

Міністерство освіти і науки України
Харківський національний університет імені В.Н. Каразіна
Факультет геології, географії, рекреації і туризму
Кафедра фундаментальної та прикладної геології

До захисту перед ЕК допущено
В.о. зав. кафедри _____ доц. Сухов В.В.
«_____» _____ 2025 року

«Геологічна будова та нафтогазоносність Віденського басейну»

КВАЛІФІКАЦІЙНА РОБОТА БАКАЛАВРА

Виконав:

студентка 4 курсу, група ГН-41,
спеціальність 103 Науки про
Землю,

освітньо-професійна програма
«Геологія нафти і газу»

Кудакова Діана Євгеніївна

Керівник:

к. геол. н., доц.

Самчук Ірина Миколаївна

*Кваліфікаційна робота захищена
з оцінкою «_____»*

_____ *Голова ЕК Безрук К.О.*

_____ *Секретар ЕК Тищенко І.І.*

«_____» _____ 2025 року

Харків – 2025

Зміст

ВСТУП.....	3
Розділ 1. Географо-економічна характеристика району.....	5
Розділ 2. Стратиграфія.....	7
Розділ 3. Тектоніка.....	23
Розділ 4. Історія геологічного розвитку.....	36
Розділ 5. Розподіл нафтогазоносності в розрізі стратиграфічного комплексу порід	42
Розділ 6. Структурні типи родовищ нафти та газу	50
Розділ 7. Форми покладів нафти та газу.....	60
ВИСНОВКИ.....	69
Список використаної літератури.....	71

ВСТУП

Віденський басейн – один із найдетальніше досліджених і водночас найбільш ресурсно перспективних нафтогазоносних об'єктів Центральної Європи. Його вигідне розташування на стику трьох великих тектонічних систем – Альп, Карпат та Паннонської западини – зумовило унікальне поєднання геодинамічних умов, що, своєю чергою, сприяло накопиченню значних запасів вуглеводнів у міоценових та пліоценових відкладах. Протягом понад ста років геологічні компанії Австрії, Словаччини й Чехії відкрили тут більше сотні родовищ, серед яких Матцен, Цистерсдорф, Адерклаа, Гаймфелд та Годонін посідають чільне місце у паливно-енергетичному балансі регіону.

Незважаючи на довгу історію досліджень, останні результати буріння, нові сейсмічні дані 3D та оновлені палінологічні шкали істотно уточнюють стратиграфічну колонку та уявлення про просторовий розподіл пасток. Це потребує перегляду класичних моделей формування та еволюції нафтогазових систем басейну, що обумовлює актуальність обраної теми.

Мета і завдання дослідження

Мета роботи – комплексний аналіз геологічної будови та умов нафтогазонакопичення Віденського басейну для уточнення критеріїв пошуків і розвідки родовищ та обґрунтування напрямів їх подальшого освоєння.

Для досягнення поставленої мети визначено такі основні **завдання**:

Охарактеризувати фізико-географічні та економічні передумови розвитку нафтогазовидобувної галузі регіону.

Уточнити стратиграфічну послідовність і вікові межі осадових комплексів за результатами останніх біостратиграфічних досліджень.

Проаналізувати тектонічну будову басейну, виділити головні дислокаційні елементи та їх роль у формуванні пасток.

Відтворити історію геологічного розвитку, визначивши ключові етапи осадонакопичення та горизонтального переміщення блоків.

Систематизувати просторовий розподіл родовищ, установити зв'язок нафтогазоносності з літолого-фаціальними та тектонічними факторами.

Класифікувати структурні типи родовищ та форми покладів нафти й газу, оцінити їхні колекторські та флюїдодинамічні особливості.

Сформувати рекомендації щодо пріоритетних напрямів пошуково-розвідувальних робіт у межах басейну.

Об'єкт і предмет дослідження

Об'єктом дослідження є Віденський міжгірський басейн у межах Австрії, Словаччини та Чехії.

Предметом виступають стратиграфічна будова, тектонічні особливості, літолого-фаціальні умови осадонакопичення та параметри нафтогазових систем басейну.

Методологія роботи

У дослідженні використано:

комплексний аналіз опублікованих геолого-геофізичних матеріалів і фондів звітів;

інтерпретацію двовимірних і тривимірних сейсмічних профілів;

кореляцію даних каротажу та керн з ключових свердловин;

палеотектонічне й басейн-модельне (basin modeling) моделювання генерації та міграції вуглеводнів;

структурно-геомеханічне моделювання для оцінки напруженого стану блоків;

ГІС-технології для просторової інтеграції даних та побудови тематичних карт.

Наукова новизна

Уточнено стратиграфічну стратиграфію міоценових піщано-алевритових комплексів на підставі нових палінологічних та радіометричних даних.

Запропоновано оновлену схему тектонічного районування, що враховує роль каскаду лістрик-скидів і інверсійних структур периферійної зони.

Вперше для басейну виконано порівняльне флюїдодинамічне моделювання відкритих і потенційних пасток, яке показало можливості добудови запасів за рахунок глибинних горизонтів.

Практичне значення

Результати дослідження можуть бути використані геологорозвідувальними компаніями для оптимізації сітки пошукових і розвідувальних свердловин, уточнення ресурсної бази та розроблення техніко-економічних обґрунтувань освоєння нових площ. Окрім того, сформульовані критерії прогнозу можуть бути екстрапольовані на інші міжгірські западини Передкарпатсько-Паннонського регіону.

Розділ 1. Географо-економічна характеристика району

Віденський басейн належить до класичних третинних областей Європи і є частково вихідним пунктом у розчленуванні європейських третинних відкладень. Поряд з цим він є великою нафтогазоносною провінцією, умови нафтоносності якої широко використовуються для аргументації найважливіших питань нафтової геології – генези нафти, її міграції та формування промислових скупчень.

У структурно-тектонічному відношенні басейн є типовою міжгірською западиною, витягнутою з південного заходу на північний схід уздовж простягання Альпійсько-Карпатської гірської системи. Межі його утворюють різні тектонічні зони Альп та Карпат.

На південному заході він обмежений хребтами флішевої зони, що круто обриваються, складеної крейдяними і палеогеновими утвореннями, і вапнякової зони, вираженої мезозойським комплексом порід, головним чином тріасу і юри.

Південну і південно-східну межі басейну утворюють зона граувакк і зона центральних Альпійських гір. складені також Розалієн і Лайта гори, розташовані на продовженні центральних зон Альп до Карпат. флішевих хребтів Західних Карпат – гори Жданицький Ліс, складені крейдовими та палеогеновими флішевіми відкладеннями.

У зазначених межах басейн має розміри: 180 км завдовжки та близько 60 км завширшки. Північно-східна частина знаходиться на території Чехословаччини, південно-західна входить до складу Австрії. Виділені в Альпах структурні зони на території басейну занурюються та складають його фундамент, а потім знову виходять на денну поверхню у Карпатах. Річкою Дунаєм Віденський басейн поділяється на дві частини: північну та південну. Перша – більш занурена, друга – відносно піднесена.

Характерним для басейну є наявність великої кількості величезних за своєю протяжністю тектонічних порушень, таких, як Шраттенберзький,

Штайнберзький, Леопольдсдорфський, Адерклааский, Лабсько-Шаштинський, Годоніно-Гбельський розриви та ін. седиментації опадів. Характерно, що до розривів зазвичай примикають регіональні зони піднятий. Лабсько-Шаштинському – Лабська і до Годоніно-Гбельського – Годонінська зона піднятий.

Скиди в основному мають падіння всередину басейну і є здебільшого скидами розтягування. У багатьох випадках вони утворюють цілі скидні зони, що складаються з декількох паралельних порушень, що змінюють один одного. Амплітуда їх коливається у великих межах. Максимальну амплітуду понад 2000 м має Штайнберзьке скидання в районі Цистерсдорфа. Цим розривом басейн уздовж свого простягання поділяється на дві частини: західну та східну.

Західна частина басейну, розташована на захід від Штайнберзького скидання, відносно піднята. У ній потужність міоценових відкладень невелика і коливається від 150 до 1500 м. Інша частина басейну, розташована на схід від нього, занурена і характеризується значним збільшенням потужності третинних відкладень – від 2000 м на відносно піднятих ділянках до 4000 м на ділянках занурених.

Розділ 2. Стратиграфія

Численні глибокі свердловини, що бурилися у Віденському басейні із метою виявлення нафтових покладів, у багатьох випадках пробурювали весь осадовий міоценовий комплекс утворень власне басейну і врзалися в породи альпійсько-карпатської основи. Це відноситься насамперед до свердловин, що розташовані на захід від Штайнберзького скидання, і до свердловин, які хоч і знаходилися на схід від нього, але на глибині перетинали його і розкривали фундамент піднятої західної частини басейну. Останнім часом глибокими свердловинами фундамент розкрито також і в межах східної, зануреної частини басейну, зокрема на площах Матцен та Адерклаа. На чехословацькій території басейну породи, що беруть участь у будові фундаменту, розкривалися в Годонинському нафтопромисловому районі та на ряді інших ділянок.

З даних буріння встановлено, що фундамент басейну складний утвореннями різного віку. Здебільшого це еоценовий фліш, що бере участь у будові флішевої зони Альпійсько-Карпатської гірської системи. У східній частині, на ділянках Адерклаа, Цверндорф-Висока, Лаб та ін, він складений породами мезозою, що беруть участь у будові вапнякових зон Альп та Карпат.

Еоценові флішеві утворення у верхній своїй частині представлені сірими та зеленувато-сірими аргілітами з тонкими прошарками того ж кольору щільних, тонко- та дрібнозернистих глауконітових піщаників. Іноді зустрічаються також дуже тонкі прошарки червоних та зеленувато-сірих мергелів. Нижче за розрізом еоценового флішу слідує потужний комплекс переважно світло-сірих, дрібно- та середньозернистих вапняних пісковиків з малопотужними прошарками сірих, рідше строкатих аргілітів.

Мезозойський комплекс порід фундаменту представлений здебільшого породами юри і крейди, вираженими переважно карбонатними фаціями.

Осадовий комплекс порід, що бере участь у будові власне Віденського басейну, стратиграфічно представлений утвореннями нижнього міоцену

(бурдигал, гельвет), середнього міоцену (тортон), верхнього міоцену (сармат, нижній паннон) та нижнього пліоцену (середній та верхній паннон).

Бурдигал. Наявність бурдигальських відкладень у Віденському басейні переконливо доведено чехословацькими геологами Д. Андрусовим (1937, 1938), Т. Буда (1955, 1956), І. Цихою (1957) та ін. Серед цих відкладень виділяється як нижнє.

Нижньобурдигальські відкладення поширюються на поверхні в межах північно-східної околиці басейну в районах Храпова, Подбранча та Брезова. Крім того, ці утворення розкривалися глибокими свердловинами на площі Годонін. Літологічно вони представлені конгломератами та пісками різної зернистості з прошарками глинистих сланців.

Конгломерати та піски за складом кластичних седиментів поділяються на три типи: флішевий, карбонатний та перехідний. Флішевий тип конгломератів та пісків характеризується седиментами із флішевих палеогенових порід зони Магури. Карбонатний тип складений з вапняків і доломітів внутрішньої Утьосової зони Карпат. змішаний.

Глинисті сланці зазвичай присутні у вигляді малопотужних прошарків або лінз серед конгломератів та пісків. Вони темно- і світло-сірі, по-різному піщані. Найбільше їх зустрічається у районі Храпова біля Підкілава та Костольні, а також між Подбранчем та Градіште. Максимальна загальна потужність нижньобурдигальських відкладень сягає 150 л у районі Годоніна.

Важливо відзначити, що ці опади залягають незгодно на різних за віком переднеогенових утвореннях і перекриваються трансгресивно з різкою кутовою незгодою відкладеннями верхнього бурдигалу. фаза викликала значні тектонічні зрушення і зумовила утворення насувів в районі Годоніна, в північній частині Малих Карпат і в області Поваж'я біля Гандлова. шари нижнього бурдигалу, а окремих місцях – на породи фундаменту басейну.

Верхньобурдигальські відкладення найбільш широко поширені на території між Тинець і Радошовцями. Крім того, вони розкривалися свердловинами на площах Годонін, Вальтиц, Шаштин та ін. слюдистих пісків

і пісковиків; потужність їх коливається від кількох десятків метрів у зонах підняття фундаменту до 1200 м на ділянках його занурення (Лужиці на південний захід від Годоніна).

У доказ своїх поглядів про верхньобурдигальський вік та відкладень, що розглядаються, чехословацькі геологи наводять, крім тіло, дані мікрофауністичних досліджень. Згідно з відомостями М Вашічек (1951), Т. Будая, І. Ціхи (1956), В. Шпички, І. Заплеталозою (1956) та ін., у нижніх частинах цих відкладень, особливо в глинистих шлірових різницях, присутня багата асоціація мікрофауни. Ця мікрофауна, як видно, має загальний характер з нижньобурдигальською. Водночас вона схожа з верхньобурдигальською фауною так званого шліру галлер західної частини Предальпійського прогину, описаної Г. Бюрглем (1945). Як у шлірі галер. так і у верхньому бурдигалі чехословацької частини Віденського басейну відбувається збіднення мікрофауни від подошви шарів до покрівлі. Найбільш поширеним видом для нижньої частини шліру галлер, також як і для верхньобурдигальських відкладень, є *Bathysiphon filiformis* S a g s. Вище за розрізом зустрічаються *Planulina wuellerstorfi* (Schw.) та *Ammodiscus incertus* (Orb.). Відмінність зводиться в основному до того, що у верхньобурдигальських відкладах Віденського басейну не була зустрінена *Orbulina uniuersa* O Ъ, часто зустрічається в шлірі галлер. Велика схожість спостерігається між верхніми шарами верхнього бурдигалу басейну та верхніми шарами шліру галер. У них відбувається збіднення мікрофауни, а індивідууми, що збереглися, аналогічні між собою. р. Гатн та О. Гользе (1952) паралелізують за фауною бурдигал Баварії зі шліром галер Австрії. Наведена ними фауна бурдигала баварських моласів, на думку Т.М. Будая та І. Ціхи, відповідає такий Віденського басейну.

Таким чином, ґрунтуючись на тому, що фауна відкладень, що характеризуються, має загальний характер з мікрофауною нижнього бурдигалу і одночасно схожа з мікрофауною шліру галлер, що відноситься австрійськими геологами до верхнього бурдигалу, а також враховуючи наявність на околиці басейну трансресивного залягання і вугілля бурдигалу, чехословацькі

геологи, зокрема Т. Будай та І. Ціхи вважають, що у Віденському басейні поряд з нижньобурдигальськими утвореннями присутні також відкладення верхнього бурдигалу.

Зауважимо, однак, що цю думку поки що не поділяють австрійські геологи. Опі вважають, що седиментація відкладень міоцену у Віденському басейні почалася з гельветського часу (Р. Зібер, 1953; Р. Яношек, 1951; Р. Гриль, 1948, 1954). Уявлення їх базуються головним чином у тому, що у районі Штайнберга у покрівлі порід так званого шпір-базиса Р. Гриль виділив перехідні верстви до гельвету, у яких А. Папп і К- Турновський (1953) визначили фауну з родів *Bathysiphon* і *Cyclamina*. Остання, на думку, свідчить про гельветському віці утворень шпір-базису.

Чехословацькі ж геологи цю фауну, зокрема *Bathysiphon* cf. *Laurinensis*, St. cf. *filiformis* Sars, *Cyclamina* sp. та ін, як зазначалося, вважають характерною для верхньобурдигальських відкладень. На доказ цього ними наводиться той факт, що зазначені види мікрофауни у Зовнішньоальпійському басейні зустрічаються в базальних шарах верхнього гельвету, що відносяться до верхнього бурдигалу (свердловини «Носислав 1» та «Нітковіце 1»),

Гельвет. Наприкінці верхнього бурдигалу проявляються інтенсивні тектонічні рухи, що зумовили вихід території Віденського басейну з-під рівня моря. Опадів нижнього гельвету, аналогів оттанського та воцкля-шпіру Предальпійського прогину та онкофорових шарів Зовнішньоальпійського басейну тут не встановлено. Седиментація морських відкладень, мабуть, почалася лише у верхньому гельветі. Оподи цього часу представлені в основному у двох фаціях: у піщаній фації шарів грундер та в глинистій фації шпіру (Г. Н. Доленко, 1956).

Грундер-шари в основному поширені в північно-західній частині басейну (на захід від Штайнберзького скидання). Вони представлені велико-, середньо- і дрібнозернистими пісками з прошарками глинистих мергелів, іноді щебених утворень. Потужність їх коливається у великих межах: на захід від Шраттенберзького скидання вона вимірюється десятками метрів, на схід від

нього, в області так званої Містельбахської депресійної зони, сягає 700 м. У фауністичному відношенні ці відкладення є досить бідними. На окремих ділянках у них міститься фауна з пологів Cerithium і Neritidae, іноді окремі види з пологів Melanopsis і Helix. Шлірові освіти поширені ширше, ніж грун-дер-шари. Вони зустрічаються як у північно-західній, так і в південно-східній відносно зануреній частині басейну. Здебільшого породи шліру залягають на так званих утвореннях фліш-блзна, іноді безпосередньо на флішевих породах фундаменту. Фліш-шут залягає на схилах похованих флішевих гір і представлений зазвичай незграбними, рідше слабоокатаними бриловими шматками (завбільшки від сантиметра до декількох метрів у діаметрі) флішевих порід, зцементованих шліровим матеріалом. В окремих випадках у товщі цих порід зустрічаються також конгломерати та грубозерністі піски. Потужність освіти змінюється залежно від рельєфу фундаменту басейну. Найбільшій потужності (близько 300 м) ця товща досягає на східному схилі похованої флішевої гори Санкт-Ульріх-Хаускірхен. На південно-західному відносно пологому схилі цієї гори породи розкриті потужністю 180–230 м (свердловини Штайнберг 1 і 2). У південному напрямку потужність їх скорочується, й у районі Віндіш – Баумгартен вони немає. У західній частині Містельбахської депресійної зони потужність цих відкладень вимірюється лише кількома метрами, і лише в районі Зібенгіртену вона становить близько 150 м (свердловина «Зібенгіртен 1»).

Шлірова фація в своєрідному типі представлена темно-сірими, дещо сланцюватими глинистими мергелями з окремими малопотужними пропластками пісковиків і мергелів. Потужність відкладень цієї фації на різних ділянках є різною. Безпосередньо на флішевих підняттях вона дорівнює 200–300 м. На схилах піднятий, у міру їх занурення відбувається закономірне її збільшення, і в найглибших зонах басейну вона досягає величини близько 2000 м.

За умовами залягання шлірові утворення лежать на дещо вирівняному рельєфі фундаменту басейну. Однак навіть верхня їх поверхня певною мірою

відображає його поведінку.

До недавнього часу більшістю австрійських геологів утворення шлірових опадів пов'язувалося з руйнуванням флішевих гір, що знаходилися безпосередньо або недалеко від області седиментації. Розподіл опадів, на думку багатьох геологів, відбувалося залежно від глибини занурення окремих ділянок басейну. Вважалося, що грубокластичний матеріал ливався на схилах піднятий, а дрібнокластичний і пелітовий переносився більш віддалені, занурені ділянки басейну.

Дослідження останніх років показують, що така думка помилкова. Проведені аналізи кернавого матеріалу з глибоких свердловин вказують на те, що мінералогічний склад утворень шліру значною мірою відрізняється від мінералогічного складу порід похованих флішових гір басейну. У той час як породи флішевої основи басейну містять у складі важкої фракції мінералів від 70 до 80% циркону і 20% рутила і турмаліну, породи шліру характеризуються значною перевагою гранату над цирконом і присутністю від 10 до 20% ставроліту торихзовсім немає у породах флішу. Така різниця в мінералогічному складі порід флішевих гір та шліру свідчить про відсутність генетичного зв'язку між ними. Транспортування вихідного матеріалу для шліру відбувалося, мабуть, з області, розташованої за межами басейну. Судячи з великого змісту в шлірі граната і дистена, такою областю, швидше за все, були Східні Альпи, що обмежували південно-західний берег Гельветського моря. Це дозволяє припускати, що шлірові опади басейну є самостійним комплексом порід і не пов'язані з утвореннями фліш-шута, складеного, як зазначалося, в основному матеріалом з флішових гір, що занурилися (Г. Н. Доленко, 1960).

За мікрофауною та літологічними особливостями чехословацькі геологи всю товщу Гельветських відкладень підрозділили на чотири зони.

Перша зона, нижня, характеризується товщею глин темно-зелених, кілька сланцюватих, слабощистих, мергелистих з грубозернистими пісками в основі. Потужність її досягає 600 м (район Шаштіна, Гбелі).

Друга зона, порівняно з першою, зазнає як за площею, так і по вертикалі значних фаціальних та фауністичних змін. На околицях басейну вона складена переважно галечниковими утвореннями. До центру басейну все більшого поширення набувають глинисті відкладення з пропластками та пластами пісків та пісковиків. Глини сірі, зеленувато-сірі, рідко строкаті, мергелисті, сланцеві. Піски та пісковики дрібнозернисті, іноді середньозернисті, вапняні, кварцові та поліміктові. Мікрофауна тут бідна і представлена здебільшого солонуватоводними формами.

Третя зона, чи зона штефанівських шарів, значно більше розширено, ніж друга. Фаціально відкладення її ще більш диференційовані. Типовими породами цієї зони є шлірові глини, світло-зелені та сірі, слабощаністі, з неявно вираженою шаруватістю, найчастіше комковаті, вапняні, з присипками світлосірих тонкозернистих глинистих пісків на поверхнях нашарування. На околицях басейну широко поширені грубокластичні седименти: поліміктові конгломерати, піски, пісковики та різноманітні галечники. Фауністично вона дуже багата. У ній виділено більше 150" видів форамініфер.

Четверта зона характеризує кінець осадконакопичення гельветського часу. Її відкладення представлені частим чергуванням піщаних та глинисто-мергелистих утворень. Ці седименти нерідко мають строкате забарвлення. Потужність їх сягає 700 м. Фауністично вони дуже бідні.

Тортон. Наприкінці гельвету і на початку тортону відбулися тектонічні зрушення (штирійська фаза), що зумовили незгодне залягання комплексу утворень тортону на різних за віком породах, що підстилають. Базальні утворення тортону представлені в багатьох місцях грубокластичні утворення (адерклааські, ротнойзидлерские та інші конгломерати), які розглядаються як річкові наноси. Здебільшого утворення тортону мають характер морських опадів.

У прибережних зонах розвинені головним чином грубокластичні утворення: галечники, конгломерати та брекчії. Широко поширені у цих зонах нуліпорові вапняки. Останні встановлені біля підніжжя гір Лайта, де вони

називаються лайта-вапняками, та на горі Штайнберг біля Цистерсдорфа. Характерною складовою їх є залишки скелетів вапняних водоростей *Lithothamnium* і *Lethorhillum* із сімейства *Corallinacea*.

Серед лайту-вапняків зазвичай виділяються корінні та детритусові. Корінні вапняки у Віденському басейні трапляються дуже рідко. Найчастіше виявляється скупчення перебитих гілочок нуліпор, які разом з піском, глиною та іншими мінеральними частинками зціментовані та утворюють компактну породу.

У центральних зонах басейну поширені переважно дрібнокластичні теригенні утворення: піски, пісковики та глинисті мергелі. Піски та пісковики в основному кварцові, сірого та темно-сірого кольору, різного гранулометричного складу. Глинисті мергелі складаються з лусочок глин з деякою домішкою слюд і дрібнозернистого кварцу, зцементованих вапняним цементом. У свіжому вигляді вони блакитно-сірого і темно-зеленого забарвлення, дещо пластичні та жирні на дотик; при вивітрюванні стають досить твердими і набувають жовтувато-коричневого забарвлення.

Потужність тортонських відкладень залежно від тектонічної зони басейну змінюється у межах. На захід від Штайнберзького скидання, біля Цистерсдорфа, потужність їх сягає 600 м. На захід, у бік Містельбаха, вона дещо зростає; південніше нар. Дунаю (на захід від Леопольдсдорфського скидання) зменшується до 250-300 м. На схід Штайнберзького скидання, в межах Цистерсдорфського нафтопромислового району, відкладення тортону поки що повністю не розкривала жодна з глибоких свердловин. Максимально (понад 1200 м) вони розкривалися на площі Мюльберг.

У внутрішній частині басейну ці відкладення повністю пройдено на структурах Матцен та Адерклаа. На структурі Матцен потужність їх становить 600-650 м. Тут вони фаціально представлені тими ж глинистими мергелями, що у районі Цистерсдорфа, але з великим вмістом піщаних горизонтів, потужність яких у окремих випадках сягає 60 м. До одного з таких піщаних горизонтів, названого матценським піском, на родовищі Матцен приурочено

найбагатший нафтовий поклад басейну. На структурі Адеркла потужність тортонських відкладень становить 750-790 м. Верхня частина на цій площі до 400 м складається з сірих та темно-сірих глинистих мергелів із піщаними прошарками невеликої потужності. У нижній частині залягають так звані конгломерати адерклаа потужністю до 200 м. Вони є базальними тортонськими утвореннями, складеними з вапнякових та флішевих галек – продуктів руйнувань вапнякових та флішевих зон Альп. Зі зміною потужності тортонських відкладень змінюється і вміст піщаних горизонтів. На структурі Адерклаа налічується сім піщаних горизонтів, на родовищі Матцен - 16, а на Мюльберзі - 28. У багатьох випадках з цими піщаними горизонтами тортону пов'язані промислові поклади нафти та газу.

Повний розріз тортонських відкладень досить чітко поділяється на окремі літологічні та стратиграфічні зони. Е. Вайт (1943) на підставі вивчення геологічних розрізів пробурених у Віденському басейні свердловин зробив спробу розділити тортонські відкладення на дві частини: нижню, переважно глинисту, морську, і верхню, більш піщану, з включенням прісноводних прошарків (особливо у верхній частині розрізу). Такий підрозділ тортонських відкладень виявився хибним. Нові матеріали за глибокими свердловинами показали зворотну закономірність у зміні піщанистості розрізу цих порід, тобто збільшення її не до верхів розрізу, а до нижньої його частини, де піщані горизонти, як вказувалося, досягають значної потужності – від 15 до 60 м (структури Матцен, Аберклаа, Мю).

Більше вдалий підрозділ цих відкладень зроблено виходячи з мікрофаунистических термінів. У цьому плані необхідно вказати передусім роботи Р. Гриля (1943), А. Паппа і До. Турновського (1953).

До кінця нижнього тортону, на його думку, спостерігається деяке відступ моря, внаслідок чого окраїнні частини басейну стають сушею. Верхнетортонська трансгресія, що послідувала за цим, була менш великою. Вона сприяла утворенню спочатку різнозернистих пісків і вапняків (типу ліотамнієвих), та був різного характеру глин, мергелів і пісків: то сірих у

знижених частинах басейну, то строкатих його околицях.

Відкладення цього щодо молодшого тортонського віку мікрофауністично підрозділяються цим дослідником як і, як і Р. Грилем, на три зони: зона із *Spiroplectamina carinata* (Orb.), зона болівіно-булімінова з *Bolivina dilata* Reuss та зона роталіду з *Rotalia beccarii* (L.).

Зона з аглютинованими формами складена в основі сірими мергелями та глинами. У ній, крім наведеної керівної форми *Spiroplectamina carinata* (Orb.).

Зона болівіно-булімінової носить на собі сліди деякої регресії моря. Це виявляється появою в її розрізі строкатих мергелистих глин та вимиранням морської фауни.

Найвища зона з *Rotalia* характеризується ще більш значним опрісненням. У ній поширені лише *Rotalia beccarii* (L.), іноді *Elphidium reginum* (Orb.).

Зазначимо, що регресія моря, що виявилася до кінця тортону, спостерігається не тільки у Віденському басейні, а й у суміжних з ним областях – Впешнеальпійському та Паннонському басейнах (Г. Д. Доленко, 1960). На околицях Віденського басейну, де проходить кордон тортону і сармата, фіксується зазвичай перерва в седиментації, хоча в знижених ділянках басейну накопичення опадів відбувалося без помітної перерви.

Сармат. У сарматський час Віденський басейн був, по суті, західною бухтою великого внутрішнього сарматського моря, яке займало територію сучасної Угорщини і з'єднувалося з областю Причорномор'я. Берегова лінія сарматського моря істотно змінилася проти берегової лінією тортонського моря. Вона перейшла далеко на північний схід, на територію Словаччини, в. навпаки, скоротилася на заході та південному заході. Зміна берегової лінії, одночасно зі зниженням рівня вод, відбилося на фаціальних особливостях відкладень цього часу. На відміну від тортонських опадів, котрим характерна багата фаціальна диференціація, у сарматі відбувається накопичення головним чином однотипних піщано-глинистих і мергельних утворень (Т. Будаї, Ю. Брезіна, І. Ціха, 1955). Джерелом седиментації сарматських відкладень була не тільки суша, що оточувала басейн, а й тортонські відкладення, виведені на

краях басейну з-під рівня моря і зазнали руйнування.

Прибережні освіти цього часу мають обмежене поширення. Вони зустрічаються переважно на краях басейну і тільки в невеликій кількості - в центральній його частині, в частині На горі Штайнберг, яка в нижньому сарматі, ймовірно, являла собою острів. Літологічно ці утворення мало чим відрізняються від прибережних утворень тортону. Це головним чином галечники та конгломерати, рідше – рифові та оолітові вапняки. Останні відомі на півдні басейну біля Гайнбурга та у західній частині басейну в районі Містельбаха. Серед карбонатних фацій нерідко зустрічаються також детритусові вапняки, поширені як у крайових зонах басейну (особливо біля підніжжя гір Лайта), так і в центральній частині, наприклад на горі Штайнберг. Ці вапняки складені з уламків гілочок нуліпор та з перевідкладеного тортонського лайту-вапняку, рідше – з уламків раковин молюсків. Як домішок у яких зустрічається теригенний матеріал.

Серед сарматських відкладень поширені піски, пісковики і глинисті мергелі. Всі вони дуже схожі на відповідні утворення тортону, але, на відміну від останніх, мають зеленувато-сіре та зелене забарвлення. Областю їх поширення є як крайові, і центральні зони басейну (Г. М. Доленко, 1956).

Перераховані літологічні різниці порід сармату пов'язані між собою поступовими переходами. Матцена) досягає свого максимуму - понад 1000 м; на території чехословацької частини басейну потужність цих відкладень вимірюється всього 250-300 м. Зі збільшенням потужності збільшується кількість піщаних горизонтів. на родовищах Тестинг, Раг, Гайзельберг, Ван-Сікль, Мюльберг та ін. На території Чехословаччини в межах Годоніно-Гбельського нафтопромислового району експлуатується всього кілька горизонтів цього віку. ін.

Встановлення солонуватоводного режиму сарматського моря, натомість морського тортонського, зумовило значні зміни і в органічному світі. Усі види фауни, які не переносять змін у солоносності вод, т.е. е. всі стеногалинні форми двостулкових та гастропод, у сарматі вимирають. Значну зміну зазнає також

фауна форамініфер.

У 1941 р. Паубер на підставі макрофауни підрозділив сарматські відкладення на два відділи: нижній, ервілієвий та верхній, мактровий. Дещо пізніше Р. Гриль (1943) по мікрофауні поділяє їх на три зони: зону з *Rotalia bessarii* (L.), зону з *Elphidium hauerinum* (O. G. B.) і зону з *Nonion granosum* (O.).

Останнім часом О.А. Папп (1954) всю товщу сарматських відкладень Віденського басейну по макрофауні також поділив на три зони (згори донизу): зону *Rissoa*, зону *Ervilia* та зону *Mastra*. Зони *Rissoa* та *Ervilia*, на його думку, відповідають волинським, а зона *Mastra* – безсарабським верствам Причорноморської області. Таку ж думку свого часу виклав і автор у роботі «Деякі зауваження до питання зіставлення верхньоміоценових і нижньоміоценових відкладень Віденського басейну і Кубано-Чорноморської області» (1954).

П а н н о н. На кордоні сармата і паннона відбувається нове значне скорочення вод Віденського басейну, що позначилося на умовах седиментації паннонського комплексу порід. На території Чехословаччини ці післясарматські зміни фіксуються перервою в опаді і незначною кутовою незгодою. На австрійській частині басейну перетворення виражені менш різко.

Грубокластичні седименти цього часу поширюються не тільки в крайових зонах басейну, а й заходять далеко всередину його. Місцем їх накопичення є як західна частина басейну (район Містельбаха), і східна (район Цистерсдорфа).

Літологічно вони представлені в основному галечниками з прошарками пісків, пофарбованих у жовті та коричневі тони. Галька складається переважно з кварцу і завжди добре окатана, що говорить про перенесення її на значну відстань. За своєю природою галечники розглядаються як відкладення кількох річок, що протікали із заходу всередину басейну.

Більш тонкий теригенний матеріал – піски, пісковики та глинисті мергелі – поширений лише на відносно знижених ділянках басейну. У крайових зонах, у верхній частині середнього паннона, глинисті мергелі часто містять прошарки лігніту, а окремих випадках (район Годонина) навіть вугільні пласти

є об'єктом розробки. У центральних зонах басейну вони містять у собі темно-коричневі та чорні глини. Все це свідчить про початок осушення басейну.

Загальна потужність нижнього та середнього паннона коливається у великих межах. У районі Цистерсдорфа вона дорівнює від 500 до 1000 м, на південь від р. Дунаю досягає 550-600 м, а на північному сході центральної частини басейну (район Айхорна) - 1050 м (максимальна величина).

Відкладення верхнього паннона, або, як їх ще називають, «зона без копалин», у межах Австрії поширені між Штайнбергським та Леопольдсдорфським скиданнями на заході та горами Лайта на південному сході. На території Чехословаччини їхня площа більша: вони захоплюють ділянки, де не відкладалися ні сарматські, ні середньо- та нижньопаннонські відкладення. Однією з таких ділянок є, зокрема, північно-східна частина Віденського басейну, звідки верхньо-панонська трансгресія проникла через долину річки. Морави в Предкарпатській прогин і досягла районів Пршерова, Голешова, Оломоуца та Кромержижа.

Через опріснення басейну відкладення верхнього паннона різко відрізняються від середньо-і нижньопаннонських опадів. Вони представлені частим чергуванням глинистих мергелів, глин і грубо-і крупнозернистих пісків із прошарками гравію та галечника. У верхній частині багато зустрічається різного роду конкрецій.

За зовнішніми петрографічними ознаками відкладення верхнього паннона поділяються на серії: нижню, синю, і верхню, строкату. Синя серія складається з частого чергування пофарбованих у синій колір пісків, глин та глинистих мергелів з окремими прошарками гравію, дрібної гальки та лігніту; строката характеризується чергуванням пісків, глин та глинистих мергелів з мергелисто-вапняковими конкреціями та прошарками прісноводного вапняку. Всі літологічні різниці цієї серії пофарбовані в зелений, частіше жовтий і коричневий кольори.

Загальна потужність верхньопаннонських відкладень там, де вони не піддавалися ерозійним процесам, сягає близько 300 м.

Значне опріснення паннонського басейну зумовило великі зміни у його фауні. Всі характерні для сармату молюски та форамініфери в цей час вимирають, за винятком окремих форм, які зустрічаються в нижньому панноні, в так званій зоні *Melanopsis Impressa*.

Дещо інший підрозділ паннонських відкладень останнім часом запропонував А.А. Папп (1953). За його схемою, ці відкладення фауністично поділяються на такі зони (згори донизу):

Чехословацький геолог Ст. Покірний вносить у цю схему зміни. На його думку, зона А може бути охарактеризована видом *Melanopsis impressa*, зони С і D об'єднуються в одну зону з *Congeria partschi* та *Congeria ornithopsis*, оскільки встановлено, що *Congeria partschi* зустрічається головним чином у глинистих породах, а *Congeria ornithopsis* – у породах піщаних одного і одного. Відкладення середнього паннона (зона Е) виділяються у шари з *Congeria subglobosa*. Верхній паннон (зони F, G, H) поділяються на шари з *Congeria croatica* та строкаті шари.

Післяпанонські освіти. Осушення Віденського басейну, яке почалося з верхів середнього паннона, йшло поступово із заходу Схід. Річки, які йшли за цим відступом, зумовлювали, одночасно з денудаційними процесами, освіти молодих пліоценових та четвертинних утворень. Такими утвореннями були переважно галечники, піски, суглинки та глини.

Галечники утворюють основну масу післяпаннонських відкладень. Всі вони без винятку річкового походження і складаються з гальки завбільшки з горіх і більше. Піски часто пофарбовані в жовтий або червоно-коричневий колір. Найчастіше вони включені в галечники, рідше перешаровуються із нею. За своєю природою піски делювіального та алювіального походження. Суглинки зазвичай утворюють проміжну товщу серед галечників і лише іноді включені до них пошарово.

Глини також найчастіше перешаровуються з галечниками і лише зрідка утворюють окремі пласти незначної потужності.

Широко поширений у Віденському басейні лес. Він здебільшого жовтого

або світло-сірого кольору, пористий, вапняний, переважно неслоистий, з окремими вапняними конкреціями (лісові лялечки). Найчастіше ліс зустрічається у північній частині басейну – у районах Цистерсдорфа, Матцена, Айхорна та інших. Потужність його у часто вимірюється кількома десятками метрів. Загальна потужність четвертинних утворень нерідко сягає 50 літрів і більше.

Всі післяпанонські освіти дуже бідні на органічні залишки. У галечниках і в пісках і глинах зустрічаються лише окремі наземні і прісноводні молюски *Helix*, *Purilia* та інших.

На закінчення наведемо узагальнені дані щодо стратиграфії та літології Віденського басейну (табл. 4).

Розділ 3. Тектоніка

Тектонічна будова Віденського басейну знаходиться у тісному зв'язку з оточуючими його геоструктурними елементами Альпійсько-Карпатської гірської системи. Серед останніх виділяють флішову, вапнякову, граувакову та центральну зони. Флішова зона поділяється на чотири підзони: зовнішню (F_0) з юрськими скелями (K), середню (F_1), внутрішню (F_2) і південну (F_3). Кожна з цих підзон насунута одна на одну у північно-західному напрямку. Найпівнічніша зона (F_0), у свою чергу, насунута на моласові відкладення Альпійського передгірського прогину. В області Віденського басейну всі ці підзони занурюються в глибину лініями поперечних розломів (B_1) і перекриваються моласовим комплексом міоценових порід. На північному сході басейну вже в межах Карпат вони знову виходять на денну поверхню.

Вапнякова зона, що має в Альпах ширину близько 40 км, підрозділяється, так само як і флішева, на ряд підзон покривного характеру: франкенфельдер (F_k), лунцер (L_n), отчер (O_t) і високоальпійський покрив (H_o). Вони контактують між собою за лініями повздовжніх (насувного характеру) порушень. В цілому вся вапнякова зона насунута на флішову.

У межах Віденського басейну зазначені підзони вапнякових Альп зазнають різкого занурення за тими ж поперечними розривами, що й підзони флішу; в області Карпат вони виходять на поверхню (K_1 , K_2), але не мають покривного характеру, як в Альпах.

На південь від вапнякової зони розташовується зона граувакк (GR), складена головним чином з порід палеозойського комплексу. Напрямок її простягання на північний схід, в область Віденського басейну точно не встановлено.

Центральна зона (C) складена кристалічними породами. Вона знаходиться у безпосередньому зв'язку з кристалічними породами Малих Карпат та Татр.

Утворення Віденського басейну як самостійної геоструктурної одиниці відбувалося протягом часу від бурдигалу до пліоцену включно. На формування

основних тектонічних елементів цього басейну вплинули передміоценова (савська) фаза складчастості, окремі тектонічні прояви в нижньому та середньому міоцені (штирійська фаза), передпліоценова (атична) і постпліоценова (роданська) фази складчастості альпійського тектонічного циклу. Інтенсивність кожної з тектонічних саз виявлялася по-різному. Особливого значення мали передміоценова складчастість, з якою пов'язане виникнення басейну, і постпліо-шенсзая, що сформувала сучасний вигляд тектоніки басейну.

Загальну тектонічну будову Віденського басейну зображено на карті (рис. 2) і геологічному профілі (рис. 3), складених нами за матеріалами Радянського нафтового управління в Австрії та нафтових бурових організацій Чехословацької Соціалістичної Республіки.

Перш ніж розглядати основні структурно-технічні елементи власне Віденського басейну, зауважимо, що опускання його тергетсрії відбувалося за системою великих поздовжніх і поперечних регіональних розривів, що зумовили блокову будову фундаменту. Це наклало свій відбиток на умови седиментації опадів басейну та на їх структурні особливості.

У межах басейну виділяються північно-західна і південно-східна присюртові зони, що характеризуються відносно невеликою потужністю опадів (150-1500 м) і спокійнішою складчастістю, н центральна зона, що є найбільш зануреною, з максимальною потужністю опадів (понад 4000 м) і інтенсивною складчастістю. Весь комплекс міоценових порід власне басейну залягає з різкою кутовою незгодою на розмитій поверхні палеогенового та крейдяного флішу на північному заході басейну, а на різко дислокованих породах юрського та тріасового віку – на південному сході. Усередині міоценового комплексу порід різких кутових незгод не відзначається.

Тектонічні рухи, що відбувалися в кінці нижнього і верхнього бурдигалу, в кінці гелвету і в середині тортону, виражені головним чином у формі стратиграфічної незгоди і тільки іноді (в кінці нижнього бурдигалу і сармата) – у формі часткових процесів. зоні в більшості випадків спостерігається

поступовий перехід від опадів одного віку до іншого.

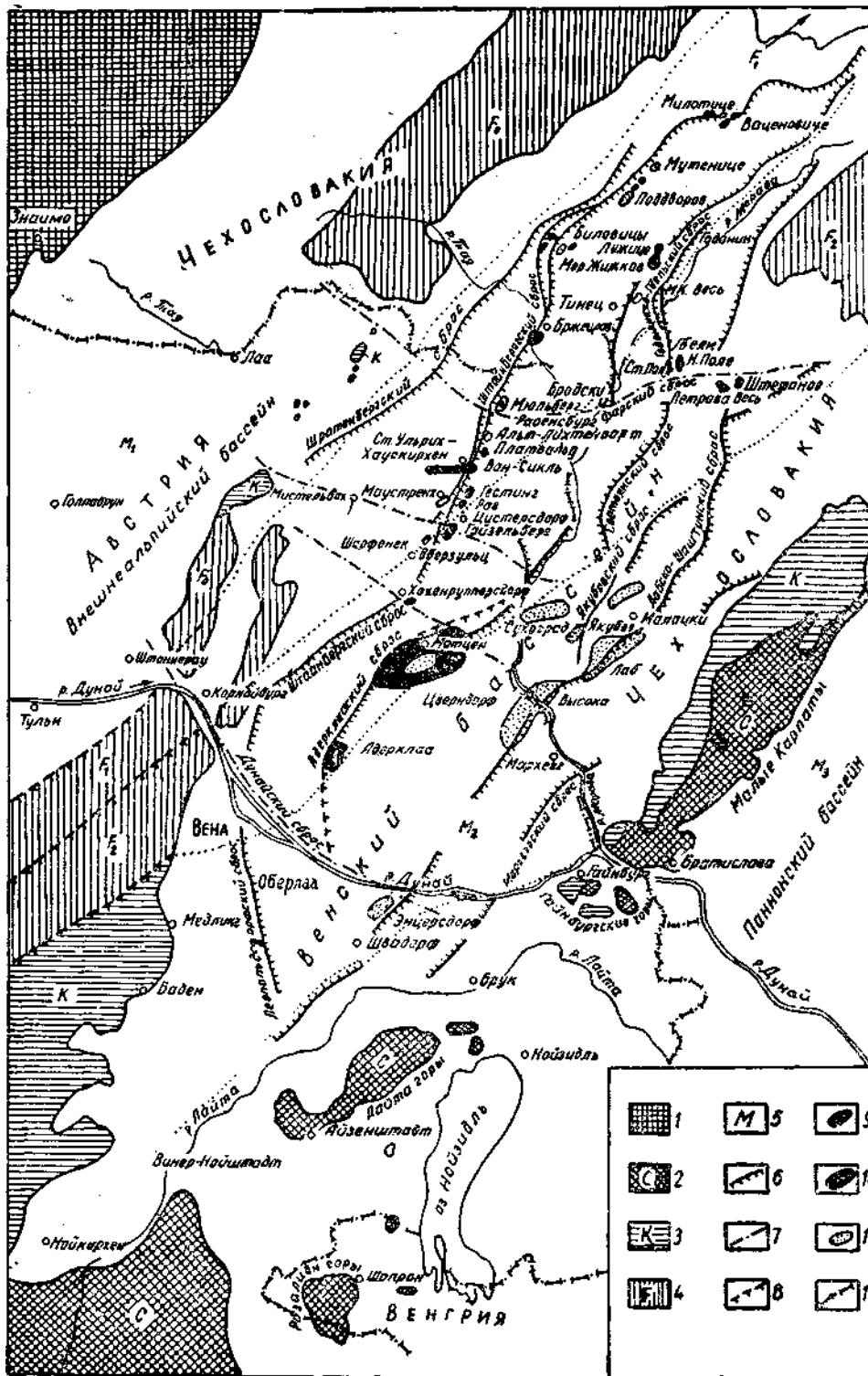


Рис. 2. Тектонічна схема Віденського басейну.

1 - Чеський масив. Структурно-тектонічні елементи Альп та Карпат; 2 - центральна зона кристалічних порід; 3 - вапнякова зона; 4 - флішева зона; 5 - моласові басейни: М1 - Зовнішньоальпійський, М2 - Віденський, М3 - Паннонський; 6 - регіональні поздовжні розриви; 7 - регіональні поперечні порушення; 8 - насуви. Родовища: 9 - нафтові; 10 - нафтогазові; 11 - газові; 12 - державні кордони.

Крайнім північно-західним тектонічним елементом Віденського басейну є Шраттенберзьке скидання. Він простягається від с. Гая на північному сході через Мутеніце – Костел – Фельдберг – Шраттенберг до Нойбау на південному заході. По лінії простягання цього скидання більшістю дослідників проводиться північно-західний кордон Віденського басейну. Максимальна амплітуда скидання (600–800 м) встановлена між Шраттенбергом та Костелом. Звідси, у напрямку південь і північ, розміри скидання зменшуються. Поверхня його падає всередину басейну. За своїм характером це типове скидання розтягування.

На південь від Дунаю, де Віденський басейн обмежується флішевими і вапняковими зонами Альп, також виділяється система розломів, яка у Е. . Зюсса дістала назву термальної лінії. Уздовж неї виходять на поверхню численні гарячі джерела біля Феслау, Медлінга, Баден та інших районів. Ця лінія, мабуть, відповідає у загальному тектонічному плані Шраттенберзького скидання північної частини басейну. Опущене крило цього скидання зазнавало нерівномірного занурення, унаслідок чого окремі його ділянки опущені різну глибину, утворюючи самостійні локальні структури. У склепіннях цих структур зазвичай з-під паннонських відкладень виходять на денну поверхню породи сармата. Найбільшим таким виходом сармату в районі Хорерсдорфа Р. Яношеком (1943) група піднятий, що примикає до Шраттенберзького скидання, була названа Хорерсдорфською зоною піднятий. Окремі локальні підняття її є об'єктом розвідки на нафту та газ.

На схід від Хорерсдорфської зони піднятий виділяється Містельбахська депресійна зона (Містельбахський басейн, по Р. Яношеку). Вона обмежується Хорерсдорфською зоною піднятий на північному заході та Штайнберзьким куполоподібним підняттям на південному сході. У будові мульди бере участь повний комплекс міоценових порід загальною потужністю близько 1500 м. Усі породи у межах закономірно падають із заходу Схід і південний схід від Хорерсдорфської зони піднятий, та був, по досягненню найглибшої частини, відчують піднесення у напрямку Штайнберзькому куполу. У Південній

частині мульди виділяється невелика амплітуда Паасдорфський скидання. Він відокремлює найглибшу частину її від південно-східного піднесеного борту.

Південніше нар. Дунаю знаходиться так звана Фезендорфська мульда, виявлена Р. Яношеком 1942 р. На заході вона обмежена «термальною лінією», а на сході – Леопольдсдорфським скиданням. Центральна частина мульди на поверхні складена середньопанонськими відкладеннями, крайові – породами сармату та тортону. У східній частині її, безпосередньо біля Леопольдсдорфського скидання, виділяється куполоподібне підняття Оберлаа-Ахау, яке відбиває похований виступ фундаменту. Породи, що беруть участь у його будові, представлені спочатку брекчіями з перевідкладених юрських порід фундаменту, потім глинистими мергелями потужністю близько 30 м, ще вище - так званими ротнойзидлерськими конгломератами потужністю близько 50 м, що складаються переважно з гальки альпійських вапнякових порід, рідше - з флішевих і кристалічних порід. Вище цих базальних утворень слідує нормальний розріз піщано-глинистих відкладень тортону, сармата і паннона.

У північній частині басейну аналогічне структурне становище займає Штайнберзький купол. Він добре розпізнається на геологічній карті після виходу на поверхню тортонських відкладень серед порід сармату та паннону. За своєю природою купол, як і підняття Оберлаа-Ахау, відбиває похований виступ фундаменту, складений у цій ділянці породами еоценового флішу. Свердловини, що пробурені тут, показують, що безпосередньо на флішевому фундаменті залягають грубокластичні седименти так званого шлір-базису потужністю до 200 м; вище за них йдуть глинисті шлірові утворення. Перші, на думку чехословацьких геологів, віком ставляться до бурдигалу, другі – до гельвету. Далі, вгору по розрізу, залягають відкладення тортону, представлені піщано-глинистими та карбонатними породами, та сарматські утворення, виражені також піщано-глинистими опадами та вапняками.

Як показують дані буріння, максимальне підняття флішевого фундаменту на захід від Штайнберзького скидання знаходиться трохи на південь від Штайнберзького купола, в районі Оберзульця. На цій ділянці відкладення

фундаменту розкрито на глибині всього 380 м. Зіставлення розрізів низки свердловин, пробурених у цій частині басейну, показує, що максимальна потужність (близько 250 м) грубокластичних утворень шлір-базиса зосереджена на північ від Штайнберзького купола. На південь потужність цих утворень поступово зменшується: у районі площі Маустренк вона становить 50 м, ще далі на південь, у районі Оберзульця, відкладення цього віку зовсім виклинюються. На північний захід від Штайнберзького купола, після синклінального прогину, розташовується куполоподібне підняття Гросс-Крут. Воно також відображає підняття похованого флішевого фундаменту басейну. Глибина залягання останнього тут глибокими свердловинами встановлена близько 400 м. На північний схід фундамент басейну знову різко занурюється і в районі Райнталя, на захід від Мюльберга, розкривається на глибині 1270 м. Окремі підняття, або куполи, такого характеру – Санкт-Ульріх-Хаускірхен, Маустренк, Шарфенек – містять у еоценових флішевих відкладах фундаменту промислові поклади нафти та газу.

Описані тектонічні елементи – Шраттенберзький скидання, Хорерсдорфська зона піднятий, Містельбахська депресійна зона, Фезендорфська мульда, а також куполоподібні підняття Оберлаа-Ахау, Штайнберг, Гросс-Крут та ін – розташовуються в межах північно-західного борту.

Зі сходу та південного сходу борт цей обмежується Штайнберзьким та Леопольдсдорфським скиданнями. Перший з них знаходиться у північній частині басейну, другий – у південній.

Штайнберзьке скидання одна із головних тектонічних елементів Віденського басейну. З цього скидання відбувалося основне занурення фундаменту центральної частини басейну у його формування. Максимальна амплітуда скидання (близько 2000 м) спостерігається у межах Цистерсдорфського нафтопромислового району. Тут відбувається ускладнення його другим паралельним скиданням, що проходить з відривом 3 км від головного. У зв'язку з загасанням амплітуди зміщення Штайнберзьке скидання

не відбивається на поверхні, за винятком району Піраварта, де Р. Грилем на одному зі схилів було зафіксовано вихід верхньопаннонських жовто-коричневих пісків та нижньопаннонських сірих глинистих мергелів. Кут падіння площині скидання збільшується з глибиною: на глибині 500 м він дорівнює 50 °, на глибині 1500 м - 70 °. Південніше нар. Дунаю виділяється Леопольдсдорфський скидання, встановлений У. Петрашеком ще 1922 р. Найбільша амплітуда його (понад 1000 ле) спостерігається у районі Оберлаа. Кут падіння площини, як і Штайнберзького скидання, збільшується з глибиною. Ширина зони порушень сягає кількох десятків метрів. У районі Оберлаа Леопольдсдорфський скидання ускладнюється паралельним скиданням, унаслідок чого тут виділяється міжскидна зона сильно деформованих порід. Він відокремлює, подібно до Штайнберзького скидання, розвиненого в північній частині басейну, східну опущену зону, де неогенові відкладення мають відносно велику потужність, від західної піднятої зони. Це дає підставу вважати Леопольдсдорфське скидання продовженням Штайнберзького скидання.

Схід Штайнберзького і Леопольдсдорфського скидів розташовується центральна, найбільш занурена зона Віденського басейну. Вона характеризується розвитком повного комплексу міоценових та пліоценових відкладень, представлених переважно глибоководними фаціями.

У її межах безпосередньо до Штайнберзького розриву примикає описана Р. Яношеком (1943) Цистерсдорфська група піднятий, а до Леопольдсдорфського - Ланцерсдорфська група піднятий, вперше описана До. Фрідлем 1927 р.

Цистерсдорфська група піднятий простежується від Бржецлава на півночі до Волькерсдорфа на півдні і складається з низки локальних піднять, роз'єднаних вузькими синклінальними прогинами. Підняття західною своєю частиною впритул примикають до регіонального Штайнберзького скидання і в багатьох випадках ускладнені розривами місцевого значення. Більшість піднять - Мюльберг, Альт-Ліхтенварт, Ван-Сікль, Гестинг, Раг, Гайзельберг,

Хохенрупперсдорф та ін. – є промислово-нафтогазоносними.

Ланцерсдорфська група піднять також складається з низки локальних структур, роз'єднаних вузькими прогинами. Серед них бурінням вивчено поки що лише брахіантикліналь Йогансберг. Вона досить подібна до будови з підняттями північної частини басейну.

Освіта як Цистерсдорфської, і Ланцерсдорфської групи піднятий центральної зони Віденського басейну, за уявленнями До. Фрідля та Р. Яношека відбувалося внаслідок затримки занурення окремих ділянок по площинах скидів, що викликало уповільнення седиментації опадів на такого характеру дільницях та утворення пологих складок, що мають в контакті зі Штайнберзьким та іншими скидами характер напівантикліналів та напівкуполів. Останні отримали цих дослідників найменування структур волочення.

Інші дослідники пояснюють утворення цих складок тим, що шари, що опускалися вздовж скидів, потрапляли з глибиною в більш вузьке простір і згиналися в складки. Це згинання викликало врівноваження сил, що утворюються при зануренні порід з широкого вужчий простір.

На нашу думку, ні перше, ні друге уявлення жаєнасправді, оскільки обидва вони пояснюють низки явищ у тектоніці Віденського басейну. Серед них насамперед необхідно вказати на наявність невідповідності між напівантикліналями та статтюкуполами у породах тортона та сармату та нормальними, повними антиклінальними складками в паннонських відкладах. На інших ділянках, зокрема на структурах Матцен та Адерклаа, що мають характер більш менш симетричних брахіантикліналей, фіксується деяка невідповідність структури в тортоні та сарматі. Крім того, на периферійних ділянках басейну відзначаються, як вказувалося, перериви в осадконакопиченні між бурдигалом і верхнім гелльветом, а також між сарматом і панноном. Усе це свідчить про прояв у Віденському басейні тектонічних зрушень, які, безсумнівно, позначалися і складчастості. До того ж розриви типу Штайнберзького за своєю природою є типовими розривами розтягування,

і важко допустити, щоб їх розвиток на ділянках, що віддалялися один від одного на невеликій відстані, відбувався по-різному. Швидше за все, процес складкоутворення у Віденському басейні обумовлювався тектонічними рухами, що найактивніше проявилися в постпліоценовий час. Заключна фаза складчастості (роданська) була, мабуть, найінтенсивнішою в циклі альпійського тектогенезу. Вона сформувала основний сучасний вигляд тектоніки Віденського басейну. Нею ж викликано і утворення локальних структур, формування яких відбувалося відповідно до геологічної обстановки, що існувала в цей період часу. Логічно припустити, що різке зміна потужностей порід з обох боків регіональних розривів, своєю чергою, сильно позначилося умовах складкообформування. Відомо, що чим різкіший перехід від підняття до прогинів і чим більший перепад потужності, тим інтенсивніше проявляється складчастість. Тому не дивно, що саме в області поширення великих тектонічних розривів, таких як Штайнбергський, Леопольдсдорфський та ін., має місце найбільше поширення складчастості. Таким чином, Цистерсдорфська група піднятий з її локальними брахіантикліналями, як і ряд інших піднятий і складок центральної зони Віденського басейну, за своєю природою є типовими тектонічними утвореннями.

У східному напрямку Цистерсдорфська група піднятий зазнає різкого занурення у бік так званої Гестингської депресії, яка простягається від Ландсгут Півдні через Тестинг до Пілліхсдорфа північ від.

На схід від Гестингської депресії відбувається нове піднесення всього комплексу порід у напрямку структур Матцен і Адерклаа, розташованих у групі піднятий, названої нами Матцен-Адерклааською. Ця група піднятий приурочена до Адерклааського регіонального скидання, яке простягається від району Дюрнкрут на північному сході через Оллерсдорф, Матцен, Адерклаа до р. Відня. Амплітуда скидання, за даними буріння в районі Бокфлісса, сягає близько 250 м. Кут падіння поверхні порушення на глибині до 300 м дорівнює 30-40 °. У районі Матцена від нього відгалужуються Матценський та

Рінгельдсдорфський локальні скидання.

Локальні структури Матцен-Адерклааської групи виражені нормальними брахіантикліналями з кутами падіння крил в кілька градусів, при цьому південно-східні крила значно пологіші, ніж північно-західні, що примикають до регіонального розриву. Нижні верстви стратиграфічного комплексу порід, що у їх будову, повторюють певною мірою характер залягання фундаменту басейну. Вгору ці особливості поступово згладжуються. Зазвичай, осьові лінії структур верхніх поверхів зміщені у бік пологого крила складок нижніх структурних поверхів. З антикліналями цієї групи підняті пов'язані найбагатші нафтові поклади Віденського басейну (Матцен, Адерклаа).

На південний схід Матцен-Адерклааська група піднятий змінюється прогином, який можна назвати Мархфельдською депресійною зоною. Ось цієї зони, ймовірно, відповідає найбільш зниженій частині Віденського басейну. Звідси комплекс відкладень, що беруть участь у будові басейну, починає відчувати регіональне піднесення у напрямку на Малі Карпати та Гайнбурзькі гори. В правильному напрямку Мархфельдська депресійна зона змінюється Дрезінгською синкліналлю, яка утворює найбільш занурену частину басейну. На півдні Мархфельдська депресійна зона сильно звужується і зсувається на захід, де проходить між Ланцерсдорфською і Енцерсдорфською групами підняти, що раніше відзначалися.

Енцерсдорфська група підняти примикає із західної сторони до регіонального Мархеггського скидання.

Енцерсдорфська і Ланцерсдорфська групи підняти разом з депресією, що їх роз'єднує, на півдні обмежується так званим Міттерндорфським щаблем, що являє собою піднятий виступ фундаменту. У напрямку цього ступеня відбувається одночасно і загасання Леопольдсдорфського скидання.

На південь від Міттерндорфського ступеня розташовується Вінер-Нойштадтський басейн, що має коритоподібну будову. На північному заході він обмежений системою скидів, що є продовженням у цьому напрямі західної термальної лінії Віденського басейну. На сході кордонами його служать гори

Лайта та Розалієн. Біля підніжжя цих гір виділяється система розломів, які об'єднуються дослідниками у східну термальну лінію під назвою Лайта, або Міннерсдорфської лінії.

Центральна, найбільш занурена зона басейну до Карпат змінюється південно-східною прибортовою зоною, яка майже повністю входить до складу території Чехословаччини. Будова її досить детально вивчена чехословацькими геологами завдяки значному обсягу бурових робіт, що проводилися тут. У північно-східній частині цієї зони виділяється Годоніно-Гбельський жмень. На заході він обмежується Лужицько-Бродською системою скидів, що падають усередину Віденського басейну, і на сході – Годоніно-Гбельської.

На південь від Годоніно-Гбельського горста, після поперечного, так званого Фарського, скидання, що відокремлює північну, більш підняту частину зони від південної, зануреної, виділяється Лабсько-Шаштинський жмень. Він обмежений заході Святоянським і Сході Лабско-Шаштинським скидами. Святоянський скидання утворює водночас і східний кордон центральної зони басейну. Обидва ці горста характеризуються наявністю локальних структур, що примикають безпосередньо до розривів, що обмежують їх. Так, до Лужицько-Бродського розриву примикають структури Бродську та Лужицьку, до Годоніно-Гбельського – структури Годонін, Моравська Нова Весь, Тінець, Гбелі, Нове та Старе Село; зі Святоянським скиданням пов'язане підняття Сухоград-Якубов, з Лабсько-Шаштинським – структури Висока, Лаб, Малацьки, Петрова Весь та Штефанов. Кожна зі згаданих структур тією чи іншою мірою має промислове значення щодо нафти чи газу.

На схід від Годоніно-Гбельського жмені розташовується так звана Голицька депресія. Кордонами її служать Годоніно-Гбельський скидання на заході та система дрібних ступінчастих скидів на сході. З північного сходу вона обмежується Скалицьким підняттям, але в південному заході – Фарським розривом. Лабсько-Шаштинський жмень на схід також змінюється депресією, що називається Коваловською, яка після Локшарського підняття змінюється на

південному заході Малокарпатським прогином. Останній на південний захід, у межах Австрії, переходить у так званий Лассерський грабен, що відокремлюється на заході Мархегським скиданням і на сході – системою дрібних сходів.

Цей грабен, ймовірно, є наймолодшим тектонічним елементом басейну, оскільки в ньому спостерігається максимальна потужність верхньопаннонських і четвертинних відкладень.

На заході Лабсько-Шаштинського горста, між Святоянським та Фарським скиданнями, розташовується Кутська депресія. Вона є продовженням у цьому напрямі центральної, найбільш зануреної зони басейну.

У північно-східній частині Віденського басейну біля Чехословаччини відбувається замикання всіх його структурних елементів. Тут на північ від Моравського Жижкова з'єднуються між собою Шраттенбергський і Штайнберзький скидання, утворюючи єдиний скидання, для якого збережено назву Штайнберзького скидання. Між ним і Лужицько-Бродською системою скидів укладено Моравський грабен, який відповідає центральній зоні Віденського басейну. На північний схід Моравський грабен обмежується Ратишківським підняттям, яке знаходиться на продовженні у північно-західному напрямку Скалицького підняття. У крайньому, північно-східному ділянці басейну, після Скалицького і Ратишковського піднятий, розташовується Страженицький прогин, що переходить у Гродиштську депресію. Останньою Віденський басейн на північному сході закінчує своє поширення.

На завершення опису структурно-тектонічних елементів Віденського басейну вкажемо на те, що останнім часом завдяки ретельній обробці матеріалів геофізичних досліджень та нових геологічних даних, отриманих у процесі бурових робіт, вдається виділити на території басейну низку поперечних регіональних розривів. Серед них основними, мабуть, є Дунайський, Хохенрупперсдорфський, Гайзельберзький і Мюльберзький. Дунайський скидання відокремлює південну частину басейну від північної,

Хохенрупперсдорфський, Гайзельберзький та Мюльберзький скидання обмежують найглибшу грабенового типу депресію у північній частині басейну (Г. Н. Доленко, 1958). На території Чехословаччини на продовженні Мюльбергського скидання знаходиться поперечний Фарський скидання, виявлений бурінням останнім часом.

За часом утворення поперечні розриви є більш давніми, ніж поздовжні. За ними відбувалося початкове занурення на сучасній території Віденського басейну Альпійсько-Карпатської гірської системи та утворення поперечної протоки, що поєднувала морські басейни території Угорської низовини та передгірського прогину Західних Карпат.

Не виключена можливість, що Фарський скидання, що розповсюджується з області Карпат, де він проходить на кордоні Флішевої та Утьосової зон, усередині Віденського басейну роздвоюється. Одна його гілка, в такому разі, йде на з'єднання з Мюльберзьким скиданням, інша повертає в південно-західному напрямку і з'єднується з Адерклаасським скиданням, відокремлюючи на глибині одну від іншої флішеву та вапнякову зони фундаменту басейну.

Розділ 4. Історія геологічного розвитку

Під час розгляду історії геологічного розвитку Віденського басейну передусім виникає питання час його формування. З цього питання досі ще існують розбіжності у думках. За поданням австрійських геологів (Л. Кобера, 1947; К-Фрідля, 1937; Р. Яношека, 1943, 1955 та ін), зародження басейну відноситься до періоду верхнього гелльвету. Вони вважають, що до цього часу Альпійсько-Карпатська система була монолітною гірською спорудою, на північному заході якої розвивався передгірний прогин.

Західних Карпат та Альп з його Зовнішньоальпійським басейном, а на південному сході – морський басейн Внутрішньокарпатського занурення (Паннонський басейн). Основним доказом є відсутність, на їхню думку, в межах власне басейну опадів старших за гелльвет.

Чехословацькі геологи (Т. Будаї, 1955, 1956; М. Длабач, 1958; І. Ціха, 1955, та ін.) на підставі своїх досліджень доводять наявність у Віденському басейні бурдигальських відкладень. Судження їх, як показано в розділі стратиграфії, є досить переконливими і не викликають сумнівів у тому, що бурдигальські опади присутні саме на території Чехословаччини. Щодо австрійської частини басейну, де, за висновком Т.М. Будаї та І. Ціхи (1956), бурдигальському віку відповідають утворення шлір-базису, що лежать в основі гелльветських порід, то це не можна вважати остаточно доведеним. Цілком можливо, що думки Р. Гриля (1948), О. Паппа та К. Турновського (1953) про віднесення утворень шлір-базису до базальних відкладень гелльвету мають підставу. Проте це не повинно, на нашу думку, вселяти сумнів у те, що розвиток Віденського басейну бере свій початок із бурдигалу. Поширення бурдигальських відкладень необов'язково мало відбуватися по всій сучасній території басейну. Не виключена можливість, що морський басейн цього періоду часу поширився в області Внутрішньокарпатського занурення у вигляді вузького прогину або своєрідної бухти лише в межі чехословацької частини басейну.

Про такого роду припущення можна говорити виходячи з характеру

відкладень бурдигальського віку. Вони, як зазначалося, представлені конгломератами та пісками різної зернистості та меншою мірою глинистими сланцями та глинами. Конгломерати та піски складені з матеріалу магурського флішу та вапняків та доломітів Утьосової зони Карпат. Глинисті сланці в нижньому бурдигалі зазвичай присутні у вигляді малопотужних прошарків або лінз серед конгломератів, а глини верхнього бурдигалу складають верхню частину розрізу і також за своїм літологічним складом складені карпатським матеріалом. У їхній товщі зустрічаються туфітові пропластки потужністю 10-20 см, освіту яких необхідно пов'язувати з вулканічною діяльністю в Карпатах.

Судячи з поведінки рельєфу фундаменту Віденського басейну, але зробити припущення, що поширення бурдигальського моря (з області внутрішньокарпатського занурення) мало місце між Гайнбурзькими горами і Лайта і далі на північний схід уздовж сучасної центральної зони в напрямку на Годонін. Цілком можливо, що основне прогинання відбувалося там, де поширюються в основі сучасного басейну вапнякові зони Карпат. Занурення цих зон могло відбуватися Адерклааським і Фарським розривами і системою скидів, поширених у південно-східній частині басейну – Мархегтському, Лабско-Шаштинському, Святоянському та інших. Не виключена можливість, що флішеві зони, що становлять західну частину фундаменту басейну, в цей час були ще сушею. Занурення кх справді могло статися лише у верхньому гелветі. Основне ж занурення території Віденського басейну здійснювалося у дордонські часи за Шраттенберзьким, Штайнберзьким, Леопольдсдорфським, Лабсько-Шаштинським, Годоніно-Гбельським та іншими розривами. Тільки з цього періоду Віденський басейн починає набувати сучасних своїх кордонів.

Перейдемо до характеристики основних етапів розвитку Віденського басейну. Встановлено, що кінець бурдигалу характеризується значним проявом тектонічних рухів, що зумовили вихід території з-під рівня моря. Опادي нижнього і верхнього бурдигалу, що накопичилися, зазнали деякої складчастості (На окремих структурах кути падіння порід верхнього бурдигалу досягають 30 °). Простирання складок орієнтувалося в широтному

напрямку, тобто поперек сучасного простягання Віденського басейну. Опади нижнього гелвету у басейні не накопичувалися.

Наступні тектонічні рухи в передверхнегелветское час викликали звернення геотектонічного режиму і з ним перерозподіл седиментації опадів: ділянки з максимальним накопиченням бурдигальських опадів піднялися, а зони, де накопичення порід цього віку було мінімальним, занурилися. Прикладом може бути район, розташований на південь від Годоніна. Тут, на ділянці Лужиці, опади бурдигалу мають потужність близько 1200 м, а породи верхнього гелвету – всього 100 м.

Верхньогелветська трансгресія була дуже значною. Вона захопила незрівнянно більшу територію басейну, ніж нижньо- та верхньобурдигальські водні басейни. Опади її зустрічаються як у центральній, найбільш зануреній зоні, так і в межах північно-західної та південно-східної бортових зон. Фаціально опади зазнають значної диференціації. Серед них виділяються конгломерати, галечники, піски та пісковики, складені в основному з матеріалу місцевого походження, та глинисті утворення у фації шліру виражені матеріалом, привнесеним до басейну з Альпійсько-Карпатської гірської області. Зустрічаються також прошарки туфітів, реолітів та ріодацитів.

У товщі гелветських утворень виділяються не лише морські опади, а й солонуватоводні і навіть прісноводні. Останні найчастіше зустрічаються на північний схід від перетину по лінії Годонін – Мікулов та на північно-західному схилі Малих Карпат. Прикладом прісноводних утворень можуть бути так звані яблуницькі конгломерати, складені галькою вапняків, кварцитів, гнейсів, гранітів, порфірів, філітів та різного віку пісковиків. Склад їх говорить про те, що вони є продуктом діяльності річки, яка транспортувала ці седименти з дальньої відстані.

Наприкінці гелвету внаслідок прояви однієї з фаз альпійського тектонічного циклу (штирійської) відбувається подальше занурення фундаменту Віденського басейну, але вже головним чином розривів північно-східного простягання. У занурення більш інтенсивно залучається південно-

західна його частина, розташована на південь від річки Дунаю.

Гори Розалієн, Лайта, Гайнбурзькі та Малі Карпати височіли серед тортонського моря у вигляді островів. Не покривалася тортонськими водами лише північно-східна частина басейну – сучасна Моравська бухта. Вона приєдналася до басейну лише у сарматі. У ряді місць на ділянках, що занурюються, утворилися місцеві прісноводні озера і болота, в яких іноді виникали пласти лігніту (Майер, біля Відня, та інші ділянки). Річна діяльність, що ожила в цей час, зумовила накопичення потужних товщ конгломератів (ротнийзидлер, адерклаа та ін). Здебільшого території басейну йшло накопичення типово морських піщано-глинистих опадів, а прибережних зонах – вапняків.

Наприкінці нижнього тортону, внаслідок загального підйому рівня моря, диференціація опадів значно згладилася.

У цей час, як ніколи, здійснюється широке з'єднання Віденського басейну з Паннонським і через нього – з сучасною областю передгірних прогинів Південних та Східних Карпат.

Наприкінці нижнього тортону мала місце незначна регресія. Вона помітна переважно на окраїнних частинах басейну. У центральній зоні сліди її виражені зовсім ясно. Судити звідси доводиться головним чином виходячи з те, що до кінця нижнього тортону відбувається помітне збіднення фауни й у низах верхнього тортону різко зростає кількість піщаного матеріалу.

Верхньотортонська трансгресія поширювалася ширше, ніж нижньотортонська, унаслідок чого її опади повністю перекрили нижньотортонські утворення. Режим седиментації цього часу змінювався від суто морського до солонуватоводного та прісноводного.

Про це досить переконливо свідчить зміна мікрофауни. На початку нижнього тортону у великій кількості зустрічається типово-морська фауна (зона аглютинованих форм), потім відбувається значне вимирання її і починають переважати солонуватоводні форми з вапняковою раковиною (зона болівіно-булімінова), нарешті, у самій верхній частині розрізу з'являються

прошари. На околиць басейну широкого поширення набувають прісноводні відкладення у вигляді галечників і строкатих глин. На найвищих ділянках утворилося навіть буре вугілля (район Жижкова).

Таким чином, у той час як у Гельветі седиментація відкладень відбувалася лише в межах морської протоки, що з'єднувала внутрішньокарпатське занурення з передгірним прогином Західних Карпат, у тортоні опади накопичувалися майже на всій його території. Це вказує на те, що формування сучасного вигляду Віденського басейну почалося саме з тортону (Д. Андрусів, 1937 та інші дослідники).

Наприкінці тортону тектонічні рухи виявляються ще більше. Відбувається зміна положення альпійсько-карпатської суші, внаслідок чого Віденський басейн ізолюється від відкритого моря і нахилиє значно опріснитися річками, що впадають у нього. Про палео-географічні зміни свідчить збіднена фауна лугового комплексу утворень сарматського часу. У зазначений період отримує подальший розвиток система поздовжніх тектонічних руйнувань. Шраттенберзький і Штайнберзький скидання на північ * р. Жижкова з'єднуються і утворюють єдине скидання, яке розширилося на саму північно-східну частину басейну. У цьому ж ацравленні розвивався і Годоніно-Гбельський скидання. Територія, заквочуючи між цими скидами, на північний схід від перетину Стражниці – Київ зазнала різкого занурення та приєдналася до Віденського басейну. Це так звана Моравська бухта, складена лише породами сармату та паннону.

Регресія, що послідувала після верхнього тортону, на краях басейну відобразилася у формі незначної перерви в седиментах відкладень. галечники, всяк, есчаяики. Вапняки і глинисті мергелі.

На гранаді сармата і паннона відбуваються нові палеогеографічні повісті. пов'язані з проявом атичної фази складчастості. і да-тьяєве скорочення і опріснення басейну. Вимирають сарматські лагунас-морські та солонуваті форми і залишаються

головним чином конгерії, рідше – меланопсиси та деякі форми остракодів. У

крайових зонах басейну, переважно на території Чехословаччини, фіксується слабка кутова незгода між відкладеннями сармата та паннону.

Осушення басейну, що почалося ще передсарматський час і збільшилося на початку паннона, до кінця середнього паннона різко зростає. У цей час у зв'язку із загасанням процесу занурення басейну йде відкладення переважно прісноводних щибених та піщаних утворень, у товщі яких часто зустрічаються прошарки та пласти вугілля та лігніту.

Наприкінці середнього паннона вимирає майже повністю вся фауна, характерна нижнього і середнього паннона. У верхньопаннонський час у зв'язку з посиленням процесів осушення басейну характер відкладень стає різко відмінним від опадів нижнього та середнього паннону. Накопичуються переважно лагунно-континентальні утворення, що складаються з частого чергування строкатих глин з прошарками грубих пісків, гравію і галечника. Фауністично це практично німі відкладення. З огляду на це в літературі їх часто називають «зоною без копалин».

Наприкінці верхнього паннона вся територія Віденського басейну стає суходолом. Починають виявлятися ерозійні процеси, що зумовили утворення та накопичення у синклінальних прогинах молодих пліоценових галечників, пісків та суглинків. Починає формуватись сучасний ландшафт.

Розділ 5. Розподіл нафтогазоносності в розрізі стратиграфічного комплексу порід

Нафтогазоносність Віденського басейну поширена по всьому розкритому стратиграфічному розрізу відкладень. Найбільш давніми утвореннями, з якими пов'язана нафтогазоносність, є флішеві породи еоцену фундаменту басейну. До них присвячена промислова нафтоносність на родовищі Санкт-Ульріх-Хаускир-хен; у деяких випадках у тій чи іншій кількості видобувалася нафта по окремих свердловинах на структурах Маустренк, Гестинг, Ван-Сікль, Біловіце-Жижков, Піддворів, Ваценовиці, Моравська Нова Весь-Тинець та ін.

На родовищі Санкт-Ульріх-Хаускирхен флішеві відкладення еоцену складають поховане ерозійне підняття, що примикає із заходу до Штайнберзького скидання. Нафтовість приурочена до верхньої частини шарів флішу, представлених світло-і зеленувато-сірими глауконітовими пісковиками з частими слюдистими та піритовими включеннями.

На інших ділянках нафтовидобуток із флішевих відкладів фундаменту мала спорадичний характер. У більшості випадків спостерігається скупчення нафти у вигляді невеликих лінз на ділянках, прилеглих безпосередньо до регіональних розривів типу Штайнберзького (структури Маустренк, Гестинг, Ван-Сікль, Біловіце-Жижков, Поддворов, Ваценовице) і Годоніно-Гбельського (структур).

Незрівнянно більшою нафтоносністю характеризуються породи комплексу міоцену. Вони промислові нафтогазонакоплення зустрічаються від бурдигалу до паннона (Г. М. Доленко, 1957; А. Т. Кротовин, 1957). У бурдигалі промислові поклади виявлено на родовищах Годонін, Моравська Нова Весь-Тинець, Лужице і Штефанов-Петрова Весь на чехословацькій території басейну та на родовищах Санкт-Ульріх-Хаускірхен, Маустренк, Шарфенек та Ной-Ліхтені.

Найчастіше поклади у цих відкладах мають лінзоподібну форму; вони присвячені більш витриманим піщаним горизонтам – Л1 (лазі-1) та Л2 (лазі-2)

– так званого фліш-базиса. Літологічно ці горизонти виражені світло-сірими, рідше темно-сірими, середньо- та крупнозернистими, вапняними, слабощементованими пісковиками потужністю від 1 до 5 л (горизонт Л1) та від 4 до 8 л (горизонт Лг).

Дебіти нафти по свердловинах, проведених для ці горизонти, зазвичай незначні. У початковий період експлуатації вони становили кілька десятків тонн на добу, потім різко зменшилися й у час вимірюються одиницями тонн.

На родовищі Маустренк нафтоносним є так званий обрій шлір-базис, або фліш-шут. Він складається із слабоокатаних уламків різної величини флішевих порід, зцементованих глинистим шліровим матеріалом. Серед цих утворень, що брекчуються, зустрічаються прошарки конгломератів і пісковиків, які і є в основному нафтовмісними.

Такого ж характеру нафтоносні поклади зустрінуті на невеликих родовищах Шарфенек та Ной-Ліхтенварт.

Значно більшою нафтогазоносністю характеризуються відкладення гелветського віку. Нафтові поклади в них розробляються на родовищах Матцен, Адерклаа, Санкт-Ульріх-Хаускірхен та в невеликій кількості на родовищах Моравська Нова Весь-Тинець та Штефанов-Петрова Весь.

На родовищі Матцен у гелветі виділяється п'ять промислово-продуктивних нафтових горизонтів, дебіти нафти якими досягали у початковий період розробки 40–50 т/сутки. Адерклааське родовище характеризується наявністю у гелветі чотирьох горизонтів високопродуктивних газоконденсатних покладів із високим пластовим тиском. На родовищі Санкт-Ульріх-Хаускірхен у цих відкладах розробляється так званий «блакитний обрій». На структурах .Моравська Нова Весь-Тинець та Штефанов-Петрова Увесь породи цього віку містять від трьох до шести піщаних горизонтів, але невеликої потужності (від 1 до 7 м) та слабопродуктивних (дебіти нафти від 2 до 10 т/добу).

Тортонські відкладення характеризуються винятково великою нафтогазоносністю у басейні. Вони містять найбагатші поклади нафти на

родовищах Мюльберг, Матцен, Адерклаа та менші за своїм значенням поклади нафти на структурах Кагран, Цверндорф, Енцерсдорф, Платвальд, Ван-Сікль, Гестинг, Раг, Гайзельберг, Хохенрупперсдорф, Рабенсбург, Бернгардсталь, розташованих на австрійській частині території басейну, та на родовищах Бржецлав, Біловіце-Жижків, Піддворів, Годонін, Лужиці, Моравська Нова Весь Штефанів-Петрова Весь, Малацьки, Лаб та Висока, розташованих на чехословацькій території басейну.

На родовищі Мюльберг у розрізі тортону виділяється 28 піщаних горизонтів, з яких 16 промислово-нафтоносних.

Родовище Матцен у тортоні містить 16 піщаних горизонтів, серед яких 8 продуктивно-нафтоносних. Основним промисловим горизонтом є 16-й.

Початкові дебнти свердловин з даного горизонту перевищували 300 т/добу (свердловини 3, 7 і 8) при затрубному тиску 100-120 атм і буферному - 25-35 атм. Газові фактори, незважаючи на наявність величезної газової шапки у зведенні структури, становили 40-70 м³ на 1 т нафти. Початкові дебіти нафти з усіх інших горизонтів – від 20 до 45 т/сутки.

Південне родовища Матцен нафтоносність тортонських відкладень встановлено структурі Адерклаа. Тут у розрізі тортону виділяється сім піщаних горизонтів потужністю від 15 до 25 м кожен. Промислово-нафтоносними є три нижні горизонти – 4, 5 та 6-й. Середні початкові дебіти по 5-му та 6-му горизонтам становили від 50 (свердловина 12) до 200 т/добу (свердловина 9).

У 1956 р. встановлено нафтоносність відкладень тортону на південь від родовища Адерклаа-на структурі Кагран. На схід від Адерклаа, в районі Цверндорфа, в розрізі порід тортону знаходиться велика газова поклад довжиною понад 10 км і шириною до 5 км. Потужність газоносного (піщаного) горизонту сягає 45 м. Початкові дебіти газу із нього перевищували 2 млн. м³/добу при пластовому тиску 135 атм. Промисловий газ із тортонських відкладень із дебітом понад 100 тис. м³/добу отримано також на структурі Енцерсдорф.

На структурах цистерсдорфської групи родовищ розкривалася лише верхня частина тортону. У ній містяться в одних випадках два нафтові горизонти (родовища Платвальд, Ван-Сікль, Гестинг і Par), в інших – п'ять (родовище Гейзельберг). На родовищах Платвальд та Ван-Сікль нафтоносними є 1-й та 2-й піщані горизонти, на родовищі Гестинг розкрито сім піщаних горизонтів, але промислово-нафтоносними є лише 5-й та 7-й горизонти. На родовищі Par експлуатуються 3-й та 7-й піщані горизонти, а на родовищі Гайзельберг – 2, 3, 5, 9 та 11-й горизонти з дев'яти розкритих.

Південне родовища Гайзельберг, на структурі Хохенрупперсдорф, у тортоні розкрито 13 піщаних горизонтів, з яких нафтоносні 3, 4, (5, 10, 12 і 13. Дебіти нафти за ними становлять 25-30 т/с8 на площі. від Мільберга, і на площі Бернгардсталь, що знаходиться за 4 км на північ від родовища Мюльберг, останнім часом отримано з тортону промисловий газ з дебітом близько 100 тис. м³/добу та промислову нафту.

На чехословацькій території Віденського басейну продуктивні горизонти в тортонських відкладах розробляються на таких родовищах: Бржецлав, Біловіце-Жижков, Мутеніце та Піддворів, розташованих у зоні поширення Штайнберзького скидання; на родовищах Годонін, Лужиці, Моравська Нова Весь-Тинець та Гбелі, що примикають до Годоніно-Гбельського скидання; на родовищі Бродську, пов'язаному з Лужницько-Бродським скиданням; на родовищах Штефанів-Петрова Весь, Малацьки, Лаб та Висока, приурочених до Лабсько-Шаштинського регіонального розриву. На всіх цих місцях народженнях, за винятком Лаб, Висока, Мутеніце та Піддворів, розробляються нафтові поклади. Найчастіше вони незначних розмірів і контролюються літологічними особливостями пластів. На родовищах Лаб та Висока у розрізі тортону укладено високопродуктивні горизонти газу. Продуктивність окремих свердловин тут нерідко вимірюється понад 1 млн. ж³ газу на добу. Поклад газу на родовищі Висока приурочена до того ж базального піщаного горизонту тортону, що і на родовищі Цверндорф, розташованому на австрійській території басейну, і представляє з ним єдиний резервуар. Поклади газу на

структурах Мутеніце та Піддворів мають невеликі розміри та експлуатуються для місцевих потреб.

Для порід сармата, подібно до тортона, характерна велика промислова нафтогазоносність як у вертикальному розрізі, так і за площею. Однак, на відміну від тортону, у них значно більшої кількості зустрічаються поклади газу. Поклади нафти в сарматських відкладеннях зустрічаються на родовищах Гайзельберг, Раг, Гестинг, Ван-Сікль і Платвальд в австрійській частині басейну та на родовищах Мілотиці, Ваценовиці, Годонін, Гбелі та Штефанів на чехословацькій території. Газові поклади у цих відкладах містяться на родовищах Альт-Ліхтенварт, Мюльберг, Матцен, Енцерсдорф, Адерклаа, Бржецлав, Піддворів, Лужиці, Бродську, Малацьки, Сухоград-Якубов та Лаб. Найбільш продуктивні поклади нафти у сарматі встановлені на родовищах Гайзельберг, Раг, Гестинг та Ван-Сікль. У розрізі сармату цих родовищ виділяється до 20 піщаних горизонтів загальною потужністю понад 100 м.

Гайзельберг вважається найбільшим у сарматських відкладах родовищем запасів нафти. У межах виділяється десять продуктивних сарматських горизонтів. Початкові дебіти нафти по свердловин досягали 40-120 т! Найбільш продуктивними горизонтами є 11, 12, 14, 15, 16 та 18-й. Усі горизонти літологічно виражені пісковиками середньо- та дрібнозернистими, слабосцементованими, вапняними. Окремі піщані горизонти, зокрема 1-й та 2-й, є чисто газоносними.

На родовищі Раг нафтоносними в сарматі є горизонти від 7-го до 20-го включно; усі вони незначної потужності. Найбільшим вважається 12-й обрій. Він має потужність 10 м і площу нафтоносності 900 X 300 ж². Усі горизонти літологічно виражені темно-сірими, дрібно-і тонкозернистими вапняними пісковиками.

На родовищі Гестинг, на відміну від Раг, із 20 піщаних горизонтів у сарматі промислово-продуктивними є 18. Усі вони літологічно виражені пісковиками та пісками. Сумарна потужність їх дещо менша за 100 ж. Найбільшу потужність мають 10-й та 12-й горизонти (18 та 17 ж). Найбільшу площу

нафтоносності мають II, 12 та 14-ї горизонти. Початкові дебіти нафти по свердловин досягали від 50 до 120 т/добу.

Родовище Ван-Сикль у розрізі сарматських відкладень містить 20 продуктивних горизонтів, але вони незначної потужності і мають досить обмежену площу нафтоносності. Наприклад, перші верхні п'ять горизонтів нафтоносні лише у Штайнберзького скидання, з відривом всього 120 ж вони вже водоносні. Площа нафтоносності інших горизонтів дещо більша. Найбільш продуктивні горизонти 9-й і 10-й мають сумарно ефективну потужність 24 ж і площу нафтоносності 1500 X 450 ж². т (свердловина 2) та 55 тис. т (свердловина 4). Початкові дебіти нафти свердловинами з різних горизонтів сармату досягали 20–50 т/сутки.

Поклади нафти у сарматських відкладах на структурах Платвальд, Мілотиці, Ваценовиці обмежені за своїми розмірами. Вони поширюються у вигляді лінз у зонах дроблення Штайнберзького скидання. Важливого промислового значення ці родовища немає.

Відносно великими за запасами є поклади нафти в сарматі на структурах Годонін, Гбели і Штефанов. На перших двох структурах вони були об'єктом експлуатації у початковий період розвитку нафтової промисловості Віденського басейну, але в структурі Штефанов – відкриті лише 1953 р. Свердловини, що розробляють поклади нафти цих родовищ, характеризуються невеликий, але тривалої видобутком нафти.

На багатьох родовищах сарматські відкладення містять чисто газові поклади. Одним із найстаріших такого роду родовищ є Альт-Ліхтенварт, відкрите в 1941 році. Газові поклади в його межах присвячені 11, 12, 13, 14, 15 і 17-му сарматським горизонтам. Початкові дебіти газу становили 100 тис. м'добу і більше при пластовому тиску 92-100 атм. Нині родовище значною мірою вироблено.

На родовищі Мюльберг широку площу газоносності мають переважно 1-ї та 2-ї сарматські горизонти. Дебіти газу їх коливаються від 15 до 100 тис. м³ [добу. Інші горизонти сармату, зокрема 5, 19 та 20-ї, не мають витриманої

газоносності.

Родовище Матцен у сарматі містить три газові горизонти (3, 4 та 5-й). Дебіти їх обчислюються 50-75 тис. м³ [добу при тиску 45-70 атм. На родовищі Енцерсдорф розробляються два газові горизонти. Дебіти свердловин із них становлять від 75 до 100 тис. м³/добу при пластовому тиску 70-75 атм.

На структурі Оберлаа газові горизонти сармату були незначні і досі виснажені.

У межах чехословацької території чисто газові поклади в сарматі простежуються на родовищах Бржецлав і Піддворів, що розташовуються вздовж Штайнберзького скидання, на родовищах Лужиці і Бродську, приурочених до Лужицько-Бродського скидання, і на родовищах Малахий і Сухо басейну, де максимально розвинені Святоянський та Лабсько-Шаштинський розриви. Перші дві групи родовищ характеризуються незначним видобутком газу.

Родовища Малацьки, Сухоград-Якубов та Лаб містять величезні запаси сарматського газу. Вони поряд зі структурою Висока з її тортонськими покладами газу є основними родовищами з видобутку газу в межах Віденського басейну. Дебіти газу по свердловинах кожного з цих родовищ нерідко сягають 200–500 тис. м³/добу, а в окремих випадках понад 2 млн. м³/добу. Кількість газових горизонтів обчислюється від одного (Сухоград-Якубов) до чотирьох (Лаб) та п'яти (Малацький). Виявлена велика кількість газових покладів у відкладеннях сарматів дозволяє розглядати їх у регіональному плані більше газоносними, ніж нафтоносними.

Наймолодший комплекс паннонських відкладень басейну переважно містить газові поклади і лише окремих випадках поклади нафти (Ван-Сикль). Основним продуктивним горизонтом є так звана зона з Melapor¹³ і прегеза - піщаний горизонт у підшві нижнього паннону потужністю 30-50 м. Газоносний він на родовищах Цистерсдорфської групи, Мюльберг-Гестінг, Раг, Гайзельберг. Дебіти газу з нього цих родовищах вимірюються 50–70 тис. м³/добу при пластових тисках 50-65 атм.

У 1948 р. газонасність паннона була встановлена також у центральній частині басейну на структурі Шенкірхен-Проттес. У зв'язку з тим, що пізніше на цій ділянці було відкрито нафтове родовище Матцен, цю структуру тепер називають Матценською. Газонасні тут 3-й та 4-й піщані горизонти нижнього паннону. Дебіти газу їх сягають 50–70 тис. м³ добу.

Крім того, паннонські відкладення газонасні також на структурі Сухоград-Якубов, де вони розробляються спільно з газонасними горизонтами сармату.

На родовищі Ван-Сікль, на відміну від інших родовищ, піщаний горизонт з *Melanopsis impressa* містить важку, асфальтового типу нафту.

Викладений фактичний матеріал вказує на надзвичайно багату нафтонасність міоценових порід власне Віденського басейну та еоценових флішевих утворень його фундаменту.

Спостерігається певна закономірність у розподілі цих нефтегазонакоплень, що у тому, що поклади нафти і газу площею концентруються у районах, де максимально розвинені регіональні розриви. До таких районів належать Цистерсдорфський, Матценський, Годоніно-Гбельський, Лабський та ін. У вертикальному розрізі поклади нафти і газу приурочуються в більшості випадків до порід, які характеризують початок нового циклу седиментації: нижній тортон з його базальними конгломератами, низи верхнього тортону, нижній сармат і нижній паннон. Дуже характерною є концентрація нафтових та газових покладів за вертикальним розрізом окремих родовищ. У табл. 6 наведено узагальнені дані щодо розподілу нафтогазонасності у стратиграфічному комплексі порід Віденського басейну.

Розділ 6. Структурні типи родовищ нафти та газу

Відповідно до розробленої І. О. Бродом та Н. А. Єрмоєнко (1957) схемою класифікації родовищ нафти і газу всі родовища Віденського басейну за особливостями геологічної будови та умовами залягання в них нафти і газу можуть бути поділені на два основні структурні типи: 1) родовища, пов'язані з брахіантиклінальними складками, і 2) родовища, пов'язані з моноклінальним заляганням порід.

Перші групуються в окремі антиклінальні зони підняття, які примикають здебільшого до регіональних глибинних розривів.

До цього типу родовищ на території Австрії можуть бути віднесені такі родовища: Матцен, Адерклаа, Кагран, що належать до Матцен-Адерклааської зони підняття, пов'язаної з Адерклааським регіональним розривом; Хохенрупперсдорф, Гайзельберг, Раг, Гестинг, Ван-Сікль, Платвальд, Альт-Ліхтенварт, Мюльберг, належать до Цистерсдорфської антиклінальної зони підняття, що примикає до глибинного Штайнбергського скидання;

У межах Чехословаччини цього родовища об'єднуються у дві групи: а) родовища, пов'язані зі Штайнберзьким скиданням,

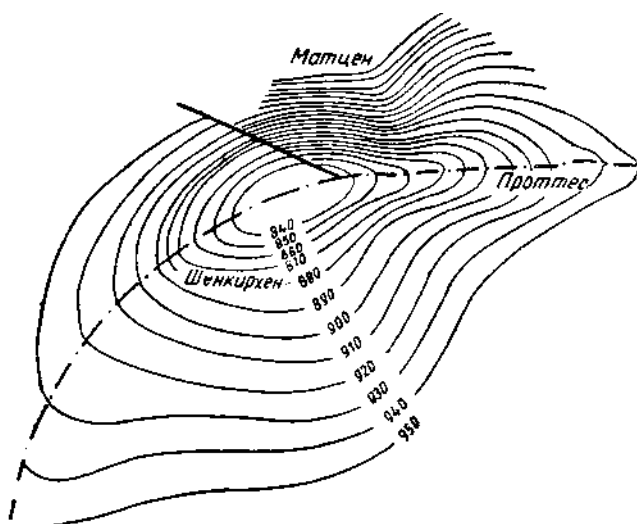


Рис. 7. Матцен. Структурная схема по кровле тортона.

б) родовища зони підняття, що примикає до Лабсько-Шаштинського регіонального скидання. До першої групи відносяться родовища Бржецлав,

Біловіце-Жижков, Піддворів, Мутениці, Мілотиці та Ваценовиці, до другої – Висока, Лаб, Малацьки та Сухоград-Якубов.

Коротко охарактеризуємо кожне родовище, оскільки це дуже важливо для судження про формування в їх межах нафтових і газових покладів.

Родовище Матцен є брахіанти-клінальною складкою з відносно крутим північно-західним і пологим південно-східним крилами (рис. 7). За своїми розмірами складка має довжину понад 15 км та ширину 3 км. Осьова лінія її проходить у напрямку з південного заходу на північний схід, уздовж простягання басейну. У межах структури виділяється кілька невеликих локальних порушень, які розбивають її на окремі блоки.

Нафтовосні на родовищі п'ять горизонтів гельвету і вісім горизонтів тортону. 10 до 75 т/добу. У цих же межах дають нафту та гельветські горизонти.

Крім нафтоносних, на структурі є також чисто газові поклади, приурочені до верхньосарматських відкладень (3, 4 і 5-й горизонти) та до нижнього паннону (3-й та 4-й горизонти). Дебіти газу по свердловинах із цих горизонтів досягають від 50 тис. до 100 тис. м³/добу при пластових тисках 55–70 атм.

Родовище Адерклаа за своїми структурними особливостями, як і Матцен, виражено брахіантиклинальною складкою з щодо більш крутим північно-західним і пологим південно-східним крилами. У межах структури виділяється кілька локальних розривів, які розбивають родовище на окремі блоки, переміщені по відношенню до іншого як у вертикальному, так і в горизонтальному напрямку. Структура досить чітко виражена у вигляді купола* на гравіметричній карті, що вказує на генетичний зв'язок її до певної міри з фундаментом, зустрінутим тут на глибині 2709 та 2726 м.

На площі, у відкладах гельвету, виявлено чотири газоконденсатні поклади та у відкладеннях тортону – три нафтоносні горизонти (4, 5 та 6-й). Середні початкові дебіти по 5-му та 6-му горизонтам становили від 50 до 120 т/добу. По 4-му горизонту видобуток нафти трохи менше покрівлі сармату (за І. Капоунеком).

Родовище Каграну розташоване на південний захід від Адерклаа. У його

межах з відкладень тортону в свердловинах спочатку були отримані потужні притоки газу, а потім розкрито нафтові поклади. У структурному відношенні це брахіантиклінальна складка, що примикає до регіонального Адерклааського скидання.

Родовище Хохенрупперсдорф є найбільш південно-західним серед родовищ Цистерсдорфської групитий, що примикає до регіонального, глибинного Штайнберзького розриву. Родовище розбите поздовжніми та поперечними порушеннями локального типу на кілька блоків і, таким чином, значно ускладнене у своїй будові. Незважаючи на багато пробурених тут глибоких і структурних свердловин, охарактеризувати повністю тектонічну будову площі ще не вдалося. Загалом родовище виражене брахіантиклінальною складкою з відносно крутим, порушеним Штайнберзьким скиданням, північно-західним крилом і пологим південно-східним. На родовищі нафтоносними є 3, 4, 5, 10, 12 та 13 горизонти тортону. Початкові дебіти нафти їх становили 25–30 т/сутки. Розміри покладів з огляду на наявність великої кількості локальних порушень обмежені.

Родовище Гайзельберг виражено в тектонічному відношенні брахіантиклінальної складки з відношенням довжини до ширини 3:1. Західне її крило зрізається Штайнберзьким скиданням. У поперечному напрямку родовище розбивається скиданням на частини: північну, опущену, і південну, піднесену (рис. 8). Нафтоносними на структурі є в основному сарматські відкладення (11 – 20 горизонти). Сумарна продуктивна потужність піщаних горизонтів досягає близько 100 м. Найбільш високопродуктивні 11, 14, 15, 16 та 18-ї горизонти. Початкові дебіти нафти по свердловинах цих горизонтів становили 50–120 т/сутки. Незначні поклади нафти зустрінуті також у відкладеннях тортону (2, 3, 5, 9 та 11-ї горизонти). Крім нафтових горизонтів, на родовищі є чисто газові поклади. Дві з них – у сарматі (1-й та 9-й горизонти) та одна – у нижньому панноні (горизонт «меланопсис імпреса»). Дебіти газу по свердловинах із цих покладів у початковий період розробки становили від 50 тис. до 75 тис. м³/добу.

Родовище Гестинг має куполоподібну форму у верхніх шарах і форму напівкупола у глибших відкладах. Потужність порід паннона, сармата і тортону, що у будові південно-східного крила складки, з віддаленням від Штайнберзького скидання у бік Гестингської депресії збільшується. Нафтоносними є сарматські та тортонські відкладення. У сарматі налічується 20 нафтоносних горизонтів, у тортоні із семи піщаних горизонтів нафтоносні лише 2, 5 та 7-й.

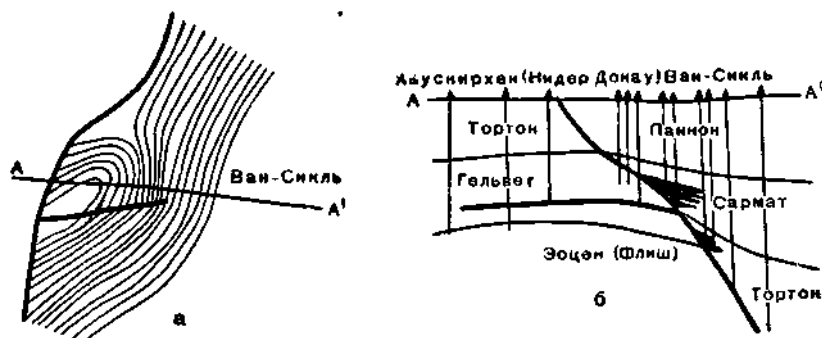


Рис. 9. Ван-Сікль. Структурна схема по покрівлі (а) та поперечний геологічний розріз (б) родовища.

Найбільш продуктивними в сарматі вважаються 7, 9, 10, 11, 12 і 13-ї горизонти. 10-й і 12-й сарматські горизонти. На родовищі в нижніх шарах паннону видобував у незначній кількості газ.

Родовище Ван-Сікль по покрівлі сарматських відкладень також характеризується куполоподібною складкою з довгою віссю, що дорівнює 1,5 км, і короткою – 1 км (рис. 9). По покрівлі тортон структура має форму напівкупола з падінням крила в південно-східному напрямку під кутом 20-30 °. У привідній частині структура порушена поперечним скиданням з амплітудою 30-40 м, який розбиває її на дві частини: підняту, північну та опущену, південну. Основна нафтоносність присвячена північній частині структури. Нафтоносні тут переважно відкладення сармата. У них загалом виділяється 20 піщаних горизонтів, але промислово-продуктивними є: 1–5-й горизонти, об'єднані в один об'єкт експлуатації, з видобутком по свердловинах 8–10 т/добу; 9-й та 10-й горизонти з найбільшою площею нафтоносності 1500

X 450 м та потужністю 24 м; 11–16-й та 16а горизонти. Максимальний видобуток у початковий період розробки родовища у кількості 45 т/добу і більше було отримано з 12-го та 13-го горизонтів.

Крім сармату, на структурі нафтоносні також 1-й та 2-й горизонти тортону. Потужність 1-го обрію дорівнює 6 м, 2-го-13 м. Загальна продуктивна площа нафтоносності 1400 X 350 м, початкові дебіти свердловин обчислювалися 20-30 т/добу.

У відкладеннях нижнього паннона, в горизонті «меланопсис імпреса», на відміну від розглянутих раніше, на цьому родовищі міститься нафта. Середня продуктивна потужність горизонту становить 9 л, а площа нафтоносності – 500x200 м. Дебіт нафти щодо невеликий.

На родовищі свердловина 82-а розкрила максимальну потужність тортонських відкладень у межах Цистерсдорфської групи піднять. Серед них виділено 24 піщані горизонти. Однак продуктивними, як вказувалося, є лише два верхні, розташовані ближче до поверхні, де вони порушені поперечним скиданням.

Родовище Платвальд не є жодною структурною формою. Воно приурочено до відкладень сармату та тортону міжскидової зони утворень внаслідок розчленування в цьому районі Штайнбергського розриву на два паралельні одновікові скидання.

Нафтоносні тут невеликі піщані горизонти сармата та тортону. В окремих випадках (свердловина 9) з відкладень тортону було отримано чистий газ.

Родовище Альт-Лихтен- в арт виражено брахіантиклинальною складкою по покрівлі сарматських відкладень і напівкуполлом - по покрівлі відкладень тортону. Західне крило структури у тортонських відкладах зрізане Штайнберзьким скиданням. У нижньому сарматі (11–15 та 17-й горизонти) та верхньому тортоні (1-й та 2-й горизонти) тут встановлені газоносні поклади. Дебіт газу з окремих свердловин спочатку становив близько 100 тис. м³/добу при тиску від 92 до 100 атм. Нині родовище значною мірою вироблено.

Родовище Мюльберг виражено брахіантиклинальною складкою, розбитою

поздовжнім скиданням на дві частини (рис. 10). Сбро^ в центральній частині структури має максимальну амплітуду (50 м), на північний схід і південний захід поступово згасає. Із заходу родовище обмежене регіональним Штайнберзьким розривом, що відчуває на цій ділянці різке дугоподібне згинання.

У будові родовища беруть участь породи тортонського, сарматського та паннонського ярусів. Нафтоносність присвячена нижнім горизонтам тортону (11–23-й). Загальна потужність піщаних продуктивних горизонтів тортону становить близько 150 м. Найбільш продуктивні 18-21 горизонти. Початкові дебіти нафти ними становили від 60 до 120 м³/сут.

Крім нафтових горизонтів, на родовищі є також чисто газові поклади, приурочені до відкладень сармату (1-й та 2-й горизонти) та нижнього паннона (горизонт «меланопсис імпреса»). Пластовий тиск у горизонтах сармату спочатку становив 85-90 атм при глибині їх залягання в середньому 950 м. Тиск горизонту «меланопсис імпреса», що залягає на глибині 450–500 м, на початку розробки дорівнював 45–50 атм. Дебіти газу по свердловинах досягали 50-75 тис. м³1добу.

Родовище Санкт-Ульріх-Хаускірхен приурочено до похованого ерозійного виступу фундаменту, що простягається в широтному напрямку у формі брахіантікліналі довжиною близько 12 кл і шириною 4 км. У межах структури виділяється ряд куполоподібних здуття, нерідко роз'єднаних між собою скидами незначної амплітуди. На сході родовище обмежене Штайнберзьким скиданням. Нафтоносною є верхня частина порід еоценового флішу, представлених світло-і зеленувато-сірими, міцними глауконітовими пісковиками. Колекторські характеристики їх обумовлені переважно тріщинуватістю. Остання викликана, з одного боку, ерозійними явищами, з іншого – тектонічною напругою. Перші свердловини на родовищі давали високий фонтанний видобуток від 80 до 150 т/добу. Надалі видобуток різко падав і нині становить на свердловину лише кілька тонн на добу. Крім еоценових флішевих порід, на родовищі нафтоносні також гелльветські,

зокрема так звані піщані горизонти лаге-1 та лаге-2, що залягають серед утворень шлір-базису, та піщаний «блакитний обрій» гелветського шліру. Нафтовитість носить зональний характер і зосереджена головним чином на ділянках структури, що тяжіють до Штайнберзького скидання.

Родовища Мау Стренк і Шарфенек у структурному відношенні, так само як і Санкт-Ульріх-Хаускирхен, приурочені до похованих флішевих гір, обмежених на сході Штайнбергським скиданням. Нафтоносні тут піщані горизонти шлір-базису. Нафта в окремих випадках видобувалася також з флішевих відкладень, але в дуже незначній кількості.

Родовища Цверндорф та Енцерсдорф, розташовані в центральній частині Віденського басейну, виражені типовими брахіантиклінальними складками зі значним перевищенням розмірів довгої осі над короткою. Складки до певної міри мають асиметричну будову з відносно крутішим західним крилом, що падає у напрямку депресійної частини басейну. Зі сходу вони обмежуються регіональним розривом, що називається на території Австрії Енцерсдорфським, а на території Чехословаччини – Лабсько-Шаштинським скиданням. Обидва родовища чисто газоносні. Поклади газу приурочені до відкладень тортону та сармату.

На родовищі Цверндорф у розрізі тортону газова поклад має розміри 10 км у довжину і 5 м завширшки.

На родовищі Енцерсдорф з відкладень тортону отримано надходження газу в кількості 100 тис. м³/добу. У сарматі тут встановлено два газоносні горизонти з дебітом від 75 тис. до 100 тис. м³/добу при 5'-7-міліметровому штуцері та пластовому тиску 70-75 атм.

На чехословацькій території Віденського басейну родовища, пов'язані з брахіантиклінальними складками, приурочені до Штайнбергського та Лабсько-Шаштинського скидів. До Штайнберзького скидання примикають, як зазначалося, родовища Бржецлав, Біловіце-Жижков, Поддворов, Мутенице, Милотиці і Ваценовіце, до Лабсько-Шаштинського - родовища Висока, Лаб, Малацьки, Сухоград-Якубов.

Перша група родовищ, пов'язана зі Штайнберзьким скиданням, як і раніше розглянуті родовища австрійської частини території, у структурному відношенні в поверхневих шарах виражена типовими брахіантиклиналями, але в глибині – полукуполами, західні крила яких зрізані скиданням. Крім основного Штайнберзького регіонального скидання, що зазвичай обмежує структури із заходу, в межах родовищ виділяються також дрібні, локальні скидання, що розбивають структури на окремі блоки, опущені один по відношенню до іншого в напрямку поглиблення басейну. Прикладом може бути родовище Білівце-Жижків, розташоване на ділянці, де з'єднуються між собою Шраттенберзький та Штайнберзький розриви. По покрівлі сарматських відкладень це родовище виражено у формі брахіантикліналі, а по горизонту літа-тамнієвих вапняків верхнього тортону – у вигляді напівкупола.

Нафтові поклади як родовища Біловіце-Жижков, і інших структур, присвячених Штайнберзькому скидання, внаслідок значної порушеності різного типу розривами мають здебільшого досить обмежені розміри і мають лінзоподібний характер. Нафтоносність їх присвячена відкладенням верхнього тортону. (Бржецлав, Біловіце-Жижков, Піддворів, Мутениці) та нижнього сармату (Мілотиці, Ваценовиці). Дебіти нафти по свердловин невеликі і обчислюються лише одиницями тонн.

Родовища, пов'язані з Лабсько-Шаштинським регіональним розривом – Висока, Лаб, Малацьки, Сухоград-Якубов, мають більш менш витриману брахіантиклінальну форму як у верхніх паннонських і сарматських, так і в нижніх тортонських і гельветських відкладеннях. Характерно те, що площина падіння Лабсько-Шаштинського розриву, що обмежує ці структури зі сходу та південного сходу, падає не в напрямку центральної, найбільш зануреної частини Віденського басейну, а до його борту. Внаслідок цього щодо брахіантиклінальну форму складок зберігають нижчі шари стратиграфічного комплексу порід. Усі зазначені структури чисто газоносні. Поклади газу в них приурочені до базальних відкладень верхнього тортону (Висока, Лаб) та до опадів сармату та нижнього паннону (Лаб, Малацьки, Сухоград-Якубов). До

найбагатших запасів газу належить родовище Висока. Воно є периклінальним продовженням структури Цверндорф, розташованої на території австрійської частини басейну. Сverdловини, що експлуатують газову поклад цього родовища, здебільшого дають приплив газу близько 1 млн. м³/добу. На другому місці за значенням видобутку газу стоїть родовище Лаб. У його межах найбагатші поклади газу приурочені до так званого лабського горизонту, розташованого на межі нижнього та верхнього тортону. Відносно великі за запасами газу поклади містяться тут також у відкладеннях сармату та паннону. На родовищі Малацьки утвореннях сармату встановлено понад десять газових горизонтів, які мають досить значні запаси. Родовище Сухоград-Якубов з газовими покладами у відкладеннях сармату та паннону також відіграє велику роль у загальному балансі газовидобутку країни.

Усі досі розглянуті нафтові та газові поклади Віденського басейну за своїм структурним типом пов'язані, як вказувалося, з брахіантиклінальними складками. Вони широко поширені по всій території басейну і групуються у певні, регіонально виражені зони піднятих.

Родовища басейну, пов'язані з моноклінальним заляганням шарів, поширені більш обмежено. Вони зустрічаються переважно у східній бортовій частині басейну біля Чехословаччини. До цього типу можна віднести групу родовищ, приурочених до Годоніно-Гбельського жменю, обмеженого Лужицько-Бродським та Годоніно-Гбельським скиданнями. Це такі родовища, як Годонін, Лужице, Моравська Нова Весь-Тинець, Бродську, Гбелі, Петрова Весь та Штефанов.

Уяк приклад може служити родовище Бродську (рис. 111. Структура його виражена моноклінальним заляганням верств панона і сармата, що зазнають закономірне занурення в напрямку від Годоніно-Гбельського горста до центральної частини басейну. Моноклінальне залягання пластів порушено Лужицько-Бродським сбросом на Фарбівським і розкиданим на Лужько-Бродським). З огляду на це утворилися тектонічні екрани, що сприяли накопиченню тут нафтових і газових покладів. Перші приурочені до тортону,

другі - до сармату. мЗ/добу.

На інших родовищах цього нафтові поклади також мають незначні розміри. Вони, як правило, екрануються розривами і мають характер тектонічно екранованих або лінзовидних, літологічно обмежених (з усіх боків).

На родовищі Годонін такі поклади зустрічаються в базальних утвореннях бурдигалу та тортону та у відкладеннях верхнього сармату. У межах родовищ Лужиці, Моравська Нова Весь-Тинець та Гбелі нафтоносні та газоносні поклади невеликих розмірів експлуатуються з відкладень тортону та сармату. Відносно нове родовище Петрова Весь, приурочене до поперечного глибинного Фарського розлому, містить нафтоносні горизонти у відкладеннях бурдигалу і гелвету. Родовище Штефанів укладає нафтоносні горизонти в утвореннях тортону та сармату.

Таким чином, родовища, пов'язані з моноклінальним заляганням шарів, характеризуються дуже незначними покладами нафти та газу та відіграють підлеглу роль у загальному балансі нафтовидобутку. Основне значення в басейні, отже, мають родовища, приурочені до брахіантиклінальних складок.

Розділ 7. Форми покладів нафти та газу

Аналіз наявного фактичного матеріалу за родовищами Віденського басейну дозволяє зробити досить докладну класифікацію покладів нафти та газу. В основу такої класифікації нами пологружини генетичні особливості пасток, їх форма та співвідношення в них рухомих компонентів – газу, нафти та води. Виділені за таким принципом типи покладів добре укладаються в теоретично розроблену І. О. Бродом (1951) загальну схему класифікації покладів нафти та газу.

А. Родовища, пов'язані з брахіантиклінальними складками

Пластові поклади. За генетичними особливостями пасток пластові поклади поділяються на склепінні та екрановані тектонічно, стратиграфічно та літологічно.

Пластові склепінні поклади брахіантиклінального типу родовищ поширені головним чином на структурах центральної частини басейну: Матцен, Адерклаа, Рабенсбур, Енцерсдорф, Цверндорф-Висока, Лаб, Малацьки та Сухоград-Якубов. Типовим прикладом пластового склепіння нафтового покладу може бути поклад нафти 16-го горизонту тортону (матценський пісок) на родовищі Матцен (рис. 12).

Ця поклад утворена в резервуарі, що має пластовий характер протягом продуктивної товщі. Вода, що підпирає скупчення нафти, замикає її в пласті з усіх боків. Газо-нафтовий та водо-нафтовий контакти є горизонтальними поверхнями. У склепінній покладі є газова шапка. Режим родовища водо- та газонапірний. Глибина закладення покладу 1600-1700 м. нацьому ж родовищі виділяється пластова газова поклад у відкладеннях паннона (див. рис. 12).

Типовим прикладом пластового склепіння газового покладу може бути родовище Лаб (рис. 13). Газові поклади тут присвячені відкладенням верхнього тортону, сармату та паннону. Найбільш

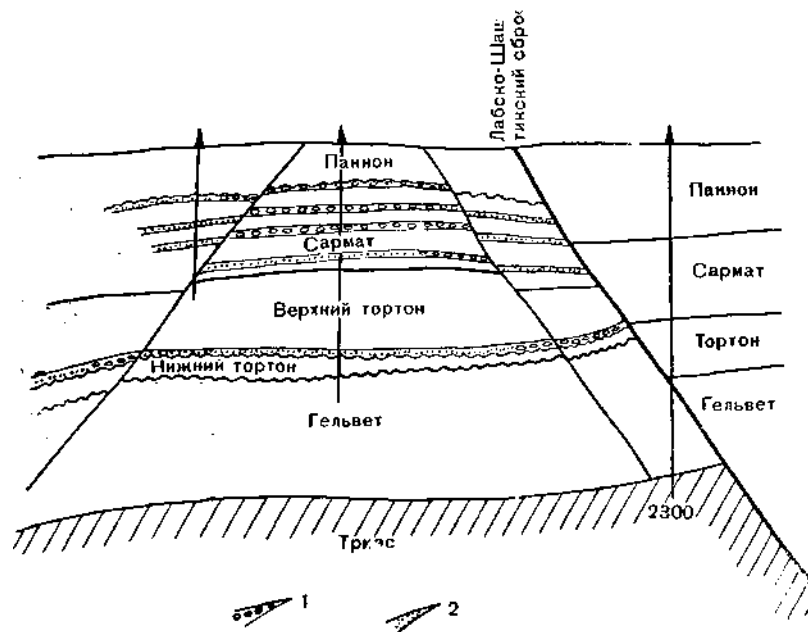


Рис. 13. Лаб. Пластова поклад газу в оазисі (за М. Длабачом).

1 - Газ; 2 – вода.

значні поклади газу - так званого лабського горизонту на межі нижнього та верхнього тортону. Ця поклад розбита системою скидів на кілька самостійних блоків, проте всім їм зберігається загальне положення контуру водоносності. Утворення покладу обумовлено внутрішньорезервуарною міграцією, під час якої газові вуглеводні відокремилися від несучого їх потоку води і зосередилися в підвищеній частині пласта. Формування покладу контролювалося як покрівлею, а й підшвою пласта. Пласт за своїми колекторськими властивостями характеризується високою ефективною пористістю та проникністю.

Аналогічний тип газових покладів трапляється на родовищах Енцерсдорф, Цверндорф-Висока, Малацьки та Сухоград-Якубов.

Пластові тектонічно екрановані поклади поширені на родовищах брахіантиклінального типу, приурочених до регіонального Штайнберзького скидання: Хохенруп-персдорф, Гайзельберг, Раг, Гестинг, Ван-Сікль, Платвальд, Альт-Ліхтенварт, Мюльбержов, Бржец Мутениці та Мілотиці. Поклади у цих родовищах утворилися після того, як пласт був «зрізаний екраном» і набув структурної форми, що спостерігається нині. Контурна вода

в них підпирає поклади до екрану. Для родовищ з таким типом покладів характерна багатопластова, наприклад: родовища Гайзельберг (рис. 14), Раг (рис. 15) і Гестинг (рис. 16). У їх межах у розрізі порід сармату налічується 20 нафтогазоносних пластів із загальною ефективною потужністю понад 100 м. Крім того, у двох горизонтах тортону та у горизонті «меланопсис імпреса»нижнього паннону міститься газ. Режими покладів переважно водонапірні, іноді зустрічаються невеликі газові шапки. На чехословацькій території прикладом такого типу покладів можуть бути поклади у відкладеннях тортону та сармату родовища Бржецлав (рис. 17) та поклади у відкладеннях тортону родовища Біловіце-Жижков (рис. 18).

Пластові стратиграфічно екрановані таким чином на схилах похованих піднять фундаменту. Утворення їх пов'язане з незгодним перекриттям окремої серії відкладень іншою, погано проникною серією порід. Такі умови в області Віденського басейну найчастіше спостерігаються у відкладеннях бурдигалу та гельвету з їх базальними грубокластичними утвореннями на схилах флішевих порід фундаменту.

Базальні утворення на багатьох ділянках незгодно перекриваються серією порід бурдигальського або гельветського шліру, що погано проникається. У умовах утворюються своєрідні стратиграфічні пастки, які сприяють формуванню у межах покладів нафти і газу, наприклад, родовище Маустренк (рис. 19). Тут піщані горизонти базальних утворень гельвету – шлір-базису, що залягають на схилі похованої флішевої гори, перекриваються слабопроникними шарами шліру. Утворені таким чином пастки містять поклади нафти. Головні частини піщаних горизонтів, що містять нафту, знаходяться безпосередньо під поверхнею зрізу. Вода підпирає поклади до стратиграфічного екрану, оперізуючи навколо горизонтальний. Формування покладів відбулося після того, як пісок шлір-базису було перекрито слабопроникними опадами шліру. Крім родовища Маустренк, такого ж типу покладу у відкладах шлір-базису зустрічаються на родовищах брахіантиклінального типу Санкт-Ульріх-Хаускірхен та Шарфенек.

Пластові літо логічні та екрановані поклади, пов'язані з брахіантиклінальним типом структур, встановлені на родовищах Матцен і Санкт-Ульріх-Хаускірхен. Ці поклади присвячені піщаним горизонтам гельвету, які виклинюються вгору по повстанню шарів. У лінії виклинювання пісковики фаціально заміщаються глинистими породами. Нафтові поклади підпираються до літологічного екрану контурною водою. Розміри покладів зазвичай невеликі, наприклад, на родовищі Санкт-Ульріх-Хаускірхен (рис. 20). Літологічно екрановані поклади в його межах присвячені відкладенням гельвету: горизонти лазі-1, лазі-2 і так званий «блакитний обрій». Літологічне екранування у цих відкладеннях відбулося за рахунок виклинювання піщаного колектора по лінії, майже паралельному простяганню порід. Для покладів характерне закономірне зменшення потужності пласта¶ напрямку до лінії виклинювання. Зміна літологічних особливостей порід колектора та їх потужності викликає різку відмінність у продуктивності свердловин, розташованих навіть на невеликих відстанях одна від одної. Формування покладів обумовлено, ймовірно, спочатку міграцією нафти по Штайнберзькому розлому, а потім - бічною міграцією по площині напластування порід.

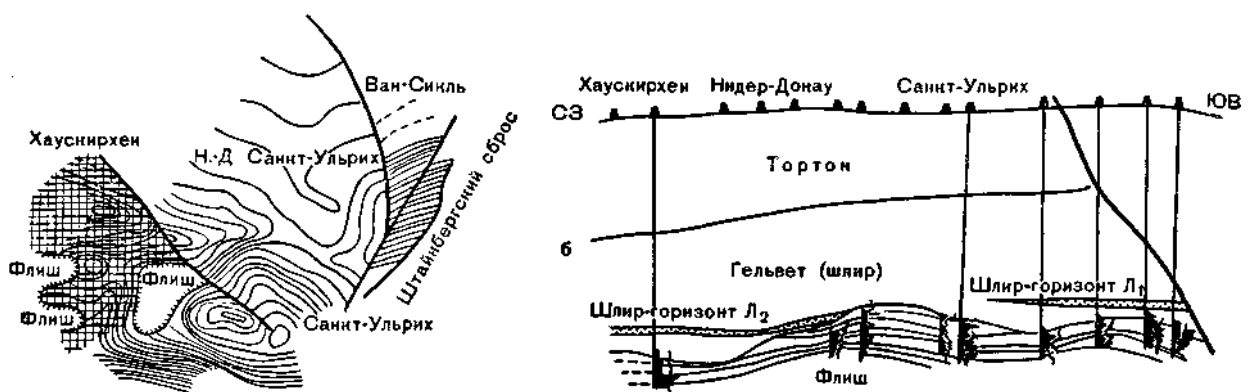


Рис. 20. Санкт-Ульріх-Хаускірхен. Пластові літологічно екрановані поклади (у гельветі). а – у плані;

Масивні поклади родовищ брахіантиклінального типу. Серед брахіантиклінального типу родовищ у Віденському басейні зустрічаються також типи масивних покладів у структурних виступах. поверх-

ністїеоценового флішу, незгодно перекритою відкладеннями гелъвето, вираженими шліровою фацією.

Нафтовій є верхня тріщинувата частина порід еоцену. Тріщинуватість цих порід обумовлена, з одного боку, ерозійними явищами, з іншого – тектонічними процесами, що виявлялися у передгелъветській час. Формування нафтового покладу контролювалося переважно формою верхньої поверхні, що покриває поклад. Утворення покладу, мабуть, пов'язане з вертикальною міграцією нафти Штайнберзьким скиданням, що обмежує структуру з південного сходу. Усередині резервуара відзначається закономірний розподіл газу, нафти та води за їхньою питомою вагою. Вся залежачи знизу по горизонтальній площині підпирається водою. Режим' її в основному газонапірний, обумовлений енергією стиснутого газу, що накопичився в привідних частинах окремих куполоподібних здуття у формі газової шапки.

Довжина покладу 6 км, ширина 3 км, глибина залягання 900-1200 м.

Поклади, літологічно обмежені (з усіх боків). Ці поклади біля Віденського басейну зустрічаються лише з брахиантиклинальних структурах, сильно розбитих диз'юнктивними порушеннями,

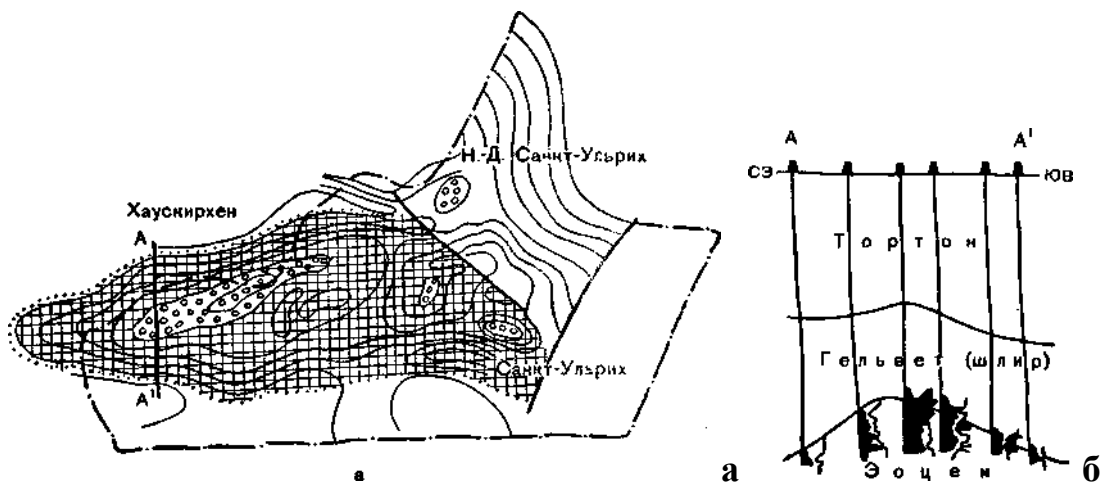


Рис. 21. Санкт-Ульріх-Хаускірхен. Масивна поклад.

а – у плані; *б* – у розрізі

або ж у міжскидовій зоні Штайнберзького розлому, як, наприклад, на родовищі

Ваценовиці (рис. 22). Тут у нижньому сарматі лінзоподібні поклади нафти перебувають у піщаних резервуарах, обмежених глинами. Окремі скупчення нафти у формі лінз на родовищі зустрічаються у флішевих породах фундаменту.

Літологічно обмежені поклади трапляються також на родовищі Платвальд, де вони перебувають у міжскидовій зоні Штайнберзького розриву.

Б. Родовища, пов'язані з моноклінальним заляганням шарів

Родовища, пов'язані з моноклінальним заляганням верств Віденського басейну, містять пластові поклади, тектонічно, стратиграфічно та літологічно екрановані, та поклади, літологічно обмежені (з усіх боків).

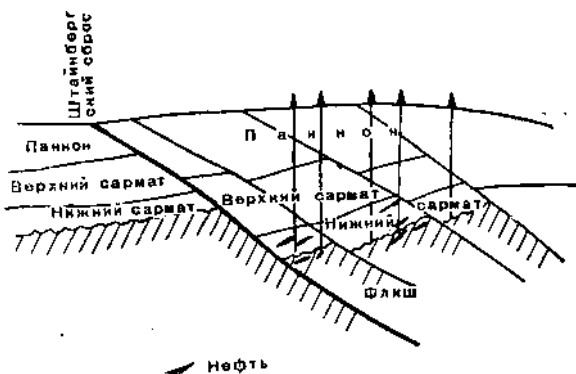


Рис. 22. Ваценовице. Літологічно обмежені (з усіх боків) поклади у розрізі (за М. Длабачом).

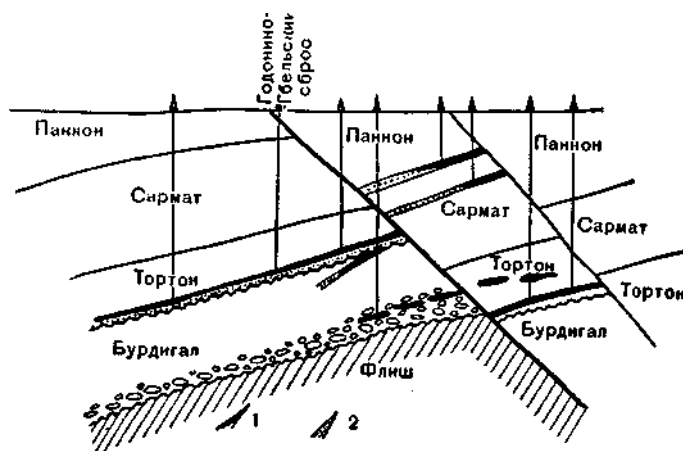


Рис. 23. Годонін. Пластові тектонічно екрановані поклади в розрізі (М. Длабач). 1- Нафта; 2 – вода

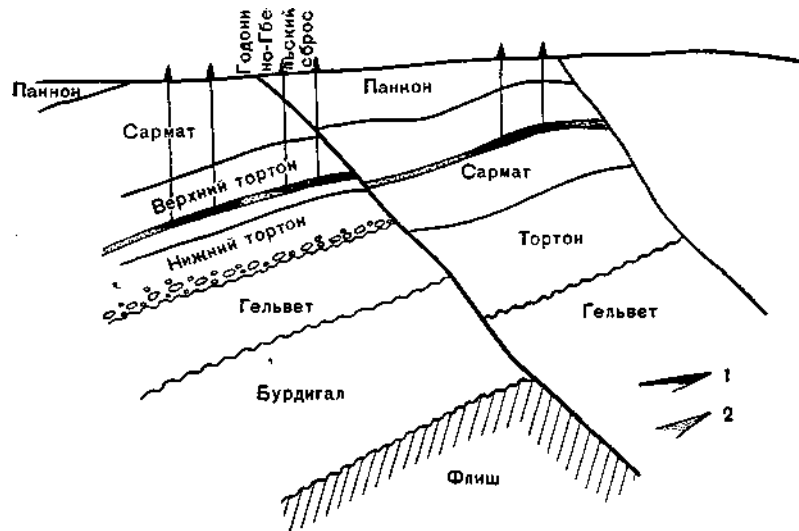


Рис. 24. Гбели. Пластовые тектонически экранированные залежи в разрезе (по М. Длабач).

1 - Нафта; 2 – вода. ¶

Пластовые тектонічно екрановані поклади містяться на родовищах Годонін, Бродську, Гбели, Петрова Весь.

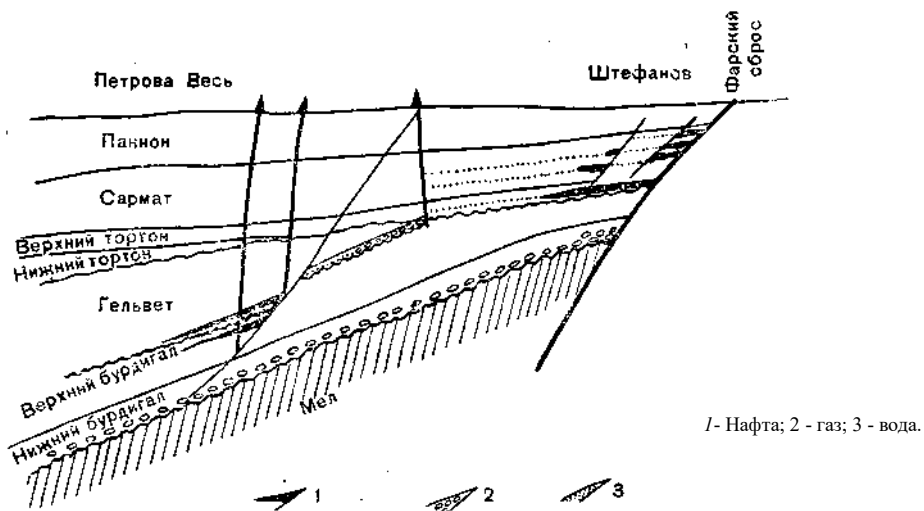


Рис. 25. Стефанов. Пластовые стратиграфически экранированные залежи в разрезе (по М. Длабач).

екрануються Годоніно-Гбельською системою скидів. Підпирає їх до екрану контурна крайова вода. За розмірами поклади невеликі. На родовищі Бродську такого типу поклади трапляються у відкладах тортону та сармата,



Рис. 26. Лужиці. Пластові літологічно екрановані поклади в розрізі (М. Длабач).

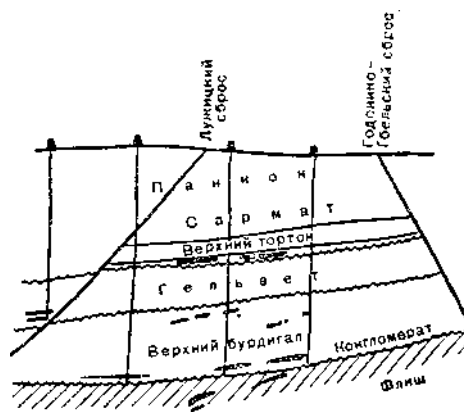


Рис. 27. Моравська Нова Вєсь-Тинець. Поклади, літологічно обмежені (з усіх боків), у розрізі.

а на родовищі Петрова Вєсь – у бурдигалі та гелъветі.

Пластові стратиграфічно екрановані поклади зустрічаються на родовищах Годонін, Лужице та Штефанов. Як приклад може бути газова поклад у гелъветі на родовищі Штефанов (рис. 25). Поклад екранується незгодним кутовим заляганням порід тортону на гелъветі. На родовищах Годонін та Лужиці стратиграфічно екрановані поклади виявлено в утвореннях бурдигалу.

Пластові літологічно екрановані поклади родовищ моноклінального типу зустрічаються на родовищах Лужиці (рис. 26) та Моравська Нова Вєсь-Тинець.

Поклади, літологічно обмежені (з усіх боків), зустрічаються на родовищах Годонін та Моравська Нова Вєсь-Тинець (рис. 27). Як на одному, так і на іншому родовищі цього покладу встановлені у відкладеннях бурдигалу і тортону. Це переважно лінзоподібні поклади у пісковиках, обмежених глинами.

Для наочності зведемо всі що у Віденському басейні типи нафтових і газових покладів у табл. 11.

Типи структур та форми нафтових та газових покладів Віденського басейну

Структурний тип родовища	Форми нафтових чи газових покладів	Родовище	Вік продуктивних горизонтів
Брахи-антикліналі	Пластові склепіння Пластові тектонічно екрановані Пластові стратиграфічно екрановані Пластові літологічно екрановані Масивні Літологічно обмежені (з усіх боків)	Матцен Адерклаа Цверндорф-Висока Лаб Малацьки Сухоград-Якубов Хохенрупперсдорф Гайзельберг Раг Гестинг Ван-Сікль Платвальд Бржецлав Біловице-Жижков Поддворов Мутеніце Маустренк Шарфенек Санкт-Ульріх-Хаус-кірхен Санкт-Ульріх-Хаус-Кірхен Матцен Санкт-Ульріх-Хаус-Кірхен Ваценовіце Платвальд	Тортон, сармат, паннон Тортон Тортон, сармат, паннон Сармат Сармат, паннон Тортон Тортон, сармат, паннон Те саме Торто н, сармат Те ж саме Гельвет Еоценовий фліш Нижній сармат, еоцен
Моно-клинали	Пластові тектоні-чески екрановані Пластові стратиграфічно екрановані Пластові літологічно екрановані Літологічно обмежені (з усіх боків)	Годонін Бродську Гбелі Петрова Весь Годонін Лужиці Пітефанів Лужиці Моравська Нова Весь-Тинець Г одонін Моравська Нова Весь-Тинець	Тортон, сармат Те саме Бурдігал, гельвет Бурдігал Гельвет Тортон Бурдигал, тортон Те саме

ВИСНОВКИ

У результаті проведеного дослідження геологічної будови та нафтогазоносності Віденського басейну було отримано такі основні висновки:

Віденський басейн є типовою міжгірською западиною, сформованою в умовах альпійського тектонічного циклу. Його формування тісно пов'язане з передміоценовою, штирійською, атичною та роданською фазами складчастості, які визначили як загальну будову басейну, так і структури, сприятливі для акумуляції вуглеводнів.

Географічне розташування басейну на стику Альп, Карпат і Паннонського прогину зумовлює його складну тектонічну та стратиграфічну будову, а також високу нафтогазоносну перспективність. Центральна, найбільш занурена частина знаходиться в межах Австрії, де зафіксовані максимальні потужності осадових товщ (до 4000 м).

Стратиграфічний розріз басейну охоплює породи від нижнього міоцену до пліоцену, а також четвертинні відклади. Основними нафтогазоносними комплексами є відклади бурдигальського, гельветського, тортонського та сарматського ярусів, де виявлені численні піщані горизонти-колектори.

Тектонічна будова басейну представлена системою регіональних скидань (Шраттенберзьке, Штайнберзьке, Леопольдсдорфське), які розділяють територію на структурно різнорівневі блоки. У межах цих структур формувалися умови для створення антиклінальних і блокових пасток.

Родовища нафти і газу у Віденському басейні переважно приурочені до структур тортонського та сарматського віку. Найбільше значення мають горизонти Матценського, Адерклааського, Мюльберзького типів, де сформувалися значні поклади вуглеводнів, пов'язані з пористими пісками і пісковиками.

Форми покладів нафти та газу представлені пластовими, лінзовидними, склепінчастими і стратиграфічно обмеженими типами, що вказує на різноманіття умов накопичення і важливість стратиграфо-фаціального аналізу для пошуків нових родовищ.

Нафтогазоносність басейну пов'язана з комплексом сприятливих чинників: наявністю глибоких занурених синклінальних зон, ефективних колекторів, герметичних покришок і структурних та стратиграфічних пасток, що сприяли формуванню значних промислових скупчень вуглеводнів.

Перспективи подальших досліджень Віденського басейну пов'язані з уточненням геологічної моделі за допомогою новітніх геофізичних і бурових даних, а також із можливістю виявлення нових, глибше залягаючих покладів нафти та газу, особливо у межах центральної зануреної частини басейну.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Андрусов Д. Геологія Чехословаччини. – Братислава: Вид-во Словацької АН, 1960. – 412 с.
2. Будай Т., Ціха І. Стратиграфія та нафтогазоносність Віденського басейну. – Братислава: Геологічний інститут, 1956. – 285 с.
3. Доленко Г.Н. Геологія нафти і газу. – К.: Надра, 1960. – 486 с.
4. Папп А. Beiträge zur Kenntnis der miozänen Schichtenfolge im Wiener Becken. – Wien: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1954. – Bd. 96, S. 1–120.
5. Grill R. Zur Geologie des Wiener Beckens. – Wien: Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1948. – Bd. 41, S. 223–312.
6. Pokorný V. Mikropaleontologické poměry miocénu vídeňské pánve. – Praha: Československá akademie věd, 1962. – 248 s.
7. Seifert P. The Vienna Basin: A Neogene Pull-Apart Basin. // Ziegler P.A. (Ed.). Geodynamics of Rifting. Vol. II. – Amsterdam: Elsevier, 1992. – P. 49–66.
8. Sachsenhofer R.F. et al. Petroleum systems and hydrocarbon potential of the Vienna Basin: a review. – Marine and Petroleum Geology, 2010. – Vol. 27(3), P. 673–687.
9. Wessely G. Structure and development of the Vienna Basin in the Alpine-Carpathian-Pannonian junction. – Geologische Rundschau, 1988. – Vol. 77(3), P. 641–651.
10. Яношек Р. Тектоніка Віденського басейну. – Відень: Вид-во геологічного товариства, 1943. – 116 с.
11. Центральна геологічна бібліотека України: електронний архів звітів про геолого-розвідувальні роботи в межах Віденського басейну (1930–1980 рр.).
12. Geologische Bundesanstalt Österreich: Datensammlung zu den Erdöl- und Erdgaslagerstätten des Wiener Beckens. – Wien, 2005. – 214 S.
13. Білецький В.С. Енциклопедія нафтогазової справи. – Донецьк: Східний видавничий дім, 2004. – 448 с.
14. Шахт М.С. Геологія осадових басейнів Європи. – Львів: ЛНУ ім. І.

- Франка, 2001. – 362 с.
15. Кульчицький Я.О. Нафтогазоносність Передкарпатського прогину. – Львів: Видавництво ЛНУ, 1996. – 248 с.
 16. Буртовий О.І. Нафтогазоносні басейни України. – Київ: ІНКАР, 2015. – 280 с.
 17. Ріпун М.Б., Вітрик С.П. Тектоніка і нафтогазоносність платформ України. – Київ: Наукова думка, 1987. – 256 с.
 18. Захарченко В.М. Геодинаміка та еволюція осадових западин. – Харків: ХНУ, 2011. – 198 с.
 19. Ковальчук І.П. Сучасні методи прогнозування нафтогазоносності. – Івано-Франківськ: ЛІРОЛ, 2014. – 144 с.
 20. Полянський Г.В. Геологічні моделі родовищ нафти і газу. – Київ: Либідь, 2008. – 280 с.
 21. Литвиненко М.М. Структурні пастки вуглеводнів: класифікація та умови формування. – Львів: Каменяр, 2007. – 220 с.
 22. Крейндель К.А. Геотектоніка. – Львів: Вид-во ЛНУ, 2003. – 256 с.
 23. Міллер Г. Осадові басейни Європи. – Відень: GeoVerlag, 2006. – 210 с.
 24. Thenius E. Geologie Österreichs. – Wien: Springer, 2002. – 315 S.
 25. Rupprecht B., Wessely G. Geologische Grundlagen der Erdöl- und Erdgasvorkommen in Österreich. – Wien: GBA, 1994. – 190 S.
 26. Strauss P. Sedimentary evolution of the Vienna Basin. – Austrian Journal of Earth Sciences, 2007. – Vol. 100, P. 43–57.
 27. Pervesler P., Roetzel R. Stratigraphy and sedimentology of Miocene successions in the Vienna Basin. – Geologica Carpathica, 2015. – Vol. 66(1), P. 15–26.
 28. Kováč M. et al. Miocene sedimentary environments and tectonics of the Vienna Basin. – Slovak Geological Magazine, 2012. – Vol. 11(2), P. 5–20.
 29. Атаманенко В.О. Геологічна історія Альпійської тектонічної дуги. – Київ: Видавничий дім «Освіта», 2018. – 168 с.
 30. Piller W.E., Harzhauser M., Mandic O. Miocene Central Paratethys stratigraphy – current status and future directions. – Stratigraphy, 2007. – Vol. 4(2–3), P. 151–168.