

УДК 551.2/3+553.98(98+477.7)

© М. І. Павлюк, 2012

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів

ЗІСТАВЛЕННЯ ЕВОЛЮЦІЇ ТА НАФТОГАЗОНОСНОСТІ БАРЕНЦОВОМОРСЬКОЇ І АЗОВО-ЧОРНОМОРСЬКОЇ АКВАТОРІЙ

На основі комплексного вивчення глибинної будови, особливостей складчастості осадового покриву та геологічної еволюції Баренцевої та Азово-Чорноморської акваторій встановлено, що вони займають периклінальні ділянки окраїн Східноєвропейської платформи. Виявлено, що для Азово-Чорноморського регіону визначальними геодинамічними умовами в альпійську геотектонічну епоху були зусилля стиску і складчасто-насувні дислокації, які зумовили характер антиклінальних піднять і відповідні типи пасток нафти і газу. У межах Баренцовоморського шельфу в мезозой-кайнозойську епоху переважали зусилля розтягу та рифтогенез, завдяки яким утворилися великі германотипні антиклінали і структурні пастки вуглеводнів із запасами в триліони кубічних метрів газу.

Задум цієї статті виник ще під час експедиційних геолого-геофізичних досліджень, проведених Інститутом геології і геохімії горючих копалин ІГГГК НАН України в Баренцево-Карському регіоні в 1982–1992 рр.

В процесі досліджень, зокрема лабораторних, що виконувалися в ІГГГК НАН України, виявлено численні суттєві аналогії та своєрідні відмінності в структурі, еволюції та нафтогазоносності Баренцовоморського (БМР) та Азово-Чорноморського (АЧР) регіонів (останній ІГГГК НАН України досліджує з 1965 р.).

Азово-Чорноморський та Баренцовоморський шельфи в сучасній геотектонічній позиції займають окраїнні ділянки Східноєвропейської платформи (СЄП) – південну й північну (рис. 1). Їх геологічна будова та нафтогазоносність значною мірою визначалися процесами геологічного минулого – геотектонічним розвитком і, зокрема, геодинамікою окраїн сучасного Європейського палеоконтиненту, формуванням специфічних окраїнноконтинентальних структур упродовж минулих геотектонічних епох.

Унікальність та своєрідність будови арктичного шельфу неодноразово підкреслювалися багатьма дослідниками [1, 2, 3, 4, 5, 6, 7]. Йдеться про будову фундаменту, геодинамічний стан земної кори й мантиї, еволюцію цього сегменту Землі.

Сучасні уявлення про геотектонічну природу власне Баренцевого моря ґрунтуються на невеликій, порівняно з чорноморським шельфом, кількості безпосередніх геологічних спостережень: вивченні розрізів на відслоненнях навколишнього суходолу та островів, дослідженнях донного кам'яного матеріалу (ДКМ), бурінні глибоких свердловин на островах та окремих розвідувальних площах на шельфі. Деяко багатший матеріал складають дані сейсмозвідки, граві- та магнітометрії.

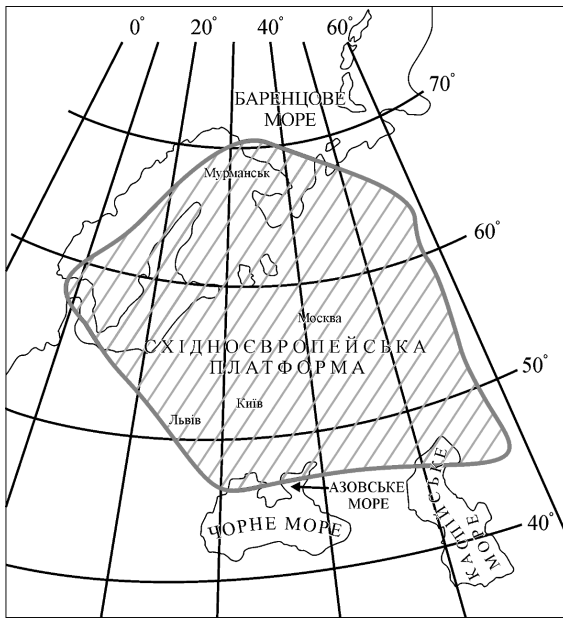


Рис. 1. Сучасна геотектонічна позиція Баренцовоморської та Азово-Чорноморської периконтинентальних акваторій

Будова фундаменту Баренцовоморського шельфу

На схемі (рис. 2), побудованій з урахуванням нових даних, узагальнення і критичного аналізу фактичного матеріалу, представлено новий варіант будови фундаменту Баренцового моря та прилеглих регіонів. Тут показано області різновікової консолідації, розділені глибинними розломами типу крайових швів [8].

Область архей-середньопротерозойської (карельської)

консолідації займає більшу частину Балтійського щита та його занурені частини, перекриті на сході (Мезенська синекліза) осадовим покривом. На півночі Балтійського щита вона вузькою смугою простягається під водами Баренцового моря, утворюючи Кольську монокліналь.

Два інші блоки карельської консолідації виокремлюються нами в південній та північній ділянках шельфу Баренцового моря (рис. 2), які в геофізичних полях характеризуються різним напрямом і хаотичним простяганням структур фундаменту.

Смуга байкальської складчастості складає Тіmano-Канінсько-Варангерський пояс. Метаморфізм і синтектонічні інтрузії Тіману і п-ва Канін мають вік 620–550 млн. років, що дозволяє датувати утворення цієї складчастої системи вендським часом. Про суцільну смугу байкалід, яка простягається від Тіману до острова Кільдін і півостровів Рибачий та Варангер, свідчать і геофізичні дані. Зокрема, регіональний магнітний мінімум Тіманського пасма безпосередньо переходить в Баренцовому морі в Кільдінсько-Рибачинську смугу пониженого магнітного поля [9]. Рифейські відклади в цій смузі фрагментарно виходять на поверхню дна шельфу і, різко занурюючись на північний схід, перекриваються осадовим покривом.

Області каледонської складчастості включають два райони з незаперечною наявністю складчастих комплексів. Це смуги шпіцбергенських і скандинавських каледонід на західній окраїні Баренцового моря. Скандинавські каледоніди представлені евгеосинклінальними формаціями, складеними потужною товщею спілітів та аспідних сланців. Міogeосинклінальна зона фіксується лише вузькою смугою вздовж межі з Балтійським щитом. На самому щиті нижньопалеозойські осади розвинені локально, зокрема, відклади кембрію-силуру потужністю до 1,0 км заповнюють грабен Осло.

Одна гілка продовження каледонід на північ пов'язана з західношпіцбергенською смугою каледонських утворень. Вона підтверджується

формаційним аналізом комплексу “Текла-Хук” та комплексами о. Ведмежий [10,11].

Друге відгалуження каледонід, на нашу думку [8], простягається в межах центральної частини шельфу Баренцового моря, утворюючи Скандинавсько-Центральнобаренцовську зону (рис. 2). Підтвердженням цього є зібраний нами численний матеріал, з аналізу якого можна вивести такі докази: 1) піднятий в Баренцовому морі ДКМ в ряді банок на Пн-Зх від арх. Нова Земля і в районі Нордкапа представлений кварцитами, метаморфічними сланцями, філілітами, пісковиками та магматичними породами, аналогічними за складом та ступенем метаморфізму каледонським породам скандинавського суходолу і пізньокаледонським гранітам Нової Землі [13]. Ізотопне визначення віку слюдисто-кварцових сланців з цих зборів [12] показує 555 млн. років і є аналогічним віку північнонорвезьких комплексів; 2) виявлена під час геологічної зйомки на півночі арх. Нова Земля велика кількість своєрідного уламкового матеріалу в теригенних силурійських і девонських відкладах. Цей матеріал міг надійти лише з Баренцового моря за рахунок розмиву розміщеної тут складчастої споруди. І.П. Атласов зі співавторами [1] безпосередньо відзначали прояви каледонської складчатості в північній країні арх. Нова Земля та прилеглого шельфу; 3) простягання цієї споруди можна простежити за напрямом магнітних [5] та гравітаційних [9] аномалій, які тягнуться вузькою смугою вздовж складчатості норвезьких каледонід від Пн-Зх краю Скандинавського півострова до його північних берегів в районі Портсангер-фіорда, мису Нордкап і далі, в центральній частині Баренцового моря в Пн-Сх напрямку – аж до північного закінчення Нової Землі; 4) в цій же смузі в геомагнітних колонках земної кори шельфу [4] фіксується складчастий комплекс, який займає проміжне місце між “гранітною” верствою і осадовим покривом. Інтерпретувати його можна однозначно: це палеозойський (каледонський) похований ороген; 5) очевидно, уламки метаморфічних порід цього орогену, що розмивався, розкрито недавно в теригенних відкладах пермського віку при бурінні морських свердловин на Північно-Кільдінській розвідувальній площі на шельфі Баренцового моря; 6) зафіксовані в західній частині Центрально-Баренцовського підняття північно-східні простягання локальних структур та розривів теж пов’язані, очевидно, з постумним каледонським тектогенезом.

Зафіксовані за геофізичними даними незгідності в пермсько-тріасовому комплексі, а також різке скорочення потужностей мезозойських відкладів, що супроводжувалося розмивом, теж стверджує уявлення про особливу структуру цього геоблоку. Якщо до того ж врахувати наявність розмивів в середньому палеозої, то область Центрально-Баренцовського підняття уявляється як структура, успадкована від давніших палеозойських орогенів. Всі ці докази переважно опосередковані, однак розгляд їх в комплексі дає досить вагомні аргументи для виокремлення під водами Баренцового моря Скандинавсько-Центрально-Баренцовської складчастої системи каледонід [8].

Область пізньогерцинської складчатості охоплює Пай-Хой-Новоземельську складчасту систему, до якої входить Югорський півострів, ост-

рови Вайгач і Нова Земля, а також вузька смуга прилеглих частин Карського та Баренцового морів.

Критичний аналіз наявних матеріалів свідчить, що Пай-Хой-Новоземельська складчаста система, безумовно, є складовою частиною єдиного Урало-Новоземельського складчастого поясу, його північним продовженням внаслідок пізньогерцинського тектогенезу [7].

Таким чином, дані про будову фундаменту баренцовоморського шельфу і аналіз формацій свідчать про його гетерогенну структуру і дозволяють нам виділити декілька геоблоків і зон суттєво різного типу та різного віку консолідації (рис. 2). Обґрунтування тектонічного районування фундаменту Баренцовоморського регіону має не лише чисто теоретичне значення, а дозволяє вирішити багато питань прикладного характеру, пов'язаного, зокрема, з нафтогеологічним районуванням та відображенням в осадовому покриві структур фундаменту. Визнання древнього (карельського) віку фундаменту більшої частини Баренцовоморського шельфу, а значить, і відсутності в чохлах постумних дислокацій, орієнтує геологів-нафтовиків на пошук і виявлення в нижніх структурних поверхах локальних складок-пасток, штампових, над- і прирозломних піднять. Регіональний тектонічний план у даному випадку визначається значною стабільністю земної кори, порушеною лише рифтогенами. В цих ділянках значно зростає також стратиграфічний діапазон та формаційний обсяг перспективних нафтогазоносних комплексів. Області з молодим (байкальським, каледонським та пізньогерцинським) фундаментом та розвиненим осадовим покривом будуть характеризуватися поширенням різного ступеню успадкованих, можливо навіть наскрізних дислокацій, а на активізованих у пізніші цикли тектогенезу ділянках слід очікувати розвиток складчастості нагнітання, шовних складок тощо.

Структура осадового покриву Баренцового моря

Наші уявлення склалися на підставі побудов серії структурних карт по певних горизонтах та геологічних профілів субширотного і субмеридіонального напрямків. У побудовах для російської частини акваторії нами використано дані геофізичного сейсмічного профілювання та результати опрацьованих нами геологічних розрізів морських свердловин і пробурених на суші й островах. Стратиграфічна інтерпретація розрізів виконана у ВО "Арктикморнафтогазрозвідка" та "Союзморгео". Для норвезької ділянки акваторії використано побудови норвезьких геологів та геофізиків [14, 15].

Максимальні потужності осадових комплексів приурочені до субмеридіональної грабеноподібної депресійної зони, яка займає величезну площу Баренцового моря – Південнобаренцовської западини (рис. 3). Це майже округла полого структура з радіусом близько 200 км. По підшві юри (горизонт "Б") вона має амплітуду 2–3,5 км. Ускладнюють будову бортів западини численні тераси, на яких розташовані локальні структури. Східний борт западини крутіший і ускладнений диз'юнктивами. Ймовірно, це вплив орогену Нової Землі. Центральна частина досить полого, геофізики фіксують тут магнітоактивні тіла, що відповідають магматичним утворенням. Западина межує на заході з Центральнobarенцовським підняттям, на півдні – з Кольською монокліналлю та акваторіальною частиною Печорської синеклізи. На півночі че-

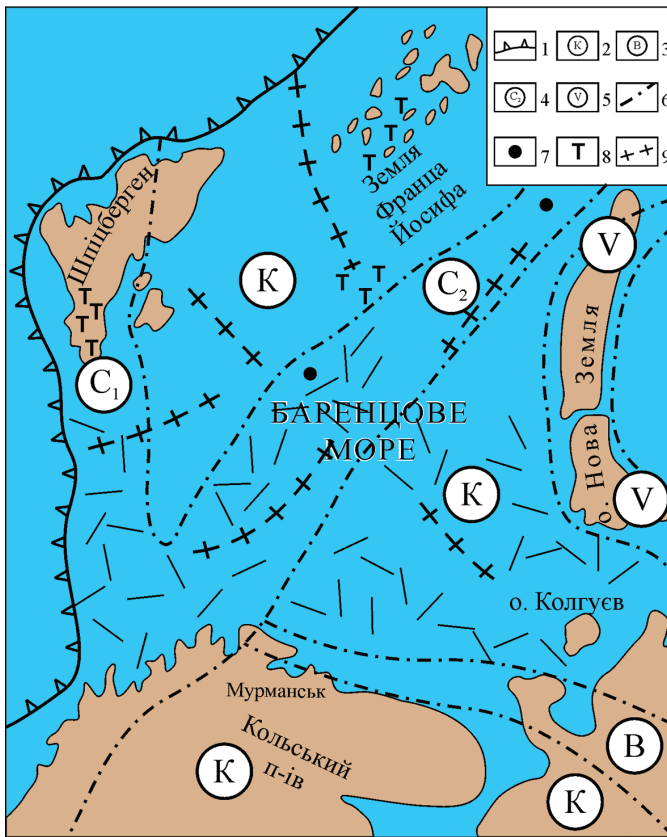


Рис. 2. Схема районування фундаменту Баренцове-морського шельфу (склав М. І. Павлюк за використанням матеріалів ВНДІ Океанології, ВО Союзморгео, ВО Північморгео, ВО Арктикморнафтогазрозвідка).

1 – границя шельфу; 2 – області карельської консолідації; 3 – Тімано-Канінсько-Варангерська смуга байкальської складчастості; 4 – смуга каледонської складчастості; Норвезько-Шпіцбергенська (С1) і Центрально-Баренцовська (С2); 5 – Пай-Хой-Новоземельська смуга пізньогерцинської складчастості; 6 – простягання структур фундаменту за геофізичними даними; 7 – місця фіксації складчастого (каледонського?) фундаменту в геоманітних розрізах земної кори; 8 – магматичні тіла в осадовому покриві (траповий магматизм); 9 – осі фанерозойських рифтових структур

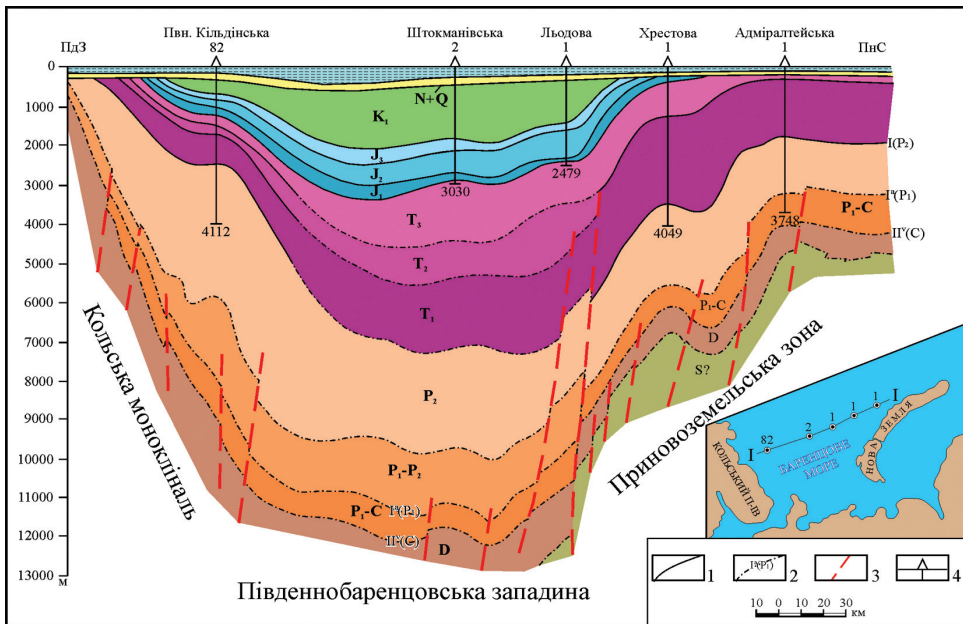


Рис. 3. Сейсмогеологічний розріз через Баренцове море (склав М.І. Павлюк з використанням матеріалів А.В. Борисова, В.Г. Євсюкова, Г.А. Курбанової, Л.П. Машишової, В.М. Мартіросяна, Є. Шипілова).

1–границі стратиграфічних підрозділів, 2–відбиваючі сейсмічні границі, 3–розривні порушення, 4–свердловини в Баренцовому морі

рез Лудловську сідловину вона з'єднується з Північнобаренцовською западиною, а на сході – з Приновоземельською зоною (рис. 3).

Кольська монокліналь – це зона поступового занурення північного схилу Балтійського щита. Вона перекривається повільно наростаючим клином осадових утворень, потужність яких збільшується з півдня на північ, утворюючи монокіналь північно-західного простягання.

Печорська синекліза в континентальній частині добре вивчена, оскільки являє собою один з давніх нафтогазоносних районів. Незважаючи на протиріччя щодо віку фундаменту синеклізи (карельський чи байкальський), основний її структурний план осадового покриву визначається палеозойським карбонатним комплексом.

Північнобаренцовська западина міститься північніше 76-ї паралелі в зоні масивних пакових льодів і тому вивчена недосконало. Вона аналогічна

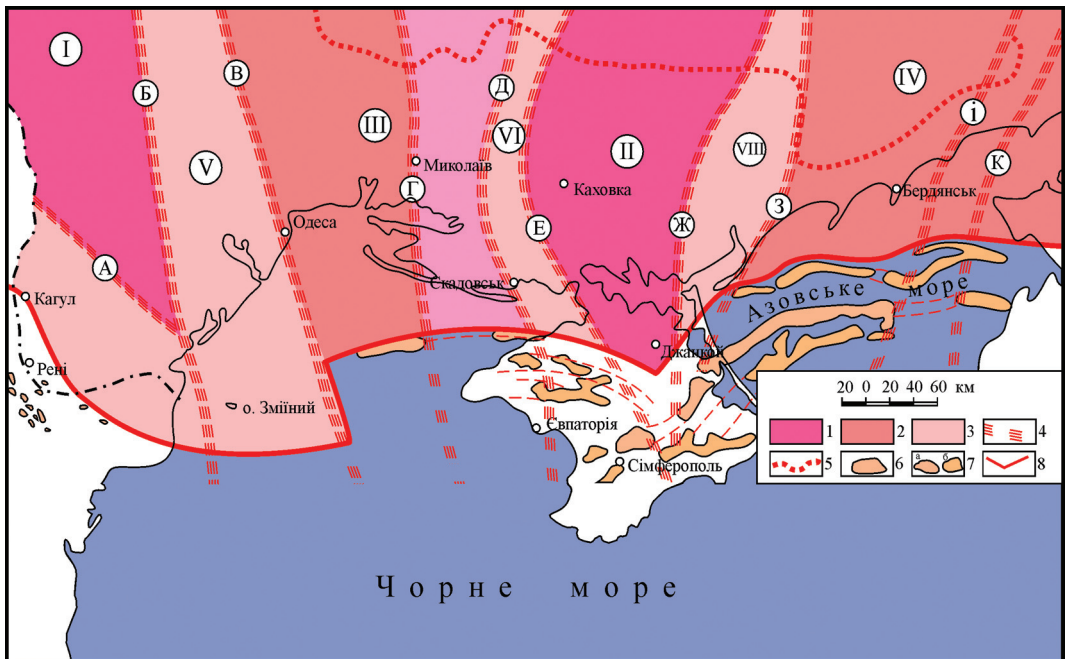


Рис. 4. Схема будови фундаменту південного краю Східноєвропейської платформи (склав М.І. Павлюк з використанням матеріалів О.Т. Богайця, І.А. Гаркаленка, Г.І. Каляєва, М.В.Муратова, Л.Г. Плахотного, В.А. Рябенка, В.І. Старостенка, К.Г. Тяпкіна, А.В. Чекунова).

1 – архейські масиви, охоплені по краях протерозойською тектоно-магматичною активізацією: I – Бузько-Дністровський, II – Придніпровський; 2 – архейські масиви, перероблені протерозойською гранітизацією і метаморфізмом: III – Кіровоградський, IV – Приазовський; 3 – нижньо-середньопротерозойські складчасті зони: V – Одеська, VI – Криворізько-Кременчуцька, VII – Оріхово-Павлоградська; 4 – зони основних глибинних розломів: А – Вишнівсько-Лиманський, Б – Фрунзенсько-Арцизький, В – Одеський, Г – Кіровоградсько-Миколаївський, Д – Євпаторійсько-Скадовський, Е – Салгирсько-Октябрський, Ж – Конксько-Білозерський, З – Мелітопольсько-Новоцаринський, І – Жданово-Керченський, К – Кальміус-Джигінський; 5 – контур відслонень Українського щита; 6 – відслонення байкальських складчастих комплексів; 7 – зони залишкових гравітаційних максимумів, зумовлені припіднятим заляганням: а – байкальських складчастих комплексів, б – герцинського та, ймовірно, байкальських складчастих комплексів; 8 – південна межа Східноєвропейської платформи

за будовою Південнобаренцовської западини: має полого дно і досить круті борти, ускладнені локальною складчастістю.

Передновоземельська зона складна за будовою: тут відбувається зчленування різнорідних і різнорангових геотектонічних елементів. В плані вона нагадує вигнуту дугу довжиною понад 1000 км, яка огинає острови архіпелагу Нова Земля.

Загалом можна стверджувати, що структура осадового покриву Баренцовоморського шельфу має успадкований характер розвитку. Основні зони осадконагромадження з максимальними потужностями в пізньому мезозой значною мірою успадковують структуру палеозой-ранньомезозойських рифтів, заповнених вулканогенно-теригенними утвореннями. Саме над рифтогенами в юрський і крейдовий періоди утворюються обширні синеклізи. В кайнозойський час переважають блокові порухи з переважанням підняттяв. З цим періодом пов'язана максимальна ерозія нижчезалеглих крейдово-юрських відкладів. Накладений характер тектонічні порухи мають лише вздовж архіпелагу Нова Земля, де вони пов'язані з насувними процесами сусіднього Урал-Пай-Хой-Новоземельського складчастого поясу та вздовж сучасної бровки шельфу в новоутворених рифтах, що викликані розкриттям Атлантики та Північного Льодовитого океану.

Геодинамічний розвиток Баренцового моря

Геологічна еволюція шельфу Баренцового моря так само, як Карського і Норвезького, розглядається звичайно у зв'язку з тектонічними подіями у Північно-Атлантичному та Арктичному мегабасейнах. В їх генетичній єдності переконує не лише спільність сучасних зовнішніх (конструктивних) меж, але й специфіка геологічної історії. У літературі неодноразово обговорювалися геодинамічні моделі Арктичного шельфу [7, 8, 16, 17, 18, 19].

На основі глобальних побудов останніх років [18,19] та зіставлення даних про еволюцію Баренцового моря [8, 17, 20] можна зробити висновок про стабільність регіону Баренцовоморського шельфу у мезозой-кайнозойську епоху. Про це свідчить достатньо фіксований стан його основних тектонічних елементів, зміщення яких було незначним, а обертання (якщо воно взагалі відбулося) становило декілька градусів.

На відсутність значних горизонтальних переміщень того часу вказують і результати проведеного нами математичного моделювання густини літосфери Баренцово-Карського шельфу. Характер зміни густини осадового комплексу та окремих верств кори говорить про помірну горизонтальну розшарованість літосфери. Зони розуцільненень приурочені лише до рифтових систем [21]. Під впливом спредингу, що зародився у серединно-океанічному хребті Гаккеля, в районі Баренцово-Карського шельфу та прилеглої континентальної частини Західно-Сибірської плити, переважало прогинання, яке відбулося після відокремлення Північно-Американської та Євразійської літосферних плит. Воно супроводжувалося утворенням молодих рифтогенів типу жолобів Франц-Вікторія, Вількінського та ін., напрямлених перпендикулярно бровці шельфу і генетично пов'язаних із періокеанічними прогинами Атлантичного і Північного Льодовитого океанів. Цього часу відновлюються давні ослаблені зони та розривні порушення.

Таким чином, наведені матеріали вказують на формування території Баренцовоморського шельфу в режимі пасивної континентальної окраїни принаймні з кінця палеозою. Накладеними є процеси інтенсивної тектоно-магматичної активізації та окраїнно-континентального рифтогенезу, що створювали своєрідну специфіку еволюції.

Тривалі процеси розтягу і стиску відбилися на тектонічній будові регіону. Причому фази стиску і розтягу чергувалися і накладалися багаторазово, часто залишаючи лише окремі свідчення минулих процесів. Характерним був механізм геодинамічних перетворень, коли нові розколи проходили по вже частково консолідованих старих залікованих швах – зонах зіткнення континентальних блоків у попередні епохи. Для геологів-нафтовиків важливе значення має виявлення епох розтягу як найбільш сприятливих для вертикальної міграції вуглеводнів, а також епох стиску, коли відбувалося локальне складкоутворення і формування пасток нафти і газу.

Будова доальпійських комплексів Азово-Чорноморського регіону

Враховуючи геофізичні характеристики південної окраїни СЄП [22, 23, 24, 25] та аналізуючи поширення та простягання окремих комплексів формацій фундаменту СЄП і розміщення зон глибинних розломів, можна розкрити основні риси будови цього регіону. Тут нами виділяються [7] крупні геоструктурні елементи фундаменту, розділені шовними зонами – глибинними розломами (геологічними сутурами) (рис. 4).

Бузько-Дністровський і Придніпровський архейські масиви (протоплити) складені найдавнішими метаморфічними формаціями. Перший в Західному Причорномор'ї обмежений Вишнівсько-Лиманським і Фрунзенсько-Арцизьким глибинними розломами.

Придніпровський масив простежується від УЩ на південь і обмежений Салгірсько-Октябрським та Конксько-Білозерським глибинними розломами. Порооди спіліто-кератофірової формації (конксько-верховцевської серії) складають витягнуті між склепіннями смуги субмеридіонального напрямку з переважанням північ-північно-західного простягання. Це добре фіксується за магнітними та гравітаційними аномаліями [22].

Кіровоград-Житомирський та Приазовський масиви теж складені давніми архейськими формаціями. Однак вони значно більше перероблені протерозойською тектоно-магматичною активізацією. Для Кіровоград-Житомирського масиву характерні інтенсивноскладчасті структури гнейсів і мігматитів переважно Пн-Зх простягання. В Приазовському масиві більш поширений меридіональний, а також Пн-Пн-Сх напрямки складчастості.

Деякі інші структурне положення займають **Одеська, Криворізько-Кременчуцька та Горіхово-Павлоградська складчасті зони**. Вони складені завершеним рядом формацій і являють собою добре виражені лінійні структури геосинклінального типу. Їм властивий субмеридіональний напрямок структур, причому найбільш вивчені Криворізько-Кременчуцька та Горіхово-Павлоградська зони своєрідно облямовують структури архейського Придніпровського масиву, що фіксується в напрямку простягань окремих синкліноріїв та антикліноріїв. Очевидно, таке ж співвідношення елементів фундаменту СЄП намічається і в Західному Причорномор'ї, де давній Бузь-

ко-Дністровський масив теж облямовується ранньо-середньопротерозойськими складчастими зонами.

На схемі досить виразні два зовнішні кути СЄП, зумовлені давніми жорсткими архейськими масивами – Бузько-Дністровським і Придніпровським (рис. 4). Відповідно до напрямку цих структур пристосовуються і пізніші пасма байкалід, які їх оточують.

Особливості складчастості осадового покриву в мезозой-кайнозої та геодинамічна еволюція Азово-Чорноморського регіону

Більшість дослідників сьогодні розвивають погляди [26, 27], відповідно до яких між краєм докембрійської Східноєвропейської платформи і альпійськими спорудами Карпат, Балкан, Криму, Кавказу і Копетдагу виокремлюється область палеозой-ранньомезозойської складчастості (Скіфська плита, або Скіфський тектонічний пояс (СТП)).

У тектонічному районуванні АЧР на рівні структур альпійського осадового покриву наявний геологічний фактичний матеріал дозволяє дослідникам, практично без дискусій, виділити такі структурні зони: 1) Південноукраїнська монокліналь; 2) система Причорноморсько-Азовських прогинів; 3) зона підняття СТП; 4) зона прогинів, що відокремлюють підняття СТП від альпійських гірських споруд; 5) альпійські гірські споруди Криму і Кавказу. Майже всі ці зони упродовж формування зазнали неодноразової перебудови тектонічних планів, успадкування, накладання структур та інверсійних рухів. Тому осадовий покрив має досить складну будову, а межі окремих структурних елементів по різних комплексах не завжди збігаються, що є причиною творчих дискусій.

Традиційно в геологічній літературі існує думка про значні масштаби вертикальних тектонічних рухів та їх вирішальний вплив на формування регіональної та локальної складчастості АЧР [28, 29].

Однак з накопиченням нового матеріалу все більше даних свідчать, що ці рухи були лише частиною складнішого геологічного процесу. Зараз вже відомо чимало фактів, системний аналіз яких дозволяє впевнено стверджувати значну роль в історії розвитку регіону горизонтальних геотектонічних порухів. Інтенсивні горизонтальні зусилля проявилися в усіх структурних зонах АЧР [30, 31, 32, 33].

Рис. 5 відображає складну картину локальної складчастості АЧР практично в усіх горизонтах осадового покриву. Особливістю її є переважання субширотних розривів, субширотна лінійність і зональність у розміщенні локальних антиклінальних складок, кулісоподібне їх зчленування та висока густина на одиницю площі, що не властиве суто платформовій, германотипній складчастості. Асиметрія складок та виположування розломів з глибиною (“лістричність”) теж свідчать про своєрідний характер локальної складчастості та наявність горизонтальних зусиль. При аналізі структури осадових комплексів АЧР практично в усіх його частинах вздовж смуги глибоко зануреної південної окраїни СЄП нам вдалося виявити ділянки з характерним «обернено-ступінчастим» типом складчастості, що свідчить про тангенціальні рухи стиску [7]. Це доведено нами і в результаті тектонофізичного моделювання складок в осадовому покриві [34] та моделювання густини літосфери шельфу Чорного моря [35].

Горизонтальні зусилля, що проявилися в АЧР на мезокайнозойському етапі, не обмежуються лише тангенціальним стиском. Геодинамічна еволюція цієї ділянки літосфери була складнішою. Аналіз карт ізопакіт осадових формацій регіону свідчить: у ранньокрейдовий час тектонічна зона, що включає Північно-Азовський, Каркінітсько-Північнокримський прогини, зумовлена потужною (до 1650 км) товщею вулканогенно-теригенних відкладів.

Надаючи належне впливу доальпійської історії розвитку АЧР, відзначаємо однак, що альпійська тектонічна епоха була визначальною у формуванні геологічної структури регіону. Особливо важливий матеріал для з'ясування геодинаміки розвитку Азово-Чорноморського шельфу отримано завдяки розробці міжнародного геологічного проекту "Тетис" [36]. Було виявлено нові фактичні дані щодо смугових аномалій і трансформних розломів Атлантичного та Індійського океанів, встановлено кінематичні параметри, що характеризують рухи Євразійської, Африканської, Індійської та Аравійської літосферних плит, вираховано кутові швидкості та полюси їх обертання. З кінематикою плит були зіставлені палеомагнітні матеріали по континентах та суто геологічні дані, які є індикаторами геодинамічних обстановок: офіоліти, вапняково-лужні вулканічні серії, тектонічні шар'яжі, межі літосферних плит тощо.

Нами проведено комплексний аналіз цих та здійснених раніше палеотектонічних побудов [37, 38] щодо розвитку палеоокеану Тетис та його південного обмеження. Проаналізовано також матеріали з північного обмеження палеоокеану – регіону, до складу якого входить причорноморська ділянка південної окраїни СЄП – об'єкт наших багаторічних досліджень [7, 30, 33, 39]. Ці дані покладено в основу розшифрування геодинамічних обстановок. Зіставляючи результати аналізу розвитку північної [40] та південної [37, 38] окраїн Тетису, вдалося по-новому висвітлити будову регіону, розшифрувати характер його геодинамічного розвитку в альпійську геотектонічну епоху. АЧР виявився на стику Євразійської і Аравійсько-Африканської літосферних плит. В результаті колізії був закритий океан Тетис, а в структурі осадового покриву АЧР утворилися своєрідні складчасто-насувні дислокації. На сьогодні залишилися лише задугові басейни – Азово-Чорноморський і Каспійський.

Геодинамічний режим АЧР в альпійську тектонічну епоху зумовив не лише великі переміщення літосферних плит і блоків, а й сприяв різномасштабним горизонтальним зміщенням в осадовому покриві, виникненню тут шар'яжів, розвитку насувів і зсувів, лістричних розривів. В таких умовах звичайно вздовж фронтальних насувів формуються лінійні зони локальних контрастних, диз'юнктивних антиклінальних складок, а в тилкових частинах – спокійніші, плікативні складки. У зв'язку з цим еволюція регіону в мезозой-кайнозой тісно пов'язана з особливостями умов нафтогазонакопичення.

Нафтогазоносність Баренцового моря

Для аналізу нафтогазоносності і характеристики родовищ нами використані дані сейсморозвідки, матеріали буріння і випробування свердловин, геохімічні аналізи вод і вуглеводнів, підрахунок запасів та інші відомості, одержані колективами ВО Союзморгео, ВО Арктикморнафтогазрозвідка та

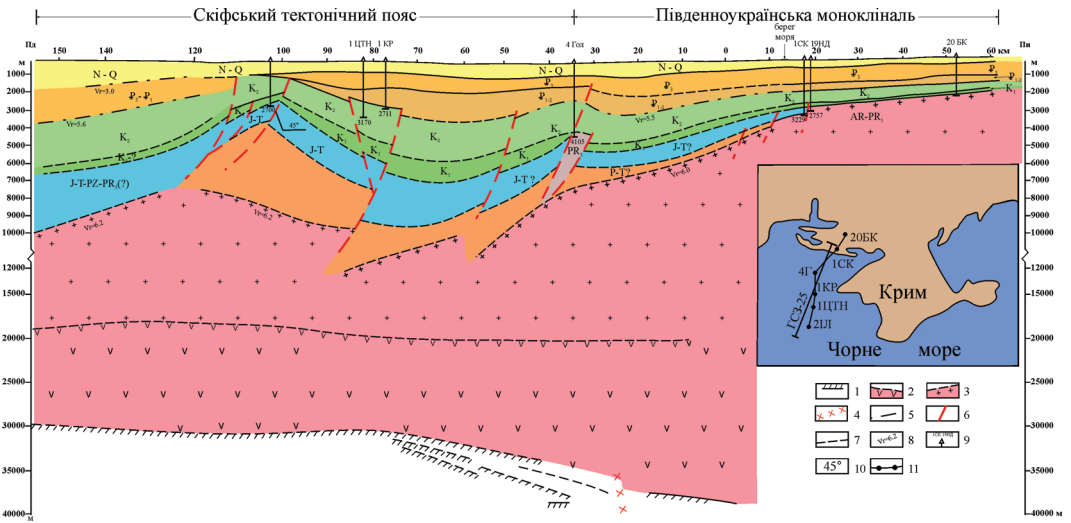
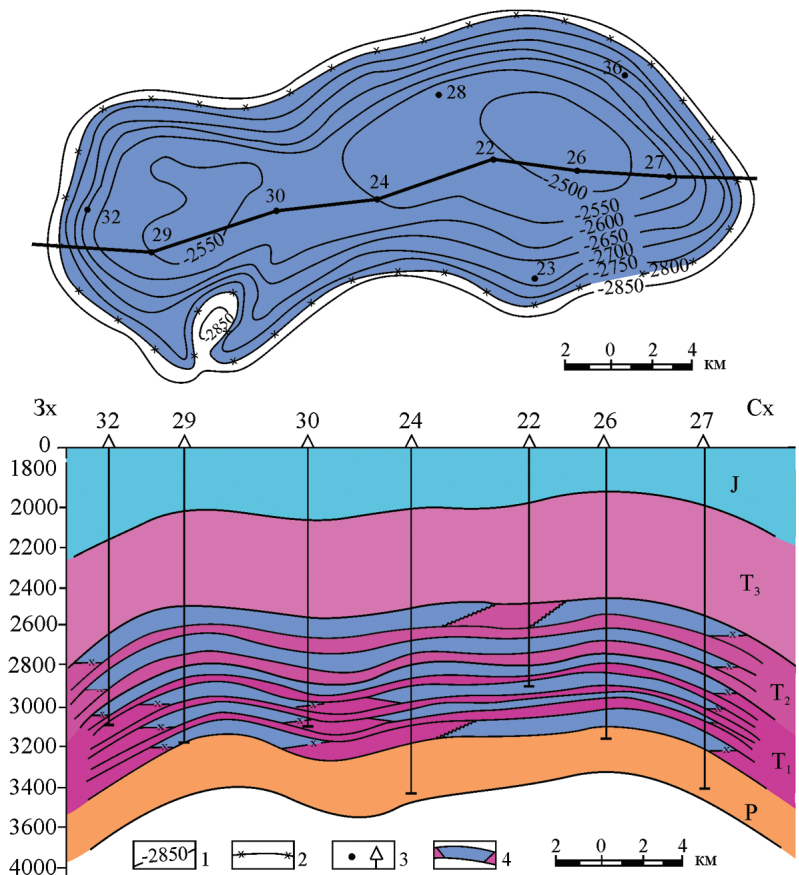


Рис. 5. Геолого-геофізичний розріз через північно-західний шельф Чорного моря (склав М.І. Павлюк з використанням матеріалів ІГН НАН України, ДГП «Кримгеологія», «Чорноморнафтогаз» і «Одесаморгеологія»).

Відбиваючі сейсмічні горизонти: 1 – поверхня «Мохо», 2 – поверхня «базальтової» верстви, 3 – поверхня «гранітної» верстви, 4 – зони втрати сейсмічного запису, 5 – сейсмічні горизонти в осадовому покриві; 6 – розривні порушення; 7 – стратиграфічні границі; 8 – границі швидкості сейсмічних хвиль в км/сек; 9 – свердловини, відмітка забою, м; 10 – кути падіння порід в свердловині; 11 – водяний шар; 12 – лінія профілю

Рис. 6. Мурманське газове родовище. Структурна карта покрівлі I продуктивного горизонту в середньотріасових відкладах та геологічний розріз (склав М.І. Павлюк з використанням матеріалів А.В. Борисова, Ф.А. Грузер, В.М. Мартіросяна, Т.Н. Танигіної).

1 – ізопіси I продуктивного горизонту; 2 – контур газонасності; 3 – свердловини; 4 – газові поклади



ІГТГК НАН України [7, 41]. Для прикладу надано відомості про відкрите в південно-західній частині шельфу Баренцового моря перше Мурманське газове родовище, яке є характерним для Баренцового моря (рис. 6).

Мурманське родовище розташоване у Пд-Зх частині Південнобаренцовської западини в 220 км на Пн. від Кольського півострова і в 150 км на Пн-Зх від п-ова Канін. Від порту Мурманськ його віддаляє 370 км. Завдяки течії Гольфстрім вода в районі не замерзає. Глибини дна – від 68 до 123 м. Мурманська антиклінальна складка у пермських, тріасових, юрських і крейдових відкладах виявлена сейсморозвідкою у 1976 р. і підтверджена бурінням в 1983 р. Розчленування розрізів свердловин здійснювалося за даними геофізичних досліджень свердловин (ГДС) і результатами визначення мікрофауністичних і спорово-пилкових комплексів. Продуктивні верхньо-пермські-тріасові відклади представлені теригенною піщано-глинистою формацією.

Структура підняття являє собою брахіантикліналь майже ізометричної форми (рис. 6). Розміри по замкнутій ізогіпсі 2100 м – 19x12 км, амплітуда – 110 м. В продуктивній товщі у теригенних відкладах пермсько-тріасового віку

загальною потужністю близько 2000 м виділено 16 продуктивних горизонтів, потужністю від 10 до 100 м. Всі горизонти представлені теригенними низькопроникними породами з пористістю 3–18%, газопроникністю $(10-34) \times 10^3$ мкм².

Газ за компонентним складом, головним чином, метановий (92–98%) з невисоким вмістом його гомологів (0,6–2,0%), серед яких переважає етан, наявні також азот (1–5%), вуглекислий газ (0,04–0,5%) і гелій (0,02–0,04%). За співвідношенням основних компонентів газ можна класифікувати як сухий метановий, низькоазотний, низькогелієвий, безсірчистий.

Всі газові поклади пластові, склепінні, літологічно екрановані. Розміри покладів в плані від 2,5x13,9 до 14x18,7 км², висота від

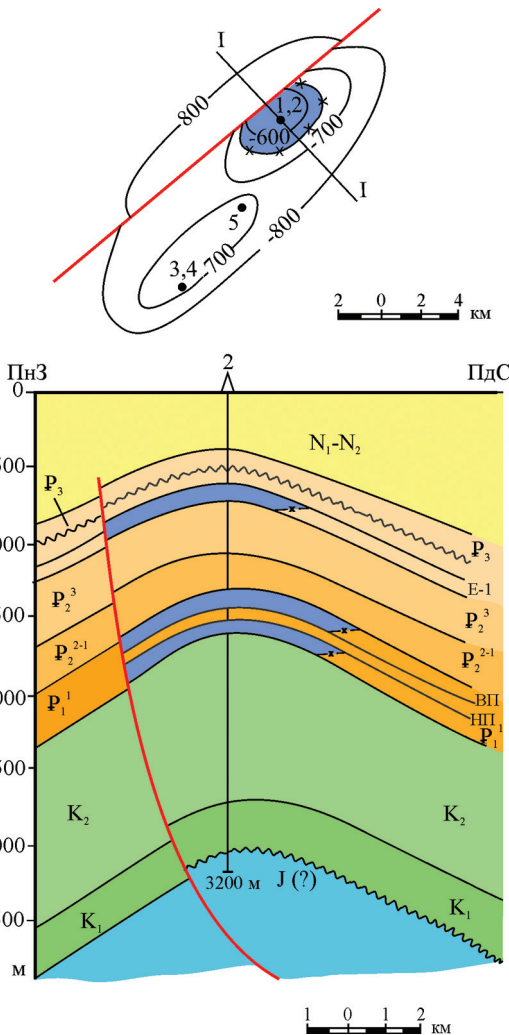


Рис. 7. Одеське газове родовище. Структурна карта покрівлі продуктивного горизонту E-1 та геологічний розріз (склав М.І. Павлюк з використанням матеріалів Б.М. Полухтовича і М.Є. Герасімова).

Умовні позначення див. рис. 6

70 до 300 м. Поклади приурочені до складнобудованих, сильно розчленованих горизонтів піщано-алевритового складу. Запаси газу Мурманського родовища за категорією C_1 становлять 94 млрд. m^3 і за категорією C_2 – 144 млрд. m^3 (сумарні – 238 млрд. m^3).

Одним з унікальних газових родовищ Баренцового моря є Штокманівське (запаси ~3 трлн. m^3).

Загалом розподіл покладів у стратиграфічному розрізі Баренцово-морського шельфу охоплює інтервал відкладів від юрських до кам'яновугільних включно. Однак вивчення умов нафтогазонакопичення у прилеглий Тімано-Печорській провінції дозволяє прогнозувати ширший діапазон поверхів нафтогазонасності. За результатами структурного та формаційного аналізів тут виокремлено три основні поверхи: ордовіцько-середньодевонський, верхньодевонсько-тріасовий та юрсько-крейдовий [41].

Геохімічні аналізи показують, що газові родовища мають однаково близький компонентний склад; густина газів зростає з глибиною. Вражають гігантські запаси родовищ і масштаби концентрації газових покладів, розподіл їх за правилом Кудрявцева тощо. Все це дозволяє вважати, що утворення цих унікальних скупчень вуглеводнів у рифтових і надрифтових прогинах не було зумовлене лише концентрацією розсіяної органічної речовини, а залежало також від глибинних підтоків вуглеводневих компонентів [7, 17].

Нафтогазонасність Азово-Чорноморського регіону

Перший фонтан газу на території Рівнинного Криму одержано на Задорненській площі з відкладів палеоцену в 1960 р. Згодом було відкрито ще низку родовищ як на суші, так і в Чорному і Азовському морях [42, 43, 44, 45]. У результаті на сьогодні на шельфі Чорного і в Азовському морі виявлено 8 газових, 2 газоконденсатних та 1 нафтове родовища.

Як приклад наведемо характеристику Одеського газового родовища (рис. 7). Воно розташоване в західній частині північно-західного шельфу Чорного моря на меридіані Одеси за 130 км від міста. У тектонічному відношенні воно лежить у західній центрикліналі Каркінітсько-Північнокримського прогину.

По покрівлі еоценового продуктивного горизонту “Е-1” складка являє собою брахіантикліналь Пн-Сх простягання. Її розміри за ізогіпсою 800 м складають 11x8 км, амплітуда біля 200 м (рис. 7). Пн-Зх крило її крутіше, ускладнене розривним порушенням типу лістричного. Складка асиметрична. На рисунку видно, що складка має два склепіння. При випробуванні сверд.-1 отримано приплив газу з еоценових пісковиків з дебітом 56,7 тис. m^3 /добу. Верхній палеоценовий поклад (ВП) (інтервал 1408–1436 м) мав дебіт 83,5 тис. m^3 /добу, нижній палеоценовий (НП) (інтервал 1570–1594 м) – 362,0 тис. m^3 /добу. Продуктивний пласт ВП складений дрібнозернистим пісковиком, а горизонт НП – пелітоморфним піскуватим тріщинуватим вапняком. Колектори тріщинно-порового типу. Поклади пластові склепінні, тектонічно екрановані.

Початкові запаси газу в палеоцен-еоценових відкладах за категоріями $A+B+C_1$, становили 11199 млн. m^3 , за категорією C_2 – 890 млн. m^3 .

Всі виявлені на сьогодні поклади вуглеводнів на шельфі АЧР приурочені до антиклінальних складок. В результаті аналізу їх морфології та генезису нами виділено два їх типи. До одного з них (Голіцинське, Одеське родовища) належать субширотні, витягнуті, круті, асиметричні прирозломні складки з явними слідами впливу горизонтального стиску. Вони розташовуються в чолових, фронтальних частинах насувів (лістричних розривів), з якими тісно генетично пов'язані. Другий тип складок – брахіантиклінальні, іноді майже ізометричні, дуже пологі складки, без впливу диз'юнктивів (Південноголіцинське, Кримське, Шмідтівське та ін. родовища). Ці складки розташовані в тилових ділянках літотектонічних пластин, віддалених від розривів.

Висновки

Таким чином, формування геологічної структури Баренцовоморського та Чорноморського шельфів, що перебувають на протилежних окраїнах Східноєвропейської платформи, відбувалося внаслідок колізії різних літосферних плит і має як спільні, так і відмінні риси. Структура АЧР утворилася в складі Альпійського складчастого поясу при зіткненні Євразійської і Аравійсько-Африканської літосферних плит. Цей процес доведений сьогодні геологічними матеріалами та плитотектонічними реконструкціями і дозволяє досить впевнено розшифрувати характер і кінематику руху плит з юрського часу і донині. Основним типом взаємодії плит було їх зближення на тлі лівобічних зсувів на початку юри, що завершилося торцевим зіткненням у кайнозої. Через цю колізію закрився океан Тетис та залишилися тільки редуковані басейни – Азово-Чорноморська та Каспійська ділянки. Південний край Євразійської літосферної плити розвивався в мезозої як активна континентальна окраїна з формуванням тріади, що об'єднувала окраїнні моря, острівні дуги та глибоководні жолоби.

Серед тектонічних зусиль в мезозойсько-кайнозойській історії Баренцовоморського шельфу переважав розтяг, генетично і синхронно пов'язаний з розкриттям Атлантики та Північного Льодовитого океану. Цей процес спричинив розгалужену мережу окраїнно-континентального рифтогенезу. Величезний Баренцовоморський шельфовий басейн у цей час був пасивною континентальною окраїною.

Отже, на обох краях сучасної СЄП зафіксовані активні, однак різнонаправлені горизонтальні порухи, вирішальні у становленні геоструктур, що облямовують Баренцовоморський та Азово-Чорноморський шельфи.

Горизонтальні порухи в тектоносфері, поряд з вертикальними рухами, суттєво вплинули на формування регіональної структури та локальної складчастості в нафтогазоносних провінціях вивчених регіонів.

Оскільки завершальним режимом формування Чорноморського регіону була колізія типу “тектоніки клинів” (“tectonics of wedges”, “crocodile tectonics”), то це проявилось у виникненні різного типу сутур, насувів, зсувів, лістричних розломів та пов'язаних з ними лінійних зон антиклінальних складок – основних пасток вуглеводнів Азово-Чорноморського шельфу. Цей процес, однак, був ускладнений зусиллями розтягу (особливо в ранньокрейдвий час), зумовленими тиловодужним рифтингом.

Геодинамічними ситуаціями, на нашу думку, пояснюється й різниця в сучасних розмірах шельфів (1,4 млн. км² в Баренцовому і лише 459 605 км² в Азовському та Чорному морях). Вони ж визначали і основні режими нафтогазонакопичення – колізійний в Азово-Чорноморському регіоні та рифтогенний і депресійний в Баренцовоморському.

Переважаання розтягу на Баренцовоморському шельфі упродовж мезокайнозойського часу зумовило розвиток рифтогенних структур (перм-тріас) та успадкованих синекліз (юра-неоген).

Така альтернативна геодинаміка, своєю чергою, зумовила й появу різних структурних форм, що акумулювали природні вуглеводні. В Азово-Чорноморському регіоні це малі, видовжені, часто лежачі, ускладнені розривами складки, що містять відносно невеликі запаси газу. В Баренцовоморському регіоні – це величезні пологі, куполовидні, майже ізометричні, мінімально зачеплені диз'юнктивними порушеннями антиклінали, що вміщують крупні і навіть гігантські поклади газу. Вказані особливості геодинамічного розвитку, своєю чергою, визначають напрямок та методику нафтопошукових робіт у цих регіонах.

1. Атласов И.П., Вакар В.А., Дибнер В.Д. и др. Новая тектоническая карта Арктики // Докл. АН СССР. – 1964. – Т. 156, № 6. – С. 1341–1342.
2. Погребницкий Ю. Е. Геодинамическая система Северного Ледовитого океана и ее структурная эволюция // Сов. геология. – 1976. – № 12. – С. 3–22.
3. *Talvani M., Eldholm O.* The continental margin of Norway. A geophysical Study / Bull. Geol. Soc. Amer. – 1974. – Vol. 83.
4. Волк В. Э. и др. Строение земной коры Арктики по геофизическим данным // Геология Арктики. Докл. 27 МГК. – М., 1984. – Т. 4. – С. 26–36.
5. Грамберг И.С. и др. Геологическое строение арктической континентальной окраины СССР // Там же. – С. 3–11.
6. Устрицкий В.И. О тектонической природе Баренцево-Северокарского мегапрогиба // Проблемы нефтегазоносности Мирового океана. – М.: Наука, 1989. – С. 182–191.
7. Павлюк М.І. Мезозой-кайнозойська еволюція і нафтогазоносність Азово-Чорноморського шельфу: Автореф. дис. д-ра геол.-мінерал. наук: 04.00.17 / ІГГК НАН України. – Львів, 1997. – 30 с.
8. Павлюк М. І., Варічев С. О., Войко Г. Ю., Федоровський Ю. Ф. Особливості геодинаміки Баренцево-Карського шельфу // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1993. – № 4 (85). – С. 37–43.
9. Гафаров Р. А. Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформ по геофизическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1963. – № 8. – С. 56–67.
10. *Ovbebo O., Talleraas E.* The structural Geology of the Troms Area (Barents Sea) // Geojournal. – 1977. – № 1. – P. 47–54.
11. *Ronnevik H., Bergsager E. I., Moe A. et al.* The Geology of the Norwegian Continental Shelf // Geojournal. – 1977. – № 1. – P. 117–128.
12. Дибнер В.Д. Морфоструктура шельфа Баренцева моря. – Л.: Недра, 1978. – 211 с.
13. Польшкин Я. И. Складчатые структуры Баренцева моря // Структура фундамента платформенных областей СССР (Объяснительная записка к Тектонической карте фундамента территории СССР). – Л.: Наука, 1974. – С. 259–262.
14. *Eldholm O., Ewing J.* Marine geophysical Survey in the Southwestern Barents Sea // J. of Geoph. Res. – 1971. – Vol. 76, № 17. – P. 3832–3841.

15. *Faleide J., Gudlaugsson S., Jacguart G.* Evolution of the western Barents Sea // *Marine and Petroleum Geology*. – 1984. – Vol. 1. – P. 123–150.
16. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натанов Л. М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. – М.: Недра, 1990. – Т. 1. – 328 с; – Т. 2. – 336 с.
17. Геодинамика и нефтегазоносность Арктики // В.П.Гаврилов, Ю.Ф.Федоровский, Ю.А.Тронов,... М.И.Павлюк и др. / Под ред. В.П.Гаврилова. – М.: Недра, 1993. – 324 с.
18. *Golonka J.* Cambrian-Neogene plate tectonic maps.– Krakow: Wydawnictwo Uniwersytetu Jagiellockiego, Krakow, 2000. – 167p.
19. *Соборнов К.О., Якубчук А.С.* Плитотектоническое развитие и формирование нефтегазоносных бассейнов Северной Евразии // *Геология нефти и газа*.– № 2.– 2006.– С. 10–19.
20. *Павлюк М.И.* Геодинамическая эволюция и формирование структуры нефтегазоносных провинций Баренцева и Черного морей // *Комплексное освоение нефтегазовых ресурсов континентального шельфа СССР: Тез. докл. II Всесоюзн. конф.*– М., 1990. – С. 126–127.
21. *М.И.Павлюк, Г. Е. Бойко* Моделирование тектоносферы Баренцева моря // *Тектоника Баренцево-Карского региона: Тез. докл. Междунар. семинара, 12–14 февраля 1991.* – Мурманск, 1991. – С. 1–3.
22. *Гаркаленко І.А., Попович В.С., Ступак Л.А.* Основні риси структурного плану докембрійського фундаменту північного борту Причорноморської западини // *Геол. журнал.* – 1969. – № 3. – С.45–52.
23. *Чекунов А.В., Гаркаленко И.А., Харечко Г.Е.* Древние докембрийские разломы юга Русской платформы и их продолжение в северном Причерноморье // *Геофиз. сб.* – 1965. – Вып.3 (14). – С.24–34.
24. *Щербак Н.П., Рябоконт В.В.* Корреляция докембрия западной и центральной частей Украинского щита // *Проблемы геологии докембрия.* – К., 1971. – С.86–94.
25. *Starostenko V., Makarenko I., Rusakov O. et al.* Lithosperic inhomogeneity in the Black Sea from geophysical data // *Геофизический журнал.* – № 4. – Т. 32. – 2010. – С.173–175.
26. *Муратов М.В.* Тектоническая структура и история равнинных областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа // *Сов. геология.* – 1955. – № 48. – С.60–80.
27. *Гарецкий Р.Г.* Тектоника молодых платформ Евразии. – М.:Наука, 1972. – 300 с.
28. *Богаец А.Т., Плахотный Л.Г., Черняк Н.Ю.* О некоторых чертах геологического развития Равнинного Крыма и северного Присивашья в раннемеловое время // *Геол. сб.* – Львов, 1966. – № 10. – С.116–121.
29. *Чебаненко И.И., Довгаль Ю.М., Знаменская Т.А. и др.* Тектоника Северного Причерноморья. – К.:Наук.думка, 1988. – 164 с.
30. *Павлюк М.І., Богаець О.Т.* Тектоніка і формації області зчленування Східно-Європейської платформи і Скіфської плити. – К.: Наук.думка, 1978.– 148 с.
31. *Казанцев Ю.В.* Тектоника Крыма. – М.:Наука, 1982. – 112 с.
32. *Юдин В.В., Герасимов М.Е.* Складчатонадвиговая структура юга Украины и нефтегазоносность // *Нафта і газ України – 96: Мат-ли наук.практ. конф.* – Т.1, Харьков, 1996. – С.220–222.
33. *Павлюк М.І.* Геодинамічна модель формування структури Кримсько-Чорноморської нафтогазоносної провінції // *Геологія і геохімія горючих копалин.* – 1998.– № 1. – С.26–31.
34. *Павлюк М.І., Бокун О.М., Копач І.П., Савчак О.З.* Про ймовірний механізм формування складок в альпійському осадовому комплексі північно-західної час-

тини шельфу Чорного моря // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1996. – № 1–2(94–95). – С.26–31.

35. Павлюк М.І., Бойко Г.Ю. Моделювання щільності літосфери шельфу Чорного моря // Тектонические и палеогеоморфологические аспекты нефтегазоносности: Тез. докл. междунар. конф. – Киев-Симферополь, 1996. – С. 15–17.
36. Зоненшайн Л.П., Ле Пишон К. Глубоководные впадины Черного и Каспийского морей – остатки мезозойских тыловых бассейнов // История океана Тетис. – М.: Изд.-во Ин-та океанологии им. Ширшова АН СССР, 1987. – С.74–93.
37. Bijou Dural B., Dercourt I. and Ge Pichon X. From the Tethys Ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the Western Alpine system // Histor Structurale des Bassins Maditerraneans Editijns Technig. – Paris, 1977. – P.143–164.
38. Patrial Ph., Segoufine I., Schech R. Les movemwnts relatifs de l’Inde, del’Afrique et de l’Eurasie //Bull. Soc. geol.France. – 1982. – Vol.24. – N 2. – P.362–373.
39. Павлюк М.І. Про характер зчленування Східно-Європейської і Скіфської платформ в межах Криму //Геологія і геохімія горючих копалин. – 1971. – Вип.25. – С.29–31.
40. Шнюков Е.Ф., Щербаков И.Б., Шнюкова Е.Е. Палеостровная дуга севера Черного моря. – Киев– 1997. – 287 с.
41. Павлюк М.І., Федоровський Ю.Ф. Структурно-формаційні поверхи нафтогазоносності Баренцовоморського шельфу// Тектогенез і нафтогазоносність надр України: Тез. доп. наук. наради. – Львів, 1992. – С.122.
42. Доленко Г.Н., Парыляк А.И., Копач И.П. Нефтегазоносность Крыма. – К., 1968, – 132 с.
43. Геология шельфа УССР. Нефтегазоносность//Богаец А.Т., Бондарчук Г.К., Леськив И.В., Павлюк М.И. и др. Под. ред. П.Ф.Шпака.–К.: Наук.думка, 1986.– 152 с.
44. Нафтогазоперспективні об’єкти України. Перспективи нафтогазоносності бортових зон западин України / І.І.Чебаненко, П.Ф.Гожик, В.О.Краюшкін, М.І.Павлюк та ін.– Київ, 2006.– 263с.
45. Нафтогазоперспективні об’єкти України. Наукові і практичні основи пошуків вуглеводнів в Азовському морі / П.Ф.Гожик, І.І.Чебаненко, В.О.Краюшкін,... М.І.Павлюк та ін.– Київ, 2006.– К.: ЕКМО, 2006. – 340 с.

На основании комплексного изучения глубинного строения, особенностей складчатости осадочного чехла и геологической эволюции Баренцевой и Азово-Черноморской акваторий установлено, что они занимают периклинальные участки окраин Восточно-европейской платформы. Выявлено, что для Азово-Черноморского региона определяющими геодинамическими условиями в альпийскую геотектоническую эпоху были усилия сжатия и складчато-надвиговые дислокации, что обусловило своеобразный характер антиклинальных поднятий и соответствующие типы ловушек нефти и газа. В пределах Баренцевоморского шельфа в мезозой-кайнозойскую эпоху доминировали усилия растяжения и рифтогенез, благодаря которым образовались огромные германотипные антиклиналы и структурные ловушки углеводородов с запасами в триллионы кубических метров газа.

On the basis of complex studies of the deep structure, special features of folding of the sedimentary cover and the geological evolution of the Barents Sea and the Sea of Azov-Black Sea water area, it was established that they occupy periclinal parts of the margins of the East European Platform. It was revealed that compressing strain and fold-thrust dislocations influencing the character of anticlinal uplifts and corresponding types of oil and gas traps were determinative geodynamic conditions in the Alpine geotectonic epoch for the Sea of Azov-Black Sea region. In the Mesozoic-Cainozoic epoch, strain effects and riftogenesis, owing to which huge anticlines of Germanic-type style and structural traps of hydrocarbons with reserves estimated at trillions of cubic metres of gas were formed, prevailed within the limits of the Barents Sea shelf.

Надійшла 24.11.2011 р.