БОГДАН МУХА

ТОПОКЛІМАТИ ЧОРНОГОРИ

Міністерство освіти і науки України
Львівський національний університет імені Івана Франка
Географічний факультет

Богдан Муха

ТОПОКЛІМАТИ ЧОРНОГОРИ

(монографія)

Львів–2017

УДК 922.2/ 911.52:551.585 + 551.52
ББК 26.82(4УКРЗ)+26.234.7(4УКРЗ)
М 92

Рецензенти:
доктор біологічних наук, директор Інституту екології Карпат *М. П Козловський*

доктор біологічних наук, професор, віце-президент Лісівничої академії наук України *П. Р. Третяк*

доктор географічних наук, професор Східноєвропейського національного університету *В. М. Петлін*

Рекомендовано до друку Вченою Радою географічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка. Протокол № 2 від 27 березня 2013 р.

Муха Б.
Топоклімати Чорногори: монографія / Б. Муха. – Львів, ЛНУ ім. І. Франка, 2017. – 167 с.

ISBN

Подається аналіз та інтерпретація результатів власних багатопунктових автоматичних синхронних топокліматичних досліджень у Чорногорі за 2005–2012 роки. Охарактеризовано амплітуди показників, горизонтальні та вертикальні градієнти, інверсії температури повітря, адвективні потоки, їхній вплив на інверсії біотопів, а також сценарії саморозвитку топокліматів різних геотопів.

Для науковців-природознавців, природолюбів, студентів географічних та інших природничих факультетів, лісівників, туристів, жителів Чорногори.

УДК 922.2/ 911.52:551.585 + 551.52
ББК 26.82(4УКРЗ)+26.234.7(4УКРЗ)

© Б.П. Муха, 2017
© Львівський національний університет імені Івана Франка, 2017

ISBN

Друкується в

авторській редакції

З М І С Т

ПЕРЕДМОВИ…… 6
Настроєва…… 6
Предметно-позиційна…… 7
Вдячність……..….... 13
1. Регіон досліджень……..... 15
2. Фрагменти історії кліматичних досліджень у Чорногорі…….. 19
3. Становлення і розвиток топокліматичних досліджень у Чорногорі……... 22
4. Перші у Чорногорі топокліматичні вимірювання з автономними електронними реєстраторами……... 28
4.1. Методичні та технічні аспекти……...…… 28
4.2. Результати короткочасних топокліматичних досліджень 2004-2006 років……... 33
4.3. Результати першого цілодобово-цілорічного етапу топо-кліма-тичних досліджень в Чорногорі і КНПП 2004–2006 рр……..... 35
4.3.1. Топотермічні особливості геотопів…….. 36
4.3.2. Вологість повітря у пунктах реєстрації…… 55
5. Дослідження особливостей топоклімату Чорногори на профілях в умовах жаркої антициклональної погоди літа 2011р..... 65
5.1. Організаційні та методичні передумови…… 65
5.2. Схеми розташування пунктів установлення реєстраторів…… 68
5.3. Дослідження топокліматів днищ річкових долин…… 72

5.3.1. Пункти розташування реєстраторів у долині Прута на ділянці, прилеглій до ЧГС…… 72
5.3.2. Результати топотермічних вимірювань у місцевостях терасованих днищ річкових долин та на прилеглих схилах……. 74
5.3.3. Фаціальні особливості температури повітря на профілі "Ріка –ліс"…… 81
5.4. Топоклімати лісистого середньогір'я і високогір'я на профілі № 1 Озірний –Говерла у липні 2011 р…… 87
5.4.1. Розташування реєстраторів на профілі №1……..... 87
5.4.2. Результати вимірювання на профілі № 1 (вплив лісу, гірсько-долинні переміщення повітря, стратифікації, інверсії)……..... 89
5.5. Результати вимірювань вздовж профілю №2 ЧГС – кари Пожижевської – Брескул– Говерла у серпні 2011……... 95
5.5.1. Розташування реєстраторів на профілі №2……. 95
5.5.2. Топокліматичні особливості давньольодовикових карів……. 98
5.5.3. Топокліматичні особливості привододільних поверхонь…… 102
5.6. Сучасні сніги, сніжники та льодовикові ретроспекції..... 111
5.6.1. Розподіл і перерозподіл снігу (інтерпретація космознімка)…… 111
5.6.2. Про четвертинні зледеніння у Чорногорі……... 117
5.6.3. Підстави до ретроаналізу давнього зледеніння…… 122
5.6.4. Ландшафтний ретроаналіз шляхів руху льодовиків у Чорногорі……. 137
ВИСНОВКИ……. 140
ПІДСУМКИ……. 146
ЛІТЕРАТУРА…… 152
ДОДАТКИ……. 159

П Е Р Е Д М О В И

Настроєва.

Неймовірна річ: буквально усі люди, які бувають під відкритим небом, звертають до нього свої погляди, намагаючись взяти там для себе ще якусь додаткову інформацію, хоча багатократно бачили його голубінь, чи причуди хмар, а прогноз погоди з різних офіційних джерел можуть знати погодинно.

Причина, мабуть, наступна: небо манить, бо там красота, лагідність, але і там же ж і небезпека. Там рух, динаміка закономірна і неочікувана. Там цікава невідомість, а ми, люди, – дивні своєю цікавістю до невідомого і залежністю від потреби пізнавати цю невідомість.

Кредо і мотто українське (і не тільки):

“Дивлюсь я на Небо та й думку гадаю: чому я не сокіл, чому не літаю?

Чому мені, Боже, Ти крилець не дав?

Я б Землю покинув та й в Небо злітав. Далеко за хмари…”

Перебуваючи на землі, при землі, у будинку, в літаку чи у горах ми перебуваємо в сфері взаємодії Землі і Неба[1], Космосу. Через це люди одвічні спостерігачі і “приймачі” цієї взаємодії. Земля і Небо нас вчать.

Ми сприймаємо та аналізуємо природу, творимо власне торжество від пізнання істини природи, але і синтезуємо своє глибоке

[1] Термін “Небо” тут і надалі будемо вживати для означення сукупності тих об’єктів, які можна спостерігати , чи усвідомлювати їхню наявність в просторі, що над нами: повітря, хмари, канали грозових розрядів, сліди літаків, метеорити, зорі і т.п.

розчарування та прикрощі від своїх же помилок. Зрештою, виявлення і розуміння помилки це також результат пізнання і запорука можливості правильної корекції шляху.

Небо і Земля – це єдність. Вона завжди торжествує від уже притаманної їй різноманітності та від новоутворень, від її саморозвитку. Нам від цього – цікавість життя свого та життя нашого середовища, пізнання його "механізмів" взаємодії. Це і цікаво, і прагматично, і потрібно.

Наш шлях – вивчення всього і навчання себе через спостереження та вимірювання, через аналіз нових даних, їх верифікацію, через діагностику сучасних формацій, ретроспективний аналіз причинно-наслідкових зв'язків, сценаріїв розвитку подій у різних ситуаціях, а вже потім на цій основі отримаємо можливість створення алгоритмів функціонування, передбачати перспективу розвитку чогось нового і потребу бути готовим до ймовірних змін.

Предметно-позиційна

Викладаючи предмет дослідження стосовно обраного об'єкту нам найважливіше передати читачу свою позицію, свою віру у всесвітню **єдність**, всесвітню **взаємозалежність**, причинність, детермінантність, послідовність та всесвітній **порядок**.

Хаосу нема. Його придумали дослідники для зручності і оправдання застосування статистичних методів та щоб спростити собі завдання у дослідженнях різноманітностей життя Світу.

Планета Земля (GEO) і всі її складові – учасники життя світу і тому підпорядковані світовому порядку, але вже з своїм впливом, тобто підпорядковані **геопорядку**.

Складові частини Землі – субсистеми Землі, її геосистеми різних рангів додають своїх впливів силою своєї природи (буквально – фізики), в тому числі фізики (природи) географічного місця (геотопу), чи фізики (природи) геоатмосфери з її кліматичними формаціями. Одна з них – топоклімат.

Топоклімат взагалі ми розуміємо як **клімат** "**топосу**" – "**місця**" (без уточнення цього місця значенням географічної "прив'язки" чи кліматичного означення). На етапі цього підрозділу не будемо

вдаватися у глибоке теоретизування стосовно змісту і правочинності терміну “топоклімат”, як і щодо дефініцій його аналогів, вживаних в науковій літературі двоїстих термінів: (мега-, макро-,мезо-, мікро- та наноклімат). Про все це скажемо нижче, бо хоча, це не зайве, але і не першочергове. Важливо вірити, що усі ці “ікс–клімати” існують і що вони є не просто вербальним творінням кліматологів, а об’єктивним наслідком, **результатом взаємодії Землі і Неба**. На цьому ставимо наголос.

Землі у широкому розумінні – і як кулястої планети, що має свою геосферну структуру, відповідний їй розподіл сонячного тепла по своїй поверхні і по геосферах; Землі, що має своє внутрішнє тепло, свій тектонічний, та геологічний, геоморфологічний, педологічний, біотичний розвиток, свої гравітаційну, геомагнітну, водну і газово-повітряну, антропотехнічну сфери; Землі, що має свою різноманітну поверхню, що є, як і всякі поверхні, межею єдності, її приймальною поверхнею відносно дії зовнішнього оточення і, разом з тим – діяльною поверхнею, що реагує на зовнішні чинники, а також працює посередником поміж внутрішніми елементами Землі і її зовнішнім оточенням, чи поміж активними зовнішніми чинниками та внутрішніми елементами природної одиниці.

Неба – також у широкому розумінні: як середовища далекого і ближнього космосу, перебування під без посереднім впливом і диктатом Сонця, Місяця, створених під їхнім впливом термобаросистем у тропосфері та в цілій атмосфері Землі, інших чинників світового порядку, законів системно організованого світу, законів природи.

“Місць” у світі безліч, а тому й наук про “місця” також багато: космотопологія (наука про місця в світовому просторі), геотопологія – про геотопи – місця на Землі, ландшафтні комплекси, топографія чи картографія, як спосіб зображення рельєфу (об’ємної характеристики місць) на площині паперу, біотопологія – наука про біотопи, фітототопи, зоотопи. Аналогічно вживається і термін кліматопи.

Такий термін запровадив академік В. М. Сукачов (1964). За його визначенням кліматоп – це повітряна частина біотичного середовища біоценозу, або ценоекосистеми, що відрізняється від навколишньої атмосфери своїм газовим складом, особливо CO_2 (у приземному біогоризонті, O_2 (там само і в біогоризонтах фотосинтезу), повітряним режимом, насиченістю біолінами, зменшеною і зміненою сонячною

радіацією та освітленістю, наявністю люмінесценції рослин і деяких тварин, особливим тепловим режимом, режимом вологості повітря[2].

Як бачимо, визначення терміну "кліматоп" за класиком біогеоценології В. М. Сукачовим достатньо широке, але виразно біоцентричне. Це і зрозуміло, бо саме заради біотичного компоненту у біогеоценозі, був запропонований цей термін, як однієї з складових ценоекосистем, що складає одну з умов життя біоценозу. Нам видається і намагатиме-мося це доказати, що те означення, яке дав В. М. Сукачов терміну „кліматоп" може бути набагато ширшим. Перш за все через означення геофізичні.

Щоб не підміняти дефініцію терміну „**кліматоп**" новим означенням, застосуємо інший, не новий термін у наукових дослідженнях „**топоклімат**" з дещо іншими акцентами: як динамічну формацію кліматичних параметрів топосу, місця з характерним діапазоном, величин своїх параметрів, з часовим режимом їхнього коливання.

Вони виступають як детермінанти станів геокомплексів, як збудники динамізму в обмінних процесах; як джерела відбитих світлових хвиль та як джерела власного випромінювання у тепловому та у радіодіапазонах електромагнітних хвиль, на чому базуються методи аерокосмічного вивчення земних об'єктів; інші діяльні впливи на складові радіаційного, водного, теплового балансів, як чинник геохімічний, як фактор балансу біопродуктивності, чинник комфортності і т. д. В такому стосунку і при такій дефініції вдалішим вважаємо **термін "топоклімат"**, який також і буквально означає "клімат місця", але вже не як складову частину, **не як блок біогеоценозу, а як властивість цього місця** з своїм біоценозом, що в такому трактуванні також стає властивістю.

Топоклімат це фактично ж своєрідна місцева формація кліматичних властивостей, яка детермінована зовнішніми чинниками і самим "місцем" топосом, але яка постійно змінюючись взаємно впливає і формує це своє місце та близьке і далеке його оточення, випромінює інформацію про себе у світовий простір.

Розглядаючи наземний панорамний знімок чи матеріали аеро- та космознімань, ми, фактично, бачимо миттєву **картину топокліматів**,

---

[2] Цитата перекладена нами з російської мови за "*Экологический словар" – Алма-Ата: "Наука". Б. А. Быков. 1983".*

передану хвилями оптичного, теплового та радіодіапазонів у певних часових станах. Щоб цю картину сприйняти повноцінно, потрібно вчитися її читати дешифрувати, та інтерпретувати: перш за все діагностично, а за умови відповідної потреби – прогностично, чи ретроспективно.

Очевидно, що для цього потрібно вивчати топоклімати, розвивати топокліматологію – як науку про топоклімати, та вдосконалювати методи дистанційного дослідження Землі саме заради результативного топокліматичного дешифрування.

Термін "топоклімат" більш вживаний для просторової характеристики кліматичної різноманітності території і успішно використовується за західним кордоном замість колись широковживаних термінів "макро-, мезо- мікроклімат" і, навіть, наноклімат, коли досліджують теплові режими мурашника чи поверхонь листя рослин.

У термінах "кліматотопологія", чи "топокліматологія" сперечаються пріоритетності складових слів і дефініцій цих термінів: пріоритети чинності кліматичного елементу **місця,** як складового **компоненту** біоекосистеми **(кліматоп в кліматотопології),** та з другої сторони як місця, постійної ділянки геопростору, (біогеоценозу чи виділів ландшафтних рангів) як їхня **кліматична характеристика** з своєрідним діапазоном властивих для неї параметрів та режимів. Тут акцентом є пріоритетність **властивостей**. Вони залежні у своєму формуванні від часу і місця формування, але і самі стають дійовими чинниками формування того ж місця, тобто чинниками ландшафтного розвитку. Іншими словами: **кліматоп** це віртуальний блок в моделі структури біоценозу, а **топоклімат** – це кліматична властивість місця з можливістю часової розгорнутої характеристики кліматичних параметрів, виділення часових станів, амплітуд флуктуацій параметрів, тимчасових аерогоризонтів прямих та інверсійних, часових ритмів та режимів, можливістю їхнього зіставлення, типізації, групування. Такий широкий діапазон можливостей став причиною вибору терміну для предмету дослідження, для змісту та для титулу запропонованої читачу монографії.

Враховуючи системну організованість світу та геосистем можна твердити, що набуті в топосі властивості мають свій трансформний вплив на приземну атмосферу, тобто на зовнішні кліматоформувальні чинники, що виконують трансформацію "місця", але і самі зазнають зворотної трансформації місцем.

Вибір терміну, то справа наукової угоди з означенням за критеріями. Важливо, що в природі такі формації (топоклімати, чи кліматопи) існують, функціонують і потребують вивчення.

Інший аспект – тривалість життя таких формацій: вони дуже мінливі, але не короткоживучі, бо ця мінливість і є їхньою специфікою, їхнім життям.

Як не варто відмовлятися від вивчення (з причин швидкодії та коротко тривалості), погод, блискавок, електромагнітних хвиль, траєкторій польотів куль, ракет, комет, так і не варто нехтувати імпульсивним життям, чи гармонійною "плавною симфонією" властивостей топокліматів.

Вони не випадкові, а похідні і є результатом взаємодії об'єктів географічних досліджень.

У цьому стосунку йдеться про формування приземних **атмогеосистем**, тобто ландшафтних систем різних рангів, геокомплексів, геотопів, різних місць, що мають свої властивості. Серед них можна уявно виокремити кліматопи (за Сукачовим) та геокомплекси з топокліматичними властивостями – топокліматами. Виокремити їх можна лише віртуально, бо вони є атрибутною властивістю земних топосів, властивістю найбільш динамічною, бо показники її мінюються щосекундно, разом з мінливістю інтенсивності сонячного світла, обертанням Землі навколо своєї осі і навколо Сонця, з післядією зміни активності Сонця, циркуляцією атмосферних мас, подувами вітру, місцевим прогріванням, вихолодженням, адвективним та конвективним теплообміном і т. д. **Отже топоклімат це і формація властивостей, і "живий" медіатор**, посередник поміж Небом і Землею, що зазнає впливу і Неба, і Землі, але це і **активний чинник**. Його можна вербально виокремити, описати, але не відокремити, бо це атрибут атмогеосистеми того чи іншого рангу.

У такому сприйнятті, баченні віртуально можна застосувати термін кліматоп, як аеропідсистема в атмогеосистемі, навіть аерогоризонт в аерогеосистемі.

Розуміючи, що природні регіони різних рангів, чи ландшафтні одиниці усіх рангів мають свої границі і горизонтальні і вертикальні, що приземне повітря є складовою частиною цих формацій, можемо апріорі твердити, що аерогоризонт кожної з фізико-географічних формацій є локалітетом і субформацією, **субсистемою** атмогеосистеми з відповідними їм границями.

Саме ця субсистема є медіатором, але і результатом взаємодії Землі і Неба, причому активним як субсистема у системі, яка має свої системні межі. Заради модельного, спрощеного означення і сприйняття будемо називати її **кліматопом,** як місце локалізації **і топокліматом,** як властивості кліматопів.

Це двоєдиність і двоєдність матеріального і властивого матеріальному. Як колір якогось плоду, як картина, ікона, екран монітора.

В такому представленні кліматоп є також речовинною (аеро) частиною геокомплексів, геосистем з властивістю субсистеми і медіатора високочастотної мінливості поміж усіма складовими всередині системи і на її периферії. Просторове розміщення топокліматів бачимо як своєрідну мозаїку, що узгоджена з мозаїкою природних геокомплексів. Структурний “рисунок” мозаїки геокомплексів повинен відобразитися в мозаїці кліматопів. Оскільки вони живо взаємодіють (контактно і безконтактно) поміж структурними елементами своїх і сусідніх геосистем, то повинна проявитися синергетична емерджентність як рушій розвитку усіх взаємодійних складових з дотриманням фізичного порядку, структурної приналежності та ієрархії, але і певної розу порядкованості, привнесеної зовнішніми чинниками.

Без пізнання субсистеми не вдасться розуміти і характеризувати цілу систему, її функції та етологію.

Параметри топокліматів настільки мінливі, а реальні причинно-наслідкові зв’язки настільки складні, що навряд чи можна, та й чи варто все це відслідковувати і вимірювати. Залишається важливе: зуміти дослідити виміряти так, щоб **пізнати** механізми і природу (фізику) топоклімату, його зв'язки з геотопом, його процеси обміну речовиною і енергією, його геофізику, **топофізику**.

Територіальна деталізація топокліматів – це довгий і копіткий, але потрібний шлях досліджень на майбутнє. Наш досвід топокліматичних досліджень, виконаних на Розточчі, Поділлі, Передкарпатті, Карпатах дає підставу сподіватися на успішність такої перспективи.

Для початку топокліматичних досліджень слід обирати мало мінливу стійку антициклональну погоду, репрезентативну територію (трансект), а в ній типові пункти. Опісля застосовувати відповідні методи і вимірювальні засоби, забезпечувати участь у дослідженні кваліфікованих спеціалістів.

На даний час це в певній мірі, дозволеній природою і суспільним життям, було нами апробовано і виконано. Наступний етап – аналіз та інтерпретація вихідних матеріалів досліджень. Сподіваємося, що майбутні нові дослідження забезпечать нові матеріали для нових аналізів. Проте, вже зроблене нами в топокліматичних дослідженнях, також цікаве для публікації.

Мету написання цієї монографії та її публікації автор бачить в потребі і можливості продемонструвати географічно зацікавленим людям, особливо студентам, специфіку топокліматів Чорногори через опис їхніх параметрів, розкриття сценаріїв їхнього формування та розвитку, продемонструвати взаємний вплив місця (ділянок земної поверхні) на його кліматичні параметри і вплив останніх на саме місце, на геотоп, зробити спробу аналізу просторової структури топокліматів.

В цілому наша мета – отримати повніші знання про природу Чорногори, зрозуміти суть топокліматичних явищ і передати своє розуміння шукачам цікавого, учням, критикам.

Вдячність

Написанню монографії сприяли і допомогли:

- добра географічна освіта, отримана у мої студентські роки від професорів: К. І. Геренчука, П. М. Цися, І. М. Гоголєва, С. М. Стойка, доцентів М. С. Андріанова, П. С. Бучила, М. В. Зденюка, М. Д. Орла, П. В. Климовича, М. М. Койнова, Г. П. Міллера, Г. Л. Проць, О. В. Скварчевської, І. Ф. Стрєльнікова, С. В. Трохимчука, О. І. Шаблія, викладачів, науковців-практиків Я. М. Біланчина, З. Й. Яцюка, М. Г. Кота, О. Г. Лось, О. Г. Топчієва та інженерів географічного факультету ЛДУ А. М. Цись, О. Б. Біланчин, Г. Д. Тітарової;
- 53-річне життя у середовищі географів Львівського університету імені Івана Франка;
- навчання та перейняття досвіду від професорів московських університетів та інститутів А. А. Відіної, В. В. Власової, Г. В. Давидової М. І. Добровольского, В. К. Жучкової, Ю. Ф. Кніжнікова, І. І.Мамай, В. Н. Ніколаєва, Н. А. Солнцева, київських П. Г.Шищенка, М. І. Щербаня,

В. М. Пащенка, В. С. Давидчука, В. Т. Гриневецького, Л. М. Шевченко, Латвійського університету А. А. Краукліса, Тбіліського університету Н. Л. Беручашвілі, Варшавського університету М. Стопи-Борички, Є. Борички, Є. Кондрацкого, Й. Вавер, Б. Кіцінської, В. Жаковского, Люблінського Інституту наук про Землю Я. Бурачинського, М. Гарасим'юка, В-М. Кашевского, Краківської рільничої академії М. Олехнович-Бобровської, Дрезденського технічного університету Г. Плахтера, В. Ендліхера, Т. Плюнтке;

- 50-річний досвід "спілкування" з природою і з спеціалістами в експедиціях у Карпатах, інших гірських масивах (Кримські гори, Кавказ, Копет-Даг, Паміро-Алтай) та рівнинних територіях Казахстану, Алтайського краю, Карелії, Московщини та України;
- власні 44-річні дослідження на Розтоцькому ландшафтно-геофізичному стаціонарі з різноманітними тематичними акцентами (ландшафтними та ландшафтно-геофізичними: метеорологічними, актинометричними, градієнтними, балансовими, дослідженнями часової мінливості геокомплексів;
- співпраця з моїми студентами-практикантами, що виконували науково-дослідницькі дипломні роботи;
- співпраця з студентами-волонтерами, що були учасниками досліджень в багатьох експедицій, в тому числі й топокліматичних вимірювань в Чорногорі;
- 40-річне самонавчання заради належної викладацької роботи;
- генний спадок батьків і їхнє виховання мене у повазі до свого роду;
- допомога сім'ї, що терпіла мою недостатню увагу і відсутність в домі через експедиційні дослідження;
- доброзичливе ставлення молодших колег і допомога друзів.

Усім за це – щиро дякую і сподіваюся що моя робота не даремна.

1. Регіон досліджень

Чорногора розташована у південно-східній частині Українських Карпат. Це найвищий в Україні гірський масив. Тут розташована Говерла, витікають Прут, допливи Чорного Черемошу і Білої Тиси. Це найпривабливіша для туристів частина Українських Карпат. Вона постійно привертає до себе увагу мандрівників, природолюбів і науковців, бо природа Чорногори така багата на різноманітність, що її цікавинок вистарчає для задоволення найрізноманітніших "смаків" та запитів: від споглядання до дослідження.

В цьому стосунку зауважимо також, що Чорногора є лише частиною Карпат, а тому всі грані її природних властивостей слід розглядати в контексті природної єдності усіх Карпат як цілісного гірського масиву, а самі Карпати, як складову частину, як елемент структури Карпатського регіону та цілої Європи . Це оправдано не тільки тектонічно, геологічно, гідрологічно, чи ботанічно.

В стосунку до формування кліматичних характеристик Карпати не тільки зазнають певного впливу астрономо-географічного розташування (через широту та довготу місця та сонячного опромінення, через віддаленість від океанів) та через їх розташування в схемі циркуляції атмосферних мас. Карпати самі є суттєвим регіональним та місцевим трансформатором кліматичних процесів, бо вони є бар'єром на шляху повітряних мас. Кожна з них взаємодіє з Карпатами, може їх обминати, перевалювати чи затримуватися горами, трансформувати всі свої параметри в тій чи іншій мірі залежно від місця прояву та від розвитку самих процесів. Природа Чорногори поводиться настільки різноманітно, що здається, що нема межі цеї "творчості", нема алгоритмів "кліматичної

поведінки”, а значить нема підстав для її гарантованих прогнозів. Проте є вихід: спостереження і дослідження. Відомо, що ніщо не відбувається безпричинно. Тому “механізмами та логікою” процесів слід оволодіти, бо без цього кожна ситуація у кожному новому місці видаватиметься новиною. Так, здобуття статистики проявів – це добрий початок, але це лише частинка пізнання. При цьому процеси залишаться непізнаними, причини не виясненими, а наукове дослідження недосконалим.

Причинно-наслідкові зв’язки таки потрібно вивчати задля ясності розвитку процесів і явищ та оцінки просторових формацій, їх часових стадій розвитку, трендів трансформацій, прогнозу їхніх перспектив. Зрештою, це і є основним завданням для науковців у географії.

Рис. 1.1. Чорногора. Вид на головний хребет з полонини хребта Кукул. Добре видно Говерлу (справа), Брескул, Пожижевську, Данцер, частину Туркула. На Брескулі та Пожижевській – залишки сніжників. Фото автора.

Рис.1.2. Найвища вершина Українських Карпат – Говерла – 2 061 м з південного схилу г. Пожижевська. Фото автора.

Рис. 1.3. Карпати – гори асиметричні: з пологішими південно-західними і крутішими північно-східними схилами. В час горотворення насуви рухалися з південного заходу на північний схід. Справа видно світлу смугу сніжного карнизу, світлу пляму від розтанулого сніжника (справа нижче), а також овальне тіло зсуву у центрі кадру. Фото автора.

Рис.1.4. На верхній межі лісового поясу смереки мають прапороподібну форму, зумовлену панівними вітрами. Гілки ростуть за вітром. Вдалині зліва – г. Маришевська, справа – г. Гомул. Хмари перевалюють з Закарпаття. Фото автора.

Рис. 1.5. Ріка Прут у верхів'ї (ліворуч дороги ЧГС – Заросляк) тече поміж боковими моренами і перемиває донну морену. Фото автора.

2. Фрагменти історії кліматичних досліджень у Чорногорі

Зусиллями українських, польських, австрійських та російських дослідників створено і опубліковано багато праць на природознавчу тематику стосовно Чорногори, а зокрема геологічних, геоморфологічних, біологічних, та фізико-географічних. Набагато менше уваги було віддано вивченню клімату та мікроклімату через його часову динамічність і потребу налагодження стаціонарних та напівстаціонарних спостережень.

Потреба в знаннях кліматичних рис Карпат взагалі і Чорногори зокрема, а також звичайна наукова зацікавленість, призвела до того, що вже в кінці XIX століття вчені заговорили про потребу створити кліматичну станцію в Чорногорі, а потім і реалізували свій намір [17]. Метеорологічна станція, що була закладена тут разом з ботанічною станцією були на відрозі гори Пожижевська (в урочищі “Язик” на висоті 1 375 м), у 1899 р. метеостанція розпочала свою роботу, а вже в 1911 році появилися перші публікації з результатами метеорологічних спостережень цієї станції.

За один рік перед другою світовою війною на вершині гори Піп Іван (висота 2 022 м) була збудована і розпочала роботу ще одна метеостанція, – як складова частина великої комплексної астрономо-геофізичної обсерваторії[3] в Чорногорі.

---

[3] Дивно, що в ті часи в такому важкодоступному місці був збудований прекрасний і міцно складений двоповерховий будинок з “дикого” каменю, з мідною покрівлею, з вежею для телескопа, з центральним опаленням, змонтованим з мідних та латунних елементів (для можливості виконання

З 1958 року на г. Пожижевська почала роботу вже не відомча, а державна метеостанція Гідрометеослужби, яка на теперішній час має статус сніголавинної метеостанції. Її майданчик для спостережень розташований на висоті 1 435 м, спостерігачі працюють в окремому будинку поруч.

Третя в Чорногорі метеостанція була заснована у 1979 р. разом з організацією Чорногірського географічного стаціонару (ЧГС) Львівського університету імені Івана Франка в урочищі Форельник) в днищі долини р. Прут, що на віддалі 14 кілометрів від лісокомбінату у Ворохті. Абсолютна висота метеомайданчика 981 м. Спостереження тут розпочаті в 1982 році, а з 2000 р. тут організовано цілодобові режимні спостереження. З 2010 року на безлісому метеомайданчику була встановлена і діє автоматична метеостанція з вимірюванням параметрів температури і вологості повітря, вітру, опадів. Окрім основного метеомайданчика на безлісій поляні ЧГС веде спостереження і на поруч розташованому метеомайданчику в лісі. Обидва метеомайданчики розташовані на днищі долини р. Прут.

Працює ще також метеопост в с. Завоєли (10-й кілометр від Ворохти), що належить Карпатському природному національному парку. Таким чином в межах Чорногори наявно вже чотири постійних пункти виконання метеоспостережень, що, однак, зовсім недостатньо для характеристики тої великої природної різноманітності, яка властива Чорногорі.

Перші публікації на метеорологічну тематику, базовані на інструментальних вимірюваннях у Чорногорі, появилися вже в 1911–14 роках, тобто незадовго після відкриття метеостанції на відрогу гори Пожижевська за авторством К. Шульца. Назви їхні практично однакові: “Спостереження метеорологічні на полонині Пожижевській” [28]. Перша світова війна перервала метеорологічні дослідження і відповідні

геомагнітних досліджень та для довговічності), зі стінами, обшитими пластинами кори коркового дуба задля утеплення, з паркетом, з внутрішнім водопроводом. Бракувало лише оптичної частини телескопа, що була вже “в дорозі” та деяких геофізичних приладів. Війна та повоєнні перипетії перешкодили становленню цього великого наукового осередку згідно із задумом, а людська жадоба та вседозволеність “радянського туриста” довершили руйнацію. На даний час про колишню обсерваторію свідчать тільки міцні ще мури будинку, що стоять як пам’ятник високій західній культурі і, одночасно, як прикрий, болісний наслідок діянь прихильників ницої споживацької “культури”, злодійства місцевих і заїжджих громадян та ганебного державного недбальства у ставленні до науки.

публікації. Наступна серія наукових робіт з Чорногори появилася аж у 1925–1929 роках за авторством Е. Стенца і стосувалася сонячного опромінення Чорногори [27]. “Непевні” міжвоєнні роки, а, особливо, Друга світова війна надовго перервали і кліматичні дослідження, і затримали відповідні публікації. Лише в другій половині 50-х та в 60-х роках вийшли в світ фундаментальні аналітичні праці М. С. Андріанова[4] про клімат і вертикальну термічну зональність Українських Карпат, які базувались на матеріалах досліджень державних метеостанцій [1; 2; 3] і цитувались пізніше багатократно у майже всіх публікаціях, що стосувались клімату Карпат, чи Чорногори.

У ці ж роки почали виходити роботи науковців (І. Бучинський, В. Бабиченко, Г. Прихотько, Ф. Ромов, Л. Сакалі з Українського науково-дослідного гідрометеорологічного інституту (Київ) та А. Токмакова з Чернівців, що стосувалися окремих метеорологічних характеристик Українських Карпат.

Важливою працею стала монографія “Тепловой и водный режим Украинских Карпат”, написана київськими авторами під редакцією Л. Сакалі, але видана видавництвом “Гидрометиздат” у Ленінграді [12] [5]

Загалом, фактично до тепер, для Карпат користуються розробками окремих видатних вчених (М. Андріанова, І. Бучинського, С. Стойка, Л. Сакалі), кожен з яких своїми способами, фактично без власних натурних вимірювань а базуючись на даних розрідженої мережі державних метеостанцій, на розрахункових та біоіндикаційних методах зуміли дати приблизну мезокліматичну характеристику регіону та оцінку теплозабезпечення висотних поясів хребтів Карпат [1; 2; 3; 7; 12; 15] і за це їм велика шана, бо це були єдині вихідні дані для усіх, хто їх потребував.

Відносно недавньою публікацією з інформацією на кліматичну та мікрокліматичну тематику є розділ монографії “Чорногірський географічний стаціонар”, виданий колективом авторів кафедри фізичної географії ЛНУ ім. І. Франка як навчальний посібник для студентів, що проходять навчальні практики на цьому стаціонарі [11].

---

[4] Андріанов М. С. професійний військовий метеоролог і аеродромний синоптик, а в повоєнний час – доцент, декан, викладач метеорології в Чернівецькому та Львівському державних університетах.

[5] В ті часи видавництво “Гидрометиздат” було монополістом у виданні гідрологічної та метеорологічної літератури на цілий Радянський союз.

3. Становлення і розвиток топокліматичних досліджень у Чорногорі.

Термін “топоклімат” запропонував і ввів у наукову літературу Торонствайте (Thornthwaite) ще в 1953 році, і визначив новий напрям розвитку кліматології терміном “топокліматологія” для “вивчення горизонтальних та вертикальних відмінностей складної мозаїки місцевих кліматів” [46].

Його послідовники побачили в запропонованій науці широкі можливості практичного застосування та нові можливості розвитку фізичної географії, метеорології, кліматології і виділили в них галузі гідрологічну, екологічну, фізіологічну, економічну, суспільну галузі, підкресливши тим прикладне значення нової науки, особливо для рільників, лісогосподарників, будівельників, гідротехніків, транспортників [46].

Топокліматичними будемо називати ті дослідження, метою яких є вивчення кліматичних параметрів якогось “топу”, тобто місця, що має природне територіальне обмеження і може співпадати з ландшафтними виділами, чи біотопами, екотопами, оселищами. У нашому дослідженні надаємо перевагу саме терміну “топоклімат” через те, що колись вживаний термін “мікроклімат” [11; 13] почав застосовуватись для досліджень кліматичних параметрів стін, дахів, травостою, крон дерев, чи підкронового простору лісу, навіть поверхонь листя рослин (наноклімат).

Добра обізнаність у специфіці формування кліматичних умов у приземному шарі повітря кожного конкретного місця, чи ландшафтного комплексу завжди була потрібною усім людям, особливо організаторам та працівникам різних видів господарської діяльності,

науковцям для пояснень тих чи інших особливостей формування та функціонування геокомплексів, біотопів, біооселищ та людських сельбищ.

Такі знання людьми можуть набуватися і стихійно, багаторічним досвідом, який, наприклад, мають професійні пастухи з полонин, лісники чи рільники. В околицях своїх поселень вони можуть знати де і коли буває тепліше, чи холодніше, де мокро, сиро, чи сухо, однак не можуть це оцінити конкретними та точними цифрами. Для такого знання потрібні вимірювання доброю апаратурою та з застосуванням відповідної методики, яка б універсуалізувала отримані результати, зробила їх придатними для багатогранної інтерпретації та використання.

З метою поповнення регіональних кліматичних знань, та для отримання кількісних показників кліматичних властивостей основних природних комплексів, що сформувались Чорногорі, ми за власною ініціативою давно започаткували і провели тут вже до тепер кілька серій топокліматичних досліджень. Зауважимо, що кожна нова серія топокліматичних досліджень суттєво збагачує вихідний інформаційний матеріал, дає підстави для тільки для розрізнення місцевих топокліматичних (ландшафтно-кліматичних) формацій, а й для пояснення алгоритму їхнього формування та функціонування, що є чи не найважливішим здобутком названих досліджень.

Традиційна матеріальна база дослідників топокліматичних умов не змінювалася вже практично ціле століття. За умови використання колишніх стандартних приладів топокліматичні дослідження були (і значній мірі залишаються) пов’язаними з такими загальними і великими труднощами організації, з залученням великої кількості навчених людей, з незручністю апаратури, з непередбачуваністю помилок від впливу людського фактору та з такою загальною дорожнечею досліджень, що подібні дослідження практично не проводяться взагалі, або виконуються окремими ентузіастами в осяжних межах.

Фактично ціле століття природознавці вимушено, через відсутність інших можливостей, вважали доцільним користуватися загальними кліматичними описами великого регіону, або загальними закономірностями формування топоклімату, виявленими під час спеціальних досліджень в інших регіонах [4-6; 10; 11; 16; 18; 20; 22].

В останні десятиліття дещо активізувалися топокліматичні дослідження у Карпатах вченими Львівського та Чернівецького

університетів, метеорологічні спостереження виконували також постійні державні метеорологічні станції[6], епізодичні експедиційні вимірювання УкрНДІ Держкомгідромету (1982 р.), співробітники Інституту екології Карпат, Чорногірського географічного стаціонару Львівського національного університету імені І. Франка (В. Петлін, Л. Костів, П. Шубер), окремі викладачі кафедри фізичної географії (Б. Муха, І. Притула, О. Загульська) з підопічними їм студентами географічного факультету ЛНУ імені Івана Франка, що працювали в госпдоговірних чи "власно ініціативних" експедиціях, а також заїжджими іноземними дослідниками [20].

Проте й надалі залишаються основоположними висновки та узагальнення про взаємозв'язки між показниками теплового та водного балансів між морфометричними властивостями окремих районів Карпат та всього карпатського регіону, які знаходимо у статтях М. Андріанова та у монографії Л. Сакалі [5]. Зокрема, розробок М. Андріанова до тепер ніхто ще не обновив.

У 70-х роках минулого століття Платоном Третяком для опису умов формування флори і рослинності Карпатського заповідника, досить ретельний, було проаналізовано кліматичні умови масиву Чорногора (окрім інших факторів). Тоді ж була ним опублікована "картосхема поширення мезовідмін клімату в межах альпінотипного середньогір'я Говерлянського заповідного лісництва" [15]. Підставою для публікації послужили дані метеостанції Пожижевська та власних спостережень за процесами снігонагромадження, перерозподілу і танення снігу на різних елементах рельєфу, за структурою та температурою снігової товщі, за промерзанням ґрунту. Температуру та вологість повітря протягом літніх сезонів 1977 і 1978 років дослідник зареєстрував самописцями (стандартними термографами і гігрографами) на тимчасових метеопунктах, які самотужки встановлював у обраних ним характерних місцях [8]. Як

[6] Фактично, кожна метеостанція видає результати спостережень за метеопараметрами, що формуються саме в місці розташування метеостанції і тому ці результати є за своєю суттю не регіональними, а топокліматичними. Уникати цього стараються обумовивши певними вимогами вибір місця розташування метеостанції, проте кожна метеостанція завжди стоїть на конкретному місці (топо), хай навіть репрезентативному, але завжди – лише до якоїсь міри.

нам видається, це були перші топокліматичні дослідження в Чорногорі, зокрема на схилах Пожижевської та Брескула.

На ЧГС перші топокліматичні вимірювання традиційними переносними приладами проводились під час мікроклімітичних розділів навчальних практик студентів II курсу географічного факультету вже з 1981 року, але їм не надавалося наукового значення, хоча вони й сприяли набуттю дуже потрібного досвіду в подібних роботах [57].

У середині 1980-х років на Чорногірському географічному стаціонарі В. М. Петлін організував і провів дослідження динаміки розвитку природних територіальних комплексів за власною програмою, яка включала елементи мікрокліматичних досліджень ландшафтних фацій з акцентом на дослідження температури при поверхневих шарів ґрунту, вітрове перенесення речовини поміж лісовою і лучною фаціями, температурні переходи між фаціями [35].

Перші, цілеспрямовані на вивчення мікрокліматичних показників наукові дослідження з метою підготовки дипломних робіт були проведені протягом 1983–1986 років студентами І. О.Вороцянко, Л. І. Тиндик, Д. В.Шолодько під керівництвом Б. П. Мухи.

Саме в цей період нами складена польова ландшафтна карта з повною текстовою легендою, яка згодом ще уточнювалась, але вже тоді використовувалась для репрезентативного вибору пунктів вимірювання.

Мікрокліматичні вимірювання виконувались протягом стабільних погод літа, осені, зими та весни, і включали термометричні, гігрометричні, анемометричні, актинометричні вимірювання в повітрі, в шарах рослинності, снігу та в гумусовому горизонті ґрунту з використанням стандартних метеорологічних приладів (аспіраційних психрометрів, наґрунтових термометрів, термометрів-щупів, індукційного та ручного сумарного анемометрів, актинометра Янішевського, похідного альбедометра-піранометра АП 3х3 з гальванометрами ГСА-1.

Наслідком цих досліджень був багатий досвід польових мікрокліматичних[7] досліджень в горах, цікаві результати вимірювань та результати їхнього аналізу, які знайшли своє опублікування хіба що

[7] Мікрокліматичних – за тоді вживаною термінологією. Сьогодні ми їх назвали б топокліматичними.

у колективній[8] дипломній роботі, яка зберігається і сьогодні в особистому архіві автора.

Перші юридично відповідальні мікрокліматичні дослідження (аспіраційними психрометрами, актинометрами, піранометрами-альбедометрами та анемометрами) були проведені нами у 1986–1989 роках в рамках договору з Інститутом космічних досліджень у Москві за темою "Изучение ландшафтно-геофизических характеристик в западном регионе УССР применительно к задачам дешифрирования дистанционных данных." (науковий керівник – Б. Муха) [9], коли Чорногора стала одним з тестових полігонів наших досліджень згідно з програмою згаданого договору[9]. Вже тоді підставою для вибору пунктів топокліматичних вимірювань послужила складена і уточнена нами ж великомасштабна ландшафтна карта полігону, що охоплював територію північного макросхилу Чорногори від Говерли до Туркула. Таким чином підставою для інтерпретації та екстраполяції результатів вимірювань служила ландшафтна карта, що зробило результати вимірювань ландшафтно-топокліматичними і придатними для складання ландшафтно-топокліматичної карти для умов сезонів вимірювань, що й було частково реалізовано в дипломних роботах студентів (Флюнт Л. та ін.), і що основне, стало важливою складовою частиною щоквартальних та щорічних і підсумкових звітів[10] про виконання довготривалої договірної наукової теми Мд-8–84.

Вважати проведені дослідження повноцінними ми не можемо через їхню короткочасність, відсутність нічних вимірювань, несинхронність, що фактично не могло бути забезпеченим тогочасними приладами без великої кількості учасників вимірювань[11].Після

---

[8] У 70–80-х роках справедливо вважалось, що якісні і практично вартісні наукові дослідження в польових умовах для дипломних робіт з природничих дисциплін можуть бути виконані лише колективно в складі експедицій, чи малих груп (з огляду на можливість широкого об'єму досліджень взаємозалежних параметрів, безпеку життєдіяльності, взаємодопомогу в транспортуванні приладів, їх інсталяції, чи використанні.).

[9] Вимірювання були проведені тривалістю один тиждень в кожної пори року за умов антициклональної погоди.

[10] Звіти "осіли" у московських архівах, ВНТИ ЦЕНТР-і [24]

[11] Хоча вимірювання виконувалися з інтервалом в одну годину, що є достатньо частим, проте нічний час не входив у програму досліджень: бо для дистанційного (з космосу) зондування в оптичному діапазоні електро-

проведення вимірювань 1984–1989 років, нами був зроблений висновок, що подібні дослідження є необхідними для підвищення вивченості регіону з позицій мікрокліматичних і кліматичних, господарських та природоохоронних, а для повноцінного дешифрування матеріалів дистанційного зондування землі вони є просто незамінними. Проте вони мусять бути багатопунктовими, синхронними і довготривалими.

На той час матеріальна база не могла забезпечити такі можливості, а ентузіазм не належить до вимірювальних засобів. Автоматичних автономних реєстраторів ще не існувало, а участь великої кількості апаратури, кваліфікованих людей, ще не забезпечує потрібної точності, але потребує великих коштів, державного замовлення, юридичної документації і супроводу, організаційної досконалості. З цих причин мікрокліматичні дослідження нами були призупинені.

Констатуємо, що вже давно потрібні не тільки обновлення, а й суттєва деталізація кліматичного зонування Карпат. Для цього необхідними є систематичні дослідження на різних висотних рівнях і у різних ландшафтних ситуаціях усіх карпатських масивів. У теперішніх умовах з новим інструментальним забезпеченням ставити таке завдання вже можна, але належно реалізувати його вдасться хіба що за умови державного фінансування спеціальних програм[12].

Подібні дослідження, у разі виконання їх традиційними методами і приладами, потребували б організації довготривалих, багатопунктових, синхронних і з частим ритмом вимірювань, тобто з залученням багатьох (мінімум по 4-х на один польовий пункт) кваліфікованих працівників, їхньої постійної присутності в пунктах вимірювань, і за наявності відповідного надійного метричного обладнання та іншого спорядження[13].

магнітних хвиль (ЕМХ) – ці вимірювання були б зайвими (хоча для мікроклімату це дуже важливо). Синхронність також була недостатньою і обмежувалася точністю 10-20 хвилин, що залежало від розкиду пунктів, кількості та фізичної витривалості спостерігачів.

[12] Це випливає з дороговизни нового обладнання та високої вартості та юридичної зарегульованості польових експедиційних досліджень.

[13] Саме забезпечення виконання цих умов було головною причиною того, що подібних досліджень не виконують. Тепер ситуація дещо змінилася, бо в розпорядженні деяких дослідників появилися принципово нові прилади.

4. Перші у Чорногорі топокліматичні вимірювання з автономними електронними реєстраторами

4.1. Методичні та технічні аспекти.

Перші топокліматичні дослідження в Чорногорі ми запланували з метою вияснення різниць топокліматичних параметрів різних ландшафтних формацій на території водозбору ріки Прут поміж двома державними метеостанціями: сніголавинною метеостанцією Пожижевська у Чорногорі та селестоковою метеостанцією Яремче у Горганах, що практично вписувалась у межі КНПП і що могло б стати практично корисним для діяльності парку. На цій дистанції долини ріки, що заклалась фактично поперек простягання основних тектонічних, геологічних, орографічних структурних елементів наявна і велика ландшафтна різноманітність, яка ще не мала жодного, або належного метеометричного означення. Згодом завдання з причин наукової доцільності ускладнювались, але були лімітовані кількістю автоматичних реєстраторів.

Проведені нами дослідження з використанням електронних реєстраторів первинно планувались як рекогноскувальні і, з огляду на малу кількість реєстраторів, були надто розрідженими за віддаллю поміж пунктами реєстрації. Разом зі сподіваннями на отримання характеристик в семи проміжних пунктах замість двох на окраїнах обраної території виглядало евристично успішним у перспективі.

Поставлене перед собою завдання щодо роботи з автоматичними реєстраторами виявилося під силу до фізичного виконання всього двом особам – автору статті та одному його помічнику (виконавиці

своєї дипломної роботи Галині Фізяр), що демонструє неймовірний прогрес у полегшенні організації та виконання топокліматичних досліджень з використанням автоматичних реєстраторів.

З квітня 2004 року, після танення основного снігового покриву, ми на підставі аналізу великомасштабних ландшафтної та топографічної карт та з врахуванням набутого досвіду вибрали пункти, а потім встановили автономні електронні реєстратори у верхів'ї водозбору ріки Прут, у масиві Чорногора та в прилеглих гірських регіонах: Ворохта–Путильському низькогір'ї і Горганах.

Цим було започатковано автоматичні, довготривалі (16 місяців), цілодобові та цілорічні, синхронні з інтервалом 60 хвилин вимірювання температури та вологості повітря (по шести їхніх параметрах: середня, мінімальна та максимальна за інтервал між вимірами величини вологості та температури) у семи пунктах, вибраних вздовж долини ріки Прут від вершини гори Пожижевська до м. Яремче Окрім названих пунктів реєстратори встановлювались на сніголавинній станції Пожижевська, Чорногірському географічному стаціонарі (ЧГС), в пункті Завоєли, та у смт. Ворохта.

Для досліджень ми застосували електронні реєстраційні прилади фірми Gemini Data Loggers (рис. 4.1.) з великою електронною пам'яттю, високою точністю та надійністю роботи[14], які можуть

[14] Реєстратори виготовлені фірмою Gemini Data Loggers. У нашому розпорядженні на першому етапі було 7 приладів модифікації Tinytag Ultra TGU – 1500, призначених для вимірювання температури (в градусах Цельсія) з точністю ±0,25 ºС у діапазоні температур від -30 до +50 ˚С і відносної вологості повітря (у відсотках) у діапазоні від 0 до 95%. Реєстратор цього мініатюрної модифікації (розмір 72×60×33 мм, маса – 50 г) може працювати автономно після відповідного програмування режиму його роботи. Об'єм пам'яті поміщає до 8046 штук результатів вимірів з паралельною фіксацією повної дати і точного (до секунди) часу кожного вимірювання. Частоту вимірювань можна запрограмувати з інтервалом від 1 с. до десяти днів, забезпечивши секундну точність синхронності вимірювань. Тривалість усіх вимірювань залежить від частоти вимірювання, заповненості пам'яті та свіжості спеціальної батарейки. Саморозряд нової батарейки за належних умов зберігання – 4 роки. Споживання струму працюючим реєстратором трохи приблизно на третину більше від саморозряду. Зчитування даних виконують з допомогою спеціальної фірмової програми після встановлення кабельного з'єднання реєстратора з комп'ютером. Зчитані дані можуть бути

тривалий час працювати в автономному режимі[15]. Їх можна легко (спеціальним кабелем) комутувати з комп'ютером для програмування режиму автономної роботи, задавши точний (до секунди) час початку і кінця роботи, інтервал часу між вимірюваннями та набір параметрів вимірювання. Після закінчення терміну роботи в обраних пунктах місцевості слід повторно з'єднувати реєстратор з комп'ютером для перенесення записаної інформації в пам'ять комп'ютера. Зчитана інформація відповідною спеціальною програмою перетворюється в

експортовані в типові комп'ютерні програми, пристосовані до опрацювання великих масивів даних.

[15] Прилади придбані Дрезденським технічним університетом для виконання спільного українсько-німецького проекту "Дністер" під егідою ЮНЕСКО (*Париж) FKZ 0339699),* та міжнародного проекту IWAS, учасником яких був автор. Реєстратори виготовлені фірмою Gemini Data Loggers. У нашому розпорядженні на першому етапі було 7 приладів модифікації Tinytag Ultra TGU – 1500, призначених для вимірювання температури (в градусах Цельсія) з точністю ±0,25 ºС у діапазоні температур від-30 до +50 ˚С і відносної вологості повітря (у відсотках) у діапазоні від 0 до 95%. Реєстратор цього мініатюрної модифікації (розмір 72×60×33 мм, маса – 50 г) може працювати автономно після відповідного програмування режиму його роботи. Об'єм пам'яті поміщає до 8046 штук результатів вимірів з паралельною фіксацією повної дати і точного (до секунди) часу кожного вимірювання. Частоту вимірювань можна запрограмувати з інтервалом від 1с до десяти днів, забезпечивши секундну точність синхронності вимірювань. Тривалість усіх вимірювань залежить від частоти вимірювання, заповненості пам'яті та свіжості спеціальної батарейки. Саморозряд нової батарейки за належних умов зберігання – 4 роки. Споживання струму працюючим реєстратором трохи приблизно на третину більше від саморозряду. Зчитування даних виконують з допомогою спеціальної фірмової програми після встановлення кабельного з'єднання реєстратора з комп'ютером. Зчитані дані можуть бути експортовані в типові комп'ютерні програми, пристосовані до опрацювання великих масивів даних.

Прилади придбані Дрезденським технічним університетом для виконання спільного українсько-німецького проекту "Дністер" під егідою ЮНЕСКО (*Париж) FKZ 0339699),* та міжнародного проекту IWAS, учасником яких був автор. Для завершення першого проекту і для продовження другого проекту прилади були залишені для автора публікації з метою продовження подібних досліджень, за що висловлюємо вдячність німецькій стороні проекту "Дністер", а згодом проекту IWAS (2009 рік), коли кількість наданих нам реєстраторів подвоїлась.

табличний та графічний формати, що додатково поліпшує роботу з десятками тисяч зафіксованих даних[16].

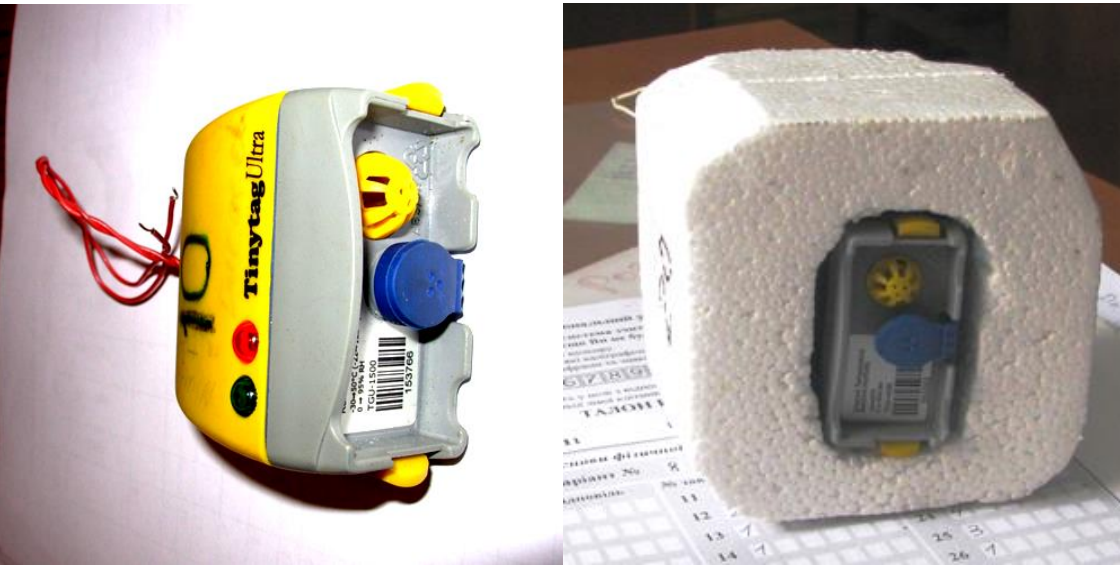

Рис. 4.1. Автономні електронні реєстратори Tinytag Ultra TGU – 1500 і Tinytag Ultra TGU 4500. Реєстратор справа поміщений в саморобний пінопластовий ковпак для захисту від нагрівання прямими сонячними променями у відкритих пунктах реєстрації. Фото автора.

Ці дослідження в Чорногорі з електронними реєстраторами, що проведені у 2004–2006 роках були заплановані і виконані за власною ініціативою заради виявлення та оцінки місцевих кліматичних відмінностей на значному просторі: від головного хребта Чорногори до курортного селища Яремче, що фактично відповідало наміру

[16]Улітку 2002 р. (вперше в Україні) ми провели короткочасні топокліматичні дослідження з застосуванням таких приладів у басейні р. Дністер (в горах Дністерських Бескидів та в їхніх передгір'ях [7; 8; 22], у 2003 р. – на Розточчі [21; 23], в 2004-2006 роках у Чорногорі [4; 24; 25], в 2006 - 2008 роках – у Львові, а в 2009-2011рр знову в Чорногорі та у сточищі р. Західний Буг. Скрізь і завжди прилади показували високу свою високу ефективність, точність та об'єктивність за простоти обслуговування і відносної легкості подальшого опрацювання зареєстрованих даних.

дослідження деяких топокліматичних параметрів у Карпатському природному національному парку (КНПП) в межах верхів'я басейну ріки Прут. Смугу території, охоплену пунктами з автоматичними реєстраторами ми назвали топокліматичним профілем Пожижевська – Яремче (рис. 4.2.). Тривалість роботи реєстраторів планувалась на півтори року, через що виникла необхідність охорони приладів та інсталяції їх під нагляд в межах охоронних об'єктів (метеостанцій, стаціонарів та приватних садиб у населених пунктах), однак з збереженням природного ландшафтного фону.

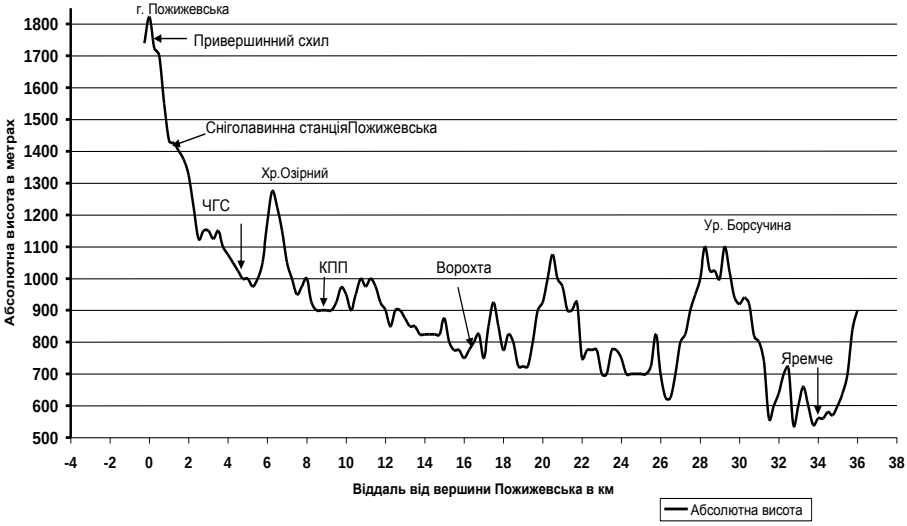

Рис. 4.2. Абсолютна висота земної поверхні вздовж топокліматичного профілю в межах Карпатського природного національного парку.

Для вимірювань в 2004–2006 роках нами були застосовані 7 приладів модифікації Tinytag Ultra TGU – 1500. Обслуговування їх полягало у ретельному програмуванні синхронного режиму роботи, в доставці до пункту вимірювання, у маскуванні від очей та посягань надмірно цікавих туристів та злодіїв, у регулярному нагляді за збереженням маскування, що може руйнуватись вітрами, дощами чи снігами, у їх доставці до комп'ютера задля зчитування інформації, заміни батарейок, очищення від комах, що вподобали прилад як затишне місце для перезимівлі та для перепрограмування на новий термін автономної роботи.

Обслуговування їх полягало у ретельному програмуванні синхронного режиму роботи, в доставці до пункту вимірювання, у маскуванні від очей надмірно цікавих злодіїв, у нагляді за збереженням маскування, що може руйнуватись вітрами, дощами чи снігами, у їх доставці до комп'ютера задля зчитування інформації, заміни батарейки та для перепрограмування на новий термін автономної роботи.

4.2. Результати короткочасних топокліматичних досліджень 2004-2006 років

Результати топокліматичних досліджень 2004-2006 років нами опубліковані у 2008 році [4; 25]. В даній публікації кілька сторінок нижче ми виділимо лише деякі основні висновки, важливі з позицій "гірської топокліматології"[17] та потреб пізнання топокліматичних особливостей Чорногори.

На два місяці пізніше після встановлення нами своїх електронних реєстраторів у Чорногорі, влітку 2004 р. з застосуванням автоматичних реєстраторів фірми ГОБО ("НОВО") провели короткочасні топокліматичні вимірювання також молоді польські дослідники з Інституту географії та водного господарства Яґеллонського університету Кракова. Їхні вимірювання були виконані в окремі дні липня і вересня 2004 р. з інтервалом 30 хв. у трьох пунктах Чорногори, а саме: на північному макросхилі дещо нижче сідла поміж вершинами Пожижевська і – Брескул (1 690 м), на відрозі г. Пожижевська (нижче від метеостанції та ботанічної станції (1 401 м)) та на метеомайданчику Чорногірського географічного стаціонару (981м), про що вже в 2006 році з'явилася відповідна публікація [20]. Свої прилади польські дослідники встановлювали на висоті 1м над поверхнею землі, що робило покази реєстраторів надто залежними від термічного режиму діяльної поверхні і не відповідало стандартам (висота 2 м), прийнятим в Україні. Дані з автоматичних реєстраторів були використані тільки для опису добового

[17] Терміну „Гірська топокліматологія "для означення науки у науковій літературі нами не виявлено, але його наявність цілком ймовірна і логічна в процесах диференціації наук. Наші дослідження в Чорногорі повинні класифікуватися, як гірсько - топокліматичні.

ходу температури в межах двох періодів з різними типами погоди в липні та серпні. Для ширшої інтерпретації сезонних даних польськими авторами були використані результати вимірювань метеостанції ЧГС [20]. Свої результати досліджень польські дослідники зуміли опублікувати в складі спеціальної монографії "Czarnohora. Przyroda i człowiek pod redakcją Mateusza Trolla" вже в 2006 році. Основні висновки, зроблені польськими дослідниками, такі:

1) влітку долини на східній стороні пасма Чорногори тепліші на 1,5 ºC, ніж полонини, що розташовані вище верхньої межі лісу;
2) максимум температури в долинах і на низьких полонинах припадає на липень;
3) друга половина літа тепліша від першої, а серпень тепліший від червня на 2,4 ºC на полонинах, а в долинах тільки на 0,8 ºC;
4) у межах доби 20 % днів на верховинах були теплішими від долин з причин інверсійних, причому ріст температури з висотою становив від 0,2 ºC до 0,6 ºC на 100 м зміни висоти;
5) більшість інверсійних ситуацій виникають при антициклональних погодах;
6) інверсійні явища проявляються до висоти 1400 м н.р.м., а верхні рівні хребтів від явищ інверсії вільні.
7) "Високогірний клімат Чорногори в певний спосіб поєднує Бескиди з Татрами і напевно варто би цьому присвятити більше уваги Можливо, бажання корегування або уточнення поданих вище загальних характеристик буде викликати визначення нових і схилить когось до взяття на себе труду досліджень у найвищому пасмі Карпат Флішових" (переклад з польської мови наш).

З огляду на подані тут і у монографії [20] висновки молодих польських дослідників у новому для них регіоні зауважимо, що той дуже короткочасний період їхніх досліджень навряд чи може стати підставою для генерування стількох категоричних висновків, конкретизованих оцінками словесними та цифровими. Нам видається, що тут основну роль зіграв досвід, набутий гірськими кліматологами взагалі і в Татрах зокрема, що підтверджується останнім процитованим висновком.

На відміну від короткочасних досліджень польської експедиції від Ягеллонського університету (в Кракові), наші (Львівський університет імені Івана Франка) дослідження з електронними реєстраторами були започатковані на два місяці раніше від польських і тривали набагато довше, (16 місяців безперервно) з планом продовження цих досліджень в наступні роки, що відбувається систематично і буде розвиватися. Окрім цього нами було використано в два рази більше[18] реєстраторів.

Результати наших досліджень на першому 16-місячному етапі, після їх опрацювання, були опубліковані у Віснику Львівського університету за 2008 рік [19], а після доопрацювання і заради поширення цієї інформації в Польщі у центральних польських виданнях [24; 25].

4.3. Результати першого цілодобово-цілорічного етапу топокліматичних досліджень в Чорногорі і КНПП 2004–2006 років

Результати проведених вимірювань складають масив даних кількістю 345 600 щогодинних значень температури і вологості повітря. Реєстратори в усіх пунктах працювали надійно протягом всього періоду (за винятком одного (пункт Завоєли, з якого хтось вилучив батарейку вже через 2 тижні після початку роботи). Результати вимірювань з цього реєстратора, за винятком записів першого тижня його роботи, не увійшли до геніальної сукупності даних, що піддавався аналізу даних. Усі реєстратори були перевірені нами на точність їхньої роботи способом одночасного вимірювання в термостаті. Зчитані з реєстраторів дані використали для побудови графіків, які методом накладання перевірили на їхнє співпадання. Графіки за усіми параметрами вимірювання співпадали повністю, а тому вважаємо, що реєстратори працювали надійно і точно і що отримані з їхньою допомогою дані можуть служити цілком надійною основою для проведення розрахунків та аналізів, а також підставою для генерування висновків.

[18] З семи реєстраторів один був кимось забраний (вкрадений).

4.3.1. Топотермічні особливості геотопів

Обчислені середньорічна температура повітря в кожному з пунктів вимірювань та її екстремальні за рік значення виявили дещо несподівані, але цілком закономірні показники, а саме (рис.4.3.).

Екстремальні значення температури повітря за період дослідження коливалися в досить в широких межах: від +37 ºС тепла до -31 ºС морозу, що становить амплітуду коливання майже 68 ºС! Таку велику амплітуду мала тільки котловина, де розташоване селище Ворохта. На всіх інших пунктах реєстрації річна амплітуда температури і була хоч меншою, але таки несподівано великою: у Яремчі – 59 і на ЧГС – 59, на метеостанції Пожижевська – 50, а на найвищому пункті – на привершинному схилі гори Пожижевська – 53 ºС. Очевидно, що в наявних різницях проявився вплив місцевості, тобто умов місця формування топокліматy конкретних геосистем. Наприклад, на полонинських пунктах, де відбувається майже вільний, а тому швидший адвективний рух повітряних мас, які, очевидно, в рік вимірювань холоднішими від -25º не були, то й нижчих значень зареєстровано не було.

Найнижча температура з усіх пунктів вимірювань була зареєстрована у Ворохті та в Яремча, тобто на пунктах, розташованих на набагато нижче (1 000 та 1 250 м відповідно) від вершини Пожижевська. Пояснюємо це тим, що холодне повітря за умов антициклональної погоди, спустившись униз, зокрема у Ворохтянську улоговину, там затримувалось і зазнавало радіаційного вихолодження впродовж довгих зимових ночей уже на місці своєї локалізації.

В час літніх антициклональних погод найтеплішою виявилася знову ж таки Ворохтянська улоговина, бо її розлогі борти давали за умови відсутності хмар доступ прямому сонячному промінню впродовж усього довгого літнього дня, а відсутність лісу на її схилах не сприяла місцевому охолодженню та зменшенню добових амплітуд температури.

Середньорічні показники кожного з пунктів реєстрації впорядкувались згідно із загальновідомою залежністю температури від висоти: (чим вище, тим холодніше) (рис. 4.3.). В цих умовах найсуттєвіші зміни відбуваються на короткій дистанції між вершиною гори Пожижевська та її відрогом, де розташована сніголавинна метеостанція. Разом з тим, судячи з екстремальних мінімальних

температур, можна зробити висновок, що зима на сніголавинній станції Пожижевська тепліша, ніж на всіх спостережних пунктах профілю, що розташовані значно нижче, навіть в м. Яремча.

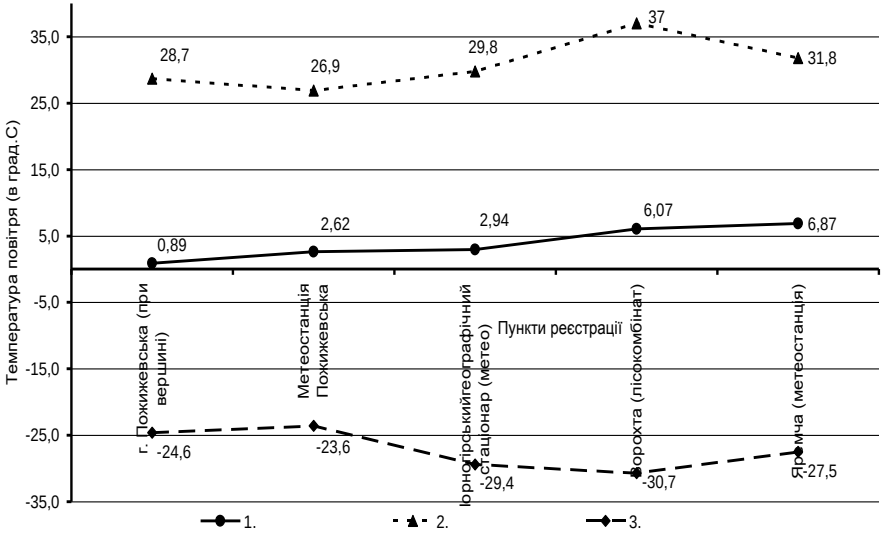

Рис.4.3. Середня (1), найбільша (2) та найменша (3) температура повітря за період з червня 2005 по липень 2006 р. в пунктах вимірювання в КНПП.

У межах вибраних пунктів середньорічна температура зменшувалася від 6,87 ºС у Яремчі, це характерно для низьких висотних рівнів південної частини Українських Карпат, до 0.89 ºС на г. Пожижевська**,** що свідчить про переважання тут низької температури і наближення її до характеристик холодного (майже нівального) висотного поясу.

Порівняння даних наших досліджень за 2005–2006 р. з середніми даними за багаторічний період спостережень державних метеостанцій дає підстави стверджувати, що вони відрізняються мало. Так середньорічна температура повітря , обчислена з ряду з 1881 по 1960 р. [39] мала такі значення: в Яремчі– 6,7 ºС (наші дані – 6,87 ºС), а на метеостанції Пожижевська – 3,0 ºС (наші дані – 2,62 ºС). Обидва ці відхилення невеликі й мають різний алгебраїчний знак – +0,17 і -0,38), що дає підставу вважати період наших досліджень близьким до середнього багаторічного, а наші дані, зібрані за півторарічний період

як такі, що добре узгоджуються з середньостатистичними показниками. Інші параметри для порівняння наведемо в таблиці 1. Вони також підтверджують цю нашу тезу.

Таблиця 1

Параметри температури з автоматичних реєстраторів за 2005–2006 р. (а) та даних багаторічного ряду вимірювань державних метеостанцій (б)

Назва станції	Середня річна		Max		Min		Середня за січень		Середня за липень	
	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
Селестокова м. Яремче	6,87	6,7	31,8	37	-27,5	-32	-6,8	-4,3	18,3	17,0
Сніголавинна Пожижевська	2,62	3,0	26,9	27	-23,6	-28	-6,7	-7,6	13,5	12,4

Загальна різниця середньорічної температури між крайніми пунктами топокліматичного профілю становить 6 ºС. Перевищення між крайніми пунктами профілю (1 245 м) дає змогу обчислити значення середньорічного градієнта, яке становило 0,48ºС/100 м. Не вдаючись в особливості значень висотних градієнтів температури в окремі пори року, зазначимо, що навіть згладжений середньорічний градієнт температури має значні модифікації на окремих дистанціях між пунктами реєстрації. Особливо виразні вони для сусідніх пунктів, розташованих у різних ландшафтах (рис. 4.4). Привертає увагу факт,

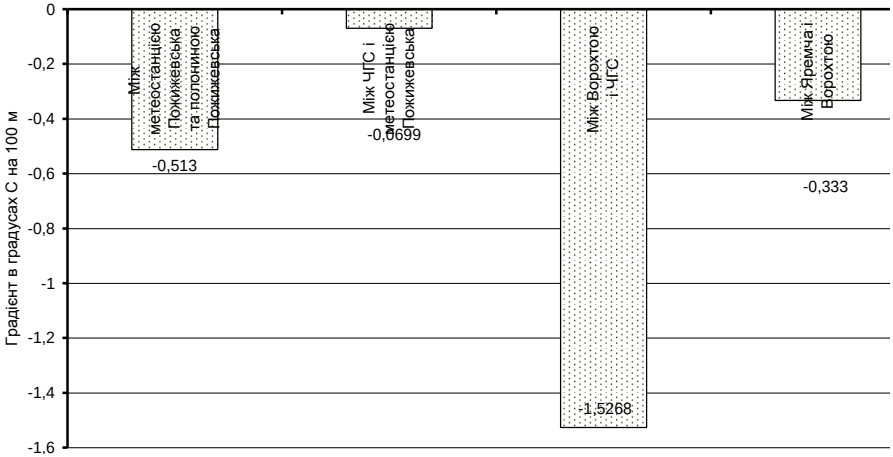

Рис. 4.4. Середньорічний градієнт температури між пунктами спостереження у КПНП за 2005–2006 роки (в ºС на 100 м висоти).

що градієнт поміж ландшафтом Ворохто-Путильського низькогір'я та ландшафтом Чорногори в три – п'ять разів вищий, ніж у межах кожного з названих ландшафтів.

Значення градієнта формуються залежно від характеру геотопів[19] (місць розташування) пунктів реєстрації та від того, чи на дистанції, для якої він визначається, наявні границі ландшафтів. Зауважимо, що градієнти проявляються не тільки в значеннях показників середньорічних, а й у показниках для коротших відрізків часу – пір року, місяців, до того ж пропорції змін градієнтів між однаковими пунктами залишаються дуже подібними.

Для умов кожної погоди також формуються свої значення градієнтів, однак, здебільшого виявляється уже названа залежність: у разі переходу від одного ландшафту до іншого виникають найбільші значення градієнтів. Різні пари сусідніх ландшафтів мають різні градієнти, що залежить від контрастності рис цих ландшафтів та від висотного перевищення між ними. Вважаємо це причиною і наслідком того, що пропорції змін величин градієнтів за умови зміни часового періоду, для якого вони визначаються, залишаються дуже подібними.

Найбільший градієнт формується між ландшафтом Ворохтянської улоговини та ландшафтом Чорногори (рис.4. 5), які географічно дуже відмінні між собою.

У межах кожного з ландшафтів внутрішні різниці між ландшафтними місцевостями також виявляються збільшенням градієнта, що є закономірним, бо градієнт формується залежно не тільки від абсолютної висоти, а й від властивостей топоклімату, які зумовлюються саме характером діяльної поверхні та геофізичними властивостями конкретного ландшафтного комплексу (рис. 4.4, 4.5.[20]).

---

[19] Термін "геотоп" поки-що маловживаний, але на нашу думку дуже корисним в ситуаціях, коли зайвим є строге рангове означення ландшафтного геокомплексу і його повна характеристика. За змістом він розшифровується як "географічне місце", формація, невелика природна одиниця, ландшафтна фація.

[20] Лише в рисунках 4.4 і 4.5 використовуються дані з реєстратора, що був встановлений на хуторі Завоєли, де розташований контрольно-пропускний пункт Карпатського природного національного парку і де пролягає межа між Ворохто-Путильським низькогір'ям і Чорногорою. Через два тижні він кимось був несанкціоновано демонтований і припинив свою роботу. Ще один реєстратор з іншого пункту був просто вкрадений.

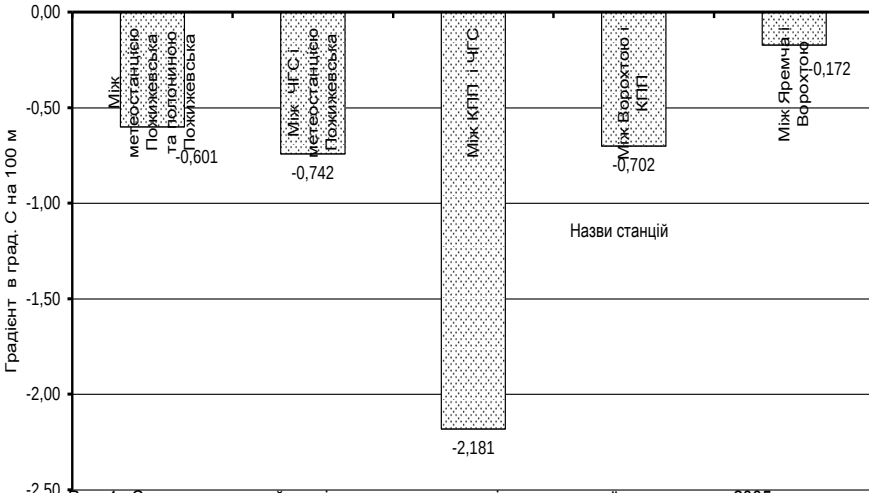

Рис. 4.5. Середньопогодний градієнт температури повітря за теплої погоди липня 2005 року поміж пунктами реєстрації у КПНП (в ºС на 100 м висоти)[21]

Повторюваність діапазонів температури повітря в межах повної річної амплітуди, розбитої на кластери з кроком 5ºС виявилася різною на всіх пунктах реєстрації. Наприклад, на вершині г. Пожижевської морози з температурою нижче -25 ºС взагалі не зареєстровані, у Ворохті їх реєстрували 30 разів, а морози нижче -35 ºС – тричі. Морози в діапазоні 20–25 ºС на Пожижевській реєструвалися 18, а у Ворохті – 69 разів[22].

Ще більші відмінності спостерігаємо і під час аналізу повторності екстремально високих температур: на полонині гори Пожижевська температура понад 25 ºС траплялася всього чотири рази, а у Ворохті – 320 разів. Крім цього температура в діапазоні 30-35 ºС у Ворохті зареєстрована 60 разів, а температура понад 35 ºС – ще 13 разів[23]. При

---

[21] Абревіатура КПП розшифровується як контрольно-пропускний пункт КНПП (Карпатського національного природного парку). Стоїть якраз на межі між Ворохто-Путильським низькогірям і Чорногорою.

[22] Реєстрація відбувалася один раз за годину, на початку кожної нової години.

[23] Загальна кількість реєстрацій температури і вологості повітря разом з значеннями дати і часу за рік склала 8 760, а за 16 місяців – 9 120 шт.

оцінці цих повторностей слід мати на увазі, що реєстрації відбувалися щогодинно.

У разі порівняння кривих імовірності діапазонів температури (рис. 4.6.) понад 10% (наприклад на г. Пожижевська і у Ворохті) виявляється виразне зміщення кривих одна стосовно іншої в бік характерної для даних пунктів температури, що можна використати як спосіб, графічний образ чи номограму для визначення характерних ознак для обраних ландшафтних формацій (рис. 4.6.).

Найтиповішою температурою для всіх пунктів дослідження виявився діапазон від -5 ºС до 20 ºС. Ймовірність виникнення екстремумів для всіх пунктів спостереження приблизно однакова: відсоток незвично сильних морозів складав 6,5%, а жари – 4,6% з усіх моментів реєстрації, що дає підставу вважати решту зареєстрованих значень температури ймовірними на 89% (Рис. 4.6.).

Орієнтовно типовий діапазон температури повітря в м. Яремча можна окреслити межами від -7 до +25, на Чорногірському географічному стаціонарі від -14 до +20, а на полонині Пожижевська від - 14 до +17ºС. Інші пункти відрізняються на 1-2 ºС через вплив висотного градієнта та ландшафтних умов.

Рис. 4.6. Імовірність температури повітря зазначених діапазонів у пунктах реєстрації: 1 – вершина г. Пожижевська; 2 – Чорногірський географічний стаціонар; 3 – Яремча.

Виразніше побачити різниці між пунктами реєстрації, підібраними власне з цією метою та через те, що вони практично цікаві (бо є географічно оригінальними, з явно вигідних для людей причин виявилися зайнятими людськими поселеннями, або ж обраними як місця базування наукових досліджень), можна з таблиці 2. У ній подано суми значень температури вищих і нижчих від 0 ºС, зареєстрованих у цих пунктах. Такий спосіб дозволяє краще зрозуміти, що одномоментний показник температури, чи навіть середнє з багатьох, але одне значення температури втрачає ефект кумулятивності, тобто накопичення від постійної дії. Як видно з величин цифр кожної з граф таблиці, усі обрані пункти можна вважати гідними для презентації своїх місцеположень, які значно відрізняються між собою і є вони наступними:

1) високогірна полонинська привершинна поверхня (г. Пожижевська); 2) середньогірні приполонинська і субальпійська (метеостанція Пожижевська і 3) котловинна лісова метеостанція ЧГС); 4) низькогірна сельбищна і лісова (Завоєли, 5) низькогірна котловинна сельбищна, майже безліса (Ворохта) та 6) низькогірно-долинна, сельбищна і лісова (Яремча). Отже, вирішальний вплив на сумарний температурний показник має таки висота над рівнем моря.

Таблиця 2

Суми виміряних мінусових, плюсових значень температури повітря та їхній баланс

Назва пункту	Сума виміряних значень температури, більших від 0ºС	Сума виміряних значень температури, менших від 0 ºС	Алгебраїчна різниця сум граф 1 і 2
1. г. Пожижевська, вершина	28 073	-28 875	-802
2. Пожижевська, метеостанція	35 312	-22 182	13 130
3. Чорногірський гео. стаціонар	37 600	-22 097	15 503
5.Ворохта, лісокомбінат	56 147	-16 128	40 019
6.Яремче, метеостанція	59 581	-12 529	47 052

Такий розподіл сум температур добре підтверджує наявний ландшафтний поділ, а також вказує на ймовірність переведення місцевості полонинського високогір’я у вищий таксономічний ранг, тим більше, що для цього наявні свої генетичні, літологічні, фізіономічні та інші аргументи: тектонічний, літологічний, генетичний, педологічний, біогеоценологічний та фізіономічний.

Зазначимо, що у Яремчі та на території Чорногірського географічного стаціонару значний вплив на згладження екстремальних показників та на загальне осереднення режиму температури мають великі масиви лісу, що оточують ці пункти, причому найсильніше цей влив виявляється в діапазоні температури від 10 до 20 ºС

Проявами місцевих трансформацій, зафіксованими нашими реєстраторами можуть бути різниці температури і вологості повітря в один момент часу, за однієї погоди і в одній ландшафтній місцевості, але у різних сусідніх фаціях, в сусідніх ландшафтних місцевостях на одній абсолютній висоті, на одній мезоформі рельєфу на різних висотах, а також часова асиметрія температури в межах доби долинних безлісих відкритих місцевостей і лісових полян, що пов'язано з швидким вихолодженням ввечері та затримкою прогрівання зранку.

Як видно з рис. 4.7 суми позитивних (плюсових) значень температури кратно перевищують суми від'ємних значень у цьому ж пункті, а саме: на горі Пожижевська в 1,3 раз, на Чорногірському географічному стаціонарі – в 2,2, а у Яремчі – у 5,8 раз. що характеризує наші зими як м'які та короткотривалі, причому чим вище в гори, тим тривалість зими довша, а літа – коротша.

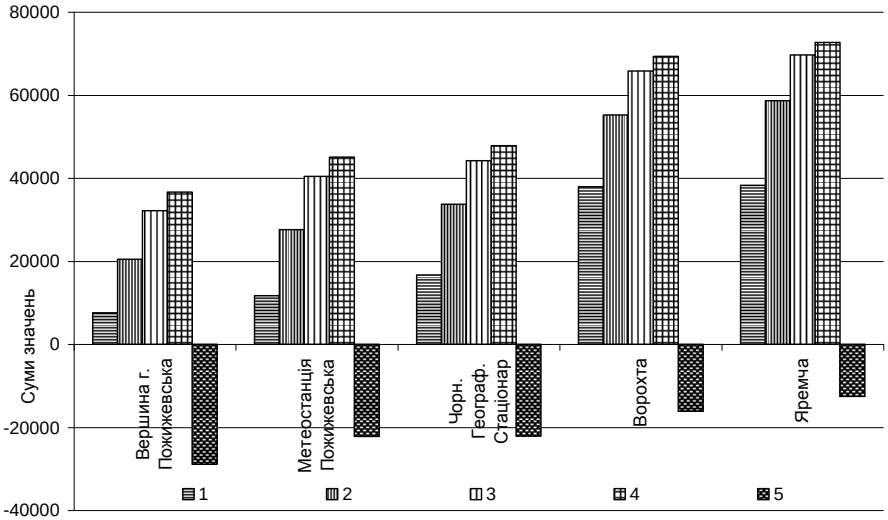

Рис. 4.7. Суми значень щогодинних відліків температури повітря за рік у пунктах реєстрації КНПП в зазначених діапазонах: 1). ≥15; 2) ≥10; 3) ≥ 5; 4) – ≥0; 5) ≤0 ºС.

Суми значень температури понад 15 ºС дають уявлення про літні умови на пунктах спостереження, а саме: на г. Пожижевська літнє тепло присутнє приблизно у 5 разів рідше, ніж у Яремчі та у Ворохті, а розрахункове метеорологічне літо з середньодобовою температурою понад 15 ºС у Яремчі може тривати 106 діб, на Чорногірському географічному стаціонарі – 46, а на горі Пожижевська – усього 21 добу.

Аналіз середньомісячних значень температури повітря в пунктах топокліматичного профілю дає підстави стверджувати, що вони відрізняються не надто різко, особливо в зимовий період. Наприклад, середня температура січня в м. Яремча (-6,8 ºС) всього на три градуси вища, ніж на полонині Пожижевська а (-9,7 ºС). Зазначимо при цьому, що зима 2005–2006 рр., коли працювали реєстратори, була дуже холодною. Серед усіх пунктів реєстрації температури найхолоднішим виявився січень на Чорногірському географічному стаціонарі -10,3 ºС. У Ворохті, де зафіксовані найнижчі температури, середньомісячне значення температури повітря в січні 2006 р. дорівнювало -8,2 ºС.

Третій місяць зими – лютий також був дуже холодним. На пунктах полонинського поясу (привершинний схил г. Пожижевська) та поясу субальпійського криволісся (метеостанція Пожижевська) температура в лютому в порівнянні з січнем змінилася мало. Однак на станціях, розташованих у межах лісового поясу, зниження лютневої температури відбулося в 1,5-2,0 рази, що є суттєвим, причому через зменшення абсолютної висоти пункту потепління відбувалося активніше.

Середня температура липня мала більший діапазон різниць порівняно з січнем: від 18,34 ºС в м. Яремча до 11,8 ºС на г. Пожижевська. Виявилося, що цей показник у Ворохті (18,27 ºС), яка розташована на 240 м вище від м. Яремча, майже не відрізнявся від показника в Яремчі і різниця становила 0,7 ºС, проте вже на Чорногірському географічному стаціонарі за подібного, але меншого зростання абсолютної висоти (ще на 200 м) середня температура липня знизилася на 4,2 ºС - до 14,1 ºС. Вважаємо, що такий спад температури зумовив вплив близького (6 км) сусідства холодних гір.

З трьох місяців літа найтеплішим є липень, а другим за теплотою виявився серпень, хоча висота сонця і тривалість дня в цьому місяці вже менша від червневої. Привертає на себе увагу такий факт: приріст тепла від червня до липня становив приблизно 6 ºС на всіх станціях, а зниження температури від липня до серпня відбулося тільки на 3-4 ºС.

У серпні зменшується кількість дощів, зменшуються затрати тепла на випаровування та виявляється вплив тепла, акумульованого за попередні місяці.

Характер розподілу середньомісячних значень температури повітря на пунктах спостереження, а також час, коли у регіоні температура була в межах зазначених діапазонів, відображено на рис. 4.8. Привертає увагу асиметричність розподілу площ ареалів по площині рисунка від лінії січня, що означає певне зміщення початків і кінців пір року. Зазначимо також, що розташування Чорногірського географічного стаціонару виявилося пороговим за ймовірністю значень температури, бо тут ще можна зафіксувати середню температуру найтеплішого місяця понад 15 ºС, а вище в горах така можливість зменшується до нуля. Середньомісячні температури понад 15 ºС з великою ймовірністю виявляються лише на станціях, що розташовані нижче ЧГС – у Ворохті та в Яремчі, однак, переважно лише в липні та серпні.

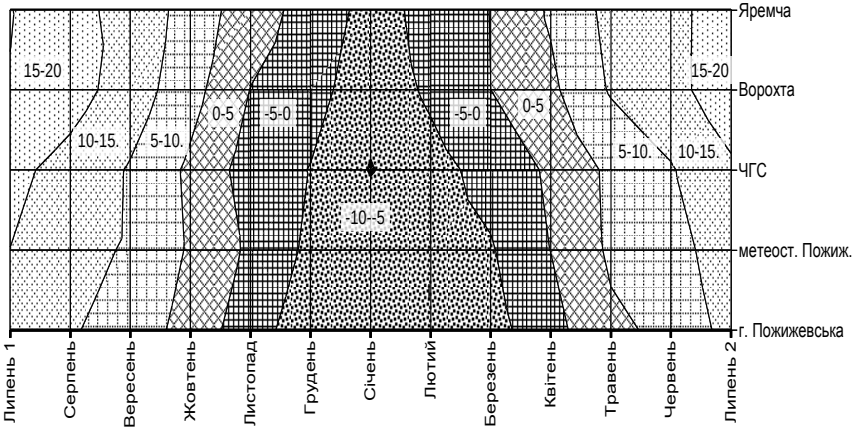

Рис. 4.8. Середньомісячні значення температури повітря в пунктах топокліматичного профілю через КНПП (вºС) по діапазонах від 15º морозу до 25º тепла.

З цього ж рисунка можна також визначити ймовірність середньодобової температури в певні періоди року. Наприклад, середньодобову температуру повітря понад 10 ºС можна реєструвати на г. Пожижевська лише з середини липня до середини серпня, на Чорногірському географічному стаціонарі – з середини червня до середини вересня, а в Яремча – з останньої декади травня до початку жовтня.

Мінімальна температура повітря за кожен з місяців у пунктах реєстрації (рис. 4.9.) залежала від умов місця її формування. Наприклад, температура нижче -30 градусів була зафіксована тільки у Ворохті в січні місяці. Діапазон мінімальної температури 20-30 ºС морозу виявився найхарактернішим для Чорногірського географічного стаціонару та Ворохти, де він може реєструватися від кінця листопада до другої половини березня.

Ймовірне повторювання середньодобової температури (в діапазоні 0-10 ºС) зареєстровано на всіх пунктах спостережень протягом теплого періоду (від середини червня до середини вересня), однак на г. Пожижевська мінімальна температура в цьому діапазоні може виявлятися лише в липні та серпні, а в Яремчі вона починається в середині травня і триває найдовше – до кінця вересня.

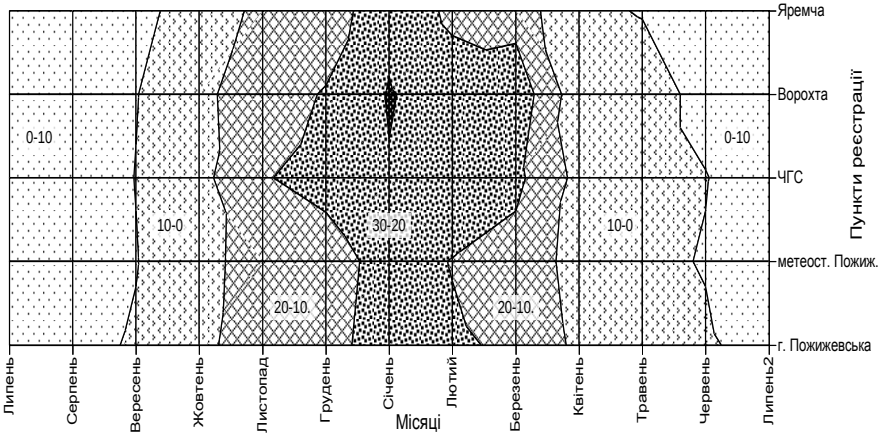

Рис. 4.9. Часовий розподіл по місяцях мінімальної температура повітря в межах заданих інтервалів у пунктах реєстрації в КНПП

Максимальна температура повітря (рис. 4.10.) в діапазоні понад 30 ºС зафіксована тільки в липні та серпні і лише в Яремчі та Ворохті. Найнижчі з максимальних значень температури за місяць у діапазоні від -10 до 0 ºС трапляються лише на г. Пожижевська і тільки в січні та лютому. Це означає, що на всіх інших станціях максимальні значення температури повітря у кожен з зимових місяців року можуть перевищувати 0 ºС, підтверджуючи характеристику зими в Чорногорі, як відносно теплу з частими змінами погоди та з глибокими відлигами.

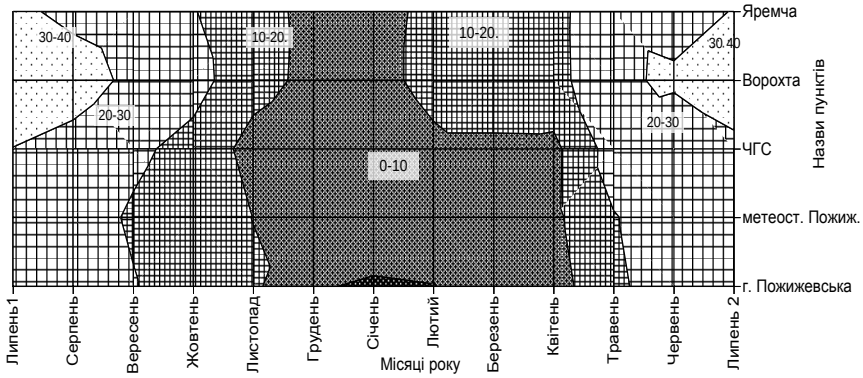

Рис. 4.10. Часовий розподіл по місяцях максимальної температура повітря в межах заданих інтервалів у пунктах реєстрації в КНПП

Найдовше у регіоні дослідження триває діапазон температур від 0 до 10 та від 20 до 30 ºС. Особливо властиві ці показники для Чорногірського географічного стаціонару та сніголавинної станції Пожижевська, які розташовані в межах місцевості ерозійно-денудаційного лісистого середньогіря. Стверджуємо, що майже стовідсоткова залісненість цієї місцевості й обумовлює регулювання температури повітря, згладжуючи можливі максимальні й мінімальні піки та втримуючи середні значення температури повітря. Наявність температури повітря у середніх (10–20 і 20–30 ºС) діапазонах на станції Яремча також пояснюємо лісистістю та звуженням місцевості терасованих днищ долин, характерними для ландшафту Горганів.

Значна повторюваність температури діапазону 0-10 ºС на горі Пожижевська зумовлена, переважно, її абсолютною висотою та висотним градієнтом температури. Важливим є також відсутність можливості місцевої трансформації повітря через його швидкий адвективний обмін вітровим перенесення повітряних мас у системі регіонального поля тиску, а також місцевим перерозподілом різнонагрітого чи вихолодженого повітря за умови гірсько-долинного обміну.

Описаний вище характер розподілу температури за його середніми, діапазонними чи екстремальними значеннями в межах року дає змогу розпізнати лише загальні закономірності зміни температури повітря в часі та просторі. Насправді температурний режим є дуже складним. Детальніше це можна побачити під час розгляду коротких відрізків

часу, а саме: змін сезонів, місяців, погод та днів. На рис. 4.11. показуємо для прикладу характер динаміки температури повітря на привершинному схилі г. Пожижевська, взятого з безпосереднього запису щогодинних замірів реєстратора. Цей пункт найвищий на нашому топокліматичному трансекті, відкритий до всіх вітрів, найменше залежний від умов конкретного місця і найбільше залежний від характеру зміни повітряних мас, що проходять через головний хребет Чорногори.

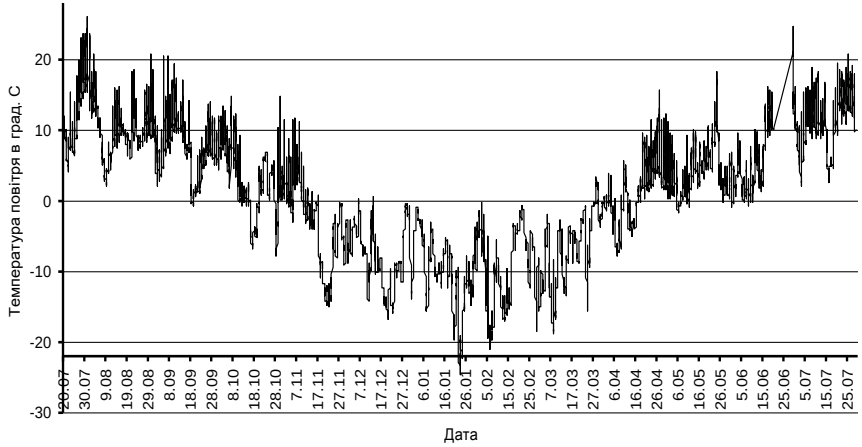

Рис. 4.11. Динаміка температури повітря на при вершинному схилі г. Пожижевська з 20.07.2005 по 28.07.2006 р.

На тих пунктах реєстрації, які розташовані на нижчих абсолютних висотах, де формування місцевої температури залежить від ландшафтних умов, характер динаміки температури є ще складнішим, бо показники мають більші добову, погодну, сезонну та річну залежності від місцевих умов.

Детальніший, але й складніший, характер прояву динаміки температури повітря в кожному з геотопів можна виявити, аналізуючи динаміку термічних процесів за короткі відрізки часу, наприклад, за час тривалості окремих, але різних погод (холодних, теплих, жарких).

Показовими для впливу ландшафтних умов на формування топоклімату можуть бути погоди антициклонального характеру, коли відсутність вітрів сприяє формуванню стратифікації приземного шару атмосфери та її місцевої трансформації. За умов циклональних погод вітри в значній мірі “стирають” впливи місцевих умов і топокліматичні

особливості не встигають добре проявитися, або формуються лише в захищених від вітрів місцях – переважно в урочищах річкових долин, чи в лісах.

Головними способами перетворення характеристик повітря в конкретних ландшафтних умовах є його прогрівання у відкритих долинах улітку і радіаційне вихолодження взимку, а також повільне перетікання мас повітря з різною густиною згідно з фізичними законами, що може призвести до інверсій температури повітря чи виникнення фенів.

На рис. 4.12. відображено характер зміни температури повітря в пунктах її реєстрації в умовах зимового антициклону, коли приходить холодне полярне чи сибірське континентальне повітря і формує безхмарну морозну погоду. Зазвичай, таке повітря приходить раптово і навально, що й відбулося в ніч на 22 січня 2006 р., коли температура повітря на г. Пожижевська понизилася за добу на 20 ºС. Різке зниження температури з приходом холодної маси відбулося на всіх пунктах реєстрації майже одночасно, але подальші його трансформації були дуже показовими стосовно нашого предмету дослідження – формування топокліматичних особливостей.

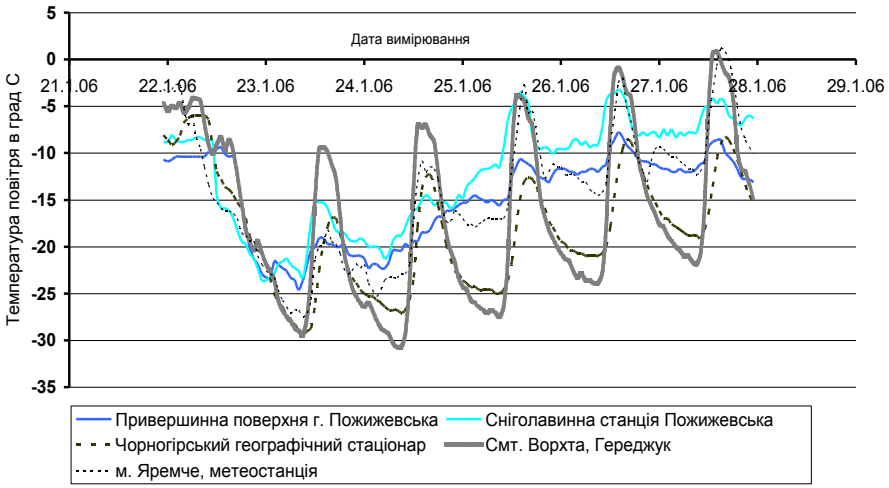

Рис. 4.12. Динаміка температури повітря в найхолоднішу погоду 2006 року на пунктах топокліматичного профілю в межах КНПП.

Вже наступної ночі (23.01) температура повітря на Пожижевській дещо підвищилась і досягла -22 – -25 ºС, а у Ворохті – -30 ºС. Показово, що ще через добу (24.01.06) на горі Пожижевська температура підвищувалась ще активніше, а у Ворохті ще знизилась і досягла майже -31 ºС. У наступні 2 доби нічна температура повітря на г. Пожижевська підвищилася до -7 – -12 ºС, а у долинах продовжувало перебувати повітря з температурою -22 – -27 ºС, бо важке холодне повітря з котловини Ворохти повільно попливло вниз по долині Прута і ще через добу, значно змінившись по дорозі, опинилося вже в Яремче.

Такий "сценарій" трансформації температури бував і в інші періоди холодної погоди, що засвідчує його типовість. Наприклад, в холодну погоду 18–23 грудня 2005 р. надходження холодного повітря від хребта зумовило найнижчу температуру на Чорногірському географічному стаціонарі вже у першу ніч -23,0 ºС, а у Ворохті -17,0ºС. На наступну ніч температура на обох станціях вирівнялася на позначці близько -20ºС. Причиною цього вважаємо місцеві умови формування топоклімату, а саме: стікання в долини і улоговини холодного та важкого повітря і його застоювання там через слабкий обмін повітряних мас та радіаційне вихолодження повітря під час тривалих і безхмарних зимових ночей. Цікаво, що в такі ж безхмарні й сонячні дні тої самої погоди температура повітря в обідню пору могла підвищуватись до -6 ºС і навіть до нуля, проте вночі знову опускалася на 20 ºС, забезпечуючи добову амплітуду температури 21–25 ºС. У ті самі доби коливання температури повітря на г. Пожижевська відбувалося в межах 5–7 ºС, причому на привершинному схилі амплітуда коливання була найменшою.

Аналіз графіків динаміки температури повітря за умови антициклональної зимової погоди дає підстави стверджувати, що для стікання і добігання холодної маси повітря по долині р. Прут з полонин біля його витоків (хребет від Туркула до Говерли) у безвітряну погоду до ЧГС (7 км) потрібно кілька годин, до Ворохти (21 км)– одну добу, а до Яремча (35 км) – дві – три доби,тобто швидкість руху повітря вниз по долині прогресивно падає. Швидкість руху повітряного долинного потоку визначають фізичні властивості рухомої і навколишніх мас повітря,їхні контрасти, орографічні умови, падіння поздовжнього профілю долини, гладкість чи шорсткість

схилів долини та гальмівні впливи повітряних потоків з поперечних чи консеквентних долин.

Динаміка температури повітря у дні з літньою антициклональною погодою (рис. 4.13.) має багато спільних рис з зимовою антициклональною погодою, зокрема велику (10–16 ºС) добову амплітуду коливання денних і нічних значень температури, значне вихолодження повітря в нічні години на станціях, розташованих нижче 1 000 м над рівнем моря і малі добові зміни на пунктах г. Пожижевської, причому на привершинному схилі майже постійно було тепліше, ніж на сніголавинній станції. Найбільшою амплітудою вирізнилася знову ж таки Ворохта – удень ця місцевість сильно прогрівається, а вночі вихолоджується. Новим є "зубчатість" ходу кривої температури в час теплої погоди, зумовлений, ймовірно, активнішою місцевою циркуляцією теплого повітря та мінливою хмарністю, характерною для середини дня. Звертаємо увагу на дещо запізнене вистигання повітря в Яремчі, що може пояснюватися впливом лісистості й віддаленістю для доступу холодного повітря, що стікає з високих гірських хребтів.

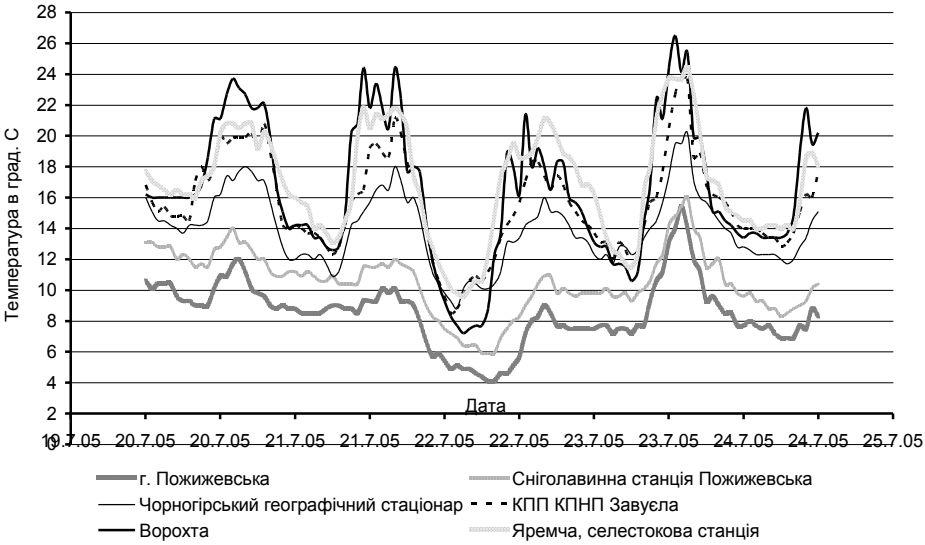

Рис 4.13. Динаміка температури повітря в пунктах реєстрації протягом дуже теплої погоди 20–24.06.2006. р.

Дуже важливу роль у формуванні температурного режиму та топоклімату в Чорногорі взагалі, та на Чорногірському географічному стаціонарі, зокрема, відіграють гірсько-долинні міграції повітряних потоків (легкі гірсько-долинні вітри), що виникають переважно вздовж, а за сприятливих умов і поперек річкових долин. Вони виникають з причин набуття повітрям у певних місцевих ситуаціях своєрідних геофізичних властивостей: температури, вологості, густини (ваги, маси, газового складу) і вони, згідно з законами фізики, змушені компенсаційно рухатися, щоб досягнути належного в цьому стосунку порядку: важче повітря гравітація заставляє зайняти нижчі локалітети і витіснити звідтам місцеве повітря[24]; закони дифузії змусять до молекулярного руху газових та інших складових повітря задля вирівнювання місцевих концентрацій в складі повітря; закони парціального тиску водяної пари в повітрі, залежні від його температури спричинюють відповідні показники абсолютної і відносної вологості та дефіциту вологості, які при досягненні стану насичення призводять до формування туманів (хмар) до конденсації водяної пари у формі різних осадів на поверхнях (роси, інею, ожеледі), чи місцевих опадів (мряки, льодяних кристалів у повітрі). Все це постійно трансформується місцевими умовами і відбуватиметься до тих ситуацій, за яких може досягнутися повна чи часткова рівновага. Оскільки у розвитку процесів виникають додаткові місцеві трансформації – ландшафтні, метеорологічні, чи астрономічні (висота Сонця, зміна дня і ночі),то повна рівновага практично не досягається ніколи, або є дуже скороминучою і в цьому криються причини вічного руху, тобто способу своєрідного життя приземних шарів повітря.

Отже, проведене дослідження термічних властивостей топоклімату ландшафтних одиниць в межах КНПП від м. Яремча до вершини гори Пожижевська з застосуванням автономних електронних реєстраторів протягом 2005–2006 р дало багатий вихідний матеріал та інформацію для його інтерпретації і нових висновків стосовно:

1) середньорічних температур і їхнього зв’язку з ландшафтними умовами;

[24] В цьому бачимо причину виникнення і формування температурних інверсій та причину порушення плавного ходу процесів вихолодження чи прогрівання повітря в конкретних геотопах.

2) величин середньомісячних температур і послідовності їхніх часових змін;
3) екстремальних погодних температур і їхньої локальної трансформації;
4) амплітуд середніх та екстремальних температур та їхньої ландшафтної обумовленості;
5) вертикальних та горизонтальних градієнтів температури за середньорічними, середньомісячними та погодними параметрами;
6) повторюваності температур в усіх реальних діапазонах протягом періоду дослідження з кроком 5 ºС;
7) сум мінусових та плюсових значень виміряних температур, їхнього кумулятивного ефекту та балансу;
8) коефіцієнтів кореляції температури між пунктами реєстрації (для розрахункових переходів)

Період досліджень за термічними параметрами був близьким до середніх багаторічних даних, зафіксованих метеостанціями Яремча та Пожижевська, через що отримані нами висновки можна вважати близькими до норми і придатними для екстраполяції до довгого ряду спостережень на тих пунктах, де метеостанцій нема, а відбувалася автоматична реєстрація топокліматичних параметрів.

В інтервалі абсолютних висот від 530 до 1 800 метрів, де працювали автоматичні реєстратори, середньорічна температура повітря змінювалася від 6,87 ºС у Яремчі до 0,89 ºС на г. Пожижевська.

Екстремальні значення температури амплітуди за рік (68 ºС) виявилися найбільшими у Ворохті, а найменшими (59,5 ºС) – на сніголавинній станції Пожижевська.

Найбільше і найменше значення температури повітря зареєстровано у Ворохті -37 ºС і -30,7ºС, причому добові амплітуди взимку тут можуть досягати 20–27ºС, а влітку 10–17ºС. Така специфіка Ворохти зумовлена розташуванням Ворохти в широкій улоговині, що належить до Ворохта-Путильської низькогірної смуги. Улоговина має обмежені можливості обміну повітряних мас, що сприяє місцевому застоюванню повітря та його радіаційному вихолодженню вночі, чи прогріванню вдень.

Вертикальні градієнти температури повітря змінюються залежно від сезонів року, стану погоди та зміни ландшафтних умов.

Середньорічний вертикальний градієнт на різних ділянках топокліматичного профілю змінювався від 0,1 до 1,53 ºС, а градієнт за умови теплої погоди – від 0,2 до 2,81 ºС на 100 метрів висоти, причому найбільші градієнти фіксувались в разі перетину меж ландшафтів.

Найбільшу повторюваність в усьому трансекті мають значення температури від 25 ºС до -5 ºС.

Середньомісячні значення температури повітря загалом відображають залежність від абсолютної висоти місця, а також трансформуються залежно від інших ландшафтних умов, умов місця .

Порівняно стійка ландшафтно-геофізична зумовленість формування топокліматичних характеристик дає змогу обчислити множники для переходу від температурних значень одного пункту до іншого.

На рис. 4.14. зображено криві середньорічних значень множників для переходу від температури, зареєстрованої на сніголавинній станції Пожижевська до температури в конкретних пунктах. Щоб обчислити температуру на конкретному пункті слід температуру на сніголавинній станції Пожижевська помножити на вирахуваний нами коефіцієнт

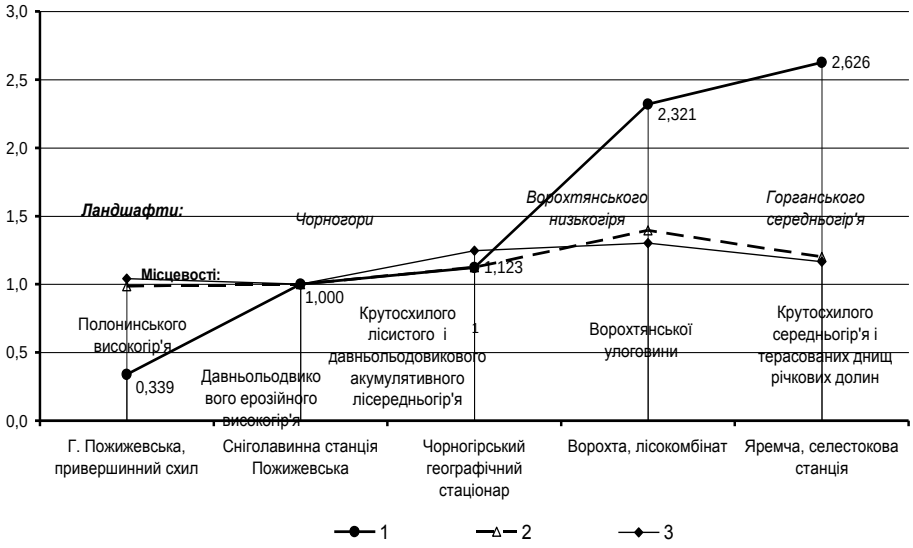

Рис. 4.14. Криві коефіцієнтів переходу від показників середньорічної температури (1 – середніх, 2 – максимальних, 3 – мінімальних) на сніголавинній станції Пожижевська до цих же показників на інших пунктах Чорногори.

потрібного пункту. Множники для переходу до екстремальних значень температури близькі до одиниці, бо діапазон екстремальних значень температури, були зафіксовані в усіх пунктах топокліматичного трансекту майже однаковий, тому що їх обумовлюють атмосферні маси, які мігрують згідно барично обумовленими шляхами і "накривають" всю територію досліджень майже одночасно. Подальша трансформація приземних шарів атмосферних мас залежить від місцевих ландшафтних умов, геотопів. В приземних шарах повітря формуються свої топокліматичні параметри на конкретний момент характерного часу (період тривалості погоди, а в ній нічні, денні чи інші частини доби.

В умовах конкретних погод множники можуть мати інші значення, але подані множники є осередненими і найімовірнішими.

4.3.2. Вологість повітря у пунктах реєстрації

Результатам досліджень відносної вологості повітря надаємо дещо слабшого діагностичного значення, бо її величини, як правило, мають протилежний стосовно температури хід: з підвищенням температури відносна вологість знижується, і навпаки, що обумовлено фізичними залежностями.

Відносна вологість повітря (ВВП) тісно пов'язана з температурою повітря: у холодному повітрі поміщається водяної пари менше, ніж у теплому. Через це при однаковій абсолютній вологості відносна вологість буде більшою там, де холодніше. Вона може навіть стати максимальною, досягати насиченості, а за умов подальшого зниження температури може розвинутися процес виділення з повітря надлишку вологи у формі туману, мряки чи дощу влітку і паморозі взимку.

Слід враховувати, що відносна вологість виражається у відсотках до максимально можливого насичення повітря водяною парою за даної температури (і це зручно для оцінки вологості, "сирості" повітря), однакова абсолютна вологість (кількість маси води в 1м^{3,} пружність водяної пари в повітрі в мілібарах) може представлятися різними показниками відносної вологості, а однакова відносна вологість може представлятися різними показниками абсолютної вологості. Оскільки відносна вологість повітря в умовах Карпат часто досягає 90 – 100 %, то для порівняння виявляються показовими мінімальні та середні величини ВВП.

Порівнюючи значення середньої за рік відносної вологості повітря у пунктах наших реєстрацій виявилося, що максимальні величини властиві Чорногірському географічному стаціонару (91 %). Інші пункти в низхідному порядку розмістилися так: вершина Пожижевської – 86 %, сніголавинна станція Пожижевська (СЛС) і Яремча – по 79 %, Ворохта – 75 %.

Середні значення за пори року мають складніший розподіл і більшу амплітуду коливань (табл. 3).

Діапазони коливань середньо сезонних значень ВВП в цілому невеликі – в межах 10 – 15 % і найбільшими (14 %) вони виявилися для привершинних схилів Пожижевської. Найменша амплітуда сезонних коливань (майже 6 %) зафіксована на СЛС та у Ворохті, де значення вологості були найменшими.

Хід вологості на більшості пунктів мав закономірність зменшуватися від зими до весни і літа і знову збільшуватись до осені, що є звичним. Однак на полонині Пожижевській вологість від весни до літа дещо збільшилася і значно (6 %) зменшилася восени. Подібний хід вологості був і на СЛС, де найсухіше було восени, але всього на долю відсотка. Різке зростання вологості у цих пунктах відбулося з випаданням снігу.

Таблиця 4

Показники середньорічних та середньосезонних значень відносної вологості повітря (%) на пунктах реєстрації

Станція	за рік	зима	весна	літо	осінь
Вершина г.Пожижевська	85,6	94,9	85,9	86,9	80,7
СЛС Пожижевська	79,1	83,2	78	78,1	77,6
ЧГС	91,2	92	89,6	86,2	91,2
Ворохта	75,2	77	72,7	72	78,4
Яремче	79,2	79,7	74,9	76,9	81,5

Найбільші значення ВВП досягаються зимою на привершинному схилі Пожижевської зимою (95 %). В усі інші сезони, крім весни, тут найвища вологість, але не опускається нижче 86 % (весною).

Найменша середньосезонна вологість була зафіксована літом у Ворохті (72 %). Найвища вологість влітку була на полонині Пожижевська та на ЧГС.

Отже, розподіл вологості і температури повітря, зафіксований нами на пунктах профілю, виявив ЧГС, як найхолодніший пункт зимою та

найсиріший протягом року. Найрізноманітнішим пунктом за коливанням показників виявилася Ворохта, але в цілому вона тепліша і відносно сухіша. Комфортним є Яремча (за рахунок вищих температур і менших амплітуд коливань вологості). Не набагато дискомфортнішим може бути перебування на СЛС Пожижевська (якщо не зважати на раптові і короткочасні холод, вітер та дощі).

Такі розподіли топокліматичних характеристик є наслідком ландшафтної специфіки пунктів дослідження, зокрема розподілу абсолютних висот і вертикальної поясності рослинного покриву, тепло- і вологоізолюючої ролі густих полонинських трав, а особливо впливу лісу, який вирівнює і річні, і сезонні і добові амплітуди коливань.

На рис 4.15. продемонстровано середньорічні значення відносної вологості для усіх пунктів реєстрації, з якого видно, що найвологішим серед пунктів виявився Чорногірський географічний стаціонар, метеомайданчик якого розташований на поляні залісненого днища долини р. Прут і за 10 м від його русла з бурхливою течією.

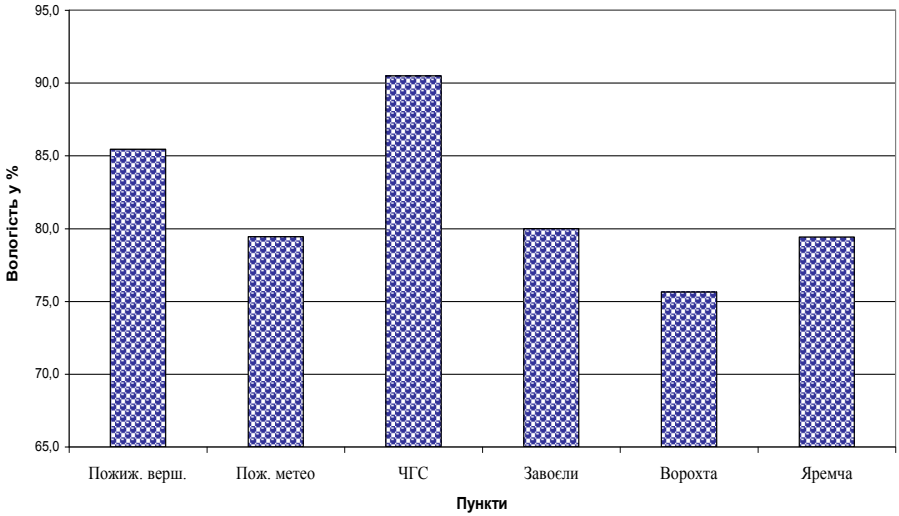

Рис. 4.15. Середньорічна відносна вологість повітря у пунктах реєстрації КНПП.

Найсухішим місцем виявився пункт в селищі Ворохта, яке розталоване в розлогій улоговині Ворохто-Путильського низькогіря. Це найбільше за площею поселення в КНПП. Садиби жителів розташувавлися по всіх схилах цієї улоговини, що ще раз підтверджує мою тезу, що сільські місцеві люди (на відміну від міських) володіють знаннями і досвідом, гідними для їхньої кваліфікації як "стихійних ландшафтознавців у своєму регіоні". Вони прагматично і дуже правильно оцінюють природну ситуацію, в тому числі й топокліматичні параметри, коли обирають місце для забудови, чи облаштування поля і городу, бо від цього залежить успіх їхнього життя. У зв'язку з цим можна вважати місця розташування поселень і їх розміри своєрідними індикаторами комфортності топокліматичних (окрім інших) умов для гірських жителів.

Високою вологістю характеризуються пригребеневі полонини головного хребта Чорногори, де переважають нижчі температури і часто виникає орографічна хмарність як наслідок досягання повітрям на цих висотах стану повного насичення водяною парою, а разом з тим тимчасових орографічних атмосферних фронтів, що супроводжуються грозами та зливовими дощами, переважно на південному макросхилі.

Відносно затишним і, навіть комфортним місцем з огляду на перебіг температур та вологості виявилася територія розташування Сніголавинної метеостанції Пожижевська, а особливо Ботанічної станції Пожижевська Інституту екології Карпат. Слід віддати належне знанням і досвіду тих спеціалістів австрійського часу (Броніславу Янковскі та ін.) [74], які у новому для них регіоні експертно вдало обрали місце розташування такої важливої науково-дослідної установи.

Аналізуючи рис. 4.16, де подано величини вологості повітря, середні за пори року, зауважимо, що вологість у всіх пунктах висока (70–92%), а відмінності за вологістю між пунктами невеликі і вкладаються приблизно в межі 5–8 %, за винятком вершини гори Пожижевська, де амплітуда коливання змін вологості між сезонами становить 15%, причому найбільша вологість характерна для зими, а найменша – для осені. Пояснюємо це тривалим заляганням снігового покриву та його випаровуванням зимою і стриманим сніготаненням весною. Восени мала вологість може бути пов'язана з просушеними за літо і осінь ґрунтом і травостоєм, які не можуть постачати багато водяної пари в приземний шар повітря та іншою, чи не основною, причиною – від ефекту адіабатичного прогрівання повітря в повітряній масі, що частково втратила вологу, перевалюючи через хребет з південного, закарпатсь-

кого боку і додатково осушилась, опускаючись вздовж північного макросхилу. Тут орографічні хмари розсіюються, бо вологість швидко віддаляється від стану насичення і росте дефіцит вологості.

Як і повинно бути в наших краях, на решті пунктах реєстрації найсухішими виявилися весна і літо, а найвологішими осінь і зима.

На горі Пожижевська осінь виявилася найсухішою в порівнянні з іншими станціями. Відносно близько від вершини і попереднього пункту, але значно нижче за висотою (на 380 м) встановлений наш реєстратор на метеостанції Пожижевська показав майже таку саму низьку вологість.

На всіх інших пунктах осіння вологість виявилася найбільшою. Вважаємо, що така поведінка відносної вологості повітря на привододільних поверхнях головного хребта Чорногори, є ще одним із аргументів на користь визнання ландшафтної місцевості пенепленізованого альпійського високогір'я як різко відмінної від усіх розташованих нижче місцевостей і надання їй рангу "ландшафт".

Відзначимо також, що високою середньорічною та середньосезонною вологістю в усі сезони року характеризується Чорногірський географічний стаціонар (ЧГС) – тут середньорічне значення відносної вологості найвище порівняно з усіма іншими пунктами реєстрації. Максимальна вологість спостерігається зимою і восени, а мінімальна – літом. Амплітуда коливання середньосезонної вологості тут мала – 6%, тобто на ЧГС у всі пори року сиро (85–95%).

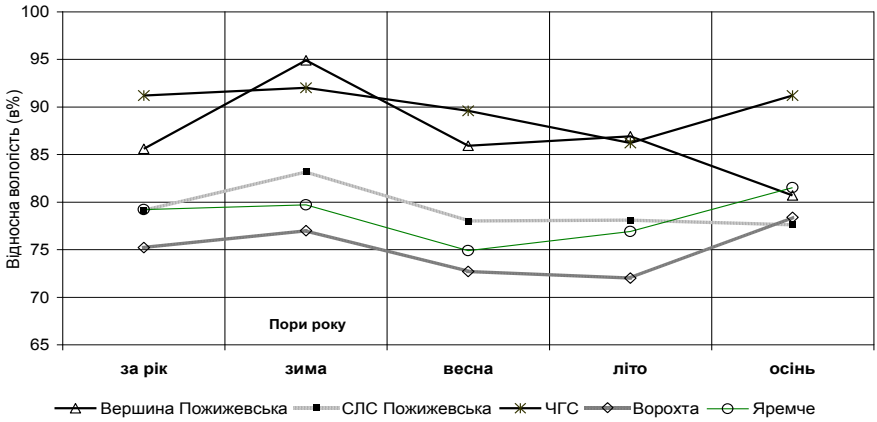

Рис. 4.16. Середньорічна та середньосезонні значення відносної вологості повітря (%) в пунктах реєстрації:

Щоби точніше продемонструвати показники вологості подаємо графік середньомісячних величин вологості (рис. 4.17.). З нього виразно видно, що найвищі серед усіх пунктів вимірювання середньомісячні показники відносної вологості повітря має територія ЧГС – там в розширені долини Прута часто застоюється повітря, “набирає” вологи з навколишнього смерекового лісу, від води в руслі ріки Прут з бурхливою течією, від частих роси та туманів, від зменшеної можливості просушитися сонцем з причин закритості поляни з метеомайданчиком від сонця, та через ослаблену вітрову вентиляцію поляни.

Приблизно така ж вологість протягом усіх місяців року, за винятком осінніх, спостерігалась на найвищих рівнях хребта.

Вологість у Ворохті та Яремчі відносно низька і коливається у діапазоні 75–85% з найменшими значеннями у найтеплішому місяці липні та найвищими значеннями у дощовому червні та у дощові пізньоосінні місяці.

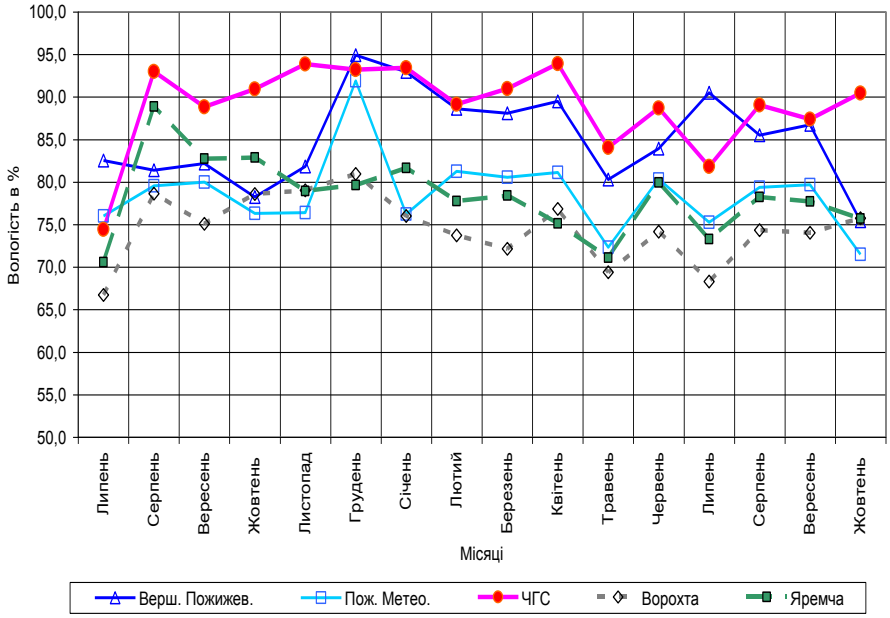

Рис. 4.17. Середньомісячні значення відносної вологості повітря у пунктах реєстрації

Можливість ще детальнішого розгляду показників відносної вологості в пунктах спостереження з'являється за умови порівняння цих показників, сформованих в межах однієї погоди. На рис. 4.18. можна проглянути хід кривих вологості повітря в усіх пунктах вимірювань протягом 23–26 липня 2005 року[25]. Це був період дуже теплої (для Чорногори) погоди, коли температура вдень піднімалась до 22–26 ºС і більше, а вночі опускалася до 4–8 ºС, що характерно для антициклональної літньої погоди в горах.

На рис.4.18. бачимо приблизно ті самі особливості показників ВВП у пунктах вимірювання, які вже були відзначені вище: найбільша відносна вологість(до 100%)досягалася на вершині гори Пожижевська та на відрозі – "плечі" цієї гори (метеостанція), а найменша вологість в той самий час фіксувалась у Яремче і Ворохті. Проміжне становище у цьому ряду займають хутір Завоєли та ЧГС, тобто ті пункти, що вже належать до місцевості ерозійного крутосхилого лісистого середньогір'я Чорногори.

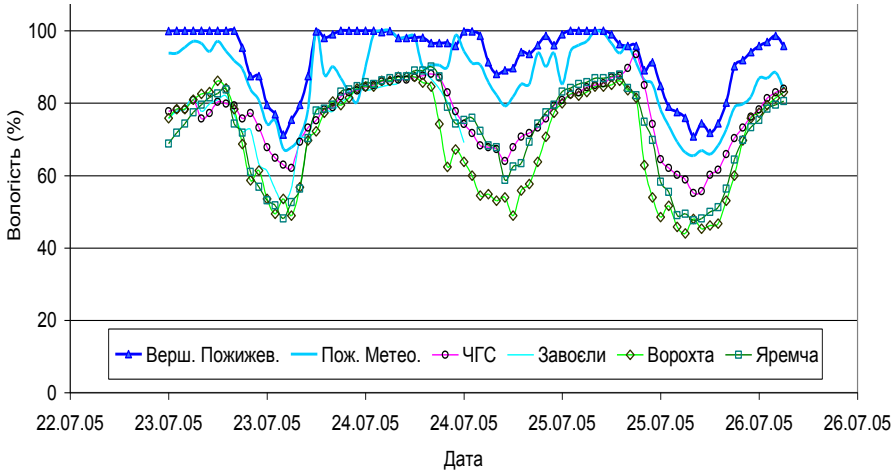

Рис.4.18. Хід відносної вологості в пунктах реєстрації за теплої погоди 22-26 липня 2005 року.

Вночі досягалися найбільші величини вологості (80–90–100 %), а вдень повітря висихало до показника 45–65 % вологості, причому найменша відносна вологість повітря властива таки котловині

[25] На рис 12 і 18 можна проглянути хід температури повітря за цей же період.

Ворохти, яка завдяки своїй розлогості та безлісості добре прогрівається сонцем, а від цього посилюється конвекція (вертикальне піднімання нагрітого повітря), що зумовлює своєрідне провітрювання котловини.

Загальновідомо, що між температурою повітря та відносною вологістю в ньому існує обернено пропорційна залежність: з підвищенням температури відносна вологість понижується, бо в теплому повітрі зменшується його густина і тоді в ньому може поміститися більше водяної пари, а це значить, що в стосунку до повного насичення виникає, або збільшується дефіцит вологи, а показник відсотку відносної вологості зменшиться. Цей ефект добре демонструється на рис. 4.19.

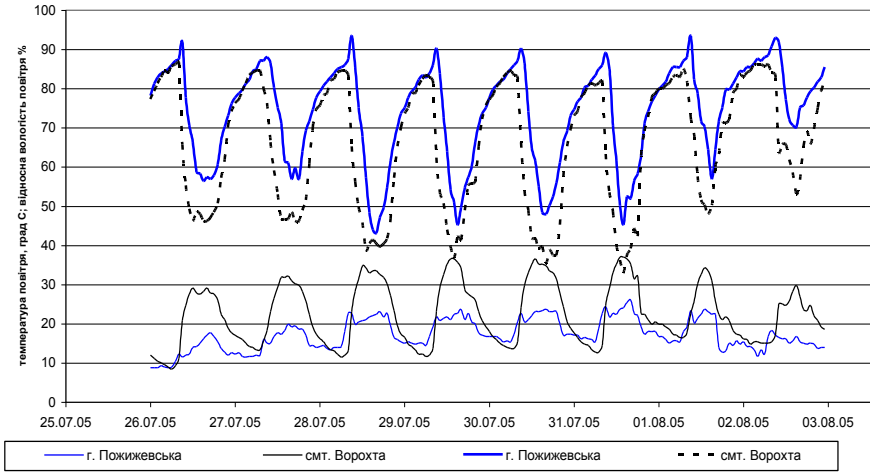

Рис. 4.19. Синхронна динаміка температури (нижні криві) та відносної вологості повітря (верхні криві) протягом 26 липня – 3 серпня 2005 р. на вершині г.Пожижевська та у с. Ворохта.

Звертають на себе увагу “зубці графіка” на лінії вологості у Ворохті, коли перед сходом сонця температура повітря спадає, а відсоток вологості продовжує швидко зростати, майже досягаючи стану насичення і виділення роси. При цьому зауважимо, що у повітрі на висоті встановлення реєстратора показник вологості насичення (100%) може не реєструватися, а роса все-таки випадає на ті поверхні, які радіаційно швидко вихолоджуються (трава) і саме при них досягається

стан насичення повітря водяною парою. Цим самим засвідчується, що співвідношення температури і вологості повітря може змінюватися в дуже невеликих об'ємах повітря і за умови досягнення специфічних його величин може супроводжуватися такими атмосферними явищами, як утворення роси, інею, паморозі, туману.

Аналогічно такі явища за умови однієї погоди можуть виникати або й не проявлятися у різних геотопах, бо їхні властивості можуть мати різну степінь сприятливості до виникнення цих явищ, а тому вони (геотопи) різняться між собою ще й за властивістю здатності до проявляння специфічних повітряних явищ та осадових новоутворень.

Підтверджує цей висновок також рис. 4.20, що демонструє хід обрахованих нами коефіцієнтів співвідношення синхронних показників температури та відносної вологості повітря в різних пунктах реєстрації але за умови теплої погоди протягом тижня, того ж, що і на рис. 4.19.

Перш за все виявилося, мінливість величин регресійних коефіцієнтів має виразний добовий хід з тою особливістю, що при нижчих температурах, тобто вночі і перед сходом сонця коефіцієнти регресії мають низькі значення в межах одиниці, а за умови підвищення температури (в денні години) коефіцієнти зростають.

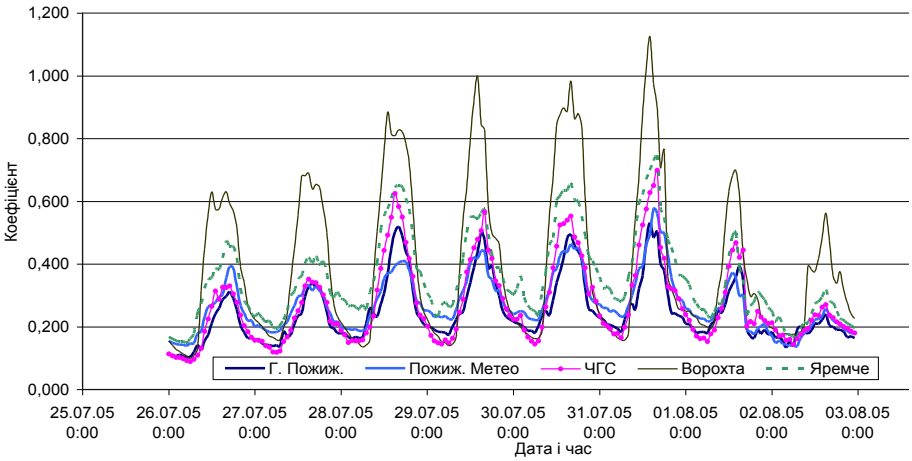

Рис. 4.20. Динаміка коефіцієнтів зв'язку між синхронними величинами температури і відносної вологості повітря у пунктах реєстрації.

У випадках формування дуже високої температури повітря (більше 30 ºС) вологість повітря може знизитись до аналогічних значень відсотків і тоді коефіцієнт зв'язку наближається до одиниці і, навіть, перевищує її. Особливо виразно ця специфіка проявилися у Ворохті, значно менше у Яремче і ще дещо менше – на ЧГС.

В пунктах, що були на горі Пожижевська, величини коефіцієнтів мають наступний добовий хід: середні величини характерні для денної пори, а низькі значення – для ночі, причому вночі величини коефіцієнтів різних пунктів реєстрації змінюються мало. Отже, основні відмінності характеристик повітря у геотопах формуються в денну пору доби, а особливо в час, коли сонце освітлює геотопи.

Додатковий висновок з аналізу вологості полягає у тому, що пункти спостережень можна групувати за топокліматичними величинами і що такі групи виявляють переважну залежність від абсолютної висоти, а фактично від ландшафтних умов, бо висотні місцевості, чи ландшафтні яруси, формуються також в значній мірі залежно від абсолютної висоти, чи діапазону абсолютних висот.

За зміни погодних умов, чи чергувань дня і ночі, підстав для перенесення пунктів з однієї групи в іншу не виникає, що вказує на стабільність, чи притаманність топокліматичних характеристик відповідним геотопам.

Показовими та найбільш сприятливими для виявлення впливу ландшафтних умов на формування топоклімату можуть бути погоди антициклонального характеру, коли відсутність вітрів та атмосферний "спокій" сприяють формуванню стратифікації приземного шару атмосфери та її місцевої трансформації.

Головними чинниками перетворення характеристик повітря в конкретних ландшафтних умовах є його прогрівання Сонцем у відкритих долинах вдень і радіаційне вихолодження вночі, повільне перетікання мас повітря з різною густиною згідно з фізичними законами переміщення та дифузії газів, компенсації (вирівнювання) їхніх тисків і густин та місцева трансформація ландшафтними властивостями.

5. Дослідження особливостей топоклімату Чорногори на профілях в умовах жаркої антициклональної погоди літа 2011 р.

5.1. Організаційні та методичні передумови

Дослідження в умовах антициклональної погоди вдалося виконати влітку 2011 р., коли сформувалися періоди стійкої антициклональної погоди у липні та в серпні з однаковими температурними показниками, та коли в Чорногорі зібралася потрібна група кваліфікованих людей і належна кількість електронних реєстраторів та навігаційних приладів.

Виходячи з досвіду досліджень, набутого в попередніх роках, та з висновків, згенерованих нами внаслідок опрацювання отриманих результатів, ми дещо змінили параметри програмування роботи реєстраторів через потребу точнішої реєстрації часових змін топокліматичних параметрів. Окрім того вище згаданих “TGU – 1500” нами були додатково задіяні реєстратори новішої модифікації – “TGU – 4500” з вдвічі більшою пам’яттю та кількістю параметрів. Усі реєстратори були запрограмовані на синхронну роботу з інтервалом 15 хвилин між фіксаціями таких даних: календарної дати (рік, місяць, день), точного часу (година, хвилина, секунда), параметрів температури та вологості повітря (середньої, мінімальної та максимальної за кожен інтервал часу між сусідніми фіксаціями).

Для досліджень топокліматичних відмінностей у Чорногорі було обрано 45 пунктів встановлення приладів (три серії по 15 пунктів[26]) з

[26] У нашому розпорядженні було саме 15 реєстраторів, хоча потрібно було б задіяти їх втричі більше, задля досягнення синхронності досліджень на більшій території та для густішого розташування пунктів.

таким розрахунком, щоб охопити найважливіші висотні та інші ландшафтні умови північного сектора макросхилу Чорногори, починаючи від Чорногірського географічного стаціонару та хребта Озірний до головного хребта (вершини Пожижевська, Брескул, Данцер, Говерла). Сформовані таким чином топокліматичні профілі мали перепади висот понад 1 200 м – від 1 270 м на хребті Озірному зниження до 900 м в днищі долини Прута і наступне піднімання до 2061 м на Говерлі (рис. 5.1.).

Найближчими державними метеостанціями в цьому реґіоні є сніголавинна станція Пожижевська (висота 1 451 м) та селестокова станція в м. Яремче (висота 530 м), а також одна відомча – метеостанція Чорногірського географічного стаціонару Львівського національного університету імені Івана Франка(на висоті 981 м). Матеріали спостережень цих станцій в даній публікації ми не використовували через надто великі відмінності інтервалів між термінами вимірювань – по 3 години на метеостанціях і по 15 хв. у реєстраторах.

З метою захисту корпусів реєстраторів від нагрівання прямими сонячними променями для кожного реєстратора нами були виготовлені і накладені зверху товсті білі пінопластові ковпаки, які не заважали вільному доступу повітря до чутливих елементів реєстраторів[27]. Перед дослідженнями і після закінчення вимірювань на пунктах прилади були перевірені синхронним вимірюванням у малому замкнутому просторі термостата з однаковою температурою в цілому його об’ємі та наступним порівнянням отриманих результатів. Графіки ходу параметрів, отриманих в ході перевірки приладів, практично співпадали, накладались, що було для нас свідченням синхронності і точності вимірювання в процесі їхньої роботи.

Для проведення запланованих польових вимірювань вдалося вибрати час зі стійкою антициклональною жаркою і безвітряною погодою, що давало надію на добре проявлення впливу загальної орографії реґіону та місцевих ґеокомплексів на формування топокліматичних показників у Чорногорі.

Для досліджень топокліматичних відмінностей літом 2011 року Чорногорі було обрано територію північно-східного макросхилу

[27] Доступ повітря до чутливих вимірювальних елементів конструкцією приладів передбачено знизу, через перфоровану вставку в корпусі реєстратора.

Чорногори від ЧГС до головного хребта. Це було „продиктовано” потребою пошуку відповідей на запитання та проблеми, що виникли на етапі аналізу даних з топокліматичного профілю Пожижевська – Яремча, а саме: щодо підвищеної різноманітності на верхніх поясах хребтів Чорногори, щодо складної мозаїки геотопів у річкових долинах і щодо проявів вертикальної температурної інверсії у відповідних ландшафтних геокомплексах. Окрім цього, нами було враховано той висновок з попередніх досліджень, що термічні особливості геотопів для свого формування потребують певного спокою в приземних шарах атмосфери, який може бути забезпеченим в періоди антициклональної погоди. З огляду на характерну для карпатського регіону часту зміну погодних умов ми планували використати саме стабільні умови, і змушені були їх очікувати. Вже в час очікування мусила бути повна організаційна готовність до таких досліджень відповідно запрограмованої апаратури (TGU-реєстраторів), GPS-приймачів, радіотелефонів, а також навчених людей, які б належно виконували умови експерименту, носили і охороняли реєстратори, колективне спорядження та засоби життєзабезпечення і мали б своє гірське спорядження.

З огляду на швидкоплинність погодних ситуацій в горах, а особливо через неможливість тривалого залучення до експерименту багатьох людей-добровольців, дослідження були заплановані на короткі (2–3–10-денні польові періоди, а реєстратори програмувались на роботу з 15-хвилинним інтервалом реєстрації топокліматичних параметрів.

Найважчим завданням у проведеному експерименті була доставка приладів до пунктів призначення та їхня охорона (вдень і вночі) від надміру цікавих туристів та вандалів. Це вимагало залучення до експерименту активної і участі в ньому близько 30 студентів, аспірантів та викладачів кафедри фізичної географії ЛНУ ім. Івана Франка, за що організатор експерименту і автор монографії висловлює їм усім щиру і глибоку вдячність[28].

Повноцінна ландшафтна характеристика кожного з пунктів вимірювання зайняла б надто багато місця через що подамо нижче

[28] Дякую студентам II курсу навчання та викладачам, які під час навчальної мікрокліматичної практики 6–12 липня2011 додатково працювали з реєстраторами. (доцентам Койновій І. Б., Рожку І. М., Шуберу П. М., Яворському Б. І.).

лише скорочену атрибутну ландшафтну назву пунктів, а на графіках – максимально лаконічні їх назви, сподіваючись що цього буде достатньо для читачів, що мають відповідні географічно-краєзнавчі, спеціальні та асоціативні знання. Доповнити і предметно аналізувати подавану нами скорочену ландшафтну інформацію читач зможе, скориставшись монографією "Чорногірський географічний стаціонар", де подано широкий по компонентний опис Чорногори, ландшафтні карти різних авторів, а на рис.11 опублікована складена нами картосхема сучасних фізико-географічних процесів у ландшафтних геокомплексах Чорногори та легенда до неї на окремому додатку в кінці книжки. Щоб полегшити читачам пошук названих матеріалів в додатку № 1 до даної монографії, практично без змін повторюємо названу карту і легенду до неї.

5.2. Схеми розташування пунктів установлення реєстраторів

Просторове розміщення усіх пунктів (площинного і профільного способів розташування) реєстраторів подаємо на рисунках 5.1.– 5.4., виконаних з використанням космознімків та топографічних карт, а також на схематичних профілях із зазначенням абсолютних висот, розміщених у відповідних розділах монографії.

Перший етап вимірювання топокліматичних параметрів з площинним розташуванням реєстраторів був організований на невеликій ділянці території дослідження , що охоплювала територію ЧГС, днище долини Прута між ЧГС і Форельником та прилеглі до цієї ділянки схили до днища долини від хребта Озірний та відрогу Козмески Хеде (Гига). (Рис. 5.1.).

Густе розташування пунктів було заплановане з метою виявлення топокліматичних особливостей руслових, прируслових та терасових геокомплексів долини Прута. Тривав цей етап з 6-го по 9-те липня на усіх пунктах, а на частині з них з 6-го по 15-те липня 2011 року. Це був період мінливої хмарної з проясненнями погоди і очікування прогнозованої стабільної антициклональної погоди, яка б дозволила краще виявити топокліматичні відмінності.

З метою уточнення топокліматичних особливостей самого днища долини Прута, його водного русла, острова, заплави, заліснених та безлісих терас було виконано дводобове вимірювання параметрів на корот-

кому профілі з умовною назвою “Ріка–ліс” на початку періоду стабільної антициклональної жаркої погоди. Пункти розташування реєстраторів були густими (Рис. 5.2.), а інтервал вимірювання – 15 хвилин.

Стабільну антициклональну погоду заплановано було використати для досліджень на довгих, далеких від бази і важких для проходження профілях Озірний – Говерла, та ЧГС – Брескул з льодовиковими карами. Деякі з пунктів реєстрації, зокрема на схилі хребта Озірний та в долині р. Прут в межах ЧГС, що функціонували протягом першого (долинного і площинного) етапу, були залишені на наступний, профільний етап досліджень тобто на час роботи на профілі №1 (12 – 15 липня), що в сумі складало тривалість з 6 по 15 липня.

Частину реєстраторів з схилів Хеде (Гига) і днища долини Прута при Форельнику було знято, перепрограмовано і перенесено на верхні ділянки профілю №1 “Озірний–Говерла”, що був наступним етапом дослідження. Записи реєстраторів за період їхнього транспортування з масиву опрацювання вилучено.

Другий і третій етапи вимірювань відбувалися на профілях №1 та №2 і тривали в умовах однаково жаркої антициклональної погоди, що гарантувало виявлення топокліматичних властивостей на пунктах з різною абсолютною висотою, з різними ландшафтними властивостями в денний та нічний час доби, а також створило можливість порівнювати результати вимірювань.

Третім етапом були спостереження на профілі №2 ЧГС–Пожижевська–Брескул з льодовиковими карами , які відбулися вже через 20 днів у першій декаді серпня 2011 року.

Найбільше пунктів реєстрації було закладено у межах домінантної в Чорногорі за площею місцевості ерозійного, крутосхилого лісистого середньогір’я, починаючи від хребта Озірний і закінчуючи урочищами околиць Заросляка. Реєстраційні пункти були розташовані так: на дуже крутому схилі південно-східної експозиції схилі хребта Озірний – чотири пункти:

- у верхній пригребеневій частині схилу з добре освітленим смеречником квасеницевим (1);
- у середній частині схилу у смузі горизонтального простягання букового смеречника (2);
- у середній частині схилу з зрілим і густим смеречником буковим квасеницевим (3);
- у нижній придолинній частині схилу з таким же смеречником (4).

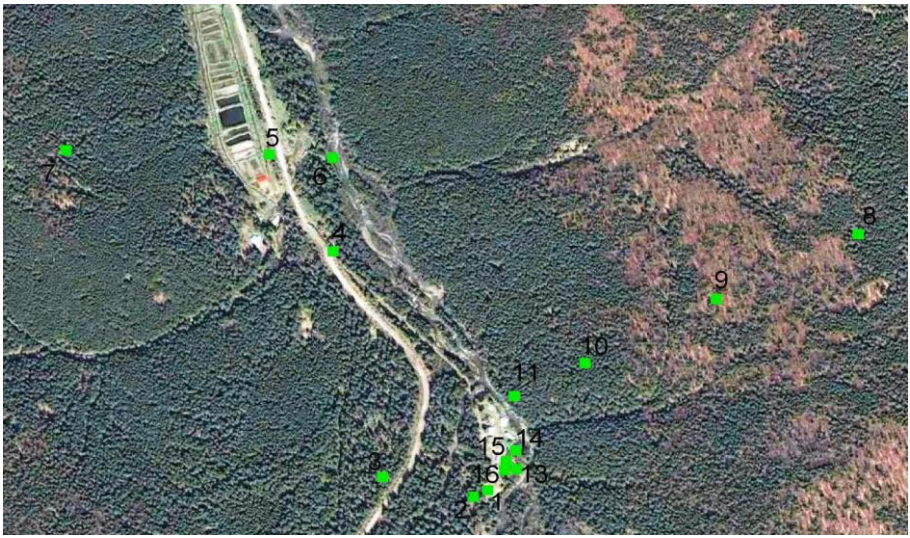

Рис. 5.1. Розташування пунктів установлення реєстраторів у долині р. Прут на ділянці ЧГС – Форельник. Комп'ютерне оформлення космознімка 1989 року і прив'язку пунктів виконав доцент Б. І. Яворський. (Номери пунктів розшифровані в тексті розділу 5.3.1.)

Рис. 5.2. Розташування реєстраторів на короткому профілі Ріка–Ліс на території ЧГС. Оформлення космознімка і прив'язку пунктів виконав доцент Б. І. Яворський. (Номери пунктів розшифровані у тексті розділу 5.3.3.)

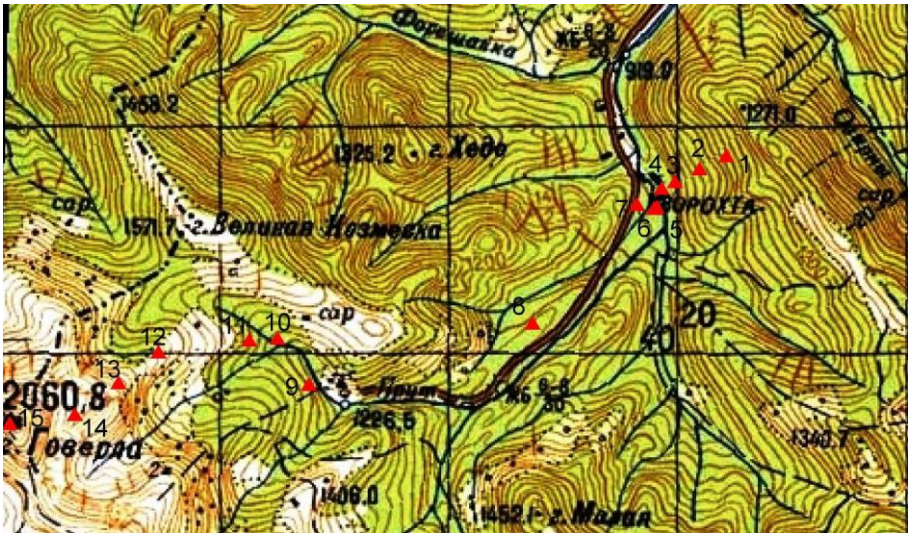

Рис. 5.3. Розташування пунктів реєстрації на профілі №1 Озірний – Говерла. Оформлення карти і прив'язку пунктів виконав доцент Б. І. Яворський. (Опис пунктів подано у тексті розділу 5.4.1.)

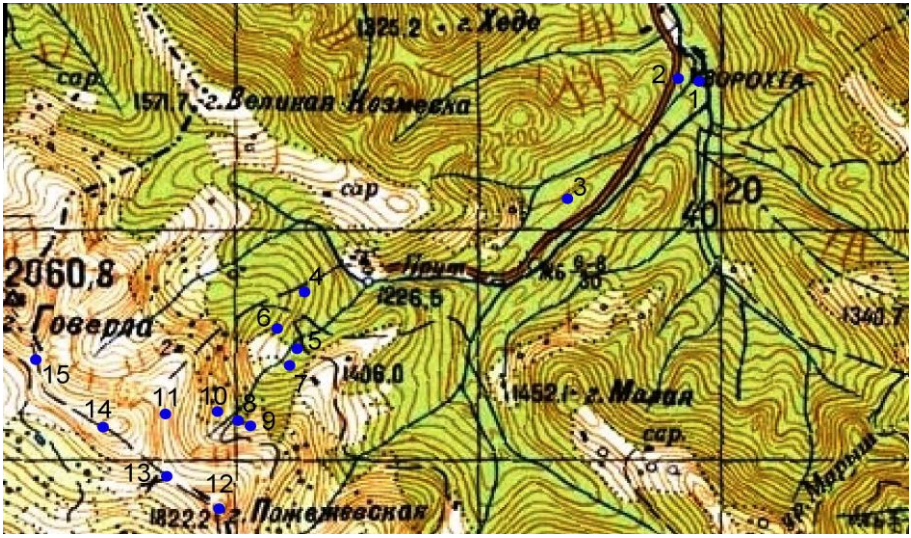

Рис. 5.4. Розташування пунктів реєстрації на профілі №2 ЧГС – Пожижевська – Брескул з карами. Оформлення карти і прив'язку пунктів виконав доцент Б. І. Яворський. (Опис пунктів подано у тексті розділу 5.5.1.)

Таке густе розташування пунктів було передбаченим (окрім загальних для всіх пунктів завдань) з метою фіксації рівнів проявів температурних інверсій.

Ще густішим було розташування пунктів реєстрації в днищі терасованої долини ріки Прут з метою виявити топокліматичні відмінності, що формуються урочищами самого днища долини на місці, а також міграційними повітряними потоками, сформованими у інших, адвективно пов'язаних урочищах, про що вже було зроблено висновок на підставі аналізу результатів цілорічного вимірювання на профілі Пожижевська – Яремче.

5.3. Дослідження топокліматів днищ річкових долин

5.3.1. Пункти розташування реєстраторів у долині Прута на ділянці, прилеглій до ЧГС.

На цьому етапі (6–12 липня 2011року) було встановлено 15 реєстраторів на невеликій території базування ЧГС - стаціонару у долині Прута та в прилеглих урочищах. Більша частина реєстраторів була локалізована в межах ландшафтної місцевості широкого днища долини ріки Прут, складеного перемитим флювіогляціальним матеріалом, вирівняним господарською діяльністю людей[29] і ускладненим природними обводненими та старими безводними руслами рукавів Прута, що утворювалися тут при сильних паводках. Окрім цього тут наявні старе і нове штучні русла ("Лоток"), влаштовані для постійного постачання свіжої води в ставки форельного господарства.

[29] На території, де тепер базується ЧГС, колись був кінцевий пункт вузькоколійки (14-й кілометр від смт. Ворохта і сортувально-перевалочна база), збудованих тут для вивезення деревини від лісозаготівель. На цьому місці ліс був вирубаний і зведений дотла, через що утворилася величезна (1 км) поляна. Пізніше найширшу її частину використали для будівництва форельного господарства, а вужчу, що вище по долині поруч, де тепер ЧГС, – для створення відпочинкової бази. Саме тут тепер базується ЧГС.

- шість реєстраторів працювали в урочищі широкого днища річкової долини (ріки Прут, складеного перемитим флювіогляціальним матеріалом і покритого різновіковим зрілим смеречником. З них два реєстратори працювали на метеомайданчиках ЧГС, (на безлісій поляні правої частини долини (№1), і на лісовому майданчику в центральній частині долини (№2), а третій реєстратор – на лівій частині днища долини з густим середнього віку смеречником квасеницевим (за дорогою на Заросляк). Ще два реєстратори працювали у цьому ж урочищі на відрізку між ЧГС і Форельником у смерековому лісі (“Лоток”) (№4) та на широкій безлісій поляні біля старого входу на ставкове господарство „Форельник” (№5);
- на цих пунктах майже плоского днища долини ми сподівалися отримати вияснення впливу залісненості та близькості водних потоків на формування топоклімату;
- в урочищі заплави днища Прута було встановлено п’ять реєстраторів. З них два на висоті 50 см над водою русла ріки Прут (на гілках повалених дерев та 15 м вище устя потоку Форесок) (№ 6), біля острова ЧГС (№12), та три реєстратори на острові ЧГС (на фенопості №2) (№13), біля кострища (№14) та на лівому березі рукава Прута, що зліва обходить острів (№15);
- на лівому борті долини (№7) – на сильноспадистому схилі північно-східної експозиції гори Гега (Хеде) – відрога хр. Кознєска[30] (один реєстратор);
- на правому борті долини, представленому дуже крутим і високим схилом південно-західної експозиції хребта Озірний у його верхній, середній і нижній частинах (4 прилади) (№8–11).

Реєстратори встановлювались з метою виявлення топокліматичної різноманітності, чи подібності на детальному фаціальному рівні, а тому були розташовані досить густо.

Окрім описаних вище пунктів розташування реєстраторів нами було задіяно ще один спосіб вибору пунктів з метою виявлення топокліматичних особливостей фацій днища долини на короткому (до 50 м) відрізку профілю, прокладеному на території ЧГС від

[30] Написання назв місцевих об’єктів запозичено з карти “Карпати. Яремча–Ворохта”, 1:50 000. К: Картографія, 2009.

залісненого правого берега Прута через ріку до лівого берега, через метеомайданчик ЧГС на поляні до лісового майданчика ЧГС (рис. 5.2. і 5.3.). Таке закладення профілю могло б прояснити взаємний вплив сусідніх фацій, бо реєстратори встановлювали всередині фацій та на їхніх границях, які на обраному профілі мають дискретний характер.

Пункт правого берега Прута представлений рівнем високої заплави, порослої густим молодим вільхово-смерековим лісом. Русло Прута (пункт 2) має ширину 8–10 м, вистелене валунами 10–60 см та галькою. Течія швидка, супроводжується шумом і розбризкуванням води при валунах (Рис. 5.2.). Лівий берег підмивається водою русла, через що утворився уступ берега висотою 2–3 м з відкритим алювієм першої надзаплавної тераси (пункт 4) – границя між руслом і рівнем поверхні першої надзаплавної тераси.). Під уступом тераси лежить нагромаджене рікою і людьми (щоб відвести течію від берега) звалище смерекового хмизу (пункт 3). На поверхні першої надзаплавної тераси (трохи вивищеної в час вивезення лісу, розташований метеомайданчик ЧГС на безлісій, з лучним різнотрав'ям поляні та зі стандартним набором метеорологічних приладів (рис. 5.6.) (пункт 5). Вже через 7м від метеомайданчика вертикальною стіною південно-східної експозиції починається спілий смерековий ліс (пункт 6), а далі вглиб лісу на 40 м – лісовий метеомайданчик (пункт 7).

На цьому профілі реєстратори працювали три доби, але для аналізу вибрано дані лише останньої доби, коли встановилася жарка антициклональна погода, за умов якої краще проявляється топокліматична специфічність.

5.3.2. Результати топотермічних вимірювань у місцевостях терасованих днищ річкових долин та на прилеглих схилах

Попередньо можна припускати, що на такому невеликому (700 м довжини) відрізку долини в подібних ландшафтних умовах не слід сподіватися значних відмінностей з огляду на однаковий генезис та близьке сусідство. Однак, такі сподівання також потрібно доказувати вимірами.

Рис. 5.5. Ділянка русла ріки Прут в місці впадіння її правого допливу Кременещик поблизу метеомайданчика ЧГС. У маловодні періоди вода бурхливо тече в межах днища русла. Дерева і хмиз прибиті паводком до берега і захищають його від бічної ерозії.

Рис. 5.6. Метеомайданчик ЧГС на поляні у місцевості терасованого днища долини р. Прут з смеречником різнотравним і квасеницевим. Зліва– щогла флюгера з автоматичною метеостанцією, справа психрометрична будка, опадомір Третякова.

Масив даних топотермічних вимірювань в долині Прута, прилеглій до ЧГС склав більше 17000 значень температури і вологості повітря, що може бути достатньою підставою для аналізу даних. Через те, що початок періоду вимірювань був з нестійкою погодою, вітряний і зі слабим дощем, коли не виникають, або і стираються помітні різниці поміж геотопами, початковими кількома тисячами даних ми зігнорували, залишивши для аналізу лише дані реєстрації за три останні доби, коли почала встановлюватись антициклональна погода. Вважаємо, що цього короткого часу для досліджень топоклімату долини ріки мало, але все-таки, враховуючи, що цілодобових вимірювань з інтервалом 15 хвилин раніше проводити не було навіть технічної можливості, що зібрано за цей короткий період масив даних в сумі 11520 значень параметрів, то цей первинний матеріал вартий уваги та аналізу з метою виявлення наявності та величин відмінностей поміж пунктами вимірювань за умов тогочасної погоди, яку можна означити як середньо-теплу липневу. Результати аналізу представимо діаграмою середніх величин та графіками ходу температури за 4 доби (рис 5.7., 5.8.).

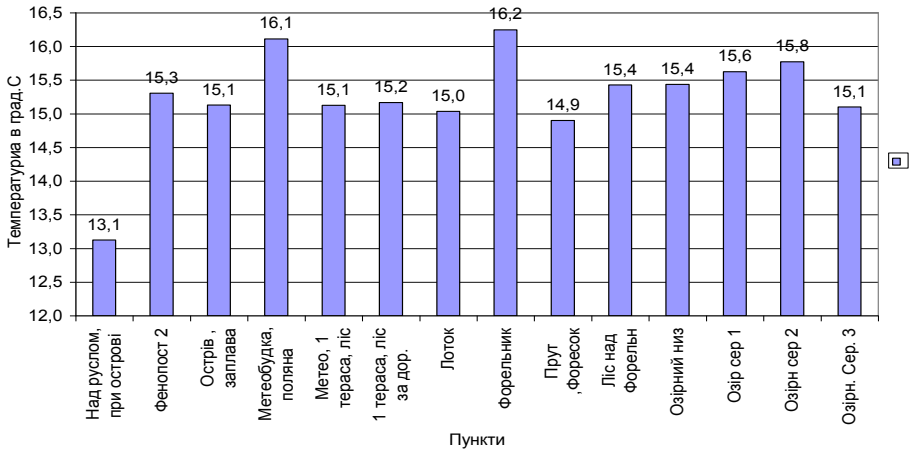

Рис. 5.7. Середня за 04–09.липня 2011 року температура повітря у кожному з 15 пунктів реєстрації площинної ділянки при ЧГС.

Діапазон зміни температури був доволі вузьким – всього 3ºС, однак звертаємо увагу, що йдеться про середні температури, у значенні яких знівелювалися тимчасові максимуми та мінімуми.

На площинній дослідній ділянці долини Прута найтеплішими виявилися відкриті безлісі розширення долини (поляна Форельника і метеостанції ЧГС (16,2–16,1ºС). Найхолоднішими виявилися пункти над водою русла Прута, причому на початку поляни ЧГС вона становила 13,1ºС, а у місці виходу на поляну Форельника (віддаль 700 м – вже 14,9 ºС). Очевидно, що бурхлива вода гірської ріки з невеликим об'ємом стоку, протікаючи по нагрітих валунах заплави і контактуючи з теплим повітрям поляни досить швидко нагрівається (рис. 5.8.). Зрештою, йдеться не про температуру води, а про температуру повітря над водою і це означає, що охолоджувальна дія води на прилеглий (0,5 м) шар повітря вниз по течії через поляни швидко ослаблюється (рис. 5.8.), бо підсилюється роль повітря, нагрітого на полянах.

Решта пунктів, що були розташовані на днищі долини Прута, покритого різновіковим смерековим лісом, дійсно мало відрізнялися поміж собою (в межах 0,3ºС), що засвідчує вирівнюючий вплив лісу на температуру повітря під шатром своїх крон.

На 0,4–0,6ºС вищою виявилася температура повітря у лісових урочищах бортових схилів долини, мабуть через легший доступ вільного повітря під крони лісу на крутих схилах, де геометрія форм і розташування дерев обумовлює наявність ніш для проникнення повітря і сонячних променів під крони (на відміну від суцільних стінок і бар'єрів на горизонтальних площинах, терасах).

В обох випадках (ліс на днищі і ліс на схилах) важливу роль відіграла інерція температури і запаси вологи після дощових днів: холод легше втримується кронами ніж тепло, а процес фізичного випаровування вологи також досить інтенсивно поглинає тепло.

Графіки ходу температури повітря протягом кількох діб рисують набагато цікавішу картину в порівнянні з осередненими показниками (рис 5.7.), а саме:

1) добова амплітуда температури зросла від 7ºС у дощову погоду до 20ºС у сонячну погоду;
2) синхронні температурні різниці поміж пунктами за сонячної погоди зросли від 1 ºС до 7ºС, що на коротких віддалях – дуже багато (рис. 5.8.);
3) вночі різниці температури між пунктами суттєво зменшуються: за прохолодної погоди нівелюються взагалі, а за теплої вкладаються в межі 7–8 ºС, що засвідчує визначальну роль сонячної погоди для формування топокліматичних відмінностей (рис. 5.8.);

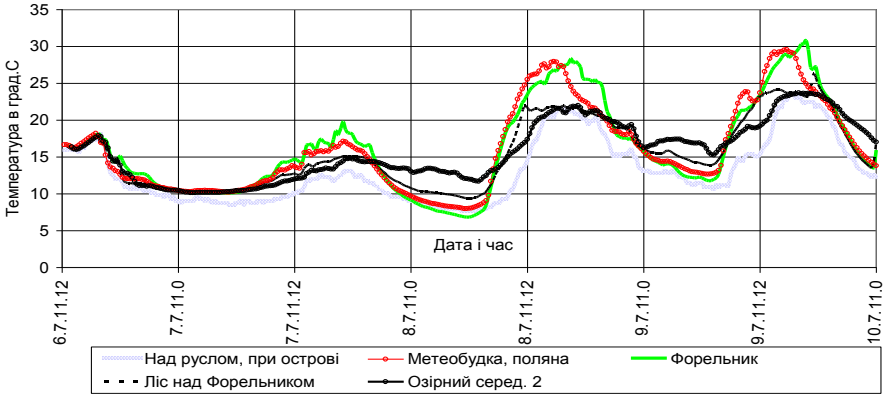

Рис. 5.8. Хід температури повітря протягом 07 – 09 липня 2011 року в фаціях локалітету Чорногірського географічного стаціонару

4) час настання пікових значень потепління і вихолодження в межах доби у різних фаціях (геотопах) несинхронний і може зміщуватися на 0,5 – 1 годину, що пов'язано з різною відкритістю горизонту до прямих сонячних променів (рис.5.8.);
5) найхолоднішими виявилися пункти в руслі Прута над водою, хоч і вони мають добову амплітуду змін між пунктами від 0ºС в дощову погоду до 15ºС у сонячну погоду (рис. 5.8., рис. 5.9.);

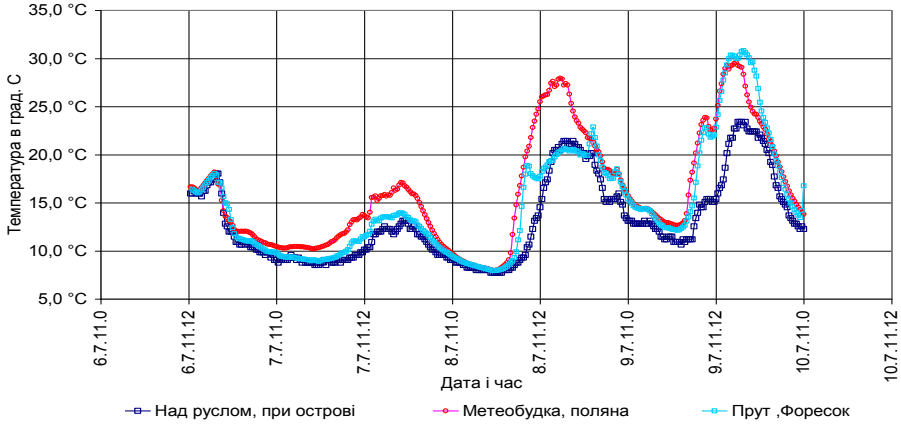

Рис. 5.9. Хід температури повітря над водою русла Прута на території ЧГС (біля острова) та Форельника(біля устя потоку Фресок).

6) найтеплішими виявилися напіввідкриті до сонця безлісі ділянки днища долини (на майданчику метеостанції ЧГС та поляни Форельника), причому остання була тепліша від першої на 1–3 ºС. Тривалість періоду з найвищими температурами була виразно більшою, а початок зниження температури в післяполудневий час затримувався на 0–50 хвилин і відбувався повільніше (рис.8.5.)
7) нічне вихолодження поляни Форельника (ширшої, відкритішої і віддаленішої від лісу) досягало на 1–3 ºС нижчих значень ніж на поляні метеостанції ЧГС (рис 5.8, 5.10.);
8) на заліснених схилах протилежних бортів долини (Озірний і Хеде) під кронами дерев температура тура мало відрізнялася вдень (1–1,5 ºС) і виразно – вночі, коли ця різниця зростала до 4ºС, причому нічне вихолодження на Хеде починалося швидше, закінчувалося пізніше і досягало більших значень, ніж на Озірному. Пояснення вбачаємо у орієнтації схилів стосовно сонця в ранковий та передвечірній час: зранку сонце огріває схили Хеде, а перед вечером схили Озірного. Вдень обігрівання сонцем названих схилів приблизно однаковий. Нічні різниці пояснюємо впливом гірсько-долинних повітряних потоків у вечірній та ранковий час, коли ширша і відкритіша поляна Форельника приймає більшу порцію холодного повітря з гір, де воно застоюється і протягом ночі вихолоджується (рис. 5.8., 5.10.);

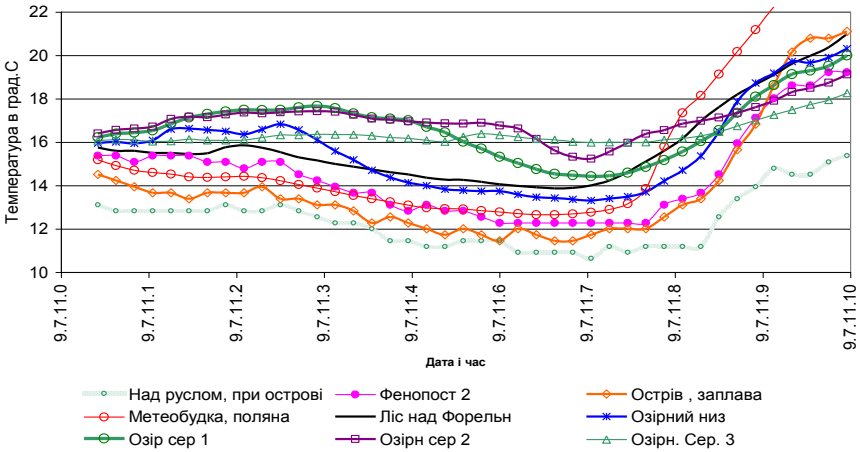

Рис. 5.10. Хід температури повітря в урочищах днища і схилів долини Прута біля ЧГС.

9) на дуже крутому і залісненому схилі південно-західної експозиції хребта Озірний у нічний час спостерігається інверсійний характер зміни температури: чим вище по схилу, тим вища температура, що може бути спричинене досонячною експозицією і орографічним затіненням нижньої частини схилу у передвечірній час, а також спливанням до днища холоднішого повітря з прилеглих схилів, його вільним радіаційним вихолодженням, а також парниковим ефектом шатра крон лісових дерев (5.10.);
10) кожен з пунктів реєстрації виявився певним індивідуумом з позицій топокліматичних властивостей.
11) топокліматичні властивості фацій піддаються типізації і групуванню. Групи фацій, виокремлені за подібністю їх топокліматичних характеристик, територіально співпадають з ландшафтними границями одиниць вищого рангу, тобто з урочищами та місцевостями.

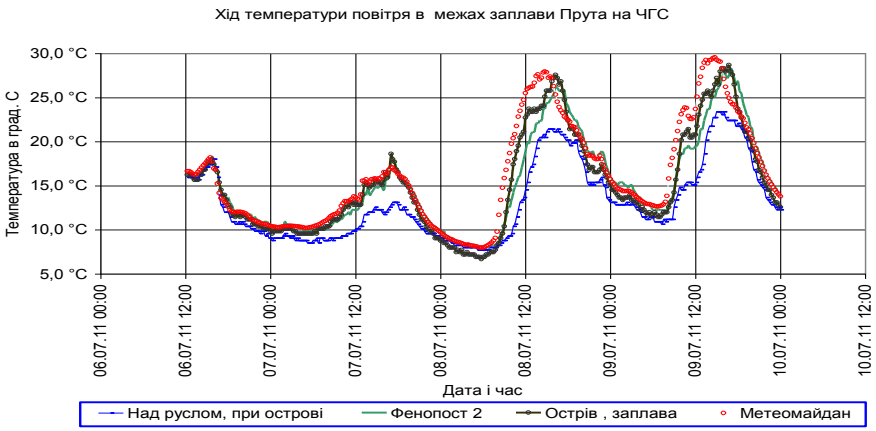

Рис. 5. 11. Хід температури повітря в межах заплавного острова долини Прута на ЧГС та на поляні метеомайданчика ЧГС, що на надзаплавній терасі, у хмарну і сонячну погоду.

12. група фацій, що належать до урочища заплавного острова на території ЧГС характеризується графіком що зображений на рис. 5.11. з якого видно, що динаміки температури у різних фаціях невеликі і вкладаються в межі 2 ºС вночі та 8 ºС вдень при за умови сонячної погоди.

5.3.3. Фаціальні особливості температури на профілі Ріка–Ліс

Цей профіль було закладено від залісненого правого берега, через русло, через першу надзаплавну терасу лівого берега з метеомайданчиком ЧГС на поляні та через поруч наявний лісовий масив на цій же терасі з лісовим метеомайданчиком ЧГС.

Цей короткий (довжиною близько 100 м) був закладений на короткий період стабілізації антициклональної погоди з метою виявити взаємні впливи близько розташованих, але контрастних ландшафтних формацій, а саме: русла (пункт №2) з швидкою течією води на низький правий берег з молодим вільховим лісом (№1), на уступ (пункт 3) і уступ першої надзаплавної тераси правого берега (пункт №4) з метеомайданчиком ЧГС на поляні (Пункт №5), взаємного впливу поляни і лісу (пункти 6–8) та з метою виявлення топокліматичної специфіки на їхніх пограниччях.

Масив даних вимірювань, використаний на цьому профілі складається з 8100 значень отриманих за нестійкої погоди, але активно використаємо з них всього 1600 значень, отриманих в умовах становлення жаркої антициклональної погоди. Вимушено сподіваємося, що цього буде достатньо для виявлення та оцінки принципових топокліматичних відмінностей.

На рис. 5.9. подаємо середні та екстремальні значення температури повітря за 6 –10 –12 липня 2011 року.[31] Амплітуда виміряних значень складає 25ºС: від 6,8ºС на поверхні відкритого прируслового уступу тераси вночі до 32,4ºС на підніжжі цього ж уступу вдень при жаркій погоді в час огрівання його прямим сонячним промінням. Віддаль між цими пунктами всього 4 м.

Середні величини температури на усіх пунктах змінюються дуже мало: від 13,6 над водою русла ріки до 17,4 ºС на відкритій до сонця поверхні шкарпу (бровки) (№4) уступу тераси, що підтверджує швидке врівноваження складових добового теплового балансу тих геотопів, які не мають здатності акумулювати отримане від сонця тепло. До них належать практично всі геотопи профілю, окрім води в руслі, яка несе в собі ще весняний холод ґрунтових вод і талу воду з

[31] Деякі реєстратори працювали у своїх пунктах від 6-го, а інші, зняті з Хеде і Форельника – від 10 липня.

сніжників. Найшвидше прогріваються і найшвидше вихолоджуються ті сухі поверхні, що не мають контакту з ґрунтом, як от згромадження хмизу (№3) під уступом тераси, металеві та інші теплопровідні поверхні споруд і предметів, що не вбирають вологи, чи пластини трави, на яких осідає і затримується роса (рис 5.12., 5.13., 5.14.).

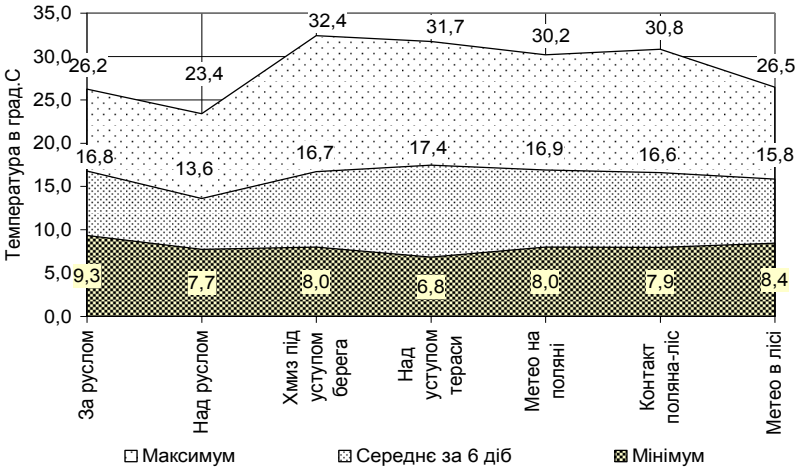

Рис. 5.12. Температура повітря у фаціях поперечного профілю через днище долини р. Прут у створі метеомайданчика за 10–12 липня 2011 року

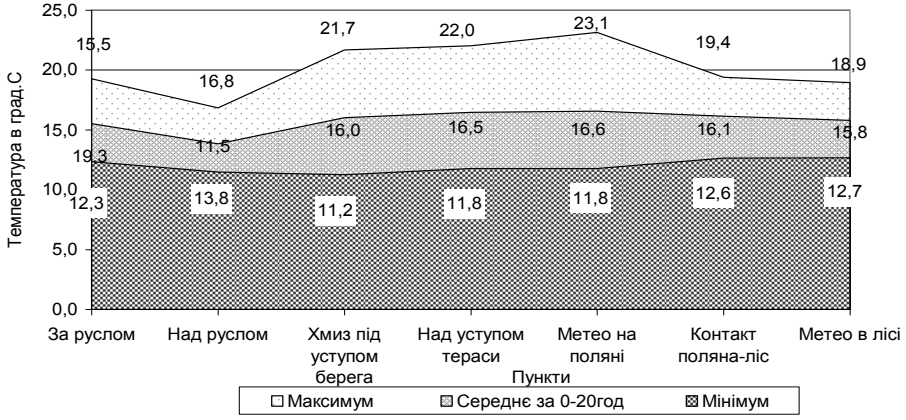

Рис. 5.13. Температура повітря у фаціях профілю днища долини через метеомайданчики ЧГС протягом теплої доби 12.07.2011 від 0 до 20 год.

Рис. 5.14. На поверхні першої надзаплавної тераси, яка швидко вихолоджується вночі, росте манжетка , що пречудово збирає росу на кожному зубчику листка.

Порівнюючи хід температури повітря на поперечного профілю через ріку і метеомайданчики ЧГС можна побачити (рис.5.12.) не тільки осереднені за довший період часу величини параметрів, а і їхню динаміку на протязі доби, що не менш показово для розуміння процесу формування топокліматів.

На рис 5.12. видно, що температура повітря над водою майже постійно на 2ºС нижча, ніж у фаціях суходолу, хоча крива температури над водою також має виразний добовий хід: вдень зростає, а вночі спадає. Це означає, що вода русла суттєво зменшує температуру прилеглого повітря, але що і навколишнє повітря гріє повітря над водою завдяки дифузії і горизонтальному повітрообміну. Окрім цього, в прохолодну і дощову з вітром погоду топокліматичні відміни між геотопами практично стираються.

В ясні ночі повітря над водою продовжує вихолоджуватися, бо в корито русла, як в найнижче місце, стікається найхолодніше і найважче повітря і буде там затримуватися навіть тоді, коли адвективно прийде тепле повітря, і прогріє пункти тераси.

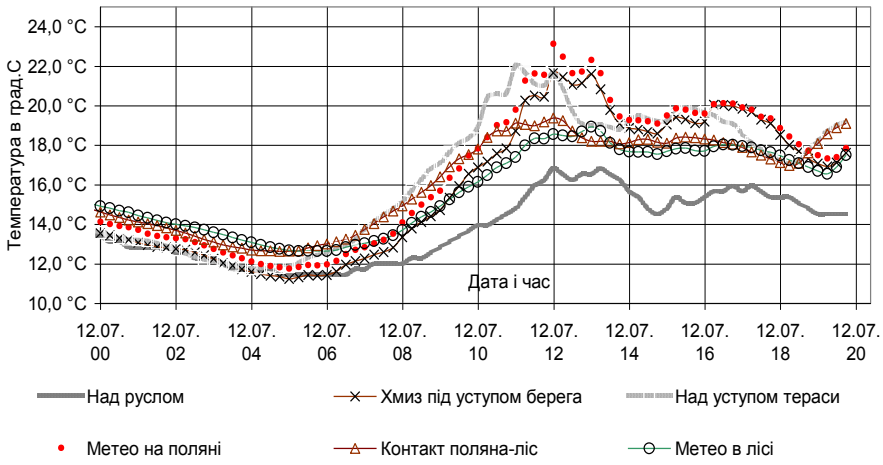

Рис. 5.15. Хід температури повітря в фаціях поперечного профілю через днище долини р.Прут в створі метеомайданчиків ЧГС протягом 12 липня 2011 року.

Відзначаємо, що зранку найшвидше, вже від 8-ї год. починає прогріватися уступ надзаплавної тераси і, випереджаючи на 1–3 ºС інші пункти, утримує лідерство протягом 3,5 годин, досягаючи найвищих значень об 11 годині. Метеоплощадка досягає цих самих значень лише о 12 год., тобто через 50-70 хвилин і надалі, до 19 год., вона стає найтеплішою.

Охолодження уступу тераси починається вже о 16 годині, тобто швидще від інших пунктів на 3 години, тобто на приблизно цей самий час, на який швидше починалося його прогрівання. В цьому факті проявилися процеси не фізики приземних шарів атмосфери, а „диктат” прямої сонячної радіації на “досонячній” чи “відсонячній” експозиції уступу в першу чи другу половину дня.

У цілому протягом теплого дня найвища температура досягається на відкритій до сонця і захищеній лісом від вітру поляні з метеостанцією Чорногірського географічного стаціонару. Відзначимо також значне отеплення, яке відбувається при стіні лісу 30-метрової висоти, проте тепле повітря залишається на поляні, чи піднімається вверх але не входить в ліс, бо там панує холодніше повітря, яке може мігрувати навпаки – з лісу на поляну, де тепліше і менш густе повітря. Вже за першими деревами реєструється температура приблизно середні величини поміж значеннями на метеомайданчиках безлісому

на поляні і лісовому. Це означає, що бічна горизонтальна границя фації поляни з лісом у безвітряну теплу погоду практично співпадає з видимою границею місця зміни рослинності, а також про те, що теплообмін між фаціями за суттю відбувається скоріше як "холодообмін", бо в цій ситуації фізично можливим є тільки рух за схемою "підповзання" холодного повітря під тепле, а не навпаки. Так мусить відбуватися вдень, коли над поляною тепле повітря піднімається і на його місце з лісу надходить повітря холодніше. Так мусить відбуватися і вночі, але вже в зворотному напрямку, коли радіаційно, чи з інших причин вихолоджене повітря поляни проникає вглиб (окраїни) лісу.

В інших ситуаціях, коли на границю лісу і поля не впливають люди, формується границя ширша, з виразнішими проявами "лісового впливу": тут дерева мають при стовбурах більше гілок, що витягуються в бік поляни (бо більше світла), тут густіший підріст, а на поляні – густа поросль молодих дерев (бо більше лісового насіння), більші трави і бувають гриби, бо сюди виходить лісове повітря прохолодніше і вологіше, що люблять лісові трави і гриби. Отже, **фації формують свої границі процесами обміну речовиною та енергією**, **"стираючи" дискретність і перетворюючи її на континуальність,** що можна оцінювати, як "мирне" співіснування фацій, а в іншому випадку, коли переважає якийсь напрямок руху, – як "агресивність дійовішої" фації, бо вона буде розширювати себе в напрямку "слабшої фації". У цих ситуаціях специфіка топокліматичних процесів може мати визначальне значення і тоді **топоклімат можна сприймати і як динамічну властивість фацій, і як своєрідний чинник розвитку фацій**. Ще інакше: властивість об'єкта – це якість, результат взаємодії елементів організованого об'єкта і його стан на конкретному часовому етапі, а також чинник саморозвитку природної одиниці і "диктату" зовнішньому оточенню (контактним геокомплексам).

Подібний висновок можна зробити про вплив річки на прирічкові геокомплекси. На поданих вище рисунках було видно, а в тексті зазначено, що повітря річки в сонячну погоду має добовий хід, але згладжений впливом навколишніх фацій, що прогріваються сонцем, тобто великі за площею фації на річку впливають, а зворотний вплив літом помітний набагато слабше. Проте він є і виражається невеликим охолодженням контактних з річкою фацій.

У зимовий період, за умов морозної антициклональної погоди, коли в днищі долини Прута стає достатньо морозно (-15 – -17ºС), то вплив річки помітний візуально через парування з води, формування легкого туману над днищем ріки, а особливо через формування на терасах днища долини, покритого снігом, шару кристалічного інію у формі пречудових пластинчастих кристалів[32] (Рис. 5.16., 5.17.). Додатковою причиною такого явища може бути випаровування вологи з незамерзлого ґрунту через шар снігу. В цій ситуації іній буде кристалізуватися також в шарі снігу і він стане розпушеним голчастими та несиметричними кристалами. Симетричні кристали виростуть над основою у вологому повітряному просторі, а тому стоять майже вертикально, чи злегка нахилено.

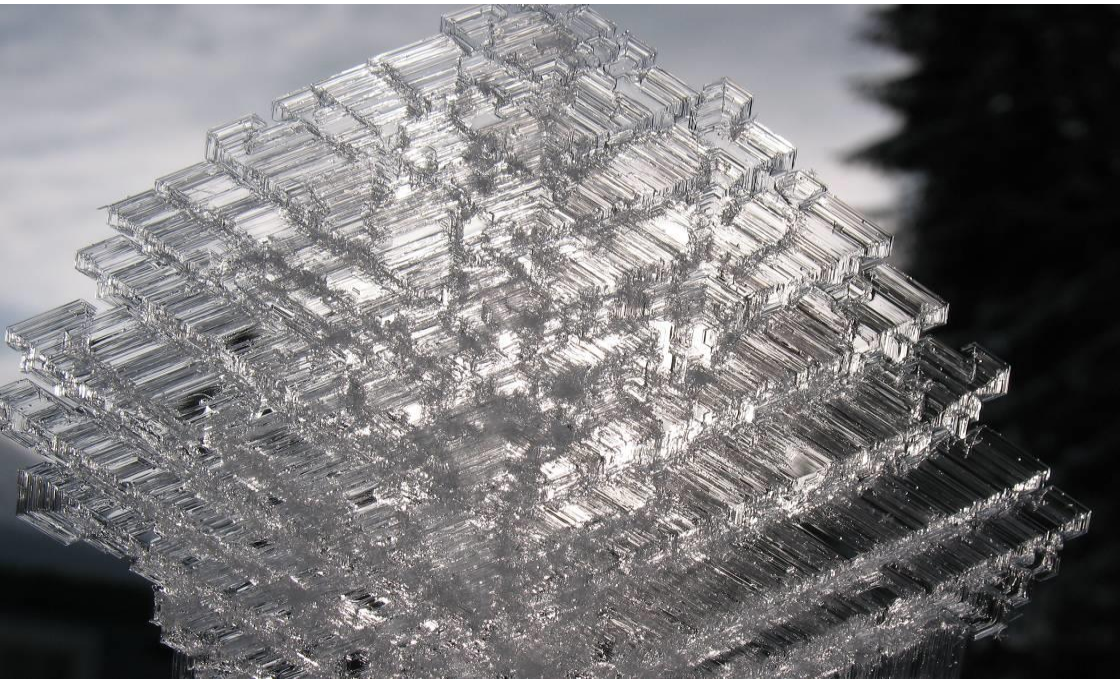

Рис. 5.16. Верхня половинка пластинки кристалічного інею. Фото доц. Д. Кричевської.

[32] Кристали не можна не зауважити, бо пластини мають розмір 2х4 см і більше, блищать на сонці і дзвенять під час ходьби по такому снігу. В інших (поза долинами рік) ситуаціях пластинчастого інею автор не спостерігав.

Рис. 5.17. Кристалічна паморозь у формі льодяних пластинок на поверхні снігу на заплаві та на першій надзаплавній терасі р. Прут на території ЧГС. Фото доц. Д. Кричевської.

5.4.Топоклімати лісистого середньогір'я і високогір'я на профілі № 1 Озірний–Говерла у липні 2011 р.

5.4.1. Розташування реєстраторів на профілі №1

Загальна кількість пунктів на профілі відповідала кількості наявних реєстраторів і дорівнювала п'ятнадцяти.

Початкові пункти профілю залишені нами у тих самих пунктах на південно-західному схилі хребта Озірний (№ 1–4), де вони були розташовані на попередньому, площинному етапі вимірювань: (два у пунктах з різною висотою у середній частині схилу хребта Озірний, два в нижній частині та три в місцевості терасованого днища долини (№ 5–7) (на безлісому і лісовому метеомайданчиках ЧГС, що на правій і центральній частинах тераси[33] із зрілим розрідженим

[33] Ліс смерековий, зрілий, дещо розріджений.

смерековим лісом, а також на лівій частині тераси у різновіковому смерековому лісі, але вже за дорогою, що веде на Заросляк).

Наступні чотири пункти були обрані з великими дистанціями поміж собою в обширній ландшафтній місцевості крутосхилого еро-зійного лісистого середньогір'я. Перший з них (№8) встановлений на приводо-дільній поверхні лівої бокової морени в долині Прута з середньо віковим густим смеречником (Рис. 5. 19.). Цей моренний хребет належить до місцевості давньольодовикового акумулятивного лісистого середньогір'я, яке завдяки давньому зледенінню язикоподібно вклинилося[34] у простір місцевості крутосхилого ерозійного лісистого середньогір'я. (Рис. 5.18.)

Ще три пункти (№9–11) були закладені також в місцевості ерозійного лісистого середньогір'я, але на різних висотах: в урочищі Заросляк, в нижній частині крутого схилу північної експозиції зі зрілим смеречником; (9) в урочищі спадистого, розчленованого пото-ками (Прутців Заросляцького та Малоговерлянського) схилу північно-східної експозиції з зрілим смеречником, (№10, кладка) та в урочищі дуже крутого схилу східної експозиції зі зрілим розрідженим смеречником (№11).

Решта реєстраторів розмістили вище лісового поясу на схилах плеча Говерли різної крутості північно-східної експозиції: на крутому схилі у поясі верхньої межі лісу з куртинами пригнічених низькорослих прапороподібних смерек з субальпійським криволіссям сосни гірської сланкої (№12), які належить до місцевості ерозійно-денудаційного середньогір'я з лісами та післялісовими луками. В межах цієї ж місцевості, але на спадистому схилі з низькорослим криволіссям сосни гірської сланкої, куртин ялівцю козацького та субальпійського різнотрав'я був встановлений наступний (№13) реєстратор працював на обривисто-крутому схилі плеча Говерли, сформованому на виходах голів твердих пластів (Лоб Говерли) поміж сусідніми (Заросляцьким і Говерлянським) карами, який належить до місцевості ерозійного давньольодовикового субальпійського високогір'я.

---

[34] По долині р. Прут у періоди зледенінь сповзали "язики" льодовиків, що виходили з кількох карових цирків і карів – Туркульських, Данцерських, Пожижевських, Заросляцьких, Говерлянських. Льодовики сформували в долині Прута серію бокових і серединних морен, які залягають паралельними хребтами, грядами і валами, що в сукупності творять криволінійну смугу –"язик" морен і ландшафтну місцевість акумулятивно-давньольодовикового лісистого середньогір'я.

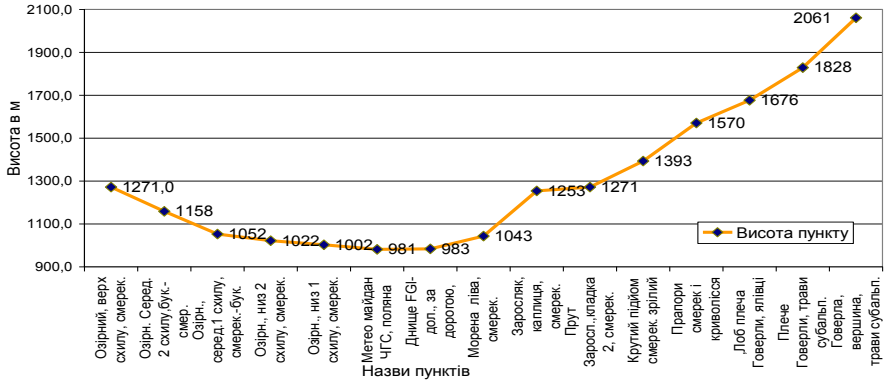

Рис. 5.18. Абсолютні висоти пунктів реєстрації на профілі №1 Озірний–Говерла (за GPS-вимірюванням Б. Яворського та за топокартою)

Реєстратор №14 був установлений на спадистому схилі плеча Говерли місцевості пенепленізованого альпійсько-субальпійського високогір'я з субальпійськими травами. До цієї ж місцевості належав і останній пункт 15 – на – на вершині г. Говерла (див. рис. 5.18).

Розташування пунктів реєстрації на профілі № 1, окрім загальних топокліматичних завдань, мало ще й спеціальну мету: верифікувати пріоритетність впливу абсолютної висоти та ландшафтних умов на градієнти температури повітря між пунктами реєстрації. Через це пункти розташовували з приблизно однаковим кроком абсолютної висоти в умовах геокомплексів.

5.4.2. Результати вимірювання на профілі № 1 (вплив лісу, гірсько-долинні переміщення повітря, стратифікації, інверсії).

Масив даних з наступних двох довгих профілів склався з приблизно 17 000 значень вимірів температури та вологості повітря. Вимірювання здійснювалось з інтервалом 15 хв. синхронно з реєстрацією точного до секунди часу і шести параметрів температури та вологості. Аналіз цих даних дав змогу виявити і кількісно охарактеризувати особливості топокліматичних характеристик 30-ти досліджуваних геокомплексів за умови синхронності (окремо на кожному з профілів) вимірів протягом періоду з однаковою антициклональною погодою, що зроблено в Чорногорі вперше.

Рис. 5.19. Реєстратор TGU 4500 (біла коробочка в центрі кадра) у різновіковому смерековому лісі. Фото доц. П. Шубера.

Графіки часової динаміки температури повітря (рис. 5.20.) демонструють явні відмінності у прогріванні чи охолодженні повітря в природних геокомплексах різної ландшафтної локалізації. Привертають увагу оригінальні форми кривих та групування кривих за формами, що зрештою відповідає їхній ландшафтній специфіці. Наприклад, серед усіх кривих виділяється крива ходу температури на метеомайданчику ЧГС, розташованому в розширенні днища долини р. Прут на висоті 981 м н.р.м. Він тут такий єдиний (навкруг смерекові ліси) і тому хід температури також виявився порівняно унікальним. Тут фіксують найбільші (в час вимірювання) добові коливання температури: вдень – найтепліше (32 ºС), а вночі – найхолодніше (12 ºС), що спричинене локалізацією майданчика і реєстратора на великій безлісій поляні долини, оточеній залісненими схилами.

Подібний характер має крива температури повітря у нижній частині схилу хребта Озірний, що прилягає до долини. Очевидно, що повітря, яке формується в днищі долини і займає певний висотний

шар та об'єм, проникає і в придолинний ліс на схилах, що і записав реєстратор. Проте, відмінність між цими двома пунктами полягає в тому, що нічне вистигання нижньої частини схилу зменшено на 1ºС, а початок ранкового прогрівання запізнюється на цілу годину.

За формами усіх кривих, що на рис. 5.20, можна виділити дві подібні групи: перша – криві з реєстраторів, що були розташовані у геокомплексах північного макросхилу Говерли, а друга для реєстраторів з пунктів середньої частини схилів хребта Озірний. В обох випадках криві подібні між собою тенденціями змін, однак розрізняються кількісними значеннями та часом зміни тенденцій. Час початку нічної стабілізації температури на верхніх рівнях починається приблизно о 21 год., а час її закінчення – о 6 год 45 хв, тобто в момент сходу Сонця.

Ми вважаємо, що на обох схилах (Говерли та Озірного) проявилася температурна інверсія і що це явище є характерним для названих схилів завдяки їхньому специфічному орографічному положенню. Воно різне за конкретними морфологічними складовими орографії, але однакове за суттю: в обох випадках контактують схили з долинами чи котловинами, куди може стікати холодне повітря і витісняти звідтам на верхні рівні тепле повітря. Воно ж, згідно з фізичними законами, мусить зайняти, чи сформувати своє місце на тій висоті, на якій витіснене повітря буде врівноважуватись з температурою і густиною навколишнього повітря і зможе "зависати" на цій висоті, займаючи відповідний об'єм. Так буде тривати доти, допоки не відбудеться дифузне вирівнювання, або не зміниться вихідна ситуація формування стратифікації (дія радіаційного вихолодження вночі, вітру, чи прогрівання Сонцем після його сходу.)

У днищі долини Пруту (на пункті ЧГС) раптової, чи виразної нічної депресії в ході температури повітря не спостерігалось. Натомість відбувалося поступове, протягом усієї ночі, зниження температури, що можна пояснити тривалим напливом холодного повітря вздовж долини Пруту з верхніх хребтів (як гірсько-долинна адвекція) та місцевим радіаційним вихолодженням. Мінімальні значення температури зафіксовано о 6 год. 45 хв.[35]., що фактично збігається з моментом сходу сонця (6 год. 42 хв.) над долиною у ці дні.

[35] Вказуємо час другого часового поясу – Київський.

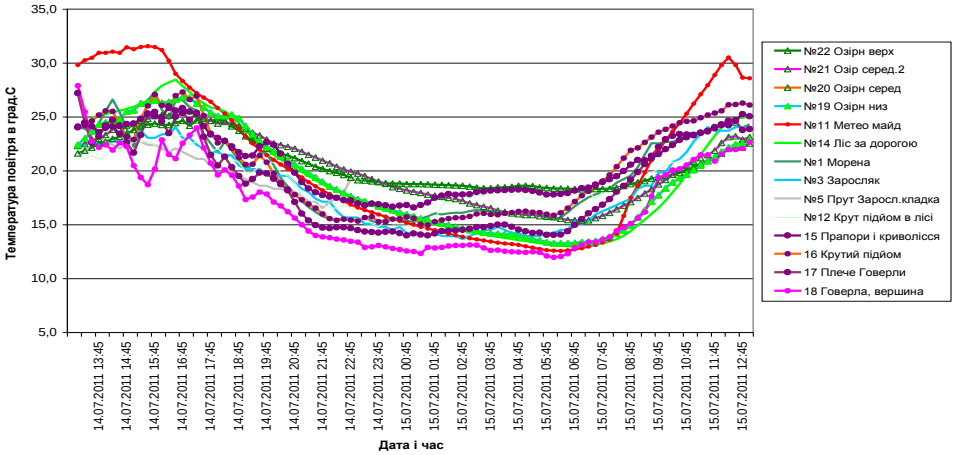

Рис. 5.20. Синхронна динаміка температури повітря в пунктах реєстрації топокліматичного профілю №1 за жаркої антициклональної погоди липня

Акцентуємо увагу ще й на тому, що крива ходу температури повітря в геокомплексі середньої частини схилу хребта Озірний демонструє найвищі серед усіх кривих показники температури в нічний час. На нашу думку, це пов'язано з досить високим рівнем прогрівання повітря вдень та з теплорегулюючою роллю лісу, який під шатром крон дерев гальмує вільний обмін повітрям, створює напівзамкнутий простір з своєрідним парниковим ефектом. Окрім цього підсиленню теплового шару сприяє "підповзання" холодного повітря, що спускається в долину з Головного хребта Чорногори під тепле повітря днища річкової долини і витіснення звідси цього теплого повітря на вищі рівні над долиною, звідки воно проникає і під крони дерев на схилах. Так виникає температурна інверсія, при якій закономірне зниження температури з висотою замінюється на якийсь час підвищенням.

Власне на рівні середини схилу Озірного (а також на прилеглих схилах хребта Кукул та гори Гига) росте бук, що в майже однаковому співвідношенні з смерекою та ялицею стає лісоформувальною породою. Така ситуація з поширенням бука у висотному поясі смерекового лісу свідчить, що подібний механізм виникнення температурних інверсій в улоговинних розширеннях річкових долин є явищем частим, і настільки частим та впливовим, що дає підстави робити висновок про температурні інверсії як причину інверсії рослинних поясів: бук почувається на висоті поясу смерекових лісів добре чи задовільно і витримує рослинну

конкуренцію в цих умовах. Твердження про зв'язок поширення бука з виходами карбонатних порід для кальцієфільного бука принципово правильне, проте в цій ситуації сумнівне, оскільки нема доказів залягання верств карбонатних порід, які б охоплювали усі названі хребти саме на висоті прояву температурної інверсії (1 100–1 270 м). Тепер вже маємо докази формування теплих інверсійних шарів саме на цих висотах.

Звертаємо увагу також на те, що теплорегулююча роль лісу із значною домішкою чи рівноправною складовою бука поруч з смерекою ще більше посилюється завдяки габітусу крони бука: він розширений доверху, має багато листя, а тому його теплоізолююча роль порівняно з смерекою сильніша. Досягнувши протягом дня температури повітря під шатром лісу 26 ºС, о 23-й годині температура повітря знизилася до 19ºС і протягом ночі практично не зменшувалася, навіть трохи зростала. В той же час на відкритій поляні температура від 32ºС о 16 год. зменшилася до 23 год. на 10 ºС і продовжувала зменшуватися протягом ночі до моменту сходу сонця аж до 13 ºС (рис 5.20., 5.21.).

Отже, не тільки інверсійна температурна стратифікація повітря сприяє оселенню теплолюбного бука, а й сам бук своїми властивостями формує сприятливе для себе середовище. Значить процес формування топоклімату обумовлений не тільки фізикою приземних шарів атмосфери, а ще, і, окрім іншого, і важливим та складним біотичним чинником з його фенологічними та мета-болічними ритмами.

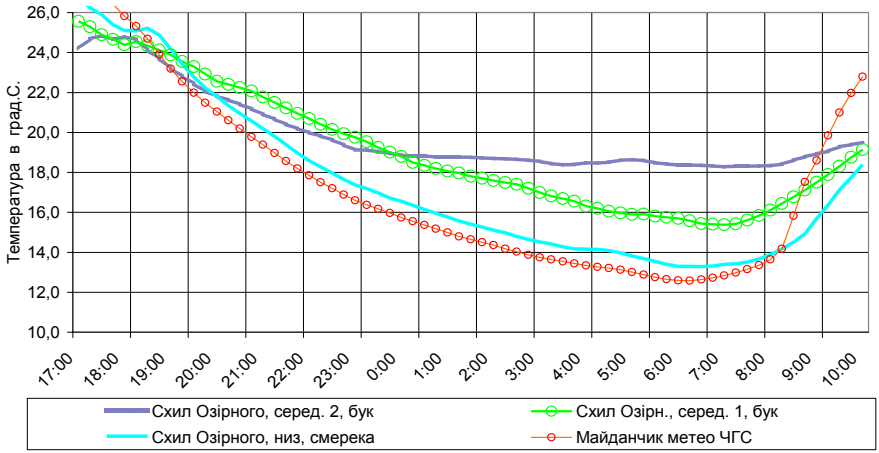

Рис. 5.21. Формування інверсійної стратифікації повітря в долині Прута при ЧГС в нічний час за жаркої антициклональної погоди.

Середньодобові значення температури повітря за період жаркої антициклональної погоди на висотах до 1 400 м коливалися близько показника 20 ºС. Найтеплішими виявилися днища долин рік без лісу (через високе денне прогрівання) та схили лісистого середньогір'я, зокрема, верхні частини схилів хребта Озірний та Заросляцького лісу, а також поясу криволісся під Говерлою (через вечірні та нічні інверсії). Пункти, розташовані вище поясу криволісся, були холоднішими на 1–4 ºС,. Вертикальний градієнт зниження температури тут досягав 0,8º/100 м, що у 2 рази більше, ніж в межах лісистого середньогір'я. В цьому також вбачаємо теплорегулюючу роль лісу не тільки на окремому залісненому місці – геотопі (фації, чи урочищі). Цей вплив поширюється на всю місцевість лісистого середньогір'я і вже сумнівним є, чи буде літологічний субстрат за умови аналогічності характеристик лісового покриву впливовішим і в стосунку до формування топоклімату.

Розподіл температури повітря в інші, окремі частини доби має свої особливості: так, в першу половину дня найнижчі температури спостерігали в днищі долини Пруту і на прилеглих схилах, а теплішими були схили лісистого середньогір'я. Вертикальний градієнт на безлісих схилах Говерли зростає до 0,94º/100 м.

В післяобідній час найінтенсивніше прогріваються безлісі частини днища долини (ЧГС), та безлісі схили Говерли, де вертикальний температурний градієнт знизився до 0,6º/100 м. Повільніше прогрівалися ліси середньогір'я. У нічний час найхолоднішими ставали безлісі схили Говерли, де вертикальний температурний градієнт зростав до 1º/100 м.

Отже, вертикальний температурний градієнт в Чорногорі виявився дуже мінливою величиною, залежною не тільки від абсолютної висоти і атмосферного тиску, але й від погоди, а головне – топокліматичних особливостей, розвитку стратифікації приземних шарів повітря, частих інверсій, а тому й від часу доби. Через що слід надавати важливого значення не тільки вертикальному, а й горизонтальному температурному градієнту.

Це добре демонструють відкриті і розширені днища долин рік, які вдень добре прогріваються і де горизонтальний градієнт між поляною і лісом на днищі долини ріки може досягати 2-3 ºС на десять метрів !

Ввечері і вночі сюди спливає холодне повітря з гір, витісняючи на верхні горизонти нагріте в денний час місцеве повітря, створюючи за умов безвітряної антициклональної погоди своєрідну місцеву нічну

долинну стратифікацію з інверсійним градієнтом. З цієї причини теплішими вночі утримувалися середні та верхні заліснені схили Озірного, схили морен та інші схили ерозійного лісистого середньогір'я (див. рис. 5.22.), крива за 21–6 години.

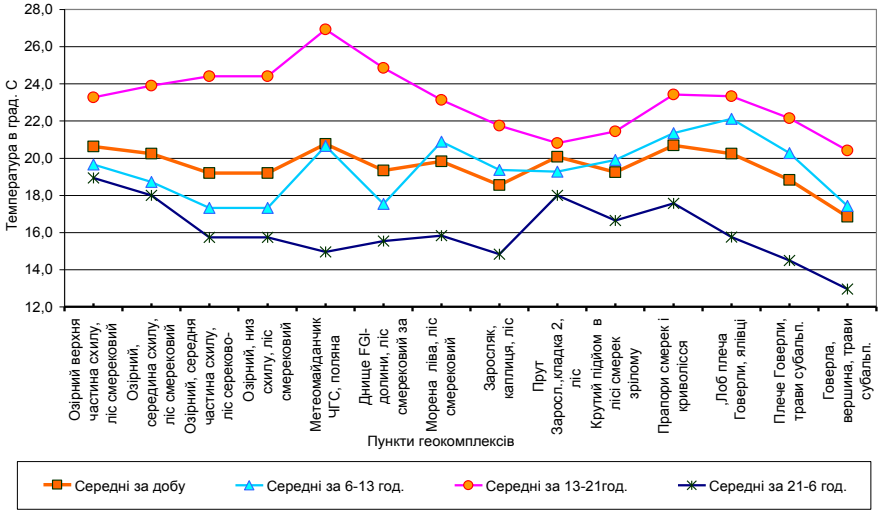

Рис. 5.22. Середні добові та середні по частинах доби значення температури повітря вздовж топокліматичного профілю № 1.

5.5. Результати вимірювань вздовж профілю №2 ЧГС–кари Пожижевської– Брескул– Говерла у серпні 2011 р

5.5.1. Розташування реєстраторів на профілі №2

Розташування пунктів реєстрації на профілі №2 (рис. 5.19.) було продиктоване потребою вивчення топокліматичної специфіки давньольодовикових карів та привододільних поверхонь головного хребта Чорногори, які не були охоплені профілем №1, через малу кількість реєстраторів. Разом з тим названі формації є такими оригінальними та характерними для Чорногори, що без вивчення їхнього топоклімату наше дослідження ми самі вважали б некондиційним. Давньольодовикові кари, що розділені між собою виположеними відрогами

головного хребта, фактично є окремими природними формаціями специфічного генезису у висотному поясі давньольодовикового живлення, але класифікаційно об'єднуються в фрагментовану територіально ландшафтну місцевість ерозійного давньольодовикового субальпійського високогір'я. У зв'язку з сказаним пункти профілю №2, які закладені нижче до урочища Заросляк, прокладені по старому маршруту з вилученням пунктів на схилі хребта Озірний та частини пунктів днища долини, а пункти, що були закладені вище від урочища Заросляк, прокладені вже по новому маршруту, а саме через кари, що сформувалися поміж горами Пожижевська та Брескул та по гребеню головного хребта (рис. 5.23.).

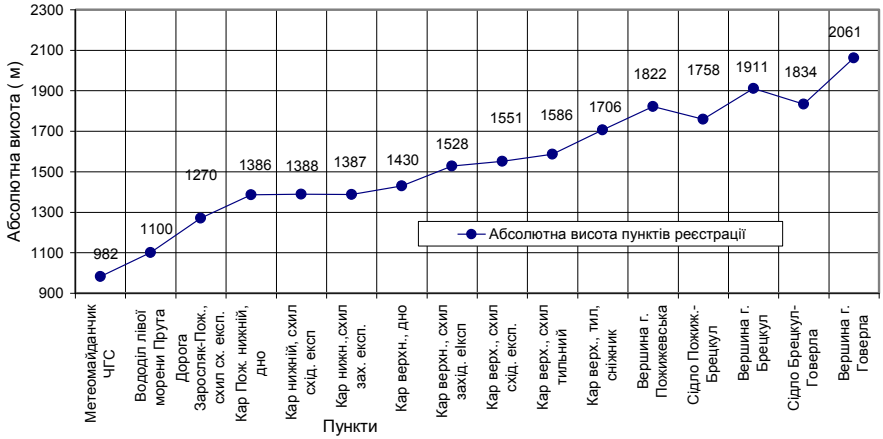

Рис. 5.23. Висотне положення пунктів реєстрації на профілі № 2 ЧГС – морена – Заросляк- кари Пожижевської–Брескул–Говерла 4–7. 08. 2011 р.

Конкретно, профіль №2 складався з наступних пунктів: починався від метеомайданчика ЧГС на відкритій поляні (пункт №1), проходив через заліснене днище долини Прута (№2), поверхню лівої морени долини Прута (№3), до урочища Заросляк, де реєстратор (№4) був встановлений через 300м по ліву сторону від дороги на Пожижевській ботанічну та сніголавинну станції в урочищі дуже крутого схилу північної експозиції з перезрілим смеречником, який належить до ландшафтної місцевості крутосхилого ерозійного лісистого середньогір'я.

Усі наступні реєстратори були встановлені у найбільш високих ландшафтних місцевостях Чорногори: А) ерозійного давньольодовико-

вого субальпійського високогір'я (з карами) та Б) пенепленізованого субальпійсько-альпійського високогір'я (рис. 5.24.).

Схема локалізації реєстраторів наступна: у нижньому карі Пожижевської на її днищі (№5), прилеглих схилах східної та західної експозицій (№6 і №7), у верхньому карі Пожижевської – на днищі (№8), та на його схилах східної (№9), західної (№10) і північної ()№11 експозицій. Останній – (тильний, дуже крутий схил кару зі сніжником). Наступні пункти з реєстраторами були вже в місцевості Б: на вершині г. Пожижевська (№12), на сідлі поміж г. Пожижевська і г. Брескул (№13), на вершині г. Брескул (№14) та на сідлі поміж г. Брескул та г. Говерла (№15)

Рис. 5.24. Днище нижнього кару поміж вершинами Пожижевська– Брескул з осокою на передньому плані та гірською сланкою сосною (жерепом). На тильному плані – частина верхнього кару Фото доц. П. Шубера.

Дослідження на другому топокліматичному профілі було організоване вже через 20 днів після вимірювань на профілі №1 за аналогічної жаркої антициклональної погоди серпня, що стало своєрідним "везінням", бо результати вимірювань на обох профілях стали придатними для порівняння і в межах одного профілю, і між обома профілями.

Сама робота з рознесення на вибрані нами пункти реєстраторів, їх синхронного встановлення та охорони була виконана за допомогою частини учасників школи гірського ландшафтознавства (керівник школи проф. А. В. Мельник)[36].

Основним завданням досліджень на профілі № 2 було верифікувати попередні висновки стосовно температурних градієнтів та інверсій, а також виявити топокліматичну специфіку давньольодовикових карів, вершин головного хребта та сідел між ними. Для цього профіль закладено від метеомайданчика Чорногірського географічного стаціонару як пункту для порівняння обох профілів, потім на ліву морену вздовж дороги на Заросляк і дороги на метеостанцію Пожижевську, далі через нижній і верхній древньольодовикові кари поміж плечами Пожижевської та Брескула і далі з виходом на вершини Головного хребта Чорногори Пожижевську, Брескул, Говерлу та сідла поміж ними. Кількість геокомплексів з реєстраторами – 15. Інтервал між вимірюваннями – 15 хв. Розташування пунктів реєстрації по висотах та їх назви відображено на рис. 5.23.

5.5.2. Топокліматичні особливості давньольодовикових карів

Аналіз даних з реєстраторів (9,8 тис. вихідних відліків температури і вологості повітря), дав змогу виявити ще низку цікавих і несподіваних топокліматичних особливостей “піддослідних” геокомплексів профілю №2.

Середньодобові температури усіх обраних нами геокомплексів виявилися близькими за показниками (14,5±1 ºС) і практично не

[36] Студентам і викладачам – учасникам школи гірського ландшафтознавства у серпні 2011 р. Автор і організатор топокліматичного експерименту доц. Б. Муха Учасники експерименту 4–5.08. 2011 р. (виражаю глибоку вдячність за допомогу керівнику школи гірського ландшафтознавства – проф. Мельнику А. В.), та її учасникам, що працювали на профілях: проф. Мельнику А. В., доц. Шуберу П. М., Круглову І. С., Сенчині Б. В., кандидатам .геогр. наук. Яворському Б. І., Сорокіній Л. Ю., Тимуляк Л., магістрам Березяку В., Гаман Ю., Гостюк З., Терлецькій Н., Тихановичу Є., Улич Н., аспірантам Токару О., Карпцю Ю., Булавенко І., студентам III – IV курсів географічного факультету Бенюк Н., Галюк І., Гриців С., Качак І., Качор Х., Комариці С., Леськів Ю., Максимовичу Р., Матіїв О., Проць І., Штойку І.

відображають різниці між окремими геокомплексами. Аналогічну особливість мають нічні показники температури за умов досліджуваної погоди: більшість геокомплексів мали температуру близьку до 5ºС (рис. 5.25.).

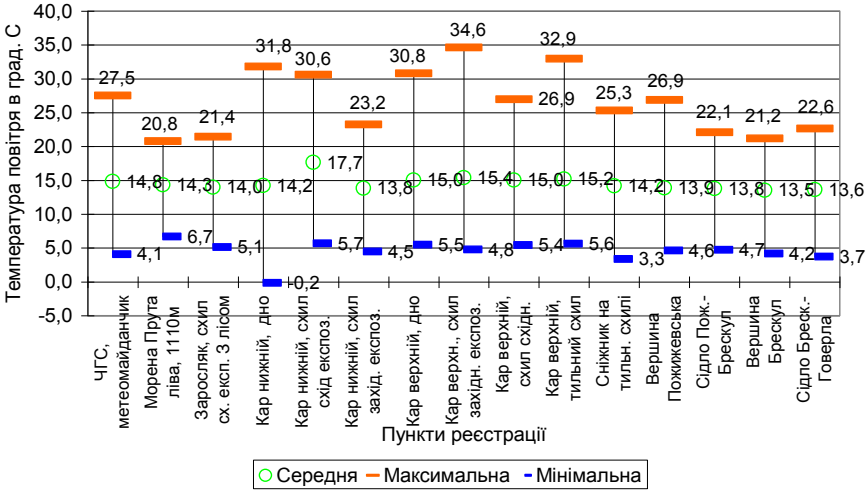

Рис. 5.25. Добові коливання температури повітря на пунктах реєстрації профілю ЧГС – Брескул в антициклональну погоду 4-6 серпня 2011 р.

Лише на тильному схилі верхнього кару з сніжником температура повітря вночі знижувалася до 3,3 ºС, а в днищі нижнього кару – навіть до 0,2 морозу! В обох випадках такі зниження закономірні, бо при сніжнику охолоджувальну роль відіграв сам сніжник, замерзлий коло нього ґрунт і радіаційне вихолодження при безхмарному (антициклональному) небі. В цьому також оригінальність топоклімату таких геотопів.

Додатково дамо таку пораду туристам з недостатнім тепловим забезпеченням: не варто обирати місце нічного табору в днищі нижнього кару через нічний холод[37], хоча всі інші умови тут сприятливі.

[37] На підтвердження цього автор пригадав випадок, коли за умови гарної сонячної погоди у липні на закарпатських схилах південної експозиції гори Туркул в таборі, після ночі, заготовлена на ранок у відрах вода виявилася замерзлою! Тоді це було дивно, бо ранок був теплий і сонячний, але замерзла

Натомість денні значення, особливо максимальні температури, мають значні відмінності, бо формуються залежно від самого геокомплексу та його оточення під активною дією сонячного прогрівання кожного геокомплексу відповідно до його позиційних умов (рис. 5.25.). Найсильніше за день прогрівся схил західної експозиції нижнього кару (34,6 ºС) та тильної стінки верхнього кару (32,9 ºС). У першому випадку такий ефект викликаний тим, що протягом дня всі схили вже добре прогрілися, а схил західної експозиції мав можливість "додатково догрітися" від сонця, що було вже в західному секторі горизонту. Тильний схил верхнього кару зміг набути високої температури через свою відкритість до сонця протягом усього дня та через піднімання вверх нагрітого повітря з нижнього кару. Зауважимо однак, що такого сильного прогрівання тильного схилу верхнього кару ми не очікували. Можливо також, що відповідне значення має абсолютна висота і пов'язана з нею прозорість для сонячних променів гірського повітря, та ще й в умовах антициклональної баричної формації з сухим повітрям.

Показовими стосовно специфіки геокомплексів є також добові **амплітуди** температури повітря: наприклад, амплітуда температури повітря за добу на ЧГС дорівнювала 24,7 ºС, що є найвищим зареєстрованим значенням для місцевості крутосхилого лісистого середньогір'я. Максимальні добові амплітуди за жаркої антициклональної погоди в Чорногорі були зареєстровані набагато вище, а саме в місцевості давньольодовикових карів, зокрема в карах Пожижевської: на днищі нижнього кару добова амплітуда становила 31,2 ºС, на західному схилі верхнього кару – 30 ºС, а на тильному схилі верхнього кару – 27,3ºС. Це несподівано високі значення, але вони реальні, виявлені неодноразово ще й раніше фізіологічно та іншими ознаками, але вперше виміряні.

Значить, температурні контрасти в межах доби у давньольодовикових карах за умови антициклональної літньої жаркої погоди є найвищими, що можна вважати однією з топокліматичних ознак висотної місцевості давньольодовикового екзараційного субальпійського високогір'я.

вода в об'ємі відра свідчила, що вона мусила була вихолодитися до 2–4 градусів морозу!

У лісовкритих геокомплексах місцевості лісистого середньогір'я, з якими кари фактично контактують, добові амплітуди виявилися найменшими (14–15 ºС), на що ми і сподівалися через відомий сповільнений теплообмін у лісах і їхню "згладжувальний" вплив на контрасти температури [4].

На геотопах Чорногірського хребта, що розташовані вище верхньої межі лісу і також контактують з карами, ніч найхолоднішою була не на вершинах гір, а на днищі нижнього кару Пожижевської (висота – 1 384 м (мінус 0,2 ºС), що сталося о 4 год. 30 хв), та при сніжнику на тильному схилі верхнього кару (висота – 1 706 м) – +3,3 ºС о 3 год 16 хв. Цікаво, що о 5 год 45 хв температура повітря при сніжнику дуже повільно підвищилась до 5,2 ºС. Уважаємо цей факт наслідком стікання холодного повітря до нижнього кару, і заміни його витиснутим звідси теплішим повітрям.

Застоювання і радіаційне вихолодження за умови безхмарного неба повітря у нижньому карі в підсумку призвело до досягнення мінусової температури вночі (-0,2 ºС) і це після денного прогрівання повітря в цьому ж карі до 31 -34 ºС. Це дуже велика амплітуда добового коливання температури повітря в лісистих Карпатах та ще й поруч з лісовими масивами.

Звернемо увагу на той факт, що на днищі нижнього кару Пожижевської ліс не росте, але на бокових схилах кару, що прилягають до днища, наявні куртини смерекового лісу з незначними проявами його пригніченості. Натомість днище кару майже повністю зайняте криволіссям гірської сосни сланкої. Нормальне місце її оселища – вище верхньої межі лісу, там де холодніше, де виходи пісковиків. Звідси висновок, що систематичне вихолодження днища нижнього кару стоковим холодним повітрям з хребта і додатковим радіаційним його вихолодженням вже в самому карі за умови безхмарної чи малохмарної погоди є явищем настільки частим, що тут відбулася не антропогенна, а природна локальна корекція верхньої межі лісу: субальпійське криволісся оселилося нижче від верхньої межі лісу, в лісовому поясі. Значить топокліматичні параметри днища нижнього кару виявилися співрозмірними з параметрами на висотах, що на 400 метрів вищі. Це ще один приклад рослинної інверсії з причини виключно топокліматичної.

Ця причина, яку ми назвали топокліматичною, тобто прив'язаною до топосу (місця) має двоїстий характер, бо топокліматичні параметри

нижнього кару формуються не тільки в межах кару, а є в значній мірі залежними від загальної динаміки атмосферних мас над хребтом, їхнього руху через два ступеня карів (кар верхній і нижній: сюди спливало холодне повітря з хребта, витісняючи місцеве тепле повітря вверх, само затримувалося тут напівзакритою підковоподібною формою кару повільно проходило через його звуження на нижньому виході з кару в долину, а затримуючись на місці радіаційно вихолоджувалося і формувало топокліматичні контрасти, сприяло оселенню тут субальпійської деревної та альпінотипної трав'яної рослинності.

5.5.3. Топокліматичні особливості привододільних поверхонь

Дещо несподівано малими виявилися середні значення добових амплітуд на вершинах та сідлах головного хребта – 17–22 ºС. Усі пункти тут були в поясі субальпійських луків, відкриті для прогрівання сонцем, нічного вихолодження, але і відкритими до усіх, навіть слабких вітрів, які фактично й визначали хід температури в період антициклональної погоди (рис.5.26.).

Вершини гір мають характерний хід температури протягом доби, бо за умови безхмарної антициклональної погоди добре прогріваються (17 ºС і більше) вдень та активно радіаційно вихолоджуються (до 5ºС) вночі, проте між собою (особливо вершина від вершини та сідло від сідла) вони практично не відрізняються між собою ні вдень, ні вночі (рис. 5.26.). Це свідчить, що температурний режим тут визначає сонце і вільна повітряна маса, яка постійно рухається в сформованій на той час антициклональній баричній системі, і що діяльна поверхня вершин хребта має на неї лише слабкий вплив. У антициклонах повітря, переважно, опускається зверху і цим вирівнює топокліматичні показники на вершинах і сідлах між ними: скрізь майже однаково прохолодно, особливо вночі. Відмінності появляються через:

а. різницю в абсолютних висотах і довжину шляху опускання повітря, що поєднане з процесом фізичного прогрівання за рахунок стиснення;
б. через різну можливість бокового (в кари і долини) розвантаження повітряної маси, яка опускається;
в. через інерцію прогрітості субстратної поверхні протягом попередніх днів і тепловіддачу акумульованого тепла.

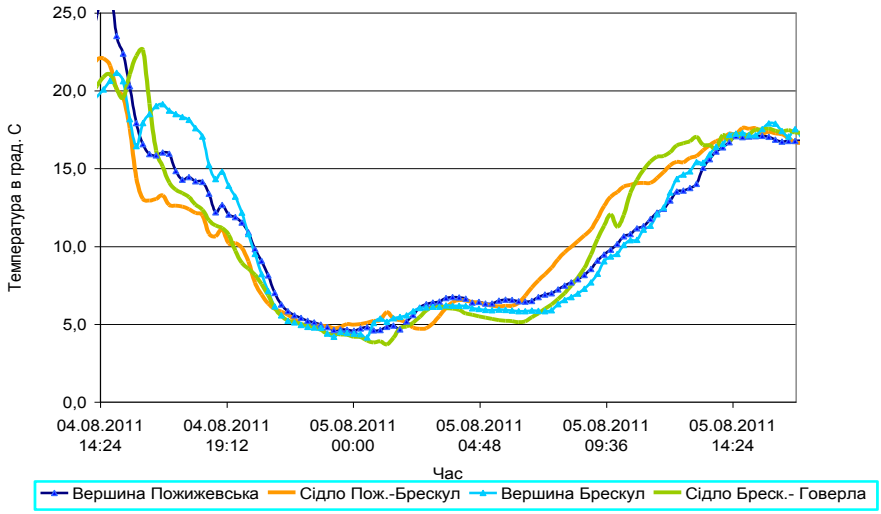

Рис. 5.26. Хід температури повітря на вершинах і сідлах головного хребта Чорногори в межах відрізку Пожижевська–Говерла 4–5. 07.2011 р.

Малі різниці показників температури і вологості повітря на хребті не заперечують факту “топокліматичної особливості” пригребеневих елементів масиву Чорногора, бо саме ці малі різниці і виражають їхню специфіку. Важливо, що така вирівняність температури характерна і для антициклональної погоди, і для циклональної та інших перехідних погод, бо саме на пригребеневій частині хребта найвиразніше проявляється тісна залежність від руху і властивостей вільних атмосферних мас, що постійно мігрують, та від їхньої фізичної трансформації з причини вимушеного перевалювання через високий бар’єр на шляху руху, яким є головний хребет Чорногори.

Розширене пояснення цього факту і деякої його специфіки наступне:

1) переважний напрямок руху повітряних мас в Чорногорі відбувається з південного заходу, тобто з Закарпаття, яке є теплішим та, відповідно, вологішим;

2) повітряні маси, що адвективно[38] рухаються, хоч і дещо різні за властивостями, однак не мають “пустот” поміж собою, а тому мусять рухатися в системі західного переносу послідовно одна за другою,

[38] Адвективні рухи – переважно горизонтальні, на відміну від конвективних – вертикальних рухів

подібно до морської течії, бо на передову масу тисне наступна, а її в свою чергу “підпирає” чергова наступна і т. д.;

3) через це передова маса мусить долати гірський хребет, вишукуючи сідла поміж вершинами, а зрідка, навіть, обходячи цілий масив[39], що залежить від швидкості руху повітряної маси та можливості швидко “протиснутися” через сідла (рис. 5.27.). Хмара, що перевалює через сідло між вершинами, займає максимально низький коридор, ніби намагається притиснутися до землі. Фактично, повітряна маса з хмарою рухається над висотним рівнем перевального сідла і не піднімається вище, ніж це їй „дозволяють” фізичні властивості повітря над хмарою. Тому хмара змушена клином протискуватися поміж земною поверхнею сідла та нижньою поверхнею верхнього шару повітря, що видно по “причесаності” направо виступів поверхні хмари (рис. 5.24.).

Рис. 5.27. Хмара, що перевалює через сідло між вершинами, займає максимально низький коридор. Хмара рухається справа наліво в сідлі перед г. Чатир-Даг, Кримські гори. Фото автора.

[39] У цьому випадку розвиваються складні процеси взаємодії з боковими повітряними масами, завихрення, як і у водній течії при обминанні перешкод, наприклад після островів чи опор моста в ріці. і, вже часто в таких ситуаціях, можуть формуватися зустрічні протитечії, тобто “обхідне повітря” буде рухатися до хребта вже з північного боку назустріч своїй основній частині повітряної маси, яка була затримана хребтом.

4) у таких ситуаціях за хребтом (на північному макросхилі) можуть формуватися зустрічні протитечії, тобто “обхідне повітря ” буде рухатися назад до хребта вже з північного боку назустріч своїй основній частині повітряної маси, яка була затримана хребтом[40];

5) у такій ситуації “обхідне” повітря мусить зустрітися з більш холодним повітрям північного макросхилу, що викличе утворення насичених вологою і водяними краплями купчасто-дощових хмар з яких може випасти дощ, град, або й розвинутися грозові явища.

За умов більш стабільних з спокійним перевалюванням, чи обминанням найвищих рівнів хребта та при відповідних співвідношеннях температури повітряних мас можуть виникати фенові явища.

6) за умови подальшого розвитку ситуації з вихровим рухом в бік хребта, з північного макросхилу почнуть втягуватися нові порції місцевого повітря, які сформують свою потужну течію до головного хребта;

7) Наслідком конвергенції[41] повітряних мас над хребтом буде створення тут потужних купчасто-дощових хмар вертикального розвитку з характерними для них грозовими явищами, випаданням зливового дощу та граду[42] (Рис.5.28).

Більш спокійна ситуація, що розвивається набагато частіше, також зумовлюється перевалюванням повітряної маси через хребет і супроводжується утворенням “орографічної”[43] хмарності. На віддалі збоку її можна спостерігати, як позірне “зависання” хмар над вершинами, чи при вершинах з враженням, що хмара “зачепилась” за гору. Фактично, як помітно по бокових частинах хмари, а перебуваючи на вершині відчувається на собі, хмари і повітря рухаються досить швидко.

---

[40] Подібну ситуацію можна спостерігати на ріці з моста, коли вода проходить поміж широкими опорами моста і завихрюється, повертаючись до опор, а в прибережній частині –до берегів, де течія стримується тертям води об береги і мілини.

[41] Конвергенція – зближення, сходження, стикання.

[42] Саме такий сценарій розвитку подій автор мав можливість спостерігати і відчувати у липні цього (2012) року підчас сходження на Говерлу. Так бувало неодноразово і раніше, проте такий сценарій не є обов’язковим, хоча і дуже ймовірним за умови розвитку аналогічних ситуацій.

[43] Орографічна хмарність спричинюється бар’єрами рельєфу, орографічними перешкодами, чи їх холодним випромінюванням.

Рис. 5.28. Орографічні конвергентні хмари над головним хребтом Чорногори, що утворюються в повітряній масі, яка піднімається з закарпатського боку. Фото автора.

Цей процес і явище „зависання чи зачеплення” хмари відбувається наступним чином: повітря, піднімаючись по схилу хребта, охолоджується, через що на певній висоті досягає стану повного насичення, а за умови подальшого охолодження в ньому відбудеться конденсація водяної пари з густим виділенням мікрокрапель води і досягненням консистенції туману. Це і є хмара, яку збоку (а не з середини хмари) можна спостерігати.

Після перевалювання через гору повітря хмари вимушене опускатися, а внаслідок цього воно адіабатно[44] нагрівається. Нагріте повітря знову може помістити більше водяної пари, через що крапельки випаровуються і перестають бути видимими. Таким чином хмара не висить, не сидить на вершині, а постійно утворюється і постійно розсіюється в повітрі, що долає бар’єр.

[44] Адіабатний процес – термодинамічний процес, що відбувається без теплообміну з навколишнім повітрям за рахунок стиснення (за умови опускання) та розширення (за умови піднімання) повітряної маси.

За умов, коли стан насичення повітря водяною парою досягається вже на висоті сідла поміж вершинами, чи нижче, то можна спостерігати чудове явище перевалювання (перетікання) хмар через сідла та “хмаро спади”. Якщо на “хмароспад”, дивитись зверху, з вершини гори і при цьому світить сонце, то від цього сріблястого дива важко відірвати свій погляд.

Описані явища у літній період практично не залишають жодних слідів за винятком відсирівання одягу на туристах та зрідка – осідання роси на траві, а після холодної ночі – тонкі льодяні “гребінці” та “щітки” на дрібних предметах (камінцях, сухій і, навіть, живій зеленій траві).

У зимовий період можуть формуватися іній, паморозь аморфна та кристалічна, льодяні щітки на виступах каміння, сухих стеблах), а також різних форм нарости просто на поверхні землі, чи снігу (рис. 5.29, 5.30.).

Рис. 5.29. Аморфна паморозь на нерівній поверхні снігу, сформована під дією вологого вітру, що рухався, стосовно знімку, зліва направо. Фото автора.

Рис. 5.30. Кристалічна паморозь на стеблах трави, сформована дією слабкого вологого вітру з приморозком (при стежці на Говерлу в червні 1986 року). Фото автора.

Ще одне, варте особливої уваги, явище, можна спостерігати тільки на пригребеневій поверхні головного хребта Чорногори – потужні (сотні кілограмів) нагромадження паморозі на масивних бетонних та металевих предметах. Нагромадження паморозі відбувається майже односторонньо, з вітрового боку і, майже незалежно від сили вітру, але залежно від насиченості водяною парою, снігом та крапельками переохолодженої води. Нагромадження можуть формувати скульптури дивовижної конфігурації, але завжди асиметричні, бо нарощування, “наліплювання” льодово-снігової маси відбувається назустріч панівним вітрам. Обточування скульптур здійснюють вітри, що переносять снігові опади та снігову поземку (рис. 5.31., 5.32.).

Звертаємо увагу читача на кучугури сніжно - паморозевих відкладень на землі біля основ встановлених предметів. Ці маси утворилися внаслідок не однократного нагромадження, відривання і обвалювання масивних тіл паморозі від відносно тонких конструктивних елементів предметів (рис. 5.31., 5.32.).

Рис. 5.31. Нагромадження паморозі на предметах[45], що встановлені на вершині Говерли. Кучугури снігу на землі – наслідок неодноразового обвалювання паморозі з предметів. Фото доц. І. Койнової.

Фотографія снігово-льодової скульптури, що демонструється на рис. 5.31, не є явищем випадковим, а повторюється в різних формах щорічно. Саме такими масивними відкладеннями снігу і льоду колись була зігнута, а пізніше і зруйнована колишня металева чотиригранна піраміда, що була об лаштована навколо бетонного стовпа тріангуляційного пункту Говерли. Отже, такі явища є характерними для пригребневих поверхонь головного хребта Чорногори (січень 2013 р.) і засвідчують оригінальність топоклімату цієї геоформації (пенепленізовані пригребневі полонинські поверхні на чорногірських

[45] На фотографії з правого боку видно високий металевий хрест, який був встановлений тут стараннями, коштом і за особистої участі Осипа Борецького – громадянина Німеччини, українця родом з м. Чернівці. Хрест встановлений у 1996 році на відзначення здобуття Незалежності України в день її п’ятої річниці.

конгломератах з холодним і сирим вузькоамплітудним топокліматом, що формується в умовах вільної атмосфери), вартої геосистемного виокремлення у ландшафтній структурі регіону. Зрештою, топокліматичні особливості полонинського поясу головного хребта Чорногори не єдина і не найголовніша підстава запропонованої зміни до установленої Г.П. Міллером ландшафтної структури Чорногори.

Рис. 5.32. Відкладення паморозі, "нагромадженої" на тріангуляційному бетонному стовпі на вершині Говерли. Таку скульптуру спостерігали учасники сходження на Говерлу 21 січня 2013 року. Фото доц. І. Койнової.

Сідла між вершинами мали більшу різницю температури: дещо теплішим (на 1–3 ºС) виявилося сідло між Пожижевською і Брескулом порівняно з сідлом між Брескулом і Говерлою. Останнє сідло розташоване гіпсометрично вище від першого на 70 м, однак це не забезпечує названої різниці внаслідок розрідження повітря. Вважаємо, що пояснення тут треба шукати в інтенсивнішому перевалюванні повітря через нижче сідло Пожижевської та в імовірності "спливання" вихолодженого повітря з Говерли у сідло поміж Говерлою та Брескулом (рис. 5.25, 5.26.).

Виявлено також, що температура повітря в першій половині дня на сідлах хребта на 2–3 ºС вища, а в середині та у другій половині дня на 1-2 ºС нижча, ніж на прилеглих вершинах. Ми не знаходимо цьому факту одного пояснення, бо так може відбутися внаслідок кількох причин: місцевого перерозподілу різнонагрітого повітря, обумовленого формами поверхні, більшою віддаллю опускання (до сідел) повітря в загальній антициклональній повітряній масі, а можливо і в формуванні своєрідної стратифікації приземних мас повітря над хребтом під час і після денного прогрівання сонцем, сформованими висхідними рухами нагрітого повітря і гальмування низхідного руху холодних антициклональних мас. Сідла між вершинами мають більшу площу діяльної поверхні, ніж вершини, швидшому обігріванню сонцем широких сідел, ніж конічних вершин, а також більшу зволоженість і заболоченість[46], що сприяє нагромадженню тепла за рахунок більшої теплопровідності і формування потужнішого прогрітого шару. Окрім того, ранішнє прогрівання зумовлене ще й орографічною доступністю до сідел променів сонця відразу після його сходу (у час досліджень сонце сходило в північно-східному секторі горизонту, тобто перпендикулярно до простягання хребта і відкритих сідел).

5.6. Сучасні сніги, сніжники та льодовикові ретроспекції

5.6.1. Розподіл і перерозподіл снігу (інтерпретація космознімка)

Одним з цікавих явищ у Чорногорі, вартих є розподіл, перерозподіл снігово криву. Особливої уваги і ретельного вивчення потребують також весняно-літні, а часом і осінні сніжники. Ці масивні відклади снігу, що нагромадилися протягом зимового періоду урізних сприятливих місцях, довго не тануть, утримуючись протягом усієї весни і літа, а часом і осені. Іноді вони зберігаються протягом кількох

[46] На сідлі поміж Брескулом і Говерлою є джерело і прилегле до нього болото, звідки бере свій початок основний витік р. Прут– Прутець Заросляцький, що є основним витоком Прута. Назва Прут без означень місця витоку починається після злиття Питців Гомульського і Заросляцького (біля “другого” мосту).

сприятливих (прохолодних не дуже дощових літом) років. Біля сніжників у другій половині літа туристів зустрічає перехідна ранньовесняна ситуація з розквітлими крокусами чи рододендронами (див. фото на тильній обкладинці книжки).

Разом з давньольодовиковими формами рельєфу вони творять специфіку Чорногори, як найвищого та найпривабливішого масиву Українських Карпат.

З аспекту туристичного – це окраса гір, очікування і можливості екстремальних ситуацій, що надають Чорногорі фізіономічної спорідненості з горами Альп та Кавказу. З позицій географічних – засвідчують альпінотипність досліджуваного масиву Карпат. З позицій геофізичних сніжники є наслідком специфічних співвідношень складових радіаційного, теплового і водного балансів, а тому є також топокліматичними феноменами Чорногори. їх можна розцінювати і використовувати як сучасні ключові формації, придатні для діагностики сучасних станів природних одиниць та для ретроспекції пройдених холодних періодів, що залишили в Чорногорі такі виразні “сліди”.

У зв’язку з сказаним вище про дійовість “місць”, геотопів на формування топокліматичних параметрів територіальних формацій, тобто, окремих топокліматів і, що дуже важливо, впливу “місць” на механізми формування цих топокліматів. В цьому стосунку виражаємо впевненість щодо особливого індикаційного значення сніжних поверхонь і сніжників.

Для додаткової демонстрації топокліматичних ситуацій з снігом пропонуємо розглянути космознімок фрагменту Чорногори, зроблений після встановлення першого осіннього снігового покриву, який добре відтворює ті прохолодні кліматопи, у яких перший сніг відразу не танув і зумів створити покрив, що добре відобразився на знімку. Сніг не танув там, де температура приземного повітря і поверхонь, на які падав сніг, не була нижчою від 0 ºС.

Апріорі, його слід очікувати на поверхнях хребтів, де холод встановлюється під впливом абсолютної висоти, на безлісих поверхнях, які швидко вихолоджуються. За фактом так воно і стається, але додаються також інші впливи:

- літології, що проявився елементами рельєфу, сформованими впливом твердих порід, скальні виступи порід, пластів флішу різної твердості, що вплинули на диференціацію рослинності

(пласти пісковиків покриті гірською сланкою сосною (темні плями), а пласти аргілітів – травами і снігом);

- експозиції вітрової: на поверхнях довітряної експозиції, до яких свіжий сніг був „прибитий” холодним вітром (рис. 5.33, 5.34.);
- зволоженості та заболоченості місць, які після літа акумулювали тепло не тільки в при поверхневих шарах, а й на більших глибинах у зв’язку з кращою теплопровідністю сирих ґрунтів.

Інше залягає сніг після зими, коли він виявляється перерозподіленим вітром: протягом зими сніг зноситься з вітроударних схилів і відкладається в затишних місцях – на завітряних схилах, за перегинами рельєфу, у ерозійних пониженнях, чи в нішах сніжникової екзарації. Власне так формуються вітрові наноси, карнизи і сніжники. Власне літніми сніжниками стають лише ті наноси снігу, що сформувалися в затінених від сонця місцях. Не літологія конкретного місця, не ґрунт, не ґрунтові води, не рослинність, а захист від прямих сонячних променів власною тінню чи тінню віддалених об’єктів спроможні створити ту специфіку місця, яка потрібна для розвитку сніжника. Це прекрасно ілюструє найвитриваліший сніжник в Гаджині, який щорічно формується, або й перелітує у заглибині крутого схилу відрогу Шпиці, яка ховається від сонця в тіні головного хребта.

Досонячна і відсонячна експозиції восени мають ослаблений вплив через низьку висоту сонця та значну хмарність. Натомість весною і літом цей вплив дуже суттєвий, бо тоді сонце піднімається над горизонтом значно вище й інтенсивність сонячної радіації та її сума набагато вищі[47], а хмарність нижча.

На запропонованих для ілюстрації знімках (рис. 5.33, 5.34.) засніженим виявився холодний привододільний пояс головного хребта, в тому числі його південні та північні схили, та усі елементи рельєфу північної макроекспозиції аж до південних схилів наступного паралельного хребта Маришевська. Сам хребет Маришевська з ділянками безлісих схилів також ще не покритий снігом. Ми

[47] Заданими наших актинометричних досліджень на Розтоцькому ландшафтно-геофізичному стаціонарі, розташованому на 2º географічної широти північніше, інтенсивність сумарної сонячної радіації у весняні місяці у порівнянні з осінніми зростає приблизно в два рази, а тривалість сонячної інсоляції та добових сум складових радіаційного балансу зростають весною у півтори рази у порівнянні з осінніми величинами.

вважаємо, що це наслідок меншої на 500 м абсолютної висоти та через чотирикілометрової віддалі від холодного головного хребта. (Повітря, що принесло сніг, в час перевалювання через головний хребет охолодилося і дало опади снігу. Після цього воно пускалось на 500 м і адіабатично прогрівалось на 3– 3,5 ºС, а пройшовши названу віддаль додатково прогрілось від навколишніх схилів, чого в сумі було достатньо, щоб снігові опади перетворились в дощові, наслідків яких на запропонованих знімках не повинно бути видно.

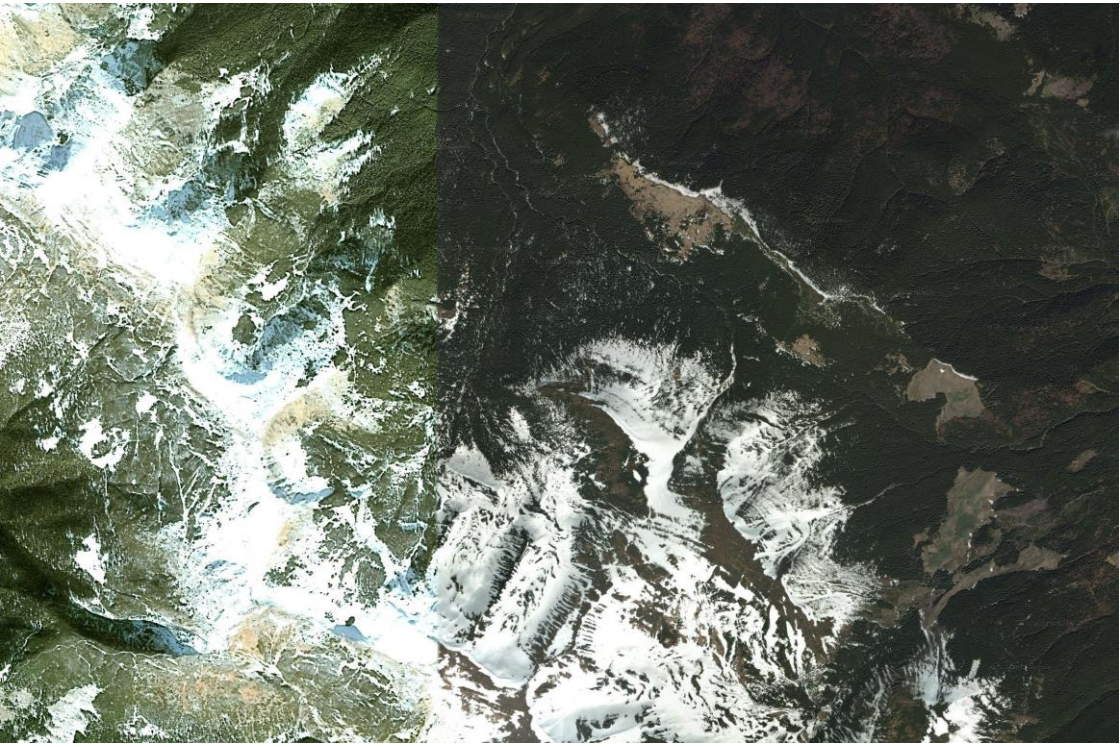

Рис. 5.33. Космознімок фрагменту Чорногори. Два паралельних ребристих хребтики, що видні у центральній частині нижньої половини знімка, це Козел Малий і Козел Великий, які є карлінгами давнього зледеніння. У збільшеному вигляді їх можна розглянути на рис. 5.34.

Отже, в наш час снігові опади формуються і нагромаджуються на поверхнях головного хребта, переважно північно-західної експозиції. На протилежних схилах (південно-східних) смуга снігового покриву виявилася вужчою в три-чотири рази. Якщо так відбулося при

встановленні першого снігового покриву, то слід сподіватися, що фізика цього явища не змінюватиметься і протягом цілої зими, чи триваліших часових періодів з холодними умовами.

На знімку названих хребтів добре проявився вплив літології, що проявився виразився формами рельєфу, ступенями та скальними виходами на денну поверхню, які так своєрідно впливають на покривання снігом, що стають видимими на космічних знімках у вигляді штрихових ліній чи дуг.

На вище названих карлінгах дуже добре видно "ребристість", сформовану регулярним чергуванням темних і білих смужок, орієнтованими поперек простягання самих хребтів. З польових досліджень і наземного фотографування нам достеменно відомо, ще це виходи на денну поверхню пластів твердих порід ритмічного флішу, які поставлені горотворчими силами вертикально.

В такій орієнтації пласти стоять на хребтах обох Козлів та на хребті Шпиці[48], що розташований поруч, але південніше. Ці пласти вплинули на диференціацію рослинності, а саме: пласти пісковиків покриті гірською сланкою сосною (темні плями), а пласти аргілітів порослі травами (світлі плями). Власне через це чергування плям проявилася і топокліматична відмінність, обумовлена специфікою формування величин теплового балансу на різних пластах флішу і відображена снігом: на місцях, порослих жерепом[49], перший сніг на гілках не затримується, а провалюється вниз, де тепліше, і там тане. Таким чином смуги жерепу залишаються темними. Сніговий покрив на жерепі встановлюється пізніше, коли снігу випаде багато і під вагою снігу дугоподібні "лапи" сосни сланкої випрямляться і ляжуть на землю[50]. Це і є способом перезимовування жерепу в тепліших умовах, ближче до теплої землі.

---

[48] Можна лише подивляти розум і образне сприйняття природи Карпат місцевим населенням, які створили таку чудову топонімію свого краю. Дійсно, хребет Шпиці вирізняється високими шпичастими вертикальними виступами твердих пластів флішу. Подібних промовистих назв, що свідчать про спостережливість і повагу до природи аборигенів тут багато: Ребра, Кізі улоги, Кедроватий Погорілець, Гаджина, Мреї, Смотрич, Озірний, Бистрень, Косарище

[49] Жереп – місцева назва зарослів гірської сланкої сосни (Pinus mugo).

[50] В такий спосіб жереп пристосований до перезимування і виживання в умовах холодних високогірних зим.

В цьому стосунку можна сформулювати твердження про теоретичного значення про вертикальну стратифікацію кліматопів на тепліші приземні, та холодніші вищі горизонти, яку використовують та індикують сланкі форми рослин, у даному випадку сланкої сосни, тобто жерепу.

Більше того – такий індикатор, як жереп набуває додаткової індикаційної якості. Він індикує не тільки вертикальну стратифікацію кліматопів, а й їхню часову ритмічність, пов'язану із змінами пір року. Автору поки-що не відомі описи сезонної етології жерепу, але він має майже певність, що така поведінка повинна бути: восени жереп повинен потрохи, втрачаючи літню пружність, стелитися на землю, щоб його прикрило на зиму снігом, а весною, звільнившись від снігу і підсохнувши, відновити пружність, піднятися над землею і дати можливість новим пагонам стриміти вертикально, рости, цвісти і плодоносити[51].

Важливими для географічної інтерпретації наведених вище космознімків (рис. 5.33., 5.34.) є також аналіз ерозійних та акумулятивних форм рельєфу, що виникли у часи льодовикових періодів. Це, окрім названих вище карлінгів, льодовикові кари – котли[52], морени усіх видів (донні, бокові, серединні, кінцеві, стадіальні). Їх прекрасно можна віддешифрувати на інших сучасних знімках високої роздільної здатності, а також ідентифікувати в умовах польових досліджень. Багатосторонній аналіз цих форм і відкладів дає багатий фактичний матеріал для ретроспекції переформування елементів рельєфу в Чорногорі під час льодовикового періоду. Це дуже цікавий аспект вивчення території з позицій палеогеографічних, але і практично необхідний аспект для правильної інтерпретації сучасних ландшафтних процесів, у тому числі функціонування геосистем, геокомплексів, геотопів, кліматопів та "життя" топокліматів.

---

[51] Подібна поведінка рослин, коли посезонно змінюються властивості органів рослин, (ламкість кореневищних бурянів заради вегетативного розмноження в час осінньої та весняної оранок полів), верби ламкої в період цвітіння вітряниці дібровної та весняних вітрів, чи погодинне розкриття і закриття квітів або стосовно погоди, чи їхнє повертання заради націлення на сонце квітів та листя у тих рослин, що потребують запилення комахами, та відповідно до погоди – генеративних органів рослин давно відома.

[52] Я.С. Кравчук нижній поверх двоступінчастих карів– нижні кари називає "ерозійно-гляціальними улоговинами, "котлами".

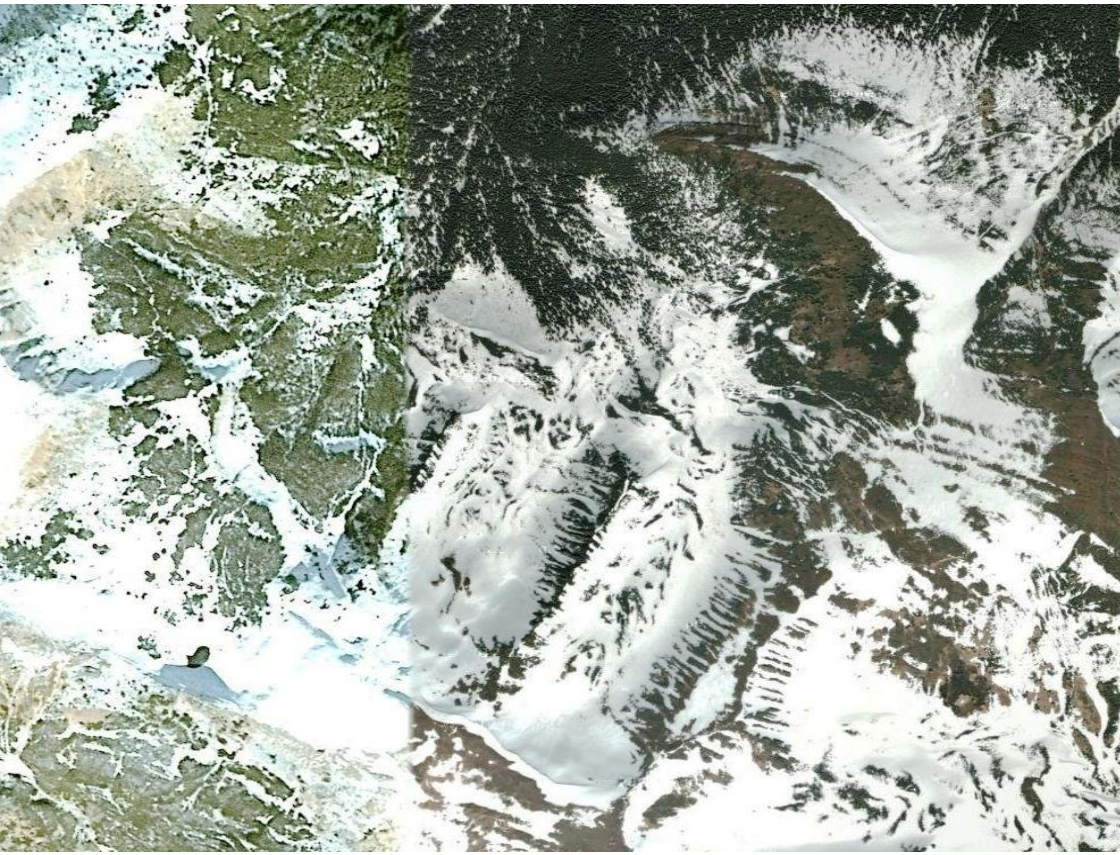

Рис. 5.34. Збільшений фрагмент космозімка з рис. 5.27. Добре видно „ребра” на карлінгах Козел малий і Козел Великий, а також дуги стадіальних чолових морен льодовика, що відступав, у троговій долині поміж карлінгами.

5.6.2. Про четвертинні зледеніння у Чорногорі

Льодовикові періоди починалися за сприятливих умов глобального похолодання і розвивалися з якогось центру (північного), де формувався льодовий щит. Вже пізніше він “боровся” за свій ріст, розвиток і поширення, впливаючи на умови свого розвитку, а саме: холод над щитом збільшував кількість опадів над собою інтенсифікуючи конденсацію водяної пари в хмарах, що проносилися над льодовиком, через що товщина і площа щита збільшувалася і щит

поступово ставав настільки великим, що згодом охопив всю північ материків Європи, Азії і Америки льодовиковими покривами. Ці величезні льодові щити, збільшуючи кількість опадів над собою, нарощували свою товщину до 3–4 кілометрів (як в сучасній Антарктиді), пластично розповзалися і перетворювали свою навколишність (середовище) за своїми правилами розвитку. Так тривало до тих пір, доки не створювалася надто велика зона високого тиску над льодовиковим покривом, яка не пропускала руху повітряних мас з океану над льодовик і зруйнувала усталений раніше сценарій перенесення вологих повітряних мас. Після цього зона високого тиску сама ставала центром радіального розходження холодних і сухих повітряних мас і активізації стокових вітрів від центру до південної периферії льодовикового щита. Наслідок був такий: кількість опадів на щит зменшилася, щит спочатку повільно, а пізніше інтенсивніше деградував, танув, а тому льодовиковий період закінчувався. Цим сценарієм ми ілюструємо універсальний закон природи І. Канта, за яким усі предмети природи, що народилося, можуть удосконалюватися до можливого максимуму, а за умови подальшого збереження механізму формування – загинути[53].

У нашій інтерпретації, згідно з цим законом, зледеніння, яке завдяки якомусь природному механізму могло зародитися, мусило розвиватися, виростати, стабілізуватися, потім старітися, деградувати і ліквідуватися, тобто саморозвиватися і самоліквідуватися [54].

В Карпатах у льодовикові епохи також були місцеві зледеніння, бо не могли тут не утворитися, хоча гори наші відносно південні. Тут

---

[53] “Всі предмети природи підпорядковані такому закону: той самий механізм, що спочатку працював над їхнім удосконаленням, продовжуючи змінювати річ, також після того, як вона досягла повної досконалості, поступово позбавляє її сприятливих умов і врешті непомітно призводить до її повної загибелі” Цитата з підрозділу „космогонія та землезнавство І. Канта” // [*Багров М.*В., Боков В.О., Черваньов І.Г. Землезнавство. К: Либідь, 2000. – 462 с. С. 31].

[54] Такий закон всякого життя. Для “батька” кібернетикм Уільяма Рос Ешбі не має значення характер життя: воно органічне, мінеральне, хімічне, електронне, чи інше – лише б воно відбувалося за усталеними правилами, законами. Наприклад, закон множення для цифр. І тоді “…кожна детермінована динамічна система, яка підпорядковується незмінним законам, само організується” [Карл Левитин].

важливою умовою формування льодовиків стала висота гір, що забезпечувала холодні умови і відповідну кількість опадів. Тепер, у міжльодовиковий період в значно південніших горах є багато діючих льодовиків, бо там забезпечуються основні умови їхнього розвитку: холод і відповідна кількість опадів.

На час зледенінь у Карпатах також вже були сформовані наявні й тепер основні елементи рельєфу: головні споруди паралельних хребтів та знижень між ними, обумовлені складчастою структурою гірської споруди, були промиті основні річкові долини, були перепади висот, що обумовлювали різниці густини приземного повітря, були різниці в прогріванні, залежні від експозиції до сонця чи від сонця. Все це означає, що мусіли бути тогочасні топокліматичні ситуації, подібні схеми гірсько-долинної міграції, але вже в діапазоні мінусових температур. Через це наша ретроспекція стосуватиметься не розподілу поясів рослинності, а розподілу і перерозподілу опадів, снігових та льодовикових явищ у Чорногорі і ґрунтуватиметься вона на діагнозі сучасної ситуації, динаміки станів актуальних природних формацій та їхніх трансформацій, а також на сучасних формах рельєфу, відкладах, сформованих ґрунтах та відомих палінологічних дослідженнях [64].

Щоб читач міг одразу критично оцінювати нашу ретроспекцію заявимо, що вона подається заради висновку про те, що формування льодовиків та льодовикових форм рельєфу в значній мірі було залежним не тільки від глобальних процесів формування тогочасного макроклімату (це не заперечується ніким, окрім антигляціалістів), але і від тогочасних топокліматичних формацій.

У сучасній науковій літературі прийнято вважати, що льодовики епох зледеніння в Карпатах розвивались в основному на північних макросхилах, а на південних схилах їх майже не було. Найбагатше прояви зледеніння Чорногори показані на Ландшафтній карті Чорногори Г.П. Міллера з його кандидатської дисертації 1963 р. На карті, опублікованій щойно в 2004 році у монографії, присвяченій Г. П. Міллеру [21], прояви зледеніння на протилежних макросхилах також виглядають асиметрично. Там показано біля двадцяти верхніх і нижніх карів, амфітеатри великих фірнових полів, кілька коритоподібних долин (трогів) та довгих морених гряд макросхилі північно-східної експозиції, а на макросхилі південно-західної експозиції показано лише один подвійний потужний льодовиковий котел поміж вершинами Гутин Томнатек і Бребенескул з спільною

троговою долиною[55] , ще два малих кари під вершинами Ребра та Туркул, моренні гряди в долинах потоків Бребенескула, та Озерний, чотири дрібних кари без трогових долин під г. Піп Іван, фірнові поля під г. Брескул та г. Говерла.

Інших публікацій про зледеніння південних макросхилів наявно дуже мало і пишуть про нього не впевнено. Звичайно, що на це є свої причини, які пов'язані з вираженістю слідів зледеніння на південних макросхилах та з ступенем їх вивченості, на які вкажемо нижче.

Ми не поділяємо позицій стосовно ослабленого зледеніння на південних макросхилах. Навпаки, виходячи власне з геофізичних взаємозв'язків, кліматичних і топокліматичних причин і будемо стверджувати, що на південних макросхилах зледеніння було таки потужним. Разом з тим визнаємо, що гротескних слідів льодовикової діяльності тут дійсно мало, бо з різних причин прояви його не такі виразні, як на макросхилі північної макроекспозиції.

Аргументи наші наступні:

- в час льодовикової епохи, за умови глобального холоду, коли в горах та на європейських рівнинах, де сформувалися тисячокілометрові льодові покриви (від Скандинавських і Новоземельських гір аж до широти Львова і Передкарпаття), навряд чи в Чорногорі могли виникнути такі суттєві контрасти, що на північному макросхилі призвели до утворення льодовиків з довжиною "язиків" 3–6 км, а на південному макросхилі – практично не описано і не обґрунтовано наявності великих глетчерів, окрім льодовика з кару поміж вершинами Гутин Томнатек і Бребенескул. Через те, що він має таке специфічне розташування (в тіні гори Гутин Томнатик), що експозиційно наблизило його до північно-східного макросхилу, то цей льодовик не може бути надто вагомим аргументом на користь зледеніння всього південного макросхилу. Отже, матеріальних слідів зледеніння мало, а ми стверджуємо, що зледеніння південного макросхилу таки повинно було бути потужним, майже рівнозначним із зледенінням на схилах північної експозиції;

[55] Кар під горою Гутин Томнатек сформувався в тіні відрогу головного хребта з цією вершиною від східно-північно-східної сторони, що дуже наближено до умов північно-східного макросхилу.

- на нашу думку це природно, а не парадоксально, перш за все тому, що це один і цілісний висотний холодний пояс;
- деяка невідповідність з таким твердженням полягає у нерівномірності наукового висвітлення льодовикової епохи в Чорногорі, на що є об'єктивні причини. Частіше це причини суспільно-ситуаційні і політичні, ніж природні.

Про колишню наявність льодовиків судять на підставі наслідків їхньої діяльності: за наявністю льодовикових форм рельєфу та за відкладами, які міг створити тільки льодовик[56]. Таких форм рельєфу і відкладів на північному макросхилі наявно багато вони великі і "промовисті", їх не треба дошукуватися, чи прикладати зусиль та аргументів для доказу їхньої наявності. Льодовикові морени доходять аж до сучасного Чорногірського стаціонару географічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка, де тепер систематично збираються науковці та студенти-географи, що дозволяє користати з можливостей наукових дискусій, тематичних досліджень науковців, нових матеріалів дистанційних досліджень, а головне з багатої загадками природи для навчання студентів, практикування та нових досліджень.

Разом з цим в такому факті криється одна з важливих причин порівняно слабої вивченості південного макросхилу Чорногори. Так було в цьому, минулому та позаминулому століттях, бо Чорногора завжди була важкодоступною через віддаленість від шляхів сполучення, а особливо через пролягання по хребту державних кордонів та через закритість пограниччя в „непевні часи", коли тут були облаштовані військові позиції сторін конфліктів. Стримуючим фактором була також потреба подолання шляху до хребта і тривалість часу на проходження дороги від залізничної станції Ворохта (ближче) та Рахів (дальше) на Закарпатті. Отже більшість складених наукових карт обмежуються з південної сторони вододільним гребенем Чорногори, в тому числі і відомий шедевр[57] геоморфологічного

---

[56] Сучасні льодовики в інших гірських системах діють скрізь однаково і створюють аналогічні форми (кари, цирки, карлінги, троги) та відклади (морени чолові, бокові, серединні, донні, стадіальні).

[57] Оцінка наша. На використанні цієї карти базуються дослідження науковців кількох поколінь, а окрім цього вона була єдиною доступною топокартою в часи радянської тотальної секретності.

картографування польського вченого Богдана Свідерського. На його карті нема закарпатської сторони, бо в час проведення ним досліджень ця територія була вже за державним кордоном. На стороні північній Б. Свідерським ретельно показані ізогіпси, льодовикові котли, морени, скали, джерела, а також смуги геологічних порід різного віку та властивостей.

На картах усіх пізніших дослідників-географів Львівського університету (Г. Міллера, А. Мельника, Б. Мухи, О. Федірка, П. Шубера) закарпатська сторона Чорногори відсутня, бо такі межі були закладені програмою відповідних досліджень і обумовлені відповідними завданнями.

Отже, волею випадковості чи доцільності, відомостей про льодовикові утворення на південно-західному макросхилі Чорногори не появилося, навіть у цілком недавніх публікаціях [15], у яких, проте, досить детально описується “вражаючі” кари та інші льодовикові форми на південних схилах сусіднього з Чорногорою масиву Свидівця, де були відносно нові геоморфологічні дослідження, а про зледеніння південного макросхилу Чорногори пишеться кількома штрихами (“на г. Піп-Іван сліди льодовикової обробки трапляються і на південних і південно-східних схилах”, у верхів’ях долини Бребенескулу “у верхньому цирку озеро льодовикового походження Бребенескул”).

5.6.3. Підстави до ретроаналізу давнього зледеніння

Ми вважаємо, що невеликі льодовики і обширні фірнові поля на піденно-східних схилах Чорногори не могли не сформуватися навіть з огляду на близьке сусідство льодовиків панічно-західного макросхилу. Їх розділяла якась сотня метрів пригребеневої поверхні хребта, що належала до нівального поясу, була зоною живлення льодовиків, що повинна була дивергентно розвантажуватись і до північного сходу, і південного заходу, стаючи двосторонньою областю снігового та фірнового живлення великих льодовиків північно-східного сектору хребта і менших чи малих карових (“сидячих”) льодовиків на південному макросхилі. В зоні холоду, у висотному холодному поясі, макроекспозиційні відмінності не могли бути настільки кардинально впливовими.

Показовим прикладом може служити льодовиковий котел (кар) з озером Бребенескул, що утворилися на південній макроекспозиції. Він був місцем живлення і утворення льодовика з троговою долиною, який за потужністю мало поступався льодовикам північного макросхилу.

Фактом є те, що хоча в цій ситуації макроекспозиція є таки південною, тому тут повинен був проявитися отеплювальний вплив сусідніх елементів цього схилу. Проте, такого не сталося і великий льодовик розвинувся. Вирішальною виявилася оригінальність **місця** зародження льодовика. Це місце обумовлене наявний масивним відрогом до південної сторони від головного хребта з горою Гутин Томнатек висотою 2 016 м, поміж якою і головним хребтом утворився потужний кулуар, напіввідкритий до східного північного сходу. Очевидно, в цій ніші сформувався своєрідний топоклімат, що наблизився за властивостями до схилів північно-східної експозиції, що й посприяло утворенню тут нагромадженню снігу і формуванню великого кару з усіма атрибутами: з льодовиком, крутими каровими стінками, рігелем а пізніше і з каровим озером. Це вражаючий за виразністю і потужністю ефект “місця” – топосу з його топокліматом.

Зауважимо, проте, що навряд чи снігу з схилів Гутин Томнатика вистарчало на живлення потужного льодовика. Ймовірніше, що основним джерелом живлення слід вважати двостороннє і дивергентне фірнове поле з головного хребта, зокрема з схилів розташованої поруч вершини Бребенескул – другої за висотою після Говерли (2 036 м).

Отже роль південної макроекспозиції виявилася другорядною в умовах холодного висотного поясу з фірновими полями. Сам цей пояс є також наслідком своєрідного “місця” – пригребеневого, а тому найвищого і відкритого до всіх вітрів, що обумовлюють максимум опадів з принесених і охолоджених підняттям вверх по хребту хмар.

Окрім великого льодовикового котла з озером Бребенескул, менші і менш виразні котлоподібні форми, а також вирівняні, ступені із зворотним падінням і заболоченням ділянки на південному макросхилі можна спостерігати під полонинами Лемська, Бальцатул, біля вершин Піп Іван, Шурин, Ребра, Туркул, Данцер (рис. 5.35.).

Рис. 5.35. Недорозвинутий кар і його кулуари на південно-східному макросхилі головного хребта Чорногори біля г. Туркул. Натильній стінці видні виходи корінних пластів з падінням до південного сходу. Днище засипається колювієм, відколотим морозобійними процесами від скальних виступів. Фото автора

Названі кароподібні форми південного сектору хоча і виглядають недостатньо класично завершеними, але вони все-таки мають достатні для недопущення ігнорування великі розміри. Є також ділянки із зворотним падінням схилів та пониженнями, зайнятими невеликими озерцями, що дуже додають мальовничості південному макросхилу.

Причин незакінченого формування карів та ослабленої вираженості гляціальних форм рельєфу на південно-західному макросхилі Чорногори назвемо кілька: 1) структурна, 2) літологічна 3) позиційна стосовно абсолютної висоти та 4) експозиційна стосовно сонця та (5) стосовно панівних вітрів, 6) топокліматична.

Рис. 5.36. Давньольодовиковий кар в урочищі Гаджина на північно-східному макросхилі Чорногори. В тильній частині видно „голови” пластів і малі сніжники під ними. Днище кару вистелене камінним колювієм з стінок кару та частково поросле “жерепом” (сосна гірська сланка – темні куртини), та „леличем” (вільха сіра сланка – світліші куртини), а також травами (дещо темніші від камінних розсипів).Фото автора.

Причини структурна і літологічна полягають в наступному:

1) поркулецький покрив Чорногори, що створив головний хребет і переважає на південно-західному макросхилі Чорногори, складений твердими пластами порід з моноклінальним заляганням і падінням до південного сходу (рис. 5.35.). В цих умовах ерозія водна, чи льодовикова стає малодіяльною, бо вода, сніг і лід ковзають вздовж поверхні суцільних твердих пластів порід, а не обламують „голови” пластів по частинах, як це відбувається на північному макросхилі. Таким чином

роз'їдання південного схилу літологічно стримується і стало можливим тільки в окремих ситуаціях. Найвиразніша з них – котел озера Бребенескул, що утворився у тіні (додається причина 4)[58] гори Ґутин Томнатик (2 016 м) з одного боку та гори Бребенескул (2 036 м) з протилежного (причина 3), що належить до лінії головного хребта: там є крутостінний амфітеатр тильного і бокових схилів котла з виходами голів пластів на схилі гори Гутин Томнатик, є велике озеро в днищі котла, є ріґелі на виході з котла, а сніжники і в наш час утримуються довше, ніж в багатьох інших місцях (причина (6) топокліматична[59]).

2) Іншими свідками давнього зледеніння на закарпатських схилах можуть бути недоформовані котли та трансформовані структурні ступені, іноді із зворотним падінням та з озерними, чи заболоченими полями (біля гори Туркул, а також схилові ступені на південь від вершин Данцер, Пожижевська, Брескул). Утворенню таких форм рельєфу сприяли пласти флішу з нахилом до півдня з чергуванням м'ягших і твердіших порід, де північніше розташовані пласти м'яких аргілітів інтенсивніше руйнувалися і створювали відповідні зниження. Проте, таке пояснення малопридатне до широких ступеней з озерцями. Вважаємо, що тут таки працював рух фірнових мас, а також малих карових льодовичків.

3) ці ступені і тепер, за умов антициклональної погоди в нічний час, є найбільш холодними на південних схилах. Це ілюструвалося нам замерзанням води у відрах нічного табору у середині липня, що також вказує на причину топокліматичну (абсолютна висота і відкритість неба для радіаційного вихолодження).

4) причина макрокліматична не могла не проявитися у формуванні зледеніння Чорногори: за умови формування льодовикового періоду на європейській території формувався своєрідний

[58] Тут підключається причина топокліматична.

[59] Автор мав у цьому місці таку "невезучість", що усі випадки його нічних зупинок на валу з південного боку від озера Бребенескул супроводжувалися шквальними вітрами і дощами, які могли тривати до трьох діб. Про часті і сильні вітри та дощі в цьому котлі свідчили також туристи.

клімат, що впливав і на Карпати. В період формування і дії клімату льодовикового періоду на рівнині у горах Карпат також було холодно і на високих масивах виникали свої центри зледеніння, які могли функціонувати, доки не закінчилися кліматичні умови льодовикового періоду. Центри гірського зледеніння в Українських Карпатах існували тимчасово тільки за кліматичних умов сильних льодовикових епох Mindel (Окська) та Riss (Дніпровська) – дві стадії, а, можливо, і Würm. Формуванню цих місцевих центрів сприяла висота Карпат, яка виявилася достатньою для "повноцінного" зледеніння гір тільки на найвищих масивах – Чорногора і Свидівець, де досягаються висоти 1900– 2061м.

5) Польські вчені (Свідерській, Павловський) вважали, що снігова лінія перебувала тоді на висоті 1400–1600 м, тобто сніги не танули на всіх масивах Полонинсько-Чорногірського хребта, на основних масивах Горган, на Румунських Карпатах, і звичайно на Татрах. На інших масивах зледеніння зупинилося на зародкових стадіях. Це значить, що місцевих островів холоду було багато і вони, очевидно, могли мати кумулятивний вплив на сусідні, менш високі масиви. У цих випадках мають впливи причини позиційності стосовно абсолютної висоти і позиційності стосовно сонця.

На південніше розташованих, але набагато вищих Альпах сучасне, в теперішню міжльодовикову епоху з глобальним потеплінням, зледеніння наявне. Зрештою, як було показано нашими дослідженнями за 2004–2006 роки, у теперішній час для досягнення снігової лінії на вершинах Чорногори бракує всього приблизно 200 метрів висоти. Однак, і за цієї умови стійкий сучасний нівальний пояс в Чорногорі навряд чи сформувався б з причин також позиційних: прилеглі масиви набагато тепліші, а адвективне і конвективне перенесення повітря, фоновий теплообмін періодично заважав би такій холодовій стабілізації, як це відбувалося у періоди зледенінь.

Сподіватися на підняття Чорногори на таку (200м) висоту у близькій геологічній перспективі не варто, бо сучасні неотекионічні підняття оцінюються швидкістю 1–2 см/рік, що рівноцінно денудаційному зносу[60]. Тобто висота гір практично не змінюється.

[60] До речі, Подільська височина піднімається у 2 рази швидше (за П. Цисем).

Інший, більш дійовий варіант можливий за умови кліматичних змін.

Глобальне потепління, про яке так багато пишеться в останні десятиріччя на даний час фактично припинилися і замінилися великими коливаннями метеорологічних показників. Підвищення середньорічних температур за останні 40 – 50 років відбулося на 1,5–2,0 ºС з досягненням максимуму в кінці 1990-х– на початку 2000-х років, в основному, за рахунок потепління зим.

Згідно з прогнозом професора Є. Борички, розрахований з врахуванням циклів сонячної активності і ходу метеорологічних показників за весь період метеоспостережень у Львові, Кракові, Варшаві та багатьох інших пунктах, складеним на 2000–2100 роки, до 2025 року коливання зимових температур повинні стабілізуватися на рівні мінус 2–3 ºС, а потім до 1980 року коливання знову будуть значними (від –1.5 до – 4,5ºС в середньому за зиму). Найтепліші зими прогнозуються на 2030, 2050 роки, а найхолодніші – на 2018, 2077 роки, але це не буде холодніше, ніж в 1960-ті роки (– 5,8, – –6,0 ºС за січень). Отже в теперішньому столітті тривалого встановлення снігової лінії на Чорногорі не передбачається, хоча у прогнозовані холодні роки кількість сніжників у Карпатах може збільшитися суттєво.

У час зледенінь повинен був сформуватися гірський нівальний пояс чи поверх, на висоті близько понад 400– 1 500 м, що перевищував рівень снігової лінії майже однаково на обох макросхилах і що неминуче повинно було призвести до формування фірнових полів з більш чи менш інтенсивним розвантаженням вниз по схилах.

Холодні фірнові поля провокували інтенсивне випадання місцевих опадів і ще активніше нагромадження сніжних фірнових та льодових мас, тобто працювали топокліматичні причини самоактивізації гірського зледеніння і об’єднання усієї пригребеневої пенепленізованої поверхні головного хребта Чорногори в одну велику область живлення фірнових полів з гравітаційною дивергенцією цих мас по обидва боки від лінії теперішнього вододілу, чи тодішньої лінії льододілу[61].

[61] Теперішня вододільну лінію над озером Несамовите, що “сидить” у карі підніжжя гори Туркул на північно-східному макросхилі хребта Чорногори, вважаю дуже пониженою і відсунутою до півдня в порівнянні з місцем

Рис. 5. 37. Озеро Несамовите в днищі льодовикового котла біля північного підніжжя гори Туркул. Справа над озером видно сніжники, що перебувають у стані активного танення. Навколо сніжників світлі ексцентричні плями минулорічної трави, що недавно звільнилась від сніжника. Розсипи каменів біля озера – наслідок звітрення і морозного відколювання брил від виходів голів пісковикових пластів флішу. Світла пляма на ближній частині озера – наслідок його заростання на мілководді і формування сплавини. Світла крива лінія – стежка, прокладена по сучасному вододілу. Фото Б.Мухи .

У цій ситуації могла спрацьовувати причина експозиційності стосовно сонця, яка на північних макросхилах сприяла нагромадженню снігу (не тільки через зменшення інтенсивності сонячної радіації на нахилені до півночі поверхні, але і через вітрове перенесення снігу панівними вітрами з південного заходу).

колишньої льододільної лінії, що сталося через процес відступаючої екзарації карового льодовика Туркула (рис. 5.37.).

Натомість на схилах південної експозиції кут падіння сонячних променів був більшим через нахил поверхонь до півдня і тим самим збільшувалася інтенсивність інсоляції (причина 4). За нашими розрахунками, що базувалися на використанні спеціальної колись нами складеної номограми [27] (для визначення кутів нахилу та тривалості сонячного сяяння на різноорієнтовані та різнонахилені поверхні), виявлено, що схили крутістю 25º на широті Чорногори (48º пн. ш.) у червні опівдні висота сонця може досягати кута 73º, що відповідає горизонтальній поверхні на широті Кишинева, куди льодовики не доходили в час зледеніння а на північні схили Чорногори крутістю 25º сонячні промені не будуть потрапляти протягом листопада – лютого взагалі, а в час літнього сонцестояння в обідню пору кут падіння сонячних променів досягне максимально 23º, що майже дорівнює куту падіння сонячних променів на горизонтальну поверхню в ополудні в червні на горизонтальну поверхню на широті полярного кола. Таким чином сонячна експозиція в Чорногорі могла б бути дуже діяльним фактором в диференціації схилів за кількістю тепла від сонця, якби не значна тривалість хмарності, особливо орографічної (над хребтом), яка в значній мірі нівелює експозиційну контрастність. Значний вплив мало також таке близьке сусідство (сотня метрів від заледенілого північного макросхилу та сотня кілометрів від тисячокілометрового льодового материкового покриву). В час деградацій льодовиків сонячна експозиція вже відігравала дуже суттєву роль і була основною причиною їх танення, бо південні (50-ті) широти розташування обумовили досить високий кут падіння сонячних променів, а високий тиск повітря над льодовим поясом створив умови для безхмарного неба і активного огрівання сонцем схилів.

Вітрова експозиція у льодовиковий час мала, на нашу думку, другорядне значення, бо з причини формування обширного нівального висотного поясу з льодовиками та фірновими полями повинна була сформуватися місцева гірська зона високого тиску (як тепер над арктичними островами), яку вітрові потоки мусили обминати і не обігрівати південний схил. Навпаки, якщо нівальний пояс виявлявся достатньо великим, а загальна материкова циркуляція з причин материкового зледеніння ослабленою, то цілком ймовірними могли бути місцеві “стокові” вітри з-над льодових полів, які майже однаково охолоджували обидва макросхили. Вітрова експозиція (причина 5)

почала бути дієвою в фазі руйнації “острова” високого тиску над хребтом і продовжує діяти тепер.

В наш час вітер є впливовою з двох причин: 1) перенесення повітряних теплих чи холодних мас і їхній тепловий вплив на довітряні схили, а також перевіювання та 2) перерозподіл снігу по поверхнях. Панівні південно - західні вітри здувають сніг з південно-західних схилів і переносять його на північно-східні макросхили. Зимою тут нагромаджуються великі маси снігу, формуються 3-6-метрової товщини “снігові карнизи”, які до червня та липня не встигають розтанути і щороку біліють на завітряних пригребеневих схилах та на ріґелях між верхніми і нижніми льодовиковими котлами (рис 5.38.). Ці сніжники, не тіньового, як у “сніжникових нішах”, а вітрового походження, які однаково з першими формують навколо себе топоклімат, умовно кажучи, “сніжниковий”, про що скажемо нижче, а зараз ствердно кажемо, що на їхньому прикладі можна демонструвати вплив невеликих за площею холодних об’єктів на формування свого місцевого (топо) клімату і вказувати на аналогію з місцевими льодовиками та фірновими полями, як причину формування мезоклімату нівального поясу, що саморозвивав місцеве зледеніння Чорногори у глобально сприятливий час.

В публікаціях чеського доктора Фр. Вітасека про дослідження зледеніння з закарпатської, а тоді чеської сторони, коли Підкарпатська Русь опинилася в складі Чехословаччини [78; 79]. Фр. Вітасек називає відомих дослідників від Е. Ромера до С. Рудницького, як дослідників Карпат та Чорногори і пише про принаймні три добре виражені кари і “фірновиська” на південному макросхилі Чорногори (від Попа Івана до Говерли) (в тому числі під Томнатеком).

Сніжники вітрового походження тануть таки швидше, від тіньових, хоча маса снігу в них буває більшою. Виняток роблять сніжники, сформовані за умови дії обох причин – вітрової і тіньової, як у карах Гаджини. Це пояснюємо тим, що окрім огрівання сонцем, діє також теплове випромінювання прилеглих поверхонь, а також ще й вплив температурних інверсій, які проявляються спливанням холодного повітря від сніжників на нижні рівні (кари, котли) і витісненням тепла з цих місць на вищі рівні, створюючи “завислий” на певній висоті тепліший прошарок, що іноді може співпадати з місцем залягання сніжника, але завжди формує своєрідну “холодову міжкарову циркуляцію” з добовим ритмом трансформацій.

Рис. 5.38. Залишкові фрагменти снігового карнизу на північно-західних схилах гори Ребра 14.07.2008 р. На припіднятих елементах схилу сніг розтанув, а в заглибленнях – зберігся, бо там снігу було більше і там він захищений від прямої та розсіяної сонячної радіації та від теплого вітру. Сніжник створює свій топоклімат, що в липні відповідає весняним ситуаціям: поруч з сніжником трава ще не позеленіла, а трохи далі цвіте рододендрон рожевий східно карпатський, який на решті вільних від снігу схилах перецвів ще весною. Фото автора.

Інший різновид температурних інверсій з тепловою першопричиною може виникати у цих же карах за умови інтенсивного прогрівання сонцем нижніх карів.

У літній період між нижнім та верхнім карами за умови сонячної безвітряної погоди такі явища повинні формуватися дуже часто, бо високий кут падіння сонячних променів забезпечує добре прогрівання незатінених, але захищених від вітру нижніх карів протягом дня. Сильніше нагріте приземне повітря нижнього кару не зможе

залишатися внизу, а змушене буде підніматися вверх, а на його місце компенсаційно поступатиме холодніше повітря, що буде стікати з прилеглих схилів і вищих рівнів, а саме з верхніх карів, чи аж з пригребневих схилів. Ця причина активізує витіснення нагрітого повітря на вищі горизонти, створюючи інверсійні прошарки в повітряних масах міжгірних долин.

Таким чином також виникатиме інверсійна стратифікація, або і сповільнена міжкарова циркуляція, але з іншою, а саме тепловою першопричиною виникнення. Ефект для процесів формування теплообміну той самий – стратифікація приземних шарів повітря, температурні інверсії та місцеві циркуляційні процеси, але часовий режим їхній різний, бо причини різні: “Холодові” циркуляції активізуються у вечірній час і не дуже пов’язані з сонячною погодою, а теплові – у ранковий час за умови сонячної погоди. При певних ситуаціях обидва типи циркуляції можуть продовжувати один одного, створюючи циркуляційні потоки добової ритмічності

У період проведення нами польових досліджень активне денне прогрівання повітря в днищі нижнього кару розпочалося вже о 6 годині, а при сніжнику верхнього кару – на 45 хвилин пізніше, що пояснюємо пізнішим виходом пункту з сонячної тіні, зумовленої плечем гори Брескул.

Зберігання сніжника в нівальній ніші практично протягом усього літа означає, що вони займають найбільш придатні для свого формування позиції елементів рельєфу і тим, що вони формують та утримують свій топоклімат.

Сніжники завжди приурочені до якихось заглибин, переважно ерозійного походження, де з допомогою вітру та гравітації може нагромаджуватися сніг значної маси, який потребує довшого часу для танення. Сніжники кожного року утворюються у тих самих місцях, набуваючи характерної кожен для себе форми.

При сніжниках, починаючи від зими, завжди весна, допоки не стане сніг повністю. Біля сніжника на свіжозвільнених від розталого снігу частинах схилів рослини перебувають у весняних фенофазах. Тала вода стікаючи, інтенсивно змиває і вимиває слабо закріплений залишками торішніх рослин дрібнозем, поглиблюючи і розширюючи нішу сніжника, а тому можна стверджувати, що сніжник само розвивається.

В цьому також сприяє топоклімат при сніжнику: поверхня сніжника (якщо він не забруднений), фізично не може перевищити 0 ºС, бо це температура танення замерзлої прісної води, а тому повітря навколо сніжника прохолодне вдень, а вночі, за умови ясної погоди, інтенсивно вихолоджується і досягає мінусових значень і сніг та присніжникові безрослинні смуги знову замерзають, піддаючись морозному звітренню, що додатково сприяє ерозії, поглибленню пониження, аж до створення розвинутої сніжникової ніші.

Цікавий спосіб морозного звітрювання, руйнації схилів і гравітаційного зміщування матеріалу схилів ілюструємо фотографією волокнистих льодяних кристалів (рис. 5.39.), виявлених нами випадково, але самі вони не випадкові.

Рис. 5.39. Стовпчики льодяних волокнистих кристалів, що утворюються під тонким шаром ущільненої поверхні відкритого ґрунту після морозної ночі. До перевертання пластини мерзлого ґрунту кристали були орієнтовані майже вертикально. Вздовж нижнього краю фотографії видно тріщини малих “лусок” мерзлого ґрунту. Стежка на Говерлу. Фото автора.

Льодяні кристали були в багатьох відповідних місцях, практично по всій стежці на Говерлу вище поясу криволісся: стежка виглядала встеленою 20-30 сантиметровими лусками, при піднятими в повітря на 2–4 сантиметри. Поза стежкою,у густій траві, луски не були такими виразними. Перевернувши кілька таких лусок, під кожною можна було побачити стовпчики льодяних кристалів, що демонструються фотографією на рис. 5.39. Звертаємо увагу читача на форму кристалів: вони дугоподібно деформовані, бо росли в умовах нерівномірного стиснення і вони мають плаский верх і зубчастий низ, бо росли вони знизу, а кожен зубчик, очевидно, починався з капіляра, по якому поступала пароподібна вода з глибших шарів ґрунту. Послідовність їхнього утворення розуміємо так:

а. вночі ущільнений поверхневий суглинковий матеріал стежки промерз на глибину 2–4 см;
б. теплі ще від літа глибші шари ґрунту продовжували випаровувати і капілярно та дифузійно підтягувати вверх вологу;
в. на границі з замерзлим верхнім шаром в повітряних порах ґрунту утворювався стан повного насичення вологою і конденсат;
г. в умовах морозної температури почали утворюватися кристали льоду, які в проміжку поміж замерзлим і незамерзлим шарами ґрунту активно росли і сформувалися у волокнисті стовчики (як у волокнистих кристалів гіпсу в щілинах гіпсів-ангідритів);
д. ріст кристалів спричинив підіймання замерзлого верхнього шару ґрунту, який був скріпленим замерзанням у своєрідну єдність, що отримала властивості пластини мерзлого ґрунту, що відмінні від немерзлого своєю монолітністю, паро- і водотривкістю та іншими механічними властивостями. За методикою геофізичних досліджень Н. Л. Беручашвілі такий шар слід кваліфікувати як геогоризонт [5; 6].

Наступним геогоризонтом (донизу) виділимо щілину з льодовими кристалами, що само сформувалася і отримала свої геофізичні властивості і вплив на розвиток фації. Нижче залягав незамерзлий, але дещо стиснутий зусиллями кристалів, що піднімали верхній замерзлий шар, відриваючи його від нижньої частини гумусового горизонту. Одночасний ріст кристалів і гравітаційне зміщення при піднятих пластин мерзлого ґрунту вниз по схилу зробило кристали викривленими, що на процес морозного розрихлення ущільненого ґрунту стежки практично не впливає.

Не слід вважати, що описаний факт є унікальним для Карпат, чи стежки на Говерлу. Процес морозного розрихлення верхнього шару можна спостерігати у наших умовах скрізь, де відбувається промерзання верхнього шару ґрунту і ріст дрібних, чи великих кристалів льоду у промерзлому ґрунті. Весною, чи восени за умови ходьби по поверхні такого ґрунту в саду чи на городі після морозу і до випадання теплого дощу, нога з хрускотом від ламання кристалів під вагою людини провалюється глибше, ніж звичайно на ґрунті,який не замерзав.

Таким чином топокліматичне вихолодження місця спричинило розшарування, фактично утворення нових (хоча і тимчасових) геогоризонтів, які розрихлили верхній горизонт ґрунту, розірвавши коріння рослин, склеєні структурні окремості і, фактично, підготували поверхню фації до активного змиву і розмиву за умови випадання дощу.

Стовпчики дещо зігнуті, бо втискувались поміж мерзлий і незамерзлий шари ґрунту, піднімали на собі верхній замерзлий шар ґрунту і гравітаційно зміщувались.

Під час танення тут ще повинно було відбуватися невелике гравітаційне зміщення вниз по схилу. Подібні явища описані в літературі для пояснення руху курумів –камінних “рік” у Середній Азії. Високою є ймовірність того, що цей самий механізм працює в Карпатах на камінних розсипах греготах і цекотах в Горганах та в Чорногорі, особливо на греготах Туркула і Брескула та при сніжниках з їх топокліматичним добовим ритмом замерзання і розмерзання. Це активний механізм формування сніжникової ніші кулуарного сповзання камінних розсипів та морозного розколювання пластів, оголених скель, складених пластами осадових порід, карпатського флішу.

У стосунку до формування сніжником свого місця, своєї ніші, можна твердити, що сніжник формує свій топоклімат з своїм режимом і це є засіб саморозвитку сніжника.

Ще інше бачення – це приклад системної організації світу, природи, приклад взаємовпливу в системах і приклад єдності світу через ланцюг (каскад) причинно–наслідкових зв’язків: віддалене на 150 млн. км. Сонце “посилає” своє випромінення у навколишній простір і до Землі; повітряні маси приносять опади, (дощ, сніг та осади); вітер і гравітація їх транспортує і перерозподіляє; гравітація стискує, ущільнює; тепло Землі та біохімічних процесів оплавляє снігові кристали, перетворює у

зерна; мороз скріплює, кристалізує перетворює у фірн; тіні гір і хмар зменшують прогрівання сонцем; тала вода спливаючи з-під снігу вимиває дрібнозем і поглиблює нішу, створюючи більший об'єм для снігонагромадження наступною зимою; нічна тепловіддача у космос додатково охолоджує і зберігає сніжник та всі його внутрішні процеси і його зовнішні функції. Все разом створює формацію "сніжникова ніша", чи "нівальна ніша" – специфічне місцеве утворення, місцеву напівокремість, ландшафтну одиницю своєрідного генезису і якості. Це утворення є характерною складовою частиною свого оточення, своєї місцевості, але не інертною складовою, а діяльною і функціонально важливою складовою, що визначає свій саморозвиток і разом з тим впливає на своє середовище, свою ландшафтну місцевість.

В більш загальному трактуванні – це приклад схеми (алгоритму) ЖИТТЯ геосистем типу "сніжникова (нівальна) ніша", яка колись зародилася, народилася, росла, росте, розвивається під впливом зовнішніх чинників, саморозвивається згідно з вихідними геофізичними умовами геотопу і під впливом зовнішніх чинників та за правилами і обмеженнями новоутвореного геокомплексу, проходить усі стадії розвитку (самоутвердження, стабілізацію, старіння, саморуйнацію і відмирання), закінчивши таким чином цикл життя природної одиниці, природної формації. Як і все, що народжується[62]. Жодної містики тут нема, бо тут працюють фізичні закони обміну речовиною та енергією, ландшафтна геофізика, фізика місця, геотопофізика.

5.6.4. Ландшафтний ретроаналіз шляхів руху льодовиків у Чорногорі

У свій час (у 1986–89-х роках) під час виконання польового площинного ландшафтного картографування та верифікації створеної карти нами була складена також картосхема ерозійних та акумулятивних льодовикових форм і відкладів, за просторовим розташуванням яких вдалося прорисувати шляхи руху глетчерів і, навіть їхню етапність, що і демонструємо на рис. 5.40., 5.41.

---

[62] Згідно з правилом Е. Канта за умови дії в системах постійних правил такі системи спочатку розвиваються, потім стабілізуються, а ще пізніше саморуйнуються.

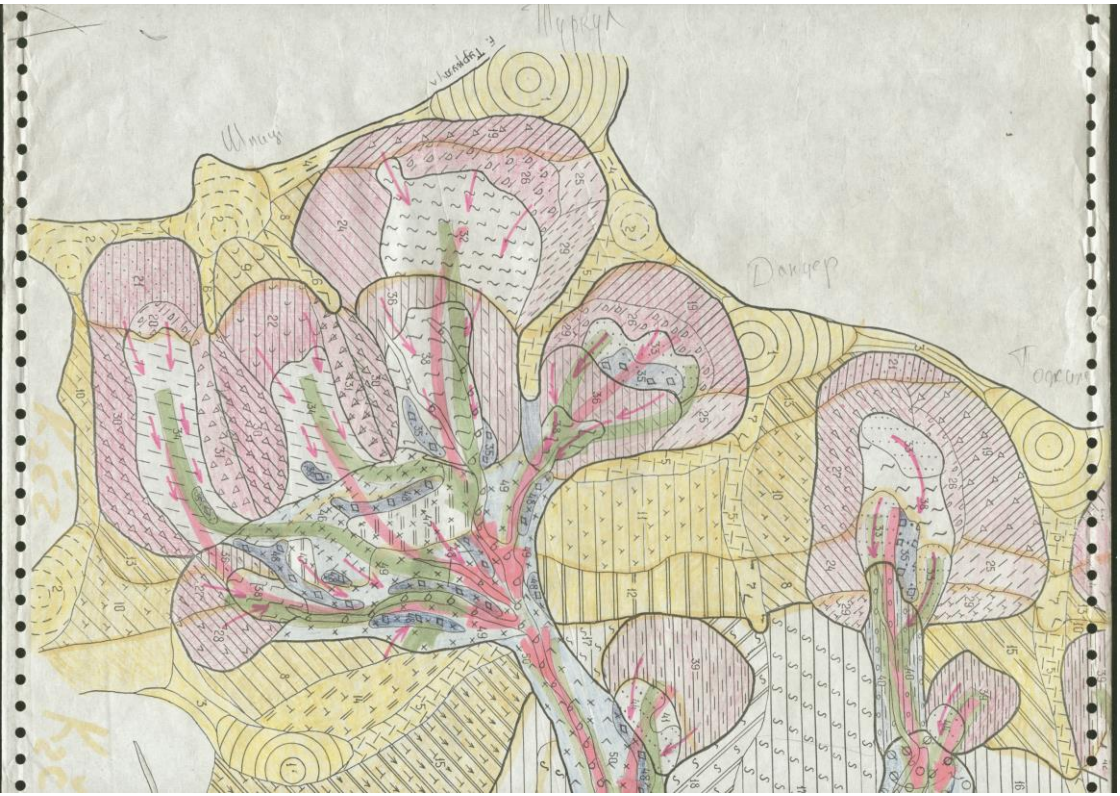

Рис. 5.40. Група карів Туркульського цирку. Видно два поверхи льодовикових підковоподібних карів. Верхні кари великі, бо старші і добре вироблені, а нижні набагато менші. Стрілками показані шляхи руху глетчерів. Стрілки старших (Mindel) зледенінь – ширші, а молодших (Riss, Würm[63]) – вужчі. Невеличкі дугоподібні контури в трогових долинах – кінцеві стадіальні морени льодовиків, що деградували. Номери і форми заштрихованих контурів співпадають з номерами і формами контурів ландшафтної карти з додатку №1.

[63] Названий вік зледеніння в Карпатах дано за визначеннями Б.Свідерського. П. М. Цись, виходячи з терасових відкладів та зледенінь в Татрах, вважав що в Чорногорі цілком могло бути зледеніння і у В юрмі. Для нашої картосхеми важливим було розрізнити не абсолютний вік, а послідовність руху льодовиків та формування їхніх відкладів.

Рис. 5.41. Група Говерлянських карів. У верхній частині картосхеми кар Малоговерлянський, у середній частині – Верхній та Нижній Заросляцькі кари, в нижній частині картосхеми – Верхній та Нижній кари поміж горами Брескул і Пожижевська. Номери і форми штрихованих контурів відповідають виділам ландшафтної карти (див. додаток) і легенду до неї. Стрілками показані шляхи руху глетчерів. Дугоподібні контури в трогових долинах – кінцеві стадіальні морени льодовиків, що деградували.

Ця картосхема ще не публікувалась, але й подібних карт інших авторів нам зустрічати не доводилось. Сподіваюсь, що публікація нашої картосхеми викличе інтерес, критику та активізує спроби розвитку подібних досліджень.

В И С Н О В К И
(методичні, аналітичні, синергетичні, науко формуючі).

Часові ритми топокліматичних параметрів

Аналіз показників температури повітря на пунктах реєстрації вздовж усіх топокліматичних профілів (Пожижевська – Яремче, площинний долинний Озірний ЧГС – Хеде, Озірний Говерла, ЧГС – Брескул. дав можливість виявити, що:

- на усіх ділянках і профілях вимірювання лісовкриті геокомплекси відзначилися найбільш врівноваженою динамікою температури повітря у міждобовому та у міжпогодному ритмах;
- лісистість схилів мінімізує добові та річні амплітуди топокліматичних параметрів геокомплексів;
- добові амплітуди температури були найвищими у відкритих геокомплексах, а найнижчими – у лісовкритих геокомплексах;
- денні температури найвищими виявилися на поляні ЧГС та в днищі нижнього кару г. Пожижевської. В обох випадках найсильніше прогрівання пунктів зумовлене доброю відкритістю до сонця та відносною закритістю цих геокомплексів від адвективного обміну повітрям з сусідніми геокомплексами;
- ночі найтеплішими виявилися в геокомплексах лісистого середньогіря (бо ліс добре утримує денне тепло), та на днищі

верхнього кару г. Пожижевської, що є наслідком температурної інверсії в карах;

- вертикальні температурні градієнти часто є меншими від горизонтальних, особливо на межах між геокомплексами, що засвідчує відносну окремішність геокомплексів і в стосунку до топокліматичних параметрів;
- температурні інверсії є явищем типовим для ПТК тих схилів і тих поверхонь, що прилягають до котловин;
- температурні інверсії спричинюють інверсії висотних рослинних поясів бук стає рівноправною лісоформуючою породою у поясі смерекових лісів на висоті 1 100 – 1 200 м, а аркто-альпійські рослини в днищах нижніх льодовикових карів зустрічаються майже так само часто, як у верхніх карах;
- вершини гірських хребтів мають малі добові амплітуди коливань через їхню більшу залежність від проходження повітряних мас транзитних баричних систем і меншу залежність від приземного сонячного прогрівання;
- у котловинах холодне повітря нагромаджується, застоюється і радіаційно вихолоджується. На різних абсолютних висотах це призводить різних наслідків: у карах, до приморозків літом і сильних морозів зимою, поглибленого промерзання ґрунту, поселення аркто-альпійських видів рослин поруч з лісовими видами, а на низьких долинних рівнях – до вимерзання теплолюбних рослин (чи садовини і городини у Ворохтянській котловині);
- при певних ситуаціях денні та нічні типи циркуляції (з рушієм від нерівномірного денного нагрівання, або нерівномірного сонячного вихолодження) можуть продовжувати один одного, створюючи циркуляційні потоки добової ритмічності, як ознака спільного, поєднаного функціонування геосистем в межах часу тривалості антициклональної погоди;
- подібність геокомплексів за топокліматичними властивостями спонукає до виділення своєрідних територіальних топокліматичних поєднань, угруповань чи класифікаційних формацій геокомплексів різних рангів;
- туристські нічні табори за умови антициклональної погоди можуть виявитися теплішими на високих завітряних пригребеневих, схилах головного хребта, ніж на затишних днищах нижніх карів;

- вертикальний температурний градієнт коливається від 0,3 до 1,3 ºС на 100 м висоти залежить від погоди, дня, чи ночі, геотопів, проявів інверсій;
- горизонтальний температурний градієнт досягає максимумів на ландшафтних границях і, залежно від контрасту ландшафтних одиниць, може перевищувати вертикальний градієнт у кілька разів.
- горизонтальний температурний градієнт мало залежить від рангу геокомплексів. Градієнт між двома сусідніми контрастними фаціями може кратно перевищувати градієнти поміж урочищами, місцевостями, ландшафтами;
- топокліматичні параметри формуються залежно від ландшафтних умов, але і топоклімати самі формують специфіку ландшафтів, їх властивості;
- у межах пунктів, охоплених тривалими вимірюваннями, середньорічна температура зменшувалася від 6,87 ºС у Яремчі, (це характерно для низьких висотних рівнів південної частини Українських Карпат), до 0.89 ºС на г. Пожижевська**,** що свідчить про переважання тут низької температури і наближення її до характеристик холодного (майже нівального) висотного поясу;
- за топокліматичними властивостями пенепленізоване полонинське високогір'я Чорногори варто перевести в ранг "індивідуальний ландшафт", який може стати репрезентативним представником полонинських ландшафтів;
- високогірні полонинські ландшафтні пояси виокремилися і отримали свою характерну полонинську фізіономічність перш за все завдяки холодному мезоклімату, який є наслідком високої гіпсометричної позиції. Остання, в свою чергу, стала наслідком горотворчих рухів альпійської складчастості. Екзогенні сили відпрепарували складчасті насувні покриви так, що на найвищі хребти Чорногори мають свою літологію – Чорногірські конгломерати. Якщо ж в генезисі Карпат визнавати період пенепленізації пракарпат, то виявиться, що сучасні привододільні поверхні головних масивів Полонинсько Чорногірського хребта є трансформованими залишками колишніх пенепленізованих пракарпат, найстарішими елементами ландшафтної структури. Сучасні риси рельєфу, мезоклімату, ґрунтів, рослинності також оригінальні від своєрідного генезису і сучасного розвитку, обумовленого місцеположенням, бо все це має своє визначальне значення для формування ландшафтних систем різних

рангів, геокомплексів, різних місць, чи геотопів, що мають свої властивості, тобто різних земних формацій з іншими кваліфікаційними назвами: біотопів (зоотопів, фітотопів), кліматопів, чи **атмогеосистем**. Серед них можна віртуально виокремити **топоклімат**. Лише віртуально, бо він є атрибутною властивістю топосу Саме властивістю, а не структурною складовою, хоча в моделях функціонування геосистем цю мінливу властивість можна зображати вагомим структурним блоком, причому найбільш динамічним. показники якого змінюються щосекундно, разом з мінливістю сонячного світла, обертанням Землі навколо своєї осі і навколо Сонця, з післядією зміни активності Сонця, циркуляцією атмосферних мас, місцевим прогріванням, вихолодженням, адвективним та конвективних теплообміном і т. д.

Отже топоклімат це медіатор, посередник поміж Небом і Землею, що зазнає впливу і Неба і Землі. Його можна віртуально чи вербально виокремити, описати, але не відокремити, бо це атрибут атмогеосистеми того чи іншого рангу.

Розуміючи, що природні регіони різних рангів, чи ландшафтні одиниці усіх рангів мають свої границі і горизонтальні і вертикальні, що приземне повітря є складовою частиною цих формацій, можемо твердити, що аерогоризонт кожної з фізико-географічних формацій є локалітетом і субформацією, **субсистемою** атмогео-системи з відповідними їм границями.

Саме ця субсистема є медіатором, але і результатом взаємодії Землі і Неба, причому активним як субсистема у системі, що має свої системні межі, Заради модельного, спрощеного означення і сприйняття будемо називати її топокліматом. В такому представленні топоклімат є речовинною (аеро) частиною геокомплексів, геосистем з властивістю субсистеми і медіатора високочастотної мінливості поміж усіма складовими всередині системи і на її периферії. Просторове розміщення топокліматів бачимо як своєрідну мозаїку, що узгоджується з мозаїкою природних геокомплексів. Структурний рисунок мозаїки геокомплексів повинен повторитися в мозаїці топокліматів, Оскільки (топоклімати) живо взаємодіють (контактно і безконтактно) поміж структурними елементами своїх і сусідніх геосистем, то повинна проявитися емерджентність як рушій розвитку усіх взаємодійних складових з дотриманням порядку структурної приналежності та

ієрархії, але і певної розупорядкованості, привнесеної зовнішніми чинниками.

Без пізнання субсистеми не вдасться розуміти і характеризувати цілу систему, її функції, етологію.

Формування льодовиків та льодовикових форм рельєфу в значній мірі було залежним не тільки від глобальних процесів формування тогочасного макроклімату (це не заперечується ніким, окрім антигляціалістів), але і від тогочасних топокліматичних формацій.

Виділені типи топокліматів Чорногори

Проведені нами топокліматичні дослідження в масиві Чорногора Українських Карпат з застосуванням електронних автономних реєстраторів дало змогу отримати багатий – (в сумі близько 400 000 значень) масив даних температури і вологості повітря у обраних пунктах реєстрації. Аналіз цих даних дозволив виявити і доказати топокліматичну специфіку ландшафтних геокомплексів, зокрема стосовно тісної залежності формування властивостей приземних шарів повітря у геокомплексах від їхнього місця в ландшафтній структурі та залежність властивостей самих геокомплексів від динаміки приземних шарів атмосфери. Зокрема:

1) наявність у ландшафтній структурі котловин різного генезису і форми (особливо безлісих) призводить до індивідуального сценарію формування **котловинного повітря** з можливістю його радіаційного вихолодження чи посиленого прогрівання й набуття екстремальних термічних показників у відповідних умовах, що дозволяє виокремити тип **котловиних топокліматів з широкою амплітудою показників параметрів**. Виділений тип слід поділити на підтипи за висотою розташування котловин: **високогірні, середньогірні та низькогірні.**

2) значного розвитку в Чорногорі набуває **гірсько-долинна міграція повітряних мас**, зокрема стікання холодного повітря з високих хребтів вниз по річкових долинах і дорогах в них прокладених, що дозволяє виокремити тип **долинних топокліматів з**

активним транзитом повітря згідно з добовими та погодними ритмами.

Витіснення вверх з котловин, карів та долин теплішого повітря та **формування термічно-інверсійних шарів**. Унаслідок **стратифікації приземних шарів повітря з інверсійними термічними характеристиками в геокомплексах виникають інверсійні явища в інших складових геокомплексів,** невластиві окремим висотним поясам явища, зокрема в фітоценозах, а саме: а) наявність бука як лісоформувальної породи у поясі смерекових лісів місцевості круто-схилого лісистого (з смерекою) середньогір'я; б) місцеве вихолодження у вітрозахищених нижніх карах і застоювання в них холодного повітря сприяє заселенню аркто-альпійськими видами рослин днищ нижніх карів більш рясно, ніж верхніх карів. Оба приклади можна кваліфікувати, фітоінверсії, обумовлені атмоінверсіями.;

Сказане дає підстави для виділення типу **придолинних схилових стратифікованих інверсійних топокліматів.** Відповідно до абсолютної висоти схилів, де виділений тип варто розділити на **високогірний, середньогірний та низькогірний підтипи**.

3) лісопокритим геокомплексам властиві найменші амплітуди коливання температури повітря (через ослаблений рух повітря в лісах та обмежений радіаційний теплообмін), що дає підстави для виділення типу **топокліматів схилових лісопокритих з ослабленою динамікою параметрів.**

4) за топокліматичними властивостями субальпійський пояс Чорногори є найстабільнішим, але холодним, що може бути охарактеризовано виділеням **топоклімату субальпійського вузько амплітудного, холодного і сирого виділенням підтипів пригребеневого при вершинного, при гребеневого сідловинного та пенепленізованих субальпійських полонин з розширеними амплітудами параметрів.**

П І Д С У М К И,
як ключові позиції топокліматології і топокліматологія як індикат єдності світу

Проведені за час нашої наукової діяльності різносторонні, у тому числі й топокліматичні дослідження значно збагатили наш досвід і дали підставу не тільки для часткових оцінок конкретних ситуацій, а й для узагальнень, аналогій, теоретичних позицій, ординаційних пропозицій, гіпотез, постулатів, які пропонуємо нижче

Термін топоклімат, або за аналогією з біотопами – "**кліматоп**" вживається **як означення клімату географічного "місця"** як термін збірний, загальний, без рангової прив'язки.

1. За умови конкретизації приуроченості термін завжди потребує додаткового стосункового уточнення, щоб означити територіальну **приналежність**: топоклімат "ікс", – фації чи ігрик –урочища, зет – місцевості, чи схилу, русла, болота, лісу, міста, скверу, формації (і $_1^n$), бо він належний тільки їм.

2. Топоклімати завжди індивідуальні, неповторні, але маючи риси подібності, можуть типізуватися за різними критеріями.

3. У фізичній географії розроблені принципи регіоналізації земного простору, що передбачають виділення природних одиниць гомогенного характеру і складу, що утворились в процесі свого генезису у певному місці, за конкретних зовнішніх чинників та часових трансформацій. Аналогічний підхід маємо в ландшафтознавстві для виділення ландшафтних природних територіальних комплексів (ПТК), геокомплексів, геосистем, геохор чи геотопів. Всі ці одиниці

комплексні і включають геому, біоту, вологу і **повітря**, що взаємно проникають і **функціонують як єдине ціле**.

4. Нерівномірна концентрація складових компонентів ПТК, їхніх геомас в об'ємному "тілі" ПТК призводить до утворення і можливості виділення геогоризонтів (за Беручашвілі Н.Л.).

5. **Аерогеогоризонт** ПТК є тим локалітетом, де формується топоклімат з відповідними умовам місця характеристиками.

6. Аерогоризонт зазнає впливу усіх геоматичних складових ПТК "знизу", зовнішніх чинників "зверху", та сусідніх ПТК "збоку" і стає своєрідним **медіатором** цих впливів і дій, через що сам перетворюється на роздільний прошарок **вакуольного типу**, що має свої механізми сприйняття дії, реакції на дію через набуття властивостей, трансформацію, передачу впливів.

7. В цьому стосунку **аерогоризонт** (аерострат) стає речовинною складовою частиною, **підсистемою** складної формації – **аеробіогеосистеми**, якою є кожен ландшафтний комплекс.

8. Аеропідсистему можна кваліфікувати як **клімасистему** та як **топоклімат, місцевої системи** певного рангу.

9. **Параметрами** аерогеогоризонту є його межі, маса, густина, склад, тиск (пружність), температура, вологість, рухливість, стратифікація, теплопередача, теплове і світлове випромінювання, дифузія, розсіювання, рефракція, фільтрація, провідність, резистентність, ізоляційність і ще багато властивостей, притаманних газовому середовищу.

10. Геогоризонти кожного окремого геокомплексу, що складають якусь ландшафтну формацію вищого рангу, контактуючи повинні утворювати свою формацію – **систему аерогоризонтів**, **мозаїку топокліматів, аерогеострат**, як найнижчу формацію тропосфери і як повітряний приземний шар ландшафтної сфери, ,

11. Кожному ландшафту властиві свої геоматичні та біотичні підсистеми, а отже і аеро, чи повітряна підсистема. Віртуальне його виокремлення в своєрідну повітряну формацію, яку за аналогією з ландшафтом можна назвати **люфтшафтом**[64].

---

[64] Слова німецької мови з закінченням завжди означають якусь формацію, єдність, утвір, як наприклад Eigenschaft – властивість Wirtschaft – господарство, Gemeinschaft – спілка, об'єднання, Wissenschaft – наука, Bruderschaft – братерство. Ландшафт – територіальна, земна формація. Люфтшафт– повітряна формація.

12. Аналогічно кожен з геокомплексів нижчого ландшафтного рангу повинен мати відповідну складову у формі **аеронадбудови, аеросистеми відповідного рангу**, тобто їхні **повітряні поверхи.**

13. **Ієрархія аеросистем мусить бути узгодженою з ієрархією геосистем.**

14. Повітряні поверхи, складені з мозаїки контактних топокліматів, **набувають властивостей певної єдності, формації системного характеру, люфтшафту, як складової ландшафту, що має системну залежність, але і системну дійовість.**

15. Кожна з вище перечислених властивостей своїми параметрами може створювати своєрідний **“рельєф” показників аеропараметрів,** аналогічно як рельєф фонтанчиків електронів на фотокатодах, чи рельєф потенціальних зарядів мікроконденсаторів на сигнальних пластинах знімальних камер а 5чи рівнів люмінесценції на екранах телевізорів і моніторів комп’ютерів, а чи нерівномірної висоти сходів кукурудзи на різноякісному полі.

16. Таким чином топоклімати в складі люфтшафту можна представити як гармонійне поєднання терморельєфу, гігрорельєфу, фоторельєфу (альбедо), радіорельєфів у інфрачервоних, надвисокочастотних та інших довжинах радіохвиль, що в сукупності можна назвати **геофізичним рельєфом**, але розуміти його як своєрідну послідовність акордів випромінювань, майже „симфонію”, що властива конкретному люфтшафту, ареалу геотопів з їхніми топокліматичними складовими.

17. Геофізичний рельєф (альбедо, теплова чи радіо яскравість (емісія) наземних і земних, водних і повітряних об’єктів є фізичною основою дистанційного зондування землі з літаків, чи з космосу.

18. Параметри топоклімату не слід сприймати як пасивний показник чи характеристику. Вони діяльні, бо вони є обставиною і умовою певних явищ і процесів, що відбуваються в люфтшафтах (замерзання, танення, випаровування, конденсація, сублімація, кристалізація, тепло- і радіо емісія, провідність, прозорість, обмін тощо).

19. **Дійовість параметрів** топоклімату стає **умовою** його **саморозвитку** і стороннім чинником на сусідні аерогеосистеми.

20. Топоклімати (аеропідсистеми геосистем) мають свої **межі: просторові і часові.**

21. **Просторові межі** топокліматів, виходячи з цілісності геосистем, мусять бути реальними за суттю, односторонньо фізично

“прив’язаними” до геоматичних меж, але дуже динамічними. Межі топокліматів можуть виявлятися за умови правильно підібраних критеріїв і усвідомлення їх просторової і часової динамічності.

22. **Часові межі** також “прикріплені” до часових меж “своїх” ландшафтних геокомплексів, але **можуть мати власні фази**, обумовлені добовими, погодними та сезонними **станами** з їхньою часовою тривалістю та етапами саморозвитку.

23. **Станам клімасистем** властиві режими, цикли, ритми і аритмія, що обумовлюють **життя** цілої геосистеми.

24. **Детерміноване чинниками життя** геосистем має **етологічний** характер, тобто “поведінку”, що відповідає ситуації: зовнішнім впливам і внутрішньому стану (готовності до реакції).

25. **Етологія** цілих геосистем в межах одного рангу обумовлюється суттю цих геосистем, приналежністю до свого класу геосистем, до територіальної мозаїки сусідніх геосистем, до ієрархічного порядку ареалу геосистем, до всього каскаду природних систем вищих рангів.

26. **Вираженість меж** та їх динаміка визначаються ординацією геосистем свого рангу, ієрархічними зв’язками та підпорядкуванням.

Отже, **фації формують свої границі процесами обміну речовиною та енергією, “стираючи” дискретність і перетворюючи її на континуальність,** що можна оцінювати, як „мирне” співіснування фацій, а в іншому випадку, коли переважає якийсь напрямок руху, – як “агресивність дійовішої” фації, бо вона буде розширювати себе в напрямку “слабшої фації”. У цих ситуаціях специфіка топокліматичних процесів може мати визначальне значення і тоді **топоклімат можна сприймати і як динамічну властивість фацій, і як своєрідний чинник розвитку фацій**. Ще інакше: властивість об’єкта – це якість, результат взаємодії елементів організованого об’єкта і його стан на конкретному часовому етапі, а також чинник саморозвитку природної одиниці і “диктату” зовнішньому оточенню (контактним геокомплексам).

27. **Поєднання** геосистем творить свої сукупності за складом, розташуванням і генезисом, тобто **парагенетичні сукупності**, ареали, ценози, з характерними комплектами елементів та параметрами властивостей;

28. **Структура** мозаїки **ценозів** і може бути строго **впорядкованою**, як воскові воскові чарунки у рамках бджолиних вуликів або інших рівноправних складників (рис 6.1.), або **“розупорядкованою”**.

29. **“Розупорядкованість”** топокліматів сприймаємо як **ефект** початкового **сприйняття** складних формацій, що насправді є наслідком каскаду причинно-наслідкових зв’язків і залежностей, обумовлених єдністю світу.

30. **Вивчення залежностей формування топокліматів** з властивою їм динамічністю дає можливість вивчати складні **каскадні процеси** в природі, розвивати відповідні методики.

31. **Антропогенні втручання** в життя природи призводить до виникнення **модифікацій топокліматів**, а тому їх можна розглядати як підставу для наукового **експерименту** з метою розшифрування та оцінки каскадних залежностей в геосистемах.

32. Вивчення **регресійних залежностей** параметрів топокліматів дозволить отримати **впорядковані ряди коефіцієнтів залежностей**, що прояснить **алгоритми функціонування геосистем.**

33. Впевнене **знання алгоритмів функціонування геосистем** дасть можливість суспільству уникати помилок в господарюванні, чи свідомого і обґрунтованого використання в **оптимізації своєї діяльності в системно організованому світі**. Отже, **фації формують свої границі процесами обміну речо-виною та енергією**, **„стираючи” дискретність і перетворюючи її на континуальність,** що можна оцінювати, як „мирне” співіснування фацій, а в іншому випадку, коли переважає якийсь напрямок руху, – як „агресивність дійовішої” фації, бо вона буде розширювати себе в напрямку „слабшої фації”. У цих ситуаціях специфіка топо-кліматичних процесів може мати визначальне значення і тоді **топоклімат можна сприймати і як динамічну властивість фацій, і як своєрідний чинник розвитку фацій**. Ще інакше: властивість об’єкта – це якість, результат взаємодії елементів організованого об’єкта і його стан на конкретному часовому етапі, а також чинник саморозвитку природної одиниці і „диктату” зовнішньому оточенню (контактним геокомплексам).

34. **Гармонійність** системної організації світу включає узгоджуність, **лімітованість, протиріччя** та **конкурентну боротьбу** в земних формаціях, **що є умовою їхнього саморозвитку**, а включно з суспільним чинником– умовою модифікованого розвитку.

35. Регіональні дослідження і регіоналізація простору горизонтальна і вертикальна, що притаманні географічним наукам, при всій різноманітності географічних систем дає підстави для

виділення сукупностей і ареалів та групування, сімейності, типізації, репрезентативності, діагностики явищ та екстраполяції висновків.

36. Оптимізація суспільно-природних стосунків найважливіша умова **вироблення алгоритмів суспільної екологічної поведінки**.

37. **Сприйняття населенням природного середовища** свої діяльності можна **кваліфікувати як важливий фактор** життєдіяльності і **життєздатності середовища і** його суспільної складової.

38. **Екологічно оптимальна поведінка** поведінка суспільства можлива за умови її **виховання** на підставі переконливих **аргументів**, що здобуваються в процесі **наукових досліджень**.

39. **Фізична географія з** своїми підрозділами (геофізика, геохімія, ботика ландшафтів, ймовірно нові галузі – топокліматологія, топофізика, як і топокосмологія) **є найбільш перспективними** серед галузевих наук **для розвитку світогляду єдності світу** з його системною організацією структурою, зв'язками, залежностями.

40. Вивчення природи світу і віднайдення підстав для побудови на цій основі суспільно-природничих стосунків – чи не найважливіша мета науки взагалі і географії зокрема.

Рис. 6.1. Приклад до упакування рівноправних елементів структури, що утворюють ценоз. Аналогія до просторового упакування топокліматів у ценозі топокліматів одного типу з „рельєфом" їхніх геофізичних параметрів. На фото – жаб'яча ікра у обраному жабою топокліматі, як його біоіндикатор. 03.04.2011 р. Автор фотографії – Муха Б.

Л І Т Е Р А Т У Р А

1. *Андрианов М. С.* Вертикальная термическая зональность Советских Карпат // Науч. зап. Львов. ун-та,- 1957, т.40, географ. сборн., вып. 4. С189–198.
2. *Андрианов М. С.* Вертикальная термическая зональность Советских Карпат Науч. зап. Львов. ун-та,- 1957, т.40, географ. сборн., вып. 4
3. *Андріанов М. С.* Кліматичне районування. // Природа Українських Карпат. Під ред. проф.. К. І. Геренчука. Львів: Вид-во. Львів. ун-ту, 1968.– С. 87–101.
4. *Андріанов М. С.* Клімат. //Природа Івано-Франківської області. За ред.. проф. К. І. Геренчука. Львів: Вища школа. Вид.-во при Львів. ун-ті. 1973.– С. 51–61.
5. *Багров М. В*., Боков В. О., Черваньов І. Г. Землезнавство. К: Либідь, 2000. – 462 с.
6. *Беручашвили Н.* Л. Геофізика ландшафта. М.: Высшая школа, – 1990.287 с.
7. *Беручашвили Н.* Л.Этология и картографирование состояний природной среды. Тбилиси: Узд. Тбилисского ун-та.–1989.196 с.
8. *Біланюк В*. Мельник А. Муха Б. і ін. Природні територіальні комплекси верхів’я ріки Прут в межах Чорногори. // Природні комплекси й екосистеми верхів’я ріки Прут. Функціонування, моніторинг, охорона. Матеріали науково–практичної конференції 15–17 травня 2009 року. Львів–Ворохта. Видав. Центр Львів. націон. ун-ту ім. Івана Франка. – С.176179.
9. *Вайсберг Дж.* Погода на Земле. Метеорология. Перевод с англ. Г. Бройдо. Ленінград: гидрометиздат,1980.–347 с.

10. *Геренчук К* .І., Міллер Г. П. Деякі питання вивчення висотної структури ландшафтів Українських Карпат.// Вісник Львів. ун-ту ім. Ів. Франка. Серія географічна, №1.1962– С. 85–90.
11. *Гродзинський М.* Д. Пізнання ландшафту: місце і простір: Монографія. У 2-х т.–К.: Видавничо-поліграфічний центр „Київський університет”, 2005. – Т.1.–431 с.
12. *Гродзинський М.* Д. Пізнання ландшафту: місце і простір: Монографія. У 2-х т.–К.: Видавничо-поліграфічний центр „Київський університет”, 2005. – Т.2.–503 с.
13. *Киналь О. В.* Ландшафтно-кліматичне різноманіття гірських регіонів Чернівецької області//Науковий вісник Чернівецького університету. Зб. Наукових праць. Випуск 304: Географія.– Чернівці: С. 158–178.
14. *Костів Л., Петрів О.* Радіаційно – тепловий режим природних територіальних комплексів середньогір’я північно-східного сектора Чорногори // Фізична географія та геоморфологія. Випуск 16, том 2. Київ, видавництво географічної літератури “Обрії”, 2004 рік. С. 182 –
15. *Кравчук Я.* С. Геоморфологія полонинсько-Чорногірських Карпат. Львів: видав. Центр ЛНУ імені Івана Франка, 2008.– 187 с.
16. *Круть И* .В. Введение в общую теорию Земли. Уровни организации геосистем. М: Мысль, 1978. 367 с.
17. *Левитин К.* Е. Все, наверне, проще М: Знание, –1975, 175 с.
18. *Милкина Л.* Климат // Украинские Карпаты /Природа. К: Наукова думка, 1988. – С.38–43.
19. *Миллер Г. П.* Опыт ландшафтного анализа Черногоры. Сообщение 2.// Львовский отдел Геогр. .общ.–ва СРСР. .Геогр. сборник вып.7.– 1963. – С. 75–83.
20. *Міллер Г. П.* Льодовикові озера Чорногори // Вісник Львівського держ .ун-ту ім. Ів. Франка, серія географ. 1964._ С 44–51
21. *Міллер Г.* П. Ландшафтна карта Чорногори 1963 .// Біланюк В. І.(упорядник) Гаврило Петрович Міллер./ Серія Видатні географи України. К: ВГЛ Обрії, 2004.–с.Додаток.до розділу Неопубліковані праці: розділ з кандидатської дисертації „Морфологічна структура ландшафту Чорногора” – с, 33–47.
22. *Міллер Г.П., Петлін В.М.* Стационарные исследования динамики развития ПТК, Львов: Издат. Львов. ун–та, 1985.–79 с.

23. *Моргоч О.В.* Орокліматогенні передумови мезокліматичних відмінностей ландшафтів Українських Карпат // Вісник Львівського ун-ту. Серія географічна – вип. 29. – Ч.1.– С. 53 –57.
24. *Моргоч О.В.* Особливості місцевих кліматівУкраїнських Карпат. //Przemiany krajobrazu kulturowego Karpat: wybrane aspekty. Transformation of the kultural landscape of the Karpatians: selected aspects. // Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego PTG. Sosnowiec, Nr 3. S. 131– 143.
25. *Муха Б.П., Загульская О.Б.* Изучение ландшафтно-геофизических характеристик в западном регионе УССР применительно к задачам дешифрирования дистанционных данных. //Отчет по НИР. Москва, ВНТИ ЦЕНТР, 1987; Инв. 02.87.0029582. 166 с. Номер госрегистрации 01.87.0019799.
26. *Муха Б.П.* Клімат верхів'я басейну р. Дністер. //Дослідження басейнової екосистеми верхнього Дністра Збірник наукових праць. Львів: б. в., 2000. – С.22-33.
27. *Муха Б.* Номограма для визначення інсоляційних параметрів поверхонь.//Традиційні і поновлювальні джерела енергії як альтернативні первинним джерелам енергії в регіоні. Міжнародна науково-практична конференція, 31 травня - 1 червня 2001 р. Львів, ЛвЦНТЕІ, 2001 р. с.189-193.
28. *Муха Б.* Топокліматичні особливості верхів'я басейну ріки Дністер.// Сучасні проблеми і тенденції розвитку географічної науки. Матеріали міжнародної конференції до 120 – річчя географії у Львівському університеті. 24 – 26 вересня 2003 року. Львів, Видавничий центр ЛНУ ім. Івана Франка. С. 184 – 187
29. *Муха Б. П.* Сучасні фізико-географічні процеси. //Чорногірський географічний стаціонар. Львів: Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2003.– С 77–92.
30. *Муха Б.* Динаміка температури повітря при стінах субширотної орієнтації у м. Львові.// С. Збірник праць Третьої Міжнародної науково-технічної конференції «Проблеми технічної метеорології ПТМ 2006, Львів, 22-26 травня 2006 року (англ. мовою). – Видавництво науково-технічної літератури. «PROBLEMS OF THE TECHNICAL METEOROLOGY» Lviv, Ukraine, 22-26 May 2006. Proceeding Lviv – 2006. С. 137–141
31. *Муха Б.* Топотермічні властивості території Львова/ Б. Муха // Вісник Львівського університету, серія. географ. –2010– Вип.. 38.– С. 221–237.

32. *Муха* Б.Термічні властивості топоклімату Карпатського природного національного парку. // Вісник Львівського університету. Серія географічна. Випуск 35. Львів, видавничий центр Львівського національного університету ім. Івана Франка.2008. С. 251–266.
33. *Муха Б. П.* Розподіл температури і відносної вологості повітря по профілю гора Пожижевська – м. Яремча. // Природні комплекси й екосистеми верхів'я ріки Прут. Функціонування, моніторинг, охорона. Матеріали науково–практичної конференції 15–17 травня 2009 року. Львів–Ворохта. Видав. Центр Львів. націон. ун-ту ім. Івана Франка. – С.1761–79.
34. *Павлов А. В.* Теплофизика ландшафтов. Новосибирск: Наука, сибирское отделение. 1979 – 285 с.
35. *Петлін В. М.* Закономірності організації ландшафтних фацій. Одеса: „Маяк", 1998.237 с.
36. *Петлін В., Матвіїв В.* Клімат. //Чорногірський географічний стаціонар. Львів: Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2003. С.35–40.
37. *Петлін В. М*. Синергетика ландшафту. Львів: Видав. Центр ЛНУ імені Івана Франка, 2005.205 с.
38. *Петращук Я. В., Тимчук Я. Я.* Кліматичні умови північно-східних макросхилів Чорногори. // Природні комплекси й екосистеми верхів'я ріки Прут. Функціонування, моніторинг, охорона. Матеріали науково–практичної конференції 15–17 травня 2009 року. Львів–Ворохта. Видав. Центр Львів. націон. ун-ту ім. Івана Франка. – С.73–74.
39. Природа Івано-Франківської області За ред.. проф. Геренчука К. І. Львів: Вища школа. Вид-во при Львів. держ. ун-ті. 1973. –157 с.
40. *Притула І. М*., Горохівська І. П. Топокліматичні особливості Пожижевського кару Чорногірського ландшафту. // Природні комплекси й екосистеми верхів'я ріки Прут. Функціонування, моніторинг, охорона. Матеріали науково–практичної конференції 15–17 травня 2009 року. Львів–Ворохта: Видав. Центр Львів. націон. ун-ту ім. Івана Франка. – С.180–182.
41. *Ретеюм* А.Ю. Земные миры. М: Мисль, 1988. –268 с.
42. *Роджер Г*. Барри Погода и климат в горах. Перевод с англ. под ред. Хргиана А. Х. Ленинград гидрометиздат, 1984.–310 с.
43. *Романова Е. И.:* Микроклиматическая изменчивость основных элементов климата. Гидрометиздат, 1977.

44. *Сакали Л.* И. (ред.) Тепловой и водный режим Украинских Карпат. Ленінград, Гидрометиздат, 1985,.161 с.
45. *Сапожникова С. А*. Микроклимат и местный климат. Ленинград, Гидрометиздат, 1950, 241с.
46. *Смит К.* Основы прикладной метеорологии. Перевод с английского. Ленинград, Гидрометиздат 1978.424 с.
47. *Сенчина Б.* В. Сучасний стан та проблеми збереження аркто-альпыйських видыв рослин в Українських Карпатах. // Екологічний збірник 3: /Екологічні проблеми Карпатського регіону./ Праці НТШ. – том 11.– Львів, 2003.– С.266–274.
48. *Сенчина Б.* Рослинний покрив. // Чорногірський географічний стаціонар. Львів: Видав. центр ЛНУ імені Івана Франка. 2003.– С.54– 68.
49. *Сочава В.* Б. Геотопология и ее задачи. // Сочава В. Б. Введение в учение огеосистемах. Новосибирск: Наука, сибирское отделение. – 1978. С. 127–164.
50. *Сукачев В.* Н. Основные понятия лесной биогеоценологии. // Основы лесной биогеоценологии.– М: 1964. С. 5–49.
51. Топологические аспекты учения о геосистемах. Новосибирск: Наука.– 1974. 291 с.
52. *Третяк П.* Р. О роли снежников в в высокогорных ландшафтах Украинских Карпат.// Известия ВГО, 1978, т.110, № 3.
53. *Трохимова И.* Е. Климат и микроклимат средней тайги Западной Сибири.// Климатические условия и микроклимат таежных геосистем Сибири. Новосибирск: Наука, сибирское отделение, 1980.– С. 144–182.
54. *Хандожко Л. А.* Меоеорологическое обеспечение народного хозяйства. Ленинград, Гидрометиздат. 1981.231 с.
55. *Хромов С.* П. Климат, макроклимат, местный климат, микроклимат.// Изв. Всесоюзного геогр. об–ва, 1952, т. 84, вып. 3. С. 289– 298.
56. *Царик Й., Нестерук Ю, Кияк В.* Високогірний біологічний стаціонар Інституту екології Карпат НАН України: історія, сучасність, майбутнє. Львів, Ліга-Прес, 2009. –28 с.
57. *Шубер П.М.* Вплив біотичного фактору на розподіл метеорологічних характеристик геокомплексів у літній період на прикладі ЧГС в басейні р. Прут. // Матеріали з’їзду УГТ Україна та глобальні процесм. Географічний вимір. Т. 2. Київ–Луцьк, – 2000. С. 327 331.

58. *Щербань М.И.* Микроклиматология. Киев, Вища школа, 1985, 224 с.
59. *Bastian Olaf, Schreiber KarlßFriedrich* Analyse und ökologische Beertung der Landschaft. Jena-Stuttgart: 1994m Gustav Fischer Verlag, 502 s.
60. *Boryczka Jerzy, Mucha Bogdan, Stopa*-Boryczka M., Wawer J. The influence of the North Atlantic oscillations (NAO) on the climate of Warsaw and Lviv. Miscellanea geographica/Vol. 12, 2006, pp. 75-80.
61. *Gąsirowski H* Slady glacyalne na Czarnogórze- Kosmos- XXXI- Lwów: 1906.
62. *Kicińska B. Olszewski K., Żmudzka E.*: Badania topoklimatyczne Zakładu Klimatologii. Prace i studia geograficzne, 28, UW, Warszawa, 181-192, 2001.
63. *Kotarba Andrzej* Termiczne zróżnicowanie topoklimatu wschodnej części Czarnogory (Karpaty Ukraińskie) w sezonie letnim 2004 roku, na przykładzie doliny gurnego Prutu. / Czarnogora - Przyroda i człowiek, pod redakcją Mateusza Trolla. Kraków, 2006. S. 48 – 61.
64. *Kozij G.* Wysokogórskie Torfowiska północno-zachodniego pasma Czarnohory // Pam. Państw.Inst. Nauk Gosp-Wiejskiego w Puławach 1932_ nr-13, ss 163 –179.
65. *Mucha Bohdan* Badania na stacji terenowej Wydziału Geografii Uniwersytetu Lwowskiego na Roztoczu Południowym. Regionalne studia Ekologiczno –Krajobrazowe. Problemy Ekologii Krajobrazu, tom XVI. Warszawa, 2006. S. 283-295.
66. *Mucha Bohdan* Wyniki topoklimatyczne w dorzeczu gornego Dniestru w 2002 roku. // Acta agrophyzika/ PAN, №105, Instytut Agrofizyki im/ Bohdana Dobrzanskiego PAN w Lublinie, Vol. 3. (2). 2004, S 325 – 331.
67. *Mucha Bohdan* Zmiany roczne gradientów temperatury powietrza w przyziemnej warstwie atmosfery na Roztoczu Południowim. // Ogulnopolska Konferencja Naukowa “Meteorologia i klimatologia w wielofunkcionalnym rozwoju terenów wiejskich”. Kraków, 29-30 czerwca 2006 roku. S. 5.
68. *Mucha Bohdan, Bożena Kicińska, Jolanta Wawer* Differentiation of thermal conditions in the vertical profile of Natural National Park of Carpathians. Miscellanea Geographica, Vol 13/2008, Warszawa, 2008, pp.105–111
69. *Mucha B.* Zróżnicowanie warunków topoklimatycznycznych w Karpackim Parku narodowym. // Klasyfikacja Krajobrazu –Teorja i praktyka. Warszawa, 15 – 17 06. 2007 r. S. 39–40.

70. *Nesteruk J.* Dzieje wysokogórskich stacji biologicznych na PoóoniniePożyżewskiej// Almanach Karpacki Płaj- Półrocznik Towarzystwa Karpackiego.№ 37_ 200, Warszawa: „Rewasz”- ss –19.
71. *Nroll C.* Landschaftsökologie (geoekology) und Biogejcenologie- Eine terminologische Studie- // Rev. Poum.- Geol.,Geophys.,Geogr- Ser. geogr. 1970, t. 14, N 1, p. 9- 18.
72. *Olechnowicz-Bobrowska B, Ząbczynska I.*: Zróżnicowanie topoklimatyczne uzdrowiska Muszyna. //Prace i Studia Geograficzne, 29,UW, Warszawa, 199-205, 2001.
73. *Pawlowski S.*- Ze studijów nad zlodowaceniem Czarnohory.// Prace Tow. Nauk.Warszawskiego, wydz. III, N 10- 1915.
74. *Richling A. Solon J.* Ekologia krajobrazu. Warszawa: Wydawnictwo naukowe PWN. 1996. 319 s.
75. *Stenz E.* O usłoneczneniu Czarnohory. //Kosmos, 51, 1926. – S 679–699.
76. *Swiderski B.* Geomorfologia Czarnogory. Warszawa, 1938.
77. *Szulc K.* Spostrzeżenia meteorologiczne na poloninie Pożyżewskiej w paśmie Czarnohorskiem w Karpatach Wschodnich w r. 1911. //Kosmos, 37, 1912. –S. 483–490.
78. *Vitasek Fr.* Prispevky k poznani starych ledovcu u parvenu Tisy Bilena Czorne hore. // Sbornik Ceskoslovenske spolecnosti zemepisne svazkuXXVIII. Sesit 7 a 8Rocnik 1922. Praha 1922.–197–203.
79. *Vitasek Fr. Nase hory ve vieku ledovem.* SbornikCeskoslovendke spolecnosti zemepisne svazkuXXVIII. Sesit 7 a 8Rocnik 1924. Praha 1924.–269–281.

Д О Д А Т О К

Ландшафтнно-процесна[65] карта фрагменту Чорногори
(від Говерли до Данцера по хребту і до ЧГС вниз по течії р. Прут).

1– вітрові перевали; 2–вітровали; 3– вітроломи; 4– осипища; 5– поверхневий стік; 6– поверхневе змивання; 7– лінійна ерозія; 8– колювіальні процеси; 9– делювіальні процеси; 10– зсувні процеси; 11 –джерела; 12– заболочення; 13– нівальні процеси; 14 – вершини гір.

[65] Ландшафтно-процесна карта – вживаний нами термін для ландшафтної карти, на якій значками на карті і словами в тексті легенди подається інформація про сучасні фізико-географічні процеси.

Легенда

I. Місцевість пенепленізованого альпійсько-субальпійського високогір'я.

Підурочища

1. Північні круті і дуже круті схили куполоподібних вершин у твердих породах з гірсько-лучно-буроземними малопотужними ґрунтами під суцільним мохово-трав'яним покривом, що сприяє інфільтрації та поверхневому стоку. На пригребеневих частинах схи-лів можливі *снігові карнизи*, на туристських стежках – *дигресія, промоїни*.
2. Слабовипуклі сідловини у твердому фліші з гірсько-лучними торф'янисто-перегнійними середньопотужними щебенистими ґрун-тами під суцільним мохово-трав'яним покривом, що забезпечує *поверхневий стік*. Можливе *заболочення*. Слугує вітровими пере-валами.
3. Крутоспадні пригребеневі поверхні відрогів хребтів у твердих породах з гірсько-лучно-буроземними малопотужними кам'янистими ґрунтами під фрагментарним чагарниково-трав'яним покривом. Фіксується *змив і розмив* по туристських стежках, витоптування дернини.
4. Пологопадаючі пригребеневі поверхні відрогів хребтів у м'яких породах з гірсько-торф'яно-буроземними слабощебенистими ґрунтами під суцільним трав'яним покривом, що забезпечує *поверхневий стік*. Можливе *перезволоження, витоптування на стежках.*
5. Спадисті схили східних і західних експозицій у м'якому фліші з гірсько-лучно-буроземними ґрунтами під суцільним трав'яним покривом, що забезпечує *поверхневий стік.* Можливі *опливини і зсуви*. Трапляються *псевдотераски* від витоптування тваринами.
6. Круті схили північних експозицій у переважно твердому фліші з гірсько-лучно-буроземними щебенистими ґрунтами під трав'яним з гірським криволіссям та трав'яним покривом, що забезпечує *інфільтрацію та поверхневий стік.*
7. Круті та спадисті схили північних експозицій у переважно м'якому фліші з темно-бурими гірсько-лісовими кам'янистими ґрунтами під криволіссям гірської сосни з плямами трав'яного покриву, що забезпечує *інфільтрацію та поверхневий стік* води. Взимку утворюється потужний сніговий покрив.
8. Дуже круті схили північних експозицій у головах пластів твердого флішу з гірсько-лучно-буроземними і темно-бурими гірсько-лісовими кам'янистими фрагментарними ґрунтами під криволіссям вільхи, сланкої сосни і плямами трав'яного покриву з *обвально-осипними процесами.*

II. Місцевість ерозійного давньольодовикового субальпійського високогір'я

Складні урочища стінок карів:

Підурочища:

9. Дуже круті “ребристі” схили верхніх частин тильних стінок карів південно-східної експозиції у твердому фліші з гірсько-лучно-буроземними кам’янистими ґрунтами в комплексі з виходами скельних порід під розрідженим субальпійським криволіссям і фрагментарним трав’яним покривом з *обвально-осипними процесами, площинним та лінійним змивом* у “міжреберних” пониженнях м’яких пачок флішу.

10. Дуже круті ерозійно розчленовані схили верхніх частин тильних стінок карів північної експозиції у твердому фліші з гірсько-лучно-буроземними щебенистими ґрунтами під чагарниково-трав’яним покривом з *площинним і лінійним змивом, сніговими карнизами і лавинами, сніговою екзарацією.*

11. Дуже круті схили тильних стінок карів північної експозиції в м’яких породах з фрагментарними гірсько-лучно-буроземними щебенистими ґрунтами під щучниково-куничниковим покривом з *площинним і лінійним змивом, кам’яними осипищами, сніговою екзарацією, сніговими карнизами, лавинами.*

12. Дуже круті та круті верхні частини бічних стінок карів західної експозиції в твердому фліші з гірсько-лучно-буроземними слабокам’янистими ґрунтами під рододендроново-куничниковим покривом з *площинним і лінійним змивом, сніговою екзарацією*.

13. Круті схили бічних стінок карів північно-західної і південно-східної експозиції у м’яких породах з гірсько-торф’яно-буроземними щебенистими ґрунтами під куничниковим з куртинами ялівцю покривом *з площинним і лінійним змивом, виходами ґрунтових вод, перезволоженням.*

14. Круті та спадисті схили нижніх частин бічних стінок карів, перекритих колювієм, з гірсько-лучно-буроземними фрагментарними сильнокам’янистими ґрунтами під чагарниково-трав’яним покривом з *акумуляцією колювію і делювію.*

15. Круті з вузькими ерозійними промоїнами нижні частини бічних стінок карів у твердих породах з гірсько-лучно-буроземними кам’янистими ґрунтами під чагарниково-трав’яним покривом з *лінійним і площинним змивом, накопиченням делювію*.

16. Круті з вузькими ерозійними промоїнами нижні частини бічних стінок карів у м’якому фліші з гірсько-лучно-буроземними кам’янистими ґрунтами, *виходами ґрунтових вод, накопиченням делювію.*

17. Круті випуклі схили переднього борту кару у твердому фліші з гірсько-лучно-буроземними слабокам’янистими ґрунтами під чагарниково-трав’яним покривом з *площинним стоком*..

Складні урочища днищ карів:

Підурочища:

18. Днища верхніх карів у переважно м’якому фліші, покриті донною мореною, схиловим делювієм і колювієм, з гірсько-торф’яно-буроземними кам’янистими ґрунтами під мохово-трав’яним з криволіссям гірської сосни

покривом. Характерне *меандрування потоків, заболочення, виклинення ґрунтових вод.*

19. Стадіальні моренні вали в днищах карів з гірсько-лучно-буроземними слаброзвинутими сильнокам'янистими ґрунтами, покриті криволіссям гірської сосни з *інфільтрацією і перемиванням морени.*

20. Структурні уступи у днищах карів, сформовані на контакті твердого і м'якого флішу, розчленовані потоками з гірсько-лучно-буроземними сильнокам'янистими ґрунтами під трав'яним з криволіссям покривом з *площинним і лінійним змивом*.

III. Місцевість ерозійно-акумулятивного давньольодовикового субальпійського високогір'я.

Складні урочища стадіальннх (нижніх) карів

Підурочища

21. Дуже круті тильні стінки стадіальних (нижніх) карів на рігелях, які сформувались у головах пластів твердого флішу, з гірсько-лучно-буроземними сильнокам'янистими ґрунтами з виходами скельних порід під фрагментарним трав'яним покривом з куртинами гірської сосни, сланкої вільхи, ялини з *процесами обвалів, осипищ, снігових лавин, лінійного і площинного змиву.*

22. Центральні поверхні рігелів, перекриті донною мореною, з гірсько-лучно-буроземними сильнокам'янистими ґрунтами під покривом сосни сланкої з *внутрішньоморенним промиванням, поверхневою лінійною ерозією, водоспадами*.

23. Нижні виположені частини тильних стінок стадіальних карів, з гірсько-лучно-буроземними сильнокам'янистими ґрунтами, сформованими на делювіально-колювіальних відкладах під покривом сосни сланкої з *акумуляцією матеріалу обвалів, осипищ, виходами ґрунтових вод.*

24. Круті схили бічних стінок стадіальних карів у м'якому фліші з темно-бурими гірсько-лісовими середньопотужними слабозмитими ґрунтами на делювії під ялинниками чорницевими та ялівцево-біловусовими з *площинним стоком і змивом*.

25. Вирівняні пологопадаючі днища нижніх карів, сформовані у м'яких, перекритих донною мореною породах, з торфовищами і гірсько-торф'яними підзолистими ґлеюватими ґрунтами під трав'яним гігрофітним з субальпійським криволіссям покривом. Простежуються *процеси заболочення, виклинювання ґрунтових вод, перемивання морени.*

26. Стадіальні моренні вали нижніх карів з темно-бурими гірсько-лісовими середньопотужними кам'янистими ґрунтами на моренних відкладах, покриті ялинниками чорницевими пригніченими. Характерне *перемивання морени.*

IV. Місцевість ерозійно-денудаційного середньогір'я з лісами та післялісовими луками

Підурочища

27. Спадисті ступінчасті схили відрогів хребтів північних експозицій у м'яких породах з слабодерново-буроземними середньопотужними кам'янистими ґрунтами під чорницево-біловусовими з куртинами ялівцю покривами з *поверхневим стоком, виходами ґрунтових вод, деградацією лісового покриву, зсувами, колювіальними шлейфами*.

28. Круті схили відрогів хребтів північних експозицій у м'яких породах з темно-бурими гірсько-лісовими середньопотужними кам'янистими ґрунтами під ялинниками ожиково-квасеницевими з *делювіальними процесами, колювіальними шлейфами, зсувами, антропогенною деградацією лісового покриву.*

29. Пологі і спадисті схили високих хребтів в твердому фліші з слабодерново-буроземними щебенистими та темно-бурими гірсько-лісовими середньопотужними щебенистими ґрунтами під біловусово-щучниковими та ялиново-ялівцевими покривами з *площинним стоком і змивом, антропогенною деградацією лісів, субальпійського криволісся і трав'яного покриву, виходами ґрунтових вод, зсувами.*

V. Місцевість акумулятивно-давньольодовикового лісистого середньогір'я

Складні урочища днищ стадіальних карів

Підурочища

30. Круті, ерозійно-розчленовані схили трогових долин, ускладнених моренними відкладами, з темно-бурими гірсько-лісовими середньопотужними кам'янистими ґрунтами під ялинами чорницево-зеленомоховими з *донним врізом потоків, площинним стоком, змивом, гравігенним рухом морени.*

31. Слабохвилясті поверхні бокових і серединних морен з темно-бурими гірсько-лісовими середньопотужними слабозмитими ґрунтами під ялинниками зеленомохово-чорницевими *з вітровалами і буреломами*.

32. Схили моренних гряд північних експозицій з бурими гірсько-лісовими кам'янистими ґрунтами під ялинниками різнотравними *з гравігенними процесами (зсувами, обвалами).*

33. Схили моренних гряд південних експозицій з бурими гірсько-лісовими кам'янистими ґрунтами під ялинниками різнотравними *з гравігенними процесами (зсувами, опливинами, кріпом).*

34. Днища і борти потоків у перемитій морені з слаборозвинутими темно-бурими гірсько-лісовими щебенистими ґрунтами під ялинниками сіровільшаними і різнотравними *з донним врізом, перемиванням морени, виходами ґрунтових вод.*

VI. Місцевість крутосхилого лісистого середньогір'я

Підурочища

35. Дуже круті слаборозчленовані схили північних експозицій у головах твердих пластів з темно-бурими гірсько-лісовими сильнощебенистими ґрунтами під ялинниками квасеницево-різнотравними *з осипищами, обвалами, сніговим нагромадженням.*

36. Сильноспадні та круті схили південних експозицій у твердому фліші по падінню пластів з бурими гірсько-лісовими ґрунтами під ялинниками ожиково-різнотравними *з делювіальними процесами, площинним і лінійним змивом.*

37. Пригребеневі поверхні відрогів хребтів у фліші мінливої твердості з темно-бурими гірсько-лісовими середньощебенистими ґрунтами під ялинниками квасеницево-різнотравними *з вітровалами і буреломами, туристською дигресією, перезволоженням у сідловинах.*

38. Дуже круті схили східних експозицій у твердих породах з темно-бурими гірсько-лісовими ґрунтами під ялинниками різнотравно-ожиковими *з делювіальними та зсувними процесами.*

39. Дуже круті схили північно-західної експозиції у твердих породах з темно-бурими гірсько-лісовими середньощебенистими ґрунтами під ялинниками квасеницево-різнотравними *з делювіальними процесами.*

40. Дуже круті слаборозчленовані схили північних експозицій у дуже твердому фліші з кварцитовими пісковиками з бурими гірсько-лісовими сильнощебенистими ґрунтами під ялинниками різнотравно-квасеницевими *зі слабозакріпленими кам'яними осипищами.*

41. Водозбірні лійки північної експозиції у головах пластів твердих порід з темно-бурими гірсько-лісовими сильнощебенистими ґрунтами під ялинниками різнотравними *з слабозакріпленими щебенистими осипищами.*

42. Спадисті глибоко розчленовані схили північних експозицій у фліші середньої твердості зі слюдистими пісковиками з світло-бурими гірсько-лісовими слабощебенистими ґрунтами під ялинниками різнотравно-квасеницевими *з локальними виходами ґрунтових вод, заболоченням.*

43. Круті сильнорозчленовані схили північних експозицій у переважно твердому фліші з бурими гірсько-лісовими середньощебенистими ґрунтами під ялинниками зеленомохово-квасеницевими *з делювіальними процесами.*

44. Спадисті та сильноспадисті схили південних експозицій у переважно м'якому фліші з бурими гірсько-лісовими ґлеєвими ґрунтами під ялинниками квасеницевими *з виходами ґрунтових вод, заболоченням у пониженнях.*

45. Поверхні вузьких пологопадаючих гребенів хребтів у твердому фліші з темно-бурими гірсько-лісовими середньощебенистими ґрунтами під ялинниками щавелево-щучниковими *з вітровалами і буреломами, дорожною ерозією.*

46. Спадисті та пологі сильнорозчленовані ступінчасті схили південних експозицій у м'яких породах з бурими гірсько-лісовими оґлеєними ґрунтами під ялинниками чорницевими *з виклиненням ґрунтових вод.*

47. Долини V-подібних крутоспадних схилових потоків з підбіловими асоціаціями *з донним врізом, заболоченням бортів.*

48. Вироблені днища долин рік з фрагментарними алювіальними ґрунтами під підбіловими асоціаціями *з заболоченням ділянок днищ.*

VII. Місцевість терасованих днищ річкових долин

Підурочища

49. Поверхні низьких терас, перекритих піщано-валунним флювіогляціалом, з бурими гірсько-лісовими кам'янистими ґрунтами під ялинниками зеленомохово-різнотравними. Простежується *перемивання флювіогляціалу*.

50. Днища долин з руслом ріки, заплавою і фрагментами низьких терас з глинисто-супіщано-валунним алювієм з алювіальними ґрунтами під підбіловими асоціаціями. Простежується *виклинення ґрунтових вод, заболочення, задернування, бокова ерозія, транспортування алювію в руслах рік.*

Автор монографії, доцент кафедри фізичної географії ЛНУ імені Івана Франка, Богдан Муха.

Наукове видання

МУХА
Богдан Павлович

Т О П О К Л І М А Т И Ч О Р Н О Г О Р И

Технічне редагування *О. Родич*
Комп'ютерна верстка *О. Родич, Є. Тиханович*
Фото на обкладинках *Б.Мухи*

Формат 60х84/16 Умов. друк. арк. 10,3

Електронне видання

Ці дивні люди, а з ними автор - географи, що
люблять вільний вітер, гори і Чорногору