

К. Р. ТРЕТЯК¹, Ф.К.Ф. АЛЬ-АЛУСИ², Л.В. БАБІЙ³,¹. Кафедра вищої геодезії та астрономії, Національний університет “Львівська політехніка”, вул. С. Бандери, 12, Львів, Україна, 79013². Навчально-наукова лабораторія “Опрацювання супутникових вимірів”, Національний університет “Львівська політехніка”, вул. С. Бандери, 12, Львів, Україна, 79013³. Кафедра фотограмметрії та геоінформатики, Національний університет “Львівська політехніка”, вул. С. Бандери, 12, Львів, Україна, 79013

ДОСЛІДЖЕННЯ ВЗАЄМОЗВ'ЯЗКУ МІЖ ЗМІНАМИ ТА ПЕРЕРОЗПОДІЛОМ МОМЕНТУ ІМПУЛЬСУ ЗЕМЛІ, АНТАРКТИЧНОЇ ТЕКТОНІЧНОЇ ПЛИТИ, АТМОСФЕРИ ТА ОКЕАНУ

Мета. Метою даної роботи є опрацювання результатів довготривалих ГНСС-спостережень на перманентних станціях, розташованих на території Антарктичної тектонічної плити, визначення зміни її ротаційних параметрів та моменту імпульсу, обчислення зміни моменту імпульсу Землі, океанічних та атмосферних мас і встановлення взаємозв'язку між цими параметрами. **Методика.** У роботі представлено удосконалений алгоритм визначення параметрів полюсу Ейлера і кутової швидкості обертання тектонічної плити із врахуванням безперервності і нерівномірності часових серій щоденних розв'язків просторового розташування перманентних ГНСС станцій. **Результати.** За результатами щоденних розв'язків 28 перманентних ГНСС станцій Антарктиди за період (1996–2014 рр) визначено положення середнього полюсу Ейлера і кутової швидкості обертання плити та їх щорічні зміни. Визначено щорічні параметри тензора інерції та моменту імпульсу Антарктичної тектонічної плити. Обчислено за даними служби обертання Землі та геофізичних спостережень щорічні зміни моменту імпульсу Землі та тензори моменту інерції та величини моменту імпульсу океанічних та атмосферних мас за період (1996–2014 р.). **Наукова новизна.** Встановлено, що практично протягом усього періоду спостережень збільшенню моменту імпульсу Антарктичної тектонічної плити відповідає зменшення моменту імпульсу Землі та атмосфери, що свідчить про збереження моменту імпульсу. Збільшенню моменту імпульсу Антарктичної тектонічної плити відповідає збільшення моменту імпульсу океану. Пояснення цього взаємозв'язку вимагає додаткових досліджень.

Ключові слова: Антарктична плита; момент імпульсу; тензор інерції; кутова швидкість; полюс Ейлера; ГНСС станції.

Вступ

Відомо, що нерегулярності обертання Землі впливають на рівномірність шкали Всесвітнього часу UT. Нерівномірність обертання Землі визначається зміною кутової швидкості обертання і зміщенням положення осі обертання відносно твердої Землі (рухом полюса).

Варіації кутової швидкості обертання є трьох типів: 1) періодичні або квазіперіодичні, 2) вікові і 3) нерегулярні. Причиною періодичної зміни швидкості обертання Землі є земні припливи, викликані гравітацією Сонця і Місяця. Сила притягання Землі Сонцем і Місяцем утворює припливи в корі і океанах та періодичні та вікові зміни тривалості доби (LOD – length of day). Віковий вплив припливного тертя в тілі Землі і океанах приводить до повільного зменшення кутової швидкості обертання Землі. Вікове уповільнення швидкості обертання Землі є причиною руху тектонічних плит, яке відбувається на основі збереження моменту імпульсу всіх геосфер: ядро, мантія, тектонічні плити, атмосфера і океан, та зміщення координат центру мас Землі [Xiaoping Wua, Jim Ray, Tonie van Dam, 2012]. На основі аналізу інерційного

руху астеносфери і твердих верхніх оболонок Землі припущено, що при зміні швидкості обертання Землі кожна частинка мантійного субстрату старається зберегти свій момент імпульсу [Филатьев 2007]. Теоретичні дослідження стверджують, що обертовий рух тектонічного блоку в силу закону збереження моменту імпульсу призводить до генерації в навколишніх блоках деформацій та напружень [Vikulín, 2015a; Викулин і ін., 2016]. Відповідно результуюче поле тектонічних напружень усіх блоків, плит і геологічних структур Землі є проявом їх взаємодії в рамках ротаційної моделі Землі. Встановлено, що зміни LOD приводять до горизонтальних зсувних напружень, які діють на кору з тиском до 0,4 МПа. [Doglion, 2015]. По суті, цей напружено-деформований стан у взаємодії з нерівномірним обертовим рухом Землі є домінуючим чинником впливу на геодинамічні процеси Землі та їх прояв у сейсмічній і вулканічній активності. Аналогічні висновки отримані на основі палеотектонічних досліджень, які підтверджують закон збереження моменту імпульсу в глобальній системі тектонічних плит. За даними палеомагнітних та палеотектонічних досліджень доведено, що зміни в ротаційному русі

Землі приблизно 46 млн. років тому привели зміни кутової швидкості обертання тихоокеанської плити та зміни її напрямку руху з північного на західний. Відповідно австралійська плита відновила свою субдукцію під острівною дугою Індонезії, яка продовжується і донині. Таким чином, модель взаємодії цих плит є наслідком тектонічного збереження моменту імпульсу.

На основі полеомагнітних та палеотектонічних досліджень встановлено, що збереження моменту імпульсу тектонічних плит визначали в планетарному масштабі не тільки повільні ротаційні деформації сусідніх тектонічних плит, а також аномальні зміщення тектонічних плит, викликані потужними ударами астероїдів, які мають прояв у земному рельєфі та складчатих дислокаціях земної кори.

Наслідком осьового обертання Землі є також прояв сил Коріоліса, що викликають відставання континентальних літосферних плит від спрямованого з заходу на схід обертання мантийного субстракту планети і, як наслідок, їх відносне переміщення на захід. Ця ж сила Коріоліса відповідає за асиметрію простягання в меридіональному напрямку серединно-океанських хребтів [Khain, 2010]. Очевидно, такі ж зміни повинні проявлятися у кінематиці атмосферних та океанічних мас та змінах клімату. Одним з прикладів довгоперіодичних змін нахилу земної осі та зміни кутової швидкості є цикли Міланковича, які були використані для пояснення чергування льодовикових і міжльодовикових епох.

Періодичні припливні сили діють безпосередньо на гравітаційне поле Землі і деформують її фігуру. Відповідно, зміни кутової швидкості обертання Землі приводять до перерозподілу моменту імпульсу між земною корою, гідросферою та атмосферою, появу силових напружень між земним ядром і мантиєю, порушення ізостатичної та постгляціальної рівноваги, а також можуть бути спусковим механізмом вивільнення накопиченої енергії в земній корі і збудження сейсмічної та вулканічної активності [Sottili, 2015]. Зміна LOD корелює з кількістю землетрусів і сейсмічною енергією, яка виділяється внаслідок її дії (рис. 1) [Martin, 1972].

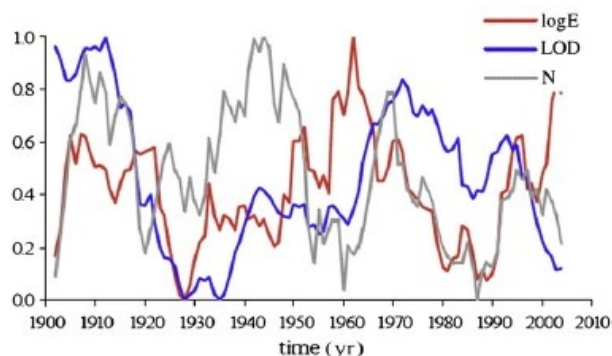


Рис. 1. Залежність кількості землетрусів N і виділеної ними енергії E від зміни тривалості LOD.

Збільшення тривалості LOD приводить до появи більшої кількості землетрусів і збільшення виділеної енергії. Однак, можливий і обернений ефект прояву нерегулярних стрибкоподібних змін LOD внаслідок впливу сильних землетрусів, виверження вулканів, так і дії позапланетних явищ (викидів плазми Сонця) [Пандул І. С., 2010].

Враховуючи важливість ротаційних чинників для вивчення рухів геологічних і геофізичних середовищ [Хаин, 2007], необхідно зауважити, що зміни ротації Землі повинні по різному впливати на геодинамічні процеси тектонічних плит в залежності від географічного розташування. В цьому аспекті особливою є Антарктична тектонічна плита. Це єдина плита у межах якої знаходиться полюс Ейлера, навколо якого виконується її ротаційний рух, та через неї проходить вісь обертання Землі. Це одна з найбільших тектонічних плит Землі, а її площа складає понад 11 % загальної площі планети. Окраїни Антарктичної плити доходять 28-ї паралелі південної широти, перетинаючи диференційну зону 40-х широт з протилежно направленими трансгресіями і регресіями океану, які також є наслідком широтної зміни напрямку сил Коріоліса. Враховуючи полярне розташування Антарктичної плити відносно інших тектонічних плит, необхідно зауважити, що сили Коріоліса повинні в основному приводити до ротації плити, а плити, які охоплюють екваторіальний пояс, завдяки цим силам повинні отримувати лінійне зміщення в західному напрямку. Кутова швидкість Антарктичної плити повинна бути пов'язана з кутовою швидкістю обертання Землі, і при змінах кутових швидкостей приймати від неї, або віддавати їй момент імпульсу. Закон збереження імпульсу повинен діяти і в системі ядро, мантия, земна кора, атмосфера і океан.

На сьогоднішній день ми маємо накопичені довготривалі ряди спостережень на перманентних ГНСС станціях, які розташовані на всіх материках, і на основі цих даних можна достовірно прослідкувати зміни ротаційних параметрів тектонічних плит у часі та проаналізувати їх кореляційний зв'язок з кінематичними параметрами атмосфери та океану, які визначаються з геофізичних спостережень.

Для встановлення можливих закономірностей між змінами моменту імпульсу Антарктичної тектонічної плити та Землі, атмосфери та океану в роботі проведено дослідження цих параметрів на основі довготривалих геофізичних та ГНСС вимірів.

Виконані роботи з дослідження нерівномірностей обертального руху Антарктичної тектонічної плити та взаємозв'язку між змінами її моменту імпульсу та змінами моменту імпульсу

Землі, атмосферних та океанічних мас є продовженням раніше виконаних досліджень у 2015 р. на замовлення НАНЦ. При цьому вихідні дані доповнені часовими серіями ГНСС станцій, а методика визначення ротаційних параметрів є значно удосконалена [Tretyak K. et al, 2017].

Методика та результати роботи

Вихідні дані для розрахунку ротаційних параметрів Антарктичної тектонічної плити

На першому етапі ми відібрали часові серії щоденних розв'язків усіх існуючих перманентних ГНСС станцій, розташованих в Антарктиді. Їх кількість складає 71 станція станом на 2014 рік. Щоденні розв'язки для кожної станції обчислені Nevada Geodetic Laboratory [NGL, 2016] за допомогою програмного забезпечення GIPSY-OASIS-II з Precise Point Positioning, а щоденні координати станцій доступні на веб-сайті NGL в системі відліку IGS08 [Tretyak K. et al, 2017].

На другому етапі відібрані станції, в яких не було суттєвих розривів в часових серіях (Рис. 2). Для прикладу, станція HAAZ була вилучена з бази даних, оскільки вона мала розрив у часовій серії приблизно два роки (Рис. 2, с). Також відкидалися станції з довжиною часової серії менше 5 років, для прикладу станція CAPF (Рис. 2, b).

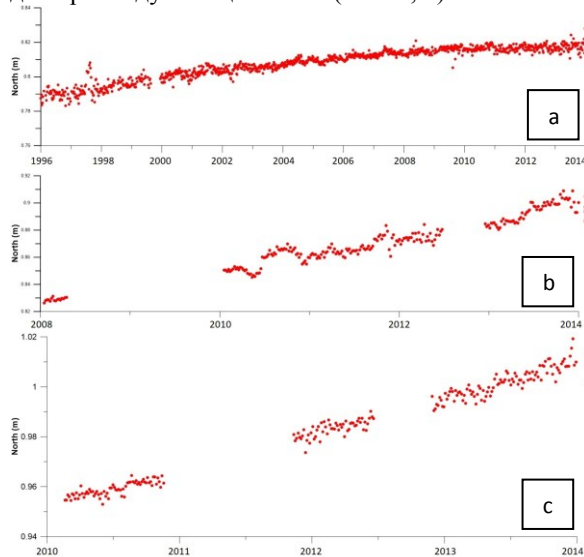


Рис. 2. Часова серія щоденних розв'язків перманентної ГНСС-станції CAS1 CAPF HAAZ

Внаслідок фільтрації даних відібрано 28 перманентних ГНСС станцій, результати вимірів яких за період 1996–2014 рр. використовувались для досліджень змін моменту імпульсу Антарктичної тектонічної плити. (Рис. 3) [Tretyak K. et al, 2017].



Рис. 3. Розташування вибраних для досліджень перманентних ГНСС-станцій [Tretyak K. et al, 2017].

З рисунка 3 ми бачимо, що стан ГНСС станцій неоднорідний, це зумовлено труднощами освоєння Антарктиди. Крім того, зібрані спостереження не є однорідними в часі. Таблиця 1 показує наявність щоденних рішень для кожної станції за роками спостережень [Tretyak K. et al, 2017].

Аналіз таблиці 1 дозволяє виділити п'ять станцій ГНСС: CAS1, DUM1, MAW1, PALM, SYOG, VESL, які мають найдовшу серію спостережень близько 20 років. Починаючи з 2010 року, часові ряди практично усіх станцій є майже однорідні та безперервні [Tretyak K. et al, 2017].

Таблиця 1

Щоденні розв'язки за роками спостережень для перманентних ГНСС-станцій Антарктиди

St./Year	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014
BRIP	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	5%	100%	100%	99%	100%	100%	100%	99%
BURI	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	7%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	99%
CAS1	84%	76%	81%	52%	100%	99%	100%	100%	98%	100%	99%	98%	90%	93%	86%	95%	98%	99%	94%
CLRK	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	99%	100%	100%	100%	99%
COTE	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	92%	100%	100%	100%	100%	100%	99%
CRAR	0%	0%	0%	0%	0%	0%	54%	93%	98%	98%	99%	98%	97%	96%	96%	94%	95%	92%	92%
DEVI	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	7%	100%	100%	59%	100%	100%	99%
DUM1	0%	0%	68%	55%	97%	99%	84%	82%	58%	99%	95%	98%	96%	66%	86%	99%	69%	97%	21%
DUPT	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	75%	100%	99%	99%	100%	99%
FALL	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	3%	90%	77%	62%	100%	70%
FLM5	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	10%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	97%	30%	19%
FTP4	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	85%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	99%
HOOZ	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	44%	75%	86%	94%	27%	1%	10%	97%	96%	95%	70%	34%
HUGO	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	21%	72%	79%	85%	100%	39%
IGGY	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	13%	52%	60%	72%	100%	100%	99%
LWN0	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	34%	99%	100%	99%	100%	12%	93%
MAW1	63%	86%	94%	93%	99%	98%	96%	96%	91%	99%	91%	98%	81%	90%	87%	95%	94%	97%	98%
MIN0	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	100%	100%	50%	100%	100%	99%
RAMG	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	89%	100%	100%	100%	100%	100%	99%
ROB4	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	9%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	87%	99%
SCTB	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	90%	100%	100%	100%	100%	47%	100%	100%	100%	98%
SDLY	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	63%	100%	100%	100%	99%
SYOG	88%	84%	92%	86%	96%	92%	98%	100%	100%	100%	99%	99%	100%	98%	100%	92%	100%	98%	97%
VESL	0%	0%	38%	95%	77%	44%	58%	90%	75%	72%	44%	78%	84%	73%	85%	99%	95%	16%	11%
VNAD	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	75%	100%	100%	100%	98%	100%
WHN0	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	4%	62%	100%	100%	100%	100%	100%	99%
OHI2	0%	0%	0%	0%	0%	0%	83%	90%	85%	84%	95%	84%	99%	98%	100%	100%	99%	99%	87%
PALM	0%	0%	41%	96%	99%	92%	99%	99%	99%	100%	99%	99%	100%	99%	100%	100%	100%	99%	78%

Визначення швидкостей та ваг векторів перманентних ГНСС-станцій

Для визначення складових векторів швидкостей горизонтальних зміщень V_B та V_L ми використовуємо часові серії, тобто щоденні розв'язки перманентної ГНСС-станції.

Для кожного розв'язку складаємо лінійні рівняння:

$$x_i = V_B \cdot t_i + c_B \quad (1)$$

$$y_i = V_L \cdot t_i + c_L \quad (2)$$

де t_i – епоха спостереження, c_B, c_L – постійні.

За способом найменших квадратів розв'язуємо окремо системи рівнянь (1) і (2) та визначаємо складові векторів швидкостей горизонтальних зміщень V_B та V_L , і виконуємо оцінку точності визначених параметрів m_{V_B} та m_{V_L} .

Вага кожного рівняння (1), (2) залежить від безперервності та рівномірності розподілу даних протягом часу спостережень. На рис. 2, а представлено часову серію безперервних щоденних розв'язків. Вага безперервності та рівномірності розподілу даних такої часової серії рівна 1. На рис. 4 представлена часова серія із розривами даних та нерівномірним їх розподілом на інтервалі спостережень. Відповідно вага цих часових серій буде відмінною від 1. Для обчислення їх ваг необхідно знайти довжину інтервалу спостережень:

$$\Delta t = t_2 - t_1 \quad (3)$$

де t_1, t_2 – відповідно епоха початку та кінця спостережень.

Визначаємо середню довжину усього інтервалу спостережень незалежно від кількості розв'язків:

$$S_r = \frac{t_1 + t_2}{2} \quad (4)$$

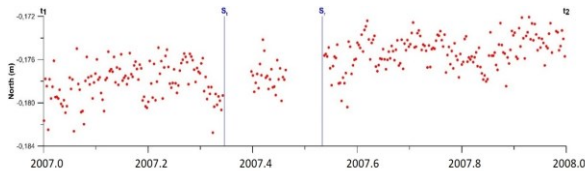


Рис. 4. Часова серія з розривами даних та нерівномірним їх розподілом перманентної ГНСС-станції SYOG [Tretyak K. et al, 2017].

Визначаємо середню епоху усіх наявних розв'язків,

$$S_t = \frac{\sum_{i=1}^n t_i}{n} \quad (5)$$

де t_i – епоха i -го розв'язку, n – кількість розв'язків, яка може не збігатися з середньою довжиною інтервалу спостережень S_r (Рис. 4).

Вагу за нерівномірність даних обчислюють як

$$P_1 = 1 - \frac{2|S_r - S_t|}{\Delta t} \quad (6)$$

Чим більше відхилення, тобто різниця $S_r - S_t$, тим менша вага, але якщо $S_r = S_t$, то вага буде рівна одиниці. Для знаходження ваги за безперервність даних використовуємо наступний вираз:

$$P_2 = 1 - \frac{4 \left| \frac{\Delta t}{4} - \delta t \right|}{\Delta t} \quad (7)$$

де $\delta t = \frac{\sum |t_i - S_t|}{n}$ – сума середнього відхилення епох усіх наявних розв'язків від S_t .

Крім ваг P_1 і P_2 необхідно ввести вагу P_3 для врахування нерівномірності геометричного розподілу розташування станцій. Для обчислення ваги P_3 за геометричне розташування станцій необхідно поділити Антарктичний континент на сектори зі заданим кроком. На рис. 5 поділ на сектори проведено через 20 градусів. Вага кожної станції

$$P_3 = \frac{1}{N} \quad (8)$$

де N – кількість станцій в секторі.

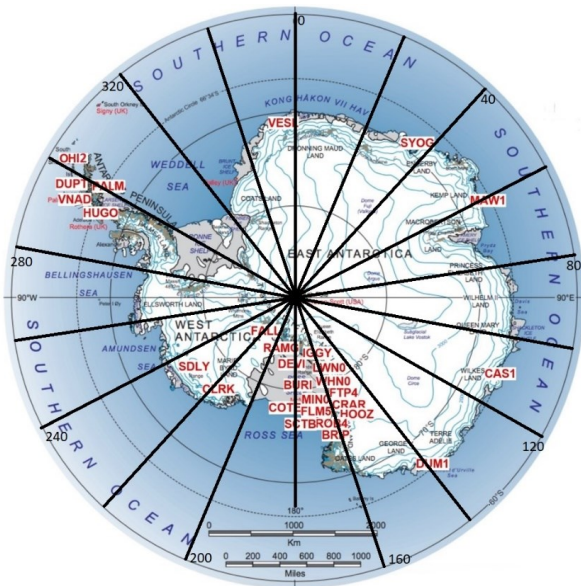


Рис. 5. Секторальний поділ Антарктичного континенту для розрахунку ваги .

Остаточну вагу кожної складової вектора V_B та V_L обчислюємо за виразом:

$$P = \frac{P_1 P_2 P_3}{m^2} \quad (9)$$

де P_1 – вага за нерівномірність даних, P_2 – вага за безперервність даних, P_3 – вага за геометричне розташування станцій, m^2 – відповідно с.к.п. відхилення m_{V_B} та m_{V_L} .

На підставі описаного алгоритму та часових серій 28-ми перманентних станцій Антарктичного континенту визначено складові векторів горизонтальних швидкостей перманентних ГНСС станцій Антарктичної тектонічної плити, їх точність та вагу на весь період спостережень (Таблиця 2) [Tretyak K. et al, 2017].

Таблиця 2

Визначені швидкості векторів перманентних ГНСС-станцій

№	Назва станції	B [°]	L [°]	V_B [MM]	V_L [MM]	m_{V_B} [MM]	m_{V_L} [MM]	P_B	P_L
1	BRIP	-75.796	158.469	-12	8	2.1	2.1	0.371	0.371
2	BURI	-79.147	155.894	-12	6	1.9	2.0	0.372	0.373
3	CAS1	-66.283	110.52	-10	2	0.7	0.7	0.969	0.969
4	CLRK	-77.34	218.126	-3	17	3.7	3.4	0.262	0.263
5	COTE	-77.806	161.998	-12	8	2.1	2.0	0.364	0.365
6	CRAR	-77.848	166.668	-11	9	0.8	1.0	0.656	0.667
7	DEVI	-81.477	161.977	-12	7	2.5	2.7	0.338	0.318
8	DUM1	-66.665	140.002	-12	8	1.0	1.0	0.833	0.914
9	DUPT	-64.805	297.183	10	12	3.1	3.2	0.303	0.303
10	FALL	-85.306	216.368	-6	12	4.1	4.1	0.268	0.276
11	FLM5	-77.533	160.271	-12	8	1.5	1.6	0.407	0.556
12	FTP4	-78.928	162.565	-12	8	1.3	1.4	0.468	0.467
13	HOOZ	-77.532	166.933	-11	11	1.3	1.7	0.691	0.623
14	HUGO	-64.963	294.332	10	15	4.4	4.3	0.251	0.295
15	IGGY	-83.307	156.25	-13	4	3.1	4.2	0.320	0.290
16	LWN0	-81.346	152.732	-12	4	2.4	2.4	0.325	0.368
17	MAW1	-67.605	62.871	-2	-4	0.6	0.6	0.984	0.983
18	MIN0	-78.65	167.164	-11	9	3.9	3.9	0.339	0.314
19	RAMG	-84.338	178.047	-11	9	2.1	2.0	0.362	0.363
20	ROB4	-77.034	163.19	-12	9	1.2	1.4	0.474	0.484
21	SCTB	-77.849	166.758	-12	9	1.3	1.2	0.543	0.525
22	SDLY	-77.135	234.025	1	19	5.5	3.9	0.252	0.249

23	SYOG	-69.007	39.584	3	-4	0.6	0.6	0.981	0.980
24	VESL	-71.674	357.158	10	0	0.7	0.7	0.821	0.923
25	VNAD	-65.246	295.746	10	14	3.2	3.3	0.303	0.303
26	WHN0	-79.846	154.22	-13	5	2.2	2.3	0.356	0.354
27	OHI2	-63.321	302.099	10	15	1.6	1.9	0.671	0.667
28	PALM	-64.775	295.949	11	13	0.9	0.7	0.852	0.869

З (таблиці 2) видно, що точність визначення складових векторів складає середньому 10% від довжини вектора. На рисунку 6 зображено рух векторів швидкостей горизонтальних зміщень перманентних ГНСС-станцій Антарктичної тектонічної плити за період з 1996 р. по 2014р. Розташування векторів горизонтальних зміщень має ротаційний характер за напрямом руху годинникової стрілки [Tretyak K. et al, 2017].

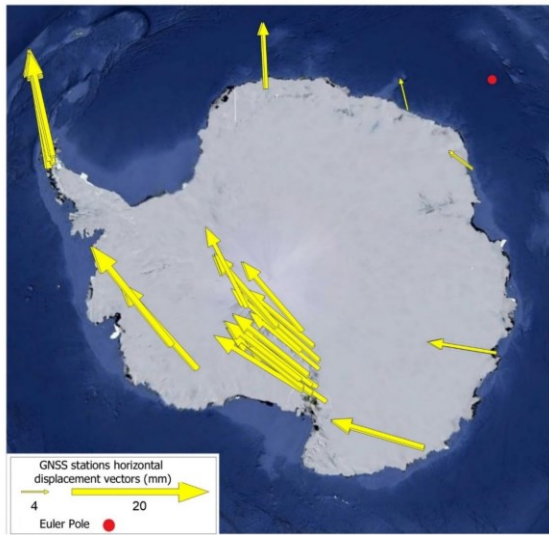


Рис. 6 Вектори швидкостей перманентних ГНСС-станцій Антарктиди за період 1996 – 2014рр [Tretyak K. et al, 2017].

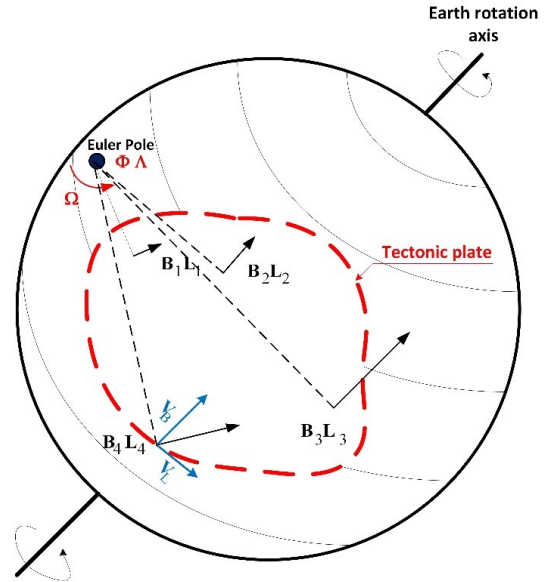
Методика визначення кутової швидкості обертання Антарктичної плити та координат полюсу Ейлера

Зв'язок між швидкістю зміщення перманентної ГНСС-станції та параметрами Ейлера полюса: координати та швидкість обертання плити (рисунк 7) можуть бути відображені за наступними формулами:

$$V_B = \Omega \cdot \cos(\Phi) \cdot \sin(L - \Lambda) \quad (10)$$

$$V_L = \Omega \cdot (\sin(\Phi) \cdot \cos(B) - \cos(\Phi) \cdot \sin(B) \cdot \cos(L - \Lambda)) \quad (11)$$

де Ω – кутова швидкість обертання тектонічної плити; Φ , Λ – координати полюса Ейлера; B , L – координати перманентної ГНСС-станції з визначеними швидкостями зміщень у широтному та довготному напрямках V_B, V_L ;



————— Horizontal displacement vector of GNSS station
 - - - - - Normal to horizontal displacement vector

Рис. 7 Полюс Ейлера [Tretyak K. et al, 2017].

Для кожного пункту з сукупності перманентних станцій, можна скласти нелінійні рівняння (10-11). В цих рівняннях є три невідомі: координати полюса Ейлера (Φ , Λ) та кутова швидкість обертання плити (Ω). В залежності від кількості пунктів ми будемо мати подвоєну кількість рівнянь, отже кількість рівнянь є завжди більшою за кількість невідомих (при $n \geq 2$, де n – кількість пунктів). У зв'язку з цим визначення невідомих параметрів (Ω, Φ, Λ) виконується за способом найменших квадратів [Третяк К.Р., Вовк А. І.].

За урівноваженими значення параметрів полюса Ейлера (Ω, Φ, Λ) визначаємо їх оцінку точності:

$$m_{\Omega} = \mu \cdot \sqrt{Q_{\Omega\Omega}} \quad (12)$$

$$m_{\Phi} = \mu \cdot \sqrt{Q_{\Phi\Phi}} \quad (13)$$

$$m_{\Lambda} = \mu \cdot \sqrt{Q_{\Lambda\Lambda}} \quad (14)$$

де $Q_{\Omega\Omega}, Q_{\Phi\Phi}, Q_{\Lambda\Lambda}$ – діагональні елементи

кореляційної матриці,
$$\mu = \sqrt{v^T \cdot \frac{v}{2n-1}}$$

похибка одиниці ваги виміряних векторів, v – відхилення модельних значень швидкостей зміщення перманентних ГНСС-станцій у широтному та довготному напрямках від виміряних [Tretyak K. et al, 2017].

Визначення ротаційних параметрів Антарктичної тектонічної плити за період 1996 – 2014 рр.

На весь період спостережень обчислено середню кутову швидкість обертання плити та координати середнього полюса Ейлера, визначено їх оцінку точності та ср. кв. похибку визначення модельних векторів горизонтальних швидкостей, (таблиця3).

Таблиця 3

Середні значення кутової швидкості та координат полюса Ейлера Антарктичної тектонічної плити

ω [°/рік]	0.00074
Φ [° полюс Ейлера]	58.2157
Λ [° полюс Ейлера]	52.9937
m_ω [°/рік]	0.000008
m_Φ [°]	0.308
m_Λ [°]	0.416
m_{V_p} [мм]	0.9

Точність визначення кутової швидкості обертання плити є на два порядки менша за саме значення швидкості, а точність визначення векторів горизонтальних швидкостей є у межах 1 мм/рік [Tretyak K. et al, 2017].

На рисунок. 8 показані положення полюсів Ейлера, визначені як середні для періоду (1996 - 2014) у даній роботі, а також інші роботи [Drewes, 1998, 2001, 2009; Argus, 1991, 2011; SOPAC, 2016; Altamimi, 2012; Dietrich, 2001, 2004; Sella, 2002; Jiang Wei-Ping, 2009].

Слід зауважити, визначений нами полюс Ейлера розташований практично з полюсом

визначеним SCAR за період (1997-2004).

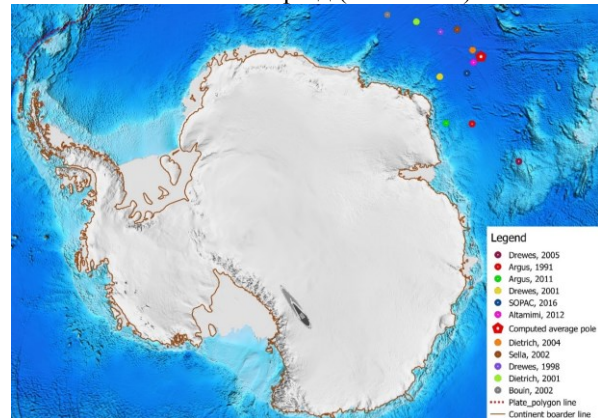


Рис. 8 Полюси Ейлера Антарктичної тектонічної плити [Tretyak K. et al, 2017]

За результатами обчислення річних швидкостей горизонтальних зміщень перманентних станцій (період 1996-2014 р), визначено щорічні параметри полюсу Ейлера Антарктичної плити та її кутової швидкості (таблиця 4). Щорічну міграцію положення полюсу Ейлера зображено на (рисунок 9) [Tretyak K. et al, 2017].

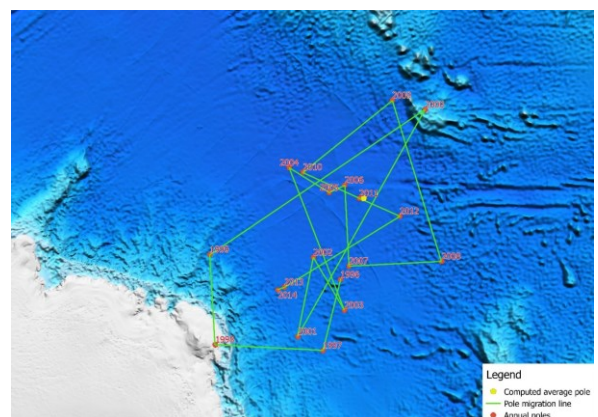


Рис. 9 Рух полюса Ейлера Антарктичної тектонічної плити за результатами ГНСС-вимірів (1996-2014) [Tretyak K. et al, 2017].

Таблиця 4

Визначені річні параметри полюса Ейлера (кутових швидкостей та координат полюсів) та їх оцінка точності

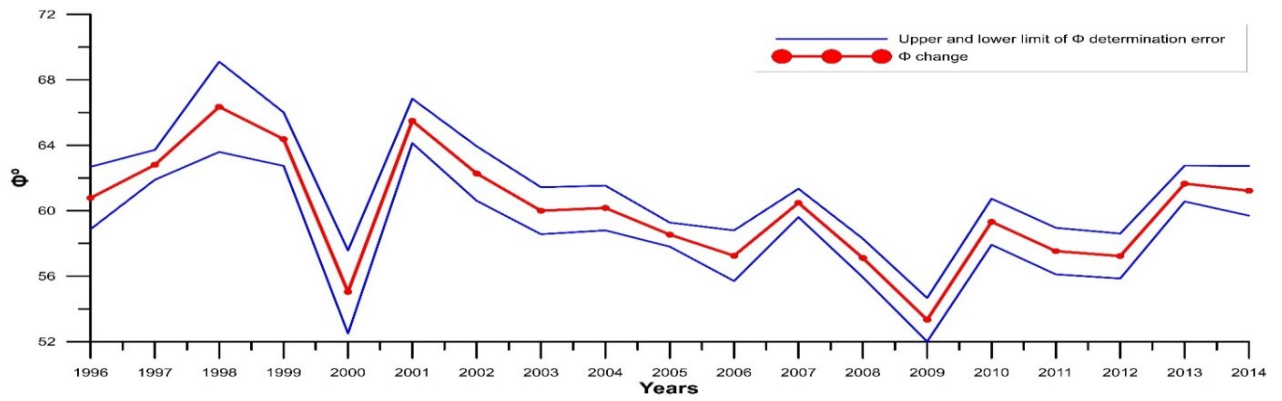
Роки	1996	1997	1998	1999	2000
ω [°/рік]	0.00083	0.00118	0.00103	0.00094	0.00071
Φ [° полюс Ейлера]	60.7776	62.8070	66.3532	64.3146	54.2651
Λ [° полюс Ейлера]	57.0776	61.4130	55.7144	48.5908	50.7945
m_ω [°/рік]	0.00010	0.00011	0.00020	0.00008	0.00005

m_{Φ} [°]	1.90520	0.91235	2.45059	1.69567	2.52444
m_{Λ} [°]	3.18467	1.55628	6.95636	3.79690	3.11984
m_{V_p} [мм]	0.8	0.7	7.0	3.0	1.5
Роки	2001	2002	2003	2004	2005
ω ["/рік]	0.00084	0.00079	0.00083	0.00076	0.00075
Φ [° полюс Ейлера]	63.3941	61.1644	61.2747	59.6926	59.1372
Λ [° полюс Ейлера]	59.2602	54.3568	59.3592	47.6225	51.0585
m_{ω} ["/рік]	0.00003	0.00005	0.00003	0.00003	0.00002
m_{Φ} [°]	1.88183	1.74935	1.29964	1.32376	0.67070
m_{Λ} [°]	4.84780	2.81064	2.05997	1.87300	0.97277
m_{V_p} [мм]	1.8	2.5	1.6	1.3	3.6
Роки	2006	2007	2008	2009	2010
ω ["/рік]	0.00077	0.00076	0.00078	0.00074	0.00075
Φ [° полюс Ейлера]	58.4879	60.2095	57.0464	54.9920	59.4045
Λ [° полюс Ейлера]	51.3520	56.5518	59.8963	48.9331	48.5756
m_{ω} ["/рік]	0.00003	0.00002	0.00002	0.00002	0.00003
m_{Φ} [°]	1.37698	0.74816	1.06245	1.11181	1.38743
m_{Λ} [°]	1.62137	1.00725	1.01728	0.86209	1.42594
m_{V_p} [мм]	1.5	5.8	11.5	6.6	3.1
Роки	2011	2012	2013	2014	
ω ["/рік]	0.00081	0.00070	0.00089	0.00085	
Φ [° полюс Ейлера]	58.3523	57.4884	62.7808	63.0495	
Λ [° полюс Ейлера]	52.7899	55.5839	54.9790	54.8560	
m_{ω} ["/рік]	0.00003	0.00002	0.00003	0.00004	
m_{Φ} [°]	1.42683	1.32607	1.13422	1.44046	
m_{Λ} [°]	1.38077	1.26414	1.27073	1.71990	
m_{V_p} [мм]	2.6	1.3	3.0	4.9	

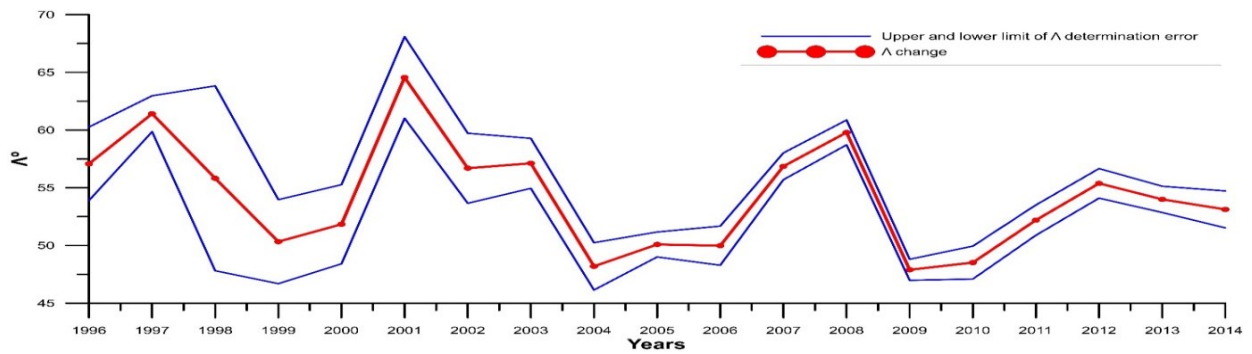
На (рисунок 10) представлено графіки щорічних змін широти та довготи полюсу Ейлера та кутової швидкості обертання Антарктичної тектонічної плити.

Необхідно зауважити наявність взаємозв'язку між зміною широти полюсу Ейлера та кутової швидкості обертання тектонічної плити. При зменшенні кутової швидкості зменшується

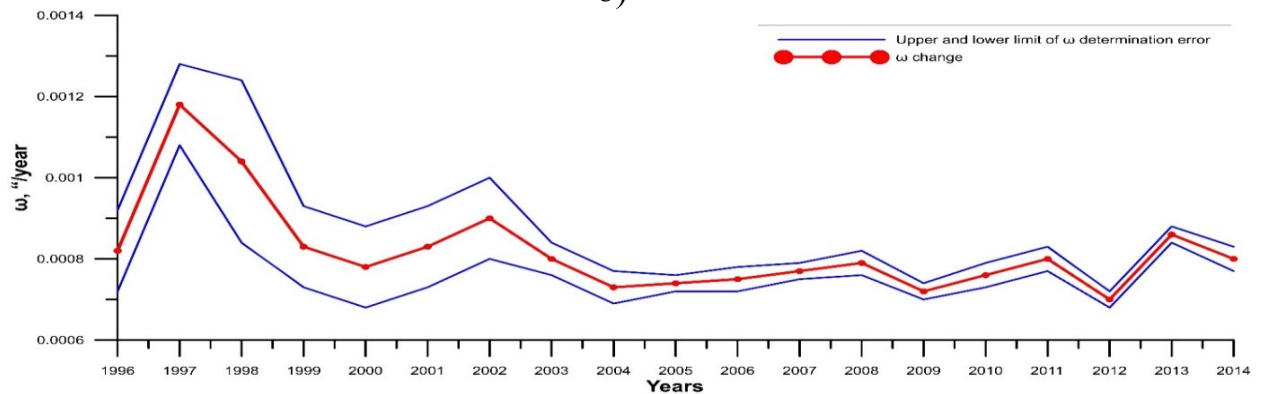
широта полюсу Ейлера і відповідно навпаки. Одночасною зміною цих параметрів корегується момент імпульсу Антарктичної тектонічної плити [Tretyak K. et al, 2017].



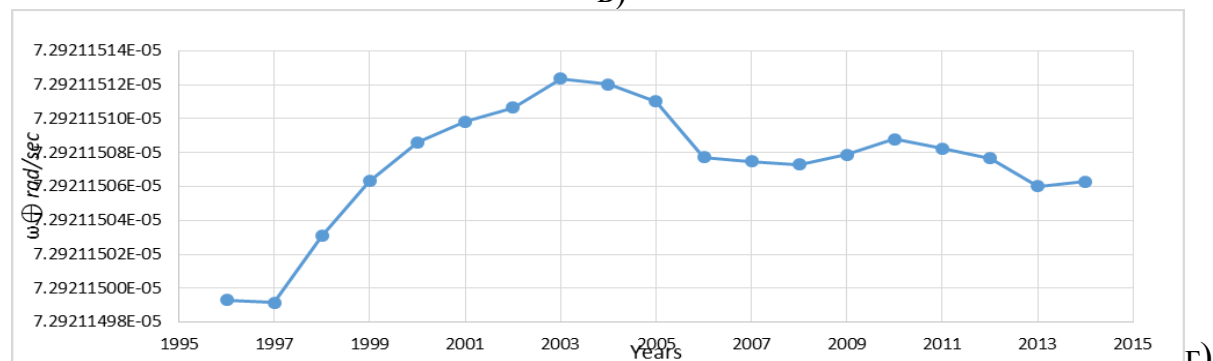
a)



б)



в)



г)

Рис. 10 Зміна середньорічних параметрів полюсу Ейлера Антарктичної тектонічної плити та кутової швидкості обертання Землі за період 1996 - 2014 рр а) широти Φ , б) довготи Λ , в) кутової швидкості обертання Антарктичної тектонічної плити ω , г) кутової швидкості обертання Землі $\omega_{\oplus}$ [Tretyak K. et al, 2017]

З метою встановлення можливого зв'язку між антарктичної тектонічної плити, виконано нерівномірністю оберткових рухів Землі і розрахунок зміни середньорічної кутової

швидкості Землі. Для цього нами використано дані Міжнародної служби обертання Землі (IERS) про зміну значення LOD (Length of Day), що визначаються в мс (мілісекундах), як різниця величин періодів ($P_z - P_a$), де P_a - період астрономічної доби (86400 с.), а P_z - період земної доби (рисунок 11). За осередненими річними значеннями LOD обчислено середню щорічну кутову швидкість обертання Землі

$$\omega_{\oplus} = \Omega_N \cdot \left(1 - \frac{LOD}{T}\right) \quad (15)$$

де $\Omega_N = 72921151.467064 \cdot 10^{-12}$ рад/с є номінальна швидкість обертання (відповідає швидкості обертання середньої епохи 1820 р.), T - тривалість середньої сонячної доби 86400 с. ТАІ.

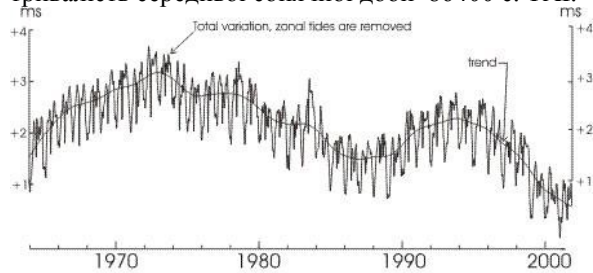


Рис. 11 Зміна параметра LOD за даними IERS.

Результати обчислення зміни середньорічної швидкості обертання Землі $\omega_{\oplus}$ представлені на рисунок 10г. Порівнюючи зміну кутових швидкостей обертання Землі $\omega_{\oplus}$ і Антарктичної тектонічної плити ω , можна зауважити що при збільшенні $\omega_{\oplus}$ кутова швидкість ω зменшується і навпаки. Коефіцієнт кореляції між $\omega_{\oplus}$ і для періоду (1996-2014 рр.) дорівнює -0.536, а за період (1997-2014 рр.) -0.610 Цю закономірність так само можна пояснити законом збереження моменту імпульсу. Момент кількості руху у замкненій системі (літосфера, мантія і ядро Землі) зберігається під час еволюції цієї системи з часом. Зменшення моменту імпульсу системи ядро-мантія компенсується збільшення моменту імпульсу літосфери (тектонічних плит). У той же час кореляція між кутовою швидкістю Землі та Антарктики не може бути високою, оскільки зміна моменту імпульсу залежить не тільки від зміни кутових швидкостей, але також і від зміни позиції полюсу Землі та положення полюса Ейлера тектонічної плити.

Аналогічні залежності проявляються у системі Земля – атмосфера.

Визначення моменту інерції та моменту імпульсу Антарктичної тектонічної плити

Встановлений ймовірний взаємозв'язок між обертним рухом Землі і Антарктичної тектонічної плити повинен мати підтвердження з

позицій фізики ротаційного руху, а саме закону збереження моменту імпульсу у системі Земля (ядро, мантія, земна кора).

В загальному випадку значення моменту інерції об'єкта залежить від його форми та розподілу маси в об'ємі: чим більше маси сконцентровано далі від центра мас тіла, тим більшим є його момент інерції. Також його значення залежить від вибраної осі обертання.

Тверде тіло можна розглядати як систему з нескінченної кількості матеріальних точок, кожна з масою m_i . Якщо відстань від кожної точки до осі обертання дорівнює r_i , то момент інерції тіла до вибраної осі визначається

$$I = \sum_{i=1}^n m_i r_i^2 \quad (16)$$

Величини I_{xx}, I_{yy}, I_{zz} є моментами інерції щодо осей x, y, z відповідно і задаються через,

$$\begin{aligned} I_{xx} &= \int (y^2 + z^2) dm \\ I_{yy} &= \int (x^2 + z^2) dm \\ I_{zz} &= \int (x^2 + y^2) dm \end{aligned} \quad (22)$$

Величини $I_{xy}, I_{xz}, I_{yx}, I_{yz}, I_{zx}, I_{zy}$ є

$$\begin{aligned} I_{xy} &= I_{yx} = - \int xy dm \\ I_{xz} &= I_{zx} = - \int xz dm \\ I_{yz} &= I_{zy} = - \int yz dm \end{aligned} \quad (23)$$

Сокупність дев'яти величин:

$$I = \begin{pmatrix} I_{xx} & -I_{xy} & -I_{xz} \\ -I_{yx} & I_{yy} & -I_{yz} \\ -I_{zx} & -I_{zy} & I_{zz} \end{pmatrix} \quad (24)$$

називають тензором інерції тіла відносно певної точки, а самі величини – компонентами цього тензора.

Якщо відомо для будь-якої координатної системи всі шість компонентів тензора інерції, то можна визначити момент інерції тіла відносно довільної осі, що проходить через початок координат. Момент інерції відносно осі, що не проходить через початок координат, можна визначити за теоремою Гюйгенса-Штейнера.

При обертанні твердого тіла навколо нерухомої осі z момент імпульсу твердого тіла обчислюється за виразом

$$J = I \cdot \omega \quad (25)$$

Момент імпульсу замкнутої системи тіл залишається сталим, тобто не змінюється з часом.

Отже нами було розроблено алгоритм за допомогою якого ми змогли визначити моменту імпульсу та моменту інерції Антарктичної тектонічної плити. Вся тектонічна плита була розбита на комірки розміром 300x300 x300 метрів. Для кожної такої комірки були визначені

просторові координати x, y, z , а також густини по моделі CRUST 2.0 (рисунок 12).

Моделі CRUST 2.0 є однією з найбільш достовірних моделей Земної кори. Просторовий розподіл товщин шарів CRUST 2.0 визначений за даними сейсмічної томографії. Однак розбіжності з іншими моделями земної кори Антарктиди є досить суттєвими і можуть сягати у товщині земної кори до 24 км.

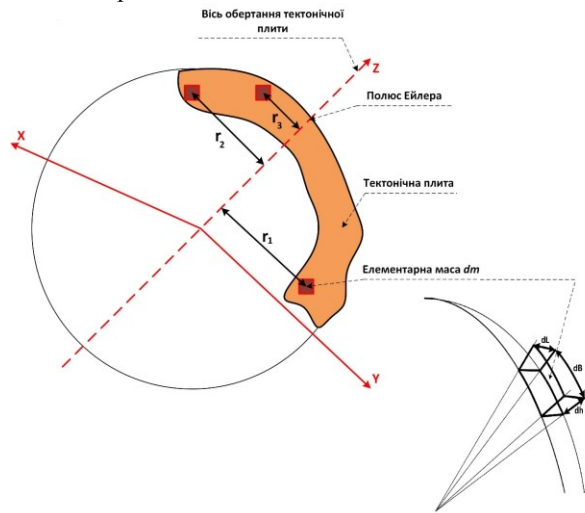


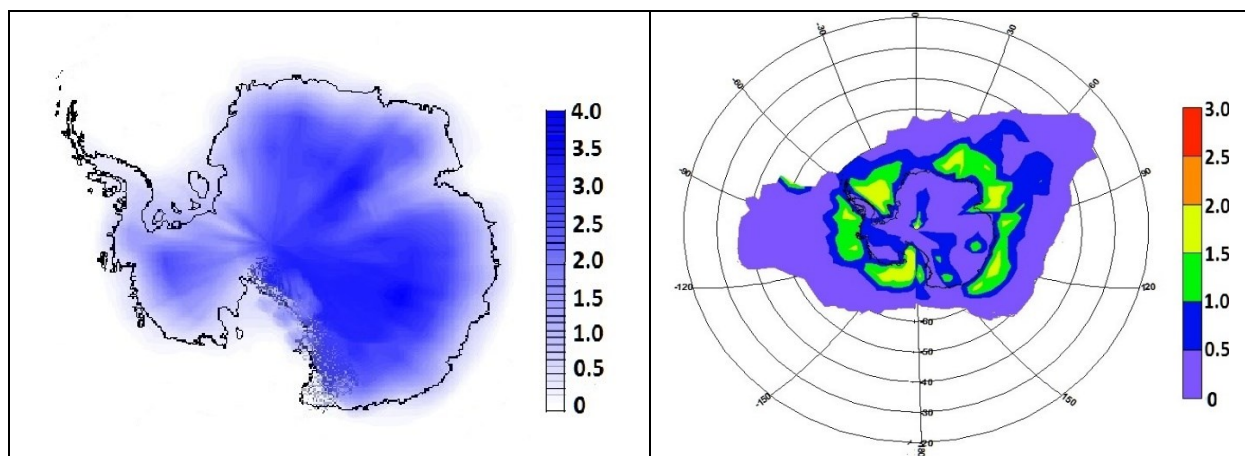
Рис. 12 Обчислення моменту інерції Антарктичної тектонічної плити.

Територія Антарктиди характеризується різкими змінами товщин та фізичних властивостей шарів. Неоднорідний просторовий розподіл шарів земної кори Антарктиди обумовлений складністю її тектонічної будови утвореної платформами, орогенами та структури депресії, перетином протяжних середньо-океанічних хребтів з Трансантарктичним гірським хребтом. Континентальну кору Антарктики можна розділити на три групи: 1) найстаріша архейська і протерозойська кора Східної Антарктиди товщиною 36-56 км (в середньому 41 км), 2) континентальна кора Трансантарктичних гір, Антарктичного півострова та басейну Уїлкса товщиною 30-40 км (в середньому 30 км), 3) наймолодша континентальна кора Західної

Антарктичної рифтової системи товщиною 16-28 км (в середньому 26 км). Середня глибина всієї континентальної кори становить 33,8 км. [Baranov, Alexey; Morelli, Andrea 2013]

Моделі CRUST 2.0 поділена на комірки 2×2 градуса складається з 360 ключових ID-профілів. Кожен індивідуальний профіль - це 7-шарова ID-модель з значеннями: 1) лід, 2) вода, 3) пухкий осадовий шар, 4) твердий осадовий шар, 5) верхня земна кора, 6) середня земна кора, 7) нижня земна кора. Шари 5, 6, 7 відповідають консолідованій земній корі, які розрізняються за швидкістю поширення сейсмічних хвиль-Р і характеризуються різним петрологічним складом. Шар 5 складається з гранітів (щільність: 2,6-2,8 г/см³, швидкість сейсмічних хвиль: Р - 5,7-6,3 км/с); шар 6 є проміжним між гранітами і базальтами (щільність: 2,8-2,9 г/см³, швидкість сейсмічних хвиль: Р - 6,4-6,7 км/с); шар 7 складається з базальтів (щільність: 2,9-3,1 г/см³, швидкість сейсмічних хвиль: Р - 6,8-7,4 км/с). Крім того, для кожного з цих шарів на сітці 2×2 задані значення поздовжніх V_p (primary wave), поперечних V_s (second wave) сейсмічних хвиль та густини ρ Землі: 1) лід $\rho=0.92$ г/см³, 2) вода $\rho=1.02$ г/см³, 3) пухкий осадовий шар $\rho=1.7$ г/см³, 4) твердий осадовий шар $\rho=2.3$ г/см³, 5) верхня земна кора $\rho=2.6$ г/см³, 6) середня земна кора $\rho=2.9$ г/см³, 7) нижня земна кора $\rho=3.05$ г/см³. Топографія та батиметрія прийняті згідно з глобальною моделлю ETOPO5 [<https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/etopo5.HTM> L].

На рисунку 13 зображено розподіл товщин земної кори Антарктичної тектонічної плити. Максимальна товщина льоду складає 4 км. Пухкі та тверді осадові відклади зосереджені переважно на межі Антарктичного материка і їх глибина складає до 3 км, товщина верхньої кори - 17 км і товщини середньої та нижньої кори по 15 км.



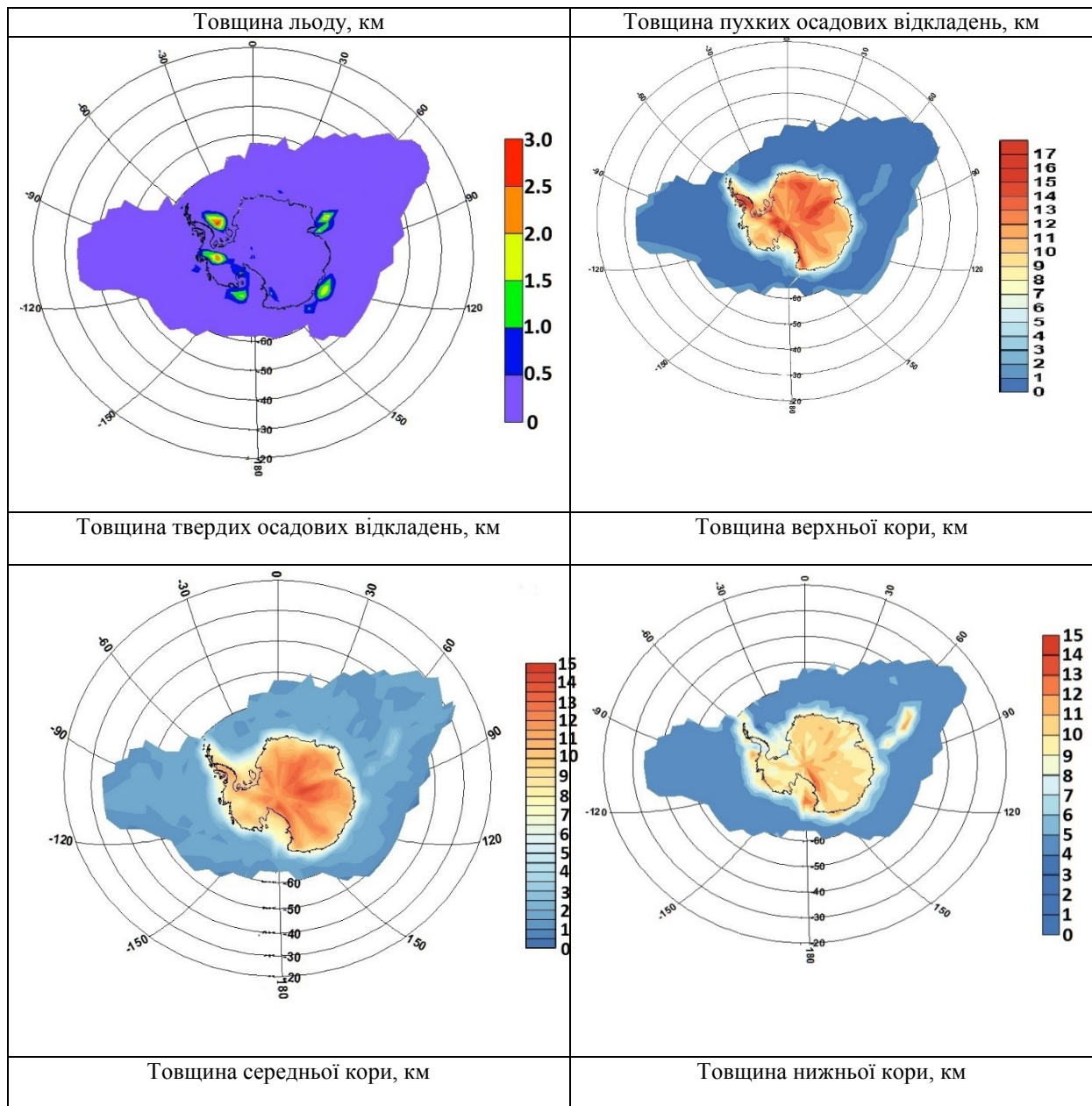


Рис. 13 Розподіл товщин земної кори Антарктичної тектонічної плити

На рисунку 14 представлено розподіл за товщиною земної кори Антарктичної тектонічної плити. Товщина кори є в межах від 20 до 45 км.

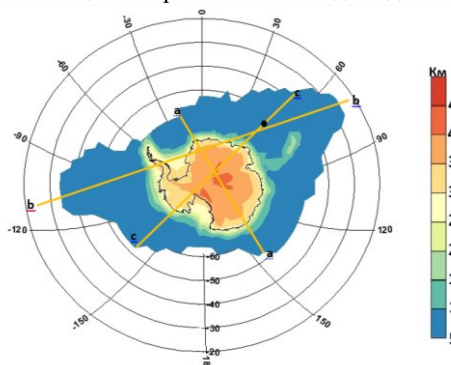


Рис. 14 Загальна товщина земної кори Антарктичної тектонічної плити (a-a поперечний переріз, b-b поздовжній переріз, c-c переріз який проходить через полюс Ейлера та південний полюс Землі)

За результатами моделі земної кори CRUST 2.0 було побудовано профілі товщин земної кори поперечний профіль a-a (рисунок 15), роздовжній профіль b-b (рисунок 16) та профіль який проходить через полюс Ейлера та південний полюс Землі c-c (рисунок 17).

Оскільки тектонічна плита обертається навколо полюсу Ейлера, то слід зауважити, що профіль a-a, який представляє ковзаючу поверхню по верхній мантії, є значно згладжений ніж

профілі b-b та c-c.

ротацією тектонічної плити.

Згладження цієї поверхні, по профілю a-a, можна допустити багато мільйонною в часі

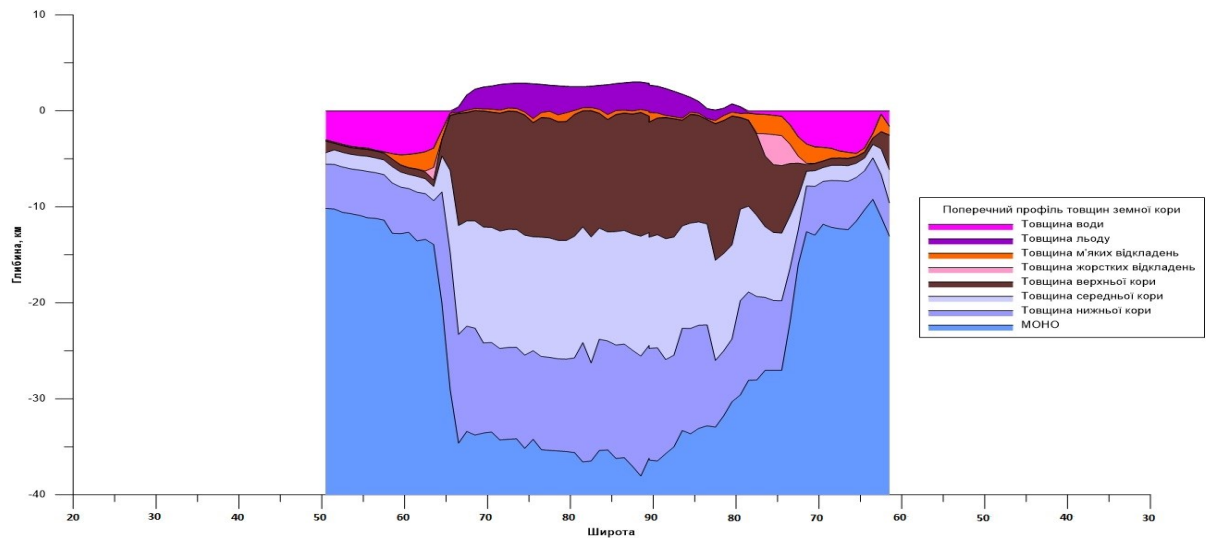


Рис. 15 Поперечний профіль a-a розподілу товщин геологічних шарів Антарктичної тектонічної плити

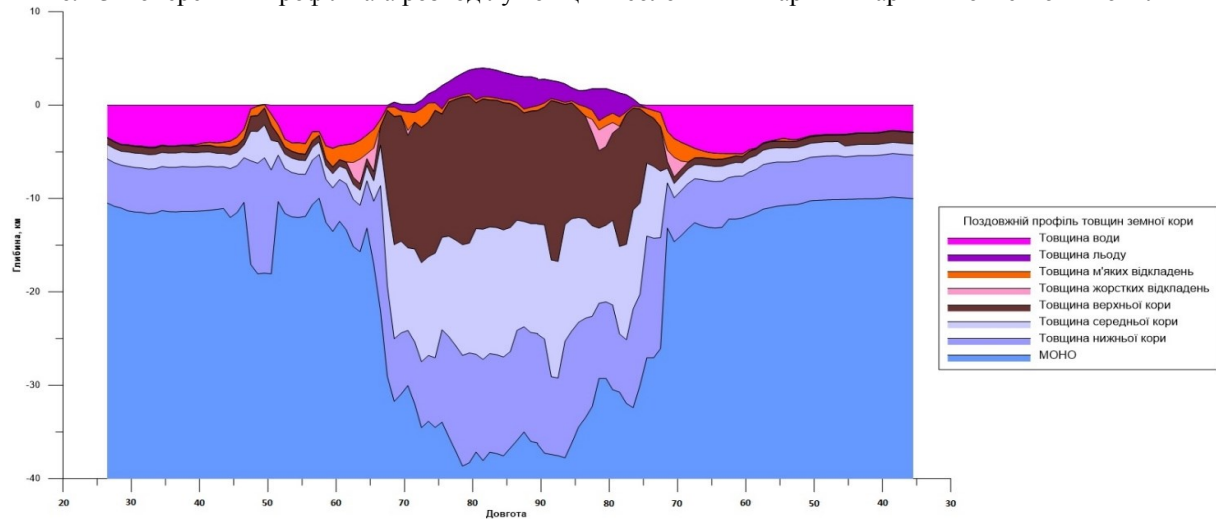


Рис. 16 Поздовжній профіль b-b розподілу товщин геологічних шарів Антарктичної тектонічної плити

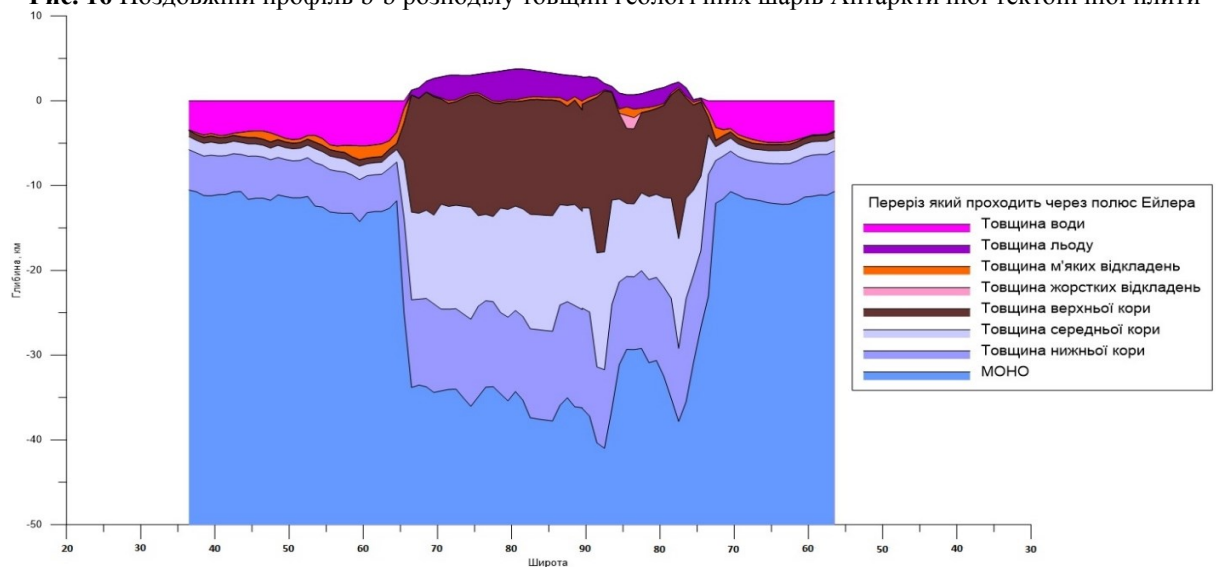


Рис. 17 Профіль розподілу товщин геологічних шарів Антарктичної тектонічної плити який проходить через полюс Ейлера та південний полюс Землі

Розсічення поверхні МОНО (нижньої кори) на профілях b-b та c-c є наслідком ізостатичного впливу льодяного куполу.

За даними середньорічних параметрів полюсу Ейлера і моделями CRUST 2.0 визначено щорічні тензори моменту інерції. Для прикладу тензор інерції Антарктичної плити відносно полюсу Ейлера на 1996 рік приведений у таблиця 5.

Таблиця 5

Параметри тензора інерції Антарктичної плити відносно полюсу Ейлера за даними 1996 р.

Назва	Тензор інерції
Момент інерції полюсу Ейлера	$\begin{pmatrix} 2.18 \cdot 10^{34} & -5.19 \cdot 10^{33} & -4.98 \cdot 10^{33} \\ -5.19 \cdot 10^{33} & 1.42 \cdot 10^{34} & -9.10 \cdot 10^{33} \\ -4.98 \cdot 10^{33} & -9.10 \cdot 10^{33} & 2.44 \cdot 10^{34} \end{pmatrix}$

Крім того визначено моменти інерції Антарктичної плити відносно південного полюсу Землі за даними 1996 року, або так званий спіновий момент інерції приведено у таблиці 6.

Таблиця 6

Тензор інерції Антарктичної плити відносно південного полюсу за даними 1996 року.

Назва	Тензор інерції
Момент інерції південного полюсу	$\begin{pmatrix} 1.23 \cdot 10^{34} & -1.82 \cdot 10^{33} & -5.88 \cdot 10^{16} \\ -1.82 \cdot 10^{33} & 5.57 \cdot 10^{33} & -1.19 \cdot 10^{17} \\ -5.88 \cdot 10^{16} & -1.19 \cdot 10^{17} & 1.79 \cdot 10^{34} \end{pmatrix}$

Момент інерції Антарктичної плити визначений відносно південного полюсу є менший від моменту інерції Антарктичної тектонічної плити визначеного відносно полюсу Ейлера. Це свідчить, що південний полюс є значно ближче розташований до центру ваги Антарктичної плити ніж полюс Ейлера, та що на обертний рух Антарктичної тектонічної плити мають вплив сили напруження сусідніх тектонічних плит.

В таблиці 7 представлено загальний середньорічний момент інерції, момент імпульсу Антарктичної тектонічної плити та їхні зміни за період 1996 – 2014 рр.

Таблиця 7

Загальний середньорічний момент інерції та момент імпульсу Антарктичної тектонічної плити та їх щорічні зміни.

Роки	Момент інерції (кг·м ²)	Момент імпульсу (кг·м ² ·рад/с)	Зміна моменту інерції (кг·м ²)	Зміна моменту імпульсу (кг·м ² ·рад/с)
1996	$3.018 \cdot 10^{34}$	$3.827 \cdot 10^{18}$	0	0
1997	$2.811 \cdot 10^{34}$	$5.109 \cdot 10^{18}$	$-2.070 \cdot 10^{33}$	$1.282 \cdot 10^{18}$
1998	$3.062 \cdot 10^{34}$	$3.645 \cdot 10^{18}$	$2.510 \cdot 10^{33}$	$-1.463 \cdot 10^{18}$
1999	$2.703 \cdot 10^{34}$	$3.463 \cdot 10^{18}$	$-3.590 \cdot 10^{33}$	$-1.826 \cdot 10^{17}$
2000	$3.665 \cdot 10^{34}$	$4.392 \cdot 10^{18}$	$9.620 \cdot 10^{33}$	$9.293 \cdot 10^{17}$
2001	$2.569 \cdot 10^{34}$	$3.282 \cdot 10^{18}$	$-1.096 \cdot 10^{34}$	$-1.110 \cdot 10^{18}$
2002	$2.872 \cdot 10^{34}$	$3.978 \cdot 10^{18}$	$3.030 \cdot 10^{33}$	$6.962 \cdot 10^{17}$
2003	$3.097 \cdot 10^{34}$	$3.777 \cdot 10^{18}$	$2.250 \cdot 10^{33}$	$-2.006 \cdot 10^{17}$
2004	$3.120 \cdot 10^{34}$	$3.599 \cdot 10^{18}$	$2.300 \cdot 10^{32}$	$-1.782 \cdot 10^{17}$
2005	$3.281 \cdot 10^{34}$	$3.720 \cdot 10^{18}$	$1.610 \cdot 10^{33}$	$1.207 \cdot 10^{17}$
2006	$3.423 \cdot 10^{34}$	$3.940 \cdot 10^{18}$	$1.420 \cdot 10^{33}$	$2.199 \cdot 10^{17}$
2007	$3.049 \cdot 10^{34}$	$3.624 \cdot 10^{18}$	$-3.740 \cdot 10^{33}$	$-3.156 \cdot 10^{17}$
2008	$3.395 \cdot 10^{34}$	$4.117 \cdot 10^{18}$	$3.462 \cdot 10^{33}$	$4.929 \cdot 10^{17}$
2009	$3.893 \cdot 10^{34}$	$4.283 \cdot 10^{18}$	$4.978 \cdot 10^{33}$	$1.655 \cdot 10^{17}$
2010	$3.206 \cdot 10^{34}$	$3.721 \cdot 10^{18}$	$-6.869 \cdot 10^{33}$	$-5.615 \cdot 10^{17}$
2011	$3.381 \cdot 10^{34}$	$4.154 \cdot 10^{18}$	$1.745 \cdot 10^{33}$	$4.327 \cdot 10^{17}$
2012	$3.398 \cdot 10^{34}$	$3.659 \cdot 10^{18}$	$1.788 \cdot 10^{32}$	$-4.952 \cdot 10^{17}$
2013	$2.942 \cdot 10^{34}$	$3.873 \cdot 10^{18}$	$-4.563 \cdot 10^{33}$	$2.147 \cdot 10^{17}$
2014	$2.989 \cdot 10^{34}$	$3.672 \cdot 10^{18}$	$4.700 \cdot 10^{32}$	$-2.014 \cdot 10^{17}$

Взаємозв'язок моменту імпульсу Землі та Антарктичної тектонічної плити

Момент імпульсу Землі є сталою величиною.

Однак в тілі Землі змінюється положення осі обертання і змінюється кутова швидкість обертання. Ці два параметри повинні компенсувати один одного для того щоб моменту

імппульсу Землі був сталий.

Крім того кожна тектонічна плита має свій власний момент імппульсу, сума цих моментів імппульсів (ядро, мантія, тектонічні плити, океан і атмосфера) складають момент імппульсу Землі. В зв'язку з тим, що атмосферні, океанічні маси і тектонічні плити переміщуються, то їхній момент імппульсу змінюється, але їх сума є завжди постійною величиною.

Земні припливи відіграють помітну роль і в коливаннях швидкості обертання Землі з періодом менше одного місяця. Припливоутворююча сила розтягує Землю вздовж прямої, що з'єднує її центр з центром збуреного тіла - Місяця або Сонця. При цьому стиснення Землі збільшується, коли вісь розтягування збігається з площиною екватора, і зменшується, коли вісь розтягування відхиляється до тропіків. Момент інерції стислої Землі більший, ніж недеформованої кулястої планети. А оскільки момент імппульсу Землі (тобто добуток її моменту інерції на кутову швидкість) повинен залишатися постійним, то швидкість обертання стислої Землі менше, ніж недеформованої. При русі Місяця і системи Земля-Місяць постійно

змінюються схилення Місяця і Сонця і відстані від Землі до Місяця і Сонця. Тому припливоутворююча сила коливається в часі. Відповідним чином змінюється стиск Землі, що в кінцевому підсумку і викликає приливну нерівномірність її обертання. Найбільш значні коливання швидкості обертання з півмісячним і місячним періодами.

В таблиці 8 наведено умовний щорічний момент імппульсу Землі та його зміни за період 1996 – 2014 рр. Він обчислений на основі зміни тільки кутової швидкості обертання Землі.

На рисунку 18 представлено зміну щорічних моменту імппульсу Антарктичної тектонічної плити та умовного моменту імппульсу Землі. Як видно з рисунку момент імппульсу Антарктичної тектонічної плити та умовний моменту імппульсу Землі є асинхронні, тобто при збільшенні моменту імппульсу Землі, момент імппульсу Антарктичної плити зменшується. Тільки в двох випадках 2001 р, 2007 р. зміни моментів імппульсу Землі та Антарктичної плити збігаються. Ця асинхронність підтверджує закон збереження імппульсу.

Таблиця 8

Умовний щорічний момент імппульсу Землі та його зміна за період 1996 – 2014 рр.

Роки	Момент імппульсу Землі (кг·м ² ·рад/с)	Зміна моменту імппульсу Землі (кг·м ² ·рад/с)
1996	$7.0901234077 \cdot 10^{33}$	0
1997	$7.0901234063 \cdot 10^{33}$	$-1.468 \cdot 10^{24}$
1998	$7.0901234443 \cdot 10^{33}$	$3.808 \cdot 10^{25}$
1999	$7.0901234759 \cdot 10^{33}$	$3.159 \cdot 10^{25}$
2000	$7.0901234983 \cdot 10^{33}$	$2.237 \cdot 10^{25}$
2001	$7.0901235102 \cdot 10^{33}$	$1.186 \cdot 10^{25}$
2002	$7.0901235181 \cdot 10^{33}$	$7.901 \cdot 10^{24}$
2003	$7.0901235346 \cdot 10^{33}$	$1.655 \cdot 10^{25}$
2004	$7.0901235316 \cdot 10^{33}$	$-3.043 \cdot 10^{24}$
2005	$7.0901235217 \cdot 10^{33}$	$-9.906 \cdot 10^{24}$
2006	$7.0901234895 \cdot 10^{33}$	$-3.218 \cdot 10^{25}$
2007	$7.0901234873 \cdot 10^{33}$	$-2.232 \cdot 10^{24}$
2008	$7.0901234855 \cdot 10^{33}$	$-1.757 \cdot 10^{24}$
2009	$7.0901234912 \cdot 10^{33}$	$5.678 \cdot 10^{24}$
2010	$7.0901234999 \cdot 10^{33}$	$8.684 \cdot 10^{24}$
2011	$7.0901234947 \cdot 10^{33}$	$-5.215 \cdot 10^{24}$
2012	$7.090123489 \cdot 10^{33}$	$-5.698 \cdot 10^{24}$
2013	$7.0901234731 \cdot 10^{33}$	$-1.590 \cdot 10^{25}$
2014	$7.0901234755 \cdot 10^{33}$	$2.480 \cdot 10^{24}$

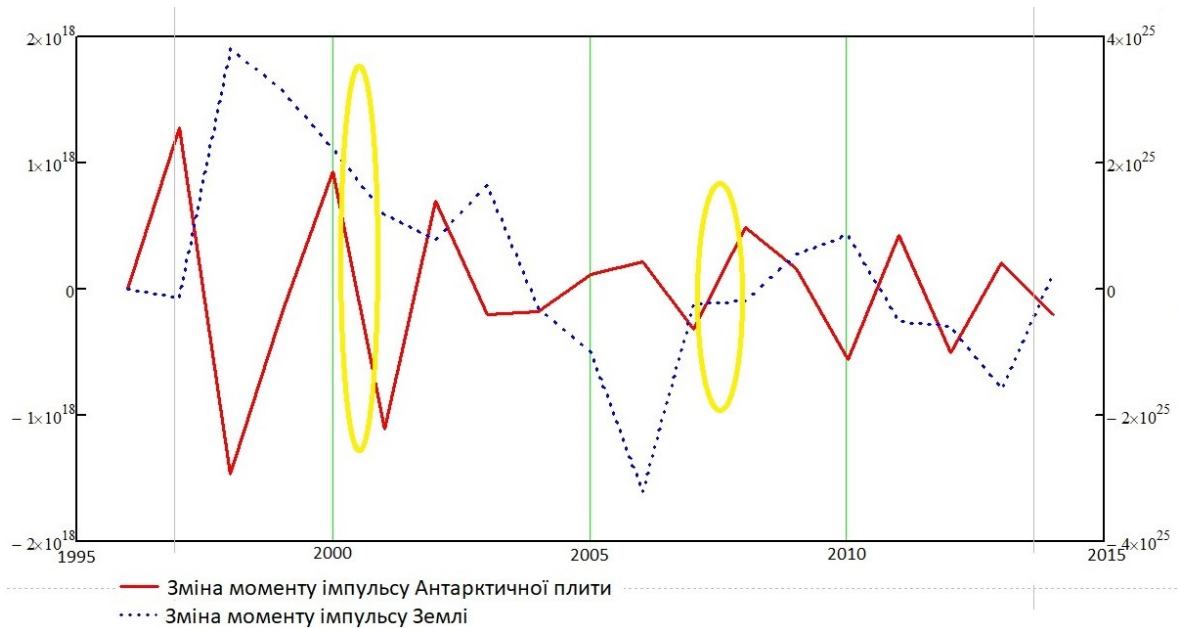


Рис. 18 Зміна щорічного моменту імпульсу Антарктичної тектонічної плити та Землі

Взаємозв'язок моменту імпульсу Антарктичної тектонічної плити та моменту імпульсу атмосфери

Головна причина сезонної нерівномірності обертання Землі - це атмосферна циркуляція. Відомо, що в середньому атмосфера рухається щодо земної поверхні в низьких широтах зі сходу на захід (дмуть східні вітри), а в помірних і високих - із заходу на схід (переважають західні вітри). Момент імпульсу східних вітрів від'ємний, а західних - додатний. Можна було б думати, що ці моменти компенсують один одного і момент імпульсу вітрів всієї атмосфери завжди рівний нулю. Однак розрахунки показують, що у східних вітрів дана величина в кілька разів менше, - ніж у західних. Тому момент імпульсу вітрів всієї атмосфери не дорівнює нулю, а складає в середньому за рік $+ 14 \cdot 10^{25} \text{ кг} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$. Його величина міняється протягом року від $+ 16.1 \cdot 10^{25} \text{ кг} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$ в квітні та листопаді до $+ 10.9 \cdot 10^{25} \text{ кг} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$ в серпні.

Момент імпульсу - це фізична величина, яка не може виникати або знищуватися. Вона здатна лише перерозподілятися. Атмосфера, яка утримується силою тяжіння Землі, обертається як тверде тіло разом із Землею і, крім того, самостійно обертається навколо земної поверхні. обертається відносно земної поверхні. В даному випадку перерозподіл відбувається між атмосферою і твердою Землею. Коли момент імпульсу атмосфери збільшується, тобто посилюються західні вітри або слабшають східні,

момент імпульсу тіла Землі знижується, тобто сповільнюється її обертання. Коли ж момент імпульсу атмосфери зменшується (слабшають західні чи посилюються східні вітри), обертання Землі прискорюється. Сумарний момент імпульсів Землі і атмосфери завжди залишається незмінним. Зміни абсолютного моменту імпульсу атмосфери виникають, через варіації компонентів тензора інерції атмосфери (в результаті перерозподілу повітряних і водних мас) і, через коливання компонентів моменту імпульсу вітрів.

За даними веб ресурсу GGOS Atmosphere [<http://ggosatm.hg.tuwien.ac.at/>] розрахуємо щорічні моменти імпульсу атмосфери Землі. Основні дані веб ресурсу GGOS Atmosphere складаються з атмосферного моменту імпульсу (AAM) та пов'язаних з нею величин з чотирьох великих метеорологічних центрів: Національний центр екологічного прогнозування (National Centers for Environmental Prediction (NCEP), Японської метеорологічної агенції (Japan Meteorological Agency (JMA), Метеорологічного офісу Великобританії (United Kingdom Meteorological Office (UKMO) та Європейського центру середньострокових прогнозів погоди (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF).

На підставі цих даних та за результатами обчислень в таблиці 9 середньорічні моменти імпульсу атмосфери за період 1996 – 2014 pp.

Таблиця 9

Середньорічні моменти імпульсу атмосфери за період 1996 – 2014

Роки	Тензор інерції по осях (кг·м ²)			Момент імпульсу атмосфери (кг·м ² ·рад/с)
	Вісь X	Вісь Y	Вісь Z	
1996	$6.574 \cdot 10^{23}$	$-1.208 \cdot 10^{23}$	$1.427 \cdot 10^{26}$	0
1997	$4.904 \cdot 10^{23}$	$2.213 \cdot 10^{23}$	$1.609 \cdot 10^{26}$	$1.821 \cdot 10^{25}$
1998	$3.712 \cdot 10^{23}$	$-1.1 \cdot 10^{23}$	$1.511 \cdot 10^{26}$	$-9.789 \cdot 10^{24}$
1999	$1.515 \cdot 10^{23}$	$-1.317 \cdot 10^{23}$	$1.412 \cdot 10^{26}$	$-9.889 \cdot 10^{24}$
2000	$2.88 \cdot 10^{23}$	$4.954 \cdot 10^{22}$	$1.386 \cdot 10^{26}$	$-2.624 \cdot 10^{24}$
2001	$2.228 \cdot 10^{22}$	$-1.314 \cdot 10^{23}$	$1.416 \cdot 10^{26}$	$2.937 \cdot 10^{24}$
2002	$2.101 \cdot 10^{23}$	$-1.18 \cdot 10^{23}$	$1.468 \cdot 10^{26}$	$5.243 \cdot 10^{24}$
2003	$1.267 \cdot 10^{23}$	$-1.527 \cdot 10^{23}$	$1.457 \cdot 10^{26}$	$-1.103 \cdot 10^{24}$
2004	$2.947 \cdot 10^{23}$	$-1.346 \cdot 10^{23}$	$1.486 \cdot 10^{26}$	$2.867 \cdot 10^{24}$
2005	$2.667 \cdot 10^{23}$	$-2.896 \cdot 10^{23}$	$1.442 \cdot 10^{26}$	$-4.386 \cdot 10^{24}$
2006	$4.52 \cdot 10^{20}$	$-2.185 \cdot 10^{23}$	$1.458 \cdot 10^{26}$	$1.656 \cdot 10^{24}$
2007	$-1.064 \cdot 10^{23}$	$-3.006 \cdot 10^{23}$	$1.37 \cdot 10^{26}$	$-8.792 \cdot 10^{24}$
2008	$-1.941 \cdot 10^{23}$	$-2.266 \cdot 10^{23}$	$1.412 \cdot 10^{26}$	$4.136 \cdot 10^{24}$
2009	$1.263 \cdot 10^{23}$	$-5.875 \cdot 10^{22}$	$1.448 \cdot 10^{26}$	$3.674 \cdot 10^{24}$
2010	$2.264 \cdot 10^{23}$	$-7.502 \cdot 10^{22}$	$1.42 \cdot 10^{26}$	$-2.813 \cdot 10^{24}$
2011	$-1.157 \cdot 10^{23}$	$-2.304 \cdot 10^{23}$	$1.415 \cdot 10^{26}$	$-5.758 \cdot 10^{23}$
2012	$5.132 \cdot 10^{22}$	$-1.676 \cdot 10^{23}$	$1.372 \cdot 10^{26}$	$-4.299 \cdot 10^{24}$
2013	$-4.458 \cdot 10^{22}$	$-9.205 \cdot 10^{22}$	$1.467 \cdot 10^{26}$	$9.544 \cdot 10^{24}$
2014	$-9.286 \cdot 10^{22}$	$3.195 \cdot 10^{20}$	$1.446 \cdot 10^{26}$	$-2.128 \cdot 10^{24}$

На рисунку 19 показано зміну моменту імпульсу Антарктичної тектонічної плити та атмосфери. Як видно з рисунку зміна моменту імпульсу Антарктичної тектонічної плити та

моменту імпульсу атмосфери відбувається синхронно, за винятком результатів 2000 та 2004 років.

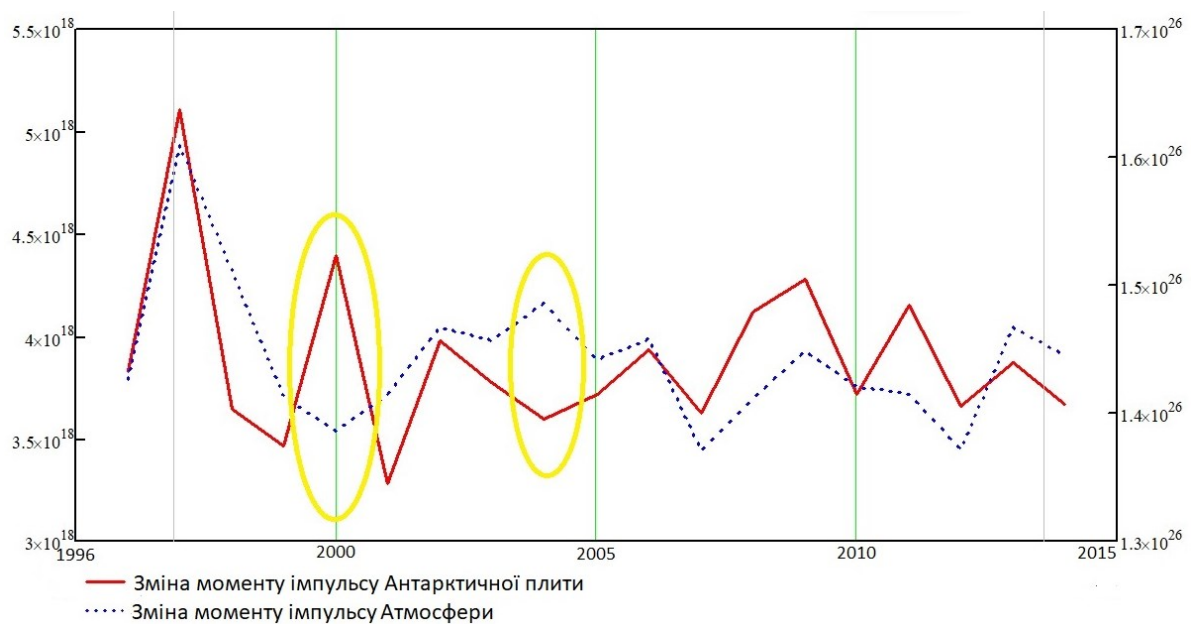


Рис. 19 Зміна моменту імпульсу Антарктичної плити та атмосфери

Взаємозв'язок моменту імпульсу Антарктичної тектонічної плити та океанічного моменту імпульсу

Розрахунок океанічного моменту імпульсу (ОАМ) - як його осьових (АОАМ), так і екваторіальних (ЕОАМ) компонентів - вимагає докладних знань про великомасштабні циркуляції мас над глобальним океаном. Таким чином, дослідження ОАМ стосуються усіх аспектів прогнозування океанічного моменту імпульсу та мас, включаючи примусові потоки на атмосферних та твердих границях Землі, які мають вирішальне значення для комплексного підходу до вивчення динаміки та клімату Землі.

Подальше обговорення різних аспектів океанічної кутового моменту і зміни обертання Землі можна знайти в дослідженнях, наприклад, [Brosche and Sündermann 1985, Brosche et al. 1990, 1997, Frische and Sündermann 1990, Ponte 1990, 1997a, Ponte and Gutzler 1991, Eubanks 1993, Dickey et al. 1993, Ponte and Rosen 1994, Bryan 1997, Segsneider and Sündermann 1997, Dickman 1998, Furuya and Hamano 1998, Marcus et al. 1998, Ponte et al. 1998, Celaya et al. 1999, Johnson et al. 1999, Nastula and Ponte 1999, Ponte and Stammer 1999, Chen et al. 2000, Gross 2000, and Wunsch 2000].

Вчені з AER (Atmospheric and Environmental Research) вивчали основні частини глобальних погодних аналізів, а також проводили та

аналізували моделі океану. Результати були використані для діагностики глобального прогнозування моменту імпульсу, що включає обмін імпульсами між атмосферою, океанами та твердою Землею. Робота показує, що існує особливо тісний зв'язок між варіаціями загальної сили атмосферних вітрів та невеликими, але помітними змінами швидкості обертання Землі. Інші аспекти рухів і орієнтації Землі тісно пов'язані з поєднанням атмосферних та океанічних впливів. Зокрема, дослідники AER виявили, що зміни в тиску на дні океану також сприяють зміні швидкості обертання Землі. Вихідні дані для обчислення моменту імпульсу океану можна взяти з сайту Atmospheric and Environmental Research.

В таблиці 10 наведена середньорічна зміна моменту імпульсу маси океану та зміна моменту імпульсу руху океану, а також його загальний момент імпульсу за період 1996 – 2014 рр.

На рисунок 20 зображено зміну середньорічного моменту імпульсу Антарктичної тектонічної плити та загального моменту імпульсу океану. Як видно з рисунку момент імпульсу океану асинхронний моменту імпульсу Антарктичної тектонічної плити, пояснення цього явища вимагає додаткових досліджень. Відхилення тільки зафіксовані у 2006-2007 та 2013 р.

Таблиця 10

Зміна середньорічного моменту імпульсу маси океану, руху води, загального моменту імпульсу океану за період 1996 – 2014 рр

Роки	Зміна моменту імпульсу маси океану (кг·м ² ·рад/с)	Зміна моменту імпульсу руху океану (кг·м ² ·рад/с)	Загальний момент імпульсу океану (кг·м ² ·рад/с)
1996	0	0	0
1997	-9.375·10 ²²	-2.056·10 ²²	-1.143·10 ²³
1998	5.901·10 ²³	-7.534·10 ²²	5.148·10 ²³
1999	1.615·10 ²³	-1.582·10 ²³	3.281·10 ²¹
2000	-2.107·10 ²³	-2.424·10 ²³	-4.531·10 ²³
2001	-7.749·10 ²²	8.073·10 ²²	3.234·10 ²¹
2002	-3.958·10 ²³	-7.902·10 ²²	-4.748·10 ²³
2003	7.211·10 ²²	1.049·10 ²²	8.26·10 ²²
2004	8.277·10 ²²	-4.485·10 ²²	3.792·10 ²²
2005	1.113·10 ²²	-8.999·10 ²²	-7.886·10 ²²
2006	1.598·10 ²³	-8.183·10 ²²	7.793·10 ²²
2007	-4.167·10 ²³	-4.13·10 ²³	-8.297·10 ²³
2008	6.919·10 ²³	3.022·10 ²³	9.94·10 ²³
2009	-5.069·10 ²³	-1.001·10 ²³	-6.071·10 ²³
2010	6.003·10 ²³	7.899·10 ²²	6.793·10 ²³
2011	-5.397·10 ²²	-2.13·10 ²³	-2.67·10 ²³
2012	-1.297·10 ²³	-1.254·10 ²³	-2.551·10 ²³
2013	-1.682·10 ²³	9.918·10 ²²	-6.898·10 ²²
2014	3.54·10 ²³	1.261·10 ²³	4.801·10 ²³

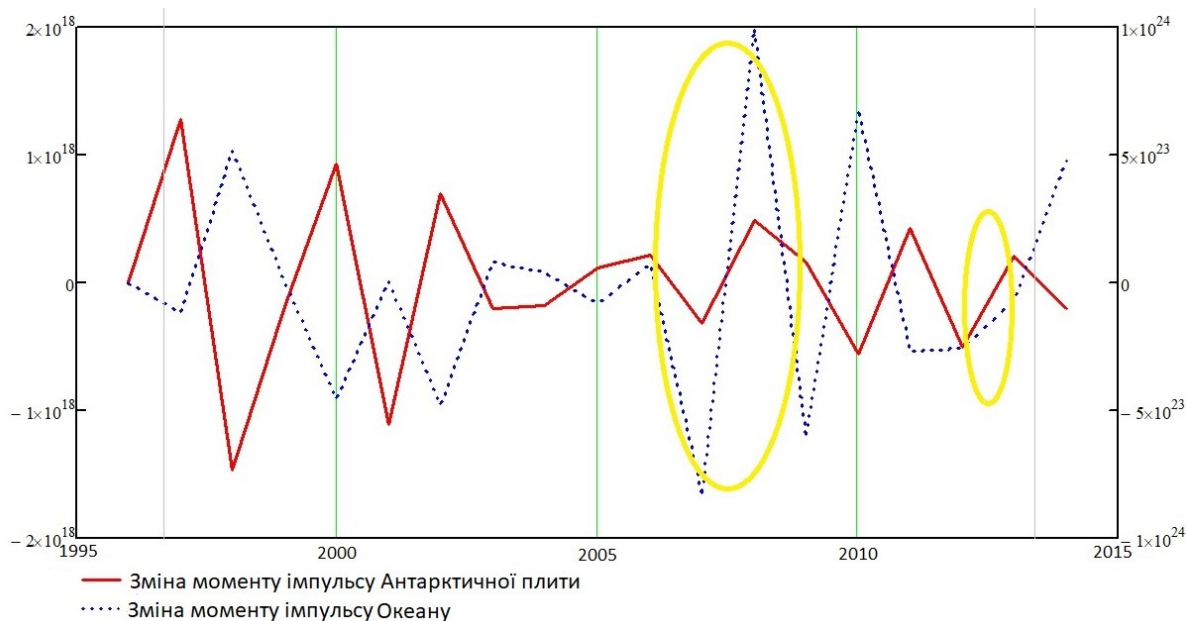


Рис. 20 Зміна середньорічного моменту імпульсу Антарктичної тектонічної плити та середньорічного загального моменту імпульсу океану

Продовження проведених досліджень на інших тектонічних плитах може дозволити розробити прогностичні моделі ротаційних параметрів тектонічних плит на основі середньорічних змін кутової швидкості обертання Землі, що є важливим для встановлення нових систем координат та прогнозування рухів земної кори в глобальному масштабі.

Висновки

1) Зі використанням результатів щоденних розв'язків 28 перманентних ГНСС-станцій Антарктиди за період (1996-2014 рр), визначено положення середнього полюсу Ейлера і кутової швидкості обертання плити, та їх щорічні зміни.

2) За результатами визначення тензорів моменту інерції Антарктичної тектонічної плити відносно полюса Ейлера і відносно південного полюсу встановлено, що моменту інерції відносно південного полюсу менший за момент інерції відносно полюса Ейлера. Це свідчить про те, що на обертання Антарктичної тектонічної плити навколо полюса Ейлера мають вплив силові напруження, які виникають внаслідок взаємодії з сусідніми тектонічними плитами. Тому полюс Ейлера є більш віддалений від центру ваги Антарктичної тектонічної плити, а південний полюс є навпаки більш наближений до її центру ваги.

3) Зміна умовного моменту імпульсу Землі і моменту імпульсу Антарктичної тектонічної плити мають асинхронний прояв. При збільшенні умовного моменту імпульсу Землі, момент імпульсу Антарктичної тектонічної плити зменшується і навпаки, що свідчить про закон збереження моменту імпульсу між тілом Землі та

Антарктичною тектонічною плитою.

4) Зміна моменту імпульсу Антарктичної тектонічної плити і моменту імпульсу атмосфери мають синхронний характер, що дозволяє припустити, що механізм взаємодії умовного моменту імпульсу Землі і атмосфери, є такий же як і взаємодія системи Земля – Антарктична тектонічна плита.

5) Зміни моменту імпульсу Антарктичної тектонічної плити і моменту імпульсу океану мають асинхронний характер. Відповідно взаємодія системи Земля – океан має протилежну взаємодію ніж система Земля – Антарктична тектонічна плита, або Земля – атмосфера. Пояснення цього вимагає додаткових досліджень.

6) На основі проведених досліджень з'являється можливість розробки прогнозування моделей ротаційних параметрів тектонічних плит на основі середньорічних змін кутової швидкості обертання Землі, що є важливим для встановлення нових систем координат та прогнозування рухів земної кори в глобальному масштабі.

Список літератури

- Викулин А.В., Махмудов Х.Ф., Иванчин А.Г., Герус А.И., Долгая А.А. О волновых и реидных свойствах земной коры // Физика твердого тела. 2016. Т. 58, Вып. 3. С. 547-557.
- Пандул И.С. Геодезическая астрономия применительно к решению инженерно-геодезических задач / СПб.: Политехника, 2010. 328. ISBN 978-5-7325-0924-3
- Третьяк К.Р., Аль-Алуси Ф.К.Ф. (2015), Про взаємозв'язок нерівномірності обертового руху землі та антарктичної тектонічної плити // УАЖ № 14, с. 43 – 57.

- Хаин В., Полетаев А. Ротационная тектоника // Наука в России. 2007. № 6. С. 14-21.
- Филатьев В.П. Влияние ротационных эффектов на тектонику планеты (на примере зоны перехода от азиатского континента к Тихому океану). Ротационные процессы в геологии и физике (под ред. Е.Е. Милановского). М.: КомКнига. 2007. С. 341–360
- Altamimi, Z., L. Métivier, & X. Collilieux (2012), ITRF2008 plate motion model, *J. Geophys. Res.*, 117, B07402,
- Argus D.F., Gordon R.G. (1991) No-net-rotation model of current plate velocities incorporating plate motion model NUVEL-1. *Geophys. Res. Lett.* Vol. 18, 2039-2042
- Argus, D. F., Gordon, R. G., & DeMets, C., (2011). Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, vol.12, no.11, DOI: 10.1029/2011GC003751
- Baranov, Alexey; Morelli, Andrea The Moho depth and the inner crustal structure of the Antarctica region 2013EGUGA..15.9303BEGU General Assembly 2013, held 7-12 April, 2013 in Vienna, Austria, id. EGU2013-9303
- Bowin, C. Plate tectonics conserves angular momentum *eEarth*, Volume 5, Issue 1, 2010, pp.1-20
- Brosche, P., and J. Sündermann, The Antarctic Circumpolar Current and its influence on the Earth's rotation, *Dt. Hydroqv Z.*, 38, 1–6, 1985.
- Brosche, P., J. Wunsch, A. Frische, J. Sündermann, E. Maier-Reimer, and U. Mikolajewicz, The seasonal variation of the angular momentum of the oceans, *Naturwissenschaften*, 77, 185–186, 1990.
- Brosche, P., J. Wunsch, E. Maier-Reimer, J. Segschneider, and J. Sündermann, The axial angular momentum of the general circulation of the oceans, *Astron. Nachr.*, 318, 193– 199, 1997.
- Bryan, F. O., The axial angular momentum balance of a global ocean general circulation model, *Dyn. Atmos. Oceans*, 25, 191–216, 1997.
- Carlo Doglioni Earth's rotation variability triggers explosive eruptions in subduction zones Earth, *Planets and Space* 2015 67:208
- Celaya, M. A., J. M. Wahr, and F. O. Bryan, Climate-driven polar motion, *J. Geophys. Res.*, 104, 12813–12829, 1999.
- Chen, J. L., C. R. Wilson, B. F. Chao, C. K. Shum, and B. D. Tapley, Hydrological and oceanic excitations to polar motion and length-of-day variation, *Geophys. J. Int.*, 141, 149–156, 2000.
- Dickey, J. O., Marcus, S. L., Johns, C. M., Hide, R., and S. R. Thompson, The oceanic contribution to the Earth's seasonal angular momentum budget, *Geophys. Res. Lett.*, 20, 2953–2956, 1993.
- Dickman, S. R., Determination of oceanic dynamic barometer corrections to atmospheric excitation of Earth rotation, *J. Geophys. Res.*, 103, 15127–15143, 1998.
- Dietrich R. and Rulke A. (2008) A precise reference frame for antarctica from SCAR GPS campaing data and some geophysical implications *Geodetic and geophysical observation in Antarctica An overview in the IPY perspective*, Springer, 2008, 1-11
- Dietrich R., Dach R., Engelhardt G., Ihde J., Korth W., Kutterer H.-J., Lindner K., Mayer M., Menge F., Miller H., Muller C., Niemeier W., Perl T., Pohl M., Salbach H., Schenke H.-W., Schone T., Seeber G., Veit A., Volksen C. (2001) ITRF coordinates and plate velocities from repeated GPS campaigns in Antarctica - an analysis based on different individual solutions, *Journal of Geodesy*, 2001, №74, P. 756-766
- Dietrich, R., Rülke, A., Ihde, J., Lindner, K., Miller, H., Niemeier, W., Schenke, H. W. & Seeber, G. (2004). Plate kinematics and deformation status of the Antarctic Peninsula based on GPS. *Global and Planetary Change*, 42 (1), pp. 313-321. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2003.12.003
- Drewes, H. (2009). The Actual Plate Kinematic and Crustal Deformation Model APKIM2005 as basis for a non-rotating ITRF, *Geodetic Reference Frames*, H. Drewes (Ed.), IAG Symposia, 134, 95-99, Springer, DOI:10.1007/978-3-642-00860-3_15, 2009.
- Drewes, H., & D. Angermann, (2001). The Actual Plate Kinematic and Crustal Deformation Model 2000 (APKIM2000) as a Geodetic Reference System, AIG 2001 Scientific Assembly, Budapest
- Drewes, H., (1998). Combination of VLBI, SLR and GPS determined station velocities for actual plate kinematic and crustal deformation models. In: M. Feissel (Ed.): *Geodynamics*, IAG Symposia, Springer 1998.
- ETOPO5: [link](https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/etopo5.H) – <https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/etopo5.H> TML [Электронный ресурс]
- Eubanks, T. M., Interactions between the atmosphere, oceans and crust: Possible oceanic signals in Earth rotation, in *Observations of Earth from Space*, edited by R. P. Singh, M. Feissel, B. D. Tapley, and C. K. Shum, *Adv. Space Res.*, 13, (11)291–(11)300, Pergamon, Oxford, 1993.
- Frische, A., and J. Sündermann, The seasonal angular momentum of the thermohaline ocean circulation, in *Earth's Rotation From Eons to Days*, edited by P. Brosche and J. Sündermann, pp. 108–126, Springer-Verlag, New York, 1990.
- Furuya, M., and Y. Hamano, Effect of the Pacific Ocean on the Earth's seasonal wobble inferred from National Center for Environmental Prediction ocean analysis data, *J. Geophys. Res.*, 103, 10131–10140, 1998.
- GGOS Atmosphere: [link](http://ggosatm.hg.tuwien.ac.at/) – <http://ggosatm.hg.tuwien.ac.at/> [Электронный ресурс]
- Gianluca Sottili, Danilo M. Palladino, Marco Cuffaro, Carlo Doglioni Earth's rotation variability triggers explosive eruptions in subduction zones Earth, *Planets and Space* 2015 67:208, <https://doi.org/10.1186/s40623-015-0375-z>
- Gross, R. S., The excitation of the Chandler wobble, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 2329–2332, 2000.

- International Earth Rotation Service: IERS. - link: <https://www.iers.org> [Електронний ресурс]
- Johnson, T. J., C. R. Wilson, and B. F. Chao, Oceanic angular momentum variability estimated from the Parallel Ocean Climate Model, 1988–1998, *J. Geophys. Res.*, 104, 25183–25195, 1999.
- Khain V.E. Constructing a truly global model of earth's dynamics: basic principles. *Геология и геофизика*, 2010, т. 51, No 6, с. 753–760
- Kornyl'ii Tretyak, Forat Al-Alusi, Yurii Holubinka Investigation Of Changes Of The Kinematic Parameters Of Antarctic Tectonic Plate Using Data Observations Of Permanent GNSS Stations, *Reports on Geodesy and Geoinformatics* vol. 103/2017; pp. 119–135, <https://doi.org/10.1515/rgg-2017-0010>
- Martin F. Kane Rotational Inertia of Continents: A Proposed Link between Polar Wandering and Plate Tectonics *Science New Series*, Vol. 175, No. 4028 (Mar. 24, 1972), pp. 1355–1357
- Nastula, J., and R. M. Ponte, Further evidence for oceanic excitation of polar motion, *Geophys. J. Int.*, 139, 123–130, 1999.
- Nevada Geodetic Laboratory: NGL. — link: <http://geodesy.unr.edu/index.php> [Електронний ресурс]
- Ponte, R. M., and D. S. Gutzler, The Madden-Julian oscillation and the angular momentum balance in a barotropic ocean model, *J. Geophys. Res.*, 96, 835–842, 1991.
- Ponte, R. M., and D. Stammer, Global and regional axial ocean angular momentum signals and length-of-day variations (1985–1996), *J. Geophys. Res.*, 105, 17161–17171, 2000.
- Ponte, R. M., and D. Stammer, Role of ocean currents and bottom pressure variability on seasonal polar motion, *J. Geophys. Res.*, 104, 23393–23409, 1999.
- Ponte, R. M., and R. D. Rosen, Oceanic angular momentum and torques in a general circulation model, *J. Phys. Oceanogr.*, 24, 1966–1977, 1994.
- Ponte, R. M., Barotropic motions and the exchange of angular momentum between the oceans and solid Earth, *J. Geophys. Res.*, 95, 11369–11374, 1990.
- Ponte, R. M., D. Stammer, and J. Marshall, Oceanic signals in observed motions of the Earth's pole of rotation, *Nature*, 391, 476–479, 1998.
- Ponte, R. M., Oceanic excitation of daily to seasonal signals in Earth rotation: Results from a constant-density numerical model, *Geophys. J. Int.*, 130, 469–474, 1997a.
- Schettino, A 1999. Computational methods for calculating geometric parameters of tectonic plates. *Comput. Geosci.* 25 (8), 897–907
- Script Orbit and Permanent Array Center [Electronic resource]: SOPAC. — link: <http://sopac.ucsd.edu/> [Електронний ресурс]
- Sella G.F., T.H. Dixon, & A. Mao (2002). REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy. *J. Geophys. Res.*, 107, B4, DOI:10.1029/2000JB000033, 2002.
- Shuanggen Jin, Wenyao Zhu, A revision of the parameters of the NNR-NUVEL-1A plate velocity model *Journal of Geodynamics* Volume 38, Issue 1, August 2004, Pages 85–92
- Tretyak K.R. & Vovk A.I. (2016). Differentiation of the rotational movements of the european continents earth crust. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, Vol. 13, No. 1 (181), 5 – 18. DOI: 10.13168/AGG.2015.0046
- Vikulin A.V. Geodynamics as wave dynamics of the medium composed of rotating blocks // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2015a. V. 6, Is. 3. P. 345–364.
- Wei-Ping, Jiang, E., Dong-Chen, Zhan Bi-Wei And Liu You-Wen (2009) New model of Antarctic plate motion and its analysis. *Chinese Jour. Geophys.*, v.52, No.1 pp.22–32.
- Xiaoping Wua, Jim Rayb, Tonie van Damc (2012), Geocenter motion and its geodetic and geophysical implications, *Journal of Geodynamics* 58, pp. 44–61

Надійшла 05.03.2018 р.