

ZĂCĂMÂNTUL HIDROTERMAL DE LA GEOAGIU BĂI

Segmentul din arealul Culoarului Mureșului extins între Geoagiu și Vețel, cu Insula cristalină Rapolt la est, este bine cunoscut prin ivirile de ape termale și carbogazoase, (fig. 15.1). Ele sunt manifestări ale prezenței unui magmatism tânăr pleistocen timpuriu asociat reactivării faliei crustale Sud Transilvane, evidențiat în zonă prin corpul andezitic Măgura Uroiului cu o vârstă de numai 1,6 Ma, (K. PACSKAY et al., 1995). Depozitele insulei cristaline sunt afectate de două sisteme de falii, un sistem mai vechi orientat NE-SV deplasat de faliile terțiare ale celui de al doilea sistem, orientate NV-SE. Falia Geoagiu-Săcărâmb, (I. BERBELEAC, 1968), evidențiată geofizic în Bazinul Streiului până la Cugir, (F. IONESCU et al, 1963), este responsabilă de punerea în loc a maselor eruptive neogene cu vârste de 10-12 M ani, (E. ROȘU et al., 2004), dezvoltate între Săcărâmb și Brad.

Mișcările tectonice pleistocene din arealul Insulei cristaline de Rapolt au reactivat sistemele vechi de fracturi și au generat sisteme noi formând căi de circulație care au favorizat pătrunderea apelor meteorice la mare adâncime și antrenarea lor



Foto 15.1. Cavernamentul din interiorul Dâmbului Roman format de apele termale

într-o circulație convectivă regională. Corpurile eruptive tinere insinuate pe sistemele de fracturi crustale generează aureole mofetice care conduc la încălzirea apelor subterane și la mineralizarea lor cu CO₂.

Apele termale apar exclusiv în partea estică a Insulei cristaline Rapolt. Depunerile masive de travertine de la Geoagiu Băi, Boiu, Bobâlna și Rapolțel, vestigii ale unei activități termale pleistocene intense sunt aliniate pe direcția NE-SV sugerând apartenența lor comună la o fractură profundă, la o „linie a travertinelor”. Corpul eruptiv de la Uroi este situat pe același aliniament. Depunerile de travertin de la Cărpiniș sunt legate probabil tot de o fractură profundă paralelă cu prima.

În egală măsură cu activitatea magmatică un rol important în apariția surselor de ape termale revine calcarelor cristaline care găzduiesc un acvifer carstic regional cu volume importante de ape cu o dinamică activă. Calcarele cristaline afloră în axul structurii anticlinale a insulei cristaline și în fundamentul flancului sudic, în baza șisturilor cristaline pe suprafața cărora apar multe surse de ape termale și toate izvoarele carbogazoase. Antrenate într-o circulație convectivă în aureolele corpurilor magmatice, încălzite, carbogazeificate și saturate în carbonați, apele acviferului carstic își continuă traseul, devin ascensionale pe fracturi și apar la suprafață ca surse termale puternic incrustante.

La vest de insula cristalină fluxul termic se menține probabil la fel ridicat, dar lipsa surselor de ape termale trădează absența unor acvifere regionale cu dinamică importantă capabile să preia acest flux.

Constituția geologică și structurală a Insulei cristaline Rapolt a fost cercetată de I. BERBELEAC

rezultatele acestor investigații fiind publicate în perioada 1961-1970. În anul 1968, același autor publică o lucrare referitoare la condițiile geologice-structurale în care apar izvoarele termale și carbogazoase minerale din Insula cristalină Rapolt, iar în anul 1978 Institutul Geologic publică harta geologică Geoagiu la scara 1:50.000, redactată de JOSEFINA BORDEA et al.

Ivirile de ape termale și minerale de pe arealul insulei au făcut obiectul cercetărilor întreprinse de S.C. Prospekțiuni S.A. prin N. GEAMĂNU et al., 1969 și E. ANGHEL, I. ORĂȘEANU, 1974. În perioada 1995-1996, I. ORĂȘEANU și NICOLLE ORĂȘEANU efectuează cercetări hidrogeologice detaliate pentru stabilirea potențialului de ape subterane al depozitelor carbonatice din Insula cristalină Rapolt.

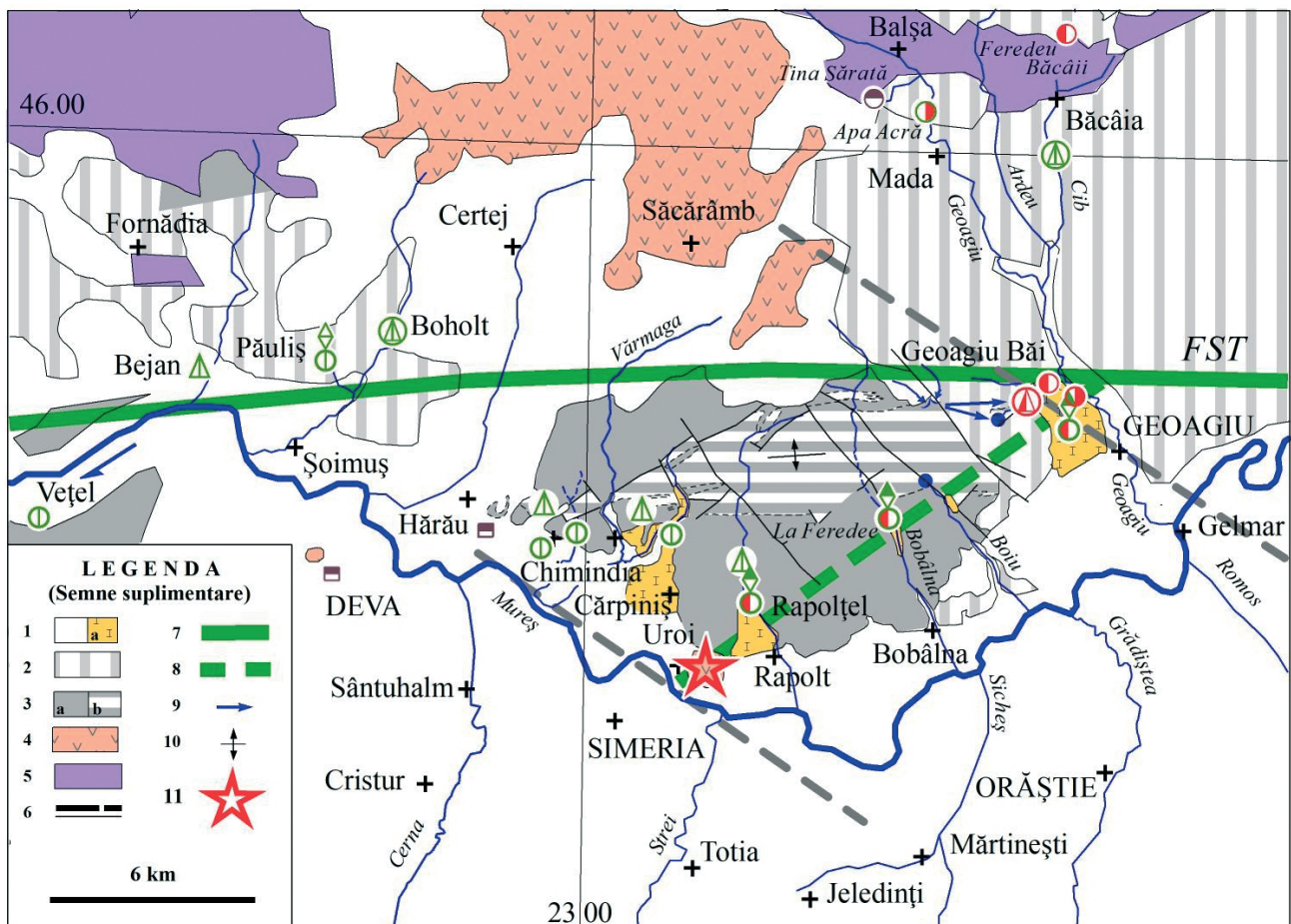
Cercetarea sistematică prin foraje a zăcămintului termomineral Geoagiu Băi a debutat în

anul 1960 cu săparea forajelor F1 și F2 de către I.S.P.I.F. și a continuat în 1964-66 (forajele 3, 4 și 5 I.S.P.I.F.), 1973 (forajele 5a și 5b I.S.P.I.F.), 1977 (forajul 6 ISEM) și 1984-85 (forajele 7, 8, 9, 10, 11 și 12 IMFBRM).

În anul 1975, S. VELICIU de la Institutul Geologic execută lucrări de termometrie ale căror rezultate au fost publicate în anul 1976.

D. SWOBODA et al. (1985) cu ocazia săpării forajelor IMFBRM din perioada 1983-85 întocmesc o documentație detaliată prezentând pe larg rezultatele cercetărilor anterioare și proprii. În aceeași perioadă, V. MANJ de la Institutul de Geologie și Geofizică efectuează cercetări seismometrice.

A. TENU, F. DAVIDESCU și GABRIELA STĂNESCU de la I.M.H. execută cercetări izotopice ale căror rezultate sunt publicate în anii 1991, 1998 și 2006. Autorii concluzionează că la for-



LEGENDA în fig. 1.6. Semne suplimentare: 1. Formațiuni postorogene, a-travertine; 2. Formațiuni alpine; 3. Fundament prealpin, a. Metamorfite și riolite paleozoice, b-calcare de Rapolt; 4. Vulcanite neogene și cuaternare; 5. Ofiolite alpine; 6. Falii; 7. Falia Sud Transilvană, FST; 8. Linia travertinelor; 9. Direcție de curgere a apelor subterane dovedită cu trasori; 10. Ax. de anticlinal; 11. Corpul vulcanic Uroi, 1,6 M ani. (Date geologice și structural-tectonice după Bordea Josefina et al., 1978, Gheorghiu C. et al., 1963, Ionescu F. et al., 1962, Seghedi I. et al., 2004).

Fig. 15. 1. Sursele de ape termale și minerale din sudul Munților Apuseni.

marea apelor termale de la Geoagiu Băi participă două componente de apă cu origini comune, meteorice. Una cu un tranzit de cca 13.000 ani, cu un circuit profund pe parcursul căruia se încălzește și o componentă superficială descendentă rece cu o vârstă de 5 ani. Cele două componente se amestecă în arealul stațiunii Geoagiu Băi în proporție estimată la 1/5 apă recentă. Emergențele naturale descarcă exclusiv componenta veche, componenta nouă având în realitate o importanță limitată care se manifestă numai strict în zona stațiunii.

Din p.d.v. geologic, zona Geoagiu Băi aparține extremității estice a Insulei cristaline Rapolt, bloc cristalin inclus morfologic în Munții Apuseni, dar cu o evoluție tectonică și imagine structurală diferită de aceștia, ce aparține Pânzei Getice din Carpații Meridionali. Insula, constituită din metamorfite, riolite paleozoice și calcare cristaline reprezintă reparația la zi a seriei epimetamorfice din Munții Poiana Ruscă continuată în fundamentul bazinului inferior al râului Strei unde este acoperită de depozite postalpine.

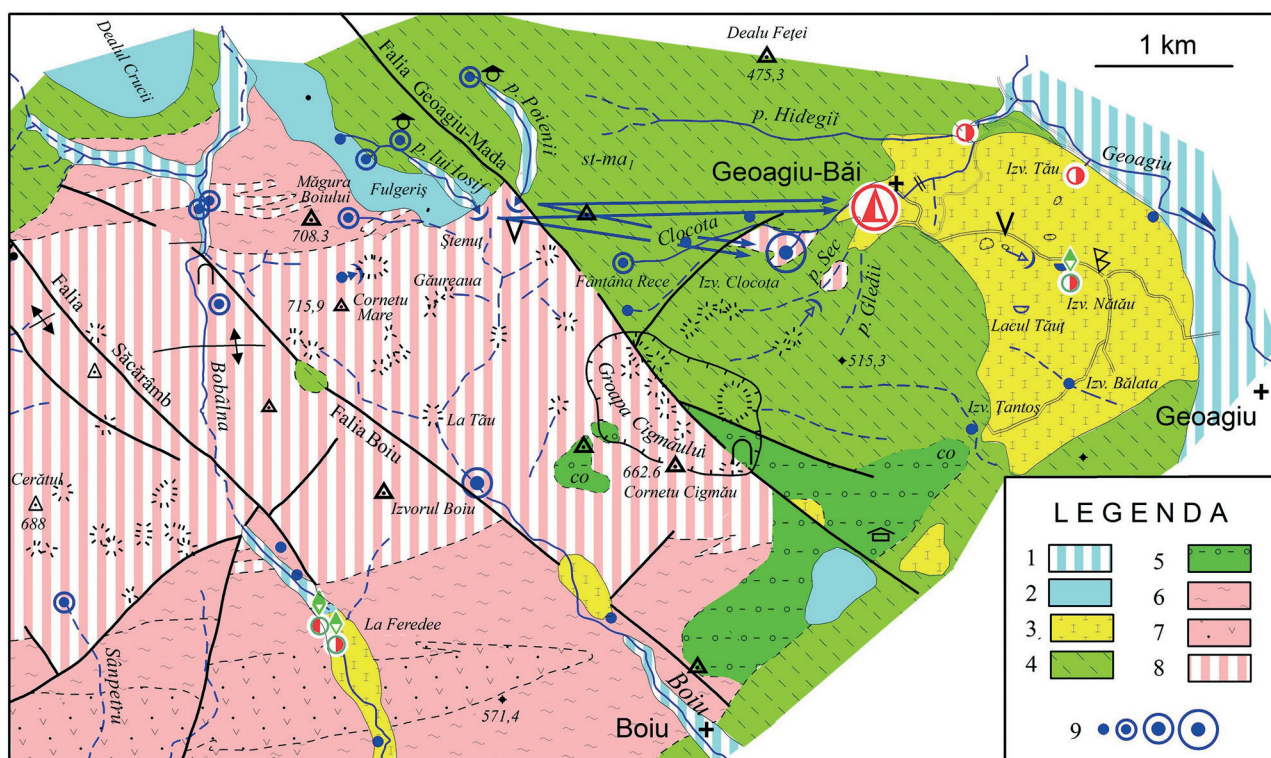
Termenul stratigrafic cel mai profund al formațiunilor metamorfice din Insula cristalină Rapolt este reprezentat printr-o masă puternică de calca-

re care formează o cută anticlinală orientată est-vest, cu o lungime de 14 km și cu lățimea maximă de 3-4 km, în sectorul cuprins între pârâurile Boiu și Rapoltel.

Până în cretacicul superior Insula cristalină Rapolt a fost exondată, după care transgresiunea senoniană a acoperit-o complet. După exondarea post sarmațiană depozitele transgresiunii senonienne au fost erodate de pe cea mai mare parte a insulei, calcarele cristaline reapărând la zi. Depozitele cretacic superioare au fost menajate de eroziune numai în partea estică a insulei, într-un compartiment căzut tectonic, fig. 15.2.

Un loc important în cadrul depozitelor cuaternare este ocupat de depunerile de travertin și tuf calcaros. Ele sunt rezultatul precipitării carbonaților din ape termale ascensionale pe fracturi din calcarele cristaline, iar extinderea lor foarte mare pe arealul insulei indică prezența în pleistocen a unei activități hidrotermale intense.

Travertinele formează o placă unitară cu grosimi mari, un veritabil platou carstic extins din perimetrul stațiunii Geoagiu Băi spre est, până la râul Geoagiu. Ele se depun din apa izvoarelor termale în filme succesive pe pantele limitrofe acestora,



LEGENDA în fig. 1.6. Semne suplimentare: 1-aluviuni recente, 2-depozite deluviale, 3-travertine, 4-fliș grezos marnos santonian-maestrician, 5-conglomerate și gresii coniaciene, 6-șisturi cristaline, 7-metariolite, 8-calcare cristaline, 9- izvoare reci cu debite medii anuale sub 1 l/s, 1-5 l/s, 5-10 și 10-20 l/s.

Fig. 15. 2. Hata hidrogeologică a părții estice a Insulei cristaline de Rapolt. (după I. ORĂȘEANU, 2010, Geologia după JOSEFINA BORDEA et al., 1978)



Foto 15.2. Imagine parțială a peretelui sudic al carierei Geoagiu

cele mai noi depășind limita aval a celor mai vechi (progradare). În partea central-estică a platoului, travertinele se exploatau în carieră.

În carieră travertinele sunt compacte, de culoare albă în jumătatea inferioară și gălbui roșcate, stratificate, la partea superioară cu intercalații dese de argile și nisipuri provenite din alterarea travertinelor, (foto 15.2). Travertinele bazale s-au depus în condițiile unui regim constant, îndelungat de debitare a surselor termale, partea lor superioară sugerând fie schimbarea frecvență a ritmului de alimentare al surselor termale, cu episoade de reducere sau chiar încetarea acestuia însoțite de alterarea subaeriană a travertinelor depuse, fie modificarea condițiilor climaterice cu alternarea perioadelor de inundații cu cele de secetă. Contactul dintre cele două tipuri de travertine este marcat de o suprafață de eroziune formată din depozite alterate nisipos-argiloase de culoare roșcat maronie cu o grosime de până la 50 cm, bine evidențiată în toată cariera.

Stațiunea Geoagiu Băi este situată în zona de dealuri a Munților Metaliferi pe p. Clocota, afluent

drept al p. Geoagiu. Înainte de apariția surselor de ape termale în cursul său mijlociu, p. Clocota avea o energie mare de relief, cu un profil în V și o pantă puternic descendentă. În morfologia văii anterioară apariției acestora, panta talvegului era întreruptă doar de un escarpament produs de o falie verticală orientată nord-sud, cu compartimentul estic căzut, direcționată prin amplasamentul actualei cascade Clocota.

Aparițiile de ape termale au modificat profund morfologia sectorului median al p. Clocota. Sursa lor principală de emergență era situată pe interfluvialul dintre p. Clocota și Pârâul Sec, poziție edificată în timp de formarea unui impresionant dom de travertine cunoscut azi ca Dâmbul Roman sau Mamelon.

Inițial, precipitarea bicarbonaților din apa termală s-a produs în vecinătatea sursei, pe traseul pârâului Clocota și în principal pe buza escarpamentului amintit situat la cca. 500 m aval. Carbonații din apele termale carbogazoase au precipitat masiv în zona escarpamentului ca urmare a degazeificării lor intense creând un baraj cu o extindere și înălțare lentă, uniformă pe toată lungimea lui, fenomen similar formării gururilor din peșteri. În spatele acestui baraj s-a format un lac în care alături de carbonații precipitați din apele termale, deveniți ulterior travertine, s-au depus aluviunile p. Clocota, material detritic antrenat de scurgerea de suprafață de pe versanți, nisip rezultat din dezagregarea travertinelor, turbă și nămol negru provenite din metamorfozarea vegetației lacului, fig. 15.3.

Grosimea depozitelor lacustre depuse a crescut treptat acoperind relieful precuaternar, formând în

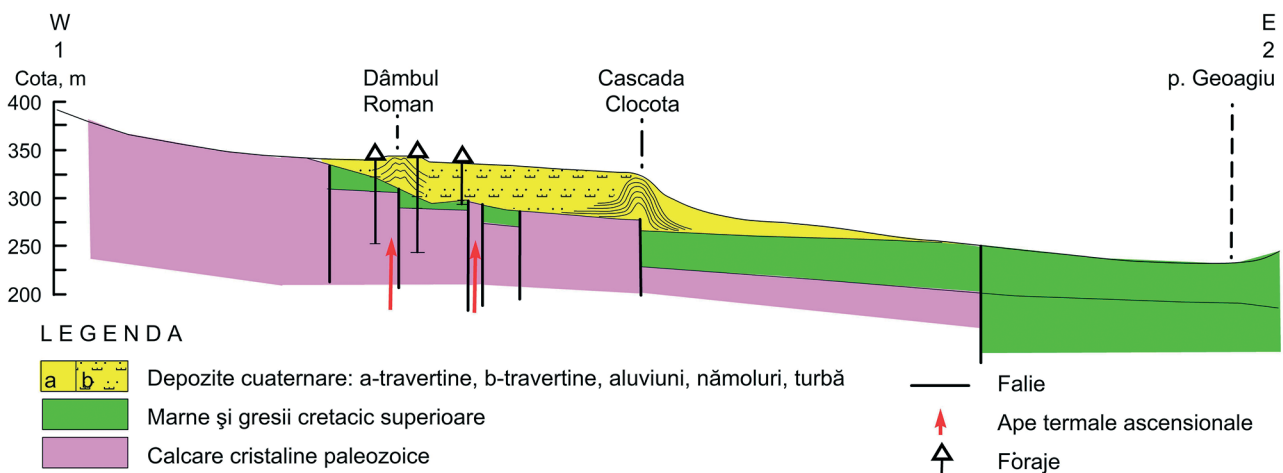


Fig. 15.3. Secțiune geologică longitudinală de-a lungul p. Clocota.



Fig. 15.4. Vedere de ansamblu asupra perimetrului zăcământului Geoagiu Băi cu indicarea surselor de ape termale.

final un șes orizontal pe care este așezată partea centrală a stațiunii balneoclimaterice, fig. 15.4. Aici depozitele cuaternare prezintă o stratificație încrucișată cu alternanțe de travertine și depozite aluvionare, fig. 15.5, travertinele ocupând 60-62% din coloana litologică a forajelor 1 și 2 săpate în apropierea Dâmbului Roman, (I. BARBU și D. BIȘIR, 1964). În depozitele cuaternare este localizat un acvifer freatic bine individualizat. Grosimea depozitelor cuaternare traversate de foraje este prezentată în harta cu izopahite din fig. 15.6.

Sursele termale au continuat să debiteze apă pe fracturile fundamentului și să depună în jurul lor

carbonați, formând în lac structuri verticale asemănătoare unor coșuri care s-au înălțat pe măsura creșterii nivelului apei din lac și a colmatării lui. Apele termale curg spre suprafață prin depozitele lacustre pe aceste structuri, pe conducte cu pereți etanși căptușiți cu calcit cristalizat care le izolează de apele acviferului freatic. Unele din aceste structuri funcționează și în prezent în acviferul freatic aducând la suprafață apele acviferului termal carstic.

Depozitele lacustre repauzează pe un fundament format din calcare cristaline paleozoice acoperite discontinuu de marne și gresii cretacice superioare impermeabile. Fundamentul precua-

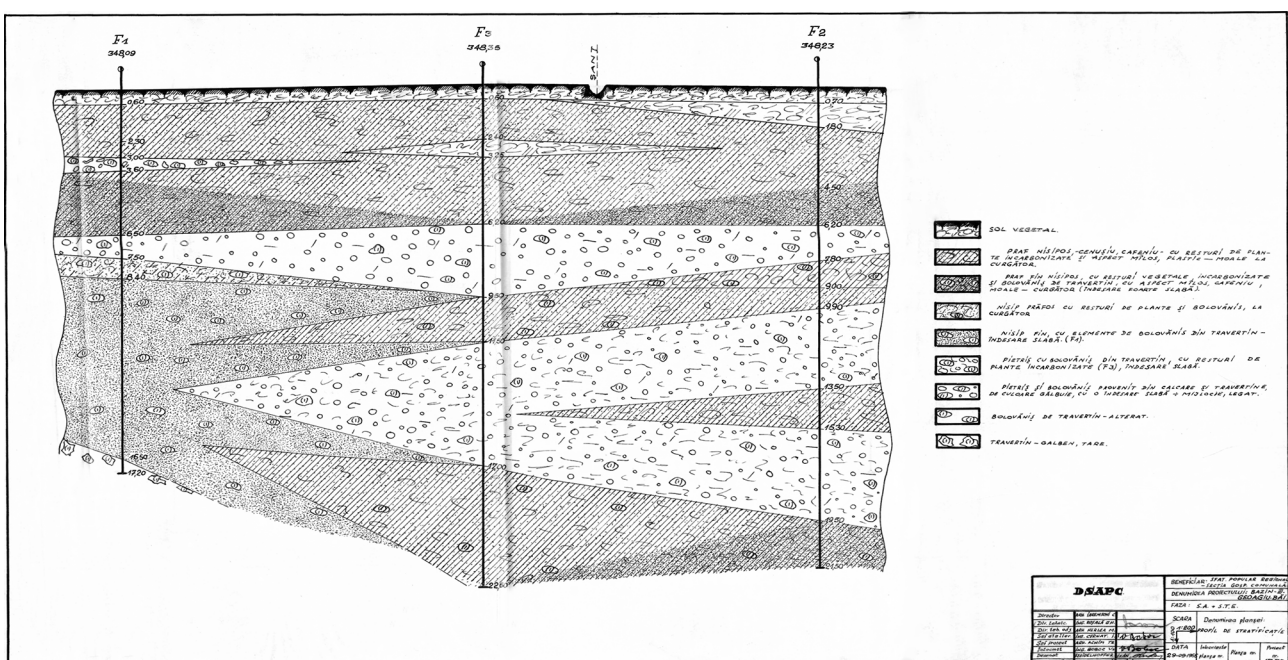


Fig. 15.5. Sedimentarea îndințată a depozitelor lacustre din perimetrul ștrandului olimpic, cu praf nisipos, mături negre cu elemente de bolovăniș de travertin, pietriș și bolovăniș de travertin și travertin alterat și tare. (Studiul geotehnic, DSAPC Deva, 1966).

ternar este puternic faliat, accidentele tectonice afectând în egală măsură calcarele cristaline, marnele și gresiile.

Calcarele cristaline afloră pe pârâul Clocota, într-o fereastră tectonică deschisă în masa cuverturii cretacee situată amonte de stațiune. Ele apar în bancuri groase sau masive, dure, de culoare cenușie, cu o structură fină, criptocristalină. Calcarele afloră pe suprafețe mari la vest de stațiune, începând cu bazinele hidrografice ale pârâurilor Boiu și Bobâlna.

Bazinul hidrografic al p. Boiu, fig. 15.2, este dezvoltat în cursul superior pe depozitele miocene acoperite frecvent cu deluvii cuaternare, pe calcare cristaline în zona mediană și pe șisturi cristaline în continuare. Principalii lui afluenți, Pârâul lui Iosif și pârâul Poienii, își pierd în totalitate apele prin ponoare cu trepte antitetice situate la intrarea pe calcare cristaline. În aval de acestea se dezvoltă o zonă largă endoreică, cu văi seci înierbate, cu pantă redusă și presărată cu doline. În apropiere contactului cu șisturile cristaline, traseul văii devine puternic descendent și cu un caracter temporar al scurgerii. La baza acestui traseu pârâul primește un izvor permanent, izvorul Boiu, după care își continuă cursul pe un traseu săpat în șisturi cristaline.

La anul 1996, I. ORĂȘEANU de la S.C. Prospecțiuni S.A. efectuează două marcări cu rhodamină B și fluoresceină în ponoarele p. Poienii și

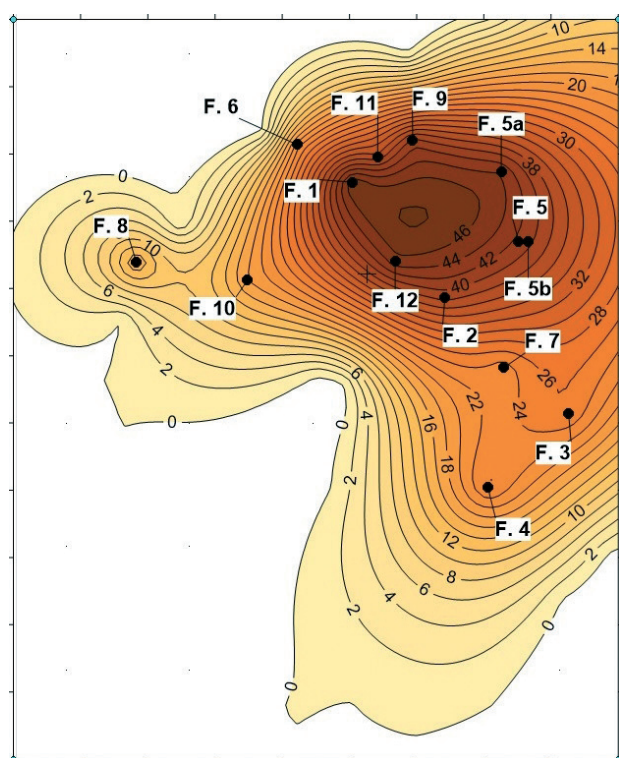


Fig. 15.6. Harta cu izopahite a depozitelor cuaternare.

Pârâului lui Iosif din bazinul hidrografic superior al p. Boiu. Trasorii au apărut după 6 zile de la marcarea în apa izvorului Clocota, concentrația măsurată atingând valoarea maximă după 200 ore de la marcarea pentru rhodamină B și după 164 ore pentru fluoresceină. În apa termală debitată de sonda nr.1 trecerea fluoresceinei a fost înregistrată în intervalul 180-350 ore.

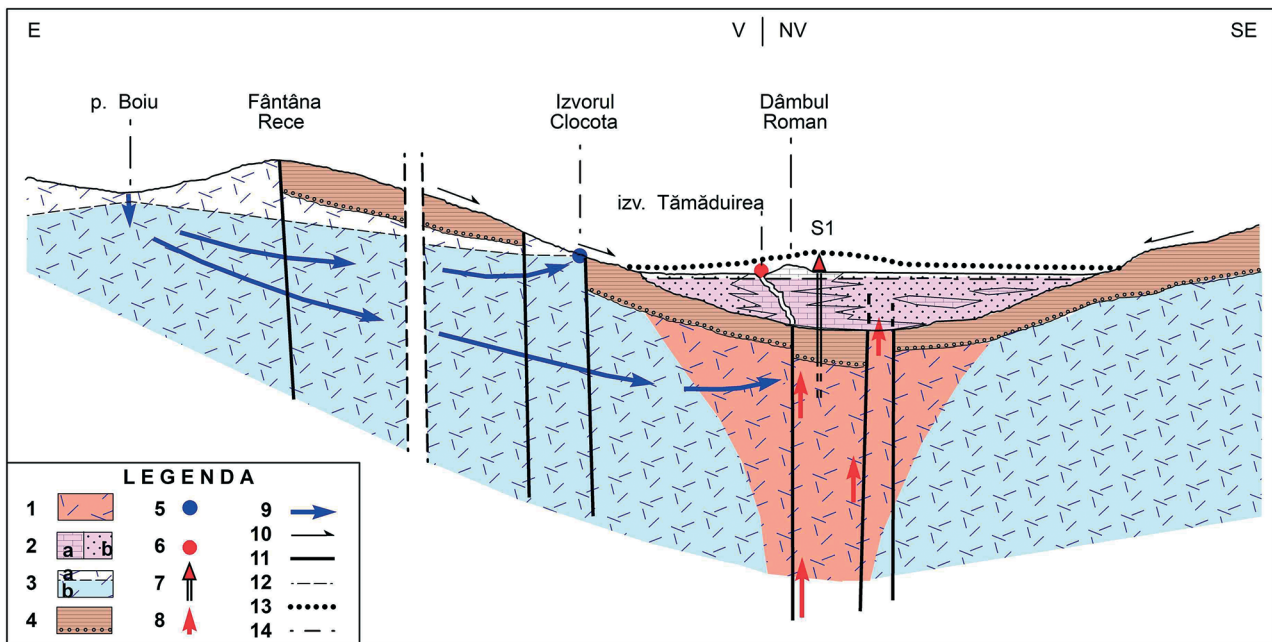
Zăcământul de ape termale Geoagiu Băi evidențiat inițial prin izvoare termale și conturat ulterior prin săparea a 14 foraje de cercetare este situat în cursul median al p. Clocota. Cercetările hidrogeologice și seismometrice au evidențiat prezența unei falii principale orientată vest-est, falia Geoagiu, afectată de 4 falii secundare orientate nord-sud, (D. SWOBODA, 1985).

Zăcământul de ape termale Geoagiu Băi este format din două acvifere suprapuse separate de un orizont impermeabil cretacic superior gros de 16-48 m, absent pe alocuri: în bază un acvifer termal de tip fisural-carstic, sub presiune, localizat în calcare cristaline paleozoice, (acviferul primar sau principal), iar la partea superioară un acvifer freatic, localizat în depozite cuaternare constituite din travertine, aluviuni, turbă și mături negre depuse într-un mediu lacustru, termalizat de apele primul acvifer ascensionale pe fracturi, (acviferul secundar), fig. 15.7.

În zonele lipsite de ecranul impermeabil preponderent marnos fluxul de ape termale este transferat direct din acviferul primar în cel secundar freatic. Aici debitele afluențe importante de ape termale ascensionale au creat turbării, acum acoperite.

În anul 1976 S. VELICIU publică o hartă cu distribuția temperaturii solului la adâncimea de 2 m, la suprafața acviferului freatic. Pe hartă se evidențiază un maxim de temperatură de 24°C în jurul forajelor S9 - S1 și unul de amplitudine mai redusă, de 17°C, amplasat în jurul izvorului termal de la terenul de tenis, fig. 15.8, a. Anomaliile sunt generate de aporturi de ape termale pe fracturile care afectează calcarele cristaline și ecranul cretacic superior impermeabil. Temperatura apei acviferului freatic crește în adâncime datorită aporturilor amintite.

Alimentarea acviferului termal secundar, freatic, este complexă la ea participând aporturile subterane de ape termale din acviferul primar și apa deversată permanent sau temporar din unele sonde. La acestea se adaugă aporturile aduse de precipitații și scurgerea de pe versanți.



Legenda. 1-Acvifer termal primar în calcare cristaline; 2-Acvifer secundar termalizat: a-travertine, b-depozite lacustre; 3-Acvifer carstic rece: a-zona aerată, b-zona înecată; 4-Marne cu conglomerate în bază; 5-Izvor carstic rece; 6-Izvor termal; 7-Sondă cu apă termală; 8-Ape termale ascensionale; 9-Direcție de curgere dovedită cu trasori; 10-Ape de șiroire; 11-Falie; 12-Nivelul piezometric ipotetic al apelor carstice reci; 13-Nivelul piezometric al acviferului termal principal; 14-Nivelul piezometric al acviferului secundar, termalizat.

Fig. 15.7. Secțiune hidrogeologică orientativă prin zăcămintului hidrotermal Geoagiu Băi.

Acviferul freatic este traversat de la vest la est de p. Clocota, măsurătorile de debite efectuate în perioadele cu ape mici în secțiuni hidrometrice succesive arătând relații complexe de alimentare-drenare între pârâu și acvifer. Pe segmentul dezvoltat amonte de intrarea pârâului în zona casetată debitul lui crește ca urmare a aporturilor de ape termale produse în principal de izvoarele Diana și Tămăduirea. La ieșirea pârâului din casetă se înregistrează un aport suplimentar de cca 7 l/s, iar în continuare până la deversarea apelor drenate din ștrand debitul pârâului se reduce cu cca 8 l/s.

Acviferul freatic este drenat în perimetrul ștrandului cu un sistem de tuburi găurite amplasate sub radierul bazinelor de înot. Conul de depresiune al acviferului freatic creat astfel se extinde spre nord până la p. Clocota fiind responsabil de infiltrațiile amintite mai sus. Apa, cu un debit mediu în anul 2019 de 14,7 l/s și o temperatură medie de 25,4°C, este evacuată în p. Clocota pe un tub de beton lung de cca 500 m.

Apele acviferului termal primar sunt sub presiune cu nivelul piezometric situat cu cca 2,5-6 m deasupra terenului. Înainte de săparea forajelor de cercetare zăcămintul se descărca prin izvoare, acum dispărute în mare parte (izvorul de la terenul de tenis, fig. 15.8, a, izvorul cu pești, fig. 15.8,

b, izvorul Rozalia, fig. 15.8, c, izvorul Roman, fig. 15.8, e, izvorul de pe str. Vilelor, fig. 15.8, f). El se descarcă în continuare prin izvoarele permanente Tămăduirea și Diana și prin izvoarele temporare Ciuperca și Central. Sursa dispărută cunoscută sub numele de Izvorul Principal, fig. 15.8, d, reprezenta un foraj săpat în perioada interbelică.

În prezent zăcămintul se descarcă prin sondele 1, 3, 5a, 6 și 9. Toate sondele exploatează exclusiv apa termală din calcarele cristaline. Ele traversează acviferul cuaternar freatic și depozitele cretace cu coloane metalice cimentate și produc pe gaură ne-tubată la intrarea în calcare. Sondele debitează artezian permanent. Sondele 3, 5a, 6 și 9 debitează la cote constante. În perioada 2018-2019 apa debitată de sonda 1 curgea liber în p. Clocota, iar exploatarea ei se realiza prin închiderea curgerii spre pârâu și ridicarea nivelului de deversare cu cca 1,7m pentru a asigura o alimentare gravitațională a ștrandului.

Izvorul Tămăduirea este situat pe malul drept al p. Clocota în vecinătatea pavilionului Ciuperca. Este captat cu un puț de beton adânc de 3 m (D. SWOBODA et al., 1985), apa deversând în exterior printr-o țevă de preaplin amplasată la cca 0,4 m deasupra solului.

Izvorul Diana, apare în pavilionul omonim dezafectat dintr-o spărtură a betonului de pe fun-

dul unui bazin. La suprafața apei din bazin sunt formate filme de calcită flotantă care se depun lent pe fundul bazinului. Partea inferioară a pereților bazinului este tapisată cu cristale albe de calcit depuse din apa izvorului și din vaporii degajați din ea.

Săpăturile arheologice efectuate în perioada 1983-1985 în Dâmbul Roman au scos la iveală prezența unei cavități largi modelată în travertine, cu numeroase forme parietale de precipitare și eroziune generate de apele termale în diferitele lor perioade de evoluție, foto 15.1. Pe fundul excavației a fost întâlnit un izvor, izvorul Central, captat ulterior într-un bazin oval. Izvorul prezintă variații de debit cauzate de modul de debitare al sondei 1 situată la cca 65 m spre nord, la baza domului de travertin.

Când sonda 1 debitează în p. Clocota cu vana complet deschisă, în bazinul izvorului Central este o lamă subțire de apă stagnantă. La închiderea sondei nivelul apei în izvor crește rapid cu 50 cm, temperatura apei se ridică și apar degajări de gaze. Apa este evacuată din bazin pe o galerie minieră unde se infiltrază prin depozitele din vatra ei. Ea reapare în p. Clocota printr-o sursă situată la baza zidului de pe malul drept, amonte de podețul de la izvorul Diana.

Debitele și temperaturile medii ale apelor principalelor surse au următoarele valori: izvorul nr. 1 Tămăduirea - 1,95 l/s, 28,6°C, izvorul Diana - 0,8 l/s, 28,3°C, sonda 1 - 18 l/s, 32,4°C, sonda 3 - 2,7 l/s, 29,8°C, sonda 5a - 2,2 l/s, 30,1°C, sonda 6 - 0,23 l/s, 28,0°C, sonda 9 - 0,08 l/s, 28,4°C.

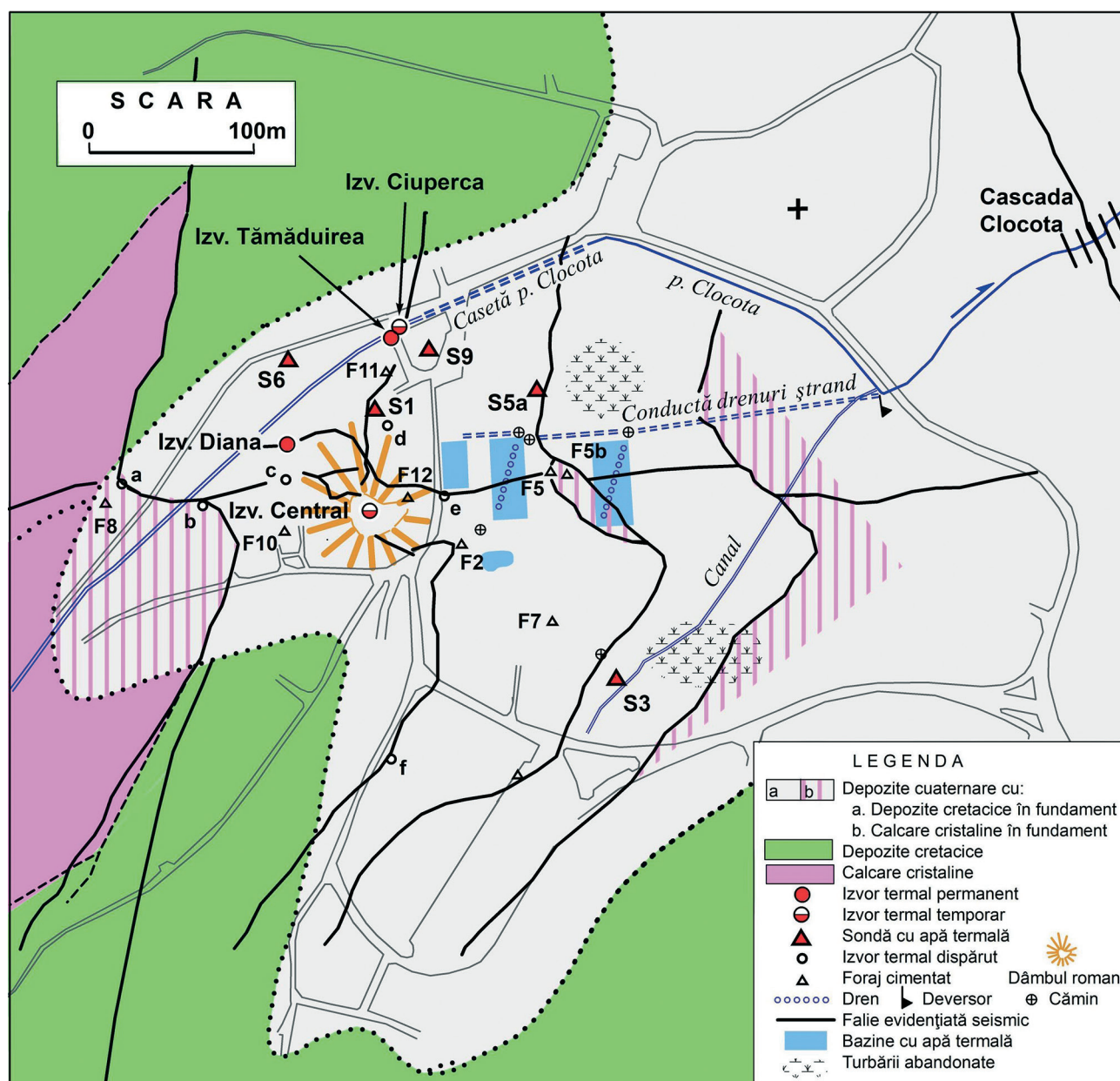


Fig. 15.8. Harta hidrogeologică a zăcămintului Geogiu Băi. (Geologia după D. Swoboda, 1985).

În toate sursele au fost introduși senzori de presiune și temperatură programați să înregistreze datele la interval de o oră. În timpul testelor de revenire a nivelelor piezometrice senzorii au fost setați la un minut sau la 15 minute. Prelucrarea și interpretarea rezultatelor obținute din monitorizarea presiunii acviferului termal primar indică interferența puternică dintre sonde, fenomen facilitat de faliera intensă a calcarelor, de dezvoltarea largă a fisurației și carstificării pe suprafața paleoreliefului calcarelor cristaline și de prezența în baza depozitelor cretacic superioare a unui orizont de pietrișuri. Faptul că multe foraje săpate în perimetrul zăcământului nu au interceptat ape termale arată că fenomenele amintite au o dezvoltare discontinuă.

Debitul sondei 1 reprezintă cca 75% din debitul total al surselor captate din acviferul termal primar. Fluctuația debitului acesteia ca urmare a modificării cotei de deversare se resimte rapid în celelalte sonde, exploatarea ei prin deversare la cota inferioară producând o scădere generală a debitelor acestora. Exploatarea ei prin deversare la cota superioară antrenează creșterea debitului celorlalte sonde.

În graficele din fig. 15.9 și 15.10 se prezintă înregistrările efectuate în timpul manevrelor de închidere / deschidere a debitării la cele 5 sonde productive. Interpretarea lor indică următoarele:

- Sondele 1, 3, 5a și 9 sunt în interferență. Ele resimt imediat schimbarea regimului de exploatare la una dintre ele. Impactul maxim este produs de sonda 1.
- Nivelul dinamic al apei din sonda 6 nu este influențat de oscilațiile nivelelor din alte sonde. Ea este amplasată în matricea unui bloc tectonic cu transmisivitate mică;

- Nivelul dinamic al apei sondei 9 resimte efectele manevrelor de închidere / deschidere a sondelor 1, 3 și 5a. Manevrelor efectuate la ea nu sunt înregistrate însă la sondele amintite, datorită debitului ei foarte mic;

Deschiderea bruscă a sondei 9 a produs oscilații largi ale presiunii în acvifer datorate efectului inerțial al acestuia. Nivelul presiunii s-a stabilizat după cca 24 de ore, interval în care sonda a debitat doar de 4 ori pentru intervale scurte de timp, (fig. 15.9). Sonda are o adâncime de 400 m. În anul 1985 în sondă au fost detonate câteva încărcături de exploziv pentru mărirea debitului, dar fără succes, fisurația și cavernamentul generat de acestea putând participa la formarea efectului inerțial observat la testul de interferență.

Distribuția câmpului piezometric al acviferului termal primar după un interval de 30 de ore de la închiderea tuturor sondelor indică distribuția valorilor maxime în perimetrul sondelor 6 și 9, presiuni care scad spre sud în direcția sondei 3, fig. 15.11. Nivelul piezometric al acviferului primar prezintă oscilații anuale sezoniere regizate de regimul precipitațiilor, fig. 15.12.

Apele acviferului termal carstic sunt exclusiv hidrogencarbonatate-calcice-magneziene, cu reziduu fix mediu situat puțin peste limita cu apelor oligominerale, (500 mg/l). Reziduiul fix la 180°C al apelor este cuprins între 600 și 720 mg/l.

Gazele libere și dizolvate din aceste ape prezintă valori procentuale ridicate pentru CO₂. Gazele dizolvate în apa debitată de sonda 1 conțin 56,58% CO₂, iar cele din sonda 6, 52,62% CO₂, acestea din urmă remarcându-se și prin conținutul ridicat de metan, (tabelul 7.4). Apa debitată de sonda 6 are un

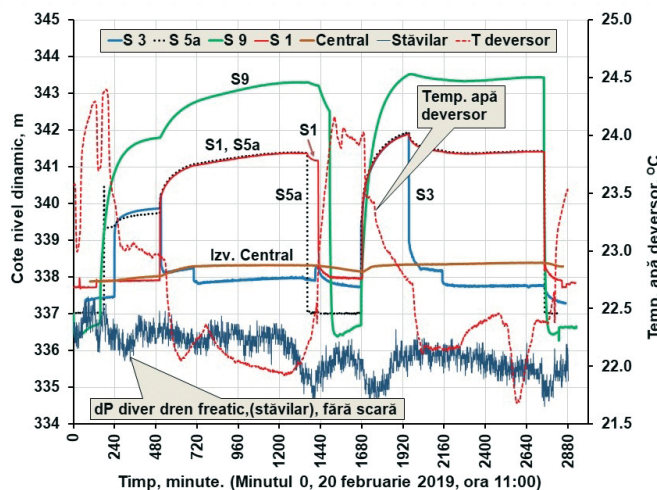
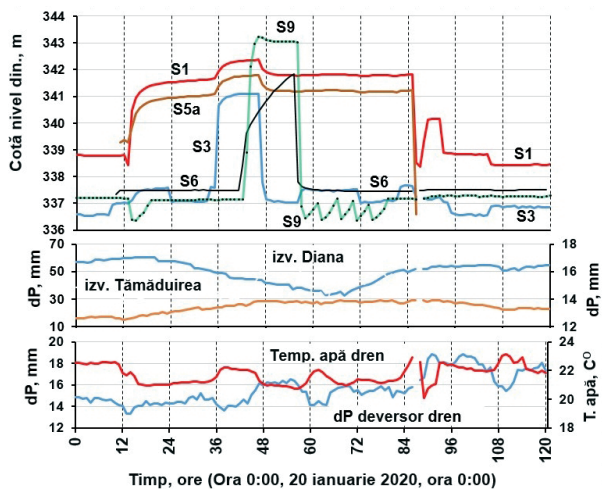


Fig. 15.9, stânga și 15.10, dreapta.

Ilustrarea evoluției presiunii/cotei nivelului piezometric în sonde, izvoare și drenul acviferului freatic la manevrele de închidere / deschidere a debitării sondelor.

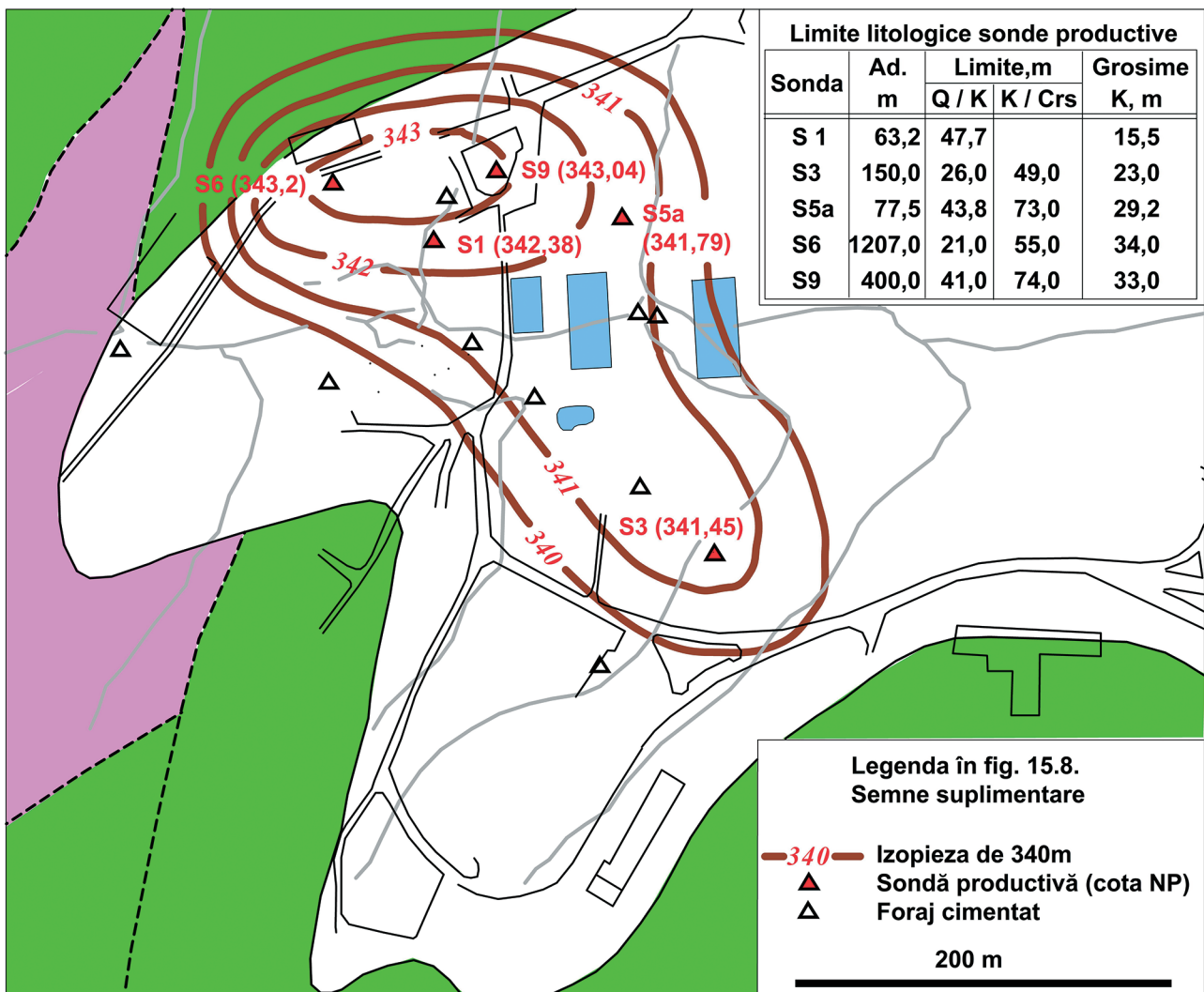


Fig. 15.11. Distribuția areală a cotei nivelului piezometric al acviferului termal primar în luna ianuarie 2020.

conținut de 0,11 mg/l H₂S determinat în laborator după fixarea lui la recoltare cu acetat de cadmiu.

Apele termale au conținuturi de CO₂ dizolvat situate în vecinătatea limitei de 250 mg/l, valoare acceptată ca limită între apele plate și carbogazoase.

Conținutul în oxigen dizolvat al apelor este foarte scăzut datorită temperaturii relativ ridicate a acestora care scade solubilitatea gazele dizolvate în

soluție. O altă cauză este legată de vechimea mare a apelor. Conținuturile de oxigen dizolvat variază la surse în jurul valorii de 1 mg/l, cele mai scăzute valori fiind întâlnite la izvorul Diana, 0,48 mg/l, sonda 1, 0,62 mg/l, și sonda 3, 0,62 mg/l. Apa evacuată pe drenul acviferului freatic are un conținut de 1,98 mg/l.

Evaluarea evoluției anuale a mineralizației totale a apelor termale s-a făcut prin măsurarea săptămânală a conductivității lor electrice, CE, pe întreaga perioadă de cercetare. Rezultatele măsurătorilor sunt prezentate în fig. 15.13 alături de precipitațiile zilnice căzute în perimetrul stațiunii balneare. Se constată constanța mare a mineralizației apelor tuturor surselor pe perioada de doi ani de observații, întreruptă brusc doar de perioadele cu ploi abundente și de topire a zăpezilor când aporturile crescute de ape infiltrate în principal prin ponoarele din cursul superior al p. Boiu produc diluarea apelor termale ascensionale din zăcământ.

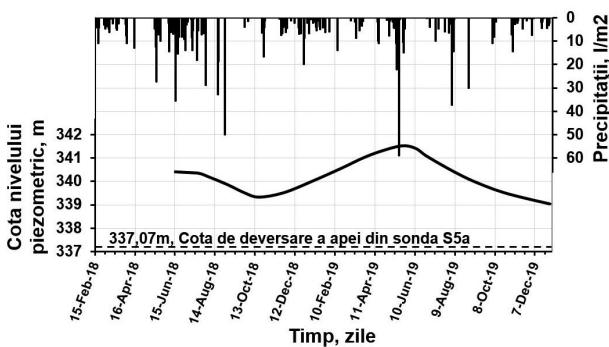


Fig. 15.12. Evoluția nivelului piezometric din sonda S5a în perioada iunie 2018-decembrie 2019

Prelucrarea seriilor orare de presiuni înregistrate de senzorii introduși în sursele de apă termală au fost analizate spectral folosind Transformanta Fourier pentru evidențiere prezenței frecvențelor periodice produse de mările terestre și obținerea de informații suplimentare privind statutul acviferului primar carstic, este sau nu acviferul sub presiune?

Componentele presiunii atmosferice S1 și S2 cu periodicități de 24 și de 12 ore și frecvențe identice cu componentele mareelor terestre K1, (lunar-solară diurnă), și S2, (principal solară semidiurnă), sunt singurele prezente în seriile înregistrate la sondele 1, 3, 5a și 9, la izvoarele Tămăduirea și Diana și la drenul acviferului freatic, componenta M2 lipsind din toate acestea. Componenta mareică M2, principal lunară semidiurnă, generată de forțele de atracție lunare este lipsită de influențe induse de variația presiunii atmosferice și se utilizează pentru caracterizarea tipurilor și parametrilor acviferelor. Absența ei este caracteristică acviferelor cu nivel liber, (J. D. BREDEHOEFER 1987).

În spectrul sondei S6 a fost identificată componenta M2, prezența ei alături de dominația componentenei S2, fig. 15.14, indicând captarea unui acvifer semideschis, (K. A. RAHI 2010). Sonda 6 are o adâncime de 1207 m și deschide un acvifer izolat hidraulic de acviferul descărcat prin celelalte surse.

Lipsa componentei M2 din spectrele de presiuni ale sursele amintite indică o relație hidraulică puternică între cele două acvifere ale zăcămintului termal, acviferul freatic având un rol de amortizor pentru oscilațiile de presiunea din acviferul primar căruia îi mijlocește relația cu atmosfera.

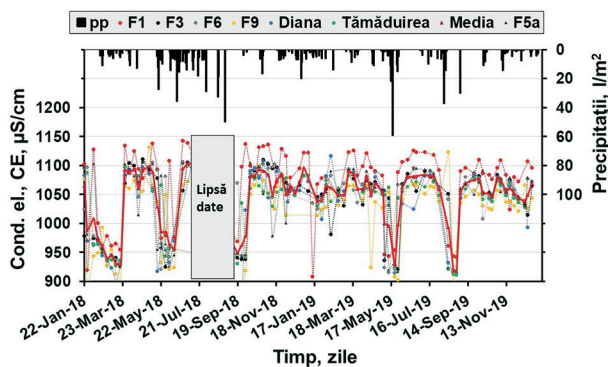


Fig. 15.13. Evoluția conductivității electrice a apelor termale este perturbată violent de aporturile de ape slab mineralizate introduse în acvifer de cursurile superficiale din cursul superior al p. Boiu.

VÂRSTA TRAVERTINELOR

În luna iulie 2019, geologul Bogdan P. Onac a recoltat probe de travertin din cariera Geoagiu pentru determinarea vârstei rocilor. Probele au fost colectate din baza și partea superioară a stivei de travertin, din pereții suprafeței de eroziune și din câteva geode tapisate cu cristale de calcit vizibile în blocuri de travertin acumulate în baza carierei. Ele au fost analizate în laboratorul de geocronologie al Universității New Mexico din SUA în colaborare cu Victor Polyak.

Referitor la rezultate, Bogdan P. Onac menționează că tufurile calcaroase și travertinele nu sunt roci ideale pentru datare. Fiind relativ poroase, circulația soluțiilor prin ele cauzează procese de acumulare sau pierdere de uraniu și thoriu, fapt care are un impact negativ asupra determinării vârstelor lor radiometrice. Ca urmare, multe dintre rezultatele probelor recoltate nu au putut fi utilizate, deoarece, fie conținutul de uraniu a fost prea mic, fie erorile au fost prea mari și vârstele sunt imprecise.

Rezultate foarte precise au fost obținute numai pe cristale de calcit recoltate din geoda unui bloc de travertin abandonat în extremitatea estică a carierei Geoagiu (proba 2065-1 cu o vârstă de 33.495 ± 102 ani și proba 2065-2: 33.821 ± 139 ani) și din geoda amplasată pe peretele nordic al carierei, proba 2066, având 436.719 ± 40.565 ani. Vârsta acestei probe, foto 16.3, sugerează existența activităților hidrotermale în zona Geoagiu Băi începând încă din Pleistocenul mediu, fapt confirmat și de vârsta probei 2060 (482.163 ± 23.445 ani) recoltată din cariera Cărpiniș, care s-a depus cam în aceeași perioadă de timp.

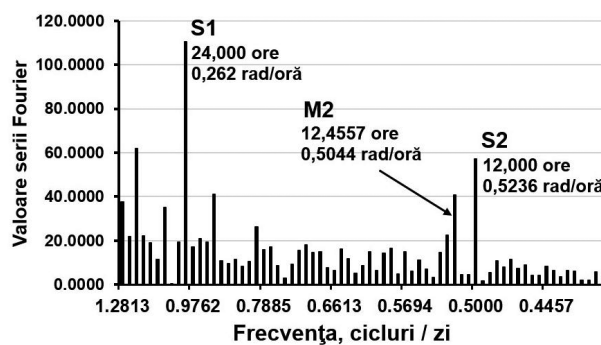


Fig. 15.14. Periodograma frecvențelor armonice prezente în seria temporală de presiuni necorectate înregistrare la sonda 6 în perioada iulie-august 2019.

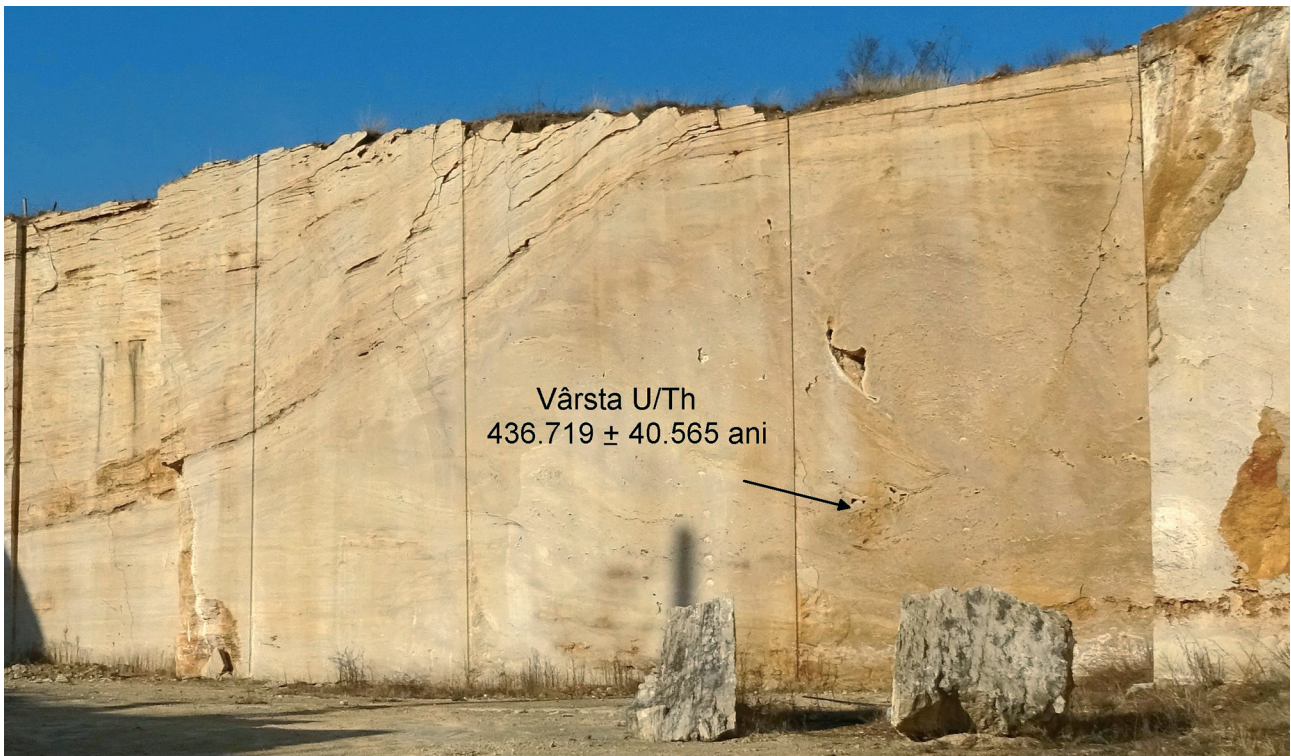


Foto 16.3. Travertine masive cu geode și conducte tapisate cu cristale de calci în cariera de la Geoagiu. Se indică locul de recoltare al probei date nr. 2066.

Sursa CaCO_3 care a format travertinele provine din calcarele cristaline ale fundamentului.

Platoul de travertine de la Geoagiu este format din travertine stratificate și poroase, depuse din ape termale, asemănătoare celor de la Tivoli, Italia, (DE FILIPPIS et al, 2013). Ele acoperă relieful precuaternar și au fost depuse din surse cu debite importante care au transportat la distanțe mari bicarbonații din soluție înainte de precipitarea lor. FACCENNA et al., 2008, indică depunerea platoului de travertine de la Tivoli, Italia, în intervalul 115-30 ka, în Plistocenul târziu, iar determinările făcute de BROGI A. et al., 2012, arată pentru travertinele de la Sarteano din sudul Toscaniei, Italia, vârsta de 268 ± 22 ka - prezent. M. OZKUL et al, 2013, indică formarea suitei de aflorimente de travertin din bazinul Denizli, Turcia, arie care include și zona Pamukkale, într-o perioadă de timp de cel puțin 600.000 ani, între 613 și 18 ka.

Pe scara cronologică a Cuaternarului, POPESCU N. et al, 2018, activitatea hidrotermală însoțită de depunerea travertinelor din Insula Cristalină de Rapolt, (Geoagiu și Cărpiniș), a debutat în Pleistocenul mediu, (sfârșitul interglaciului Gunz-Mindel și glaciul Mindel).

Mulțumiri

Cercetările hidrogeologice au fost executate cu sprijinul permanent al d-lui Lucian Pera, directorul S.C. Germisara S.A. Observațiile și măsurătorile de debite și temperaturi și recoltarea de probe s-a făcut cu participarea lui Florin Mibu și Lucian Popescu. Mulțumesc acestor persoane pentru ajutorul susținut acordat.

BIBLIOGRAFIE

- Barbu I., 1966: Studiul hidrogeologic și geofizic privind mărirea debitului de apă termală la stațiunea Geoagiu Băi, reg. Hunedoara. Arh. ISPIF
- Barbu I., Bișir D., 1964 - Studiul hidrogeologic și geofizic privind mărirea debitului de apă termală la stațiunea Geoagiu Băi, reg. Hunedoara. Comitetul de Stat al Apelor, Institutul de studii și prospecțiuni.
- Berbeleac I., 1968: Considerații geologice-structurale privind izvoarele termale și carbo-gazoase minerale din insula cristalină de Rapolt. Bul. Soc. St. Geol. din RSR X, 99-108, București.
- Berbeleac I., 1970: Considerații tectonice, magmatice și metalogenetice în partea centrală și sudică a Munților Metaliferi: St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, v. 15, 2, p. 329-339.
- Bordea Josefina, Berbeleac I., Borcoș M., Mantea G., Stancu Josefina, Rogge-Tăranu Elena, 1978:

- Harta geologică a RSR, scara 1:50.000, foaia Geoagiu. IGG.
- Brogi A., Capezuoli E., Buracchi Elena, Branca Marili, 2012: Tectonic control on travertine and calcareous tufa deposition in a low-temperature geothermal system (Sarteano, Central Italy). *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 169, 2012, pp. 461-476.
- Davidescu F. D., Tenu A., Slăvescu Ana, 1991: Environmental isotopes in karst hydrology. A lay-out of problems with exemplifications in Romania: Theoretical and Applied Karstology, v. 4, p. 77-86, București.
- De Filippis L., Faccenna C., Billi Andrea, Anzalone Erlisiana, Brillì M., Soliga M., Taccimei Paola, 2013: Plateau versus fissure ridge travertines from Quaternary geothermal springs of Italy and Turkey: Interaction and feedbacks between fluid discharge, paleoclimate, and tectonics. *Earth-Science Reviews* 123 (2013) 35-52.
- Faccenna C., Soliga M., Billi Andrea, De Filippis L., Funiciello R., Rossetti C., Tuccimei Paola, 2008: Late Pleistocene depositional cycles of the Lapis Tiburtinus travertine (Tivoli, Central Italy): Possible influence of climate and fault activity. *Global and Planetary Change* 63 (2008) 299-308.
- Geamănu N., Geamănu Veronica, Serban Rodica, Anghel E., 1969: Prospecțiuni hidrogeologice pentru ape minerale în bazinul Streiului și Culoarul Mureșului. (Arh. SC Prospecțiuni SA).
- Ianovici V., Borcoș M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dumitrescu R., Savu H., 1976: *Geologia Munților Apuseni*. Editura Academiei, București, 631 p.
- Ianovici V., Giusca D., Ghitulescu T. P., Borcoș M., Lupu M., Bleahu M., Savu H., 1969- Evoluția geologică a Munților Metaliferi. București, Ed. Academiei RSR, 741 p.
- Manj V. et al., 1985: Cercetări seismometrice în zona Geoagiu Băi. Arh. IGG București.
- Orășeanu I., 2010: Hydrogeology of the Rapolt crystalline limestones outcrop. In I. Orășeanu, A. Iurkiewicz, (eds.), *Karst Hydrogeology of Romania*, p. 295-309, Ed. Belvedere, Oradea.
- Orășeanu I., 2016: Hidrogeologia carstului din Munții Apuseni. Ed. Belvedere, 300 p, Oradea.
- Orășeanu I., 2019: Date hidrogeologice privind zăcămintul de ape termominerale Geoagiu Băi. *Lucrările Seminarului Hidrogeologia zăcămintului de ape termominerale-balneoterapeutice Geoagiu Băi*. Geoagiu Băi, Hotel Vacanța, 16-19 mai 2019, 11p.
- Ozkul M., Kele S., Gokgoz A., Chuan-Chou Shen, Jones B., Baycara M. O., Forizs I., Nemeth T., Chang Yu-Wei, A - Icicek M. C., 2013: Comparison of the Quaternary travertine sites in the Denizli extensional basin based on their depositional and geochemical data. *Sedimentary geology* 294 (2013) 179-204.
- Pacskaý Z., Edelstein O., Seghedi I., Szakacs A., Kovacs M., Crihan M., Bernad A., 1995: K-Ag dating of Neogene-Quaternary calc-alkaline volcanic rocks in Romania. *Acta Volcanologica* 7:2, 53-61.
- Popescu N., Ene M., Folea Tatu Florina, 2018: *Geologia Cuaternarului*, Ed. Universitară, 430p.
- Pricăjan A., 1972, - Apele minerale și termale din Romania. Ed. Tehnică, București, 296 p.
- Roșu E., Seghedi I., Downws H., Alderton D.H., Szakacs A., Pecskaý Z., Panaiotu C., Panaiotu Emilia Cristina, Nedelcu L., 2004: Extension-related Miocene calc-alkaline magmatism in the Apuseni Mountains, Romania: Origin of magmas. *Schweizerische und Petrographische Mitteilungen* 84, 153-172, 2004.
- Schmid S., M., Bernoulli D., Fugenschuh B., Matenco L., Schefer S., Schuster R., Tischler M., Ustaszewski K., 2008: The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss J. Geosci.* 101 (2008) 139-183.
- Slăvoacă D., Feru M., Geamănu Veronica, Simion G., Goliță Natalia, Lungu P., 1978: Considerații hidrogeologice asupra ivirilor naturale de ape termale din Romania. *Studii tehnice și economice, Seria E: Studii de hidrogeologie*, ed. IGG București, v. 13, p. 5-15.
- Stoica C., 1970: Stațiuni și izvoare minerale din ținutul Hunedoarei. *Consiliul județean pentru cultură și artă*, 80 p.
- Szabo A., 1978: Ape și gaze radioactive în Romania. Ed. Dacia, Cluj Napoca, 202p.
- Swoboda D., Lupescu G., Swoboda Mariana, Niculescu M., Ignat Sanda, 1984: Studiul hidrogeologic, hidrochimic, bioclimatic și balneotehnic privind optimizarea exploatarea zăcămintului termomineral Geoagiu, jud. Hunedoara. Arh. IMFBRM.
- Tenu A., Davidescu F., 1998: Environmental isotopic studies on mineral and thermal waters

in Romania: a review over the last 25 years. Proceedings of the Int. Symp. Mineral and thermal groundwater, Miercurea Ciuc, Romania, 24-27 June, 1998, 271-280.

Tenu A., Davidescu F., Stănescu Gabriela, 2006: Considerații izotopice asupra zăcămintului hipotermal Geogiu Băi. AHR-Hidrogeologia, vol 7, nr. 1, p. 84-89.

Tiepac I., Geamănu M., 1971: Radioactivitatea rocilor eruptive și a apelor minerale din zona Rapolt-Boholt. Dări de seamă IGG, vol. LVIII/2, 2. Zăcăminte, p. 121-131. (1976).

Veliciu S., 1976: Contribuții la cunoașterea termalismului din sudul Munților Apuseni și Bazinul Streiului. St. Cerc. Geol., Geogr., Geofiz., Tom 14, Nr. 2, p. 173-187, București.