повторних геомагнітних спостережень.

На Акташському профілі також виділена статична аномалія ΔT_a інтенсивністю 300 нТл, яка, очевидно, є продовженням на схід Грозненського магнітного максимуму. Динаміка магнітного поля на Акташському профілі представлена на рис.3 В полі $\Delta\Delta T$ тут виділяється, як і на Терському профілі, довгохвильова компонента амплітудою 2-3 нТл, на фоні якої вирізняються локальні аномалії 5-7 нТл. Привертають до себе увагу досить помітні відмінності характеру кривих $\Delta\Delta T$ в південній і північній частинах профілю. При чому ці особливості зберігаються на протязі всіх циклів спостережень. Співставлення динаміки магнітного поля на Терському і Акташському профілях з геолого-геофізичними даними свідчить про приуроченість аномалій $\Delta\Delta T$ до окремих структурно-тектонічних елементів.

Методологічні особливості та результати інтерпретації

Аналіз методології і алгоритм кількісної інтерпретації результатів тектономагнітних зйомок досить детально описані нами в роботах [3, 4] Тому коротко зупинимося лише на основних ланках цього алгоритму і особливостях характерних саме для даної конкретної роботи.

Інтерпретація проводиться на основі роз'язання прямої задачі методом підбору моделей до узгодження модельних і спостережених результатів. На першому етапі підбирається модель джерела статичної аномалії ΔT_a . В даному випадку джерело статичної аномалії має форму близьку до сильно витягнутого в субширотному напрямі паралелепіпеда, це дозволило нам при підборі його параметрів обмежитись двохвимірним випадком і скористатись відомими аналітичними виразами для поля пластів великої потужності [5]. Результати підбору дали вельми близькі параметри (геометричні розміри, форма і намагніченості) джерела статичної аномалії на обох профілях, що підтверджує достатність двохвимірної моделі для інтерпретації в даному випадку.

Для підбраної моделі джерела статичної аномалії проводимо розрахунки часових змін поля ΔT_a , тобто, поля $\Delta\Delta T$ п'єзомагнітної природи. Для значень змін намагніченості в різних елементах моделі статичного джерела, що відповідають підібраним кривим $\Delta\Delta T$ робимо оцінки змін напружень у відповідних елементах моделі на основі виразу [6]

$$\Delta \bar{J} = \frac{3}{2} \beta S' \bar{J} \quad (1)$$

де $\Delta \vec{J}$, \vec{J} - вектори змін намагніченості і статичної намагніченості в елементах моделі; компоненти тензора S' мають вигляд $\sigma'_{ij} = \sigma_{ij} - \delta_{ij} \cdot \sigma_{ii} / 3$, δ_{ij} - символ Кронекера. σ_{ij} ($i, j = x, y, z$) - компоненти тензора напружень; β - п'єзомагнітний коефіцієнт (для магнетиту $\beta \sim 10^{-9} \text{ Па}^{-1}$ (10^{-5} бар^{-1})) [6].

Наступною ланкою кількісної інтерпретації є моделювання локальних аномалій ΔT на основі електрокінетичного ефекту. На основі даних про геологічну будову регіону, приймаємо гіпотезу про тип джерела аномалії електрокінетичної природи - розлом, локалізоване включення, точкове джерело чи певні функціональні залежності параметрів гідралічної і електричної провідностей від координат і, підбираючи геометричні та фізичні параметри прийнятої моделі, розраховуємо значення її магнітного поля ${}^{ek}B_i$, $i = x, y, z$. Після цього знаходимо величину магнітного ефекту електрокінетичної моделі в полі ΔT згідно формули

$$\Delta T_{ek} = \sqrt{\sum_{i=x,y,z} ({}^n B_i + {}^A B_i + {}^{pz} B_i + {}^{ek} B_i)^2} - \sqrt{\sum_{i=x,y,z} ({}^n B_i + {}^A B_i + {}^{pz} B_i)^2} \quad (2)$$

де верхній лівий індекс n , A , pz означає значення відповідної компоненти для нормального поля, поля джерела статичної аномалії і поля п'єзомагнітного ефекту, відповідно.

В тих випадках, коли на певній ділянці досліджень мають місце помітні (що значно перевищують похибки експериментальної методики) некорельовані і неповторювані в просторі для різних циклів вимірювань значення ΔT , ми запропонували проводити їх інтерпретацію на основі стохастичного моделювання електрокінетичного ефекту в квазіоднорідному середовищі [7, 8].

Приведемо, отримані, на основі описаного алгоритму, результати інтерпретації тектономагнітних досліджень на Терському і Акташському профілях.

Терський профіль

Для Терського профілю побудовано модель джерела статичної регіональної аномалії ΔT_a , п'єзомагнітної складової ΔT від цього джерела, а також виконано інтерпретацію інтенсивної локальної аномалії ΔT в центральній частині профілю - Терської тектономагнітної аномалії.

Відмітимо, що глибини кромок нашої моделі джерела статичної аномалії і глибини деяких

границь розділу по МОХЗ співпадають. Теоретична крива ΔT_{2-1} відповідає стискуючим напруженням величиною $5 \cdot 10^5 \text{ Па}$ в нижньому і $12.5 \cdot 10^5 \text{ Па}$ - в верхньому елементах моделі. Близькими за величиною змінами тиску - $10 \cdot 10^5 \text{ Па}$ в глибинній частині розлому і $5 \cdot 10^5 \text{ Па}$ - в його верхній частині добре описується на основі електрокінетичного ефекту і найінтенсивніша на Терському профілі локальна аномалія ΔT . Магнітне поле розлому розраховувалось на основі моделі вертикального контакту [9]. Для випадку ΔT_{4-1} ці зміни величини становлять, відповідно $2 \cdot 10^5 \text{ Па}$, $2.5 \cdot 10^5 \text{ Па}$, $15 \cdot 10^5 \text{ Па}$, і $10 \cdot 10^5 \text{ Па}$. В моделі прийнято наступні значення коефіцієнту потенціалу протікання по різні боки розлому.

$$C_1 |^2 = 3 \cdot 10^{-4} \text{ мВ/Па для глибин від 0.1 км до 1.0 км,}$$

$$C_1 |^2 = 15 \cdot 10^{-5} \text{ мВ/Па для глибин від 1.0 км до 2.0}$$

$$\text{км; } C_1 |^2 = 3 \cdot 10^{-5} \text{ мВ/Па для глибин від 2.0 км до 4.0}$$

км. Таким чином, можна зробити наступні висновки про характер геодинамічних процесів в регіоні: спершу на глибинах від 30 км і практично до приповерхневих шарів мали місце процеси стиску, з найбільш інтенсивними змінами на глибинах від 1,5 км до 2 км. З 1987 року на глибинах 15 - 30 км почалися процеси розтягу, в той час як на менших глибинах продовжувався, практично незмінними темпами, стиск. Правдоподібність даної геодинамічної моделі, на нашу думку, може бути підкреслена тим фактом, що 3 серпня 1989 р. в районі Терського хребта відбувся сильний землетрус ($M = 5.5$).

Важливо також зауважити, що оцінки зміни тиску, зроблені за геомагнітними даними на основі електрокінетичного ефекту перебувають в хорошій відповідності з результатами вимірювань пластового тиску в свердловинах, які знаходяться в Терській зоні [1].

Акташський профіль

Основні результати досліджень і математичного моделювання на Акташському профілі представлено на рисунку 3. Як видно з цього рисунку параметри моделі джерела статичної аномалії в головних рисах ті самі, що і для Терського профілю. Відмінність полягає в дещо менших геометричних розмірах джерела в районі Акташського профіля. Як і на Терському профілі криві ΔT характеризуються довгохвильовою компонентою, обумовленою п'єзомагнітним ефектом в джерелі статичної аномалії і локальними аномаліями флюї-

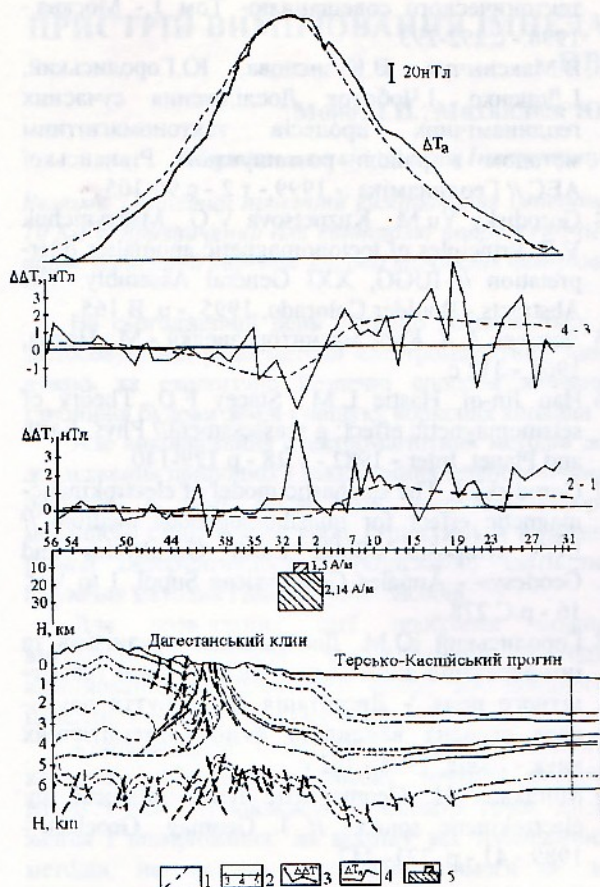


Рис. 3. Результати кількісної інтерпретації аномального магнітного поля ΔT_a та його часових змін на Акташському профілі.

1 - розраховані криві $\Delta\Delta T$ п'єземагнітної природи і ΔT_a ; 2 - пункти геомагнітних спостережень; 3 - спостережені значення $\Delta\Delta T$, 2-1 - липень 1987 р.-вересень 1988 р., 4-3 - вересень 1989 р.-серпень 1990 р.; 4 - спостережена аномалія ΔT_a ; 5 - джерело статичної аномалії ΔT_a

Таблиця 1

H (км)	$C_1 ^2$ (мВ/Па)	ΔP_{2-1} (Па)	ΔP_{4-3} (Па)
0.25 - 0.5	$20 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^5$	$-5 \cdot 10^5$
0.5 - 2	$2 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^5$	$-5 \cdot 10^5$

додинамічної природи. На рис.3 приведено розраховані п'єземагнітні криві для $\Delta\Delta T_{2-1}$, $\Delta\Delta T_{4-3}$, а в таблиці 1 - параметри моделі розлому для локальної Хасав'юртської аномалії в центральній частині профілю (пункти 32, 1-3).

Теоретична крива $\Delta\Delta T_{2-1}$ відповідає зміні напружень на $5 \cdot 10^5$ Па, а крива $\Delta\Delta T_{4-3}$ - на $20 \cdot 10^5$ Па в обох елементах статичної моделі. Тобто, можна говорити, що протягом всього періоду спостережень на глибинах залягання джерела статичної аномалії мала місце зміна напружень в одному напрямі. При цьому, як видно з рисунку 2, Хасав'юртська локальна аномалія ΔT в центрі профілю змінила свій знак на протилежний. Це свідчить, що на глибинах до 2-3 км характер напружень також змінився на протилежний. Цікаво відмітити, що як і на Терському профілі це явище скорельоване в часі з відчутним місцевим землетрусом ($M = 5.5$), що мав місце 8.09.1989р.

Звернемо тепер увагу на зміни ΔT в північній частині профілю (пункти 4 - 31). Як видно з рис.2 в верхніх горизонтах кори якихось вертикальних чи локальних неоднорідностей не відмічено. Але на ряді ділянок в цій частині профілю мають місце помітні (3-4 нТл) некорельовані локальні аномалії. Прогнозувати по геомагнітних даних наявності активних розломів в даних зонах теж видається помилковим, оскільки відсутня просторова повторюваність цих аномалій в різних циклах повторних зйомок. Тому динаміку поля $\Delta\Delta T$ на цій ділянці профілю логічно пояснювати на основі згаданої вище стохастичної моделі магнітного ефекту флюїдодинамічної природи при структурних змінах квазіоднорідного середовища. Це дозволило нам зробити висновок, що протягом 1987-88 рр. в верхніх шарах кори в даному районі геодинамічні процеси проявлялись в зростанні просторової дисперсії мікротріщинуватості, в той час як для періоду 1989-90 рр. (відразу після вищезгаданого землетрусу) характерне більше значення відношення частки мікропористості в загальній пористості середовища до дисперсії мікропористості, однак при відсутності помітних структурних змін.

Висновки

Проведена інтерпретація дозволила встановити глибини джерел тектономагнітних аномалій в Терсько-Каспійському прогині та зробити висновок про величини і напрями тектонічних напружень в регіоні. Регіональна складова часових змін пояснена на основі п'єземагнітного ефекту від глибинної магнітної неоднорідності - джерела статичної Грозненської регіональної аномалії ΔT_a . Локальні аномалії пояснюються електрокінетичними явищами в зонах активних розломів. Їх глибини не перевищують 2-3 км. Інтерпретація

часових аномальних змін геомагнітного поля на обох профілях дозволила виявити несинфазність коливань зміни напружень на різних глибинах в земній корі. Протифазні коливання зміни напружень на різних глибинах виявили скорельованість в часі з сильними землетрусами в регіоні досліджень. Отже логічно видається гіпотеза, що в цих регіонах в геомагнітних даних нами спостерігається довгоперіодний крупнорегіональний (можливо планетарного масштабу) коливний геодинамічний процес, який в верхніх шарах кори характеризується значною дисипацією, а в регіонах з високою сейсмічністю сприяє розвитку сейсмічних процесів.

Література

1. Кузнецова В.Г., Максимчук В.Е. Результаты тектономагнитных исследований для изучения структуры и современной геодинамики литосферы Терско-Каспийского прогиба. // Геофиз. журнал. - 1991, №6. - с. 47-55.
2. Кузнецова В.Г., Максимчук В.Е. Результаты использования комплексных геофизических исследований для изучения особенностей современной геодинамики и структуры литосферы (на примере Закарпатского и Терско-каспийского прогибов) // Тектоника и геодинамика. Общие и региональные аспекты. Материалы XXXI

тектонического совещанияю- Том 1.- Москва.- 1998. - с.292-293.

3. В.Максимчук, В.Кузнецова, Ю.Городиський, І.Доценко, І.Чоботок Дослідження сучасних геодинамічних процесів тектономагнітним методом в районі розташування Рівненської АЕС // Геодинаміка .- 1999.- т.2.- с.96-105.
4. Gorodisky Yu.M., Kuznetsova V.G., Maksymchuk V.E. Principles of tectonomagnetic anomalies interpretation // IUGG, XXI General Assembly. The Abstracts.- Boulder,Colorado, 1995 .- p. B 165.
5. Логачев А.А. Курс магниторазведки.- М.: Недра, 1968.- 312 с.
6. Hao Jin-qi, Hastie L.M., Stacey F.D. Theory of seismomagnetic effect: a reassessment// Phys. Earth and Planet. Inter.- 1982.- v.28.- p.129-140.
7. Gorodisky J. The stochastic model of electrokinetic-magnetic effect for quasihomogenous medium // EGS symposia «Solid Earth Geophysics and Geodesy» - Annales Geophysicae Suppl. I to Vol. 16 - p.C 278.
8. Городиський Ю.М. Дослідження механізмів та інтерпретація аномальних часових змін геомагнітного поля. - Дисертація на здобуття наукового ступеня кандидата фізико-математичних наук.- Львів, 1998.- 162 с.
9. Murakami H. Geomagnetic fields produced by electrokinetic sources // J. Geomag. Geoelectr.- 1989.- 41.- p. 221- 247

V.Maksymchuk, V.Kuznetsova, Yu.Gorodisky, T.Klymkovych

THE MAIN RESULTS OF NUMERICAL INTERPRETATION OF TECTONOMAGNETIC OBSERVATIONS IN TERSKO-CASPIAN TROUGH

Summary

The Geomagnetic field temporal changes interpretation algorithm is described in-short. The interpretaion of tectonomagnetic observations in Tersko-Caspian trough is coplited. The quantitative values of stress-stained state dynamics is obtained. The conclusion of nonsynphasic changes of stress-stained state at different depth levels is made as a general result.

В.Максимчук, В.Кузнецова, Ю.Городыский, Т.Климкович

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ТЕКТОНОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ТЕРСКО-КАСПИЙСКОМ ПРОГИБЕ

Резюме

Кратко описан алгоритм интерпретации аномальных изменений геомагнитного поля и проведена количественная интерпретация результатов тектономагнитных исследований в Терско-Каспийском прогибе. Получены оценки изменений напряженно-деформированного состояния. Сделано вывод о несинфазности колебаний изменений напряжений на разных глубинах в земной коре.