



PLAN URBANISTIC ZONAL
CIOMATU MARE - LACUL SF. ANA

HIDROGEOLOGIE
ing. geol. PÁSZTOHY Zoltán

1. Introducere

Teritoriul este situat în partea de sud-est al județului Harghita în zona limitrofă cu județul Covasna, cu terenuri turistice aferente – cu masivul Puturosu – care formează o zonă turistică unică.

Teritoriul luat în studiu cuprinde următoarele localități: Băile Tușnad, comuna Tușnad cu localitățile Tușnadu Nou, Vrabie și comuna Cozmeni cu localitatea Lăzărești.

Scopul și obiectivul studiului hidrogeologic este descrierea și analiza condițiilor fizico – geografice ale terenului, având în vedere rolul factorilor geologici, climatologici și pedologici pentru fundamentarea studiului hidrologic – hidrogeologic și alegerii soluțiilor optime la elaborarea proiectelor de sistematizare și organizare a teritoriului. Studiul hidrogeologic a fost executată pe plan topografic la scara 1: 20 000.

2. Relieful

Teritoriul studiat este situat în depresiunea Ciucului de Jos pe rama de sud-est al Munții Harghita cu Masivul Ciomad și pe bordura de vest cu Munții Ciucului. Teritoriul studiat este situat în zona de contact între depresiune și zona montană, cu o suprafața morfologic variată, de la câmpie la relief montan accidentat.

Structura relieful este determinat și de sisteme de falii, sub forma de rețea dispuse în diferite direcții rectangulare. Direcția predominantă este nord-sud, care este însoțită de linii aproape perpendiculare de est-vest sau de est-nord-vest-sud-vest și nord-vest-sud-vest. Rețea dreptunghiulară este traversată de fracturi diagonale, dispuse pe direcții nord-vest – sud-est. Pe această rețea s-a dezvoltat rețeaua hidrografică.

Depresiunea Ciucului de Jos este situat la 600-800 m altitudine. Diferența de nivel al teritoriului este de cca. 700 m, situat între altitudini de 606 m (Defileul Oltului la Tușnad) și 1301 m (vf. Ciomatu Mare).

Relieful în zona de câmpie al depresiunii este uniform, slab fragmentat, iar zona montană al terenului este moderat - puternic fragmentat de văi și de organisme torențiale. Masivul Ciomatu se ridică deasupra nivelul terenului sub aspect insular. Marginea de vest al Munții Ciucului are un aspect de relief montan cu versanți mediu-puternic înclinate iar Muntele Pilișca este legat de lanțul vulcanic Harghita.

Teritoriul Ciomatu Mare – Lacul Sfânta Ana cuprinde patru unități structurale majore:

Masivul Ciomatu Mare cu depozite vulcanogene, curgeri de lave și piroclastite

Munții Ciucului cu structuri cutate, cu depozite sedimentare carbonatice, stratificate cretace

Depresiunea Ciucului de Jos cu depozite sedimentare clastice, stratificate colmatate cu depozite lacustre și coluvio - aluviale

Defileul Oltului, constituit din intruziuni vulcanogene, curgeri de lave și piroclastice, ulterior colmatată cu depozite aluviale

2.1 Masivul Ciomatu Mare

Masivul Ciomatu Mare formează rama montană sud-estică al teritoriului studiat și face parte din sectorul sudic al Munților Harghita. Este despărțit prin defileul Oltului de conul Pilișca, Ciomatu este singurul compartiment al Munților Harghita dezvoltat la est de Olt cu culmile vulcanice care se înalță cu 500-900 m deasupra Depresiunii Ciuc și defileul Oltului.

Muntele Ciomatu cu singurul lac de crater din țară, este un aparat vulcanic format din conuri vulcanice reziduale, caracterizat prin forme specifice de relief cu cratere gemene – Mohoș și Sf. Ana – înconjurată de rețea caracteristică de văi radiar-divergente. Masivul cu cele două cratere, cu domuri de lave, cu domuri de lave izolate izolate sau conuri vulcanice parazitare (Dealul Cetății, Haramul Mare și Mic) cu depuneri masive de piroclastite

formează complexul vulcanic.

Relieful vulcanic al conului Ciomatu se remarcă prin starea de conservare aproape perfectă, cu lac de crater Sf. Ana și cu craterul tinovului Mohoș semiînchis. Complexul vulcanic este mediu ca dimensiuni cu vârful Ciomatu Mare numai de 1301 m altitudine și cu diametrul conului (edificiului vulcanic) între 5,5 și 7 km.

Craterul Sfânta Ana este singurul crater nedrenat formând o depresiune închisă. Este un crater relict de origine vulcanică sau este o calderă de subsidență rezultat al vidului creat în urma erupțiilor.

Pereții craterului la nord și nordvest sunt constituite din curgeri de lave preponderent dacitice iar în zona est-sudestică sunt formate din piroclastite vulcanice (tefra, lapilli). Craterul are un diametru de 1,5 km iar adâncimea generală al craterului este de cca. 220 m cu înălțimea relativă de 127 – 350 m.

Pereții craterului sunt puternic - moderat înclinate, cu înclinări puternice în partea superioară al versanților (15° - 35°), iar declivități mijlocii (6° - 15°) la baza pantelor.

Culmea vestică este formată din Dealul Tața (1174), Ciomatu Mic (1238) și Ciomatu Mare (1301) constituit preponderent din dacite și din andezite biotitice cu amfiboli iar rama estică al craterului este constituit din piroclastice. Lacul Sfânta Ana este cantonată în depozitele piroclastice și parțial în rocile epiclastice.

Lacul are o adâncime redusă cu cea maximă de 7 m și cu cea medie de 3,6 m. Comparativ cu alte date mai vechi – 8,5 m adâncime maximă, măsurată de H. Wachner în anul 1934 – procesul de colmatare este destul de însemnat, după măsurători mai recente (Pilbáth et Pál 2009) adâncimea maximă al lacului este numai de 6,4 m.

Conturul lacului este oval – alungită în direcția nordestică. Perimetrul lacului este de 1749 m iar suprafața lacului este de 21,3 ha.

În depresiunea circulară rețeaua hidrografică este radiară. Marginea craterului este asimetrică cu flancurile mai ridicate în zona nord-vestice cu 200 – 300 m, diferențierea legată de evoluția vulcanului.

Craterul Mohoș este un crater de explozie și împrejmuire situat la 1050 m altitudine. Craterul cu diametru de 1,9 km este instalat în depozitele vulcanogene piroclastice. Craterul Mohoș în cuaternar superior a fost colmatat cu depozite fine mălo – argiloase și cu turbă.

Depresiunea ulterior a fost drenată de către pârâul Roșu, afluent al văii Tușnadului. Datorată unei explozii imense de material piroclastic, craterul Mohoș, față de craterul Sfânta Ana, este mai ridicat cu 100 m.

Depresiunea tinovului Mohoș are o întindere de 80 ha și este ovală slab alungită, dezvoltată tot în direcția de nord-est.

După ultima explozie al vulcanului ce a avut loc la 10 700 ani B.P., în craterul Mohoș s-au depus depozite de tefra și cenușa vulcanică. Bazinul hidrografic fiind închis s-a instalat un lac care ulterior prin desecare a fost transformat într-un tinov cu lacuri mici izolate. După instalarea tinovului s-a început formarea turbei. Grosimea turbării este de 10,5 m (E.Pop). În masa turboasă este cantonată o pânză de apă freatică caracter ascensional. Datorită nivelului ridicat în tinov s-au format ochiuri de apă sau lacuri.

Tinovul Mohoș în anul 1908 a fost desecat prin sisteme de canale. Pârâul Roșu care prin creșterea debitului și prin eroziune regresivă crescută a săpat albia în depozitele detritice vulcanogene la cca. 30 – 40 m adâncime, provocând desecarea tinovului.

În urma desecării accentuate al tinovului pe calea antropică și naturală numărul ochiurilor cu apă până în prezent s-a redus de la 29 (înregistrat în 1894) la 7.

Versanții masivului Ciomatu. Relieful tinăr, proprii etajului conurilor vulcanice dominant prezintă pante puternic înclinate (15° - 35°), iar declivități mijlocii (6° - 15°) se înregistrează cel mai frecvent la baza conurilor vulcanice.

Versanții sunt slab-moderat fragmentate de cursuri de ape permanente sau temporale urmărând morfologia generală al reliefului, aranjate în mod radiar care local sunt modificate după structura terenului sau modificate după falii.

Pe suprafața versanților s-au evoluat conuri de dejecții, câmpuri de blocuri fragmentate, grohotișuri, blocuri dispersate și local stânci reziduale izolate.

Conuri parazitare sau domuri de lave s-au format de-a lungul faliiilor dezvoltate în direcții diferite de nord-est - nord-vest și sud-vest – nord-est.

Domuri de lave ca Dealul Cetății (1079 m), Haromul Mare (1140 m) și Lăzărești sau Haromul Mic (880 m) etc. formează conuri izolate sau legate de centrul aparatului vulcanic complex Ciomatu Mare. Aceste domuri cu pante puternic înclinate sau abrupte sunt ridicate deasupra nivelului general al terenului cu cca. 100- 250 m.

Relieful periglaciuar, modelat în perioada ultimelor glaciațiuni în zona înaltă ale conurilor vulcanice este format din abrupturi, blocuri dispersate, grohotișuri, trepte, valuri de crioplație, mușuroaie, terasete, alunecări cu blocuri și microdepresiuni.

Versanții care coboară din masivul montan spre Depresiunea Ciuc, prezintă pante complexe, în trepte, în care alternează sectoarele mai înclinate, cu cele mai slab înclinate.

Zona piemontană

Glacisurile piemontane fiind acoperite cu stânci și bolovani fac racorduri între zona montană și depresiune. Sunt formate din acumularea materialelor deluvio-proluviale în perioada plio-pleistocenă la poalele abrupturilor. Au pante slab - moderat înclinate, dezvoltate pe versanții de nord-vest al Masivului Ciomat.

Suprafețele glacisurilor sunt afectate local de eroziune de adâncime prin rigole și ravene, sunt fragmentate de o rețea de văi tinere cu caracter torențial.

Conuri de dejecții. În zona s-au dezvoltat două generații de conuri:

1. Conuri de dejecții vechi

Conul de dejecție cel mai extins a fost format de pârâuri Tușnad, Ravas și Valea de Mijloc în perioada pliocenă – pleistocenă inferioară, în urma acumulării materialului aluvio-proluvial, datorită subsidenței bazinului Ciucului.

Suprafața conului are o formă radiară cu 2-3 km lățime cu o înclinare generală mică de 2-5% și orientată spre nord-vest. Suprafața este plană, slab ondulată însă este slab fragmentată de cursuri de ape și prezintă ondulații de 2-4 m amplitudine, local s-au format microdepresiuni.

2. Conuri de dejecții recente sunt slab dezvoltate în zona de contact cu lunca Oltului. Conurile au suprafețe slab înclinate de 1 – 3%.

2.2. Munții Ciucului

Marginea de vest al Munții Ciucului de Sud are un aspect de relief montan cu versanții mediu-puternic înclinate.

Munții Ciucului de Sud aparține grupei fișului din Carpații Orientali, caracterizat prin culmi domoale și lungi, cu culmi așezate paralel, și datorită structurii cu rețea de văi rectangulare. Versanții vestici spre depresiune formează versanți abrupti.

În urma evoluției reliefului s-au creat 4 trepte morfogenetice cu martori de eroziune și glacisuri. Pe teritoriul studiat s-au dezvoltat patru suprafețe:

› **suprafața de 1100 - 1200 m – CF- culme f. largă** (culmea Țețelea –

Lăzărești - Bordaș), nivel de pediment pontian, caracterizat prin culmi domoale, late, cu aspect de platou cu o serie de pânteni tentaculari. În această suprafață este săpată pasul Nergeș la 870 m altitudine.

b. suprafața de 1000 m – IS – suprafața slab înclinată - care este o suprafață erozională dezvoltată în partea de est al bazinului (Dealul Balaj).

c. suprafața de 900 - 950 m – IS – suprafața slab înclinată - este un nivel dezvoltat local sub forma de

pinteni prelungiți sau chiar platouri largi (Dealul Carpen).

d. suprafața de 800 - 850 m – IS – suprafața slab înclinată - care trece treptat în bazinul Ciucului. Este un nivel de pediment dacian, care are o dezvoltare general răspândită pe teritoriului, caracterizat prin platouri, culmi late, domoale cu versanții agroterasați și fragmentați de văi secundare sau torențiale.

Reief periglaciuar – 10 M - s-a evoluat în zone montane, pe culmi, creste de peste 1100 m înălțimi, sub forma de valuri, cu suprafețe neuniform ondulate, cu blocuri izolate și cu material dezagregat pe profil.

În zone mai ridicate, cu versanți puternic înclinate s-au format ravene adâncite în roci dezagregate. Culmile mai joase formează un relief cu aspect deluros.

2.3. Depresiunea Ciucului

Depresiunea Ciucului este de origine tectonică, formată prin scufundare. Astfel în bazinul format prin subsidență s-a instalat un lac de apă dulce, care în Pliocenul superior a fost colmatat cu depozite lacustre stratificate, ca marne, argile, marne argiloase, nisipuri și pietrișuri

Apele lacului au fost drenate, după care torenții și râurile din cadrul montan au format o serie de conuri de dejecții, iar cursurile fluviatile au colmatat fundul bazinului cu aluviuni în care ulterior au fost săpate terase.

În sectorul se recunosc următoarele forme de mezorelief:

Luncile sunt unități morfohidrografice de vârstă recentă (holocen) dezvoltate în lungul văilor. Cea mai dezvoltată este lunca Oltului, cele mai înguste lunci găsindu-se în sectoarele montane ale râurilor.

Lunca Oltului este bine dezvoltată, lățimea ei variază între 700 m și 4000 m. Relieful este în general plan, dar sunt frecvente și zonele depresionare cu aspect mlăștinos, îndeosebi pe malul stâng al râului Olt ca tinovul Beneș, Nyírkert și tinovul Középpatak.

Luncile afluenților Oltului sunt relativ înguste, cu dezvoltare mai largă sunt afluenții principali al Oltului. Sunt frecvente zonele mlăștinoase iar în partea superioară văilor suprafața este acoperită cu bolovani la zi.

Terasele sunt dezvoltate în partea de vest a teritoriului formând suprafețe plane extinse. În zonă sunt dezvoltate terasele de 1,5 – 2m, 8 - 12 m, 20 – 25 m și de 35 – 40 m și 52 – 70 m care trec treptat în suprafața conului de dejecție.

Suprafața teraselor este plană slab ondulată cu inclinații mici (de 0-1,5%) și este slab fragmentată de cursuri de ape, local sunt prezente și microdepresiuni și bălți.

Terasele inferioare (T_{1-3} de 1,5 - 2 m, de 8 – 12 m și 20 - 25m) sunt bine dezvoltate pe malul stâng și drept al văii Oltului. Terasele inferioare sunt relativ bine dezvoltate, cu o suprafața plană, slab înclinată.

În bazinul Ciucului și în defileul Oltului pe suprafața teraselor T_1 și T_2 în arii depresionare s-au format turbării, bălți și zone mlăștinoase.

Terasa T_3 de + 20 – 25 m este bine dezvoltată pe versantul drept și stâng al defileul Oltului pe care este situat centrul stațiunii Băile Tușnad.

Terasele superioare (T_4 și terasa piemontană de 32-36 m respectiv 52 – 70 m).

Terasele superioare, sunt prezente sub forma de umeri izolați pe versantul drept al văii Oltului la Batord și în defileul Oltului.

2.4. Defileul Oltului la Tușnad

Defileul s-a format prin antecedentă printr-o străpungere în lungul liniei de intersecție a două aparate vulcanice vecine Pilișca și Ciomatu, adâncirea văii a început de la nivelul altimetric de aproximativ de 800 m.

Săpat în andezite de a lungul liniilor de ruptură orientate nord-sud este constituit din intruziuni vulcanogene, curgeri de lave și piroclastice, ulterior colmatată cu depozite aluviale.

Defileul Oltului la Tușnad este caracterizat cu versanții puternic înclinați ($15^\circ - 35^\circ$). Valea a fost colmatată cu depozite aluviale grosiere cu blocuri, bolovani și pietriș preponderent de natura andezitică.

În defileu, lunca Oltului este îngustă de 100 – 600 m lățime, cu suprafață plană slab ondulată și moderat fragmentată de pârauri secundare. Lacul Ciucaș a fost creat într-o zonă mlăștinoasă formată de un meandru părăsit al Oltului.

În defileul Oltului sunt prezente terasele inferioare și superioare însă în unele sectoare teresele sunt fragmentate sau îngustate de eroziunea văilor secundare. Terasa T_3 , de + 20 – 25 m precum și terasa piemontană de + 32-36 m este mai bine dezvoltată pe versantul stâng al defileului, pe care este construit și centrul stațiunii Băile Tușnad.

Disfuncționalități morfodinamice și degradarea terenurilor

Fragmentarea reliefului, energia de relief

Datorită diferenței de nivel al perimetrului de 700 m, energia de relief este foarte mare. Diferența de nivel relativă este de cca. 700 m, situată între cota de nivel de bază instalat la 606 m, în fundul bazinului și între punctul culminant al crestei montane Ciomatu Mare, cu vârful de 1301 m înălțime.

Muntele Cucului cu Ciomatu Mare are un relief tânăr, cu energia de relief mare, fragmentat de rețea de cursuri de ape, însă datorită subasementului stâncos și a gradului de acoperire ridicată cu vegetație din zona forestieră sau din zona pășunilor, eroziunea actuală de suprafață și de adâncime este limitată.

Eroziunea areală și de adâncime se manifestă local pe terenuri cu pante moderat - puternic înclinate și datorită gradului de acoperire (cu vegetație) slabă sau incompletă. Se manifestă mai accentuat în zone cu stratul vegetal degradat datorită pășunatului excesiv și nerațional.

Eroziunea solurilor se manifestă numai local, îndeosebi pe suprafețe cu soluri cu textură nisipoasă sau luto nisipoasă și pe pantele mai abrupte sau puternic înclinate unde solurile zonale sunt de la moderat până la excesiv erodate.

În craterul Lacului Sfânta Ana s-au dezvoltat procese de eroziune areală și în urma morfologiei terenului și a potecelor turistice se manifestă și procese de eroziune liniară.

Agroterase

Pe terenuri cu pante mai accentuate prin arături, s-au creat agroterase, care prin ruptura pantei, prin reducerea pantelor și formarea orizonturilor mai groase de sol s-au îmbunătățit mult regimul hidric și fertilitatea solurilor și s-au redus potențialul de eroziune.

Drumuri

În zone cu depozite nisipoase și în zone cu pante mai accentuate, pe drumuri de exploatare neamenajate în urmele vehiculelor, carelor s-au dezvoltat ravene și organisme torențiale de 1 – 3 m adâncime și au fost declanșate și procese de eroziune de suprafață.

Drumurile de exploatare local sunt puternic degradate și sunt inaccesibile, astfel se formează drumuri ocolitoare, prin care se distrug noi terenuri agricole și se formează condiții favorabile privind dezvoltarea eroziunii.

3. Geologia și litologia

3.1 Geologia

Teritoriul studiat se află în zona de contact între trei mari unități geologice, vulcanismul neogen Munții Harghitei cu Masivul Ciomad, bazinul Ciucului de Jos și orogenul carpatic (flișul) Munții Ciucului de Sud.

3.1.1 Masivul Ciomatu și craterul Pilișca

Masivul Ciomad prin craterul vulcanic Pilișca este legat de structura vulcanică Harghita. Lanțul vulcanic Harghita este de origine vulcanică, aparținând lanțului vulcanic Căliman - Harghita ca rezultat al activității eruptive petrecute la sfârșitul Neogenului și la începutul Cauternarului.

Zona este constituit din depozite rezultat din activitatea vulcanică neogenă și este format din curgeri de lave consolidate și din roci piroclastice din faze explozive. Lavele de andezite consolidate formează strate sau bancuri masive fisurate sau separate pe plane practic horizontale sau slab înclinate. Depozitele clastice sunt constituite din tufuri, tufite consolidate cu porozitate ridicată, sau breccii, pietrișuri cimentate cu materiale fine sau tufuri.

Materiale de natura efuzivă intermediare, legate de vulcanismul neogen al Munții Harghitei sunt compuse din andezite de diferite variante, ca andezite cu piroxeni, andezite cu amfiboli, andezite cu amfiboli și piroxeni, andezite dacitice și depozite vulcano – sedimentare, care constituite din tufuri, tufite andezitice, aglomerate vulcanice, breccii, pietriș andezitic, piroclastite, blocuri, gresii și nisipuri andezitice.

În partea superioară a formațiunilor vulcanogene s-au format prin alterare și prin dezagregare materiale de cuvertură, ca argile fine, argile lutoase, argile cu pietriș și nisip și materiale parentale grosiere ca pietrișuri nisipoase andezitice, pietrișuri andezitice cu blocuri cu elemente colțuroase.

Materiale de natura sedimentară cantonate sub depozitele vulcanogene, sunt formate din depozite clastice cretacice stratificate, constituite din marne, argile, argile marnoase, șisturi marnoase, menilite, calcare, conglomerate, pietrișuri, luturi și nisipuri.

Rocile andezitice și dacitice eruptive sunt slab permeabile, prezintă fisurații, litoclazele de dimensiuni variabile, prin care se infiltrază și circulă apele freatice.

Zona conurilor vulcanice Pilișca și Ciomatu Mare constituie zona montană superioară situată între 700 – 1300 m altitudini.

Aparatul vulcanic Pilișca situat pe versantul de vest al defileului Oltului în partea inferioară al craterului vulcanogen este constituit din andezite mai bazice, din andezite cu piroxeni și amfiboli și andezite cu amfiboli și piroxeni. Partea superioară sau creasta vulcanică centrală este formată din roci cu compoziție intermediară, mai acidă din andezite cu biotit și amfiboli sau din andezite cu amfiboli și biotit.

Masivul Ciomad situat pe partea de sud-est a terenului, este cel mai tânăr edificiu vulcanic care a început activitatea de 1 milioane de ani ce a durat până la cca. 10 000 – 15 000 ani B.P.

Masivul Ciomad la baza este constituit din roci vulcanogene de andezite mai acide, andezite cu amfiboli, din andezite cu amfiboli și biotit și local andezite cuarțifere, în partea superioară trec în dacite. Roca dominantă a masivului este dacitul cu conținut ridicat de potasiu (high-K dacite).

Partea superioară al edificului vulcanic este constituit din domuri dacitice și din roci piroclastice și freato-magmatice explozive de tipul sub-Plinian (mai recent identificat de S. Szakács) tufuri andezitice, tufite cu lapili, lapili, lapili acreționar, bombe vulcanice (de pâine) și piatra ponce, aglomerate vulcanice și epiclastite.

Masivul Ciomad de fapt este un complex de domuri vulcanice constituit din domuri dezvoltate în lanț sau cluster. Astfel zona centrală este formată din domuri extrusive Ciomatu Mare, Haramul Mare și Dealul Cetății, iar zona periferică este constituită din domuri izolate la nord Haramul Mic, Dealul Mare și la sud Köves Ponk.

Domuri de lave dacitice și depunerile piroclastice consolidate au construit structuri vulcanice cu cratere, cu creste, culmi proeminente și cu versanți care înconjoară conurile formate prin erupții explozive repetate ca craterele Sfânta Ana și Mohoș.

Centrele craterelor vulcanice sunt umplute cu piroclastite mai grosiere și cu fragmente de roci și cu nisipuri de andezite sau de dacite cu amfiboli și biotit.

Structura geologică a perimetrului cartat este complicată și prin sisteme de falii.

Formațiunile vulcanogen – sedimentare situate la baza versanților Pilișca și Ciomatul formează o fâșie îngustă de 1 - 3 km, care înconjoară structurile vulcanice la nord în perimetru Bator, Vârghiș – pâraul Tușnad și la sud în zona Carpitus – Bicsad.

Depozitele formațiunii vulcanogen – sedimentare sunt constituite din tufuri, tufite andezitice, aglomerate vulcanice, breccii, breccii piroclastice, microbreccii piroclastice, tufite cu lapili, bombe vulcanice și piatra ponce, aglomerate vulcanice și epiclastite, tufuri în alternanță cu conglomerate și microconglomerate, pietriș andezitic, piroclastite, blocuri, gresii și nisipuri de natură andezitică.

Aceste depozite formează o masă neomogenă de grosime de 60 - 300 m. Datorită porozității mari, prezintă și o permeabilitate ridicată. Local sunt hidrotermalizate de ape minerale, emanații gazoase și prezintă limonitizări, alunitizări, opalizări iar în cuarțitele secundare sunt acumulate minereu de sulf și de limonit.

Depozite de terasă sunt formate din pietrișuri nisipoase cu elemente slab rulate, vulcanogene (andezitice, dacitice). Local sunt prezente lentile nisipoase sau chiar orizonturi nisipoase de nisip grosier, fin sau prăfos.

Depozite aluviale sunt alcătuite din blocuri, pietrișuri nisipoase cu elemente rulate de 2 – 40 cm diametru. Elementele sunt alcătuite cu caracter dominant din andezite, mai rar din calcare, gresii, șisturi cristaline. Depozitele grosiere aluviale sunt acoperite local sau la baza versanților cu aluviuni mai fine, cu luturi, luturi nisipoase și cu luturi argiloase.

3.1.2. Munții Ciucului de Sud

Zona flișului rezultat din evoluția unei zone de rifting, în care s-au acumulat depozitele de fliș (gresii, marne, calcare, șisturi argiloase) care formează Munții Ciucului de Sud.

Este constituit din depozite de fliș aparținând pânzei de Ceahlău, din subzona internă al flișului. Baza depozitelor de fliș, este formată din Stratele de Sinaia, de vârsta jurasic superioară – cretacic inferioară. Stratele de Sinaia alcătuite din 3 orizonturi predominant marnoase formează fundamentul depresiunii Ciucului de Jos.

Orizontul inferior șistos este alcătuit din șisturi marnoase și argiloase, la Delnița acest orizont conține șisturi roșii și verzi. Orizontul mediu se caracterizează prin prezența marno – calcarelor, calcarelor cenușii închise și gresiilor calcaroase masive. Orizontul superior șisto – grezos cu breccii este constituit dintr-o alternanță ritmică de gresii calcaroase și șisturi marnoase negricioase. Gresile sunt fin diaclazate și prezintă fisuri, crăpături prin care circulă apele freactice infiltrate. Munții Ciucului este constituit din pânze șariate, suprapusă de orogeneză carpatică:

α. Pânza de Ceahlău

Stratele de Sinaia - alcătuite din 3 orizonturi – neocomiene (Cretacic inferior) predominant marnoase, și cu gresii, marnocalcare care formează fundamentul depresiunii.

Stratele de Bistra dispuse peste stratele de Sinaia, cu caracter grezos micaceu formează o fereastră tectonică la est de localitatea Bancu - Cozmeni. Aceasta formațiune formează numai o fâșie îngustă în partea de nord-vest al perimetrului.

B. Seria flișului de Bodoc

Stratele de Sânmartin încadrat în seria **Flișului de Bodoc** (barremian-albian), care formează o fâșie largă în partea de vest și în partea mediană al perimetrului, dispuse - în contact tectonic - peste stratele de Sinaia și sunt constituite din pachete de șisturi și de gresii. Caracterizată printr-o alternanță ritmică de gresii cenușii-ruginii și marne (se remarcă lipsa marnocalcarelor).

În partea inferioară este dezvoltat flișul șistos alcătuit dintr-o alternanță de gresii calcaroase, marnoase muscovitice în strate subțiri, marne și argile.

Flișul grezos dezvoltat în partea medie și superioară al formațiunii, este reprezentat, prin gresii micaferoase masive separate de pachete șistoase subțiri.

C. Seria fișului curbicortical

Pânza de Teleajen este unitatea est-internă, în zona este reprezentat prin fișul curbicortical (albian-vraconian) formând un facies de tranziție (prin trecerea laterală).

Este format dintr-o suită ritmică binară, primul fiind reprezentat de o gresie calcaroasă cu textură curbicorticală, iar al doilea din argile cenușii-verzui. În partea superioară se dezvoltă un fiș grezos format din strate groase de gresii masive de zeci de metri. Această serie este răspândită în zona estică al teritoriului cartat.

Fișul șisturilor negre (neocomian – albian) și Seria fișului paleogen nu este prezent pe teritoriul luat în studiu.

Depresiunea Ciucului de Mijloc

Este un bazin intracarpatic, de subsidență de origine tectonică dezvoltată în perioada plio - pleistocenă, generată de o serie de fracturi tectonice, prin care s-a scufundat fundamentul zonei. Porțiunile scufundate au devenit bazine lacustre de sedimentare, în care s-au acumulat formațiuni lacustre sau de molasă.

Depresiunea intramontană Ciuc, este de origine tectonică formată de a lungul liniilor rupturale în Pliocenul superior. În bazinul astfel format s-a instalat un lac de apă dulce, care în Pliocenul superior a fost colmatat cu depozite lacustre stratificate, ca marne, argile, marne argiloase, nisipuri și pietrișuri. Umplutura depresiunii este constituită din acumulări terrigene cu cărbuni, sedimente lacustre și continentale. Grosimea depozitelor este de 300 m, în care sunt cantonate acvifere stratificate.

În partea de est depresiunea a fost colmatată și cu pietrișuri, nisipuri andezitice, tufuri vulcanice și aglomerate andezitice. Stratele formate sunt dispuse în strate permeabile și împermeabile, practic orizontale, alternante cu efilări laterale, local formând un sinclinal cu caracter artezian.

Pe terase și câmpii piemontane s-au depus produse deluviale și proluviale (prafuri, argile și argile nisipoase).

Lunca Oltului este constituită din depozite cuaternare, de origine aluvială ca pietrișuri, nisipuri, pietrișuri carbonatice sau acide, care în partea superioară trec în luturi, argile nisipoase și mături, în arii depresionare umede, cu apă freatică de nivel superficial, s-au format soluri turboase și turbării întinse.

Depozite de terasă sunt formate din pietrișuri nisipoase cu elemente slab rulate, vulcanogene (andezitice). Local sunt prezente lentile nisipoase sau chiar orizonturi nisipoase de nisip grosier, fin sau prăfos.

În perimetru sudic al bazinului Ciuc, în zona Tușnad – Lăzărești în cuaternarul inferior s-au acumulat cantități mari de nisipuri de 20 – 80 m grosime, cu fracțiunea nisipoasă dominantă de 80 – 91%. Aceste depozite au fost exploatate prin cariere.

Depozite aluviale sunt alcătuite din blocuri, pietrișuri nisipoase cu elemente rulate de 2 – 40 cm diametru. Elementele sunt alcătuite cu caracter dominant din andezite, mai rar din calcare, gresii, șisturi cristaline. Depozitele grosiere aluviale sunt acoperite local sau la baza versanților cu aluviuni mai fine, cu luturi, luturi nisipoase și cu luturi argiloase.

Depozitele aluviale s-au format în timpul cuaternarului inferior (conuri de dejecții și terasele superioare (de +20 – 25 și 35- 40 m). În cuaternarul superior s-au format terasele inferioare și lunca râului Olt cu luncile pâraurilor afluate din Cozmeni, Hi, Tușnad cu Sugo, Puturosu, Ravas, Vârghiș, Tisaș.

Luncile sunt constituite din material detritic cu pietriș, bolovăniș nisipos slab rulat format din elemente calcaroase, grezoase carbonatice, iar în zonă de sud al bazinului și nisipuri andezitice. În partea superioară s-au format orizonturi cu textura mai fină nisipoase sau lutoase sau chiar luto-argiloase. Fracțiunea de praf, are un

caracter predominant, datorită rocilor parentale (gresii micaferoase, marne, șisturi argiloase prăfoase).

Depozite de cuvertură

Structurile geologice sau depozitele subiacente sunt acoperite de un strat gros, constituit din materiale detritice, clastice, fragmente de roci dezagregate și alterate.

Depozite de cuvertură constituite din materiale aluviale, deluviale, coluviale și proluviale sunt provenite din rocile sedimentare sau vulcanogene dezagregate, în general de natura andezitică sau carbonatică, din rama montană sau din fundamentul zonei.

Depozitele de cuvertură constituite în general din roci clastice provenite din rocile sedimentare sau vulcanogene de natura andezitică sau sedimentară ca argile, argile nisipoase, argile marnoase, nisipuri, nisipuri prăfoase, turbe, mături, pietrișuri, pietrișuri nisipoase și pietrișuri cu bolovăniș formează terenuri de fundații bune cu excepția terenurilor cu orizonturi turboase, prafuri nisipoase și mături nisipoase. În aceste depozite sunt cantonate pânze de apă freatică.

Depozite deluvio-coluviale formate în perioadă cuaternară, în zona alterării și erodării rocilor subiacente. Sunt în general depozite fine argilo-nisipoase, nisipuri fine-prăfoase micaee carbonatice cu material scheletic colțuros constituit din elemente de gresii, calcare sau din șisturi.

La baza pantelor depozitele de cuvertură ating grosimi mai mari, constituite din argile, argile marnoase, luturi sau nisipuri carbonatice sau local lipsite de carbonați sau chiar debazificate.

3.2 Litologia - natura materialelor de cuvertură și subiacente

Materialele parentale s-au evoluat din depozite de natura vulcanică și de natura sedimentară.

Materiale parentale de natura vulcanică sunt răspândite pe un areal situat în zona vestică și mediană al teritoriului. *Materiale parentale - intermediare și bazice - de natura efuzivă, sunt compuse din andezite de diferite variante, ca andezite cu amfiboli, andezite cu amfiboli și piroxeni, andezite cu piroxeni, andezite dacitice, dacite, andezite cu biotit, andezite bazaltoide și depozite vulcano – sedimentare, care sunt constituite din tufuri, tufite andezitice, aglomerate vulcanice, breccii și tufuri, nisipuri, lapili, bombe vulcanice, gresii de natura andezitică, pietriș andezitic, piroclastite și blocuri andezitice.*

În partea superioară a formațiunilor vulcanogene s-au format prin alterare materiale parentale fine, ca argile fine, argile lutoase, argile cu pietriș și nisip sau materiale parentale grosiere ca pietrișuri nisipoase andezitice, pietrișuri andezitice cu blocuri cu elemente colțuroase.

Materiale de cuvertură de natura sedimentară sunt formate din depozite clastice neogene stratificate, constituite din nisipuri, argile, argile nisipoase, argile marnoase, conglomerate, pietrișuri, luturi și nisipuri și din depozite aluviale bolovănișuri, pietrișuri nisipoase, nisipuri, luturi și argile nisipoase.

Rocile subiacente sunt formate preponderent din gresii flișoide stratificate, gresii carbonatice, gresii cu vene de calcită, gresii dure, gresii convolute, curbicortice, șisturi marnoase, negre menilitice, șisturi argiloase și calcare.

În zone montane sunt dezvoltate pietrișuri și bolovănișuri cu blocuri cu matricea nisipoasă – prăfoasă cu conținut foarte scăzut din fracțiunea argiloasă datorită condițiilor specifice de alterare – dezagregare.

a. Materiale de cuvertură și materiale parentale pentru sol

Pe terenul studiat solurile s-au evoluat pe materiale parentale de natura sedimentară formate pe depozite clastice lacustre stratificate și pe depozite de fliș cretacic stratificate, consolidate. Materiale parentale sunt constituite din argile, argile carbonatice, argile marnoase, argile nisipoase, siltite, argile siltitice, conglomerate

polimictice cu ciment carbonatic, microconglomerate, pietrișuri, luturi, nisipuri argiloase și nisipuri carbonatice.

Ss – 121 – sunt materiale carbonatice de dezagregare – alterare, eluviale, depozitate in situ, cu clase granulometrice

- a. **GQ - 86** - material grosier cu shelet
- b. **MQ – 87** - material mijlociu cu shelet
- c. **TQ – 88** - material mediu fin cu shelet
- d. **AQ – 89** - material foarte fin cu shelet

Ss – 122 – sunt materiale necarbonatice de dezagregare – alterare, eluviale, depozitate in situ.

- e. **GQ - 86** - material grosier cu shelet
- f. **MQ – 87** - material mijlociu cu shelet
- g. **TQ – 88** - material m - fin cu shelet

Sp – 131 – sunt materiale carbonatice de dezagregare - alterare, deluvio – coluviale, slab transportate pe pante.

- h. **GQ - 86** - material grosier cu shelet
- i. **MQ – 87** - material mijlociu cu shelet
- j. **TQ – 88** - material m - fin cu shelet

So – 140 – materiale organice – **H – 94** turbe formate in situ în microdepresiuni

Tf – 213 – materiale lacustre carbonatice argile marnoase, argile lutoase,

- cu clase granulometrice:

- k. **M – 03** - material mijlociu
- l. **T – 50** - material mediu fin
- m. **A – 60** - material foarte fin

Tf – 214 – materiale lacustre necarbonatice - nisipuri, pietrișuri, tufite, tufuri nisipoase

- cu clase granulometrice:

- n. **GQ - 86** - material grosier cu shelet
- o. **MQ – 87** - material mijlociu cu shelet
- p. **TQ – 88** - material mediu fin cu shelet
- q. **A – 60** - material foarte fin
- r. **AQ – 89** - material foarte fin cu shelet

Tf – 221 – sunt materiale fluviatile, proluviale și lacustre carbonatice, sedimentate în mediu marin de nisipuri, siltite, luturi, argile și pietrișuri.

- clase granulometrice:

- s. **GQ - 86** - material grosier cu shelet
- t. **G - 01** - material grosier cu shelet
- u. **MQ – 87** - material mijlociu cu shelet
- v. **TQ – 88** - material mediu fin cu shelet
- w. **A – 60** - material foarte fin
- x. **AQ – 89** - material foarte fin cu shelet

Tf – 222 – sunt materiale fluviatile, proluviale și lacustre necarbonatice, sedimentate în mediu fluvio - lacustru de nisipuri, siltite, luturi, argile și pietrișuri. - cu clase granulometrice:

- y. **GQ - 86** - material grosier cu shelet
- z. **G - 01** - material grosier cu shelet
- aa. **MQ – 87** - material mijlociu cu shelet
- bb. **TQ – 88** - material mediu fin cu shelet

cc. A – 60 - material foarte fin

dd. AQ – 89 - material foarte fin cu schelet

Tg – 240 – depozite glaciare organice de turbă s-au dezvoltat în microdepresiuni situate în lunca Oltului și în văi și depresiuni montane, Mohoș.

b. Roci subiacente - R

Cle – 121 – Roci magmatice efuzive mezobazice și materiale intermediare clastice - pe teritoriul cartat sunt răspândite sporadic sau intercalat în depozite aluviale din Bazinul Casinului.

Sunt constituite din roci andezitice cu piroxeni, andezite cu piroxeni și amfiboli, andezite cu amfiboli, andezite cu biotit. Materialele clastice rezultate din aceste roci formează un strat constituit din clastite grosiere cu elemente colțuroase.

Cls – 123 – Roci sedimentare - larg răspândit pe teritoriul cartat. Sunt constituit preponderent din flis grezos stratificat cu gresii calcaroase, gresii argiloase, greuwacke, arcoze, șisturi argiloase, menilite, gresii.

SK – 51 – Pietrișuri calcaroase au o răspândire restrânsă formată pe conglomerate polimictice carbonatice levantine și cuaternare.

Materialul parental este scheletic cu textură grosieră nisipoasă (N), nisipo-lutoasă (U) sau luto-nisipoasă (S). Solurile formate pe aceste depozite sunt expuse eroziunii areale și de adâncime prin rigole și ravene.

SN – 53 – Nisipuri sunt răspândite pe arii mai restrânse și sunt depozite stratificate, prăfoase sau argiloase cu carbonați. Materialul parental este grosieră nisipoasă (N), nisipo-lutoasă (U) sau luto-nisipoasă (S). Solurile formate pe aceste depozite sunt expuse eroziunii areale și de adâncime prin rigole și ravene.

FP – 61 – Pietrișuri fluviatile sunt răspândite pe luncile și terasele râurilor.

Difuncționalități cauzate de factori lito – geologici:

Capacitatea portantă redusă a terenurilor de fundații în zonele cu depozitele turboase, nisipuri fine prăfoase sau măloase.

Haldele de steril cu grosimi de 2-5 m din perimetru forajelor (Băile Tușnad – zona Vârghiș -Tisaș), care sunt constituite din materiale feruginoase - caolinoase și andezitice alterate. Materialul caolinos din halda de steril este constituit din minerale argiloase dominate de oxizi de fier și de caolinit. În acest material cu o textură fină, în care domină fracțiunea fină (sub 0,001 mm diametru) de natura coloidală.

Astfel materialul de steril din haldele forajelor cu mult material fin, prăfo - nisipos și coloidal, prin umezire excesivă se poate lichefia și este un teren de fundare labilă, care pot suferii tasări mari, neuniforme.

Datorită compoziției depozitelor din halde sterile terenurile din zona haldelor de steril prezintă riscuri geotehnice majore.

Alunecări de teren și surpări

În zone montane și submontane alunecările și surpările în condiții naturale - sunt limitate sau lipsesc datorită substratului dominant stâncos sau de bolovăniș – pietriș cu blocuri de andezit. Depozitele argiloase asociate cu pante accentuate cu factori de risc privind declanșarea alunecărilor sunt răspândite numai pe arii restrânse.

În zona haldelor de nisip în perimetru carierelor de la Tușnad, prin supraumezirea terenurilor în perioade de ploii abundente se pot dezvolta alunecări de teren și surpări datorită proceselor de sufoziune.

În perimetru pârâului Minerilor de la Băile Tușnad în urma lucrărilor miniere vechi istorice, actual părăsite, datorită rambleajului incomplet se pot ivi și surpări neprevăzute.

Ariile cu alterări hidrotermale de la obârșiile văilor Hi, Tusnad și Roșu, prezintă alunecări și prăbușiri de teren, însoțite de iviri de izvoare și zone mlăștinoase. Fenomene hidrotermale de sunt dezvoltate și în exteriorul craterului Sfânta Ana și în zona Zimbor - Bicsad .

Ape freatice cu nivel ridicat și sau cu caracter ascensional prezintă tot un factor de risc.

Nivelul apelor freatice cu nivel ridicat în zone cu ape minerale carbo – gazoase și sulfuroase pot fi ape

agresive față de fundații, prezentând o agresivitate cu caracter acid, generate de soluții acide sulfurice sau carbonice.

Apele freatice prezintă nivele ridicate în perioade cu ploi abundente sau primăvara după topirea zăpezilor datorită ridicărilor ascensionale, care prin saturarea terenurilor de fundare cu ape, prin lichefiere pot reduce stabilitatea construcțiilor sau lucrărilor de artă.

Procese de lichefiere pot fi mai accentuate în zonele cu depozitele nisipoase fine în perimetru Tușnad-Lăzărești sau evolute și în depozitele aluviale fine din zona luncii Oltului în zona Tușnadu Nou – Vrabie.

Zone cu ape minerale carbo – gazoase și cu mofete prin emanații de gaze de bioxid de carbon și de hidrogen sulfurat prezintă un factor de risc major. Aceste gaze toxice acumulându-se în excavațiuni, pivnițe pot provoca intoxicații sau chiar decese.

Gazele dizolvate în ape freatice ridică capacitatea de dizolvare a materialelor minerale prin care se ridică și agresivitatea și aciditatea apelor.

4. Condiții climatice

Clima teritoriului Ciomad – Sfânta Ana este moderat continental cu circulație dominantă a aerului din nord-vest, cu ierni aspre și veri răcoroase, cu precipitații în tot cursul anului.

Perimetrul studiat este situat în zona climatologică montană – submontană înconjurat de zona climatologică de depresiune tipică, intramontană. După sistemul Köppen, teritoriul se încadrează în zona Dfbk – care are un climat boreal umed cu ierni aspre și veri răcoroase. Zona montană situată între 800 - 1000 m se află în Dfk' – este caracterizat cu veri mai răcoroase, iar zona înaltă, de peste 1000 m se încadrează în raionul Dfck' – caracterizat cu climat boreal răcoros.

Cantitatea medie anuală al precipitației în depresiune este relativ mică 601 mm/an (măsurată la Stația Meteorologică M - Ciuc), însă cantitatea precipitațiilor atmosferice crește către zonele montane unde poate să atingă și valori de 1.000 mm/an.

Cele mai secetoase luni sunt noiembrie și februarie cu precipitații medii lunare sub 30 mm, iar lunile iunie și iulie sunt cele mai umede cu peste 90 mm pe lună. Indice de ariditate (Iar) anuală este de 38.

Umiditatea relativă a aerului variază de la 68% până la 90%, fiind mai ridicat în lunile de iarnă.

Datorită situației și morfologiei terenului, de depresiune intramontană cu zona submontană -montană temperatura medie multianuală este scăzută 5,9°C. În zone cele mai coborâte, în văile adânci și în defileul Oltului se formează inversiuni de temperatură, mai ales în timpul iernii, când se acumulează masele de aer reci în fundul bazinului și în fundul văilor și se formează geruri persistente cu temperaturi scăzute (-20° - -40°C).

Luna cea mai caldă este luna iulie cu temperatură medie lunară de 18,7°C, iar luna cea mai rece este luna februarie cu temperatura medie lunară de -5,6°C. În zonele montane aceste valori în funcție de altitudine și expunere se scad cu cca. 2-4°C.

Primele înghețuri se înregistrează, în medie, la mijlocul lunii mai. Primele brume apar la începutul lunii septembrie, cea ce limitează sortimentul de plante cultivate.

Intervalul cu temperaturi medii zilnice sub 0° este în perioada noiembrie-martie, cu 5°C în aprilie-octombrie, cu 10° C în perioada mai-septembrie, iar cu 15° C în intervalul iunie-august.

Suma anuală a temperaturilor medii zilnice mai mari de 0°C este sub 3.000° C, a temperaturilor medii zilnice mai mari de 10° C între 2.000-2.500°C sau sub 2.400° C, cu creșterea altitudinii.

Evapotranspirația potențială este redusă 544 mm/an datorită temperaturilor mici și a vânturilor cu viteza redusă.

Iarna temperaturile mai reduse se evidențiază la fundul bazinului, iar temperatura medie este mai ridicată pe glacisuri sau în zona montană, vara acest fenomen se inversează temperatura fiind mai ridicată în depresiune și mai coborâtă pe rama muntoasă. Datorită acestui fenomen frecvența cețurilor, umezeala relativă și nebulozitatea este ridicată. Numărul medie anuală de zile cu aer acoperit este peste 150 zile.

Circulația dominantă a maselor de aer este din direcția nord și nordvest.

Vânturile dominante sunt din direcții vest (10%), nordvest (8%), sudvest (7%) și nord (6%). Perioada de calm este lungă, de 66%. Viteza medie este de 3 m/s din nord, 2 m/s din est, 1,9 m/s din nordest și 1,8 m/s din vest.

Date climatice

Datele climatice, pentru teritoriul studiat sunt luate de la stația meteorologică Miercurea Ciuc, deasemenea din Atlasul Climatic al R.S.R.

Temperatura

Temperatura medie lunară și anuală după Atlasul climatic al R.S.R. (în °C).

Luni	Z O N A			
	Montană mijlocie	Montană inferioară	Piemontană	Lunca Oltului și văile afluate
I	-6 - -8	-4 - -6	-6 - -8	-6 - -8
II	-6 - -8	-4 - -6	-3 - -4	-4 - -6
III	-2 - -4	0 - 2	0 - 2	0 - 2
IV	2 - 4	4 - 6	5 - 7	6 - 8
V	6 - 8	8 - 10	9 - 11	10 - 12
VI	10 - 12	12 - 14	14 - 16	14 - 16
VII	12 - 14	14 - 16	16 - 18	16 - 18
VIII	12 - 14	12 - 14	13 - 15	14 - 16
IX	8 - 10	10 - 12	11 - 12	12
X	4 - 6	4 - 6	6 - 8	6 - 8
XI	-1 - 0	0 - 1	0 - 2	0 - 2
XII	-4 - -6	-2 - -4	-4 - -6	-4 - -6
Anual	0 - 2	2 - 4	4 - 6	6

Precipitații

Precipitații medii lunare și anuale – Stația Meteorologică Miercurea Ciuc (în mm)

L U N A												Media anuală
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
31.7	29.8	27.5	46.6	70.3	97.9	87.4	67.3	43.5	39.5	31.7	27.5	600.7

Precipitații medii lunare și anuale

(După Atlasul Climatic al R.S.R.)

Luni	Z O N A			
	Montană mijlocie	Montană inferioară	Piemontană	Lunca Oltului și văile afluate
I	60 - 80	30 - 60	< 30	< 30
II	50 - 60	40 - 50	30 - 40	20 - 30
III	60 - 80	40 - 60	30 - 40	20 - 30

IV	100 - 120	60 - 100	50 - 60	40 - 50
V	120 - 140	80 - 120	70 - 80	70 - 80
VI	140 - 160	120 - 140	100 - 120	80 - 100
VII	140 - 160	120 - 140	100 - 120	80 - 100
VIII	100 - 120	80 - 100	70 - 80	70 - 80
IX	80 - 100	50 - 80	40 - 50	40 - 50
X	80 - 100	50 - 80	40 - 50	< 40
XI	80 - 100	50 - 80	40 - 50	30 - 40
XII	50 - 60	30 - 50	< 30	< 30
Anual	1000 - 1200	700 - 1000	600 - 700	600

În cadrul teritoriilor studiate există o zonalitate a repartiției precipitațiilor zilnice, lunare și anuale. Valori ridicate se înregistrează în lunile iunie și iulie, iar în cadrul teritoriilor, în zona montană și piemontană. Valori scăzute se înregistrează în lunile de iarnă.

Vânturile

Vânturile predominante bat dinspre vest, nord-vest și sud-vest și N, iar viteza cea mai mare o au vânturile care bat dinspre nord.

Frecvența vânturilor

Direcția	N	NE	E	SE	S	SV	V	NV	Calm
Frecvența %	6	4	3	5,1	0,9	7	10	8	66
Viteza m/s	3	1,9	2	1	1,1	1,1	1,8	1,3	-

Pe versanți sudici, estici și uneori nordici sunt caracteristice vânturile de tip "bora" cu viteza mare la coborâre și efecte devastatoare pentru pădure.

Microclima regiunii

Microclima este rezultanta interacțiunii a condițiilor de relief, versant, poziția pe versant și expoziție.

În zona Depresiunii Ciucului de Jos (piemont, terase, luncă), altitudinea relativă, panta și expoziția determină evoluția microclimei specifice.

În general relieful depresiunii, în cadrul teritoriilor studiate are expoziție generală vestică și din cauza că se află la poalele munților Harghita - Ciomadu, este adăpostit de precipitațiile și de vânturile vestice. Masivele montane Harghita și Ciomadu implică trăsături climatologice montane.

▪ Zona montană mijlocie și inferioară

Temperatura medie anuală este mai scăzută de 4,0 – 5,5°C și precipitații medii anuale ating valori mai mari de 700 - 1000 mm, iar evapotranspirația reală, datorită temperaturilor scăzute, este foarte mică (490 mm).

Diferența mai accentuată între suma anuală a precipitațiilor și între evapotranspirația anuală, determină excesul de umiditate sau aspectul percolativ al solurilor. Indice de ariditate este ridicată ($I_{ar} = 45 - 62$).

Zona montană (mijlocie și inferioară) și piemontană superioară are un microclimat cu oscilații termice relativ puternice, de la zi la noapte, umiditate relativă scăzută, sunt expuse vânturilor puternice și neregulate, sunt caracterizate cu temperaturi scăzute, 0 - 4°C, respectiv 4 – 5,5°C cu precipitații abundente, 700-1000 mm anual, nebulozității crescute și vânturilor puternice. Folosința optimă a acestei zone este pășune-fâneată, în zona inferioară.

Văile înguste din zona montană, se caracterizează prin minus de lumină și căldură în timpul verii și un plus de umiditate. Fiind adăpostite, iarna se produc inversiuni de temperatură.

- **Zona piemontană superioară**

Zona piemontană are un microclimat cu oscilații termice relativ puternice, de la zi, la noapte, umiditatea relativă este scăzută. Pantele sunt expuse vânturilor puternice și neregulate, sunt caracterizate cu temperaturi relativ scăzute 4 – 5,5°C, cu precipitații abundente de 700 - 800 mm anual, cu nebulozității crescute și cu vânturi puternice.

Microclima zonei este influențat diferențiat în funcție de pantă și expoziție. În zonele mai coborâte clima este mai caldă și uscată. Versanții sudici primesc un plus de lumină și căldură, însă datorită evapotranspirației accentuate umezeala este mai scăzută.

Partea superioară a versanților primește un plus de căldură primăvara și toamna, iar partea inferioară un plus de căldură vara și minus iarna și în timp de noapte.

Cu cât panta versanților de est și de vest este mai domoală, cu atât primesc lumină și căldură un timp mai îndelungat și invers în cazul pantelor mai înclinate.

Zonele depresionare și văile adânci, înguste au un plus de umiditate și minus de căldură. Sunt adăpostite de vânturi, însă în perioade reci sau noaptea se formează inversiuni de temperatură.

Versanții nordici, nord-estici și nord-vestici, umbrici se caracterizează prin minus de lumină și căldură, plus de umezeală, cu mai mare de frecvența vânturilor nordice, desprimăvăririi târzii și înghețuri de toamnă timpurii.

Versanții sudici, sud-estici și sud-vestici (însoriți) au un plus de căldură, minus de umezeală și sunt adăpostiți de vânturile nordice (reci). Când panta versantului sudic este mare, se înregistrează un plus de căldură și lumină în anotimpul rece (ca urmare a poziției soarelui și unghiuri de incidență a razelor).

Versanții estici au un plus de lumină și căldură mai ales în orele de dimineață și un minus de umezeală.

Versanții vestici deși sunt asemănători climatic cu cei estici, au totuși un plus de căldură în zilele în zilele însorite (după amiaza) și un plus de precipitații.

În raport cu altitudinea relativă a reliefului (versanți), partea superioară este mai caldă primăvara și toamna, iar partea inferioară are un plus de căldură vara (mai ales ziua) și un minus de căldură iarna (noaptea).

Pe versanții cu pante complexe, există un mozaic microclimatic.

3. Zona depresiunii Ciucului de Jos – piemont inferior, terase, lunci

Pe conurile și terase se află majoritatea suprafeței arabile, temperaturi medii 4 – 6°C, precipitații mai slabe (600 – 700 mm anual), în general un climat mai însorit și mai uscat ca zona precedentă.

Aici sunt caracteristice inversiuni de temperatură iarna și în cursul nopții, când mase de aer reci instalate în depresiune stagnează, îndeosebi în lunca Oltului sau în zone coborâte, mai ales în timpul iernii, când masele de aer reci se acumulează la fundul bazinului. Astfel se formează geruri persistente cu temperaturi scăzute (-20° - 40°C).

Terasele au un climat sensibil, mai uscat și mai însorit decât lunca Oltului și a afluenților săi, care sunt mai umede și minus de căldură datorită evapotranspirației crescute, în special în zonel limitrofe cursurilor de apă și în jurul bălților, a mlaștinilor.

Luncile și văile afluenții Oltului au un climat mai umed și mai răcoros. Datorită excesului de apă de origine freatică - suprafreatică, evapotranspirația este ridicată, care crează o microclima mai rece.

- **Defileul Oltului**

Defileul orientat nord-sud, formează un culoar adânc prin care sunt dirjate vânturi cu intensități mărite. Iarna în fundul defileului și în zone izolate depresionare stagnează aerul rece cu densitate ridicată care formează inversiuni de temperatură. Însă persistența gerurilor datorită mișcărilor mai frecvente al maselor de aer - sub efectul de coridor instalat în defileul – este redus.

Versanții estici au un plus de lumină și căldură mai ales în orele de dimineață și un minus de umezeală. Versanții vestici deci sunt asemănători climatic cu cei estici, au totuși un plus de căldură în zilele în zilele însorite

(după amiază) și un plus de precipitații.

În raport cu altitudinea relativă a reliefului, în partea superioară al versanților este mai cald primăvara și toamna, iar partea inferioară are un plus de căldură vara (mai ales ziua) și un minus de căldură iarna (noaptea).

Datorită climei de depresiune instalată în defileul Oltului la Băile Tușnad verile sunt mai răcoroase, umede, iernile sunt mai reci, iar frecvența vânturilor este mai ridicată.

Fenomene climatice de risc

Valuri de frig se formează datorită persistenței maseleor de aer reci, de origine polară, care pătrund din est, prin lanțul montan Carpatic. Aceste mase de aer reci cu presiune și densitate ridicată, cu stabilitate mare și cu circulație limitată persistă în perioade relativ lungi în bazinul Ciucul de Jos.

Datorită poziției teritoriului situat într-o depresiune intramontană cu rama montană, în zonele mai coborâte (văi, depresiuni) se instalează mase de aer persistente reci, polare în timpul iernii dar și primăvara și toamna. Valuri de frig se formează și în lunile martie, aprilie și mai rar în noiembrie însă cu persistență și intensitate mai redusă.

Valuri de frig cu temperaturi foarte scăzute se instalează în timpul iernii, în lunile ianuarie – februarie, când la fundul bazinului, datorită curenților descendenți, se acumulează masele de aer reci, cu stabilitate mare și se formează geruri persistente cu temperaturi scăzute (-20° - -40°C).

Inversiuni de temperatura

Masele de aer mai reci (răcite în zonele montane ridicate), prin densitate mai mare, coboară pe pantele montane acumulându-se în fundul bazinului formând zone sau nișe geroase situate în lunca Oltului și pe terasa inferioară de 8 - 10 m. Masele de aer reci astfel instalate, în lipsa curenților de aer, persistă pe perioade relativ lungi. iar în zone montane se instalează mase de aer mai calde.

Datorită inversiunilor de temperatură zona prezintă valori scăzute ale temperaturii medii multianuale 4, 5 - 5,9°C.

Căderi masive de precipitații

Ploile abundente, cu sau fără caracter torențial sunt relativ rare în bazinul Ciucului datorită ramei montane care opresc și dispersează fronturile cu mase de aer umede.

Masivul Harghita (cu Pilișca) și Ciomad formează un dig natural în calea fronturilor cu masele umede, care prin ridicarea pe versanții își pierd o mare parte din ape transportate. Astfel volumul precipitațiilor anuale în zonele ridicate, montane au valori mari 700 – 1000 mm/an.

Valuri de căldură

Datorită poziției și morfologiei terenului situat la peste 600 m înălțime așezat la altitudini relativ ridicate, valurile de căldură sunt diminuate. Inversiunile de temperatură și radiațiile intense în timp de noapte, reduc simțitor efectul maseleor de aer cald.

Datorită altitudinilor ridicate, irradiațiile intenzive ale solului, mai ales în timpul nopților crează masele de aer mai răcoroase. Astfel din zonele montane masele de aer răcite și cu densități ridicate, prin coborâre se amestecă cu aerul mai cald situat la cotele mai inferioare al terenului sau al stațiunii, prin care este diminuat efectul valului de căldură.

5. Condițiile pedologice

Repartiția teritorială a solurilor

Relieful variat, puternic fragmentat, cu structura geologică variată, s-au creat condițiile fito-pedoclimatice complexe, pantă, drenaj, expoziție, ape freactice, vârsta reliefului, procese de pantă și de eroziune care a determinat formarea învelișului de sol cu complexitate ridicată. Solurile din zonă datorită microclimei reci și umede, datorită debazificării, levigării și excesului de umiditate au fertilitate redusă.

Zona montană

Curgeri de lave andezitice constituite din roci andezitice cu piroxeni, andezite cu piroxeni și amfiboli, andezite cu amfiboli și local dacite, iar piroclastitele constituite din fragmente de andezite de diferite tipuri (amfiboli cu piroxeni, amfiboli, biotit etc.). În fracțiunea argiloasă al acestor soluri au fost puși în evidență compuși amorfi de tip allofanic, caracterizați prin capacitatea mare de absorbție.

În orizontul A are loc acumularea materialului organic slab – moderat descompus. În acest areal are loc acumularea moderată - puternică de humus de tip mull forestier, alterarea intensă cu formarea de argilă și hidroxizi de fier și mangan. Orizontul Bt datorită proceselor de acumulare a argilei are permeabilitate redusă este mediu-puternic pseudogleizată cu acumulări de oxizi feri-manganice.

Pe culmi sau pe terenuri cu pante puternic înclinate sunt formate din roci vulcanogene neutre andezitice sau din roci piroclastice s-au dezvoltat litosoluri, districambosoluri andice, preluvosoluri scheletice, stagnice și luvosoluri stagnice, scheletice.

Districambosoluri, luvosoluri și preluvosoluri formate pe roci vulcanogene, andezitice cu un orizont A umbric, cu humus alcătuit preponderent din acizi fulvici, mai puțin huminici, sunt sărace în cationi bazici și sunt oligobazice, slab saturate în baze. În general sunt soluri răspândite în zona montană vulcanică, situată în partea de nord - vest și de vest a terenului.

În zone cu pante slab înclinate, depresionare, în obârșia văilor datorită excesului de umiditate s-au format preluvosoluri și luvosoluri stagnice. În aceste zone au loc procese de eluviere, argiloiluviere, levigarea carbonaților și debazificarea complexului coloidal și acidifierea soluției de sol.

Zona piemontană

În zona piemontană de vest pe pantele relativ domoale ale conurilor și glaciselor s-au evoluat soluri levigate cu un orizont A umbric, cu humus alcătuit preponderent din acizi fulvici, mai puțin huminici, sunt sărace în cationi bazici. În această zonă s-au format eutricambosoluri scheletice, preluvosoluri stagnice, luvosoluri tipice, albice și

În piemontană din partea de est al terenului s-au format soluri pe un substrat carbonatic, astfel sunt saturate, sunt mai bogate în baze ca eutricambosoluri scheletice, preluvosoluri molice și luvosoluri tipice.

Datorită pantelor și zonelor depresionare sub influența apelor acumulate, stagnante s-au dezvoltat și procese de pseudogleizare. Astfel s-au format preluvosoluri, luvosoluri și eutricambosoluri stagnice.

Depresiunea Ciucului de Jos

Depresiunea Ciucului a fost colmatată cu pietrișuri, nisipuri, argile, tufuri vulcanice și aglomerate andezitice. Pe terase și câmpii piemontane s-au depus produse deluviale și proluviale (prafuri, argile și argile nisipoase) pe care s-au format aluviosoluri, faeoziomuri, luvosoluri, gleiosoluri și stagnosoluri.

Pe terasele și lunci s-au evoluat aluviosoluri gleice, stagnosoluri și gleiosoluri, aici sunt caracteristice procese de gleizare determinate de excesul de apă freatică local cu caracter ascensional sau procese de pseudogleizare datorită apelor stagnante.

În lunca Oltului pe depozitele aluviale ca, nisipuri, nisipuri argiloase pietrișuri carbonatice s-au format aluviosoluri molice și gleice iar în zonele depresionare soluri stagnice. În zonele mai umede, depresionare s-au format histosoluri sau chiar turbării fosilizate.

Formarea aluviosolurilor este legat de procese de aluvionare, care constau din depuneri periodice de aluviuni, spălarea sărurilor solubile și înlocuirea soluției de solului de către ape de inundație.

Sub influența vegetației bogate, în urma proceselor de descompunere și humificare are loc acumulare a

humusului. Fertilitatea solurilor este limitat de umiditatea excesivă și de inundații repetate.

Pe terase și pe lunci rocile parentale carbonatice ca nisipuri, pietrișuri și siltite sau rocile piroclastice andezitice detritice dezagregate și alterate, determină formarea orizontului molic, bogat în humus, cu structură bine dezvoltată afânată, cu activitate biologică intensă cu humus de tip mull-calcic, acumulat în orizontul A.

Pe versanți cu înclinare moderată și pe terase, cu expoziție estică sau nordică, nord-vestică cu precipitații mai abundente și evapotranspirație mai redusă, în zonele mai umede, s-au format, preluvosoluri stagnice, eutricambosoluri scheletice.

În văile afluențe, în zone plane și în microdepresiuni izolate s-au dezvoltat, gleiosoluri și stagnosoluri unele cu aspecte amfigleice sau mlăștinoase. Sunt frecvente zonele mlăștinoase iar în partea superioară văilor suprafața este acoperită cu bolovani la zi. Pe luncile s-au evoluat aluviosoluri gleice, prundic – gleice, stagnosoluri și gleiosoluri eutrice, mlăștinoase.

Starea de păstrare a solurilor

Solurile din zonele mai înalte sunt afectate de eroziune prin eroziune areală și de adâncime manifestate prin rigole, ravene și torenți dezvoltate în urma activității umane.

În zonele mai inferioare se manifestă eroziunea areală însă cu intensitatea mai redusă, iar în zonele cu soluri nisipoase, situate în partea de sud-est a perimetrului, se dezvoltă ravene și văi adânci săpate în aceste depozite.

Excesul de umiditate este prezent la baza versanților, în zonele de ieșire la suprafața a pânzelor freatice, zone în care s-au dezvoltat soluri hidromorfe gleice soluri negre sau chiar și soluri turboase.

Zone umede s-au format și în luncile pâraurilor, unde nivelul freatic este ridicat (0,2-1,5 m) orizontul freatic prin ascensiune de sub presiune sau prin ascensiune capilară afectează orizonturile superioare, astfel se formează gleiosoluri și stagnosoluri.

În zonele depresionare, pe conuri domoale sau pe podul teraselor, s-au format stagnosoluri în urma stagnerii apelor de suprafață.

Evapotranspirația redusă (544 mm/an) determină procese de pseudogleizare, fenomene întâlnite și pe versanți (soluri brune pseudogleizate) sau pe platouri (luvosoluri) pseudogleizate.

În perimetrul cercetat s-au efectuat mai multe lucrări de amenajarea teritoriului, astfel s-au executat lucrări de desecare prin sisteme de canale deschise sau prin sisteme de drenaj. Râurile sau pâraurile mari au fost regularizate ca Olt și Mitaci. Prin lucrări de regularizare au fost degradate importante rezervații botanice ca Rezervația Beneș, Csemő, Nyírkert și Rezervația Valea de Mijloc.

Efectul amenajărilor se manifestă în mod negativ unele canale s-au colmatat sau nu funcționează conform parametrilor proiectați iar unele lucrări de desecare au provocat chiar degradarea rezervației Tinovul Mohoș.

Influența antropică

Solurile din zonele mai înalte sunt afectate de eroziune prin eroziune areală și de adâncime manifestate prin rigole, ravene și torenți dezvoltate în urma activității umane.

Este prezentă degradarea unor suprafețe din cauza pășunatului nerațional, pe aceste pășuni degradate se întâlnesc cărări de vite.

În perimetrul cercetat s-au efectuat mai multe lucrări de amenajarea teritoriului, astfel s-au executat lucrări de desecare prin sisteme de canale deschise sau prin sisteme de drenaj. Efectul amenajărilor se manifestă în unele cazuri într-un mod pozitiv, însă unele nu au efectul scontat, deoarece unele canale s-au colmatat sau nu funcționează conform parametrilor proiectați.

Cea ce privește poluarea solurilor, pe teritoriul studiat se găsesc suprafețe foarte restrânse cu deșeuri menajere.

6. Hidrogeologia

6.1. Hidrologia

Bazinul hidrografic Olt

Teritoriul Ciomatu Mare face parte din bazinul hidrografic Olt. Emisarul principal este râul Olt.

Apele de suprafață sunt colectate de văile secundare afluate din versantul stâng ca pâraurile Cozmeni, Nyerges, Vrabia, Hi, Tușnad (cu Puturos, Șugo, Roșu), Ravas, Nadaș, Vârghiș, Tisaș, Varvapa, Comloș, Dracului și pâraurile Asău, Tompad, Mitaci, Corbului, Minei și Șoimilor din versantul drept. Cursurile de ape din zona conurilor vulcanice realizează structuri radiare.

Cursurile de ape sunt alimentate din ape de precipitații, primăvara preponderent de ape din topirea zăpezilor și parțial sunt alimentate din ape freatice, în mod deosebit în perioade reci (iarna). Viiturile maxime se produc în lunile aprilie-mai-iunie, medie vara, iar viituri minime se produc toamna și iarna.

Tipul de regim hidrologic este carpatic, cu ape mari primăvara, cu ape mari de lungă durată, cu viituri de vară și toamnă de alimentare pluvio-nivală.

Oltul are un curs orientat nord la sud, având o albie veche puternic meandrată (Oltul Mic) datorită pantei reduse și o albie relativ liniară regularizată (Oltul Mare).

În bazinul Ciucului de Jos panta longitudinală medie este de 1,4 m/km, iar în unele sectoare este mai mic 1 – 1,2 m/km, ceea ce duce la formarea zonelor mlăștinoase și la frecvența ridicată a inundațiilor. În defileul Tușnad panta râului crește la 1,8 - 2 m/km.

Densitatea rețelei hidrografice în zona de munte este de 0,6 - 0,87 km/km², iar scurgerea medie hidrică de 3-5 l/s/km². În zona conurilor și teraselor este de 0,7 km/km², iar scurgerea lichidă specifică este de 3 - 5 l/s/km².

Densitatea rețelei hidrografice în depresiune este de 0,7 – 0,9 km/km², mai ridicată pe partea dreaptă a Oltului, în zona piemontană, datorită apariției apelor subterane la baza conurilor de dejecție. Aici se formează numeroase izvoare și cursuri mici, parazitare cu regim torențial.

Afluenții Oltului din zona montană și piemontană au lungimi reduse, cu pante mari și debite mici, dar cu cursuri permanente. Datorită cantităților mai reduse de precipitații de pe versantul estic al munților Pilișca pâraurile au debite mici.

Râul Olt este un tip de alimentare proluvio-nival, aportul subteran este în general moderat, dar crește în zona izvoarelor din piemont. Debitul maxim în cursul anului se înregistrează în luna aprilie – 19,8 m³/s (20% volumul maxim scurs), iar debitul minim în luna noiembrie 1,58 m³/s, media fiind 4,45 m³/s. Volumul maxim anual, de cca. 40% se înregistrează în sezonul de primăvară, iar volumul minim anual de 10 – 15%, în sezonul de iarnă.

Viiturile maxime se produc în lunile aprilie - iunie. Scurgerea maximă se produce primăvara (40 - 45%), medie vara (25 - 30%) și iarna (20-25%), iar maximă toamna (10 - 15%). Scurgerea medie este de 8 - 10 l/s/km² sau 160 mm/an. Scurgerea minimă este de 0,5 - 1,0 l/s/km².

Lunca Oltului este inundabilă, inundații mari se produc în perioade de peste 5 ani. După regularizarea Oltului viiturile inundă numai lunca cuprinsă între diguri sau unde digurile lipsesc este inundată lunca extinsă al râului Olt. Apele revărsate rar ajung mai sus de digurile construite.

Iarna sunt frecvente fenomene de îngheți. Durata podului de gheață este de 40 - 60 zile anual.

Apele de suprafață sunt slab mineralizate, sub 1 g/l.

Văile secundare din versantul stâng sunt pâraurile Cozmeni, Nyerges, Vrabia, Hi, Tușnad (cu Puturos, Șugo, Roșu), Ravas, Nadaș, Vârghiș, Tisaș, Varvapa, Comloș, Dracului și pâraurile Asău, Tompad, Mitaci, Corbului, Minei și Șoimilor din versantul drept. Cursurile pâraurilor secundare sunt abundente

Cursurile de ape din zona conurilor vulcanice realizează structuri radiare.

Cursuri de ape în zona montană au un caracter de curs superior, iar în zona depresiunii au un caracter mediu și chiar inferior. În zona montană au un curs slab meandrat, cu albia săpată în luncile înguste, cu albiile colmatate cu blocuri, bolovăniș și pietriș nisipos andezitic. Albiile cursurilor superioare sunt adânc săpate în roci

vulcanogene.

Cursurile de ape din zonele ridicate sunt alimentate din ape de precipitații, primăvara preponderent de ape din topirea zăpezilor și parțial sunt alimentate din ape freactice, în mod deosebit în perioade reci (iarna). Viiturile maxime în urma ploilor abundente se produc brusc în lunile de primăvara martie – aprilie, sau vara cu unde de scurte duata. Viituri minime se produc toamna și iarna.

Densitatea rețelei hidrografice în zona de munte este de 0,6 - 0,87 km/km², iar scurgerea medie hidrică de 3-5 l/s/km². În zona conurilor și teraselor este de 0,7 km/km², iar scurgerea lichidă specifică este de 3 - 5 l/s/km².

Densitatea rețelei hidrografice este mai ridicată în zona piemontană, datorită apariției apelor subterane la baza conurilor de dejecție. Aici se formează numeroase izvoare și cursuri mici, parazitare cu regim torențial.

În zona montană, rețea hidrografică este dezvoltată pe un relief tipic vulcanic, densitatea rețelei fiind de 1,2- 1,8 km/km², iar suprafața bazinelor hidrografice este mai mică de 20 km².

Afluenții din zona montană și piemontană au lungimi reduse, cu pante mari (cu pante longitudinale medii mari de la 1,4 - 8 m/km), și debite mici dar au cursuri permanente datorită cantităților de precipitații repartizate uniform de pe versantul estic al munților Harghita și nordic al masivului Ciomat.

Scurgerea medie este de 8 - 10 l/s/km² sau 160 mm/an. Scurgerea minimă este de 0,5 - 1,0 l/s/km².

Frecvența inundațiilor este de 3 - 5 ani, însă pe pâraurile afluențe mai mici frecvența este mai ridicată de 1 - 3 ani. Luncile cursurilor mici de ape sunt mai inundabile, inundații mari se produc în perioade de 1 - 3 ani.

Iarna sunt frecvente fenomene de îngheț. Durata podului de gheață este de 40 - 60 zile anual.

Apele de suprafață sunt slab mineralizate, sub 1 g/l.

Bazinul hidrografic Lacul Sfânta Ana

Lacul Sfânta Ana cantonat într-unul dintre craterele gemene al Masivului Ciomad. Lacul instalat formează un sistem hidrografic separat și închis.

Volumul de apă sau cantitatea de apă înmagazinată este de 68 500 m³ măsurată în anul 2000 (de Pilbárh și Pál) prezentând o scădere însemnată de la 86 500 m³ măsurată la 1909 de Gelei. Menționez că măsurătorile din anul 2000 au fost efectuate într-o perioadă secetoasă.

Lacul este alimentat numai din ape meteorice ploii, ninsori și de ape din topirea zăpezilor secundar este alimentat și din pânza de apă freatică aferentă dezvoltată în interiorul craterului.

Cota oglinzii apei este situată la 950 m altitudine, însă prezintă variații sezoniere cu nivele minime în perioade secetoase vara și toamna.

Pânza de apă freatică al craterului este cantonată în depozitele deluviale poroase (în nisipuri vulcanice, argile nisipoase) ale craterului și este practic alimentat numai prin infiltrații din ape meteorice căzute în interiorul craterului.

Nivelul freatic este situat la 1-5 m adâncime. Apa freatică în zona litorală are și un caracter ascensional, care prin curgeri laterale alimentează lacul cu apă. În perioade secetoase, între lac și pânza freatică asigurând un fel de echilibru hidrodinamic. Astfel la nivelul scăzut al oglinzii apei din lac, prin scăderea presiunii hidrostatice, pânza de apă freatică - cu caracter ascensional - prin scurgere laterală sau ascensională alimentează lacul și invers cu ocazia nivelului ridicat al lacului, apa lacului alimentează pânzele freactice.

Sub fundul lacului există și o structură de apă subterană închisă între lentile argiloase impermeabile. Se presupune că apele din această structură prin scurgeri laterale, infiltrate prin depozite piroclastice și epiclastice poroase, alimentează izvoare minerale din exteriorul craterului din valea Jimbor și Döngő (Bicsad).

Structuri de ape freactice și subterane instalate sub cratere vulcanice precum și în corpul s.str. al Masivului Ciomatu sunt foarte complexe și extinse, de fapt de care sunt legate izvoarele minerale periferice situate în perimetrul masivului (Bicsad, Băile Tușnad și Lăzărești). Menționez că aceste structuri de ape minerale, subterane

sunt slab studiate.

Echilibru hidrologic al lacului este menținut de raportul existent între ape meteorice și freatice ca input și evaporația-evapotranspirația ca output, în susținerea echilibrului pe lângă evaporație un rol important îl au și ape freatice ascensionale.

6.2. Hidrogeologia

6.2.1. Apele subterane

În funcție de structurile geologice, originea apelor și rocilor de înmagazinare pe teritoriul Ciomatu Mare – Lacul Sfânta Ana apele subterane formează diferite structuri acvifere.

În perimetrul cartat în funcție de origine și de petrografia rocilor, în care se înmagazinează apa infiltrată, s-au format trei structuri acvifere.

Aceste structuri se încadrează în trei tipuri principale de ape subterane: ape de fisurație cantonate în roci vulcanogene sau în roci stratificate flișoide, ape freatice și ape de stratificație de adâncime cantonate în roci sedimentare poroase, neconsolidate.

Apele freatice sunt situate sub pătura de sol vegetal și astfel se formează primul strat de apă subterană, care este cel mai afectat de poluare.

Apele subterane din zona montană formează rezerve de ape potabile, precum și importante baze de ape minerale și termale de tratament terapeutic – balnear.

Poziția, caracterul chimic sau hidrogeologic al apelor freatice determină și condițiile geotehnice în zonele de construcții sau de dezvoltare urbană.

Apele subterane prin ridicare ascensională sau capilară în sol, asigură umiditatea necesară dezvoltării vegetației. Astfel aportul de umiditate favorizează instalării condițiilor ecologice și microclimatice favorabile

- **Ape de fisurație**

1. Ape de fisurație cantonate în roci vulcanogene și în roci stratificate flișoide

Structura acviferă vulcanogen – sedimentară din zona montană vestică – Masivului Ciomatu și Pilișca

Acviferul fisural vulcanogen este răspândit în partea de vest al municipiului în zona montană Pilișca - Ciomatu, situat între 700 – 1301 m înălțimi.

În zonele montane apele de fisurații sunt cantonate în roci eruptive și în depozite acoperitoare de cuvertură, deluviale și proluviale, găsimu-se la adâncimi mai mari de 2 - 10 m.

Stratul de apă este alimentat de ape de infiltrație de origine pluvio-nivale și în proporție redusă de ape subterane montane de adâncime (ape din roci stratificate).

Ape de infiltrații sunt cantonate în depozitele vulcanogene, în andezite masive de diferite tipuri, în fisuri, crăpături, pori sau în roci vulcanogen - sedimentare piroclastice cu porozitate ridicată. Local pot fi cantonate și în rocile detritice de cuvertură. Din acest acvifer apa apare la zi sub forma de izvoare la rupturi de pante, la contact cu depozite vulcanogene (curgeri de lave) sau cu roci argiloase slab- sau impermeabile.

Stratul de acvifer vulcanogen are o suprafață radiaș și este înclinat spre axa bazinului. Direcția de scurgere urmărește suprafața generală al acviferului și este orientată radiaș spre axa văii Oltului.

Caracteristic zonei eruptive este prezența izvoarelor minerale carbo-gazoase mineralizate, insinuate de CO₂ mofetic pe sisteme de crăpături și pe liniile de fracturi din profunzime. Apele cu gazele de CO₂ și H₂S dizolvate au o capacitate de dizolvare ridicată și prin dizolvarea accentuată a rocilor întâlnite pe drumul de acces în fisurile

și porile rocilor gazdă apele carbogazoase devin ape minerale. Apele minerale prezintă mineralizații totale de 1- 8 g/l.

Apele dulci sunt slab - sub 1g/l - mineralizate. În pe lângă ape minerale sunt și izvoare slab mineralizate de ape dulci cu grad de mineralizare foarte scăzută – sub 1,0 g/l.

Stratul acvifer montan din zona de est cantonat în depozitele flișului cretacic din - Munții Ciucului

Această structură este răspândită pe bordura de est al teritoriului cartat aparținând Munții Ciucului, constituită din strate de fliș cretacic.

Apele infiltrate sunt cantonate în roci sedimentare stratificate sau masive de gresii, marne, șisturi argiloase, menilitice și calcare și în depozite deluviale și proluviale, găsindu-se la adâncimi mari de 2 - 15 m.

Pânza de apă este alimentată de ape de infiltrație de origine pluvio-nivală și în proporție redusă de ape subterane montane de adâncime (ape din roci stratificate). Apa este cantonată în rocile consolidate sau dezagregate stratificate, în fisuri, crăpături sau pori.

Apa de infiltrații sunt cantonate în sisteme de fisuri, crăpături, plane de consolidare și apa circulă prin falii, rupturi dezvoltate în rocile stratificate. Local acviferul se află sub presiune.

Apa înmagazinată apare la zi sub forma de izvoare de coastă, la contact cu depozite cu roci dezagregate slab permeabile.

Direcția generală de scurgere al apelor înmagazinate este orientată spre axa văilor afluențe sau spre cursul râului Olt sau spre centrul bazinului.

Apa freatică este slab - sub 1 g/l – mineralizată, preponderent cu carbonați, și cloruri de Ca, Mg, Na și K. În zona montană sunt numeroase izvoare cu mineralizație scăzută.

II. Ape freactice

Stratul freatic situat în partea superioară a structurilor acvifere, care formează primul nivel de apă subterană. Apa freatică este cantonată în roci clastice, aluviale, neconsolidate cu porozitate ridicată. Sub structurile acvifere freactice sunt situate ape de stratificații și ape arteziene.

Structura acviferă montană cantonată în depozite de cuvertură

Apa freatică este cantonată în depozite vulcanogene dezagregate din depozite de cuvertură, de grohotiș constituite din blocuri nesortate, bolovani, pietriș și nisip și material mai fin andezitic. Elementele sunt colțuroase sau slab rotunjite cu diametru cuprinse între 5 – 100 m. Matricea mai fină local lipsește sau este prezent în procente mici 5 –20%. Complexul prezintă valori de porozitate foarte ridicată.

Apa freatică este cantonată în orizonturi cu porozitate ridicată și are debite temporare mari. datorită pantelor accentuate, gradientul hidraulic I prezintă tot valori ridicate de 0,8 – 1,4. Debitul mediu unitar în zona montană are valori relativ ridicate de 0,002-0,007 m³/s pe o secțiune de 1m², însă debitele nu sunt constante.

Pânzele freactice sunt alimentate din ape meteorice de infiltrație, din ploi, din topirea zăpezilor sau din structuri acvifere stratificate cu poziție superioară din zona montană vulcanică.

Nivelul apelor freactice este situat la 2 – 10 m adâncime în funcție de structura, înclinarea și poziția depozitelor. Suprafața pânzei freactice urmărește panta generală a terenului, iar la baza versanților are un caracter ascensional.

În partea inferioară a versanților în zone depresionare sau la rupturi de pantă se formează zone umede cu pânze freactice suspendate, cu izvoare.

Apele freactice din zona versanților sunt slab mineralizate sub 1g/l.

Structura acviferă al zonei conurilor de dejecție

Nivelul apelor freactice este situat la 2 - 15m adâncime în funcție de structura, înclinarea și poziția stratelor. În bazinele depresionare apa freatică are un caracter ascensional cu nivelul pânzei freactice ridicată (0 – 5 m). Suprafața pânzei freactice urmărește panta generală a terenului, iar la baza versanților are un caracter ascensional prin care s-au format zone cu ape stagnante.

În partea inferioară al versanților în zone depresionare sau la rupturi de pantă se formează zone umede cu pânze freatice suspendate, cu izvoare.

Stratul freatic este alimentat de ape de infiltrație de origine pluvio-nivală și în proporție redusă de ape subterane montane de adâncime (ape din roci stratificate).

Stratul acvifer superior este înclinat spre axa văilor și apa freatică cantonată are o grosime mică, variabilă, este la 2-15 m adâncime. La baza pantelor sau la rupturi de pante apa prin ascensiune se ridică la suprafața și formează zone umede mlăștinoase cu izvoare.

Apa freatică este slab mineralizată (sub 1 g/l) și are un caracter hidrochimic bicarbonat calcic. Apele subterane formează diferite structuri acvifere, în funcție de structurile geologice, originea apelor și rocilor de înmagazinare.

În zona conurilor de dejecție al pârâului Mitaci la vest și al pârâului Tușnad la est, apa freatică este cantonată la adâncime mai mare, la 5 - 30 m în depozitele grosiere de pietriș nisipos cu bolovâniș cu strătulețe sau lentile nisipoase.

Apele freatice din zona conurilor piemontane sunt slab mineralizate sub 1g/l, la baza pantelor sau cu fracturi tectonice, crește mineralizarea apelor freatice.

Structura acviferă aluvială – terase și lunci

Apele freatice sunt cantonate în depozite de terasă și de luncă formată din pietrișuri nisipoase, nisipuri fine grosiere, prafuri, luturi și luturi argiloase aluviale la 0,2 – 4 m adâncime în luncile și la 5 – 30 m în terase.

În unele sectoare, în zonele de contact cu alte structuri acvifere, apele au un caracter ușor ascensional.

Pânza freatică este alimentat de apa de infiltrație de origine pluvio-nivală și în proporție redusă de ape subterane montane de adâncime (ape din roci masive și stratificate) și din pânzele arteziene din adâncime cu caracter ascensional.

Pe lunca Oltului și a unor afluenți al lui, nivelul freatic se găsește între 0 – 4 m, frecvent situat între 0,3 – 1,5 m adâncime determinând formarea solurilor hidromorfe cu exces de umiditate. Pe terase nivelul freatic este situat la 5- 30 m adâncime și local are un caracter ușor ascensional.

În lunca Oltului în zona mediană apa freatică este cantonată în depozite de turbă de 0,4 – 2,5 m grosime. Apa freatică este situată la adâncimi foarte mici de 0,2 – 5 m. Aceasta zonă a fost desecată prin canale deschise, nivelul apei fiind stabilizat prin stăvilare. Prin degradarea sistemului de desecare nivelul apei – în special în perioade secetoase - scade excesiv și prin uscarea depozitelor turboase sunt provocate incendii.

Apa freatică este slab mineralizată sub 1 g/l. Debitul apelor freatice aluviale este mic, datorită grosimii reduse al stratelor acvifere. Sub 1 - 2,5 m apare un strat cu argile, siltite impermeabile care reduce capacitatea de înmagazinarea cu apă a complexului aluvial.

Apa freatică are un debit constant cu oscilații de nivel. Direcția de curgere a apelor freatice este orientată spre vest și est (spre cursul râului Olt) și are o suprafață radiară.

Apa freatică este slab mineralizată bicarbonată cu cationi de Ca, Mg și Fe.

Apele freatice sunt foarte vulnerabile în lipsa stratului vegetal protector mai gros. În urma construcțiilor executate în stratul vegetal protector a fost defundat sau îndepărtat și astfel orizontul freatic a fost direct afectat cu diferite poluanți.

În zone depresionare sau în zone de contact cu terasele se formează zone cu exces de umiditate, cu ape stagnante temporar.

- Ape de stratificație de adâncime

Apele de stratificație situate sub structurile apelor freatice la 5 – 10 m adâncime, sunt cantonate în roci poroase neconsolidate, în nisipuri, pietrișuri, luturi nisipoase, sub forma de strate acvifere care sunt separate de orizonturi argiloase sau marnoase impermeabile.

Aceste depozite formează acvifere cu strate orizontale sau slab înclinate, lentile cu efilări laterale în

depozitele sedimentare lacustre acumulate în centrul bazinului Ciuc.

Este un acvifer multistrat aflat sub presiune. Presiunea este mai accentuată în axa bazinului.

În linia mediană al bazinului apele de stratificație au un caracter ascensional artezian. Aceste structuri conțin rezerve importante de ape potabile și de ape minerale carbo – gazoase puternic mineralizate.

Din aceste acvifere - prin puțuri săpate în lunca Oltului la Sânsimion – sunt alimentate localitățile situate în aval și stațiunea Băile Tușnad.

6.2.2. Ape minerale și emanații de gaze

Gazul de carbon generat de vulcanismul din Harghita și Ciomad în cursul ascensiunii prin sisteme de falii, împregnează structurile de ape subterane. Apele prin gazele de CO₂ dizolvate au o capacitate de dizolvare ridicată și prin dizolvarea accentuată a rocilor întâlnite pe drumul de acces - circulând în fisurile și porile rocilor gazdă - apele carbogazoase devin ape minerale.

Gazul de hidrogen sulfurat (H₂S) prezintă în gaze de mofete și probabil are proveniența din reacția apei acidulate cu pirita diseminată în masa rocilor alterate (Pricăjan). Gazul de hidrogen sulfurat implică gazelor ascensionale un caracter solfatarian iar prin dizolvarea gazelor în apele vadoase și prin formarea sulfaților disociați apele minerale devin puternic acide.

Gazele cu hidrogen sulfurat sunt răspândite în zona centrală a masivului Ciomad și în zone tectonice faliat ca valea Oltului la Băile Tușnad, valea pârâului Tușnad, zona Balványos și șeaua lacului Sfânta Ana.

În arii cu ascensiune puternică a gazelor, eliberate de corpuri magmatice din adâncime și în lipsa pânzelor de apă captante apar la zi emanații abundente de bioxid de carbon uneori însoțite de alte gaze ca hidrogen sulfurat, azot, argon, oxigen, heliu etc. denumite ca gaze mofetaice sau cele cu sulf solfatariene.

1. Aria hidrominerală Cozmeni - Nergheș

În comuna Cozmeni apariția izvoarelor minerale este legate de sisteme de falii longitudinale nord-sud și transversale est-vest activate de a lungul marginii estice al bazinului Ciuc.

În valea Cozmeni sub pasul Nergheș ivește un izvor mineral carbogazos cu mult fier, apa izvorului este calcică - magneziană bicarbonată. În valea Cozmeni izvoarele minerale sunt însoțite cu mici turbării.

Baia populară Sószerk

Într-o mică zonă depresionară cu turbării, este situat Baia Sószerk cu izvoare minerale care alimentează un mic bazin pentagonal. Pe lângă izvoare cu ape sărate puternic clorurate, sunt prezente și izvoare carbogazoase sodice – calcice bicarbonatate cu ape diluate, slab mineralizate, cu mineralizare totală de 0,6g/l. Izvoarele au debite mici de 0,01 – 0,04 l/s care prezintă variații sezoniere.

În zona Felszeg în fântinile săpate apar apele minerale carbogazoase.

La est de valea Cozmeni la poalele munților sunt cunoscute mai multe izvoare minerale. Borvizul de la Bozgas are un conținut mineral ridicat 2,2 - 3,4 g/l cu caracter chimic de sodiu – calcic bicarbonat – clorurat. Sub muntele Pap din pachete de gresii cretace se ivesc izvoare minerale calcice - magneziene – sodice bicarbonatate.

2 Aria hidrominerală Lăzărești

Este un perimetru foarte bogat și variat cu izvoare minerale carbogazoase și mofete răspândite în văile Hi și Tușnad.

Majoritatea izvoarelor apar la zi - prin intermediul depozitelor proluvio-deluviale și aluviale - din complexul

grezos al Stratelor de Sânmartin, care încadrat în seria Flișului de Bodoc (barremian-albian) în contact tectonic peste stratele de Sinaia.

Datorită structurii complexe a subasmentului prin care circulă apele îmbogățite cu gaze, debitele izvoarelor prezintă variații mari, precum și concentrația apelor minerale este variabilă, ca urmare a diluării. Arii cu apariții de ape minerale și de gaze sunt răspândite în două bazine hidrografice în valea Hi și în valea pârauului Tușnad.

Valea Hi

În valea Hi sunt cunoscute cca. 8 izvoare minerale și 2 arii de mofete. Dintre care mai importante ca grad de mineralizare și debit (0,01-0,03 l/s) sunt Izvorul satului, Borvizul de la stupărie ambele cu ape bicarbonatate, calcice, magneziene, primul fiind sulfuros iar cel de-al doilea slab clorosodic.

La obârșia pârauului este situat Borvizul țiganilor care este un izvor carbogazos, calcic – magnezian, bicarbonat, la partea inferioară a văii este cunoscut Borvizul Mare cu conținut ridicat de CO₂ (2,1 g/l) și cu mineralizație totală de 3,1g/l, vizavi pe malul drept se află izvorul Borviz pentru vin cu apă bogată în CO₂ și mineralizație totală mare (4,6 g/l) care prezintă o compoziție magneziană – clorosodică - calcică bicarbonată, clorurată cu debit de 0,04-0,05 l/s.

Pe Dealul Borviz sunt răspândite multe izvoare carbogazoase cu compoziții chimice aproape identice - calcice-magneziene bicarbonatate feruginoase – cu depuneri de oxizi de fier.

Sub Creasta Borviz în ravenă Erős sunt erupții de gaze mofetice uscate și umede. Apa izvorului mineral are un caracter solfatarian cu sulfat de hidrogen și chimic este de tip calcic magnezian.

Baia Nyír este o baie veche cunoscută încă din secolul XVII. Este situat la baza pantei conului piemontan. Genetic este legat de domul Haramul Mic și de sisteme de falii prin care se ivesc la zi ape minerale însoțite de erupții de gaze mofetaice cu caracter solfatarian prin gresii, marnă cretacice. Ivirile de gaze sunt puternice și au debite mari astfel depozitele subiacente sunt alterate sub influența apelor minerale și gazelor mofetaice.

Baia Nyír are un bazin de 2x4 m cu apă minerală, însoțit cu mofete cu gaze de bioxid de carbon (99%) și hidrogen sulfurat (cca.1%). Izvoarele care alimentează sunt ape carbogazoase, calcice bicarbonatate. Mineralizația totală al apei este mica cu 2,0 g/l din care 1,1g/l este CO₂.

În izvorul alăturat în ape apar și sulfați care prin disociere formează ionii de HSO₃⁻ și HSO₄⁻, care imprimă chimismului apei un caracter puternic acid (sunt prezente chiar urme de acid sulfuros și acid sulfatic).

Debitele izvoarelor sunt mici (0,01-0,05 l/s) și prezintă și variații sezoniere.

Valea Tușnad

Valea pârauului Tușnad cu pâraurile afluențe Puturos, Șugo și Roșu drenează apele din micul bazin dezvoltat în fruntea de nord al Masivului Ciomad.

În zonă se cunosc 17 izvoare minerale carbogazoase, bicarbonatate, calcice, magneziene, sulfuroase uneori cloro – sodice. Majoritatea izvoarelor apar la contactul depozitelor de fliș (Pânza de Bodoc – stratele de Sânmartin) cu piroclastite și dacite eruptive, care sunt legate și de falii sau de rupturi de pante. Izvoarele sunt cantonate în depozite de cuvertură și în cele aluviale poroase.

Ivirile de ape minerale sunt însoțite de erupții de gaze mofetaice local solfatarie. Izvoarele din zonă au debite mici de 0,01-0,03 l/s și prezintă mici variații sezoniere.

În cursul superior al pârauului Puturos se cunosc manifestări mofetice – solfatarie puternice cu erupții de gaze CO₂ și H₂S.

Baia Nadaș situat pe conul piemontan al Haramului Mare, într-o zonă cu o ruptură de panta legată de falia nord-sud. Pe teritoriul băii s-a format o mlaștină de turbă, cu o întindere de 4 ha. Mlaștina este alimentată de izvoare cu ape minerale carbogazoase.

Apele bazinului și izvoarelor din punct de vedere chimic sunt practic identice și sunt ape carbogazoase bicarbonatate sodice – magneziene - calcice clorurice cu o mineralizație totală de 4,4g/l din care 2,2 g/l este bioxidul de carbon. Izvoarele au un conținut ridicat de fier.

3. Aria hidrominerală Tușnad

Aria este dezvoltată în depresiunea Ciucului de Jos și este legată de falia Oltului cu sisteme de falii secundare. Ascensiunea spre suprafață a CO₂ de origine mofetică se produce de-a lungul liniei Oltului prin intermediul unor fracturi secundare.

Alimentarea complexului acvifer se face prin intermediul depozitelor sedimentare sau vulcanogene din râul Olt și a afluenților acestuia din zonă precum și din precipitații în filtrate.

Izvoarele minerale naturale sunt răspândite pe partea dreaptă a luncii Oltului, la contactul cu teraselor inferioare și în vecinătatea cu acest contact.

1. Vrabie

În lunca Oltului sunt situate mai multe izvoare minerale naturale. Izvorul mineral carbogazos Bogdan prezintă caractere chimice similare cu apele minerale din zonă. Apa minerală este sodică – calcică bicarbonată – clorurată. În unele fântâni situate pe terenuri mai joase, mai ales pe lunca Oltului apar iviri de ape minerale.

În anii '50 în incinta gospodăriei agricole a fost săpat un foraj din care printr-o erupție puternică a țâșnit apa minerală. Care ulterior a fost captat printr-o conductă, astăzi fiind astupat și astăzi nu este folosit. Apa era sodică – calcică bicarbonată – clorurată cu mineralizație totală de 3,7 g/l și cu 2,0 g/l gaze de bioxid de carbon.

În anul 2008 în localitatea a fost reînnoit și amenajat o sondă veche și care în prezent este exploatată de localnici.

Baia populară Vrabie

În anul 2011 a fost reabilitată baia populară veche având în vedere dezvoltarea turismului în zonă. În depozitele mlăștino – turboase a fost săpat un bazin de apă, compartimentat. Pe lângă bazinul de apă au fost construite și anexe vestiare, terase de plajă și o filagorie. Baia este alimentată cu ape minerale ascensionale din forajul săpat în lunca Oltului. Apa este sodică – calcică bicarbonată – clorurată.

În perimetrul băii se află importante rezervații botanice Beneș, Csemő și Égés legate de ape minerale ascensionale.

2. Tușnad

În localitate sunt cunoscute mai multe izvoare minerale ca izvorul natural din Szeretszeg.

În anul 1957 în centrul comunei a fost săpat un foraj hidrogeologic din care apare apa carbogazoasă de 12° C, care din punct de vedere chimic este sodic – calcic - magnezian bicarbonat.

Muzeul Apelor Minerale situat în centrul comunei lângă forajul de apă minerală. Muzeul a fost înființat în anul 2005 de geologul János Csaba care este primul muzeu al apelor minerale din țară.

În Alszeg în anii -60 a fost săpat un alt foraj de mică adâncime din care este extrasă apa minerală carbogazoasă de 13,5° C cu caracter calcic – sodic bicarbonat clorurat. Apa cu caracter artezian este folosită de localnici.

Zăcămintul hidromineral Tușnadul Nou

Zăcămintul hidromineral Tușnadul Nou este cantonat în structuri de ape de stratificație dezvoltate în bazinul Ciucului care a fost colmatat cu sedimente lacustre și vulcanogene.

Apele de stratificație situate sub apele freatice (situate sub lunca și terasele Oltului) sunt cantonate în roci poroase neconsolidate, în nisipuri, pietrișuri, luturi nisipoase, sub forma de strate acvifere care sunt separate de orizonturi argiloase sau marnoase impermeabile. Aceste depozite formează acvifere cu strate orizontale.

Zăcămintul hidromineral de ape de stratificație este cantonat în formațiunea vulcanogen-sedimentară de grosime de peste 300 m. Este un acvifer multistrat aflat sub presiune. Presiunea este mai accentuată în axa bazinului astfel apele de stratificație au un caracter ascensional artezian.

Apa minerală carbogazoasă din zăcămint este însoțită de CO₂ liber, are un caracter artezian și se află acumulată în nivelele permeabile în șapte tronsoane cuprinse între adâncimile de 24 -260 m identificate prin patru foraje executate de I.F.L.G.S. și trei foraje de exploatare executate de I.S.P.I.F. în 1972. Debitul este de 2 l/s la sonda nr.1, de 3,5 l/s la sonda nr.2, și de 1,43 l/s la sonda nr. 3.

Apa extrasă este apa minerală carbogazoasă, bicarbonată, calcică, magneziană, clorosodică, feruginoasă cu o mineralizare totală de 2,6/l și un conținut de CO₂ de 1,14 g/l.

4. Aria hidrominerală Băile Tușnad

Băile Tușnad situat în defileul Oltului la 622 m altitudine, cu versanți abrupti acoperiți cu vegetație montană abundentă, însoțită de o rama montană ridicată la 1300 m înălțime.

Factorul determinant ca stațiune climaterică și balneară pe lângă climatul specific subalpin este prezența abundentă de emanații de bioxid de carbon care condiționează existența apelor minerale carbogazoase și apariția gazelor mofetaice.

Formațiune bazală a zonei o constituie depozitele cratacicului în facies de fliș (Flișul de Bodoc) peste care se situează formațiunile vulcanice ale eruptivului Harghita – Ciomad. În versanți vestici ai Oltului sunt constituite lave și piroclastite andezitice, iar pe versantul estic depozitele sunt compuse din piroclastite dacitice și din pachete marne.

Apele minerale din izvoarele de la **vest de Olt** sunt slab mineralizate și sunt carbogazoase bicarbonatate cu o mineralizare foarte redusă de 0,2 g/l cea ce arată că apele au o circulație subterană redusă prin rocile andezitice compacte, slab fisurate și greu solubile. Lângă mofeta Imets este situat Izvorul Broasca sau Tineretului de 11,5° C cu mineralizare redusă.

În valea Minerilor ivesc izvoare reci cu mineralizații reduse. La confluența cu râul Olt apare izvorul carbogazos Bányászpataktövi de 9,3° C tot cu mineralizare mică.

Apele minerale de **la est de Olt** prezintă o mineralizare ridicată. Apele prin ascensiune în depozitele Flișului de Bodoc apar la zi din pachetul gros de piroclastite prin izvoare Mikes, Apor, Stănescu, Ileana, Rudi și Tisaș. Aceste sunt ape calde carbogazoase clorosodice, calcice-magneziene feruginoase cu mineralizare ridicată cuprinsă între valorile 1,1 – 8,2 g/l . Datorită gradientului geotermal foarte ridicat al subasmentului izvoarele ascensionale au un caracter mezotermal (19,9° - 24° C). Apa izvorului Ileana sau Rezső cu temperatura de 22,4° C alimentează ștrandul Mezotermal sau baia Rezső.

Izvoarele din zona centrală au debite mici (ca Stănescu 0,006l/s, Ileana 0,02 l/s, Apor 0,08l/s și Rudi 0,04 l/s, Mikes 0,14l/s. Izvorul Mikes în prezent este închis. Izvorul Mikes conține I⁻ 0,1 mg/l și Br⁻ în urme. Izvoarele Stănescu după temperaturi sunt ape normale (10 - 12°C), însă sunt puternic mineralizate 7,3g/l.

La Băile Calde (izvoarele Anna) și la Tisaș au fost măsurate debite mari 1,5 l/s, respectiv 4,5 l/s, la izvorul din Groapa Dracului a fost înregistrat un debit de peste 5 l/s, iar în Groapa Comloș sunt cunoscute izvoare tot cu debite mari, în prezent nefolosite.

Reabilitată mai recent, baia populară Baia Preoților sau Baia Săracilor este situată deasupra lacului Ciucaș, pe panta terasei. Baia are apă mezotermală de 21,5° C. Apa băii este clorurată sodică bicarbonată cu oxizi de fier, și astfel apele formează conuri feruginoase și tufuri calcaroase.

În partea de nord al stațiunii în Valea Vârghiș sunt mai multe iviri de ape minerale. În albia pârâului sunt trei izvoare de ape carbogazoase alcalino-pământoase, cloro-sodice, bicarbonatate, feruginoase cu debite mari (0,5 -1 l/s). La obârșia pârâului Vârghiș s-a format un tinov cu apă minerală cloro-sodică, magneziană, bicarbonată puternic feruginoasă hipotermală cu temperaturi între 14,5 -16° C.

Izvoarele din valea Tisaș au ape carbogazoase puternic feruginoase și carbonatice, sunt de tipul cloro-

sodice, calcice, bicarbonatate și cloro-sodice bicarbonatate cu mineralizații totale ridicate de 6,8 g/l. Apele slab sărate au și un conținut ridicat în microelemente de I^- , Br^- , F^- și B^- .

Izvoarele Anna I și II situate în spatele băii Stefania se ivesc din roci andezitice și din piroclastite în contact cu pachete de roci flișoide cretacee. Izvoarele Anna I și II cu un debit însemnat de 1,5 l/s alimentează Baza de tratament balnear. Aceste ape minerale sunt mezotermale ($20^\circ - 22^\circ C$), carbogazoase (1,7 - 1,9 g/l) bicarbonatate, cloro-sodice, feruginoase cu mineralizații totale de 5,2-5,7 g/l.

În perimetru Carpitus, izvorul Vendel are un debit ridicat cu apă caldă ($23,6^\circ C$) carbogazosă feruginoasă și datorită debitului ridicat s-a format un mic lac de apă minerală.

5. Mofete

Căile de acces ale CO_2 mofetic spre suprafață are loc prin intermediul unor sistem de fracturi profunde, iar în părțile superficiale prin cele de fisurație sau porozitate, fapt care determină manifestarea la zi al dioxidului de carbon pe anumite aliniamente sau zone.

Din cele trei mofete cunoscute de-a lungul văii Oltului una este utilizată în cura balneară. În zona de confluență cu pârâul Minerilor emanații de gaze țâșnesc din apele râului Olt și local apar iviri de gaze mofetice și în lacul Ciucaș.

Emanații de gaze mofetice sunt folosite pentru tratament în clădirea Mofetei Băile Tușnad numită și mofeta Imets înființat în anul 1985 de canonul Imets Fülöp Jákó. Baza de tratament este situat pe malul drept al văii Oltului. Gazul exploatat la Mofetă Imets din stațiunea Băile Tușnad conține CO_2 80%, N_2 15,29%, O_2 4,12 %, CH_4 0,39%, Ar 0,18%.

6. Ape termale

Sistemul geotermal Băile Tușnad – cu cele 50 de izvoare minerale formează o zonă variată foarte complexă.

În adâncime este dezvoltat o arie cu o puternică anomalie geotermică situat în perimetru Băile Tușnad, în zonă delimitat de valea Vârghiș – Tisaș – izvoarele Anna – Groapa Dracului – Comloș.

Prezența rezervelor de ape termale din zonă a fost indicate și prin apariția la suprafață al izvoarelor termale ca Ileana (23°), Apor, Mikes, și izvoare din valea Tisaș (23°) situate în partea de est al stațiunii.

Prin forajele F.320 (Centru Wellness, forajul reabilitat și exploatat în bazinul de apă termală cu $34-37^\circ C$) și F. 322 (Tisaș) executate în anii 1981 – 1984 a fost identificat rezervorul de apă termală de adâncime. Forajele au stabilit că formațiunea cretacică de marne și gresii cu intercalații de vulcanite la 800 și 850 m adâncime, conțin ape termominerale clorosodice, carbo-gazoase cu temperaturi de 63° cu debite arteziene mari de peste 4 l/s. În forajul hidrogeologic F. 322 în valea Tisaș a fost identificat un alt rezervor de apă minerală termală cu apă de $46^\circ C$ în adâncimea de 730 m iar la talpa forajului a fost înregistrată o temperatura mai ridicată de $53,7^\circ C$.

În forajul 320 a fost semnalat gradientul geotermal extrem de ridicat ($114,5^\circ C/km$) sau de $250^\circ C/km$ măsurat de H. Mitrofan (2000), aproape unic în lume (asemenea valori numai în Japonia au fost înregistrate). Astfel în aria Tisaș – Băile Tușnad - Bicsad se conturează o arie de anomalia geotermală care în prezent nu este valorificată.

Vulnerabilități hidrice teritoriale

Exces de umiditate

Datorită bilanțului pozitiv între valorile precipitațiilor medii anuale (600 - 1000 mm/an) și evapotranspirației potențiale (480 - 544 mm/an) cu un surplus însemnat de apă teritoriul aparține zonei climatologice răcoroase umedă.

Apele în lipsa drenajelor imperfecte se acumulează pe profilul solurilor astfel în zone cu pante mici, sau în zone depresionare se dezvoltă arii cu umiditate excesivă, terenuri mlăștinoase sau turboase.

Zone cu umiditate excesivă, zone mlăștinoase, turbării s-au format în lunca Oltului între Vrabie – Tușnadul Nou și local pe luncile pâraurilor afluențe.

Inundații, viituri

Viiturile maxime se produc în lunile aprilie - iunie.

Frecvența inundațiilor este de peste 5 ani, însă pe pâraurile afluențe frecvența este mai ridicată de 1 – 5 ani.

Inundații se produc în perioade de peste 5 ani în și este afectată lunca Oltului. Teritorial zona de inundații se extinde în jurul cotei de 620 m care pe lângă fânețe și pășuni cuprind puține suprafețe arabile afectând câteva construcții.

După regularizarea Oltului viiturile inundă numai lunca extinsă al râului Olt, însă apele rar trec coronamentul digurilor construite.

Eroziune prin apă

Eroziunea areală și de adâncime se manifestă slab datorită gradului de acoperire (cu vegetație) ridicată. Gradul de acoperire a terenului cu stratul vegetal este uniform și ridicat de peste 80 %.

Eroziunea se manifestă numai în zone cu pășunatul excesiv unde în lipsa stratul ierbos este degradat sau este incomplet. În zone cu impact turistic, prin crearea potecilor noi se declanșează procese de eroziune lineară mai ales în craterul lacului Sfânta Ana.

Vulnerabilitatea rezervelor de apă minerală și potabilă

Apele de suprafață

Un factor de risc primordial reprezintă poluarea emisarului principal râul Olt care și în defileul Oltului la Băile Tușnad prezintă semnele poluării.

Oltul este poluat de reziduuri industriale și de ape menajere indeosebi amonte de localitatea Vrabie. Prin infiltrații și prin curgeri laterale apele infiltrate prin aluviuni grosiere poluează în mod direct pânzele de ape freactice.

Factori de risc reprezintă gospodării, case de vacanță și pășunile situate în zone mai ridicate. Apele de suprafață din ploi sau din topirea zăpezilor spală materiile organice rezultate din dejecții de animale sau din deșeuri menajere.

Apele după ploi abundente sau torențiale spală fracțiunea argiloasă și materii organice adică humusul de pe versanți.

Apele subterane

Apele subterane din perimetru formează rezerve de ape potabile și importante baze de ape minerale și termale cu efect terapeutic – balnear.

Din pânzele de ape freactice sunt alimentate și fântânile comunelor din zonă.

Din puțuri de apă situate în lunca Oltului sunt extrase ape potabile care alimentează orașul Băile Tușnad și localitățile din zonă.

Apele freactice asigură umiditatea necesară dezvoltării vegetației și culturilor vegetale, precum favorizează și instalării condițiilor microclimatice favorabile. Apele freactice furnizează și apă necesară pentru păstrarea zonelor umede cu rezervații naturale cu plante ocrotite relict.

Cea mai vulnerabilă și cea mai afectată structura de apă, este pânza freatică și în mod special pânza freatică de adâncime mică, cu intervalul de 0-2 m. Această pânza este degradată, poluată și local chiar infectată prin construcții neadecvate și prin lipsa canalizărilor din zonă.

Apele de fisurații cantonate în roci vulcanogene se pot degrada datorită infiltrațiilor directe de ape de suprafață. Defrișările și construcțiile neadecvate în zonele montane sau de agrement constituie tot un factor de poluare.

Apele de stratificații de adâncime în prezent nu sunt periclitate, însă prin exploatarea excesivă de ape sau prin distrugerea pânzei freatice situate deasupra lor pot fi expuse degradării.

Apele freatice cantonate în depozitele aluviale și de cuvertură sunt vulnerabile la poluare, care prin infiltrații directe sau indirecte se pot degrada. Astfel pânza freatică cantonată în lunca Oltului este expusă poluării cu ape menajere și ape reziduale industriale slab- sau practic neepurate de surse poluante situate în amonte de Vrabie.

Cele mai vulnerabile sunt apele freatice cantonate în craterele vulcanice ale lacului Sfânta Ana și Mohoș, care formează sisteme hidrografice închise (sau semiînchise în cazul tinovului Mohoș). Astfel materiale poluante nedegradabile infiltrate în sistemul freatic al craterului, fie direct, fie din ape de suprafață pot persista perioade lungi, mai multe decenii sau mai multe secole.

Tipuri de zăcăminte

Structurile subterane acvifere întâlnite pe teritoriul studiat se încadrează în trei tipuri principale: ape de fisurație cantonate în roci vulcanogene și în roci stratificate cretacice flișoide, ape freatice de mică adâncime și ape de stratificație de adâncime cantonate în roci sedimentare poroase, neconsolidate.

Apele subterane din lunca Oltului formează rezerve de ape potabile și importante baze de ape minerale și termale cu efect terapeutic – balnear. Din puțuri de apă situate în zona Sânsimion sunt extrase ape potabile care alimentează localitățile situate în aval Sânsimion și stațiunea Băile Tușnad.

Pânze freatice

Pânzele freatice, situate sub pătura de sol vegetal, sunt cele mai vulnerabile ape de zăcămint și sunt poluate de deșeuri menajere, prin rețele de canalizări incomplete sau degradate.

Apele de stratificație situate sub structurile apelor freatice la 5 – 30 m adâncime, sunt cantonate în roci poroase neconsolidate, în nisipuri, pietrișuri, luturi nisipoase, sub forma de strate acvifere care sunt separate de orizonturi argiloase sau marnoase impermeabile. Este un acvifer multistrat aflat sub presiune de tip artezian.

Presiunea este mai accentuată în axa bazinului. În linia mediană al bazinului Ciucului de Jos apele de stratificație au un caracter ascensional artezian.

Apele de stratificație - ape arteziene sunt situate la adâncimi mai mari și datorită stratelor acoperitoare impermeabile sunt protejate de poluare.

Recomandări

Reabilitarea zonelor umede situate în lunca Oltului, pentru asigurarea condițiilor microclimatice și ecologice mai favorabile și protecția rezervațiilor botanice (ca rezervația Beneș, Nyirkert, Csemo, Egeș, Varsavesz, Valea de Mijloc și Băile Nadaș) ocrotite prin lege.

Extinderea zonelor de protecție hidrogeologică în zone de agrement cu rezerve de ape minerale sau termale sau în zone cu rezerve de ape potabile.

Limitarea executării construcțiilor situate în zona acviferului freatic, din intervalul de 0 -2 m, cel mai vulnerabil și cel mai expus poluării.

Propunem și limitarea executării construcțiilor în zone de protecție hidrogeologică, în zone montane de agrement, în special în zona izvoarelor, rezervelor de ape minerale, termale sau în zone cu emanații mofetice și în zone necanalizate.

7. Concluzii generale

Cantitatea medie anuală a precipitațiilor în depresiune este relativ mică 601 mm/an, însă cantitatea precipitațiilor atmosferice crește către zonele montane ridicate, unde poate să atingă și valori de 1.000 mm/an. Datorită evapotranspirației scăzută în zonele montane (544 mm/an) rezultă un surplus de umiditate de 300 – 400 mm/an, care se manifestă prin izvoare și prin acvifere subterane cu debite ridicate și cu mari rezerve de apă.

În perimetru au fost identificate 3 tipuri de ape subterane, ape de fisurație, ape freatice cantonate în rocile

vulcanogene, în piroclastite, în rocile flișului carpatic, în depozitele de cuvertură, în aluviunile depozitelor de terasă și de lunci.

Apele freatice cantonate în depozitele aluviale și de cuvertură sunt vulnerabile la poluare, care prin infiltrații directe sau indirecte se pot degrada. Astfel pânza freatică cantonată în lunca Oltului este expus poluării cu ape menajere și ape reziduale industriale.

Cele mai vulnerabile sunt apele freatice cantonate în craterelor vulcanice al lacului Sfânta Ana și Mohoș, care formează sisteme hidrografice izolate. Astfel materiale poluante nedegradabile infiltrate în sistemul freatic al craterului, fie direct, fie din ape de suprafață pot persista perioade lungi sau chiar permanent.

Lacul Sfânta Ana este expus fenomenelor de colmatare și eutrofizare, aceste procese sunt indicate și prin prezența turbării dezvoltată în partea de nord al lacului. Ca rezultat al eroziunii declanșate și în urma turismului neorganizat, aportul de material nisipos-fin contribuie tot la colmatarea lacului.

Apele freatice cu nivele ridicate și ascensionale din craterul vulcanic Mohoș și în luncile cursurilor de ape asigură umiditatea necesară existenței rezervațiilor botanice.

În perimetrul lacului Sfânta Ana rezerve de ape potabile sunt limitate cantonate numai în depozitele piroclastice ale craterului Mohoș. Datorită lipsei de apă potabilă și datorită vulnerabilității rezervațiilor geologice și botanice existente perspective de dezvoltare sunt limitate.

Apele minerale legate de emanații de gaze vulcanogene cu acvifere sunt răspândite în sectorul nordic al masivului Ciomatu în văile Hi și Tușnad, în valea Cozmeni și în lunca râului Olt în sectorul Vrăbie Tușnadu Nou. Aceste izvoare minerale carbogazoase cu compoziția chimică variată și însoțite de emanații de gaze de bioxid de carbon și hidrogen sulfurat cu băile populare datorită debitelor mici (0,001 – 0,6 l/s) reprezintă o zonă de interes turistic, însă fără perspective deosebite privind stațiuni cu tratament balnear și unde se poate dezvolta numai băile populare.

Zăcămintul hidromineral cantonat în depozitele stratificate ale depresiunii Ciucului de Jos este exploatat prin foraje hidrogeologice la Tușnadu Nou de Apemin Tușnad.

O arie importantă cu rezerve mari hidrominerală este situat în defileul Oltului în perimetru stațiunii Băile Tușnad, unde pe lângă emanații mofetice sunt prezente și izvoare minerale cu debite însemnate cu caracter termal.

În sectorul situat în partea estică al stațiunii, în zona centurii Vârghiș – Tisaș – izvoarele Anna – Groapa Dracului – Comloș există un zăcămint de apă minerală termală. Datorită surplusului de apă din aport freatic și din precipitații mai abundente în verșii vestici al masivului Ciomatu, izvoarele din această zonă cu debite ridicate de 0,5- 5l/s, care prezintă perspective în dezvoltarea turismului și centrelor balneare

În subasamentul sectorului estic la 250 – 800 m adâncime este cantonat un important rezervor de apă minerală termală exploatat numai parțial de Centrul Wellness. Existența zăcămintului geotermal, cu ape minerale termale situate în subasamentul zonei de est al stațiunii oferă o perspectivă importantă de dezvoltare în turism și în tratament balnear.