REPUBLIKA E SHQIPËRISË
UNIVERSITETI POLITEKNIK I TIRANËS
FAKULTETI INXHINIERISË MATEMATIKE DHE INXHINIERISË FIZIKE
DEPARTAMENTI I INXHINIERISË FIZIKE

DISERTACION

Tema

VECORITË E KORES SË TOKËS DHE POTENCALET GJEOTERMALE TË ZONËS SË ELBASANIT

(Për marrjen e gradës shkencore "DOKTOR"

Disertanti. **ASTRIT SHATRO**

Udheheqës Shkencor. **Prof. Dr. RRAPO ORMENI**

Tiranë 2016

Këtë punim ja dedikoj fëmijëve të mi, bashkëshortes time Margarita, të cilët më kanë ndihmuar në çdo moment për realizimin e saj. Një frymëzim të veçantë më ka dhënë nipi im Enea, që edhe në momentet e "mosvëmendjes" ndaj Tij më ka lejuar të realizoj këtë punim.

Autori

Mirënjohje

E gjithë përpjekja, hulumtimi i paraqitur në këtë tezë është kryer në bashkëpunimin më shumë institucione shkencore, Departamenteve në Insitutin e Gjeodshkencës Energjisë Ujit e Mjedisit, Shërbimit Gjeologjik Shqiptar,Fakultetit të Gjeologjisë së Minierave, ish Insituti i Naftës në Shqipëri.

Nuk do të kisha qenë në gjendje, për të përfunduar këtë temë Desertacioni pa ndihmën dhe shfrytëzimin e të gjithë studimeve të kryera në këtë fushë. Mirënjohje për këto Institucione Shkencore.

Para së gjithash, unë do të doja të falënderoj udhëheqësin tim Prof.AscDr. Rrapo Ormeni për nxitjen, mbështetje ,e monitorimin e gjithe punës time, ndihmën e tij në shkrimin e punimeve shkencore, si dhe për mundësinë që më ka dhënë për të marrë pjesë në takime shkencore ndërkombëtare.

Një falenderim të veçantë do dëshiroja t'ja drejtoja Prof.Asc.Dr.Petraq Naco, për ndihmën e pa kursyer që më ka dhënë falë njohurive të Tij të gjera në fushën e Gjeologjisë e Hidrogjeologjisë, për materialin grafik që më ka vënë në dispozicion, për ndihmën eTij, duke më dhënë shumë këshilla në konsultime të gjëra shkencore.

Unë jam veçanërisht mirënjohës Prof.Dr. Pëllumb Berberit, si drejtues i shkollës së Doktoraturës, për dashamiresinë që ka treguar në të gjithë këtë proces, si dhe për diskutimet shkencore, në dy prezantimet e bëra në Departamentin e Fizikës të Fakultetit të Inxhinierisë Matematike e Fizike.

Duhet të pranoj të falenderoj në mënyrë indirekte Prof.Alfred Frashërin dhe Dr.Nevton Kodhelaj për punimet shkencore që kanë kryer në fushën e aplikimeve gjeotermale.

Një falenderim i veçantë shkon për miqtë e kolegët e mrekullueshëm Prof.Dr. Stavri Lami, për kujdesjen e suksesit tim, si dhe Prof.Asc.Dr. Vangjel Mustaqi,Prof.Dr. Partizan Malkaj, Prof.Dr. Aferdita Vevecka, Msc. Mirela Ndrita për ndihmën, direkte apo indirekte, inkurajimin e vazhdueshëm që më kanë dhënë.

Do të doja të falenderoj sinqerisht familjen time për mbështetjen e pafundme, motivimin e mbështetjen financiare që më kanë dhënë, pa të cilët ky punim do të ishte i pamundur dhe që me të vërtetë meritojnë dedikimin e këtij punimi.

ABSTRAKT

Punimi i paraqitur në këtë temë disertacioni,kombinon veçoritë e kores së Tokës në rajonin e Elbasanit,si shtresat me shpejtësi të ulet sizmike,strukturën e thyerjeve tektonike,anomalive me ekzistencën e fushave gjeotermale,temperaturave ne akuaferet e thelle te ketij rajoni.

Komunikimi në sipërfaqe të strukturave karbonatike,bënte të mundur rimbushjen e rezervuareve të ujërave nëntokësore gjeotermale,duke mbajtur një regjim konstat të rrjedhjes së tyre.

Informacioni mbi litologjinë e strukturës,temperaturat e matura në puset e thella të zonës, përbërja kimike e ujërave që rrjedhin në sipërfaqe, janë përdorur për të vlerësuar gradientin gjeotermal të zonës si dhe potencialet gjeotermale të saj.

Shumë dukuri fizike mund të ndikojnë në fushën termike në rajon. Variacioni i litologjisë, zonat me shpejtesi te ulet, topografia e zonës çojnë në një shpërndarje tepër të komplikuar të gradientit gjeotermal,si dhe të shpërndarjes së fluksit të nxehtësisë e cila është e kontrolluar dhe dominuese nga prezenca e ujërave gjeotermale. Të dhënat sizmike, dhe sizmologjike, shpimi i puseve të shumta në këtë rajon, temperaturat e matura në thellësi dhe në sipërfaqe,janë një informacion i dobishëm,mbi burimet gjeotermale brenda rajonit,si dhe për ndërtimin e modeleve gjeotermale reale hidrogjeologjike,të lidhura ngushtë me strukturën gjeologjike dhe tektonike komplekse të tyre. Rezervuarët gjeotermale janë bërë qëllimi i shumë studimeve,në këto kohët e fundit,për shkak të përmbajtjes së konsiderueshme të energjisë së rinovueshme gjeotermale,pavaresisht se shqiperia njihet vetem per potenciale te entalpise se ulet e te mesme. Rajoni dallohet per një heterogjenitet te kores se tokes, per shtresa me shpejtesi te ulet, per nje aktivitet të vazhdueshëm sizmik, premtuese për sa i përket rezervave gjeotermale,ai ka një shtrirje nga Pusi Kozan-8 deri në Holtë e Galigat. Baseni termomineral i Kozanit, deri më sot, është më i veçanti në strukturën gjeologo - tektonike të Shqipërisë. Kjo për faktin se tashmë, ai është një basen ujërash termale të thellësisë i vërtetuar. Pusi i shpuar për kërkimin e naftës Kozani - 8, jo vetëm vërtetoi ekzistencën e tij, por bëri të mundur, daljen me vetërrjedhje të këtyre ujrave të nxehta në sipërfaqe. Dalja e këtyre ujërave në sipërfaqe, nuk është një proces i natyrshëm hidrogjeologjik, por një fenomen kompleks i thellësisë, ku ndërthuren një sërë faktorësh, ku si më të rëndësishëm konsiderojmë burimet gjeotermale, lëvizjet tektonike dhe komunikimin e thellësive të mëdha të nëntokës me nivelet drejt sipërfaqes, si dhe ndodhjen e një sërë proçesesh fizike e kimike, që sjellin maturimin e këtyre rezervave ujore me cilësi të veçanta. Mbi rajonin e Kozanit, falë interesit që ka patur për kërkimin e naftës, janë kryer punime të shumta sizmike dhe të shpimit të puseve, për rrjedhojë disponohen të dhëna të bollëshme. Këto të dhëna kanë bërë të mundur, përvijimin në hapësirë të basenit hidrotermomineral të Kozanit, si dhe modelimin gjeotektonik dhe hidrogjeologjik të funksionimit të këtij rezervuari maturues dhe prodhues ujërash termomineral. Temperatura e shtresës në thellësinë 1837 m rezulton 84^0C, duke përbërë një anomali të dukshme gjeotermale, në konditat e një gradienti gjeotermik normal. Presioni i shtresës 191 atm, presioni në grykë të pusit 12 atm, gjë e cila bënë të mundur, daljen e ujit të nxehtë me vetëardhje, me debit 16 m^3 për orë. Temperatura në grykë të pusit rezulton 54 – 60^0C, në funksion edhe të temperaturës së ambientit. Ujërat krahas temperaturave të larta, janë të pasuruar me mikroelement si bor, jod, amonium, kripra kloro magneziale, gaze të tretur, etj., të dhëna këto, që e bëjnë këtë basen hidrotermal interesant, si në pikëpamje të kërkimit shkencor, ashtu edhe të përdorimit praktik.

Qëllimi i këtij studimi është të analizojë fushat gjeotermale të vendosura në këtë rajon duke analizuar karakteristikat e tyre gjeologjike, hidrogjeologjike dhe gjeokimike të këtij baseni.

Fjalët kyçe: Baseni gjeotermal i Kozanit, shtresat me shpejtesi te ulet, fluksi ngrohjes, Gjeologjia, hidrogjeologjia akuiferet thellë, potencial gjeotermale, Hidrokimia

PARATHËNIE

Nëpërmjet këtij studimi kemi dashur të paraqesim një kontribut modest në fushën e burimeve gjeotermale dhe të potencialeve energjetike të këtyre fushave.

Në këtë punim është vënë theksi në lidhje veçoritë e kores së Tokës në zonën e Elbasanit, zonë në të cilën ekzistojnë burime të konsiderueshme gjeotermale.

Në këtë studim është theksuar se pikërisht në këtë zonë ekzistojnë shtresa të shpejtësive të ulta të përhapjes së valëve sizmike. Shtresa të cilat janë mbartëse e gjeneruese të proceseve të formimit të baseneve të ujërave gjeotermike.

Në studim është theksuar gjithashtu se kjo zonë dallohet për çrregullime e thyerje tektonike,në të cilat krijohen kushte për formimin maturimin e ujërave termale,si dhe daljes së tyre në sipërfaqe. Për modelimin e baseneve gjeotermale janë shfrytëzuar të dhënat e marra nga profilet sizmike për këto zonë. Profilet sizmike si dhe puset e shumta që janë shpuar për kërkim gazi e naftë kanë dhënë një informacion të bollshëm për materialin bazë të këtij punimi. Ky punim trajton një pjesë të problematikave që lidhen me vlerësimin sasior të rezervave të energjisë gjeotermale të zonës në studim. Punimi i këtij disertacioni është ndarë në 7 kapituj. Kapitulli I parë jep një informacion të përgjithshëm për ndërtimin e strukturës së Tokës,lëvizjen e pllakave tektonike,përhapjen e valëve sizmike në shtresa uniforme,si dhe ndryshimi i disa parametrave fizike në thellësi si dhe me përbërjen kimike të saj. Të gjitha fushat gjeotermale dhe perspektivat janë të vendosura në afërsi të kufijve të pllakave. Në kapitullin II është trajtuar struktura sizmogjene të Albanoideve, zonat me shpejtësi të ulët si dhe variacionin e kufirit MOHO. Kapitulli i III trajton metodologjinë dhe bazën e të dhënave që janë përdorur në këtë studim. Për të vlerësuar rezervat e energjisë gjeotermale në brendësi të Tokës, një rëndësi e veçantë i është kushtuar proceseve fizike e ligjeve që përcaktojnë vlerësimin dhe transmetimin e nxjerrjes së nxehtësisë nga brendësia e saj. Konceptet themelore të transferimit të nxehtësisë,vlerësimi sasior i saj,marrëdhëniet e rrjedhjes së nxehtësisë me origjinën e burimeve të nxehtësisë janë dhënë në Kapitullin e IV. Ujërat minerale dhe termominerale, si një pasuri natyrore të çdo vendi, e në veçanti të rajonit të Elbasanit, përbëjnë pjesën më të rëndësishme të këtij studimi. Burimet e ujërave minerale dhe termominerale që dalin në sipërfaqe janë të shumta në territorin e Shqipërisë. Si më të njohurat dhe më të përdorshmet përmendim: Llixhat e Elbasanit dhe Llixhat e Peshkopisë. Te dyja këto dalje, janë bërë të njohura për temperaturat e larta që gëzojnë në sipërfaqe dhe sasinë e ujit që drenojnë nga thellësia. Këto ujëra janë njohur dhe përdorur nga njerëzimi qysh në kohet më të hershme. Një burim tjetër, me debite te konsiderueshme, Pusi Kozan-8, i është shtuar hartës të burimeve gjeotermale në Shqipëri. Dalja ne sipërfaqe e ujërave gjeotermale të pusit,u bë i mundur për shkak te shpimeve për kërkim naftë e gaz,duke bërë të mundur komunikimin e baseneve të ujërave gjeotermale të thellësisë me sipërfaqen.

Studimi i paraqitur,në bazë të mundësive të grumbullimit të gjithë materialit që ekziston në këtë fushë,si materiali grafik, informacionin gjeologjik, gjeofizik, gjeografik,të dhënat mbi parametrat gjeotermik të puseve,matjet e vrojtimet direkte në disa ekspedita, paraqiten në Kapitullin V të materialit.

Rritja e kërkesave mbarë botërore për energji,si dhe të faktit që burimet konvencionale të energjive janë të kufizuara,kanë përqendruar vëmendjen e gjithë kërkueseve shkencorë për përshpejtimin e kërkimeve në gjetjen të formave të tjera të energjisë, përveç lëndëve të fosileve djegëse dhe energjisë bërthamore. Rezervat e rinovueshme gjeotermale janë një alternative mbare botërore. Potencialet gjeotermale të rajonit të Elbasanit, ku temperaturat në sipërfaqe arrijnë nga 50-65^{0}C ,e në thellësinë 2 km 105^{0}C, janë më se të mjaftueshme për tu përdorur në shumë drejtime. Prandaj, natyra e klasifikimi i burimeve gjeotermale si dhe studimi i baseneve gjeotermale të këtij rajoni, mbeten strategjike për politika e mbështetje qeveritare. Kapitulli i VI bën një vlerësim të rezervave e potencialeve të fushave gjeotermale të këtij rajoni si dhe si më të veçantit strukturës së shkëmbit të nxehtë të thatë të strukturës karbonatike të Grupit te Kozanit-8. Në këtë strukturë gradient i temperaturës me thellësinë është $dt/dz = 37^0 C / km$ **(3.7^{0}C/100m) ose temperaturë ndryshon me 1^{0}C/26m.**

Materiali grafik është përpunuar në kompjuter nga vajza ime Ing.Ark. Lediona SHATRO.

PERMBAJTJA

ABSTRAKT 7
PARATHËNIE 8
KAPITULLI I
NJOHURI TË PËRGJITHSHME MBI STRUKTURËN E DINAMIKËN E TOKËS 13
I.1 Struktura e Tokës 13
I.2 Pllakat litosferike dhe teoria e pllakave tektonike 15
I.2.1 Llojet e kufijve të pllakave 17
I.3 Struktura e Brendshme e Tokës bazuar në të dhënat Sizmiologjike 19
I.3.1 Valet sizmike Brenda një shtrese uniforme të Tokës 21
I.3.2 Ndryshimi radial i shpejtësive sizmike 23
I.3.3 Variacioni Radial i densitetit, gravitetit dhe presioni 23
I.4 Dendësia brenda Tokës 23
I.5 Forca e gravitetit dhe presioni brenda Tokës 25
I.6 Modelet e strukturës së brendshme të Tokës 26
I.6.1 Korja e Tokës 27
I.6.2 Manteli 27
I.6.3. Bërthama e Tokës 30
I.7 Përbërja kimike e Tokës 31
KAPITULLI II
SIZMOLOGJIA DHE STRUKTURA E BRENDSHME E TOKËS NË SHQIPËRI 33
II.1 Zonat Sizmogjene e Struktura e Albanoideve 33
II.2 Zonat me shpejtësi të ulët në Koren e Mantelin e Sipërm të tokës Shqiptare 38
II.3 Thellësia e Kufirit MOHO në Shqipëri dhe më gjerë 40
II.3.1 Variacioni i Kufirit Moho 41
KAPITULL III
METODOLOGJIA DHE BAZA E TE DHENAVE 43
III.1 Përshkrimi Metodologjisë 43
III.2 Përcaktimi i parametrave gjeotermale 44
III.3 Burimi i të dhënave. Literatura e përdorur 45
III.4 Studimi i fushave Gjeotermale 46
KAPITULLI IV
NXEHTËSIA E TOKËS 47
IV.1 Ligji i Furierit dhe ligji i parë i termodinamikës 47
IV.2 Ruajtja e Energjisë: Ligji i parë i termodinamikës 48
IV.3 Burimet e nxehtësisë së Tokës 49
IV.4 Burimet e brendshme të nxehtësisë 49
IV.4.1 Nxehtësia radiogjenike 49
IV.4.2 Nxehtësia Orogjenike 50
IV.5 Temperatura në brendësi të Tokës 52
IV.6 Gradienti gjeotermal. Konceptet themelore 53
IV.7 Dendësia e fluksit të nxehtësisë 56
IV.7.1 Llogaritja e temperaturave dhe përçueshmëria termike 58

IV.7.2 Shpërndarja eksponenciale e prodhimit të ngrohjes **59**
IV.7.3 Shpërndarjen lineare e prodhimit të ngrohjes **60**
IV.7.4 Shpërndarjen inverse e prodhimit të ngrohjes **60**
IV.8 Regjimi Termik i Tokës **62**
IV.9 Llogaritja e përcjellshmërisë termike **63**
IV.10 Njehsimi i përcjellshmërisë në përbërjet mineralogjike rrjedhësit e ngopur **65**
IV.11 Ndikimi i faktorëve të ndryshëm në përçueshmëri termike **65**

KAPITULLI V

KARAKTERISTIKAT FIZIKO - GJEOGRAFIKE, GJEOLOGJIA, TEKTONIKA DHE AKTIVITETI SIZMIK I ZONËS SË ELBASANIT 67

Hyrje. **67**
Informacion i përgjithshëm mbi Kushtet fiziko gjeografike të Zonës së Elbasanit **67**
V.1 Karakteristikat bazë fiziko-gjeologjike të zonës së Elbasanit **67**
V.1.1 Pozicioni gjeografik **67**
V.2 Gjeomorfologjia e Rajonit të Burimeve Termominerale të Zonës së Elbasanit **70**
V.3 Kushtet Klimatike në rajonin në studim **71**
V.4 Hidrografia e Zonës **72**
V.5 Pozicioni Gjeotektonik ndër Albanidet. **73**
V.6 Karakteristika Gjeologjike Rajonit të Elbasanit **73**
V.6.1 Litostratigrafia **73**
V.6.2 Tektonika dhe Struktura e zonës. **76**
V.6.3 Aktiviteti i sotëm sizmik i zonës. **76**
V.6.4 Grupimi strukturor i Kozanit **77**
V.6.5 Antiklinali karbonatik i Marakut **79**
V.6.6 Elementet gjeologjike të basenit Gjeotermal në Rajonin e Elbasanit. **80**
V.6.6.1 Formacioni karbonatik **80**
V.6.6.2 Formacionet flishore apo argjilore **81**
V.6.6.3 Formacionet trashamane **81**
V.6.7 Baseni termomineral i Hidrait dhe i Llixhave **81**
V.6.8 Baseni termomineral i Kozanit. **83**
V.6.9 Elementet Gjeologjik e hidrogjeologjik të zonës së Pusit Kozan-8. ..... **83**

KAPITULLI VI

ENERGJIA GJEOTERMALE NE RAJONINE ELBASANIT 85

VI.1 Koncepte të përgjithëshme mbi energjinë gjeotermale **85**
VI.2 Historia e shkurtër e përdorimit të energjisë gjeotermale **86**
VI.3 Natyra e burimeve gjeotermale **87**
VI.4 Shtresat me shpejtësi të ulët në zonën e Elbasanit **87**
VI.4.1 Shtresat me shpejtësi të ulët si gjeneruese të energjisë gjeotermike **87**
VI.5 Sistemet gjeotermale **91**
VI.6 Klasifikimi i burimeve gjeotermale **93**
VI.7 Potencialet Energjitike dhe proceset fiziko-kimike të Basenit Hidrotermo-mineral te Kozanit-8 ..... **94**
VI.7.1 Pozicioni Gjeotektonik. **94**

VI.7.2 Litostratigrafia e Pusit Kozan-8 ..... **95**
VI.7.3 Tektonika dhe Struktura e Rajonit te Kozanit. **96**
VI.7.4 Elementët Gjeologjik të Rajonit të Kozanit **96**
VI.7.5 Modeli Gjeotektonik dhe Hidrotermodinamik. **98**
VI.7.6 Cikli hidrotermal i basenit të Kozanit funksionon si më poshtë: **99**
VI.7.7 Proçeset Fizike dhe Kimike dhe parametrat gjeotermale. **99**
VI.7.8 Vlerësimi i transferimit të nxehtësisë **101**
VI.7.9 Llogaritja e potencialit energjitik Kozan-8. ..... **102**
VI.7.10 Shtresa ujëmbajtëse e Nxehtë në Pusin Kozan-8 ..... **104**
VI.7.11 Rinovueshmeria dhe qëndrueshmëria **106**
VI.7.12 Përdorimi i drejtpërdrejtë i nxehtësisë **106**
KONKLUZIONE DHE REKOMANDIME **112**
REFERENCAT **114**

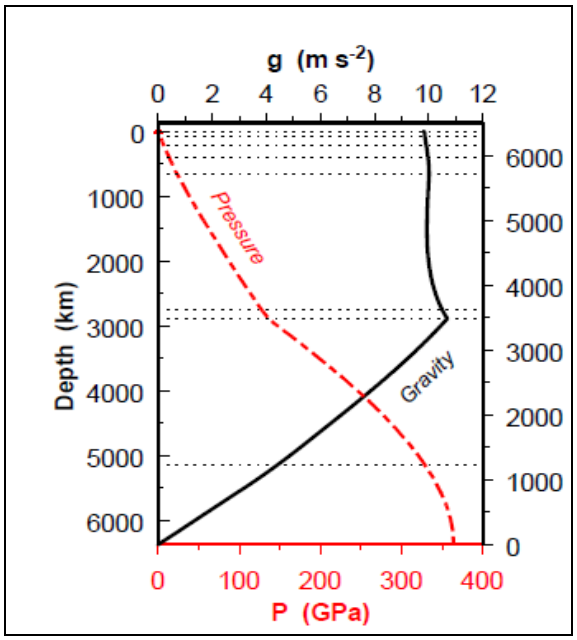
KAPITULLI I

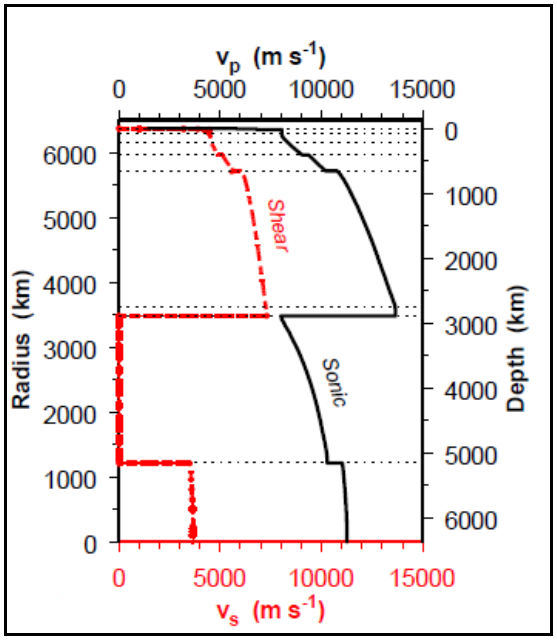
NJOHURI TË PËRGJITHSHME MBI STRUKTURËN E DINAMIKËN E TOKËS

I. 1 Struktura e Tokës

Në fillim të shekullit të njëzetë, nga studimi i valëve sizmike dhe shpejtësive të përhapjes së tyre, u bë e qartë struktura e brendshme e Tokës. Informacioni ynë mbi strukturën e brendshme të Tokës, ndryshimeve të vetive fizike të saj (trysnia, temperatura, dendësia, shpejtësia e lëkundjeve sizmike) e përbërjes kimike të saj, merret nga sizmologjia, e cila interpreton lakoret e kohës së udhëtimit dhe të ardhjes së sinjaleve të valëve sizmike që kalojnë në brendësi të Tokës. Ndryshimi i shpejtësisë së valeve sizmike, konstanteve elastike me thellësinë, barazimi IV termodinamik të Maxwell-it, që paraqet marrëdhënien ndërmjet trysninë P, vëllimit V, entropisë S ($\Delta S=\Delta Q/T$; Q: nxehtësia), dhe temperaturës T, tregon strukturën kryesisht rrezore, të Tokës. Nga barazimi i Maxwell-it $(\partial T/\partial P)S=(\partial V/\partial S)P$ marrim një shprehje për ndryshimin e temperaturës adiabatike në lidhje me temperaturën, koeficientin e vëllimit të zgjerimit termik $\alpha=(\partial V/\partial T)P/V$ dhe kapacitetit të nxehtësisë specifike izobarik C_P (në trysni konstante):

$$\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_s = T\frac{\alpha g}{c_p} \qquad (1)$$





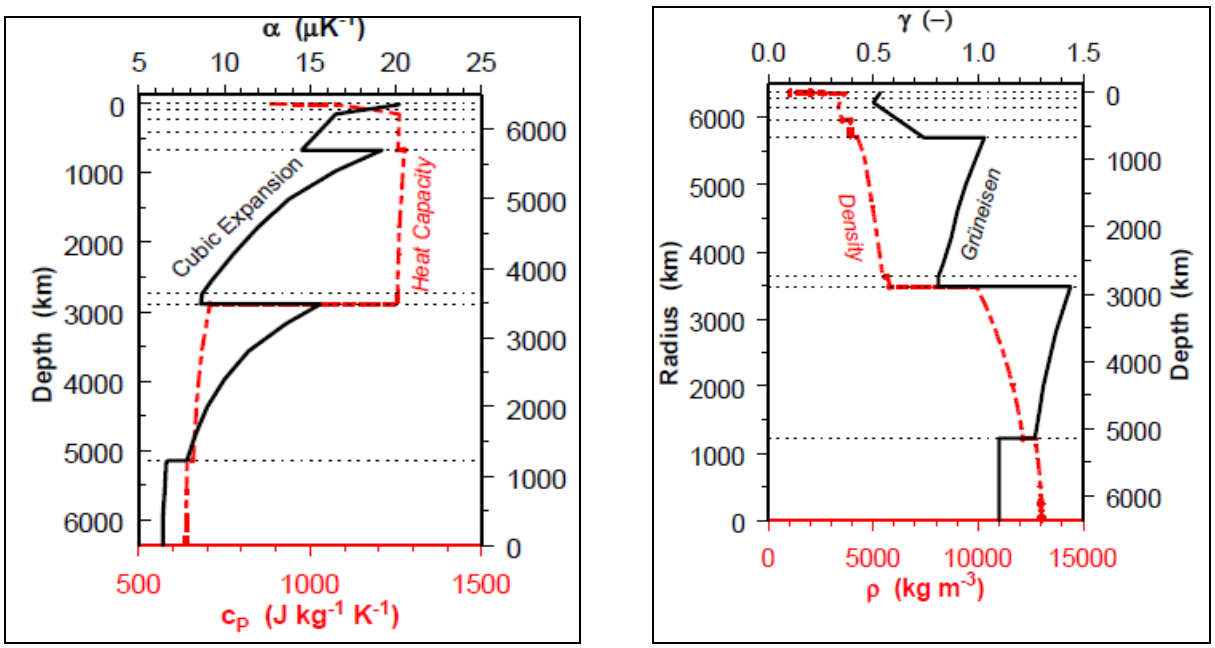


Fig.I.1 Grafikë të varësisë së disa madhësive fizike në funksion të thellësisë e rrezes së Tokës. (gravitetit G, presioni P, α koeficienti i zgjerimit termik, shpejtësitë Vp dhe Vs densiteti ρ dhe C_p termokapaciteti specifike isobaric ; γ Grüneisen parametër) [1981Dzi; të dhënat: 1992Sta] dhe AK135-f (V_P dhe V_s shpejtësitë tërthore e gjatësore ; ρ dendësia) [1995 Ken; 1995Mon].

Duke supozuar se manteli shtrihet (në rreth 1500km thellësi) dhe një temperaturë të tij prej T=2400 K, g= 9.9 m s^{-2}, C_P=1200 J kg^{-1} K^{-1}, dhe α=14 μK^{-1}, marrim një gradient të temperaturës adiabatike prej rreth 0.3 K km^{-1}. Vlerat korresponduese për bërthamën e jashtme (në rreth 3500km thellësi) prej T=4000 K, g=10.1 m s^{-2}, C_P=700 J kg^{-1} K^{-1}, dhe α=14 μK^{-1} (Fig. 8.1), tregojnë një gradient të temperaturës adiabatike prej rreth 0.8 K km^{-1} [1992 Sta; 1997 Low].

Llogaritje të përafërta adiabatike për temperaturën brenda Tokës mund të përftohen më ndihmën e parametrit termodinamik pa përmasë Grüneisen $\gamma = \alpha K_S /(\rho C_P)$, ku K_S është moduli i pangjeshmërisë adiabatike dhe ρ është dendësia (Fig. I.1):

$$\frac{\partial T}{T} = \gamma \frac{d\rho}{\rho}, \quad \text{or: } T = T_0 \left(\frac{\rho}{\rho_0} \right)^{\gamma} \qquad (2)$$

Ekuacioni i mësipërm jep lidhjen midis temperaturës së njohur T_0, dendësi ρ_0, në një thellësi të dhënë, dhe temperaturës adiabatike në një thellësi të çfarëdoshme ku është i njohur parametri Grüneisen. Për fat të mirë, parametri Grüneisen nuk ndryshon shumë në rajonet e mëdha në brendësi të Tokës (Fig. I.1). Megjithatë, ekuacioni (2) nuk mund të përdoret në kufijtë ndarës të strukturës së brendshme të Tokës, ku γ nuk është e vazhdueshëm. Profilet e llogaritura të temperaturave, karakterizohen nga gradientët e pjerrët në litosferë, astenosferë dhe në shtresën më të ulët të mantelit D´´ (menjëherë sipër kufirit bërthamë-mantel). Duke mos marrë parasysh ndryshimet e mëdha anësore të kores dhe litosferës, kjo llogaritje tregon, mesatarisht, temperaturën prej më pak se 1000 K në litosferë, afërsisht 3750 K në kufirin bërthamë-mantel dhe rreth 5100 K në qendër të Tokës (Fig. I.1) [1992Sta;1997Low;].

Studimet e deritanishme kanë treguar se Toka është e përbërë nga disa shtresa të holla e më të trasha koncentrike rrethore, si (Fig. I.2). Kufijtë midis shtresave janë përcaktuar si kufijtë në të cilën në mënyrë të papritur ndryshojnë vlerat e përhapjes së shpejtësive sizmike, ose gradienti i tyre. Çdo shtresë është karakterizuar nga një grup i veçantë i vetive fizike që përcaktohet me përbërjen, presionin dhe temperaturën e këtyre shtresave. Në bazë të përbërjes e pozicionit janë përcaktuar katër shtresa kryesore: korja, manteli, bërthama e brendshme dhe e jashtme. Pa përshkruar në detaje karakteristikat e tyre, po paraqesim ato si më poshtë.

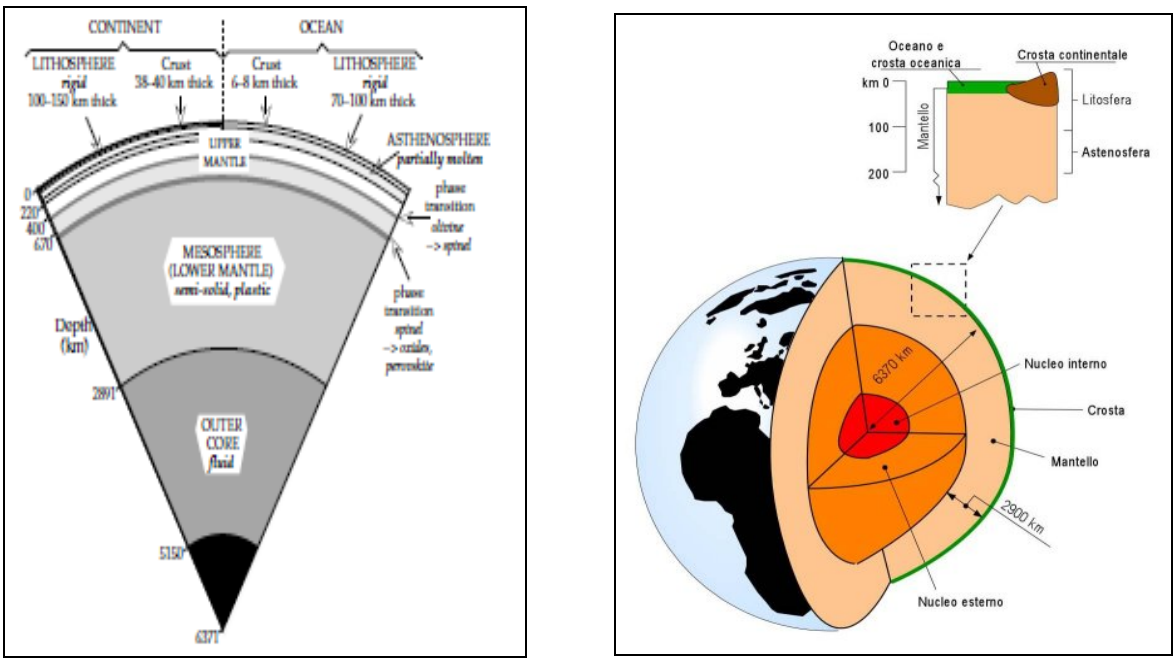


Fig. I.2 Imazh i përgjithshëm mbi Strukturën brendshme të Tokës e thellësitë sizmike për secilën shtresë

Çdo shtresë ka karakteristika, veti të veçanta, që lidhen me përbërjen kimike, presionin, temperaturën e çdo shtrese. Modeli i pranuar i strukturës së Tokës, e ndan atë në katër shtresa kryesore, të cilat janë: Korja e Tokës, manteli, bërthama e jashtme dhe e brendshme. Vetitë e tyre po i paraqesim shkurtimisht në këtë kapitull.

Në thellësitë e disa dhjetëra kilometra nën koren kontinentale dhe më pak se dhjetë kilometra nën koren oqeanike, shpejtësitë e përhapjes së valëve sizmike ndryshojnë me hop, në mënyre të menjëhershme. Është arritur në përfundimin se gjatë përhapjes së valëve sizmike nga Manteli në Kore, shpejtësia e tyre pëson një rënie të menjëhershme. Sipërfaqja ku vihet re ky ndryshim është quajtur "Kufiri i Mohorovicit", ose kufiri MOHO. Ky kufi indetifikon bazën e kores tokësore.

Në bazë të këtyre informacioneve është bërë e mundur të identifikohet trashësia e Kores së Tokës. Ajo është relativisht e trashë në kontinente, vargmalet e larta dhe relativisht e hollë në oqeane.

Në vitin 1909 ai vuri re se kohët e udhëtimit të valëve sizmike, që përshkonin bërthamën e tokës ishin më të mëdha. Vonesat në ardhjen e valëve sizmike, si dhe mungesa e valëve tërthore, i atribuoheshin prezencës së gjendjes së lëngët në bërthamën e jashtme. Mbështetja për këtë ide erdhi në vitin 1914, kur B. Gutenberg përshkroi një zonë hije për valët tërthore sizmike në distancat këndore më të mëdha se rreth 105^0. Ashtu si valët e dritës që krijojnë një hije pas një trupi, valët sizmike të një tërmeti mund të kalojnë nëpër bërthamën e lëngshme, por për shkak të densitetit, përthyhen duke krijuar një zonë hije në anë të kundërt të Tokës. Në vitin 1936, I.Lehmann ka vërejtur prezencën e dobët të këtyre valëve në një zonë nga 105^0 deri ne143^0. Ky fakt është interpretuar si dëshmi për një bërthamë të brendshme solide, me densitet të lartë e bërthamë të jashtme në gjendje të lëngët. Është pikërisht kjo strukturë që drejton proceset e rëndësishme të konveksionit dhe gjenerimit të fushës magnetike të Tokës.

Për të përligjur strukturën e modelit të pranuar, në këtë kapitull po paraqesim disa koncepte e teori themelore që lidhen me proceset që ndodhin në brendësi të Tokës.

I.2 Pllakat litosferike dhe teoria e pllakave tektonike

Konceptet bazë dhe karakteristikat kryesore të teorisë së pllakave

Modeli sferik i shtresave të brendshme e Tokës nuk është plotësisht simetrik në koren e jashtme dhe mantelin e sipërm. Këto shtresa pësojnë ndryshime të rëndësishme anësore.

Teoria e pllakave tektonike është zhvilluar në fund të viteve 1960. Në kontrast me teorinë e Wegener-it, teori ku vetëm kontinentet lëvizin, teoria e pllakave tektonike thekson se toka ka disa pllaka litosferike që lëvizin kundrejt njëra tjetrës. Teoria e pllakave tektonike sot është pranuar nga shumica e gjeologeve e gjeofizikanet. Pllakat lithospherike janë treguar në Fig. I.3.

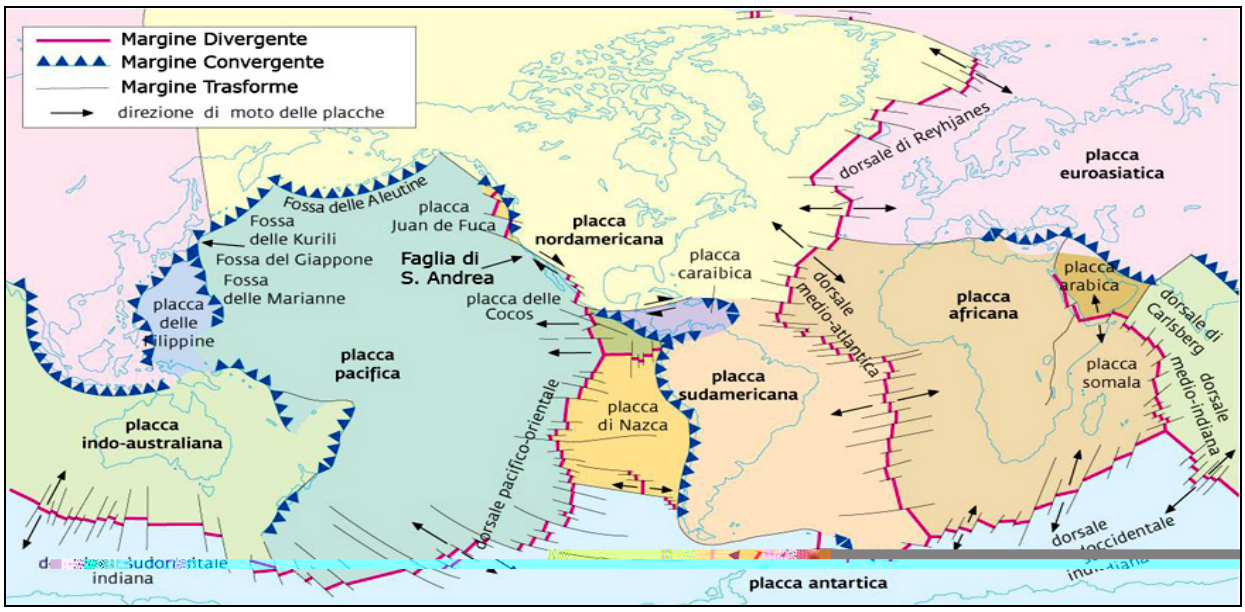


Fig. I.3 Modeli boteror i pllakave tektonike. 1-fushat gjeotermale; 2-kurrizet mesoqeanike; 3-zonat e zhytjes tektonike, subduksionit. Shigjetat tregojnë lëvizjet pllakave drejt zonave të fundosura (sipas Dickon e Fanelli, 2004)

Kufijtë midis pllakave shërbejnë si zona të dobëta, të tensionuara, frakturuara të kores së Tokës. Si pasojë e tensioneve të mëdha të prodhuara nga gjeodinamika e saj, pllakat tektonike lundrojnë ngadalë kundrejt njëra tjetrës duke ndryshuar vazhdimisht pozicionin e ndërsjelltë. Aktivitetet sizmike, vullkanet, burimet gjeotermale në përgjithësi janë lokalizuar në kufijtë e pllakave tektonike.

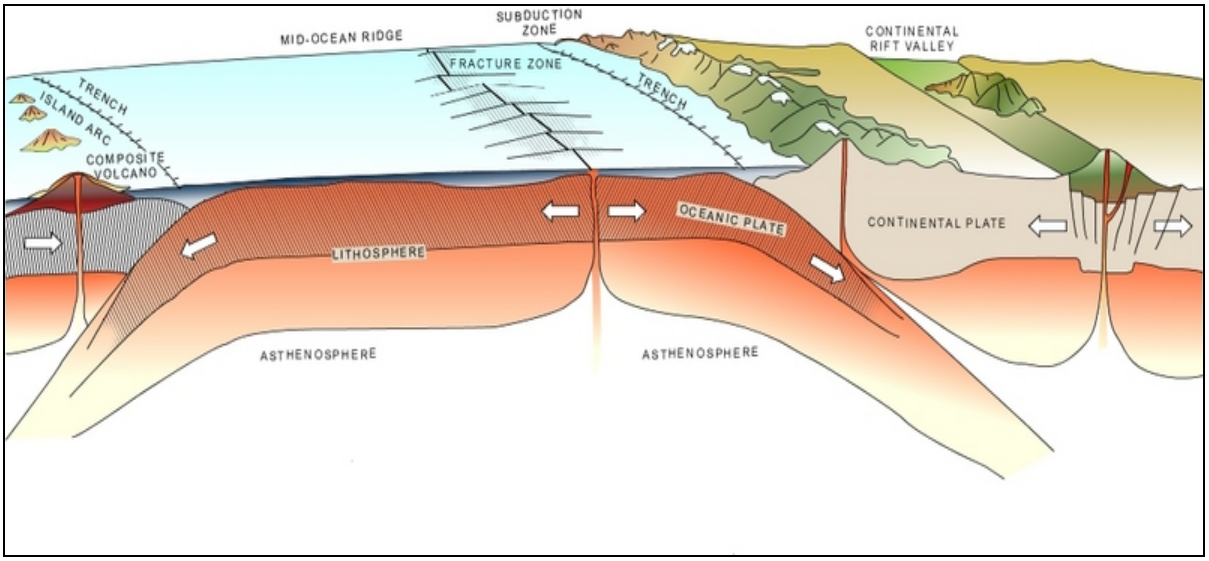


Fig. I.4 Profil skematik i proceseve të lëvizjes së pllakave tektonike (sipas Dickon e Fanelli, 2004)

Në zonat oqeanike, ku litosfera ka një trashësi më të vogël, ajo ngrihet lart duke pësuar një thyerje për shkak të materialit të shkrirë që vjen nga astenosfera. Materiali i ardhur nga astenosfera

rrjedh në drejtime të kundërta nën litosferë, duke krijuar një kore të re. Kreshtat që formohen, priten në mënyrë perpendikulare nga fraktura me gjatësi të mëdha që arrin deri në 60km.

Korja së bashku me mantelin e sipërm, që përbëjnë shtresën e sipërme të ngurtë të Tokës deri në astenosfere, arrin një thellësi rreth *70-80-100 km* nën oqeane dhe *100-150 km* nën koren kontinentale të ngurtë, duke formuar litosferën e tokës. Nën litosferë shtrihet Astenosfera (sferë pa fortësi) pjesërisht e shkrirë apo plastike. Në astenosfere shpejtësitë sizmike shpesh janë më të vogla. Studimet tregojnë se, Astenosfera nuk shtrihet njëlloj me të njëjtë trashësi, ka mendime se edhe mund të mungojë. Kufijtë e saktë ngelen ende pa u përcaktuar. Kjo shtresë mendohet të jetë pjesërisht i shkrirë; ajo mund të jetë në gjendje të rrjedhshme, për një periudhë të gjatë kohe, si një lëng i trashë ose plastik e ngurtë që varet nga temperatura dhe përbërja. Astenosfera luan një rol të rëndësishëm në pllakat tektonike, sepse ajo bën të mundur lëvizjet relative të pllakave litosferike të ndodhura mbi të. Lëvizja e tyre shkakton sforcime duke prodhuar tërmete që çlirojnë energji për shkak të zhvendosjes së papritur në planin horizontal. Tërmetet nuk janë të shpërndara në mënyrë të barabartë mbi sipërfaqen e globit, por ndodhin kryesisht në zona të ngushta të mirëpërcaktuara sizmike, që shpesh janë të lidhura edhe me aktivitet vullkanik. Zonat sizmike ndodhen anash kufijve të pllakave tektonike (Fig. I.5). Përmasat e pllakave mund të jenë 10.000 km të gjera (p.sh. pllaka e Pacifikut) deri në 1000 km (p.sh. pllaka e Filipinet). Gjithë rruzulli tokësor ndahet në 10 dhjetë pllaka të mëdha (Eurasiatike, e Paqësorit, Indo-Australiane, Amerikane e Veriut e Jugut, Karaibeve, Afrikane, Arabike e pllaka Antarktidës). Pozicionet e kufijve midis pllakës së Amerikës së Veriut dhe pllakës së Amerikës së Jugut si dhe midis pllakës së Amerikës së Veriut e pllakës Euro-Aziatike nuk janë përcaktuar akoma saktësisht.

Kufiri midis pllakave indiane dhe australiane përsëri nuk është përcaktuar saktë. Ai shtrihet në një rajon të gjerë në të cilin janë shpërndarë deformime të shumta. Një model i plotë i lëvizjeve aktuale të pllakave (i quajtur NUVEL-1), bazuar në modelet e anomalive magnetike si dhe të qendrave të tërmeteve, tregon për lëvizje të kufirit të këtyre pllakave me një normë vjetore si më poshtë, 20mm /vit rritje në Atlantikun e Veriut, në rreth 160 mm/vit zmadhim të Pacifikut Lindor dhe një zvogëlim prej 10 mm/vit të kufirit midis pllakës Aziatike e Euroaziatike.

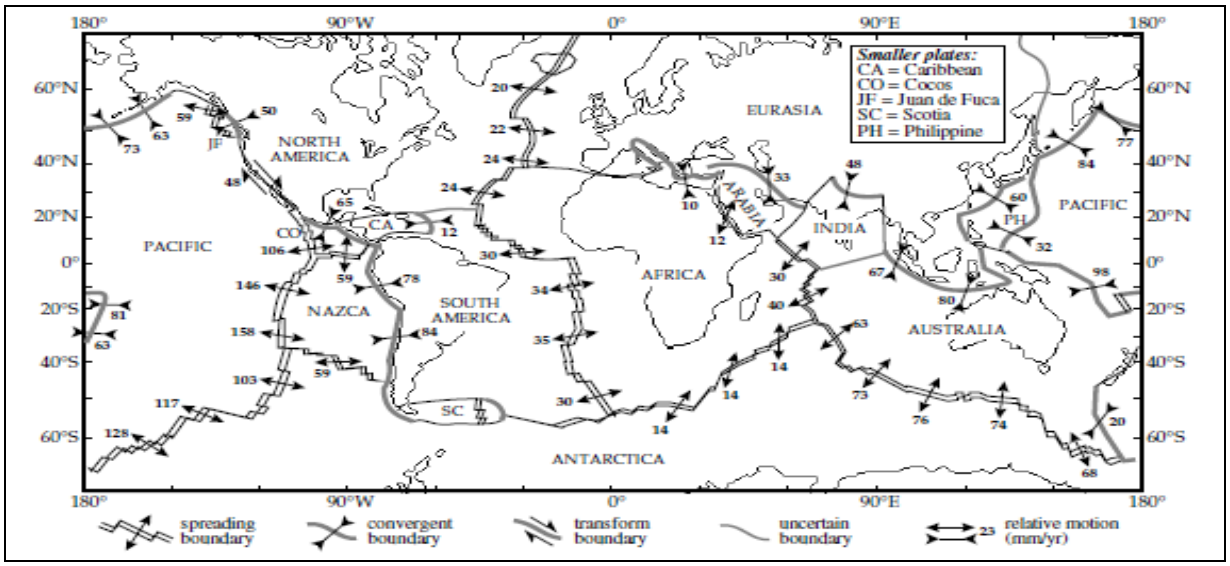


Fig.I.5 Kufijtë e pllakave të vogla e të mëdha tektonike sipas modelit NUVEL-1
Shigjetat tregojnë shpejtësitë relative në mm/vit. (DeMets @ al, 1990).

I.2.1 Llojet e kufijve të pllakave

Ka tre lloje kryesore të kufijve në mes të pllakave litosferike; divergjente, konvergjente dhe transformues. Kufiri divergjent është kufiri midis dy pllakave litosferike që largohen kundrejt

njëra tjetrës, kur këto pllaka afrohen kufiri midis tyre quhet kufi konvergjent; ndërsa kur ato rrëshqasin kundrejt njëra tjetrës kufiri quhet transformues.

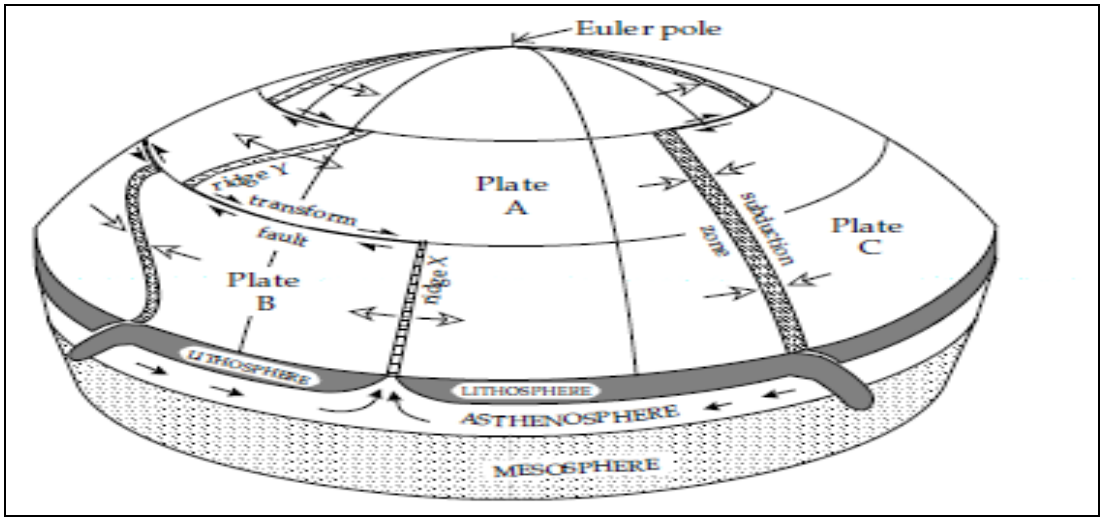


Fig.I.6 Modeli skematike që ilustron kufijtë midis pllakave tektonike
Shigjetat tregojnë drejtimet e lëvizjes së pllakave. Shigjetat në Astenosfera tregojnë rrjedhjen e saj në kufij të ndryshëm

Si rezultat i këtyre lëvizjeve formohen humnerat, kreshtat dhe zonat e frakturuara, të cilat kanë si origjinë proceset e ndryshme tektonike, p.sh. formimi i Himalajeve është rrjedhojë e përplasjes së Pllakës Indiane me atë Euro-Aziatike. Ndërsa zhytja (subduksioni) krijon fenomene tektonike në rajonin e Japonisë, ku në thellësinë rreth 700 km ndodh zhytja e Pllakës së hollë Oqeanike të Paqësorit nën Pllakën Euro-Aziatike duke e konsumuar vazhdimisht të parën. Kufijtë transformues ose të thyerjeve të mëdha, ilustrohen më së miri në San Andreas apo në Anatolinë Veriore të Turqisë, ku vihen re zhvendosje horizontale. Pllakat litosferike janë shumë të holla në krahasim me gjerësinë e tyre (krahasoni Fig. I.6 dhe Fig. I.7). Tërmetet natyrore në përgjithësi ndodhin në kufijtë midis pllakave dhe janë të lidhur me veprimet e bashkëveprimit të ndërsjellë midis tyre. Pra tërmetet kanë si shkak kryesor lëvizjet e vazhdueshme të pllakave tektonike.

Përveç tërmeteve që ndodhin në kufijtë midis pllakave, rralle kemi edhe tërmete katastrofike që ndodhin në brendësi të tyre. Kjo tregon se pllakat në brendësi sillen si të ngurta. Analiza e tërmeteve na lejon të përcaktojmë zhvendosjen dhe ndërfutjen relative midis pllakave. Në mbarë botën Modeli i tërmeteve tregon se pllakat janë aktualisht në lëvizje drejt kreshtave oqeanike. Si rezultat i këtyre lëvizjeve, është duke u formuar litosfere e re. Kështu që kreshtat mund të konsiderohen si kufijtë konstruktive të pllakave. Zonat sizmike që lidhen me llogore të thellë-detit, harqet e ishujve dhe rripat malore shënojnë vendet ku pllaka litosferike janë konvergjente. Për shkak të trashësisë së vogël, të hollë, pllakat nën futen në disa qindra kilometra te njëra tjetra, duke krijuar zonat subduktive. Një hap vendimtar në zhvillimin e teorisë së pllakave tektonike është bërë në vitin 1965 nga gjeologu kanadez J.Tuzo Wilson, i cili i vlerëson këto gabime si jo tradicionale. Ato i përkasin një klasë të re të gabimeve, të cilat Wilson i quan gabime të transformuara.

Është e rëndësishme që të theksojmë se pllakat tektonike nuk janë një pjesë e Kores së Tokës. Ato përfshijnë të gjithë trashësinë e litosferës, e cila nuk është vetëm pjesa e jashtme e kores së tokës. Trashësia e litosferës oqeanike arrin deri në 70-80-100 km, ndërkohë që korja e saj është 5-10km. Litosfera kontinentale ka një trashësi deri 150 km, ndërsa korja kontinentale është vetëm 30-60 km. Nxitur nga mekanizmat që nuk janë krejtësisht të kuptueshme, pllakat litosferike lëvizin në lidhje me njëra tjetrën në të gjithë sipërfaqen e Tokës. Modeli i ri i pllakave tektonike përfshin formimin e litosferës së re me kreshta dhe të shkatërrimit të saj në një zonë subduktive.

I.3 Struktura e Brendshme e Tokës bazuar në të dhënat Sizmologjike

Hyrje

Është e njohur se Toka ka një bërthamë prej metali të shkrirë. Në mënyrë që të shpjegojë ekzistencën e vullkaneve, tërmeteve dhe shumë proceseve që ndodhin në brendësi të saj, shkencëtarët pranuan postulatin se Toka duhet të përbëhet nga një kore e jashtme e ngurtë dhe poshtë saj nga një material metal i shkrirë. Dendësia mesatare e njohur e tokës është rreth 5.5 herë më e madhe se e ujit. Kjo dendësi është shumë më e madhe se sa densiteti i njohur i shkëmbinjve të veçantë sipërfaqësore, dendësia e të cilëve është 2.5-3 herë më e madhe se ajo e ujit. Vlerat e mësipërme tregojnë se dendësia e Tokës rritet në drejtim të qendrës së saj nën efektin e presionit gravitacional. Dendësia në qendrën e Tokës është vlerësuar të jetë relativisht e lartë, më e madhe se 7000 kg m^{-3} dhe ndoshta në 10,000-12,000 kg m^{-3}. Në 1897 E. Wiechert, i cili më pas u bë një sizmologu i njohur gjerman, sugjeroi që bërthama e brendshme e Tokës mund të përbëhet nga material metalik i dendur, ndërsa shtresa mbështjellëse e saj u quajt mantel.

Rezultatet e rëndësishme janë marrë në fillim të shekullit XX. Studimi i përhapjes së valëve sizmike tregoi se, kur ato kalojnë nga mantel për në brendësi të qendrës së Tokës, vihet re një ndryshim thelbësor i përbërjes dhe gjendjes fizike të materialit të saj. Në bazë të këtyre të dhënave sizmike, shpejtësive të përhapjes së valëve Vp, si dhe të devijimit të tyre, u arrit në përfundimin se bërthama e Tokës përbëhet nga dy pjesë, me përbërje, veti e karakteristika krejt të ndryshme. Këto dy shtresa u quajtën bërthama e brendshme (e ngurtë) dhe bërthama e jashtme në gjendje të lëngët. Bërthama e jashtme në gjendje të lëngshme u zbulua për herë të parë në vitin 1906 nga sizmologu R.D. Oldham. Ai vërejti se, koha e udhëtimit të P-valëve ishte më e madhe se ajo e pritura. Kjo do të thotë se P-valët kanë bërë një rrugë më të madhe dhe janë vonuar gjatë kalimit të tyre nëpër qendrën e Tokës. Oldham arriti në konkluzionin e ekzistencës së një bërthamë qendrore në të cilën shpejtësia P-valë është zvogëluar. Ai parashikoi një "Zonë Hije" në përhapjen e P-valëve, të cilat nuk mund të arrinin apo regjistroheshin në këtë zonë.

Në të dy anët e kësaj zone u kapen P dhe S-valë, të cilat kanë kaluar përmes mantelit, por që S-valët nuk mund të arrijnë në distancat këndore të 105^0. Si përfundim, ai përcaktoi përmasat e bërthamës qendrore si dhe një zone hije në të cilën nuk arrijnë P-valët.

Në vitin 1914, B. Gutenberg verifikoi ekzistencën e "Zonës Hije" për P-valët mes këndeve 105^0 dhe 143^0. Gutenbergu gjithashtu vendosi kufirin midis bërthamës së jashtme dhe mantelit. Ai përcaktoi me një saktësi mbresëlënëse këtë kufi në thellësinë 2900 km. Një vlerësim modern për rrezen e bërthamës është rreth 3485±3km, duke i dhënë mantelit një trashësi 2885 km. Gutenberg gjithashtu parashikoi se P-valët dhe S-valët do të reflektohen nga kufiri bërthamë-mantel. Kufiri i Gutenbergut, kufiri bërthamë-mantel, është i njohur sot si ndërprerje sizmike e Gutenbergut. Ndërsa studionte P-valët e ardhura nga një tërmet në Kroaci në vitin 1909, Andrija Mohoroviçiç regjistroi vetëm një ardhje (Pg) në distanca të afërta me epiqendrën. Mohoroviçiç ka identifikuar P_g si valë të drejtpërdrejtë nga tërmeti dhe P_n si një vale dyfish e refraktar, që ka udhëtuar pjesërisht në mantelin e sipërm. Mohoroviçiç ka llogaritur shpejtësitë e tyre 5.6 km/s për valët P_g dhe 7.9 km/s për valët P_n. Ai vlerësoi rritjen e papritur të shpejtësisë së tyre në thellësinë prej 54km. Ky kufi sizmik, siç e kemi theksuar, tani quhet shkëputje Mohoroviçiç, ose kufiri Moho. Ai paraqet kufirin mes kores dhe mantelit.

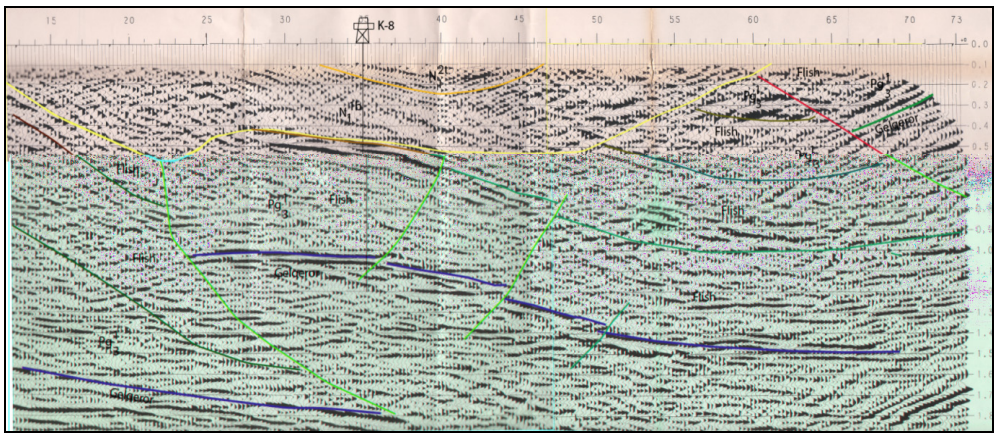


Fig. I.7 a- Profili sizmik i Rajonit Elbasan, ku ndodhet Pusi gjeotermal Kozan-8

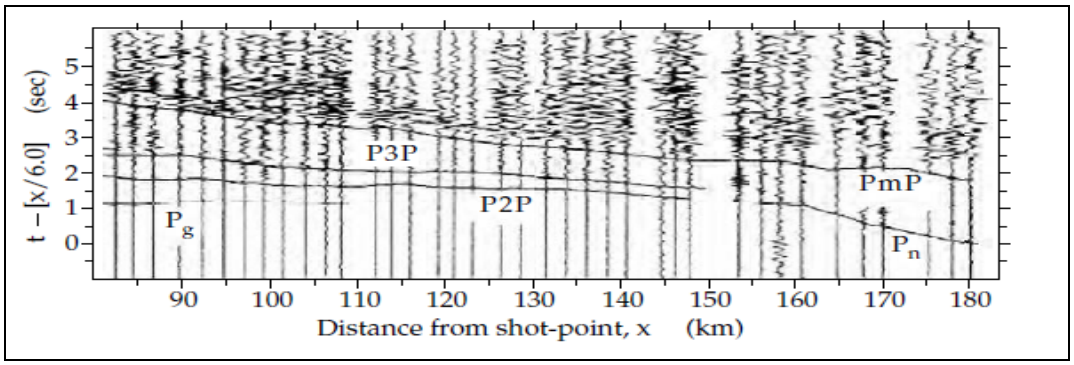


Fig.I.7 b- Model i një profili sizmik i regjistruar në seismograms. Në të tregohet koha në varësi të distancës, ku duket qartë përhapja e valëve direkte Pg nga korja, si dhe të valëve Pn nga mantel si dhe reflektimi i valëve PmP nga mantel (sipas Maurer dhe Ansorge, 1992)

Në bazë të këtyre studimeve u bë e njohur trashësia kores. Ajo është e ndryshme në rajone të ndryshme, në oqeane e kontinente. Trashësia mesatare e saj është rreth 33km, pak më vogël se 5km në oqeane dhe rreth 60-80km në malet kontinentale. Kufiri sizmologjik Moho zakonisht përkufizohet dhe si thellësia në të cilën shpejtësia P-valë e tejkalon 7.6 km/s. Ky përkufizim sizmik varet nga dendësia dhe vetitë elastike të kores e mantelit. Kufiri Moho, në një përkufizim alternative, quhet ndryshe dhe thellësia ku ndryshojnë llojet e shkëmbinjve. Të dy përkufizimet janë ekuivalente. Është e njohur tashmë se korja nuk është homogjene, por ka një strukturë vertikalisht shtresore. Në figurën e mëposhtme paraqitet rruga e valëve sizmike P dhe S që japin një informacion të saktë për ndërtimin e brendshëm të bërthamës.

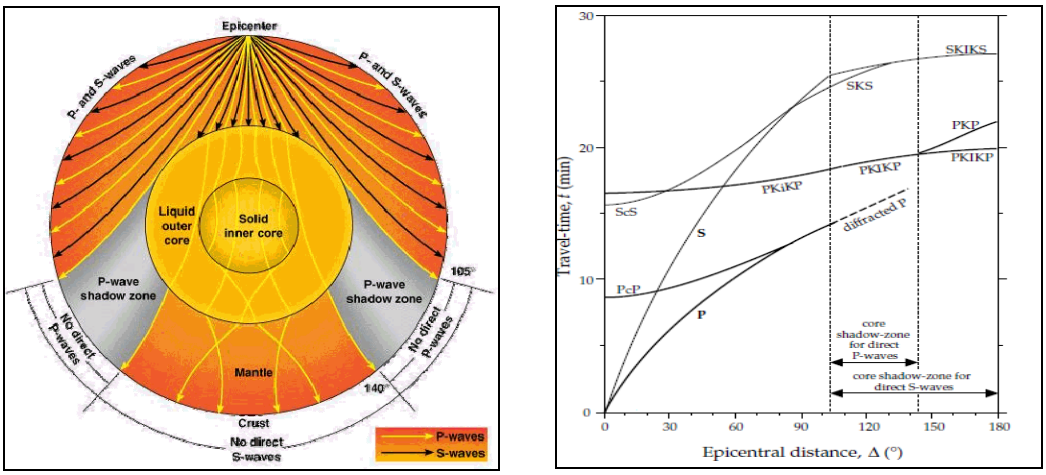


Fig.I.8 Rrugët rrezeve sizmike të P-valë dhe S-valë nga një tërmet me fokus në sipërfaqja e Tokës

Në Fig. I.9, duket qartë ekzistenca e "Zonës hije", rruga e valëve të ndryshme sizmike jep të dhëna të sakta për përcaktimin e përmasave të bërthamës së brendshme e te jashtme. Interpretimi i rrugëve të këtyre valëve jep një tablo të qartë të strukturës shtresore të Tokës. Valët që reflektohen direkt në kore janë emërtuar me PP ose SS. Rruga e këtyre valëve është simetrike në lidhje me boshtin horizontal. Për valët, rrezet e pasqyruara e të depërtuara përdoren emërtesat PKP dhe SKS.

Në figurë jepen rrugët e valëve P-valë në kufirin mes të mantelit dhe bërthamës së jashtme fluide. Shpejtësia e këtyre valëve në këtë kufi bie nga 13km/s në 8km/s. Pas thyerjes së dytë, këto valë dalin duke na dhënë informacion edhe për strukturën e kësaj shtrese.

Në figurë duket gjithashtu se zona hije formohet në hapësirën midis valëve PKIKP dhe SKIKS. Valët P që udhëtojnë në mantel, bërthamën e jashtme e të brendshme janë shënuar PKIKP, e njëjta emërtesë përdoret dhe për valët S.

Në përgjithësi, në varësi të energjisë së mjaftueshme të valëve sizmike, ato pasqyrohen depërtojnë ose konvertohen nga një valë e tipit P në një valë të tipit S ose anasjelltas. Rezultatet e të dhënave të marra nga tërmete të ndryshme të pavarura janë shfrytëzuar për të konfirmuar besueshmërinë e tyre dhe janë paraqitur në tabelat sizmologjik të Jeffreys-Bullen. Tabelat janë përdorur nga të gjithë studiuesit ndërkombëtarë dhe shërbejnë si standard referimi për shumë vite.

I.3.1 Valët sizmike Brenda një shtrese uniforme të Tokës

Për të kuptuar më qartë marrëdhëniet ndërmjet kohës së udhëtimit të valëve sizmike, distancës së përshkruar, pasqyrimit e përthyerjes së tyre paraqiten figurat e grafikët e mëposhtëm.

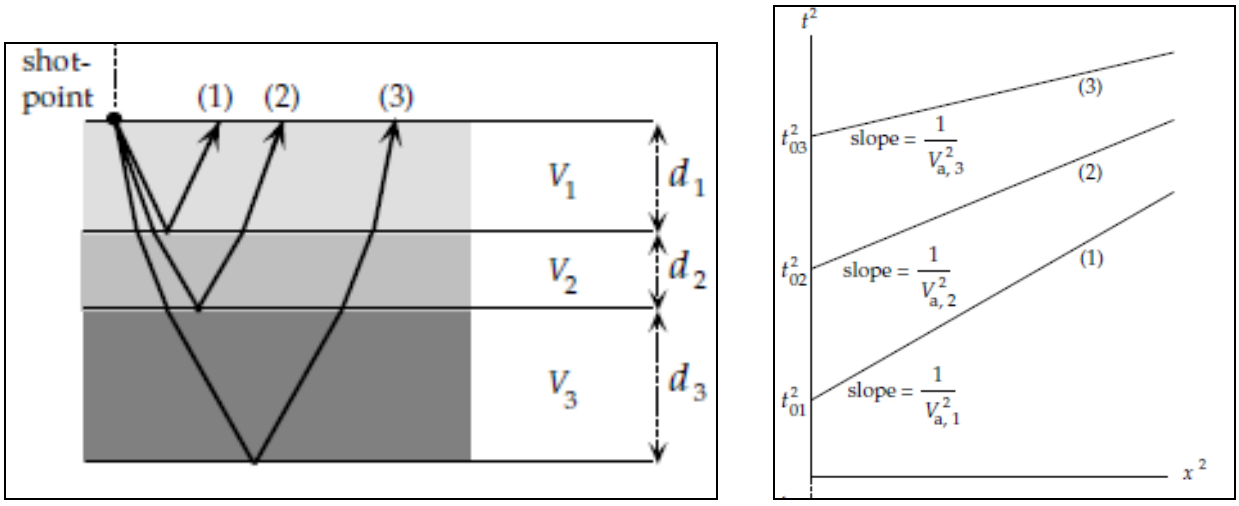


Fig.I.9 Përhapja e valëve sizmike në shtresa uniforme të Tokës

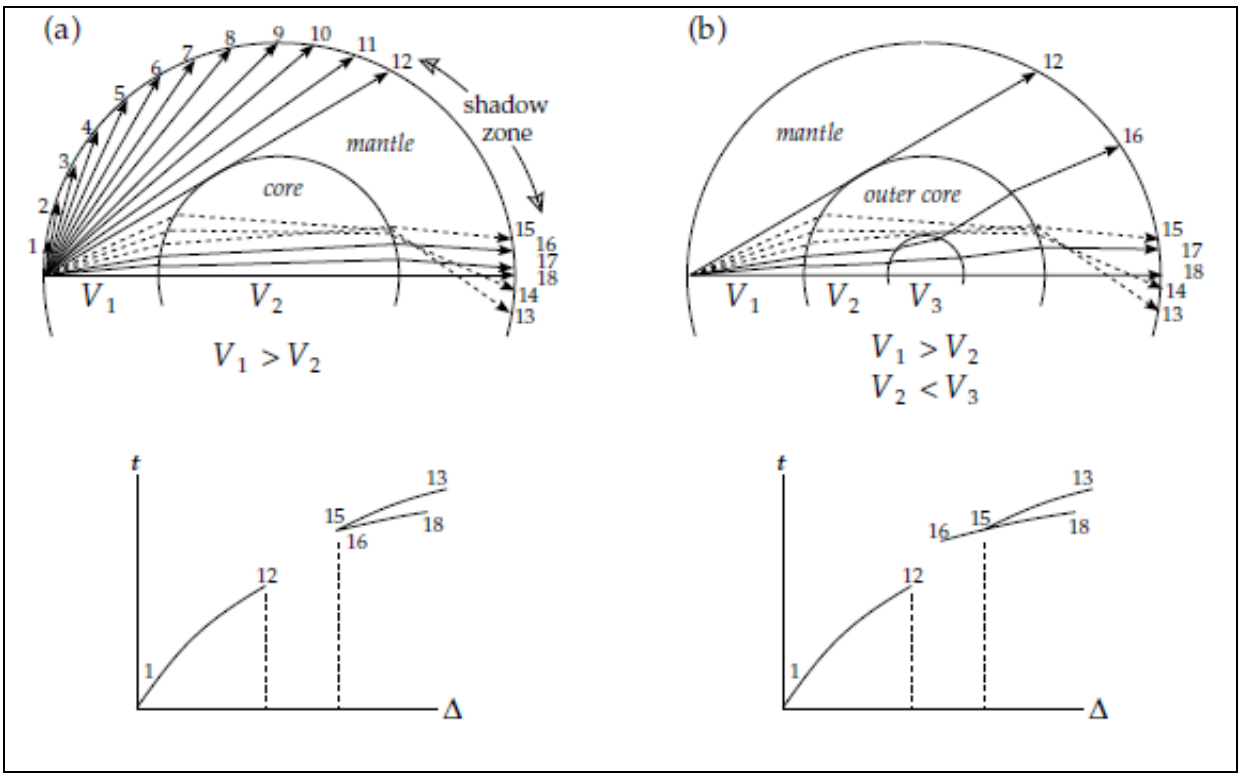


Fig.I.10-a Rrugët e rrezeve të valëve sizmike dhe shpejtësitë e tyre nëpër strukturën e Tokës (a) shpejtësia në mantel (V_1) është më i lartë se shpejtësia në bërthamën e jashtme (V_2). (b) depërtimi i rrezeve të refraktuara në Zonën hije nga rrezet refraktare në një bërthamë të brendshme ku shpejtësia është më e madhe se në shtresën tjetër

Në përgjithësi shpejtësitë e P-valët dhe S-valët rriten me thellësinë e depërtimit. Duke analizuar rrugët e valëve të ndryshme, vihet re prezenca e valëve të tjera në zonën 110-140. Diskutimet e bëra për hapësirën e përhapjes së këtyre valëve deri mbi 180 nga epiqendra, mosekzistenca e kufijve të qartë të zonës hije vetëm për P-Valë e S valë, shpjegimi i prezencës së valëve të defraktuara, me parimin e Hygensit si valë sferike e jo plane, për shkak të distancave të kufizuara, prezenca e një shtrese të ndërmjetme, i quajtur rajoni F, midis bërthamës së brendshme e asaj të jashtme.

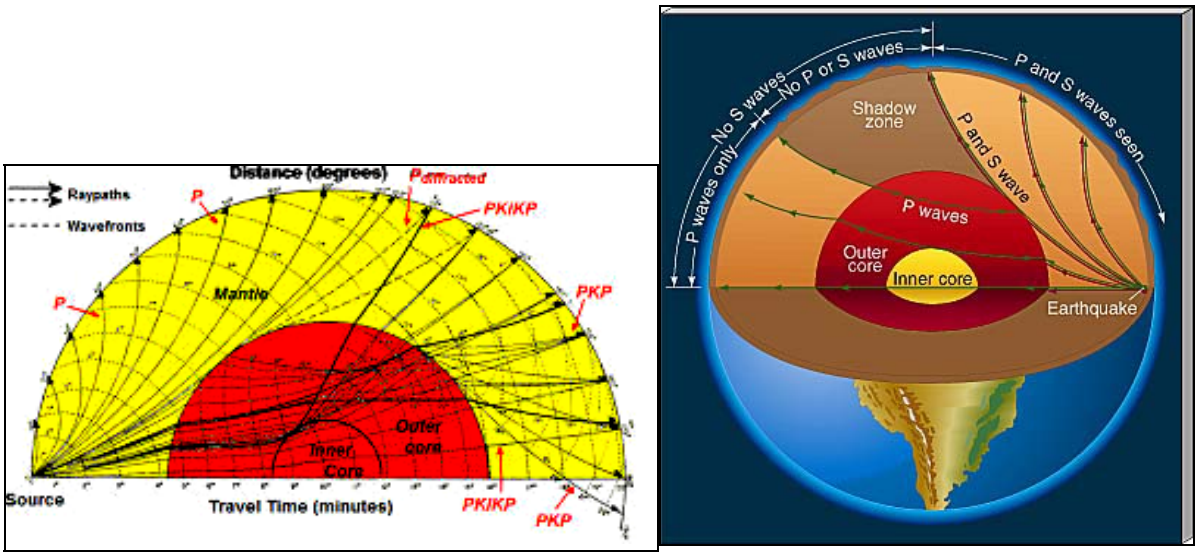


Fig.I.11 Rrugët e rrezeve sizmike parësore e dytësore dhe ekzistenca e shtresës së ndërmjetme F në bërthamë

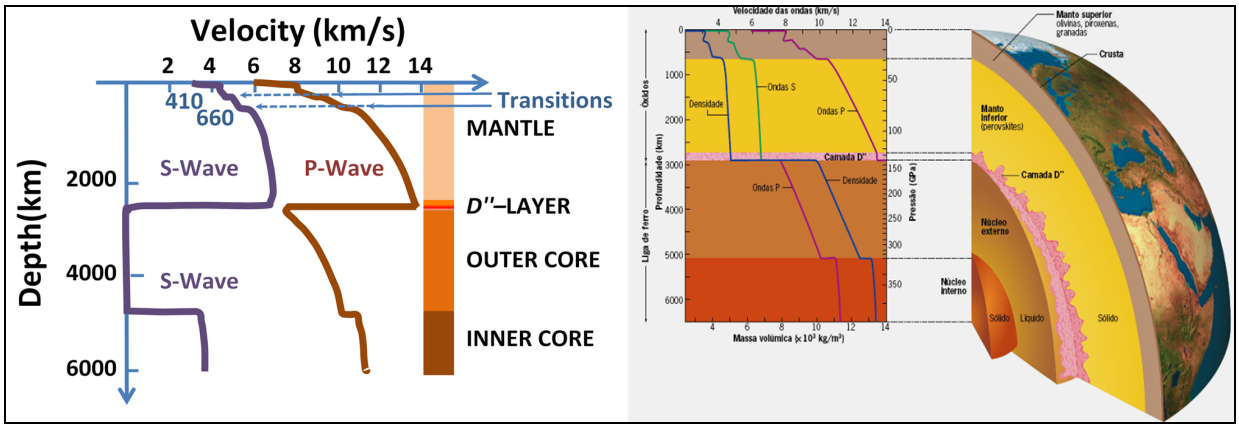
I.3.2 Ndryshimi radial i shpejtësive sizmike

Modelet e ndryshimit radial të parametrave fizike brenda Tokës, japin ndryshime mbi supozimin pothuaj sferik të formës së Tokës. Modeli mesatar sferik nuk merr në konsideratë ndryshimet shtresore të madhësive fizike në thellësi. Variacionet janë relativisht të vogla. Për përcaktimin e këtyre madhësive përdoren metoda të ndryshme. Me përdorimin e fuqishëm të kompjuterëve, sot është bërë e mundur modelimi më i saktë për formën e ndryshimit të parametrave të rëndësishëm fizikë në lidhje me thellësinë, si në Fig. I.12. Në 1907 gjeofiziku gjerman E. Wiechert, ka zhvilluar një metodë analitike për shpërndarjet e shpejtësive sizmike në brendësi të Tokës.

I.3.3 Variacioni Radial i densitetit, gravitetit dhe presioni

Në mënyrë që të përcaktohet dendësia, gravitetit dhe presionin në brendësi të Tokës janë bërë disa supozime të cilat janë garantuar nga vëzhgimet e bëra. Toka është supozuar të jetë sferike, simetrike dhe e përbërë nga disa sfera shtresore koncentrike homogjene (p.sh. bërthama e brendshme dhe e jashtme, mantel, etj). Disa nga këto supozime nuk mund të përdoren për koren e tokës sepse ajo nuk është homogjene.

Për shpërndarjet sizmike të shpejtësive në kore arrihet në përfundim në mënyrë empirike, nga thyerjet gjatë profileve sizmike. Metoda Herglotz-Wiechert nuk mund të përdoret në një zonë të shpejtësive të ulëta. Në bazë të të dhënave të marra është ndërtuar grafiku për varësinë e shpejtësive të ndryshme nga thellësia.



(a) **(b)**

Fig.I.12 (a) Variacioni shpejtësisë me thellësinë; (b) presioni dhe densiteti në një shtresë të thellësisë (Burimi i të dhënave: Kennett dhe Engdahl, 19910)

Presioni dhe densiteti pritet të rriten në mënyrë të thjeshtë hidrostatike. Në qoftë se shënojmë me α dhe β shpejtësitë sizmike atëherë parametri sizmike Φ mund të përcaktohet:

$$\Phi = \frac{K}{\rho}$$

ku: K është modul i njohur dhe ρ dendësia

I.4 Dendësia brenda Tokës

Për të përcaktuar varësinë e dendësisë së shtresave të tokës nga thellësia, është marrë një prizëm vertikal me lartësi z, në të cilin zgjidhet një shtresë me trashësi dz, si në figurë (Fig. I.12-b). Presioni hidraulike rritet nga p në thellësi z në p+dp në thellësi (z+dz), për shkak të presionit shtesë të ushtruar

nga materiali shtesë në prizmin e vogël me lartësi dz. Rritja presion dp është e barabartë me peshën **W** të prizmit me sipërfaqe **A** të bazës së prizmit, mbi të cilën pesha është shpërndarë.

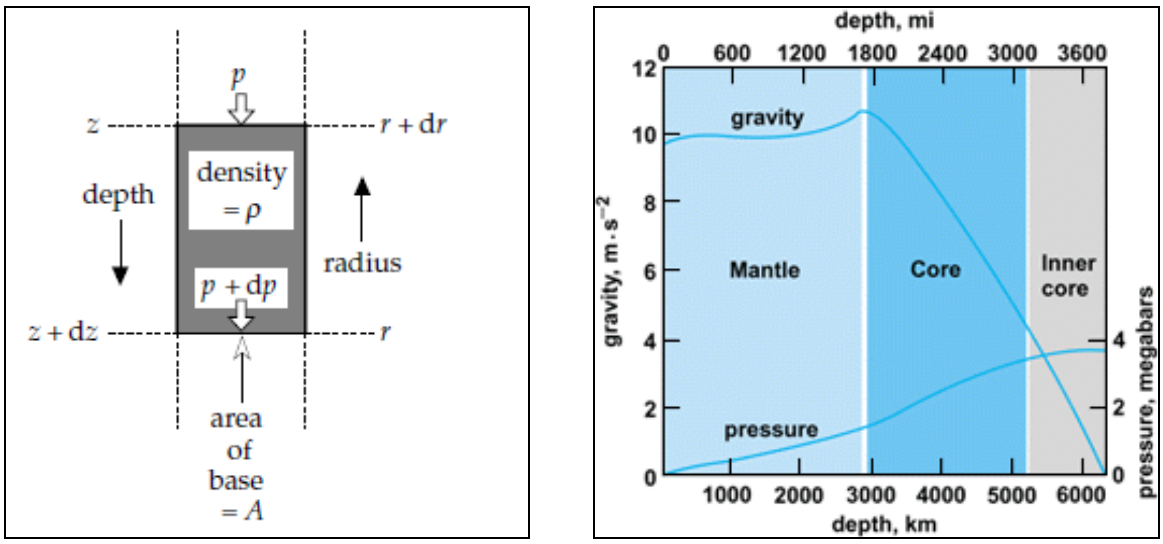


Fig.I.13 (a) Variacioni i presionit dhe densitetit në një shtesë të thellësisë (Burimi i të dhënave: Kennett dhe Engdahl, 19910)

Shtesa e presionit në *z+dz* jepet

$$\mathrm{d}p = \frac{w}{A} = \frac{(\text{volume} \times \rho)g}{A} = \frac{(A\,\mathrm{d}z\rho)g}{A} = \rho g\,\mathrm{d}z = -\rho g\,\mathrm{d}r \qquad (3)$$

Duke ditur koeficientin e modulit shkruajmë relacionin e mëposhtëm:

$$K = -V\frac{\mathrm{d}p}{\mathrm{d}V} = \rho\frac{\mathrm{d}p}{\mathrm{d}\rho} \qquad (4)$$

Kombinimi i këtyre ekuacioneve jep:

$$\frac{-\mathrm{d}\rho}{\rho g\,\mathrm{d}r} = \frac{\rho}{K} = \frac{1}{\Phi} \qquad \frac{\mathrm{d}\rho}{\mathrm{d}r} = -\frac{\rho(r)g(r)}{\Phi(r)} \qquad (5)$$

Ekuacioni i fundit është i njohur si ekuacioni Adams-Williamson. Ai u aplikua për herë të parë në vlerësimin e densitetit të Tokës në vitin 1923 nga E.D.Williamson dhe L.H. Adams. Ai jep gradientin densitetit në varësi të rrezes r.

Vlera e gravitetit g përdorur në ekuacion duhet të llogaritet veçmas për rreze r. Dendësia ndryshon befas në ndërprerjet sizmike (Fig.), duke treguar se ajo ndryshon për shkak të ndryshimeve në përbërjen e saj.

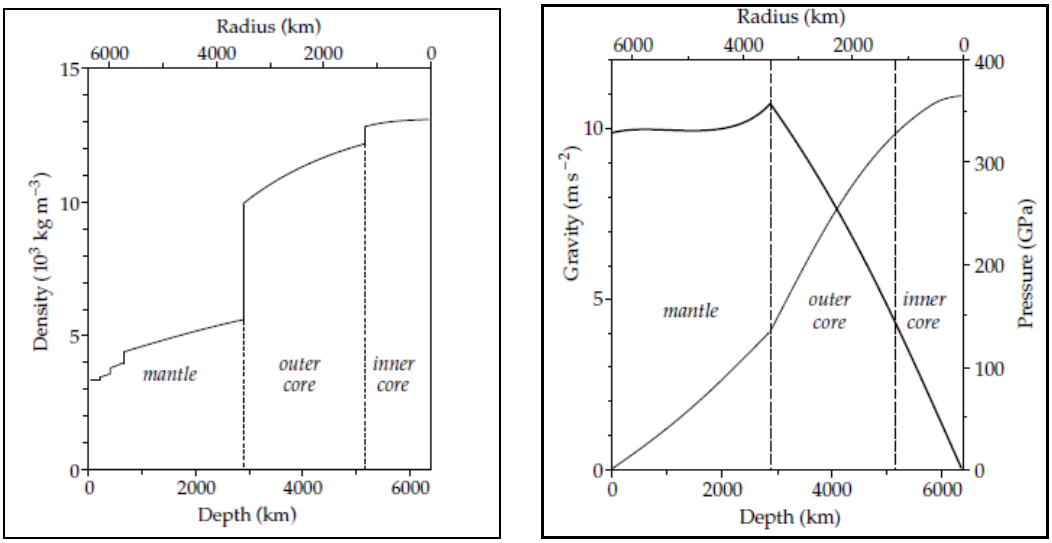


Fig.I.14 Shpërndarja radiale e densitetit të Tokës sipas modelit PREM
Shpërndarja radiale e gravitetit dhe presionit në brendësi të Tokës sipas modelit PREM
(sipas: Dziewonski, 1989)

Nga grafikët e paraqitur duket se dendësia e tokës është 4200kg/m^3 në mantel, 7600kg/m^3 në bërthamën e jashtme dhe 8000kg/m^3 në bërthamën e brendshme. Rritja e ngadaltë e dendësisë në kore e në mantel arrin deri në thellësinë e bërthamës së jashtme. Më pas dendësia rritet me hop për shkak të rritjes së presionit dhe temperaturës. Kjo dendësi është dy herë më e madhe se dendësia mesatare e shkëmbinjve të pjesës së sipërme të kores së Tokës, e përcaktuar me metoda të zakonshme laboratorike. Nga kjo del se në brendësi të Tokës janë përqendruar masa me dendësi më të lartë. Rritja e dendësisë në thellësi, siç del nga studimi i përhapjes së valëve sizmike të regjistruara gjatë tërmeteve, nuk bëhet në mënyrë të njëtrajtshme. Kështu, deri në thellësinë 5-80 km (sipas vendit ku bëhen matjet, mbi oqeane apo mbi krahina malore kontinentale), dendësia rritet gradualisht nga 2.7g/cm^3, që i përgjigjet dendësisë së shkëmbinjve më të përhapur në pjesën e sipërme të kores së Tokës (graniteve), deri në 2.9g/cm^3, që i përgjigjet dendësisë së bazalteve. Nën thellësinë 5-80km dendësia ndryshon në mënyrë të menjëhershme (me hop) në 3.4g/cm^3. Më tej ajo vazhdon rritjen graduale deri në 6.5g/cm^3 në thellësinë 2900km, ku rritet me hop deri në 10.0g/cm^3. Më poshtë ndodh përsëri rritja graduale e dendësisë deri ne 13.5g/cm^3 në qendër të Tokës. Është e qartë se rritja e dendësisë në thellësi bëhet para së gjithash nga rritja trysnisë, të shkaktuar nga rritja e peshës së shkëmbinjve të ndodhur më sipër. Në rast se Toka do të ishte homogjene, nën veprimin vetëm të trysnisë do të duhej që dendësia brenda saj të rritej në mënyrë të njëtrajtshme. Ndryshimet e menjëhershme të dendësisë në thellësi të caktuara të Tokës tregojnë se në ato thellësi ekzistojnë kufij ndarës midis mjediseve me dendësi dhe veti elastike shumë të ndryshme nga të njëri-tjetrit, pra tregon se Toka është heterogjene. Ndryshimet e dendësisë së Tokës në thellësi, që në kohën e sotme janë përcaktuar në mënyrë pak a shumë të qëndrueshme, ndihmojnë të gjykohet për ndërtimin e pjesëve të brendshme të Tokës, për përbërjen e tyre kimike dhe për gjendjen fizike të masave që i ndërtojnë.

I.5 Forca e gravitetit dhe presioni brenda Tokës

Nga shpërndarja e dendësisë së tokës me thellësinë llogaritet dhe shpërndarja e gravitetit me thellësinë apo rrezen.

Variacioni radial i gravitetit mund të llogaritet nga shpërndarja e dendësia. Siç u tha më sipër, vlera e G (r) është për shkak vetëm të masës m(r) të përfshira rreze më të mëdha se rrezja r.

$$g(r) = -G\frac{m(r)}{r^2} = -\frac{G}{r^2}\int_0^r 4\pi x^2 \rho(x)\,dx \qquad (6)$$

Një karakteristikë e jashtëzakonshme e gravitetit të brendshëm (Fig. I.13) është se ajo mban një vlerë të përafërt me $10m/s^2$ pothuaj në të gjithë mantelin, me një rritje të vogël nga $9.8m/s^2$ në sipërfaqe deri $10.8m/s^2$ në kufirin bërthamë-mantel. Ajo pastaj zvogëlohet pothuajse linear në zero në qendër të Tokës. Presioni hidrostatik rritet, për shkak të forcës (N) për njësi të sipërfaqes (m^2) të ushtruara nga material mbi këtë sipërfaqe sferike, në varësi të përbërjes së shtresave të Tokës.

Presionet e larta në Tokë zakonisht maten Gigapascal (1 GPa=10^9 Pa), ose ndryshe në kilobar ose megabar (1bar= 10^5 Pa;1kbar= 10^8 Pa;1Mbar= 10^{11} Pa= 100 GPa). Paraqitja grafike tregon se presioni hidrostatik në thellësi të Tokës varet nga rrezja apo thellësia e peshës së mbishtresave, nga sipërfaqja në një thellësi të caktuar. Ajo mund të llogaritet nga integrimi i ekuacionit (7).

$$p(r) = \int_r^R \rho(r) g(r)\, dr \qquad (7)$$

Presion rritet vazhdimisht me rritjen e thellësisë në Tokë (Fig. I.13). Norma e rritjes (gradient i presionit) ndryshon me thellësitë, në përputhje me ndërprerjet sizmike. Presioni arrin një vlerë prej 380GPa (3.8 Mbar) në qendër të Tokës, e cila është 4 milionë herë më e madhe se presioni atmosferik në nivelin e detit.

I.6 Modelet e strukturës së brendshme të Tokës

Përfundimisht duke u njohur shpërndarja e shpejtësive të valëve sizmike u bë i mundur ndërtimi strukturor i brendshëm i Tokës.

Në 1940-1942 K. E. Bullen krijoj modelin për ndërtimin e brendshëm të Tokës të përbërë nga shtatë shtresa sferike koncentrike. Kufijtë mes shtresave u vendosen në kufijtë ku kemi ndryshime të mprehta të shpejtësive të valë sizmike. Për lehtësinë e identifikimit shtresat janë emërtuar nga A-G (Tabela 3.4). Kjo nomenklature është përmirësuar me modele më moderne në vitet në vazhdim. Në 1950 Bullen paraqiti një model të ri ku bëri një korrigjim të koeficientit K.

Regjistrimi i tërmeteve të mëvonshme ka përcaktuar se dendësia në qendër të Tokës arrin $18.000kg/m^3$.

Tab.I.1 Shtresat dhe trashësia e tyre sipas Modelit PREM të Tokës

Modeli A Shtresat (km)	*SHTRESAT*	*Thellësia e Shtresës (km)*	*Ndarje të Mëdha*
A (0-33)	**Korja: E Sipërme E poshtme**	**0-15 15-24**	***Litosfera 0-80 (km)***
	Manteli i sipërm	**24-80**	
B(33-410)	**Shtresat me shpejtësi të ulët**	**80-220**	***Astenosfera***
	Zona e tranzicionit	**220-400**	
C (410-1000)	**Manteli i sipërm: Zona e tranzicionit**	**400-670 670-770**	
D(1000-2900)	**Manteli i Ulët: Shtresa D**	**770-2740**	
	Manteli i Ulët: Shtresa D'	**2740-2890**	
E(2900-4980)	**Bërthama e Jashtme**	**2890-5150**	
F(4980-5120)	**Shtresa tranzitore**		
G(5120-6370)	**Bërthama e Brendshme.**	**5150-6370**	

Modeli PREM (parametrized model), në bazë të të dhënave ka pranuar një model me standarde tepër të pranueshme të strukturës së brendshme të Tokës. Ajo parashikon një dendësi qendrore 13.090kg/m^3 dhe klasifikon si më poshtë strukturën e saj të përbërë nga:

I.6.1 Korja e Tokës

Toka ka një rreze prej rreth 6371km, rrezja në ekuator është rreth 22km më e madhe se sa në polet. Korja e Tokës përbëhet nga tre shtresa kryesore në kontinente dhe dy shtresa në oqeane.

- Korja e sipërme përbëhet nga shkëmbinj sedimentarë, që janë produkt i shkatërrimit dhe ridepozitimeve të materialeve të ndryshme.
- Korja e mesme përbëhet nga granite të pasura me silic.
- Korja e poshtme përbëhet nga shkëmbinj bazik të cilët janë të varfër në silic.

Korja kontinentale ka një trashësi që varion nga 10-70-100km dhe korja oqeanike me trashësi 5-8-10km sipas thellësisë mesatare të ujit në oqeane. Korja oqeanike përbëhet nga një shtresë sedimentale që arrin deri 0.5km. Sedimentet përbëhen prej llumrave të ndryshme argjilash kafe, llum silicor (të përbërë nga copa të skeleteve të diatomeve), llum karbonatik (të përbërë nga copa të skeleteve të foraminiferëve). Shpejtësia mesatare e valëve sizmike gjatësore është 1.8-2.0km/sek, Fig.I.12-a, kurse dendësia mesatare e shkëmbinjve është ρ=1.9-2.3g/cm^3.

- Më poshtë kësaj shtrese përbëhet nga shkëmbinj gabroik. Struktura vertikale e kores kontinentale është më e komplikuar se sa ajo e kores oqeanike.
- Korja kontinentale është shumë më e trashë se korja oqeanike. Në zona të qëndrueshme kontinentale korja mesatare është 35-40km, ndërsa në male e kreshta të larta arrin në 50-70km e trashë. Kufiri midis mantelit dhe kores quhet kufiri Moho, në koren kontinentale ai nuk është gjithmonë një kufi i mprehtë. Studimet e shpejtësive në kore kanë përcaktuar dy zona anormale në të cilat shpejtësia e valëve sizmike nuk ndryshon në mënyrë progresive por me hop. Në përgjithësi, në këtë kufi shpejtësia e valëve sizmike gjatësore rritet me hop nga 6.5 km/sek në 7.5-8.4km/sek në mantelin e sipërm.
- Korja e tokës në pjesën më të sipërme të mantelit formon litosferën. Litosfera shtrihet në thellësitë nga 110-150km. Ajo është e ndarë në pllaka tektonike. Përbërja e kores nën oqeanet ndryshon në mënyrë të konsiderueshme nga ajo nën kontinentet. Korja oqeanike llogaritet rreth 65% të totalit të sipërfaqes së Tokës dhe është e mbuluar me një shtresë mesatare prej 4km uji. Nën shtresën e ujit, ekziston një shtrese 0.5km sedimentesh dhe një shtresë rreth 1,5km shkëmbinjsh vullkanik e bazaltik. Një shtresë tjetër prej 6km deri në kufirin Moho përbëhet kryesisht nga shkëmbinj metamorfike, ekuivalentet e shkëmbinjve vullkanikë bazaltike dhe shkëmbinj të nxehtë të pasur me hekur e magnez. Në kontrast me koren oqeanike, relativisht uniforme, korja kontinentale ndryshon në trashësi prej më pak se 25km në fusha e më shumë se 60km në zonat me male të larta, pra me një trashësi mesatare prej 35km, me një strukture të komplikuar. Në sipërfaqen e kores kemi një larmi shkëmbinjsh të ekspozuar. Këto përfshijnë sedimente të tilla si argjila ose sandstones LIMESTONES dhe mburoja të lashta, të përbëra kryesisht nga granite e llava vullkanike.

I.6.2 Manteli

Manteli ka një trashësi 3488km i trashë, i përbërë nga shkëmbinj ultrabazik të quajtur peridotite. Ai vendoset në intervalin nga 7-80km deri në 2900km. Edhe ndarja e mantelit është bërë në bazë të vlerave të shpejtësive të përhapjes së valëve sizmike. Manteli është heterogjen dhe ndahet kryesisht:

- në mantelin e sipërm, që shkon deri në thellësinë 900-1000km dhe
- në mantelin e poshtëm, që arrin nga1000 deri 2900km.

Pikërisht në mantelin e sipërm, nën litosferë, në thellësitë 100-200km deri në 350-500km ndodhet Astenosfera vizkoze, ku shfaqet fenomeni i shkrirjes së pjesshme të materialit përbërës (Grow, J.A., 1973). Manteli i sipërm përfaqësohet prej shkëmbinjsh ultrabazike të tipit të peridotiteve, të cilat përbëhen prej silikatesh hekur-magneziale. Midis litosferës dhe mantelit të sipërm, në Astenosferë lëvizin sikur lundrojnë ngadalë, pllakat tektonike që i paraqitëm në paragrafët e mësipërm.

Astenosfera karakterizohet nga viskozitet i ulët me mbizotërim të deformimeve duktile deri në rrjedhje plastike dhe gjendje të lëndës peridotitike shumë afër pikës së shkrirjes. Sasia e mundshme e lëndës së shkrirë arrin në masën rreth 1%. Kjo zonë kushtëzon anomalite në përhapjen e valëve sizmike (uljen e shpejtësisë së tyre). Manteli i sipërm krahas shkëmbinjve ultrabazike të llojit peridotit përmban edhe eklogjite (në trajtë thjerrash të veçanta) si dhe piroksenite e dunite.

Shpejtësia e përhapjes së valëve sizmike gjatësore në mantelin e sipërm, në përgjithësi, rritet me rritjen e thellësisë nga 8.0-8.2 në 9.0km/sek. Por, në thellësi 50km nën oqeane dhe 100-150km nën kontinente është konstatuar një rënie 3-5% e shpejtësisë së tyre (deri në 7.6km/sek), e cila vazhdon poshtë nga 300-350km deri në thellësinë 400km. Kjo tregon se në këtë interval lënda është në gjendje viskoze ose pjesërisht e shkrirë.

Korja e Tokës, së bashku me pjesën më të sipërme të mantelit deri në astenosferë, pra litosfera (sfera e gurtë) përbëhet nga materiale të ndryshme të ngurta. Pra litosfera ka kuptim më të gjerë se korja e Tokës dhe është më e trashë.

Studimet e kohëve të fundit kanë përforcuar ndarjen e litosferës në pllakat tektonike të cilat lëvizin horizontalisht me shpejtësi të vogël (disa centimetra në vit) mbi astenosferë e cila shërben si lubrifikuese.

Astenosfera në sajë të gjendjes së saj fizike luan gjithashtu një rol kryesor në aktivitetin tektonomagmatik që zhvillohet në litosferë dhe veçanërisht në koren e Tokës, prandaj ajo së bashku me litosferën janë quajtur me një emër të përbashkët, tektonosferë. Manteli i sipërm ka një dendësi mesatare prej $\rho=4,5x\ 10^3\ Kgm^{-3}$, duke treguar se përbërësit e saj janë shkëmbore dhe jo metalike. Përbërja e mantelit nuk është përcaktuar plotësisht. Megjithatë, bazuar në dendësinë e tij, shpejtësitë e valëve sizmike, studimin e shkëmbinjve, besohet se në mantel të mbizotërojnë, magnezi, hekuri dhe jonet e bollshme metalike. Në bazë të vetive sizmike, manteli mund edhe të ndahet në një numër sferash koncentrike. Manteli i poshtëm shtrihet nga një thellësi prej rreth 700km në Tokë me një trashësi 2900km. Si rezultat i rritjes së presionit, shpejtësia e valëve sizmike dhe dendësia rritet me thellësinë në mantelin e poshtëm. Sasia e hekurit në minerale silikat, gjithashtu rritet me thellësinë, një faktor që gjithashtu kontribuon në rritjen e dendësisë dhe shpejtësive. Ndryshimet e papritura në shpejtësitë sizmike në zonën e tranzicionit zgjeruar me trashësi rreth 400km mbi mantelin e poshtëm, janë të lidhura me ndryshimet në strukturën dhe përbërjen e tij. Është interesante të theksohet se tërmetet e thellë, në rreth 700km, përkojë me rritjen e shpejtësisë sizmike, që do të thotë se në këtë zonë ndodhin ndryshime fazore, që shënojnë kufirin midis zonës së tranzicionit dhe mantelit të poshtëm. Manteli i sipërm shtrihet nga baza e kores deri në një thellësi prej rreth 400km. Mineralet që përbëjnë mantelin kanë një strukturë të qëndrueshme nën presionet e shtresës nga sipërfaqja e tokës. Pjesa e poshtme e mantelit të sipërm, që karakterizohet nga shpejtësitë e rritura të përhapjes së valës sizmike, është quajtur nga disa autorë edhe zonë kalimtare, pasi në të verehen ndryshime të vogla e graduale të përbërjes minerale. Kështu, ndërsa astenosfera mendohet e përbërë kryesisht prej olivine, piroksenesh e granatesh, në zonën kalimtare piroksenet janë zëvendësuar nga shpineli ($MgAl_20_4$).

Manteli i poshtëm mendohet se është më homogjen dhe i përbërë kryesisht nga minerale e okside të Mg, Fe, Si, Cr, etj. Ai, siç duket, ruan më tepër përbërjen fillestare të Tokës. Manteli i poshtëm, së bashku me zonën kalimtare, quhen edhe *mezosferë*.

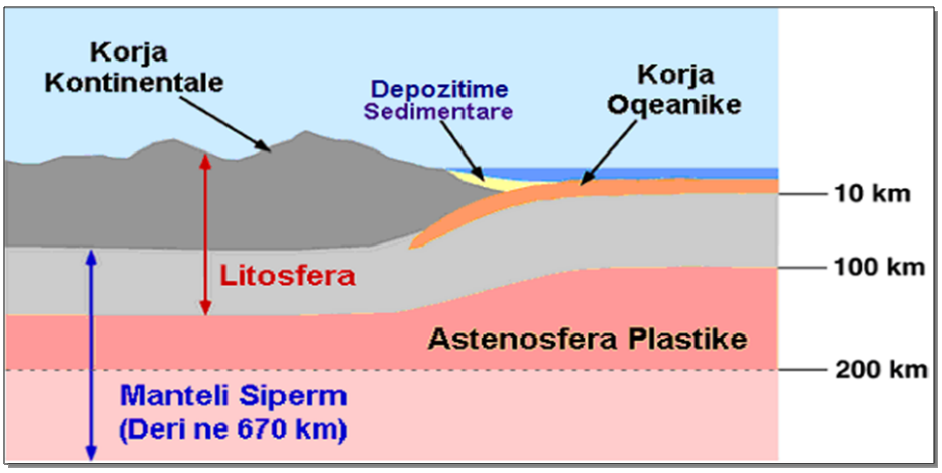


Fig. I.15 Struktura e Kores së Tokës dhe shtresa e sipërme e mantelit

Në figurën e mëposhtme paraqiten zonat e ndërprejes së shpejtësive sizmike, përbërja minerale si dhe kufijtë midis shtresave.

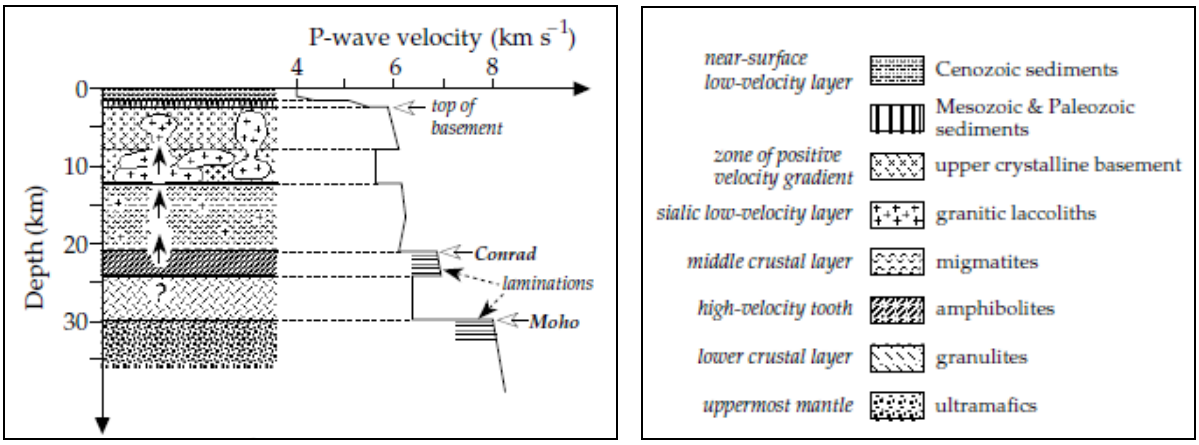


Fig.I.16 Shpërndarja e P-valëve në shtresat e Strukturës së Kores së Tokës dhe mantel

Si e kemi theksuar Thellësia Moho është shumë e ndryshueshme nga rajoni në rajon me një vlerë mesatare globale rreth 30-40km. Dallimet laterale shtresore në strukturën e mantelit janë të rëndësishme deri në thellësitë të paktën 400km.

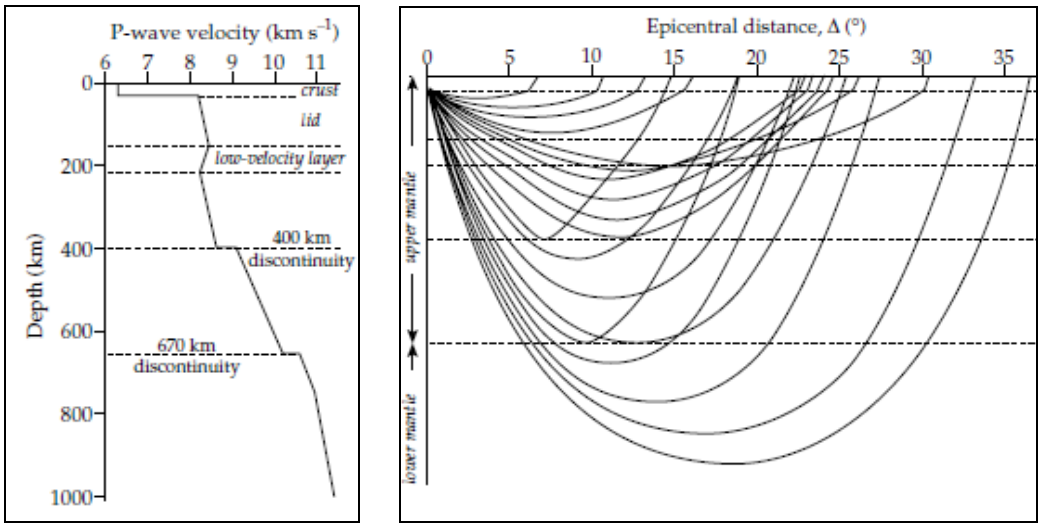


Fig.I.17 (a) Profili i Shpejtësive në thellësi në mantelin e sipërm dhe (b) gjurmët e rrezeve dhe zonat e ndërprerjes së shpejtësive në thellësitë e 400km deri 670km (sipas Lefevre dhe Helmberger, 1989).

I.6.3. Bërthama e Tokës

Bërthama ka një rreze 3480km, ajo lokalizohet nga thellësia 2883km deri në qendër. Bërthama përbëhet kryesisht nga hekuri (Fe) dhe ndoshta deri 10% Nikeli (Ni), të cilët janë elementet më të rëndë, ndërsa silikatet e lehta ngjiten lart duke formuar mantelin. Studimet e kompozimeve të meteorëve si dhe sjellja e metaleve në presione e temperaturë të lartë janë të besueshme për të krijuar modelin dhe përbërjen e bërthamës. Kufiri i saj me mantelin (kufiri i Gutenbergut) karakterizohet nga zvogëlimi me hop i shpejtësisë së përhapjes së valëve gjatësore (Fig.I.16) në 8.1km/sek dhe mosdepërtimi i valëve sizmike tërthore, njëlloj si te lëngjet. Bërthama e Tokës zë 16% të vëllimit dhe gati 1/3 e masës së Tokës. Kalimi në pjesët më të poshtme të mantelit për në bërthamën e Tokës karakterizohet nga ndryshime thelbësore të përbërjes dhe të gjendjes fizike të lëndës, që pasqyrohen edhe në ecurinë e valëve sizmike (kufiri i Gutenbergut). Sipas të dhënave sizmike bërthama e tokës përbëhet nga dy pjesë: bërthama e brendshme solide e ngurtë dhe bërthama e jashtme e lëngët. Prezenca e hekurit dhe e nikelit ndikon pikërisht në vlerat e mëdha të dendësisë së bërthamës. Bërthama e jashtme është supozuar e tillë, sepse në këtë shtresë nuk kalojnë valët sizmike tërthore S valët. Elementet jo-metalikë (Si,S,O) mund të jenë të pranishëm në bërthamën e jashtme. Nuk dihet nëse shuma të vogla të elementeve më të zakonshme radioaktive (^{40}K, ^{232}Th, ^{235}U dhe ^{238}U) janë të pranishme apo të mjaftueshme për të kontribuar për furnizimin e ngrohjes së bërthamës. Analiza e PKiKP tregon se kufiri midis bërthamës së jashtme e asaj të brendshme është i mprehtë. Në kufirin e mantelit me bërthamën, valët sizmike gjatësore pësojnë një lakim të madh, i cili bën që ato të mos përhapen në një zonë të caktuar të Tokës në anë të kundërt të epiqendrës, dukuria e "Zonës Hije" Fig.I.9. Zona e hijes sizmike arrin në një thellësi 3000-4300km dhe vendoset në një gjatesi 13.000-16.000km sipas sipërfaqes së Tokës nga epiqendra, ndërmjet 105-143°.

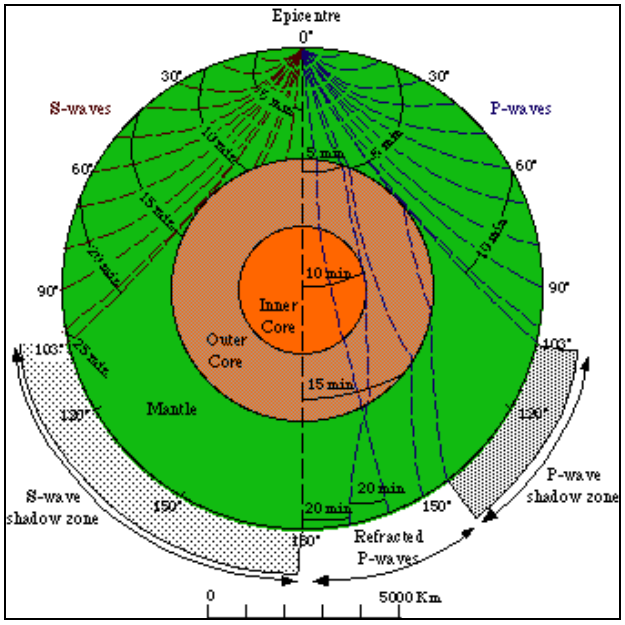


Fig.I.18 Rrezet sizmike që lëvizin në brendësi të Mantelit, Bërthamës së jashtme e të brëndshme

Nga kufiri mantel-bërthamë i "Gutenbergut" deri në thellësinë 5100km shpejtësia e përhapjes së valëve sizmike gjatësore rritet gradualisht deri në 10.4km/sek, ku në këtë thellësi kalon një kufi sizmik i shkallës së dytë (kufiri Lehman). Në këtë kufi shpejtësia e valëve sizmike rritet përsëri me hop në 11.1km/sek (Fig.I.16) dhe prej këtu vazhdon gati e pandryshuar deri në qendër të Tokës. Mbi këtë bazë u përcaktuan kufijtë e bërthamës së brendshme e të jashtme të lëngët (në intervalin 2900km – 5140km). Bërthama e jashtme supozohet të jetë në gjendje fluide duke u bazuar në faktin se nëpër të nuk kalojnë valët sizmike tërthore (S), gjithashtu për efekt të kësaj

gjendje fizike të bërthamës së jashtme në të supozohet se ndodhin procese të rëndësishme të konveksionit dhe gjenerimit të fushës magnetike të tokës dhe te inversioneve të poleve magnetike të saj. Bërthama e brendshme supozohet se përbëhet prej hekuri duke u bazuar në densitetin e saj dhe në shpejtësinë e valëve sizmike. Me rritjen e presionit e temperaturës një pjesë të mineraleve fillojnë të shkrijnë. Temperatura në mantel rritet ndjeshëm me thellësinë dhe mund të rritet në zonën e shkrirjes dhe të ulet përsëri nën temperaturën e shkrirjes në thellësitë më të mëdha. Kjo reflektohet në ndryshimin e valëve sizmike në këtë thellësi.

Përbërja kimike e bërthamës akoma është e paqartë. Për vlerësimin e saj nuk ka të dhëna të mjaftueshme. Nga ana tjetër është vështirë të mendohet përbërja e bërthamës në kushte laboratorike.

Disa shkencëtare, duke u nisur nga përbërja e meteoriteve, mendojnë se bërthama përbëhet kryesisht prej hekuri dhe nikeli, prandaj e kanë quajtur "nife". Sipas tyre magnetizmi i Tokës shpjegohet pikërisht nga përmbajtja e lartë e hekurit në bërthamën e saj. Mirëpo në temperaturën e lartë që ekziston në bërthamë, hekuri i humbet vetitë magnetike.

Disa shkencëtarë të tjerë mendojnë se përbërja e bërthamës së jashtme (pjesës së sipërme të bërthamës) është më e ndërlikuar. Sipas tyre në të ndodhet edhe një fare sasie silici dhe deri në 10% squfur. Si rrjedhim, dendësia e pjesës së sipërme të bërthamës bëhet më e vogël se sa po të ishte e përbërë vetëm prej hekuri e nikeli (kjo i përgjigjet dhe të dhënave të studimeve sizmike).

Pikërisht kjo përbërje i jep asaj vetitë e lëngjeve, në prani të squfurit formohet sulfuri i hekurit, pika e shkrirjes e së cilit është më e ulët se pika e shkrirjes së hekurit dhe nikelit të pastër.

Shkencëtarë të tjerë mendojnë se bërthama ka përbërje silikate, sikurse edhe manteli, vetëm se, për shkak të trysnisë shumë të lartë që zotëron atje, mbështjelljet elektronike të atomeve të lëndës janë shkatërruar duke veçuar elektrone të lira. Si pasojë lënda është shumë e ngjeshur nga afrimi i bërthamave të atomeve dhe ka fituar veti metalike (përcjellshmëri të lartë termike dhe elektrike), kurse lëvizja e elektroneve të lira ka shkaktuar fushën magnetike të Tokës. Gjithashtu mendohet se, për shkak të rrymave konvektive që krijohen në bërthamën e jashtme, në sajë të gjendjes së saj të lëngët, induktohet rryma elektrike, pra bërthama luan rolin e një gjeneratori që prodhon fushën magnetike të Tokës. Kjo hipotezë shpjegon, në përgjithësi, të gjitha veçoritë e fushës gjeomagnetike, por kjo nuk do të thotë se problemi i prejardhjes së magnetizmit tokësor është zgjidhur përfundimisht. Premisat ku mbështetet hipoteza e prodhimit të gjeomagnetike (gjendja e lëngët e pjesës së sipërme të bërthamës dhe ekzistenca e rrymave konvektive) nuk janë ende plotësisht të faktuara e të argumentuara shkencërisht. Për origjinën e fushës magnetike të Tokës, përveç nga bërthama e saj, ka mendime se ekziston dhe një burim (faktor) i jashtëm.

I.7 Përbërja kimike e Tokës

Në bazë të analizave kimike të shkëmbinjve mund të gjykohet vetëm për pjesën e sipërme të kores së Tokës (deri në thellësinë 15-20km). Nga të dhënat e këtyre analizave del se tetë elemente (O_2, Si, Al, Fe, Ca, Na, Ka, Mg) përbëjnë rreth 98% të masës së kores së Tokës

Përmbajtjet në përqindje si peshë e elementeve kimike në koren e Tokës për herë të parë janë llogaritur nga shkencëtari amerikan Klark, prandaj quhen dhe numra të Klarkut ose thjesht klarke.

Tab.I.1 Elementët e tjera ndodhen në sasi të vogla dhe shumë të vogla

Elementi	Oksigjeni	Silici	Alumini	Hekuri	Kalciumi	Natriumi	Kaliumi	Magnezi	Të tjerat
Masa %	46.6	27,2	8.1	5	3.6	2.8	2.6	2.1	2

Përbërja kimike e Tokës në thellësi ndryshon, gjë që vërtetohet nga ndryshimi i dendësisë dhe i vetive elastike të mjedisit,që janë përcaktuar nga studimi i shpejtësisë së kalimit të valëve

sizmike nëpër globin tokësor. Nuk ka asnjë dyshim se rritja e dendësisë në thellësi të Tokës ka të bëjë me rritjen e rolit të elementeve të rënda, të tilla si hekuri, magnezi, kromi. nikeli dhe kobalti.

Vlerësimi i drejtpërdrejtë sasior i përbërjes kimike të brendësisë së Tokës është i pa mundur. Megjithatë, për zgjidhjen në rrugë të tërthortë të këtij problemi ndihmon studimi i meteoritëve.

Duke u nisur nga supozimi që meteoritët hekurore janë copa të bërthamave të planetëve, që kanë ekzistuar dikur, mundet të bëjmë analogji ndërmjet përbërjes kimike të meteoritëve dhe pjesëve të thella të Tokës.

Krahasimi i përbërjes kimike mesatare të meteoritëve, me përbërjen kimike mesatare të kores së Tokës, tregon për rritjen e theksuar të përmbajtjes së hekurit në brendësi të saj dhe zvogëlimit të përmbajtjes së oksigjenit, silicit dhe aluminit, gjë që përputhet me të dhënat e studimeve sizmike.

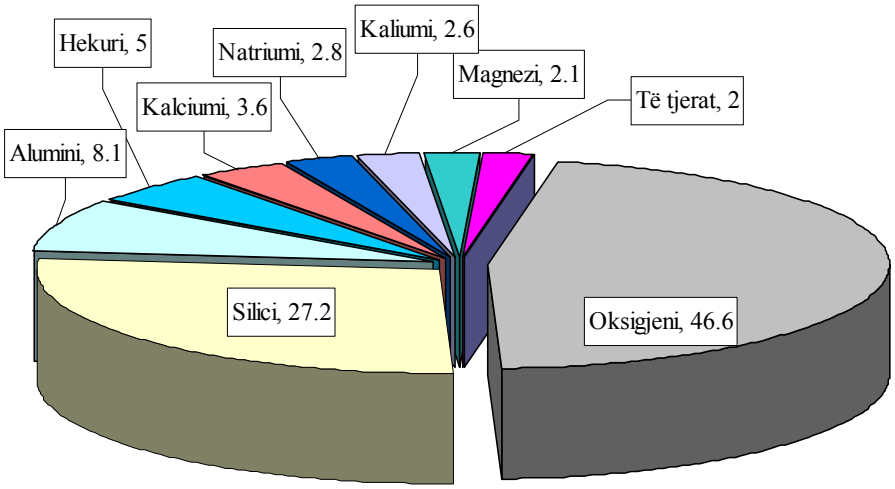


Fig.I.19 Diagram që tregon përbërjen kimike

KAPITULLI II

SIZMOLOGJIA DHE STRUKTURA E BRENDSHME E TOKËS NË SHQIPËRI

II. 1 Zonat Sizmogjene dhe Struktura e Albanideve

Rajoni i Elbasanit ndodhet në zonën 3 të klasifikimit të përgjithshëm sizmik të vendit tonë. Potencialet e fushave gjeotermale të rajonit të Elbasanit lidhen me zhvillimin e tektonikës së kësaj zone. Ato janë të lidhura ngushtë me thyerjen e vjetër Vlorë –Elbasan –Dibër. Tërthorja Vlorë –Elbasan-Dibër është një nga tektonikat më të spikatura të Albanideve.

Kjo tektonikë është tepër e vjetër, por ajo vazhdon të jetë aktive edhe sot (Ormeni 2013). Masivi evaporik i Dumresë përfaqëson lëvizjen dhe shfryrjen e materialit nga thellësitë e mëdha drejt sipërfaqes. Masivi dhe antiklinali i Marakut është rezultat i këtij procesi.

Nga pikëpamja sizmike, territori i Shqipërisë, si gjithë struktura globale është në proces evolues dinamik. Nga pikëpamja sizmotektonike, ai ndodhet në mikropllakën Adriatike shkurt Adria. Nënpllaka Adria gjendet në kufirin midis Afrikane dhe Euro-Aziatike. Pozicioni i nënpllakës Adria luan një rol të rëndësishëm në gjithë aktivitetin sizmik të vendit tonë.

Zhvendosjet dhe lëvizjet relative të pllakave e nënpllakave, që përshkruam në kapitullin e parë, konkretisht e tipit rrotullues të saj në lidhje me atë pjesë të pllakës Euro-Aziatike, në të cilin përfshihet orogjeni shqiptar, malazes e dalmat, ka krijuar një nga brezat më gjenerues të tërmeteve të forta. Profili sizmik i ndërtuar në bazë të informacionit të marrë nga thellësitë, ilustron gjithë elementët diamik e gjeotermalë të kësaj zone.

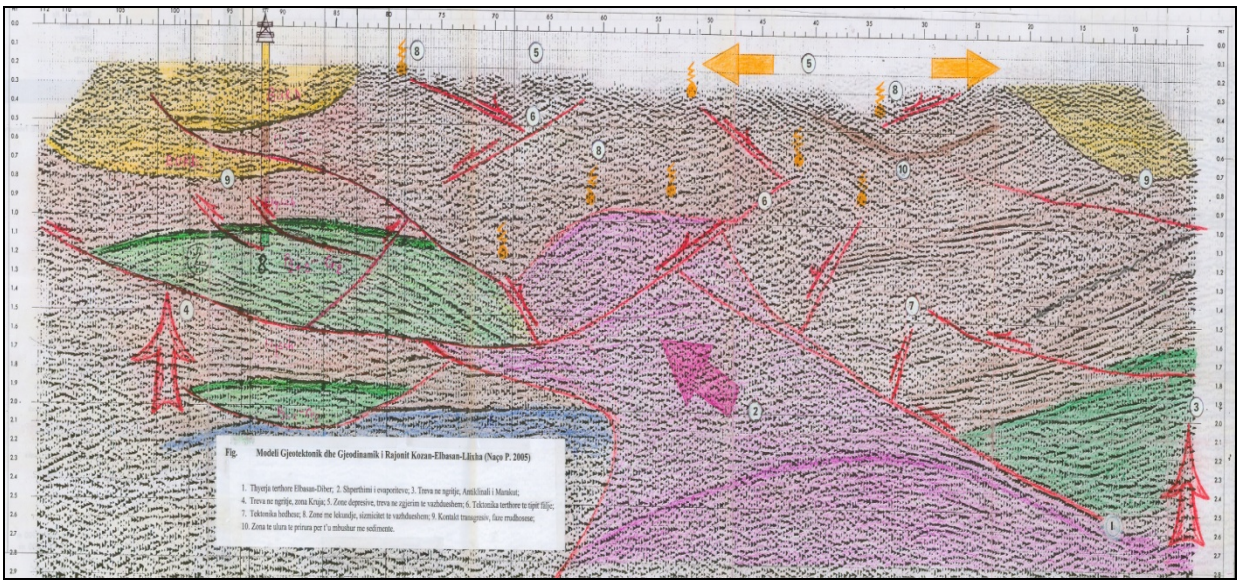


Fig.II.1 Profili sizmik në basenin gjeotermal të Elbasanit (sipas Naco.P,Leka.P,Bedini.E.,2006.)

Profili i mësipërm ilustron gjithë gjeodinamiken e zonës së thyerjes,Vlorë-Elbasan-Dibër, si drejtimi i rrjedhjes së evaporiteve nga thellësia, ngritja e antiklinalit të Marakut, zona me lëkundje të njohura sizmike, tavani dhe trashësia e shtresës karbonatike, ku është shpuar Pusi Kozan-8.

Veçoritë e kores së tokës shqiptare, në veçanti të zonës në studim, tregon se Rajoni i Elbasanit, është një pjesë e shtrirjes së gjerë te Albanideve. Ujërat gjeotermale në përgjithësi janë të lidhura ngushtë me përhapjen e madhe të këtij zonimi dhe të informacionit të marrë nga sizmiciteti i zonës (Shatro & Ormeni, 2014).

Tërmetet e regjistruara në këtë tërthore, e në veçanti edhe në rajon, në klasifikimin e përgjithshëm të shpërndarjes së tërmeteve në 3-D, rajoni në studim është tregues i qartë i tektonikës aktive të kësaj zone (Ormeni, 2006; 2010) . Tërmetet e regjistruara në këtë zonë janë konsekuencë natyrore e proceseve dinamike. Shumica e tërmeteve, në përgjithësi, vendndodhja e tyre shtrihet në kufijtë e anomalive tektonike të zonës, si rezultat i lëvizjes së nënpllakës litosferike Adria (Fig 1.6). Meqë shumica e tërmeteve natyror janë iniciuar pranë kufijve të pllakave, ato tentojnë të jenë në zona të vazhdueshme lineare ose kurbolineare.

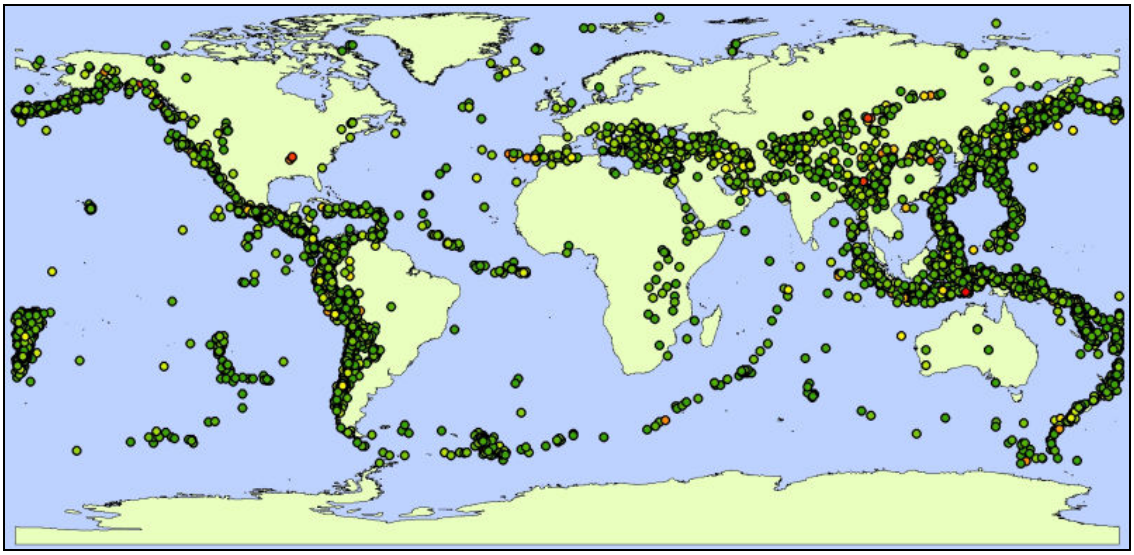


Fig.II.2 Shpërndarja gjeografike e mbi 30000 epiqendrave të tërmeteve sipas katalogut NEIC dhe lidhja e tyre me zonat aktive në kufijtë e pllakave (Borman2002, Barazangi and Dorman, 1969)

Në zonimin sizmik mbarë botëror, Shqipëria zë vend në brezin sizmik Alpin-Mesdhetar. Ky brez sizmik përfshin një zonë të gjerë kontakti midis pllakave litosferike të Afrikës dhe Euroazisë që nga Ishujt Azore deri në kufirin lindor të basenit Mesdhetar (Fig. 1.7). Shqipëria shtrihet në rajone tektonike mjaft të gjerë, të përbërë nga blloqe relativisht të shtangët si Adriatiku, disa sektorë të brezit Alpin, Alpeve, Karpateve, Vargmaleve Ballkanikë, Dinariteve, Helenideve, Harkut Helenik, brezit të Anadollit si dhe basenet e brendshme të Tirrenit, Egjeut, Panonian dhe Detit të Zi (Sulstarova E., Aliaj Sh, 1990). Brezat e mësipërm janë aktiv nga pikëpamja sizmike, por më aktivi është brezi i Egjeut dhe zonat rrethuese te tij që nga Turqia perëndimore e deri në Shqipëri.

Në këto breza, e sidomos rajoni me koordinatat (34-43^{o}N; 18-30^{o}E), çdo vit ndodh të paktën një tërmet me amplitude M >6.5 (Papazachos, 1988). Në rajonin e Harkut Helenik, pllaka Afrikane futet nën pllakën Euroaziatike në formën e një subduksioni, kontakti tjetër midis këtyre dy pllakave dhe, veçanërisht ajo pjesë që nis aty ku përfundon pjesa perëndimore e Harkut Helenik, vazhdon me bregun perëndimor të gadishullit Ballkanik, realizohet nëpërmjet mikropllakës së Adrias. Ky unitet vepron si një pykë midis Apenineve, Alpeve dhe sistemit të vargmaleve Dinarit-Albanid- Helenid.

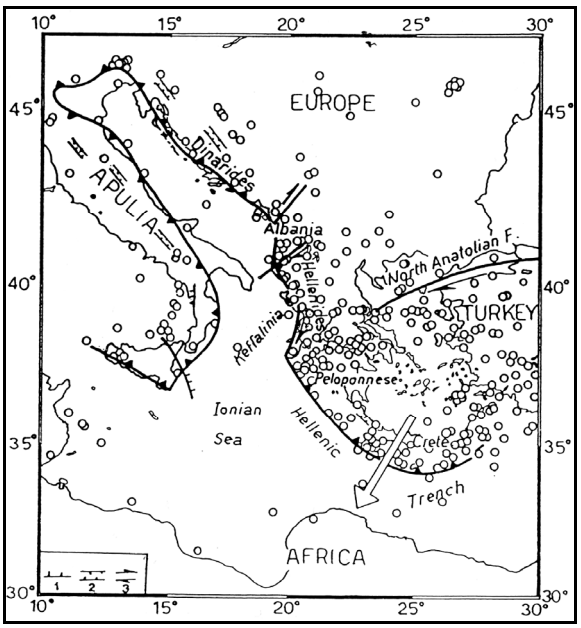


Fig.II.3 Pamje e përgjithshme e gjeodinamikës së zonës që rrethon Shqipërinë

Sot diskutohet akoma nëse Adria është pjesë e pllakës Afrikane apo duhet konsideruar si një pllakë më vete. Sipas mekanizmit të vatrave dhe studimeve të paleomagnetizmit është përcaktuar se mikropllaka e Adrias rrotullohet në sensin antiorar me pole në Italinë e veriut (Sulstarova E, 1986).

Territori i Shqipërisë është ndarë në 5 zona kryesore (Fig.II.4), për të cilat janë përcaktuar me metodën e inversionit jolinear modelet e shpejtësive të valëve P dhe S (Ormeni Rr., 2007). Rezultat e marra kanë bërë të mundur të ndërtohet struktura e Tokës e sidomos e Korës së saj dhe e Mantelit të sipërm. Kjo strukturë paraqet një interes jo vetëm për aktivitetin sizmik por edhe për gjenerimin e burimeve të energjisë gjeotermale.

Në studimin tonë paraqet interes zona e brezit sizmik tërthor, *Zona nr.3* e thyerjes Lushnje–Elbasan–Dibër.

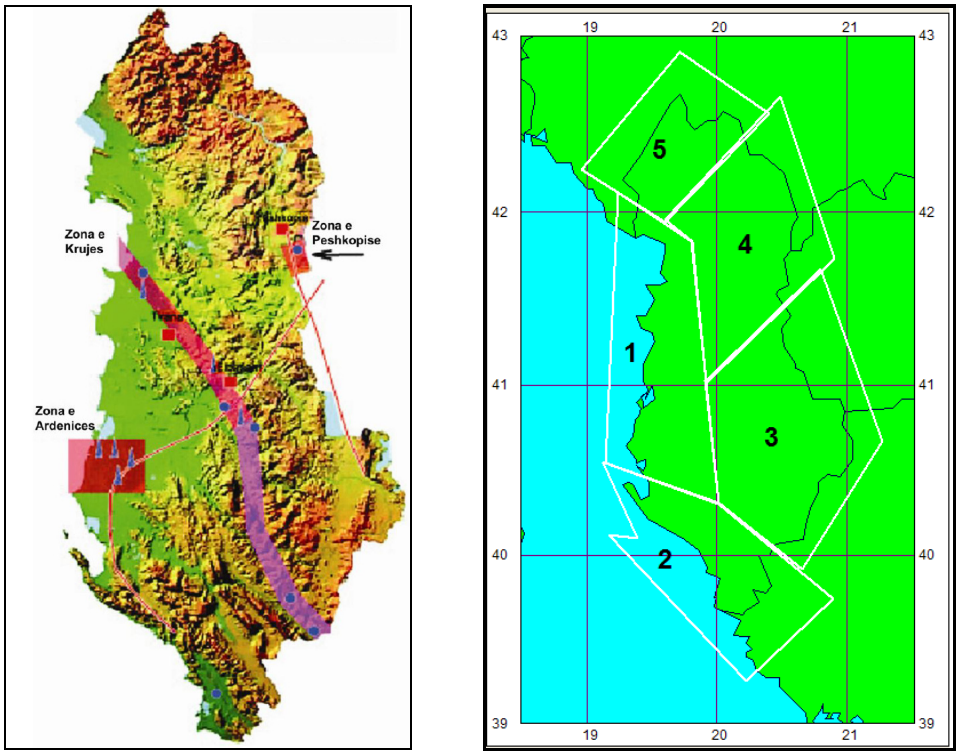


Fig.II.4 Tërthorja e thyerjes Vlorë –Lushnje –Elbasan –Dibër dhe klasifikimi Zonal 3. Harta e zonave sizmogjene, ku janë realizuar modelet e shpejtësisë së Kores së Tokës

Shpejtësitë e valëve sizmike që janë marrë pranë sipërfaqes së tokës në këtë zonë tregon se shpejtësia e valëve P është një vlerë afërsisht V_P=4.55km/s. Ndërsa valët S përhapen me 2.66km/s. Duke u futur në thellësi, nga 6km deri në 10km, gradienti i ndryshimit (rritjes) të shpejtësive është shumë i vogël pothuajse i papërfillshëm (Ormeni, 2010).

Në kufirin e thellësisë 10km, kemi kërcim të vlerave të shpejtësisë nga 5.87km/s në vlerën 6.04km/s. Shtresa midis 12km deri në 20km formon atë që quhet Korja e mesme. Në këtë shtresë shpejtësitë nuk e ndryshojnë vlerën prej 6.04km/s. Duke parë ndryshimin e shpejtësive në shtresat e tjera të thellësisë, vihet re përsëri ndryshimi me kërcim i shpejtësive. Kufiri i ndryshimit të këtyre shpejtësive përcakton dhe trashësinë e shtresës së Kores së poshtme të Tokës. Në intervalin 30 - 35km kemi përsëri ndryshim të shpejtësive me hop nga 6.34km/s në 6.72km/s. Në thellësitë 35km deri në 45km shpejtësia varion nga 6.72 në 7.01km/s në vlerën 6.8km/s, që është dhe shpejtësia e kores më të thellë. Në fundin e thellësisë 45km shfaqet Kufiri MOHO. Në thellësitë 45 – 50km shpejtësia e valëve P ndryshon nga 7.01 në 7.26km/s, ndërsa në nivelin 50-60km shpejtësia e valëve P ndryshon nga 7.26km/s në 7.8km/s. Në thellësitë 60-65km të Mantelit të sipërm Vp=8.13km/s, e cila ngelet në vlerë mesatare konstante deri në thellësinë 75km dhe Vs=4.79km/s. Në thellësinë 65km deri 80km kemi Vs =4.80km/s e cila mbetet konstante. Në thellësinë 75-80km kemi vlerën Vp=8.20km/s, ndërsa për thellësitë më të mëdha se 80km V_P ka vlerën prej 8.27km/s dhe Vs=4.83km/s (Ormeni 2010, 2011).

Të dhënat e vlerave të shpejtësive sizmike paraqiten në tabelën e grafikun e mëposhtëm.

Tabela.II.1 Vlerat e modeluara të shpejtësive me thellësinë (Ormeni.Rr. 2011)

Nr	SHTRESAT	H (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Vp/Vs	б
1	Korja sipërme	0	4.55	2.66	1.71	0.24
2		2	5	2.66	1.88	0.3
3		4	5.55	3.3	1.68	0.23
4		6	5.8	3.3	1.76	0.26
5		8	5.8	3.33	1.74	0.25
6		10	5.87	3.35	1.75	0.26
7	Korja mesme	12	6.04	3.38	1.79	0.27
8		16	6.04	3.38	1.79	0.27
9		20	6.04	3.57	1.69	0.23
10	Korja poshtme	25	6.24	3.62	1.72	0.25
11		30	6.34	3.74	1.69	0.23
12		35	6.72	3.83	1.75	0.26
13		40	6.9	3.85	1.79	0.27
14		45	7.01	4.15	1.69	0.23
Tranzicioni Moho		**7.30**				
15		50	7.26	4.3	1.69	0.23
16		55	7.62	4.46	1.71	0.24
17		60	7.81	4.47	1.75	0.26
18		65	8.13	4.79	1.7	0.23
19		70	8.13	4.8	1.69	0.23
20		75	8.13	4.8	1.69	0.23
21		80	8.2	4.8	1.71	0.24
22		85	8.27	4.83	1.71	0.24

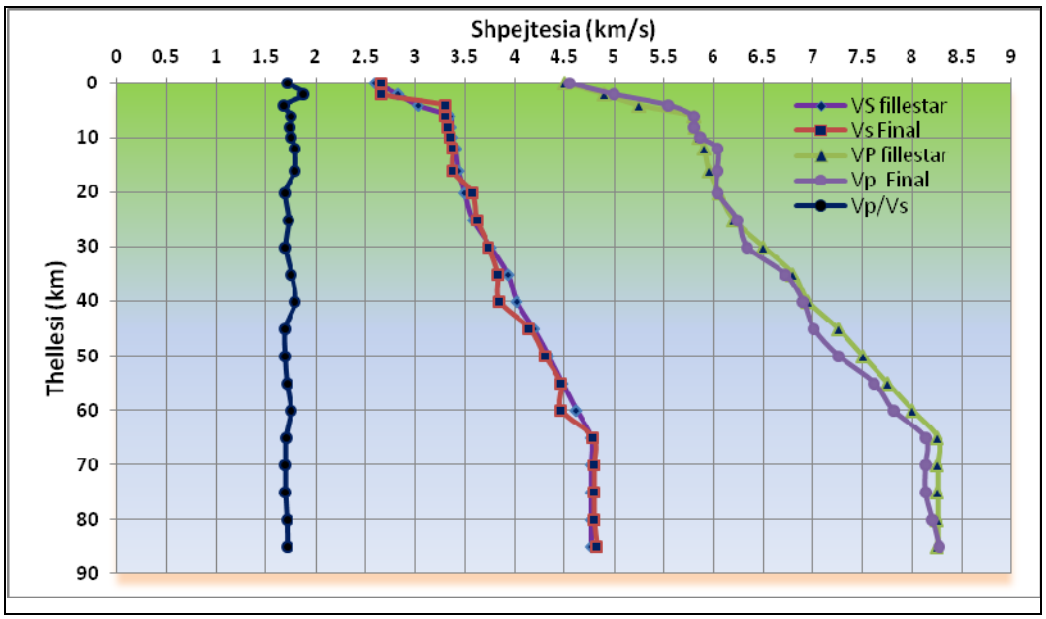


Fig.II.5. Grafiku i Vp, Vs dhe raporti Vp/Vs në lidhje me thellësinë. Zona Jug-Lindor (Ormeni2009)

Grafiku i paraqitur për raportin Vp/Vs tregon ndryshimin e tij nga vlera 1.71 në vlerën 1.88 (Ormeni 2009). Këto ndryshime reflektohen edhe në thellësi të ndryshme. Në thellësitë 0-2km tendencat e ndryshimit shkojnë në rritje me vlera më të mëdha se normalja 1.73. Ndryshimi i mësipërm shpjegohet me gradientin rritës të Vp dhe ndryshimit të vogël të Vs.

Vlerat e shpejtësive Vp rriten në thellësitë 4-6km të kores së sipërme duke dhënë ndryshimin e raportit Vp/Vs nga 1.68 në 1.76.

Në koren e mesme, tendenca e ndryshimit të Vp dhe Vs është e tillë që e çojnë këtë raport drejt zvogëlimit nga 1.79 në vlera më të vogla se normalja. Në koren e poshtme në thellësitë 35-40km, tendencat e ndryshimit të Vp dhe Vs shkojnë drejt rritjes për arsye të tendencës rritëse të shpejtësisë së valëve P. Karakteristike është që në kufirin Moho dhe në Mantelin e sipërm të zonës Juglindore ky raport është më i vogël së normalja, nga vlera 1.69 në 1.71 me vlerë mesatare 1.70 (Ormeni.Rr. 2007). Ndryshimi i vlerave të këtij raporti me thellësinë, në krahasim me vlerat normale, i dedikohen anomalive të shtresave e për pasojë edhe anomalive të shpejtësive të ulëta në thellësitë 65-75km të Mantelit të sipërm. Shtresat e shpejtësive të ulëta mund të jenë promotorët e tërmeteve të thella që lokalizohen në këtë zonë (Kocia.S; 1989. Ormeni, 2008., 2010).

Struktura e kores së Tokës në Zonën -3

Në bazë të të dhënave të marra për shpejtësitë e V_p valëve në sipërfaqe (V_p= 4.55km/s) dhe në thellësi 4km (V_p=5.55km/s) u përcaktuan shtresat për koren e sipërme.

Korja e sipërme 0 – 10km

Shpejtësitë e valëve sizmike në intervalin 2–4km rriten nga 5.00 në 5.55km/s, ndërsa në intervalin 4–10km, që përbën dhe shtresën e dytë, vlera e shpejtësisë ngelet pothuaj konstante, në vlerën 5.75km/s. Duke vlerësuar shpejtësitë dhe raportet e tyre në zonën jug-lindore shpejtësia mesatare në këtë zonë kap vlerën mesatare 5.5km/s.

Korja e mesme 10 – 20km.

Korja e mesme është përcaktuar midis thellësive 10-20km. Zona e tranzicionit varon nga thellësia 10-12km. Në zonën e tranzicionit shpejtësitë sizmike ndryshojnë nga 5.87-6.04km/s. Në Koren e mesme shpejtësitë e valëve sizmike pothuaj ngelen konstante në vlerën 6.04km/s.

Korja e poshtme 20 – 45km

Korja e poshtme është përcaktuar në thellësite 20-45km. Shpejtësia mesatare në këtë shtresë është 6.9km/s. Në kufirin MOHO të kësaj shtrese shpejtësia ndryshon me hop duke marrë vlerën

e 7.6km/s. Kjo anomali përfaqëson shtresat me shpejtësi të lartë (Ormeni, 2007; 2011). Vlerat e shpejtësive të valëve gjatësore rriten me një gradient pozitiv në thellësitë 30-40km.

II.2 Zonat me shpejtësi të ulët në Koren e Mantelin e Sipërm të tokës Shqiptare

Studimi i përhapjes së valëve sizmike në thellësi dhe në shtresa horizontale të Korës së Tokës Shqiptare evidenton një ndryshim të P-valëve e S-valëve si në thellësi ashtu dhe në shtresat horizontale.

Në bazë të të dhënave globale një interes të veçantë paraqesin shtresat në të cilat shpejtësia e valëve sizmike është e ulët. Identifikimi i këtyre shtresave në brendësi të Tokës japin një informacion me vlerë për studimin e fushave gjeotermale.

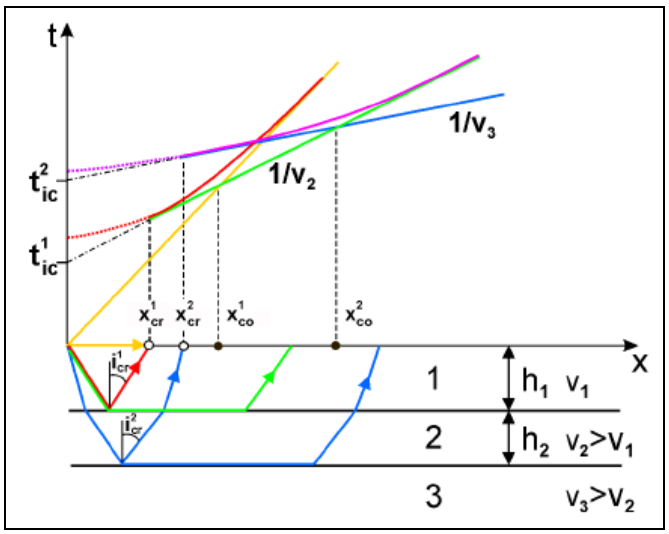


Fig.II.6 Modeli klasik i përhapjes së valëve sizmike me thellësinë

Shpejtësitë e valëve sizmike, në përgjithësi rriten me thellësinë, por në thellësitë e ndryshme vihen re shtresa ku shpejtësitë e valëve janë të ulëta (Ormeni, 2010). Paraqitjen grafike të shtresës me shpejtësi të ulët ndërmjet shtresave me shpejtësi të lartë, skematikisht e kemi paraqitur në Fig.II.7. Në shtresën e dytë kemi $V_2 < V_1$, ku rrezja arrin në kufirin ndarës, përthyhet me një kënd më të vogël se këndi i rënies $\theta_{2\text{-}3} < \theta_{1\text{-}3}$, si rrjedhim e përshkon këtë shtresë dhe përthyhet në kufirin ndarës ndërmjet shtresës se dytë dhe të tretë me shpejtësi $V_2<V_3$, duke lëvizur përgjatë këtij kufiri, siç tregohet në figurë (Lillie, R.J., 1999).

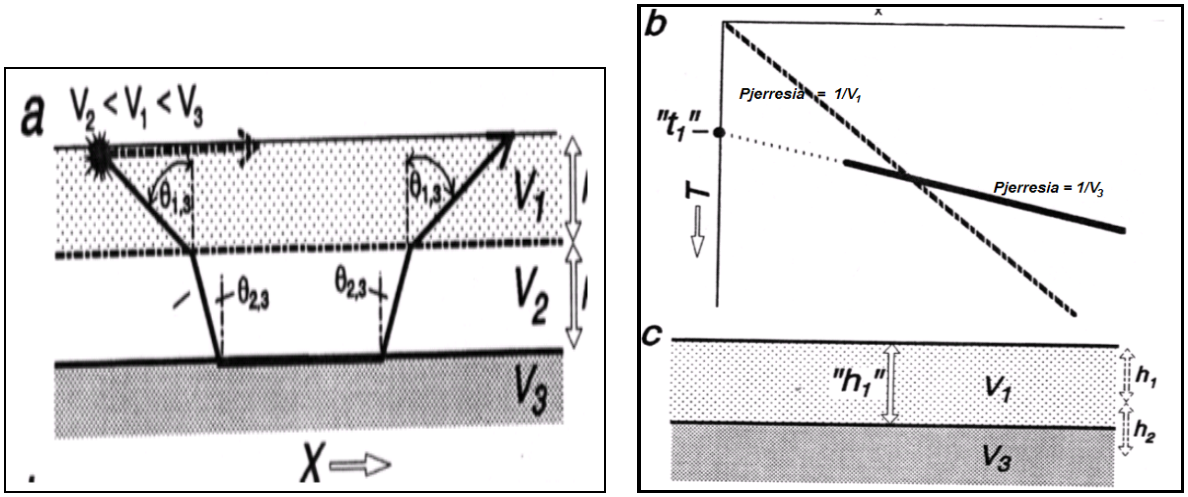


Fig.II.7 Përhapja e rrezeve të valëve në shtresën me shpejtësi të ulët. Paraqitja e modelit të Korës së Tokës që merret nga inversioni për zonën me shpejtësi të ulët (sipas R.J.Lillie,1999)

Rrezet që mbërrijnë në kufirin midis shtresës së parë dhe të dytë nuk arrijnë të rrëshqasin në këtë shtresë për shkak se shpejtësitë e shtresës së dytë janë më të vogla. Ndërsa rrezet që mbërrijnë në kufirin e dytë, shtresës së dytë e të tretë, përthyhen si në figurë për shkak se shpejtësitë e shtresës së tretë janë më të mëdha se ato të shtresës së dytë, $V_3 > V_2$.

Grafiku distancë-kohë i paraqitur në Fig.II.6, tregon se valë të përthyera kemi vetëm nga shtresa me shpejtësi V_3 dhe ato nuk përthyhen në shtresën me shpejtësi V_2 . Analiza e mësipërme na çon në përfundim të zhdukjes së shtresës së dytë, si rezultat, shtresa me shpejtësi V_3 vjen direkt pas shtresës me shpejtësi V_1. Si pasojë shtresa me shpejtësi V_3 do të jetë direkt pas asaj me shpejtësi V_1. Në këtë mënyrë shtresa me shpejtësi V_1 do të paraqesë një trashësi h_1 më të madhe se realja, meqenëse "humbet" shtresa me trashësi h_2. Ky lloj rasti quhet zakonisht edhe si "humbja e shtresës". Siç dihet zonat me shpejtësi të ultë, janë zonat që gjenerojnë zakonisht tërmetet (Koçiaj S 1986).

Modeli i përdorur nga (Ormeni Rr. 2007) jep rezultate të detajuara për shpejtësitë e valëve sizmike dhe të gradientit të tyre. Ky model ka përcaktuar shtresat me shpejtësi të ulët si zona sizmoaktive dhe gjeneruese të burimeve gjeotermale.

Në zonën 3, shtresa me shpejtësi të ulët në koren e Tokës, paraqitet në nivelin e thellësive 11-15km. Në këto thellësi shpejtësia e valëve P zvogëlohet nga vlera 5.82km/s, në vlerën 5.60km/s, me ndryshim ΔV=0.22km/s ose 3.8% (Tabela II.2, Fig.II.7).

Shtresa me shpejtësi të ultë në zonën Juglindore ka edhe në Mantelin më të sipërm, në thellësitë 65-75km, ku shpejtësia zvogëlohet nga vlera 8.03km/s në vlerën 7.79km/s, me një ndryshim të shpejtësisë që ka vlerën ΔV=0.24 km/s. Në këtë zonë, në hapësirën Elbasan–Përrenjas dhe Gramsh–Guri Kuq, shtresa me shpejtësi të ulët ndodhet në thellësitë 16 – 20km. Ndryshimi i shpejtësisë është ΔV=0.51km/s ose rreth 8.7% e vlerës së saj në këtë shtresë (Fig.II.7).(Ormeni 2008., 2010)

Tabela.II.2 Vlerat e shpejtësisë me thellësinë për zonën 3 (Ormeni 2010)

Nr	H Thellësia (km)	Vp Shpejtësia (km/s)
1	0.00 km	4.57 km/s
2	0.00 - 1.00 km	4.84 km/s
3	1.00 - 2.00 km	5.02 km/s
4	2.00 - 4.00 km	5.60 km/s
5	4.00 - 6.00 km	5.76 km/s
6	6.00 - 8.00 km	5.78 km/s
7	8.00 - 10.00 km	5.82 km/s
8	10.00 - 12.00 km	5.60 km/s
9	12.00 - 16.00 km	5.72 km/s
10	16.00 - 20.00 km	5.91 km/s
11	20.00 - 25.00 km	6.11 km/s
12	25.00 - 30.00 km	6.38 km/s
13	30.00 - 35.00 km	6.69 km/s
14	35.00. - 40.00 km	6.85 km/s
15	40.00 - 45.00 km	7.01 km/s
16	45.00 - 50.00 km	7.26 km/s
17	50.00 - 55.00 km	7.55 km/s
18	55.00 - 60.00 km	7.81 km/s
19	60.00. - 65.00 km	8.03 km/s
20	65.00. - 70.00 km	7.79 km/s
21	70.00 - 75.00 km	7.84 km/s
22	75.00 - 80.00 km	8.18 km/s
23	80.00 - 85.00 km	8.26 km/s

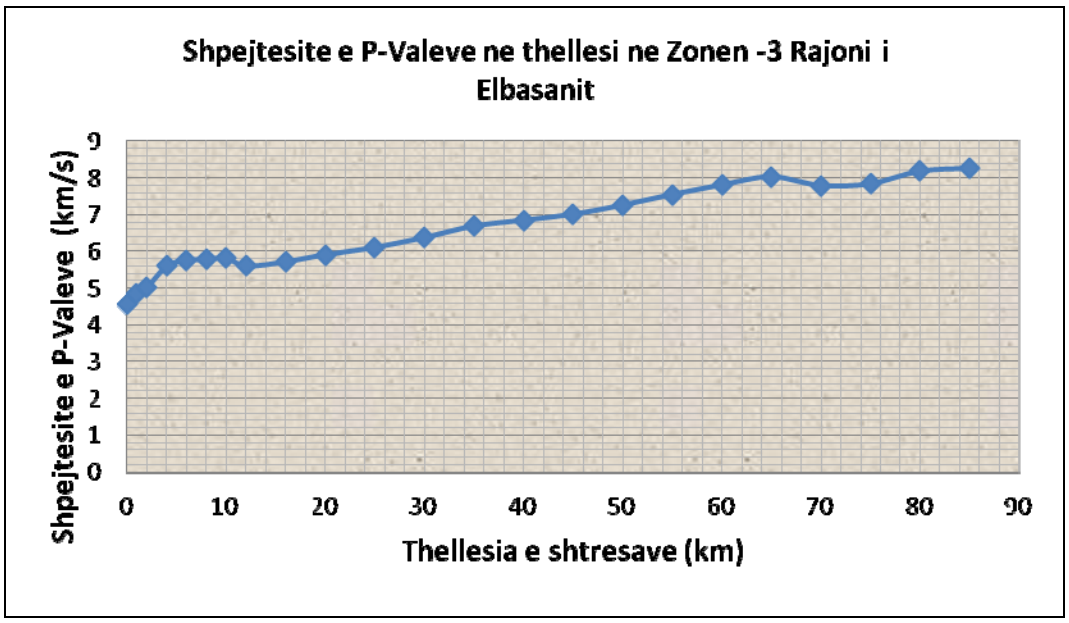


Fig.II.7 Grafiku i Vp në lidhje me thellësinë. Zona Jug-Lindor Rajoni i Elbasani

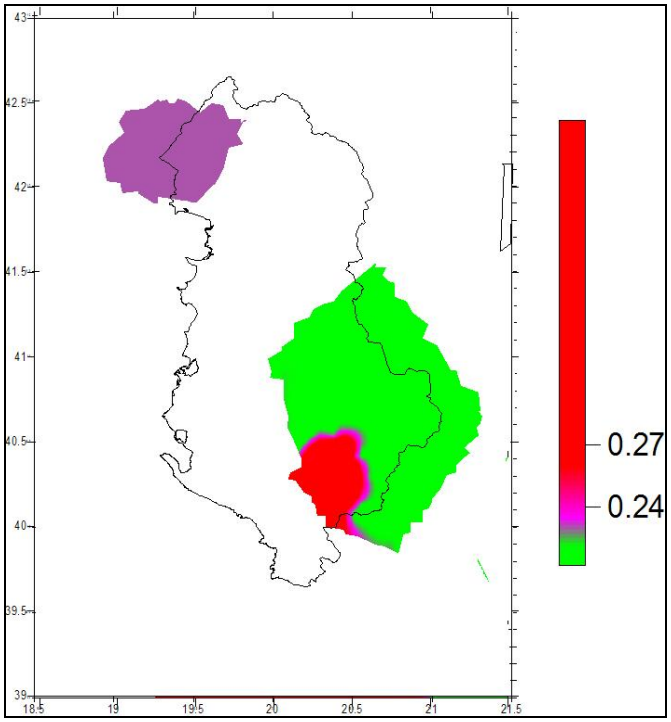


Fig.II.8 Harta e zonave me shpejtësi të ulët në koren e Tokës, në thellësi 11–15km (zona 3,5 Ormeni 2010).

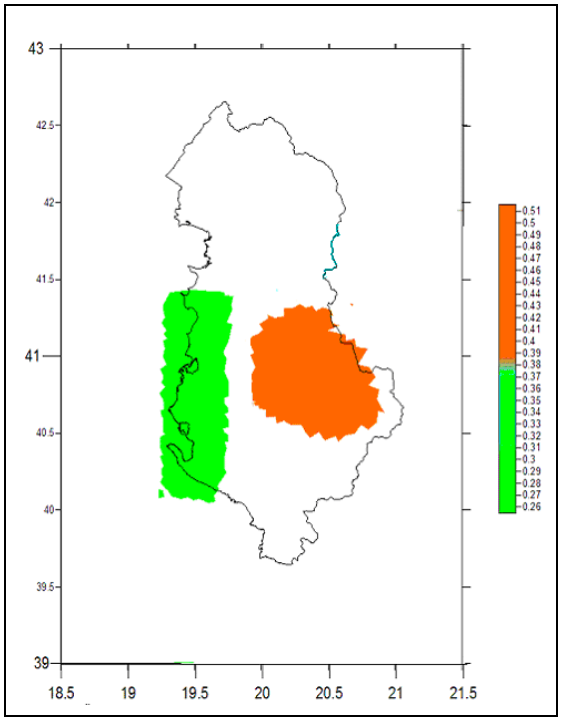


Fig.II.9 Harta e zonës me shpejtësi të ulët në Koren e Tokës, në thellësi 15– 20km (zona 1,3).

II.3 Thellësia e Kufirit MOHO në Shqipëri dhe më gjerë

Për përcaktimin e kufirit MOHO në Shqipëri janë shfrytëzuar të dhënat e regjistrimeve të para të valëve gjatësore, të cilat janë regjistruar në stacionet sizmologjik që ndodhen në një largësi më të madhe se 110km nga vatrat e tërmeteve. Në vitet 2002-2005 janë regjistruar e përpunuar të dhënat e mbi 1231 tërmeteve. Për përcaktimin e shpejtësive në drejtim të thellësisë së Kores së Tokës janë studiuar hyrjet e para, të cilat paraqesin valë të kreut të tipit Pn të përthyera në kufirin Kore-Mantel, ndërsa në pjesën e parë të hodrografit kemi të bëjmë me valë të drejtpërdrejta ose direkte të tipit Pg (Geiss, E., 1987, Constantinos. B, etj., 1997). Kufiri

MOHO rezulton të jetë në kufij e thellësi të ndryshme. Thellësitë më të cekëta të kufirit Moho janë gjetur në pjesën bregdetare të Shqipërisë, ndërsa trashësitë maksimale ndodhen në pjesën e Albanideve të brendshme. Nga studimet (Ormeni.Rr. 2007) ka një ndryshim lateral të fortë nga mbi 25km në pjesën bregdetare deri 55km në pjesën e Albanideve të brendshme.

II.3.1 Variacioni i Kufirit Moho

Trashësia e Kores së Tokës është mjaftë asimetrike (Fig.II.10). Kështu, korja hollohet menjëherë drejt Ballkanit të brendshëm (Kosovë, Maqedoni). Të gjitha të dhënat e mësipërme tregojnë se kufiri i poshtëm i kores së Tokës në vendin tonë është mjaft kompleks lidhur me natyrën e thellësisë së shtrirjes dhe karakteristikat e shpejtësive të saj (Ormeni Rr., 2010).

Studimi i hartës së kufirit Moho, jep disa karakteristika të Kores së Tokës..

- Korja më e trashë ndodhet nën vargun malor të Albanideve të brendshme
- Korja më e hollë ndodhet nën zonën Pranadriatike.
- Korja shumë e hollë rreth 25 -30km ndodhet në veri të zonës Adriatike me shtrirje liqenin e Shkodrës dhe në verilindje të tij.
- Trashësia e kores pëson ngritje gjatë kalimit nga korja pranadriatike në zonën malore të Kores jonike.
- Trashësia e kores pëson rritje graduale gjatë kalimit nga zona Adriatike në zonën e Albanideve të brendshme.
- Nga Albanidet e brendshme për në brendësi të Ballkanit në Maqedoni, trashësia e Kores së Tokës pëson një hollim pothuaj të menjëhershëm.
- Korja më e trashë, nën Albanidet, vijon më tej në jug me Helenidet dhe në veri me Dinaridet.

Karakteristika të tjera kryesore, që nxirren nga studimi i kufirit Moho, në koren e vendit tonë janë:

- Thellësia e Kores në vendin tonë ka vlerën më të vogël 25-30km dhe vlerën më të madhe 55km. Një ndryshim i tillë i karakteristikave të kufirit të poshtëm të kores tregon për një gradient të madhe të ndryshimit të saj.
- Në zonën verilindore të Shqipërisë midis zonës Korabi dhe Alpeve shqiptare, vihet re një ulje e kufirit Moho, e cila vazhdon edhe jashtë kufirit shtetëror, në ngritje graduale, në Kosovë.
- Kufiri Moho, më i thellë shkon paralel me reliefin më të lartë, që përkon, pak a shumë, sipas vargmaleve Gramoz-Mali i thatë-Korab-Shkëlzen-Dalmaci, por i spostuar më në perëndim.
- Në zonën jugore vihet re zgjatshmëria e nivelit të thellësisë 45km nga rajoni juglindor me shtrirje deri në rajonin jugperëndimor.

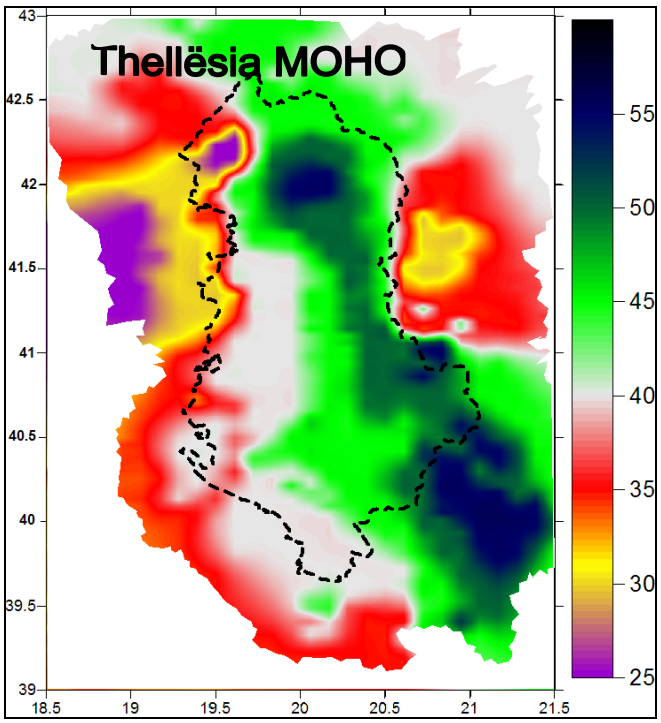


Fig.II.10 Variacioni i thellësisë Moho (Ormeni 2010)

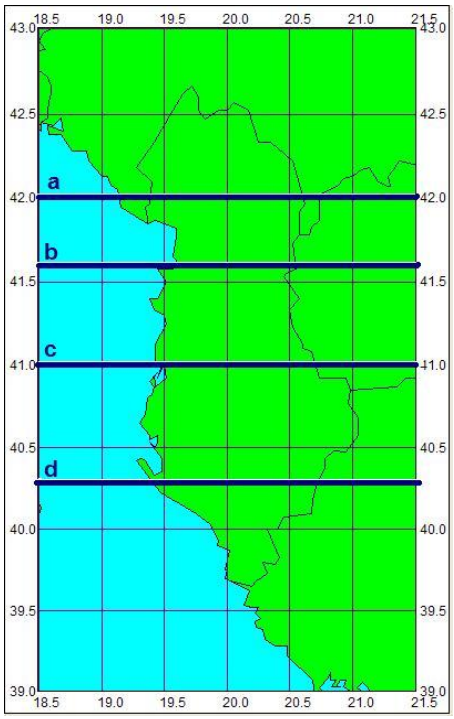


Fig.II.11 Harta treguese e profileve për studimin e Kufirit Muho në koren e tokës Shqiptare

Prerja sipas profilit C

Për përcaktimin e kufirit Moho janë ndërtuar disa profile. Profili c, që përfshin rajonin e Elbasanit, ka gjatësinë 205km. Përgjatë këtij profili vihet re rritja e thellësisë të kufirit Moho prej distancës 84km nga koordinata (41.00N, 18.50E), nga ku fillon prerja deri në distancën 270km, ku arrihet trashësia maksimale e Kores së Tokës të këtij profili. Rreth 5km nga fillimi i profilit, trashësia ka vlerën 25km dhe më tej, trashësia e kores ka vlerën 40km në një gjerësi 20km, deri në distancën 110km, gjatësia gjeografike 19.5E në zonën e Divjakës (Ormeni, 2010).

Në një gjerësi prej 57km, nga distanca 110 deri në distancën 167km, prej zonës së Divjakës në Dushk dhe deri në zonën Shalës-Gostim, trashësia e korës është 45km. Kufiri Moho, në një gjerësi prej 30km, pas Gostimës deri në Sterstan thellohet duke arritur në vlerat e 45km. Profili prej Sterstan-Zavalinë deri në Stravaj-Slatinë, në një segment prej rreth 35km, trashësia e kores merr vlerën 50km deri në gjatësinë gjeografike 20.50E. Kufiri më i thellë i kores, në vlerën rreth 55km, arrihet në një zonë të ngushtë nga Pojska dhe në vazhdim në liqenin e Ohrit, në një segment rreth 25km. Më tej, në Maqedoni, korja hollohet në thellësitë 45km dhe në vazhdim 40km (Ormeni, 2010).

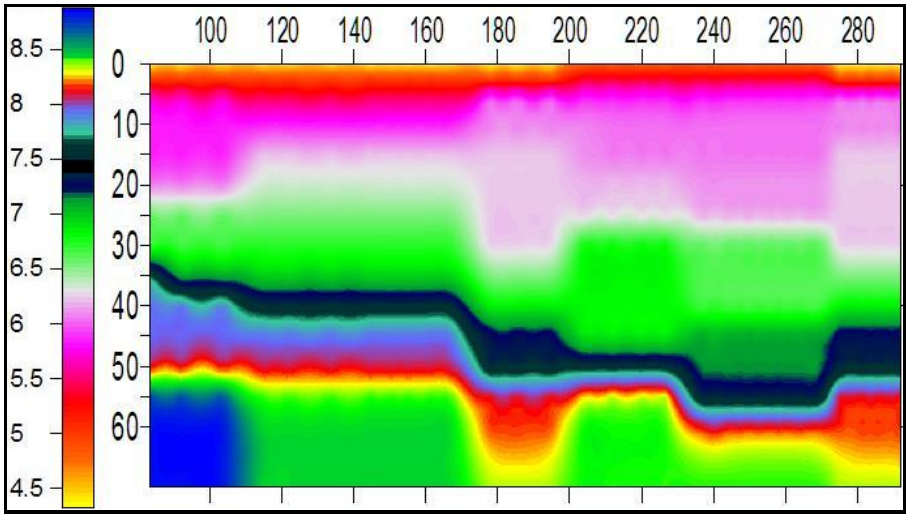


Fig.II.12 Prerje 2-D e shpejtësive. Profili c (Ormeni, 2010).

KAPITULLI III

METODOLOGJIA DHE BAZA E TË DHËNAVE

III. 1 Përshkrimi Metodologjisë

Baza e të dhënave të përdorura në studim është e gjerë. Themelore janë informacionet e marra nga struktura gjeologjike e zonës, hartat e publikuara nga institucione të rëndësishme kërkimore, si Informacion gjeofizik, Interpretimi strukturave gjeologjike, Sondazhet e profilet sizmike të ndërmarra kryesisht në kërkimet e eksplorimet për naftë e gaz në këtë zonë. Një profil i veçantë sizmik është ai i zonës ku dalin burimet e Llixhave e të pusit Kozan -8. Në këtë zonë janë shpuar dhe shumë puse të tjera, si Kozan2-4-6, Galigatit, Paper e Elbasan -11. Nga informacioni hidrogjeologjik i siguruar, zona gjeotermale është e kufizuar në një sipërfaqe të konsiderueshme e në thellësi. Në bazë të informacioneve sizmike të këtyre të dhënave është ndërtuar struktura e baseneve të ujërave termominerale të zonës e, kryesisht të burimeve të Hidrajt Llixhave e Kozanit-8.

Metodika e përdorur në këtë tezë doktorature është ajo tradicionale. Studimin e kemi arrirë duke kaluar nëpër disa etapa, të cilat në kohë kanë qenë të gërshetuar duke punuar paralelisht. Pjesa më e madhe e të dhënave u sigurua nga punimet gjeofizike si dhe nga punimet në fushën e burimeve gjeotermale, nga terreni i cili na jepte mundësinë për të vrojtuar, vizatuar e fotografuar gjithçka që na intereson e manifestohet në këtë rajon. U shfrytëzua, hulumtua i gjithë fondi, i cili na ka dhënë një informacion të bollshëm, të realizuar me vite, u përpunuan të gjitha informacionet gjatë të cilit u sollën në të njëjtën gjuhë e linjë të qëllimit të këtij studimi.

Janë shfrytëzuar raportet e nxjerra për të gjithë puset e shpuara në këtë rajon, nga fondi i Gjeofizikës e Gjeologjisë, Hidrogjeologjisë në institutin e naftës në Fier. Është shfrytëzuar gjithë literatura botërore, artikuj shkencorë, buletine, teza doktorature rreth gjeodinamikës, gjeologjisë, hidrogjeologjisë dhe kimisë së Tokës, në përgjithësi dhe në veçanti për Rajonin Tervoll–Elbasan-Tiranë-Ishëm. Për rajonin e Elbasanit, ekziston një literaturë tepër e bollshme, regjionale dhe specifike për probleme konkrete. Në një numër të konsiderueshëm studimesh, si rilevuese, tematike, regjionale, kërkuese, gjeokimike, hidrogjeologjike gjenden informacione të ndryshme që i shërbejnë qëllimit të studimit tonë.

Informacionin e hulumtuar e kemi grupuar:

Në atë sizmik, ku janë marrë e shfrytëzuar të gjitha tërmetet që kanë ndodhur në këtë rajon, si dhe profilet sizmike që disponojmë për këtë zonë.

Në atë gjeologjik sipërfaqësor, të shprehur nëpërmjet hartave gjeologjike, planvendosjes së daljeve të burimeve, skicimeve të ndryshme, fotografive etj.

Në atë të ndërtimit gjeotektonik dhe strukturor, të konceptuar dhe shprehur nëpërmjet informacionit të ardhur nga thellësia, siç janë profilet sizmike, puset e thellë të shpuar për naftë e gaz, të shprehur këto në prerje gjeologjike, prerje gjeosizmike, harta strukturore, kolona pusesh.

Në atë analitik, ku përfshihen analizat kimike, vetitë fizike, përshkrimi sipërfaqësor i daljes së burimeve ujore minerale e termominerale, të shprehura këto në tabela të ndryshme si dhe analizat kimike, vetitë fizike dhe kimike të ujërave minerale dhe termominerale të kapura nëpërmjet puseve të shpuar për naftë e gaz dhe të shprehura në kolonat e puseve, ku jepet i koncentruar i gjithë informacioni që ka të bëjë me problemin e ujërave.

Janë marrë disa ekspedita në rajonin e Elbasanit dhe të disa fushave të tjera gjeotermale si në Peshkopi Langaricë. Jemi përqendruar në vrojtimin në terren të daljeve të ujërave minerale dhe

termominerale, të lidhjes së tyre me formacionet gjeologjike, litologjike, kontaktet tektonike, kontaktet transgresive, elementet strukturore, vazhdimësinë hapësinore të tyre dhe lidhjen me njëri tjetrin, në kuptimin e rajonizimit e grupimit gjeotektonik në shërbim të rajonizimit dhe vlerësimit të baseneve të ujërave minerale dhe termominerale. Gjatë vrojtimit në terren janë konstatuar fakte shumë interesante, të cilat na kanë ndihmuar për të arritur një konceptim sa më shkencor të drenimit të këtyre ujërave në sipërfaqe dhe të lidhjes së tyre me modelin gjeotektonik të thellësisë.

Gjatë mbledhjes së të dhënave te shumta, të ndërlidhura me fushën në studim, na ka vështirësuar e ndërlikuar përcaktimin e materialit në këtë tezë doktorature. Në këtë tezë kemi qenë të detyruar të përdorim vetëm të dhënat e publikuara, në pamundësi të kryerjes së shpimeve në thellësi, si dhe punime në studime të mëparshme, si në Llixha Elbasan, të cilat janë marrë në konsideratë në përgjithësimin dhe modelimin përfundimtar gjeofizik të baseneve të ujërave minerale dhe termominerale të përfshirë në rajonin e studimit. Dua të theksoj se deri më sot asnjë kompani private nuk ka marrë përsipër për të bërë shpime për interesa private në këtë rajon.

Nisur nga kjo situatë kemi qenë të detyruar të shfrytëzojmë deri në detaje, sa ka qenë e mundur, materialet e nxjerra nga hidrogjeologjia, gjeologjia dhe tektonika e realizuar nga shpimet e puseve në gjysmën e dytë të shekullin e kaluar.

Është shfrytëzuar Stratigrafia, litollogjia për puset kryesore në këtë rajon.

U shfrytëzuan të dhënat e marra për formacionet shkëmbore në thellësi për Pusin Kozan-8, Paper, Galigat, Holtë, Grekan. Theksojmë se rajoni për të cilin bëjmë fjalë ka një informacion të bollshëm, si rezultat i një aktiviteti gjeologjik shumë intesiv të kryer në vite për qëllime të ndryshme. Është përcaktuar rezervuari karbonatik, thellësia e trashësia e shtresës. Thellësia e ujit termal (rezervuari thellësi) dhe zona e prodhimit janë vërejtur. Përveç kësaj, janë matur temperaturat në sipërfaqe dhe janë llogaritur vlerat e temperaturës se rezervuarit gjeotermal, përbërja kimike e ujërave gjeotermale është gjykuar për origjinën e komponimeve kimike të tyre.

Realizimin me sukses të këtij studimi e kemi mbështetur në vrojtimet tona sipërfaqësore, të cilat na kanë ndihmuar për të vrojtuar jo vetëm pozicionin gjeologjik të drenimit të burimeve, por dhe në konceptimin sa me drejt të modelit gjeotektonik të baseneve ujore.

Një ndihmë të jashtëzakonshme për modelimin gjeotektonik na ka dhënë dhe informacioni i ardhur nga thellësia nëpërmjet profileve sizmike dhe puseve të thellë të shpuar për naftë e gaz. Nëpërmjet profileve sizmike, kohës së ardhjes së valëve sizmike janë përcaktuar thyerjet, anomalitë sizmike të shtresave, duke realizuar kështu modelimin gjeotektonik deri në thellësira të konsiderueshme të baseneve të ujërave minerale dhe termominerale.

Raporti i studimit është i organizuar në dy pjesë:

Pjesa shkrimore, d.m.th. teksti, në përputhje me kapitujt përbërës.

Pjesa ilustruese, e cila përmban harta, figura, profile gjeologjike, prerje sizmike të interpretuara dhe të shoqëruara me lëvizjen e ujërave në thellësi, modele gjeologjike dhe hidrogjeologjike, harta strukturore të baseneve ujore, skica të ndryshme, fotografi të shumta, kolona të puseve të thellë të shpuar për naftë e gaz me të gjithë rezultatet hidrogjeologjike të marra prej tyre, tabela grafikë të ndërtuara me rezultatet e arritura.

Në këtë tezë, krahas përfundimeve dhe konkluzioneve të arritura, jepen dhe problematika që kanë të bëjnë me qëllimin për tu thelluar e studiuar me tej në këto fusha, për të arritur në një konceptim sa më të plotë në shkallë vendi për burimet sipërfaqësore dhe pikave të nxehta të thellësisë, duke përdorur dhe kombinuar informacionin shkencor dhe një staf të kualifikuar shkencor të vendit.

III.2 Përcaktimi i parametrave gjeotermale

Karakteristika gjeologjike, litologjike, aktivitet tektonik, thyerjet dhe marrëdhëniet e tyre me energjine gjeotermale janë përdorur në këtë studim.

Litollogjia e një shkëmbi, karakteristikat e tij fizike, përshkrimi i mostrave të marra na kanë ndihmuar në përcaktimin e parametrave kryesore të burimeve gjeotermale. Aktivitetet tektonike, dinamika e pllakave litosferike, si proces i forcave globale natyrore, ka shkaktuar komunikimin dhe daljen e ujërave në sipërfaqe, si dhe siguron qarkullimin e ujit në një sistem gjeotermal. Karakteristika hidrologjike të një rezervuari gjeotermal, zona e prodhimit dhe manifestimi i tyre në sipërfaqe janë analizuar në këtë temë. Rezervuari gjeotermal përfshin ujë të nxehtë nën presion, apo akumulim të avullit, të cilët në varësi të kushteve mund dalin në sipërfaqe. Rezervuari ose Aquiferi, në përgjithësi, është i përbërë nga uji i nxehtë e shkëmbi me porozitet e përshkrueshmëri të lartë. Tavani dhe dyshemeja e shtresave ujëmbajtëse përbëhet nga material i padepërtueshëm. Struktura gjeologjike bën të mundur ose shfaqjen e ujërave gjeotermale në sipërfaqe, ose mbylljen e tyre në thellësi, duke siguruar rezerva gjeotermale të pazbuluara. Në rastin kur këto burime dalin në sipërfaqe, na ndihmojnë që të përcaktojmë disa parametra kryesore si temperatura, presioni, prurja, përbërja kimike etj., karakteristikat hidrogjeokimike që lidhen me kiminë e ujit, komponimet kimike të tyre, sasinë, llojin e ujit gjeotermal, origjinën e ujit, temperaturën e tyre në thellësi japin një informacion të vlefshëm për të gjykuar për përdorimin e tyre praktik.

Kimia e Tokës përfshin studimin e përbërjes kimike të Tokës, proceset kimike, reagimet që rregullojnë përbërjen e shkëmbinjve dhe ujit që ndodhet në to. Kimia e Tokës është përdorur për të vlerësuar origjinën dhe llojin e ujit, për të vlerësuar temperatura nëntokësore. Komponimet kimike janë mineralet që gjenden në ujin gjeotermal. Komponentët kryesore kimike në ujin gjeotermale janë silicë (SiO_2), sodium (NA), kalium (K), kalcium (Ca), magnez (Mg), karbonat (CO2 total), sulfur hidrogjeni (H_2S), sulfat (SO_4), chloride (Cl) dhe fluori (F) (Gunnlaugsson, 2008). Përbërja e ujit në shumë fusha gjeotermale në mbarë botën duket se drejtohen nga afër nga ekuilibri kimik i pothuaj të gjithë mineraleve përveç Cl dhe B (Giggenbach,1980; MICHARD, 1991). Ndryshim hidrotermik është një ndryshim në mineralogji, si rezultat i ndërveprimit të shkëmbit me lëngjet me ujë të nxehtë, të quajtur "lëngjet hidrotermale" (Lagat, 2010). Temperatura, përshkueshmëria, presioni i lëngut, përbërja kimike e tyre na ndihmon të përcaktojmë përbërjen fillestare, kohëzgjatjen e burimit hidrotermal. Origjina e ujit, është fillimi i burimit të ujit në rezervuarin gjeotermal. Origjina mund të jetë përgjithësisht meteorike dhe magmatike, vetiu ose oqeanike. Pra informacioni gjeologjik, gjeokimik dhe hidrogeologjik rreth fushave gjeotermale është marrë nga shpimet e kryera në këtë zonë. Me fjalë të tjera, të dhënat e marra nga këto shpime na ndihmojë për të përcaktuar sasinë e prodhimit, thellësinë e shpimit, trashësinë e formacioneve gjeologjike, trashësinë e shtresave ujëmbajtëse, llojin e rezervuarit, temperaturën e lëngut gjeotermal, presionin, përbërjen kimike etj.

III.3 Burimi i të dhënave. Literatura e përdorur

Burimi i të dhënave kanë qenë investigimet, eksplorimet, hulumtimet, studimet e raportet shkencore të bëra nga institucionet qeveritare si; Instituti Gjeologjik i Naftës Fier, Ndërmarrja Gjeofizike komplekse Fier, Ndërmarrja Hidrogjeologjike e Gjeofizike Tiranë, akademikë e universitarë si: studime direkte për ujëra gjeotermale të kryera nga (Agustinski V.L. 1957; Avxhiu R. 1997; Frasheri. A; Kodhelaj 2010; Ormeni Rr. 2010; Naco. P, Vincani, F.Diamanti; 2011.). Pra, shumica e fushës gjeotermale është hulumtuar nga këto institucione. Literatura e tyre është përdorur shpesh në këtë studim. Përveç kësaj, janë shfrytëzuar hulumtimet e bëra nga individë që kanë hartuar projekte apo teza doktorature në fusha të afërta me studimin që po paraqesim. Një tjetër burim i përfshirë në këtë studim janë edhe disa ekspedita të kryera në terren për këtë qëllim nga autori i këtij studimi. Studime kërkimore nga kompani private pothuaj nuk ka pasur për këtë rajon. Ndërsa autori e ka patur të pamundur të marrë të dhëna të reja, përveç atyre ekzistuese, për shkak të kostove shumë të larta që kërkojnë punimet në këtë fushë. Megjithatë siç del nga ky vështrim i shkurtër, fondi në dispozicion është tepër i pasur për të nxjerrë konkluzionet e duhura që janë qëllim edhe i këtij studimi.

III.4 Studimi i fushave Gjeotermale

Në këtë studim, fushat gjeotermale janë të vendosura në segmentin Kozan-Elbasan-Llixha-Tregan-Galigat-Holtë që është një segment i rajonin Elbasan-Tiranë-Ishëm, ai përmban numrin më të madh të burimeve gjeotermale në Shqipëri. Përgjatë këtij segmenti janë shpuar shumë puse për naftë e gaz, të cilët sjellin informacionet e duhura në studimin që po paraqesim.

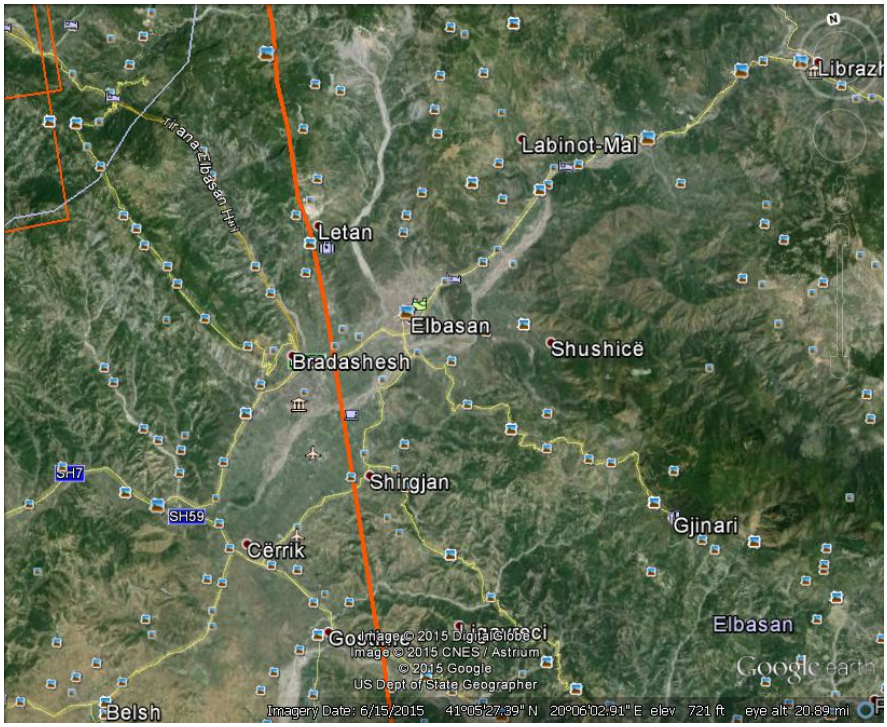


Fig. III.1. Fushat gjeotermale vendosura në segmentin Kozan-8 Llixhat Elbasan

Të gjitha fushat e tjera ndodhen më në juglindje të këtij segmenti, ku shfaqen burime të tjera gjeotermale por temperaturat e tyre në përgjithësi janë më të ulta. Temperaturat e tyre arrijnë rreth35^{o}C.

KAPITULLI IV

NXEHTËSIA E TOKËS

IV. 1 Ligji i Furierit dhe ligji i parë i termodinamikës

Për përcaktimin e sasisë së nxehtësisë që rrjedh nga toka është përdorur ligji i Furierit i cili përcaktoi teorinë matematikore të përcjellshmërisë së nxehtësisë. Ilustrimi i rrjedhjes së nxehtësisë jepet në figurën e mëposhtme, me supozimin që fluksi i nxehtësisë rrjedh pingul me sipërfaqen e një pllake ku skajet e saj merren si adiabatike.

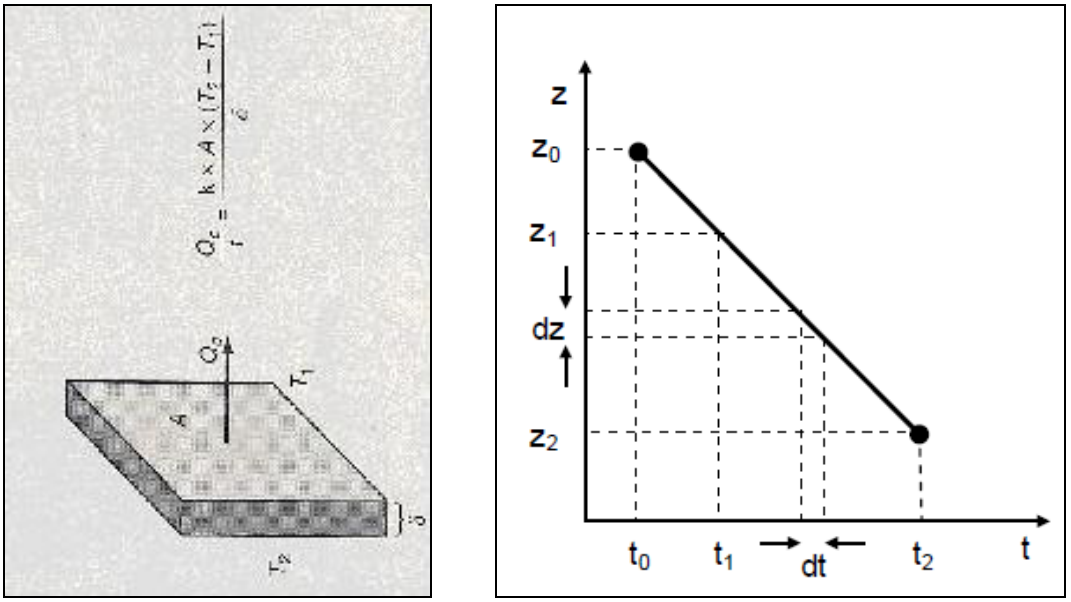


Fig.IV.1 Kahu i rrjedhjes së nxehtësisë dhe i rritjes së temperaturës me thellësinë e shtresës

Figurat tregojnë drejtimin e rrjedhjes së nxehtësisë, e cila është përcaktuar sipas oz. Meqenëse nxehtësia duhet të rrjedhë nga një temperaturë e lartë T_2, temperatura e shtresave të tokës në thellësi, në një temperaturë më të ulët T_1, temperatura në sipërfaqen e tokës, ku $(T_1-T_2)=\Delta T$ është forca lëvizëse që krijon rrjedhjen e Q. Njësia që do të përdoret për normën e transferimit të nxehtësisë është W ose Btu/hr. Në përputhje me Ligjin e Dytë të Termodinamikës, ΔT është një rënie temperature. Rezistenca termike R midis pikave 1 dhe 2 kundërshton rrjedhjen e nxehtësisë.

Treshja e madhësive fizike, Q, ΔT, dhe R ka analogji të plotë me treshen e madhësive elektrike I, ΔV, dhe R, ku treshja e fundit përkatësisht përfaqëson rrymën elektrike, diferencën e potencialit dhe rezistencën elektrike. Lidhje matematikore midis madhësive elektrike është ligji i njohur i Omit:

$$I = \frac{\Delta V}{R} \qquad (4.1)$$

E njëjta lidhje matematikore është e zbatueshme për të tre madhësitë termike, në mënyrë që:

$$Q = \frac{\Delta T}{R} \qquad (4.2)$$

Ky ekuacion është quajtur zakonisht *ligji termik i Omit*.

Rezistenca termike e flukseve të thjeshta të nxehtësisë mund të konkludohet nga arsyetime fizike, duke marrë parasysh rrjedhjen e nxehtësisë në drejtimin x që është ilustruar në figurë. Kur nxehtësia rrjedh në një drejtim të vetëm të koordinuar, ajo quhet *rrjedhje një-dimensionale e nxehtësisë*. Aftësia e transferimit të nxehtësisë me anë të përcjellshmërisë është e lidhur me përcjellshmërinë termike k. Sa më e madhe të jetë sasia e nxehtësisë Q, aq më e ulët është rezistenca termike (Rw1/k). Rezistenca termike është në përpjesëtim dhe me trashësinë e shtresës L.

Ky arsyetim tregon që Rë1/A.

Përfundimisht shkruajmë barazimin:

$$R = \frac{t}{kA} \qquad (4.3)$$

Zëvendësimi i ekuacionit (3.3) në ekuacionin (3.2) jep:

$$Q = kA\frac{\Delta T}{t} \qquad (4.4)$$

ku ΔT është *rënia e temperaturës*. Është e përshtatshme për hapat e ardhshëm të analizës që të zëvendësohet me Δx, kështu që ekuacioni (3.4) merr formën:

$$Q = kA\frac{\Delta T}{\Delta X} \qquad (4.5)$$

duke marrë trashësinë e disa shtresave me dx, ndryshimin e temperaturës brenda tyre me ΔT→dT.

Me këto ndryshime, ligj i Furierit është shndërruar nga ekuacioni (3.5) në formën:

$$Q = -kA\frac{dT}{dx} \qquad (4.6)$$

Shenja minus në ekuacion shpjegon vlerën pozitive të sasisë së nxehtësisë Q, sepse madhësia $\frac{dT}{dx} < 0$. Është gjithashtu e qartë se nxehtësia rrjedh në drejtimin pozitiv të ox. Ndërkohë që shkalla e transferimit të nxehtësisë Q është një madhësi shumë e rëndësishme fizike, është një madhësi tjetër e ngjashme, e quajtur *fluksi i nxehtësisë* q, që ka rëndësi të barabartë praktike. Fluksi i nxehtësisë është i barabartë me sasinë e nxehtësisë që kalon në njësinë e sipërfaqes. Fluksi i nxehtësisë jepet:

$$q_x = -k\frac{dT}{dx} \qquad (4.7)$$

Në të njëjtën mënyrë, edhe flukset e nxehtësisë në drejtimet y dhe z janë:

$$q_y = -k\frac{dT}{dy} \qquad (4.8)$$

$$q_z = -k\frac{dT}{dz} \qquad (4.9)$$

ku indekset janë shtuar për të treguar drejtimin në të cilin nxehtësia është duke rrjedhur. Në rastin kur temperatura është një funksion i të tri koordinatave, x, y, dhe z matematikisht është më e duhur që të zëvendësosh derivatet e zakonshme që shfaqen në ekuacionet (3.7-9) me derivate të pjesshme, kështu që:

$$q_x = -k\frac{\partial T}{\partial x}; q_y = -k\frac{\partial T}{\partial y}; q_z = -k\frac{\partial T}{\partial z} \qquad (4.10)$$

IV.2 Ruajtja e Energjisë: Ligji i parë i termodinamikës

Ekuacionet konstitutive të diskutuara në paragrafin më sipër janë vetëm një përbërës në fizikën e përçueshmërisë termike të nxehtësisë. Të gjitha proceset e transferimit të nxehtësisë duhet t'i binden ligjit themelor të natyrës që është e pasqyruar në Ligjin e Parë të Termodinamikës. Për një masë të caktuar e cila është e palëvizshme (nuk ka energji kinetike dhe nuk ka ndryshime në energjinë potenciale), Ligji i parë i termodinamikës është:

$$\Delta U = U_2 - U_1 = Q_{1\to 2} - W_{1\to 2} \qquad (4.11)$$

IV.3 Burimet e nxehtësisë së Tokës

Në Tokë ndikojnë dy burime nxehtësie: i jashtëm dhe i brendshëm.

Burimi i jashtëm i nxehtësisë është Dielli, i cili e ngroh Tokën me anë të rrezeve të tij. Energjia rrezatues nga Dielli, në bashkëpunim me energjia gravitacionale, përcakton pothuajse të gjitha proceset natyrale që ndodhin në ose mbi sipërfaqen e Tokës. Dielli i nxehtë lëshon rrezatimin e tij në një gamë të gjerë gjatësi vale. Vetëm një pjesë e vogël e sasisë së rrezatimeve të tij hyn në atmosferë, ku edhe këtu reflektohet nga retë. Një pjesë shumë e vogël arrin në sipërfaqe, ku një pjese e këtij rrezatimi përsëri pasqyrohet, veçanërisht nga uji, sipërfaqet që mbulojnë tri të katërtat e globit e nga sipërfaqja e Tokës. Pjesa e mbetur arrin të depërtojë disa dhjetëra centimetra në sipërfaqen e saj gjatë ciklit ditor e disa dhjetëra metra gjatë ciklit vjetor. Si përfundim ndikimi i energjisë diellore në sipërfaqen e Tokës është i papërfillshëm. Fusha gjeomagnetike, lëvizja globale e pllakave tektonike mundësohen nga nxehtësia e brendshme e Tokës. Toka është vazhdimisht duke humbur energjinë e brendshme të saj. Edhe pse në sasi të vogla në krahasim me energjinë diellore, humbja e energjisë së brendshme është shumë herë më e madhe se energjia e humbur për shkak të rrotullimit të saj, humbjeve të fërkimit baticor apo të energjisë së lëshuar nga tërmetet. Energjia elastike e lëshuar në një tërmet mund të vlerësohet me besueshmëri.

IV.4 Burimet e brendshme të nxehtësisë

Brendësia e tokës merr nxehtësi nga katër burime kryesore: *nxehtësia radiogjenike* nga shpërbërja e izotopeve radioaktiv të paqëndrueshëm; *nxehtësia origjinale*, që është përmbajtja e nxehtësisë që kishte Toka "foshnjë" menjëherë pas formimit; *energjia potenciale* e çliruar si nxehtësi gjatë krijimit të kores së re, pasurimi i metaleve të rënda në mantelin e Tokës ose formimi i bërthamës prej hekuri të Tokës; *nxehtësia e fërkimit* nga energjia elastike e çliruar në tërmete.

IV.4.1 Nxehtësia radiogjenike

Kur izotopet radioaktivë shpërbëhen, ato emetojnë grimca energjetike (grimcat α- dhe β-, neutronet dhe antineutronet pa masë apo ngarkesë) dhe rrezet γ. Materia është pothuajse e padukshme ndaj neutroneve dhe antineutroneve dhe pjesa më e madhe e energjisë që mbartin ato transmetohet në hapësirë. Përkundrazi, grimcat α- dhe β- (bërthama e heliumit dhe elektronet) bashkëveprojnë me shkëmbin pranë, i cili thith energjinë e tyre kinetike e si rrjedhim prodhon energji. Për të qenë një burim i mirëfilltë nxehtësie për Tokën, një izotop radioaktiv duhet të jetë në sasi të mjaftueshme, të ketë një gjysëm-jete krahasuar me moshën e Tokës dhe pjesa më e madhe e energjisë së tij të shpërbashkimit duhet të shndërrohet në nxehtësi. Kryesisht izotopet e Uraniumit, Toriumit dhe Kaliumit i plotësojnë këto kushte: ^{238}U dhe ^{235}U (Uraniumi në natyrë: 99.28% ^{238}U + 0.71% ^{235}U + 0.01 ^{234}U), ^{232}Th, dhe ^{40}K (kaliumi në natyrë: 0.01167% ^{40}K). Përqendrimi i ulët i izotopit ^{40}K kompensohet me bollëkun e kaliumit në shkëmbinj. Prandaj prodhimi i nxehtësisë i izotopit ^{40}K nuk është i papërfillshëm. Raportet e përqendrimeve fillestare të Uraniumit, Toriumit dhe Kaliumit në pjesën më të madhe të Tokës "foshnjë" besohet të jenë: $c_K/c_U=1.1\times10^4$-1.3×10^4; c_{Th}/c_U= 3.7-4.0; $c_K/c_U = 1.1\times10^4$. Nga krahasimi, raporti kalium-uranimun në kondrite, që besohet të jetë mbetje e universit të hershëm, është $C_K/C_U=7\times10^4$ (Van.C;1995). Prodhimi i nxehtësisë nga një sasi e madhe formacioni shkëmbor mund të përcaktohet nga përqendrimi i uraniumit, toriumit dhe kaliumit në të. Vlera aktuale e prodhimit të nxehtësisë së Tokës, e caktuar nga përqendrimet e llogaritura të izotopeve radiogjenik ^{238}U, ^{235}U, ^{232}Th dhe ^{40}K është afërsisht e barabartë me W_{av} =2.75×10^{13}w. Në të shkuarën gjeologjike, kur më pak izotope radioaktive ishin shpërbërë, prodhimi i nxehtësisë ishte shumë më i lartë.

Totali i prodhimit të nxehtësisë i grumbulluar në një periudhë prej më shumë se 4.6×10^9 vite mund të njehsohet nga vlera aktuale te gjysmë-jetës të uraniumit, toriumit, dhe kaliumit ajo arrin deri në $8{,}9\times10^{30}$ J (Van. 1995). Kjo energji është e barabartë me energjinë e disa miliona vite rrezatimi diellor që Toka merr nga Dielli. Toka humb nxehtësi nëpërmjet përçueshmërisë në një vlerë rreth $Q_{global} = 4.42\times10^{13}$W (Pol 1993). Kjo energji e bashkuar me totalin e prodhimit të nxehtësisë së grumbulluar, humbja e energjisë, nxehtësisë globale tregon një kohë tipike ftohëse τ për Tokën prej:

$$\tau = E/Q_{global} = 8.9\times10^{30}\,J/4.42\times10^{17}\,W = 2.0\times10^{17}\,s \approx 6.4\times10^{9}\,a \qquad 4.12$$

Nga pikëpamja e moshës së Tokës ($4.6*10^9$ a) kjo vlere kohore, d.m.th. që rrjedha aktuale tokësore e nxehtësisë mund të justifikohet vetëm nëpërmjet nxehtësisë radioaktive, të paktën edhe 1.8×10^9 vite të tjera. Kjo periudhë do të ishte më shumë se dyfishi i saj, nëse do të merrnin parasysh edhe nxehtësinë origjinale dhe nxehtësinë e fshehur, që do të ishin çliruar gjatë një ngurtësimi të mëtejshëm të bërthamës së Tokës. Raporti i prodhimit të energjisë radiogjenike me humbjen globale të nxehtësisë është 2.75×10^{13}W/4.42×10^{13}W = 0.62. Kjo tregon se më pak se 2/3 e nxehtësisë së prodhuar nga Toka është rezultat i radioaktivitetit.

IV.4.2 Nxehtësia Orogjenike

Është pranuar gjerësisht se ftohja e Tokës që nga lashtësia e saj, kur temperaturat e brendshme ishin shumë më të larta se tani, ofron një sasi të konsiderueshme rrjedhës të nxehtësisë aktuale tokësore, krahasuar me atë që ofrohet nga nxehtësia radiogjenike. Duke supozuar një kapacitet specifik mesatar të nxehtësisë prej 1088 J kg^{-1} K^{-1} dhe një rënie temperature rreth 650K gjatë një kohe ftohjeje prej 4.6×10^9 vite, nxjerrim si përfundim një vlerë prej 2.9×10^{13}W energji të humbur, nga vlera e energjisë së origjinës (Vac 1992). Ndërsa kjo humbje e nxehtësisë është shumë më e madhe për një Tokë të re më të ngrohtë dhe jo kaq të ngurtësuar, ky kontribut është dukshëm më i vogël tani (shiko më poshtë). Nxehtësia origjinale besohet të burojë nga (1) tkurrja gravitacionale e lëndës ndëryjore, dhe (2) pjesërisht nga përplasja e një formacioni të tipit të Hënës ose i madhësisë së Marsit, duke siguruar një energji shumë të madhe në rendin e 10^{31} J [1990Mel; 2000Can].

Si përfundim, si burime të brendshme të nxehtësisë shërbejnë kryesisht elementët radioaktive të ndodhura kudo në Tokë, gjatë zbërthimit të të cilave çlirohet një sasi e madhe nxehtësie. Si burim nxehtësie shërben dhe diferencimi gravitativ i lëndës në brendësi të kores së Tokës etj. Nxehtësia që ka Toka në thellësi shfaqet në sipërfaqe me anën e shpërthimeve vullkanike, të burimeve të ujërave të nxehta etj.

Në sipërfaqen e Tokës ndikon kryesisht nxehtësia e jashtme, që përbën 99.5% të nxehtësisë që merr sipërfaqja e Tokës. Sasia e nxehtësisë që merr toka nga Dielli gjatë një viti është rreth 4.2×10^{24} J. Rreth 1/3 e saj kthehet përsëri në hapësirën kozmike, kurse pjesa tjetër thithet prej Tokës në mënyrë të diferencuar. Kështu stereja që ndërtohet prej shkëmbinjsh dhe që përfaqëson një mjedis më të dendur se uji, nxehet më shumë e më shpejt se uji i oqeaneve dhe, po ashtu, e jep më shpejt nxehtësinë në atmosferë.

Sipërfaqja e Tokës nuk ngrohet njëlloj nga Dielli dhe prandaj në të dallohen zona me temperatura të ndryshme. Në këtë ndikojnë një sërë faktorësh si gjeografike, shpërndarja jo e njëtrajtshme e ujit dhe e steresë, relievi, zhvillimi dhe karakteri i mbulesës bimore, rrymat ajrore dhe detare etj. Dielli në të njëjtin vend nuk ngroh vazhdimisht në mënyrë të njëtrajtshme. Si rrjedhim, temperatura e sipërfaqes dhe e shtresave të Tokës pranë saj ndryshon nga dita në natë dhe nga stina në stinë pëson luhatje periodike. Në një thellësi të caktuar nga sipërfaqja e Tokës, këto luhatje nuk ndjehen më, pra ndikimi i nxehtësisë diellore mbaron. *Sipërfaqja imagjinare në thellësi të kores së Tokës, që përfshin pikat ku ndikimi i nxehtësisë diellore mbaron quhet brezi temperaturave konstante* (Fig.IV.2). Aty temperatura mbetet gjithmonë e njëjtë dhe është e

barabartë me temperaturën mesatare vjetore të ajrit në sipërfaqe të atij vendi. Kështu, p.sh. në Paris, në thellësinë 28m prej më shumë se 100 vjetësh termometri shënon pa ndryshuar 12°C, në Moskë në thellësi 20m shënon 4.2°C etj. Brezi i temperaturave konstante në vende të ndryshme shtrihet në thellësi 2-30 m.

Kjo thellësi varet:

- nga luhatjet e temperaturës në sipërfaqe si gjatë 24 orëve, ashtu edhe gjatë vitit;
- nga karakteri dhe përbërja e shkëmbinjve lart brezit të temperaturave konstante;
- nga përcjellshmëria termike e shkëmbinjve;
- nga karakteri i shtruarjes së tyre (horizontale, e pjerrët apo vertikale);
- nga shkalla e ngrohjes së shkëmbinjve prej ujërave nëntokësore;
- nga relievi etj.

Nga sipërfaqja e Tokës deri në brezin e temperaturave konstante temperatura vjen duke u ulur Fig.IV.2. Poshtë brezit të temperaturave konstante arrihet zona e gjeotermisë, ku temperatura vjen duke u rritur dhe varet kryesisht nga nxehtësia e brendshme. Në rritjen e temperaturës është vërejtur një farë ligjësie, e cila shprehet me *shkallën e gradientit gjeotermik.*

Shkalla gjeotermike ose gradienti gjeotermik mesatar tregon rritjen e temperaturës 1°C për çdo 33m thellësi nisur nga brezi i temperaturave konstante.

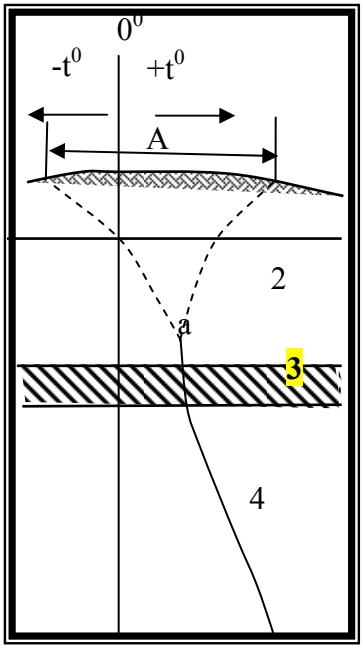


Fig.IV.2. Skema e brezave dhe e zonave gjeotermike:

1. Zona e ngricave dimërore

2.Zona e luhatjeve stinore të temperaturës,

3.Brezi i temperaturave konstante,

4.Zzona e gjeotermisë,

A-Amplituda e luhatjeve vjetore të temperaturës

a. pika në të cilën amplituda nuk ndryshone barbartë me temperaturën mesatare vjetore të vendit)

Fig.IV.2 Skema e brezave dhe zonave gjeotermike të shtresave të Tokës

Në qoftë se rritja do të jetë e rregullt do të arrihej një temperaturë 3.000^0C në thellësi 100km dhe 200.000^0C në qendër të tokës, e cila është e kundërt me të dhënat e valëve sizmike. Në fakt, temperatura 180^0C në fundin e një pusi me thellësi 10.000m tregon një zvogëlim përgjysmë të gradientit gjeotermik, dhe temperatura nga 1000^0 deri 2000^0 në astenosferë është e mjaftueshme për të shpjeguar shkrirjen e plot të shkëmbinjve dhe mineraleve.

Në vende të ndryshme, në varësi të natyrës së shkëmbinjve e të ndërtimit gjeologjik, të përcjellshmërisë termike të shkëmbinjve, të pranisë së vatrave magmatike ose të ujërave termale etj, vlera e vërtetë e gradientit gjeotermik ndryshon në kufij të gjerë: nga 6m për 1^0 në rajonet vullkanike deri 300m për 1^0 në platformat e qëndrueshme.

Vlerat e temperaturave në thellësi të tokës varen nga vlerat mesatare të fluksit të nxehtësisë i cili në rang global është 50 kalori për cm^2 për një vit, origjina e tij, kryesisht është nga zbërthimi i elementëve radioaktivë në litosfer dhe në mantel. Rajonet ku fluksi i termik është shumë intensiv (i lartë) janë: rajonet vullkanike, riftet (kurrizoret mezooqeanike), buzinat aktive dhe rajonet ku fluksi termik është i dobët janë (basenet). Rritja e temperaturës në litosferë shoqërohet me lëvizje të lëndës drejt sipërfaqes së tokës, pra kemi ngritje (tip kurrizore). E kundërta, ftohja e saj provokon zhytjen {rasti i basenit të Parisit në Mesozoik apo baseni Jonik në Jurasikun e Poshtëm (Liasin e poshtëm e të mesëm)}.

Sipërfaqet e temperaturave të njëjta, nën brezin e temperaturave konstante, *quhen gjeoterma*. Në prerjen vertikale këto paraqiten nga vijat e temperaturave të njëjta. Gjeoterma e parë nga sipërfaqja përfaqëson brezin e temperaturave konstante. Largësia midis gjeotermave tregon shkallën gjeotermike.

Vlera konstante e shkallës gjeotermike ka rëndësi të madhe praktike për projektimin e punimeve të thella minerare, për llogaritjen e temperaturës në të cilën do të punojnë njerëzit gjatë shfrytëzimit të vendburimeve në thellësi. Temperatura 50^0C është kufiri maksimal për punën e njeriut, kurse në ajër me lagështi ky kufi ulet deri në 40°C.

Për vlera të larta të shkallës gjeotermike, shfrytëzimi i vendburimeve të mineraleve të dobishme mund të bëhet edhe në thellësi të mëdha. Për shembull, në Afrikën e Jugut dhe në Brazil, ku shkalla gjeotermike është shumë e lartë, ka miniera me thellësi më të madhe se dy kilometra, ku temperatura nuk i kalon 40^0C.

Përkundrazi në Nevada (SHBA), shfrytëzimi i minierave të pasura të arit dhe të argjendit është ndërprerë në thellësi shumë të vogël për shkak të temperaturës shumë të lartë.

Llogaritja e temperaturës ka rëndësi edhe gjatë hapjes së tuneleve në vendet malore, për përcaktimin e regjimit të punës së sondave që shpojnë në thellësi të mëdha për kërkimin e hidrokarbureve etj.

Rritja e temperaturës sipas gradientit gjeotermik shkon deri në një fare thellësie (15-20km). Më poshtë rritja e temperaturës ngadalësohet. Kështu, në thellësinë 100km, ku ndodhen afërsisht dhe vatrat e vullkaneve, temperatura duhet të jetë rreth 1300°C (duke gjykuar nga temperatura e llavës së vullkaneve), kurse sipas gradientit gjeotermik duhet të ishte 3000°C.

Përcaktimi i temperaturës në zona më të thella të Tokës është shumë e vështirë të bëhet. Megjithatë në bazë të të dhënave të tërthorta dhe të eksperimenteve (eksperimentalisht është përcaktuar se nxehja e lëndës, duke ruajtur vëllimin konstant sjell dhe zmadhimin e trysnisë) mendohet se temperatura në qendër të planetit tonë nuk duhet ti kalojë 5000-6000^0C.

Po të rritej temperatura sipas gradientit, njëkohësisht do të rritej edhe trysnia aq shumë sa që Toka do të shpërthente.

Duke u nisur nga temperaturat e larta që mbizotërojnë në brendësi të Tokës do të duhej që lënda të ishte e shkrirë. Mirëpo kjo gjë nuk ndodh kudo, për shkak të trysnive të mëdha.

Ajo arrin ne vlerat4×10^{24}-5×10^{24}J.

Burimi kryesor i nxehtësisë është ftohja e vazhdueshme historike, kur temperaturat e brendshme kanë qenë vazhdimisht më të larta se ato të sotme dhe burimi tjetër më i rëndësishëm është sasia e energjisë e prodhuar nga prishja e izotopeve radioaktive.

Ky është dhe burimi kryesor i ngrohjes së brendshme të Tokës, i cila, nga ana tjetër, përcakton gjithë proceset gjeodinamike në Tokë.

IV.5 Temperatura në brendësi të Tokës

Në kontrast me shpërndarjet radiale të densitetit, shpejtësisë sizmike, parametrave elastik, të cilat janë të njohura në një masë të mirë besueshmërie, njohuritë tona për temperaturën e brendshme të Tokës janë ende të pasakta. Temperaturat mund të maten vetëm në afërsi të sipërfaqes së Tokës, në

puset dhe minierat e thella. Temperaturat në afërsi të sipërfaqes rriten mesatarisht 30K/km. Me këtë ritëm, ekstrapolimi lineare do të japë një temperaturë rreth 200.000K në qendër të Tokës. Kjo është më e madhe se temperatura e sipërfaqja e Diellit gjë që nuk i përgjigjet strukturës së brendshme të Tokës. Për të vlerësuar ecurinë e temperaturës në brendësi të tokës po trajtojmë gradientin gjeotermal.

IV.6 Gradienti gjeotermal. Konceptet themelore

Edhe pse temperatura rritet me thellësinë, gradienti gjeotermale në çdo fushë nuk është një funksion i thjeshtë i thellësisë dhe përcaktohet nga disa terma të rëndësishme. Për rastin një dimensionale (vertikal) ekuacionet e përgjithshme, që japin varësinë e fluksit vertikal të nxehtësisë nga temperatura dhe nxehtësia jepet si më poshtë:

$$q = \lambda \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad , \tag{4.13}$$

$$\frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z}\left[\lambda \frac{\partial \theta}{\partial z}\right] = -A - \varrho_f c_f v \frac{\partial \theta}{\partial z} + \varrho c \frac{\partial \theta}{\partial t} \tag{4.14}$$

Ku:

q= fluksi vertikal i nxehtësisë

λ= përcjellshmëria termike

θ= temperatura

z= thellësia

A= prodhimi i nxehtësisë

ρ_f = densiteti i materialit lëvizës (magmë, lëngje, gas)

C_f = nxehtësia specifike e materialit

V = shpejtësia vertikali e lëngut

ρ = densiteti i materiali shkëmbor

C= nxehtësia specifike e materialit

t = koha

Faktorët në të djathtë të ekuacionit të mësipërm, përfaqësojnë faktorët kryesorë që ndikojnë në gradientin e temperaturës, d.m.th.:

- Prodhimi i ngrohjes shkëmbinj kores
- Lëvizja e nxehtësisë nga magma e nxehtë, gazrave dhe lëngjeve
- Ndryshimi i rezervave të ngrohjes me kalimin e kohës.

Në përgjithësi ndryshimet e përkohshme janë injoruar, si janë efektet konvektive të magmës së nxehtë dhe lëngjeve, kështu që për përçueshmërinë e qëndrueshme të prodhimit të nxehtësisë ka vend ekuacioni i Poissonit, i cili përdoret për të përcaktuar rrjedhjen tokësore të nxehtësisë.

$$\frac{d}{dz}\left[\lambda \frac{d\theta}{dz}\right] = -A \tag{4.20}$$

Temperaturat nën-sipërfaqësore

Parashikimi i temperaturave kërkon integrimi i ekuacionit (4.20), me supozime të ndryshme rreth shpërndarja vertikale e përçueshmëri termike dhe ngrohjes prodhimit. Varësia e përcjellshmërisë nga temperatura e thellësia paraqitet me ekuacionin e (Birch dhe Clark, 1940; Kappelmeyer dhe Haenel, 1974). Koeficienti i përcjellshmërisë shprehet në formën:

$$\lambda_z = \lambda_0 \, a'/(b' + \theta_z) \qquad (4.21)$$

λ_z = Përcjellshmëria termike në thellësinë Z

λ_0 = Përcjellshmëria termike në sipërfaqe

θ_z = temperatura në thellësinë Z

$$a' = b' + \theta_z \qquad (4.22)$$

a' dhe b 'është një konstante empirike.

Vlerat e konstanteve a' dhe b' varen nga temperatura në të cilën përçueshmëria në sipërfaqe mund të matet. Ajo merret afërsisht 10°C, dhe θ_z është i matur në gradë Celsius, vlerat e tyre të përshtatshme a' dhe b" janë respektivisht 833,33 dhe 823,33.

Modele të ndryshme të shpërndarjes së prodhimit të ngrohjes janë përdorur për të zgjidhur.

Të dhënat mbi vlerat e temperaturave janë marrë nga matja direkt e tyre si dhe me llogaritje analitike. Nga sipërfaqja e Tokës deri në brezin e temperaturave konstante, temperatura vjen duke u ulur. Poshtë brezit të temperaturave konstante arrihet zona e gjeotermisë, ku temperatura vjen duke u rritur dhe varet kryesisht nga nxehtësia e brendshme. Përhapja e fushës së gradientit gjeotermal të Albanideve në tërësi dhe e atyre të jashtme në veçanti, është e kushtëzuar plotësisht nga gjeologjia e zonave tektonike në plan krahinor dhe është i ndryshëm në zona të ndryshme. Ai merr vlera nga 21.3mK/m në basenet Sedimentare Shqiptare.

Gradienti gjeotermal, mesatarisht, ka madhësi rreth 15mK/m. Izolinja me vlerën e gradientit 15mK·m-1 ka përvijëzim pothuajse të ngjashëm me kufirin e Ultësirës dhe mbetet e hapur në drejtim të veriperëndimit, drejt shelfit të detit Adriatik. Ky gradient i vogël shpjegohet me trashësinë shumë të madhe, mbi 12000m, të depozitimeve të Basenit Sedimentar Shqiptar. Në brezin Ofioliti vlera e tij arrin 2-23.5mK/m. Vlerat e vogla të tyre shpjegohen me qarkullimin intensiv të ujërave nëntokësore, veçanërisht në masivet ultrabazike, çka vërtetohet me temperaturat e ulëta, në nivelin 7.0°C deri në thellësi rreth 200m. Në rritjen e temperaturës është vërejtur një farë ligjësie, e cila shprehet me *shkallën e* gradientit gjeotermik.

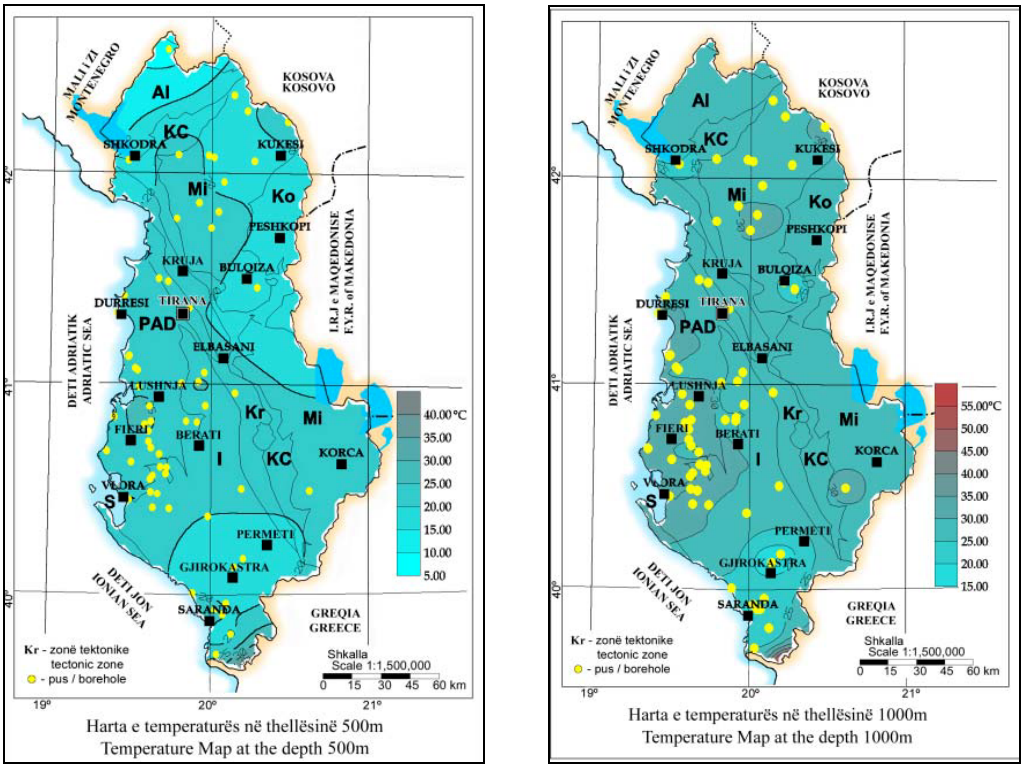


Fig.IV.3 Harta e shpërndarjes së temperaturave në thellësitë 500 me 1000m (Frasheri.A.2004)

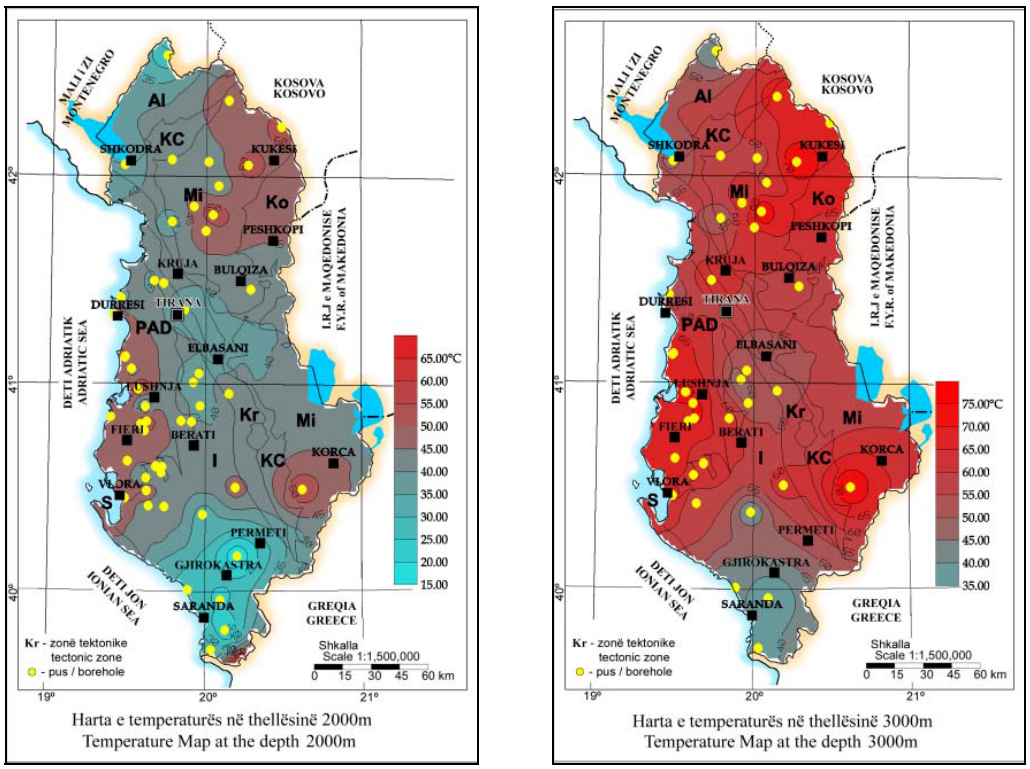


Fig.IV.4 Harta e shpërndarjes së temperaturave në thellësitë 2000 me 3000m

Shkalla gjeotermike ose gradienti gjeotermik mesatar tregon rritjen e temperaturës 1°C për çdo 33m thellësi nisur nga brezi i temperaturave konstante. Në rajonin e Elbasanit kemi zona me gradient të ndryshëm. Në Pusin Kozan-8 ky gradient është pranuar G= 37^{o}C/km ose G = 26.3m/1^{0}C.

Në grafikët e mëposhtëm paraqitet shpërndarja globale e temperaturës së Tokës me thellësinë për pusin Papër e Grekan.

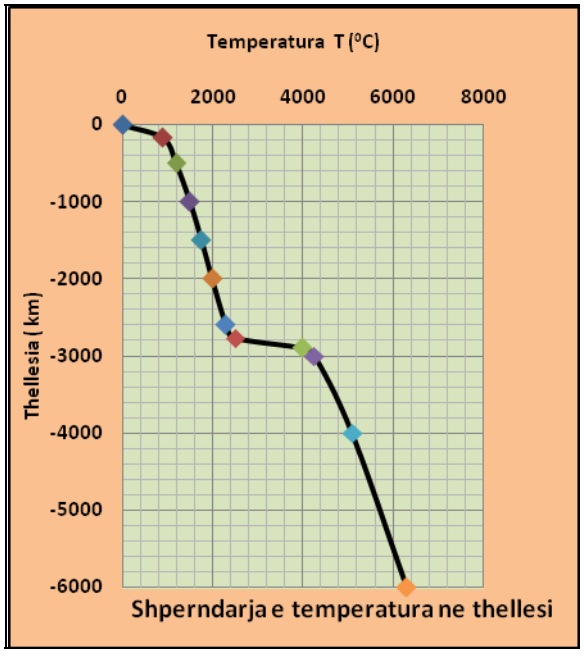


Fig.IV.5 .Shpërndarja e Temperaturave të Tokës (Thellësia në km)

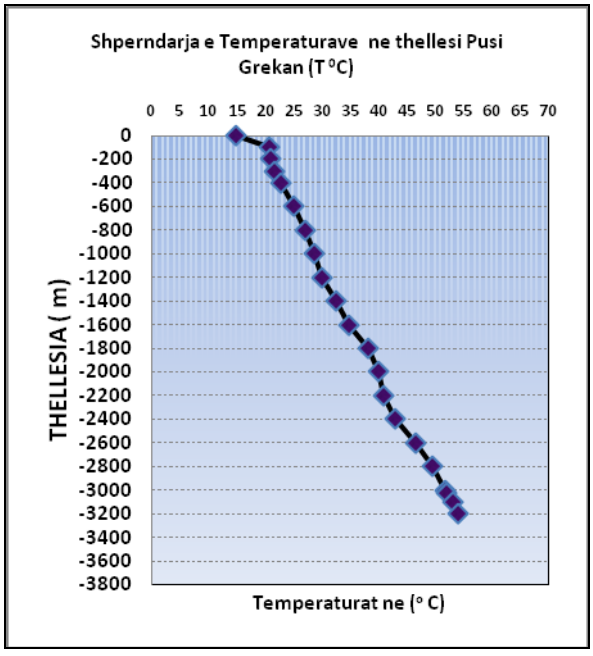


Fig.IV.6 Shpërndarja në Pusin GREKAN-4 (Thellësia në m)

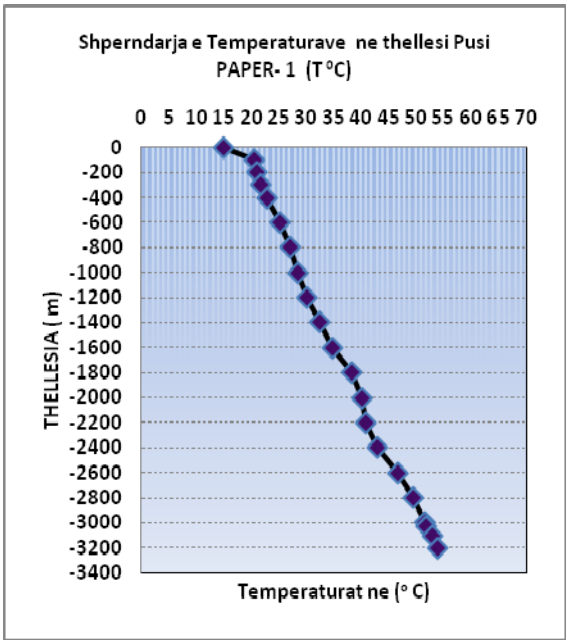
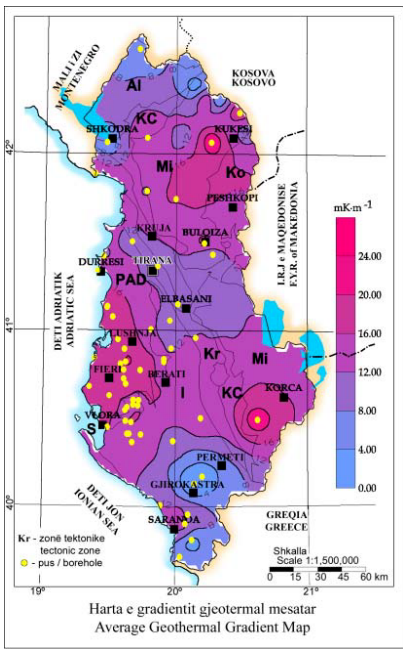


Fig.IV.6 Shpërndarja në Pusin PAPER-41



Harta e gradientit gjeotermal mesatar
Average Geothermal Gradient Map

Fig.IV.7 Shpërndarja e Gradientit gjeotermal

Në basenet gjeotermale të Elbasanit përçueshmëria termike është relativisht e ulët dhe gradienti është mbi vlerën mesatare. Duke marrë thellësinë 20m si thellësinë në të cilën temperatura e shtresës është sa temperatura mesatare vjetore e ajrit, në rajonin e Elbasanit, gradienti gjeotermal jepet si më poshtë. Për pusin Paper-1 kemi: $G = \frac{H-h}{T_H - T_h} = 70\,m/1^0\,C$, ndërsa për pusin Grekan-4, gradienti G=81m/1^{o}C. Shkalla gjeotermike ose gradient për Pusin Kozan-8 është G = 26.3 m/1^{0}C.

Duke ditur që temperaturat maksimale të burimeve të Llixhave ndryshojnë nga 56-58^{0}C, e meqenëse ato janë shumë afër pusit Kozan-8, mund të pranojmë se temperaturat e Burimeve të llixhave kanë të njëjtin gradient e për pasojë në thellësitë rreth 1800m temperatura e tyre mund të jetë rreth 80^{0}C. Duhet theksuar se burimi i ushqimit për Burimet e Llixhave ende mbetet i paqartë. Ushqimi i Burimeve të Llixhave nga reshjet sipërfaqësore është vështirë të besohet për shkak se në sipërfaqe të burimeve kemi formacione flishore-argjilore të oligocenit dhe ato ranore-konglometatike të Akuitanit, formacione që dallohen për përshkueshmëri të ulët.

Studiues të ndryshëm (Naco. P) mendojnë se struktura ujëmbajtëse e Llixhave mund të ketë lidhje me varrosjen e ndonjë antiklinali. Për këtë arsye ata mendojnë se baseni gjeotermal i këtyre burimeve mund të ushqehen nga antiklinali i Tervollit, Letanit ose Marakut.

Rezervuari karbonatik i zonës së Elbasanit shtrihet në kuotat e thellësisë të blloqeve më të zhytur nga 1600 – 1800m. Grupi strukturor i Kozanit, sipas tavanit të karbonateve dhe shtrirjes së tyre hapësinore ka përmasa 8x4 km$^{2.}$

IV.7 Dendësia e fluksit të nxehtësisë

Shpërndarja e vazhdueshme vertikale e prodhimit të ngrohjes

Rrjedhja e nxehtësisë është përcaktuar përmes një kombinim të gradientit të temperaturës vertikale dθ/dz me përçueshmëri termike λ. Variacione të mëdha në përçueshmëri janë zakonisht të pranishëm duke e bërë atë të papranueshëm për të kombinuar temperaturën mesatare me gradientin e përçueshmërisë termike në puse. Rrjedhja e nxehtësia është llogaritur zakonisht pas procedurave integrale e Bullard. (1939).

Hartat e shpërndarjes së temperaturave në thellësi si dhe ato të dendësisë së fluksit të nxehtësisë e përcaktojnë territorin shqiptar si një zonë me potencial gjeotermal relativisht të ulët. Duke ju referuar vlerës mesatare të fluksit të nxehtësisë në glob 90mw/m^2 (IMP.2005), vlera mesatare e fluksit të nxehtësisë në Shqipëri është mjaft e ulët në krahasim me vlerën e tij në rang global.

Fluksi i nxehtësisë, dendësia e tij, ashtu si dhe gradienti gjeotermal kanë karakteristikat e tyre globale e zonale. Edhe Shqipëria ndahet në disa zona, ku vihen re ndryshime të mëdha të fluksit të nxehtësisë si dhe të dendësisë së tij (Shatro A, Ormeni R., 2013). Pjesa më madhe e territorit shqiptar paraqet vlera nën 30mw/m^2, me minimum në alpet shqiptare 10mw/m^2, në këtë zonë kufiri MOHO arrin në thellësinë 60km, vetëm një pjesë e vogël e vendit konturohet në izolinjën e 70mw/m^2.

Në qendër të Ultësirës Pranadriatike ku shtrihet Baseni Sedimentar Shqiptar, dendësia e fluksit të nxehtësisë merr vlerat 30-40 mw/m^2.

Në basenin sedimentar vihet re një anomali në veriperëndim të Durrësit, ku vlera e dendësisë së fluksit të nxehtësisë arrin në100 mw/m^2 (Geothermal Atlas of Europe, 1992).

Diapiret e Dumresë dhe të Xarës në Sarandë kanë një dendësi të fluksit të nxehtësisë përkatësisht në madhësi 37mw/m^2 dhe 27mw/m^2.

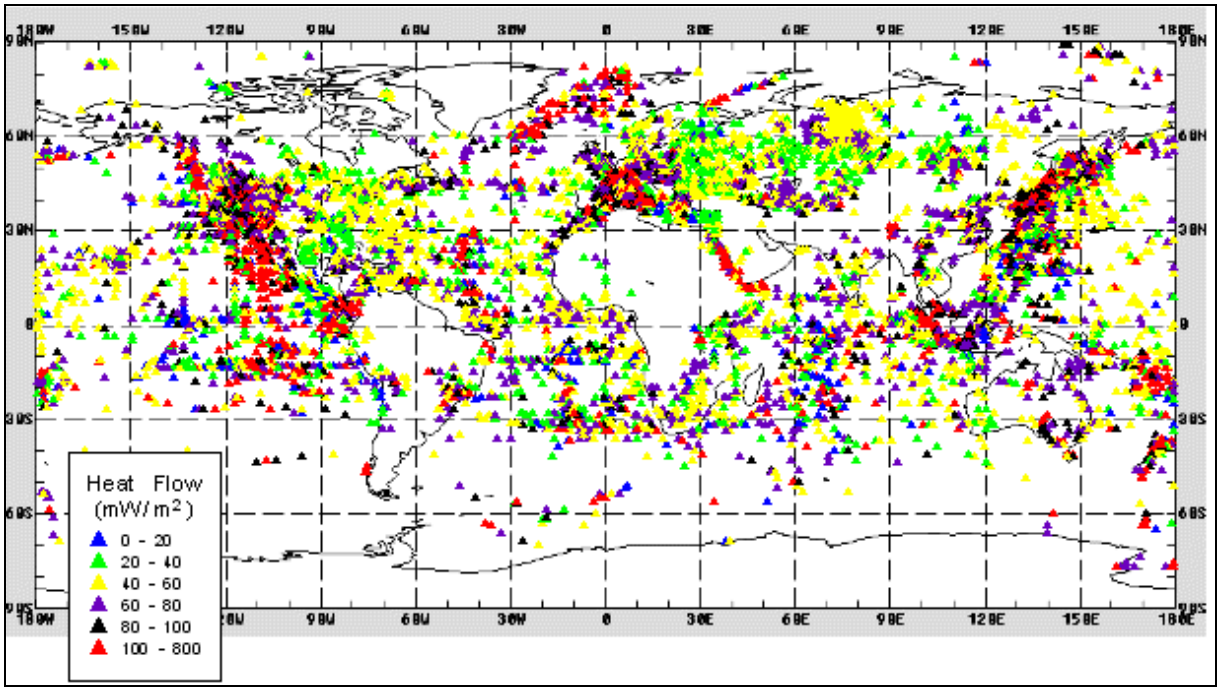
Brezi ofiolitik ka dendësinë më e lartë të fluksit të nxehtësisë, që luhatet nga 40mw/m^2 deri në 60mw/m^2, për shkak të vendosjes në cektësi të bazamentit kristalin, ku shtrihen shkëmbinjtë që gjenerojnë nxehtësi për shkaqet e njohura.

Anomalitë e fluksit të nxehtësisë lidhen me transmetimin intensiv të tij në thyerjet e thella gjatësore. Pikërisht këto thyerje të thella kushtëzojnë dhe daljen e burimeve gjeotermale për shkak të komunikimit me shtresat e nxehta të thellësisë.

Ekzistenca e fushave gjeotermale, gjeofizike argumenton ndërtimin bllokor të bazamentit kristalinte Albanideve me thellësi tavani më të vogël në zonën e Mirditës.

Një brez anormal me gjatësi të konsiderueshme fillon nga perëndimi i Athinës, në Jug kalon në një ulje relative pranë kufirit greko-maqedonas, vazhdon në Shkup, Prishtinë, Beograd e Budapest, karakterizohet nga vlera të larta të fluksit termik, të cilat arrijnë deri 200mw/m^2

Vlera të larta të fluksit termik mbi 120mw/m^2 kanë edhe disa basene në Gjeorgji, Turqi, Spanjë-Portugali, Itali e Francë-Gjermani.



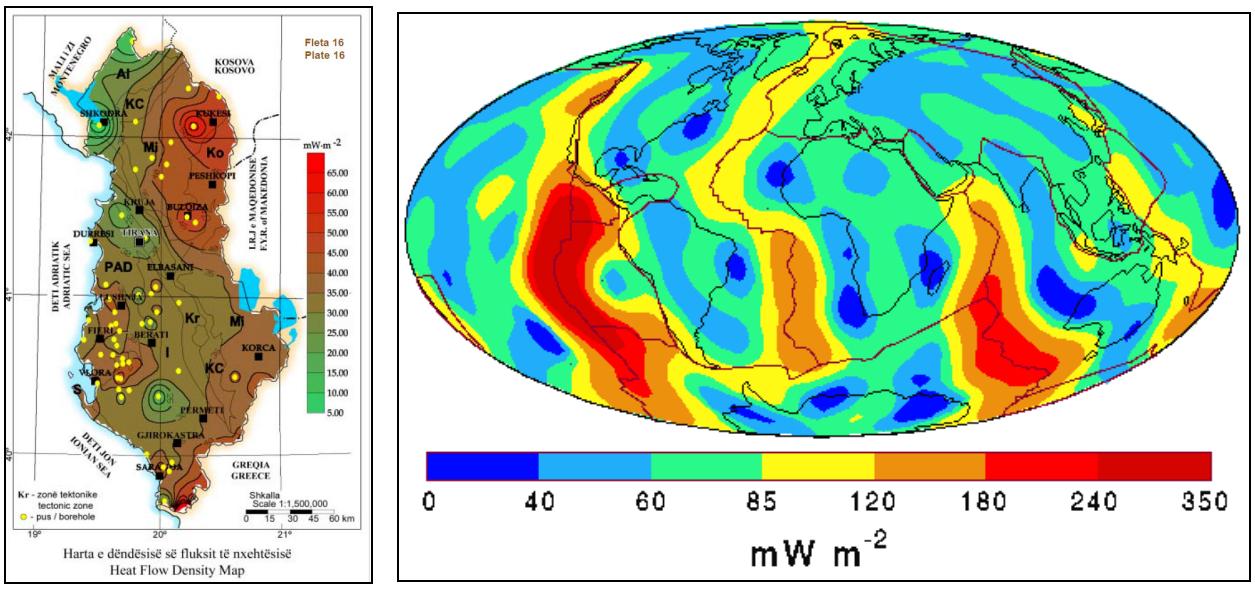


Fig.IV.8 Harta e shpërndarjes së dendësisë së Fluksit termik global e në Shqipëri.

IV.7.1 Llogaritja e temperaturave dhe përçueshmëria termike

Llogaritja e vlerave të përçueshmërisë λ në intervale Δz është bërë në bazë të shpimit të puseve gjeologjike. Rrjedhja e nxehtësisë është llogaritur me metodën e regresionit linear të temperaturave të matura θ_z dhe të shumës së rezistencës termike $\Sigma\ \Delta z_i / \lambda_i;]$

Një formacion i trashë sedimentar mund të pritet që të ketë një prodhimi të vazhdueshëm të ngrohjes me thellësi. Duke bërë zëvendësimet e duhura në ekuacionet (4.21 dhe 4.22), të funksionit $A_z = A_0$, mbas dy integrimeve të njëpasnjëshme marrim një zgjidhje për temperaturat e shtresave nëntokësore:

$$\theta_z = a' \exp[(q_0 z - f(z))/(a'\lambda_0)] - b' \qquad (4.23)$$

ku f(z) është zgjidhje të $f''(z) = A_z$ me kushtet kufitare $f(0) = f'(0) = 0$.

Për një shpërndarje të vazhdueshme vertikale e prodhimit të ngrohjes

$$f(z) = A_0 z^2/2 \qquad (4.24)$$

Kjo mund të përdoret vetëm për thellësitë e z tillë që $z < q_0 / A_0$.

Shpesh, prodhimi ngrohjes në shkëmbinjtë sedimentare supozohet të jetë e papërfillshme dhe në thellësi të cekëta varësia e temperaturës nga përçueshmëria është injoruar. Mbas integrimit marrim ekuacionin (4.25) si më poshtë:

$$\theta_z = \theta_s + q \int_0^z \frac{dz}{\lambda_z} \quad . \qquad (4.25)$$

Duke supozuar një kore me n shtresa horizontale, z thellësinë dhe me t_i trashësinë e tyre, λ_i përçueshmërinë termike të shtresës së i-të kemi:

$$\theta_z = \theta_s + q \sum_{i=1}^{n} \frac{t_i}{\lambda_i} \qquad (4.26)$$

Ky ekuacion i thjeshtë është përdorur zakonisht për të parashikuar temperaturat nëntokësore të Tokës në zonat e prodhimit të nxehtësisë së papërfillshme. Ky ekuacion përdoret gjithashtu për të llogaritur rrjedhjen e nxehtësisë e varësinë e saj nga temperatura dhe përçueshmëria termike. Ai tregon gjithashtu se temperaturat më të larta nëntokësore janë në shkëmbinjtë me përcjellshmëri të

ulët dhe rrjedhje të lartë të sasisë së nxehtësisë. Në grafikun e mëposhtëm paraqiten varësitë e temperaturave nga thellësia si dhe densiteti i fluksit të nxehtësisë e i përçueshmërisë termike për shtresa të ndryshme.

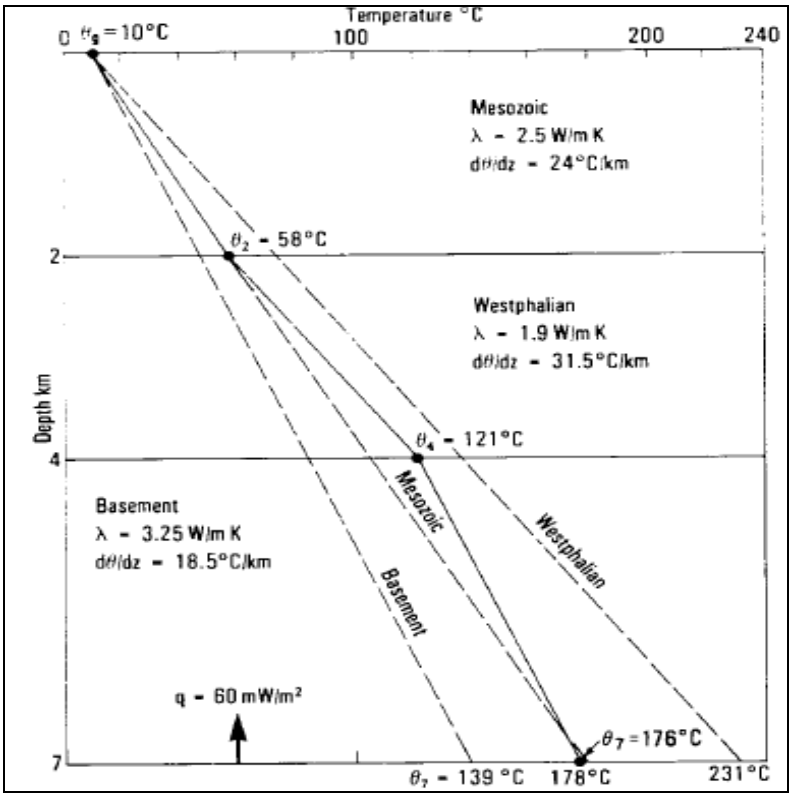


Fig.IV.9 Varësia e parametrave gjeotermik nga përbërja e shtresave të Tokës

IV.7.2 Shpërndarja eksponenciale e prodhimit të ngrohjes

Modeli eksponencial i zvogëlimit të fluksit termik është provuar nga shkëmbinjtë plutonik në Shtetet e Bashkuara të Amerikës. Parametrat A_0 dhe q_0 sipas Birch dhe Roy (1968) janë:

$$q_0 = q^* + A_0 D \qquad (4.27)$$

ku

q* = parametër i 'reduktuar' zvogëlimi në rrjedhjen e nxehtësisë nga mantel në korën e ulët

D = një dimension gjatësie që përfaqëson një thellësi të pasurimit radioaktive.

Të dy parametrat D dhe q* janë supozuar konstantë dhe varen nga zonat gjeografike. Vlerat tipike të D në provincat gjeotermale në të gjithë botën janë përcaktuar në kufijtë 4-16km sipas Lachenbruch (1970).

Kjo shpërndarje e fluksit të nxehtësisë bëhet e mundshme kur vlera e Az ka formën e mëposhtme:

$$A_z = A_0 \exp(-z/D) \qquad (4.28)$$

Në këtë shpërndarje D është, në mënyrë strikte, është thellësia në të cilën prodhimi i ngrohjes është sa 1/e në sipërfaqe dhe rënia eksponenciale duhet të vazhdojnë deri në një thellësi të paktën 3D.

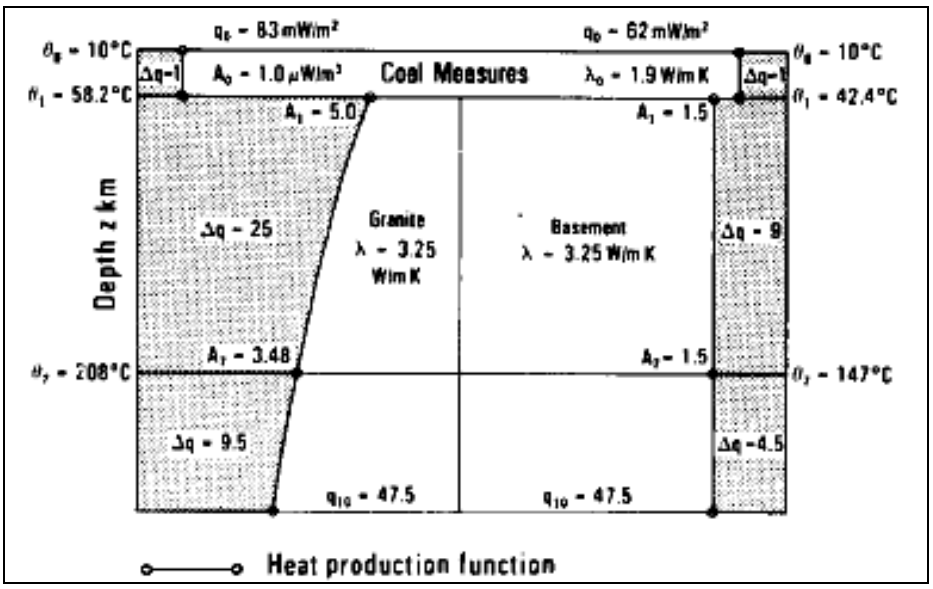


Fig.IV.10 Modeli varësisë exponenciale e fluksit termik i shtresave të Tokës

IV.7.3 Shpërndarjen lineare e prodhimit të ngrohjes

Modeli exponencial nuk është provuar definitivisht. Në përgjithësi shpërndarja e fluksit është forma më e thjeshtë e varësisë lineare:

$$A_z = A_0 - u\,z \qquad (4.29)$$

ku U është një konstante e cila mund të ndryshojë në zona të ndryshme, por ajo mund të ketë vlera të përafërta me 0.3. Për një shkëmb granit me një densitet A_0 të prodhimit të ngrohjes sipërfaqësore prej 6μW/m^3, kjo vlerë do të nënkuptonte prodhim zero të ngrohjes në një thellësi prej 20km. Kombinimi i ekuacioneve të mësipërme jep një zgjidhje të funksionit f(z) si në ekuacionin (4.30) në formën:

$$f(z) = \frac{A_0 z^2}{2} - \frac{u z^3}{6} \qquad (4.30)$$

IV.7.4 Shpërndarja inversi i prodhimit të ngrohjes

Një alternativë tjetër krahas shpërndarjes eksponenciale është marrë varësia inverse në të cilën A_z është proporcional me (1/z):

$$A_z = \frac{A_0}{(wz + 1)} \qquad (4.31)$$

ku W është një konstante që përshkruan shkallën e zvogëlimit të prodhimit të nxehtësisë me thellësinë. Ai merr vlerën 0.1. Përdorimi i ekuacioneve të mësipërme të varësisë së A_z jep ekuacionin (4.32) të f(z) në formën si më poshtë.

$$f(z) = \frac{A_0}{w^2}\left\{1 - (wz + 1)\,[1 - \ln(wz + 1)]\right\} \qquad (4.32)$$

Në analogji me metodikën e llogaritjes së paraqitur me këtë paragraf përdorim terminologjinë shqiptare për shënimin e llogaritjen e sasisë së nxehtësisë në shkëmbinjtë e nxehtë të thatë.

Nxehtësia (Qo) (është bërë në përputhje me "Udhëzuesin dhe Manualin për përcaktimin e dendësisë së fluksit të nxehtësisë së Tokës", nga botues i Haenel.R., Rybach.L., 1996, si dhe

Rach Golf Van T.D. 1982, Doracaj.M. 1986), që rrjedh nga një akuifer i dhënë, përcaktohet duke shfrytëzuar modelin vëllimor të nxjerrjes së nxehtësisë:

$$Q = (1-P)\cdot g_m \cdot c_m + P\cdot g_w \cdot c_w \cdot (T_t - T_0)\cdot A\cdot \Delta Z \qquad (4.33)$$

ku:

P - poroziteti efektiv

g - dendësia mesatare e shkëmbinjve ose e kolonës së ujit

c - kapaciteti i nxehtësisë specifike të shkëmbinjve ose të ujit

T_t - temperatura në tavanin e akuiferit

T_0 - temperatura në sipërfaqen e Tokës

A - sipërfaqja e zonës së studiuar

Δ_Z- trashësia reale e akuiferit

m - indeksi për matriksin i shkëmbit

w - indeksi për ujë

Rezervat e identifikuara në grykën e pusit të vetmuar (Qi), llogaritet me funksionin:

$$Q_i = Q_0 \cdot R_0 \qquad (4.34)$$

ku: Ro është faktor i rikuperimit, i ndryshëm për puset me dhe pa ri-injektim:

$$R_0 = 0.33\cdot \frac{T_t - T_r}{T_t - T_0} \qquad (4.35)$$

ku: T_r- temperatura e ujit të ri-injektuar,^oC.

Rezervat e provuara në grykën e pusit (Q_2), u llogaritën me ekuacionin:

$$Q_2 = R_1 \cdot Q_1 \qquad (4.36)$$

Faktori i rikuperimit (R_1), përcaktohet nga madhësia e energjisë së nxjershme, kostos së instalimeve (I) dhe rezervave të identifikuara (Q_1):

$$R_1 = \frac{E - I}{Q_1} \qquad (4.37)$$

$$E = Q_v \cdot (T_t - T_r)\cdot g_w \cdot c_w \cdot \Delta t \qquad (4.38)$$

$$I = \frac{I_\$ \cdot C}{P_r} \qquad (4.39)$$

ku:

I – kosto e instalimeve të pusit të vetëm ose të sistemit me dy puse, e shprehur në nxehtësi

I_s - kosto e instalimeve ku përfshihet kosto e shpimit dhe kompletimit të pusit

C – përmbajtja e nxehtësisë specifike të naftës

P_r – çmimi i naftës në kohën e dhënë

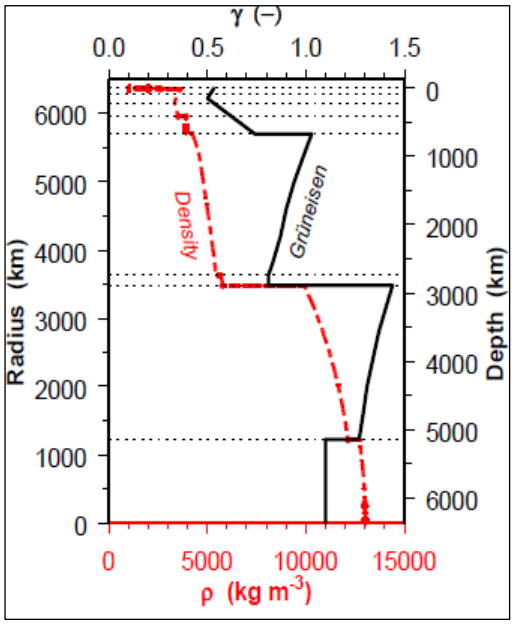
t- afati i shërbimit të instalimit

Q_v – prurja e ujit nga akuifer i kufizuar.

Duke konsideruar regjimin e qëndrueshëm të prurjes së ujit nga akuiferi dhe faktin se ka vetëm luhatje shumë të vogla të prurjes dhe të presionit në grykën e pusit për një periudhë të gjatë kohe, (afërsisht 30 vjeçare) parametri i prurjes, për përshkueshmëri (k), përçueshmëria hidraulike (kf) dhe transmetueshmëria (Tv) të njohur, u vlerësuan me ekuacionin (4.40) sipas (Atllasi, Frasheri A. etj; 2004):

$$Q_v = \frac{2\pi T_v S}{\ln\left(\frac{R}{r}\right)} \qquad (4.40)$$

IV.8 Regjimi Termik i Tokës



Meqenëse kushtet në të cilat energjia gjeotermike mund të shfrytëzohet varen shumë nga vendburimi i nxehtësisë gjeotermike dhe mjedisi ku ruhet, gjë që lidhet me strukturën e brendshme të Tokës (e trajtuar në kap.I). Llogaritje të përafërta për temperaturën adiabatike brenda Tokës mund të përftohen më ndihmën e parametrit termodinamik pa përmasë Grüneisen $\gamma=\alpha\ K_S/(\rho\ c_P)$, ku K_S është moduli i pangjeshmërisë adiabatike dhe ρ është dendësia:

$$\frac{\partial T}{T}=\gamma\frac{d\rho}{\rho},\quad \text{or:}\quad T=T_0\left(\frac{\rho}{\rho_0}\right)^{\gamma}. \qquad (4.41)$$

Nga një temperaturë e njohur T_0 dhe dendësi ρ_0 në një thellësi të dhënë, ekuacioni i mësipërm na lejon të llogarisim temperaturën adiabatike në varësi të dendësisë. Parametri Grüneisen është i njohur. Për fat të mirë, parametri Grüneisen nuk ndryshon shumë në rajonet e mëdha në brendësi të Tokës. Megjithatë, ekuacioni i mësipërm nuk mund të përdoret në kufijtë mes territoreve, ku γ nuk është i vazhdueshëm. Por nëse T_0 dhe ρ_0 njihen në pikat e kalibrimit, profili i temperaturës adiabatike mund të llogaritet në një mënyrë përsëritëse në çdo interval të thellësisë. Llogaritja aktuale e pranuar e profilit të temperaturës karakterizohet nga gradientët e pjerrët në litosferë, astenosferë dhe në shtresën më të ulët të mantelit D" (menjëherë sipër kufirit bërthamë-mantel). Duke mos marrë parasysh ndryshimet e mëdha anësore të kores dhe litosferës kjo llogaritje tregon, mesatarisht, temperaturën prej më pak se 1000K në litosferë, afërsisht 3750K në kufirin bërthamë-mantel dhe rreth 5100K në qendër të Tokës (Fig.IV) [1992 Sta;1997 Low;].

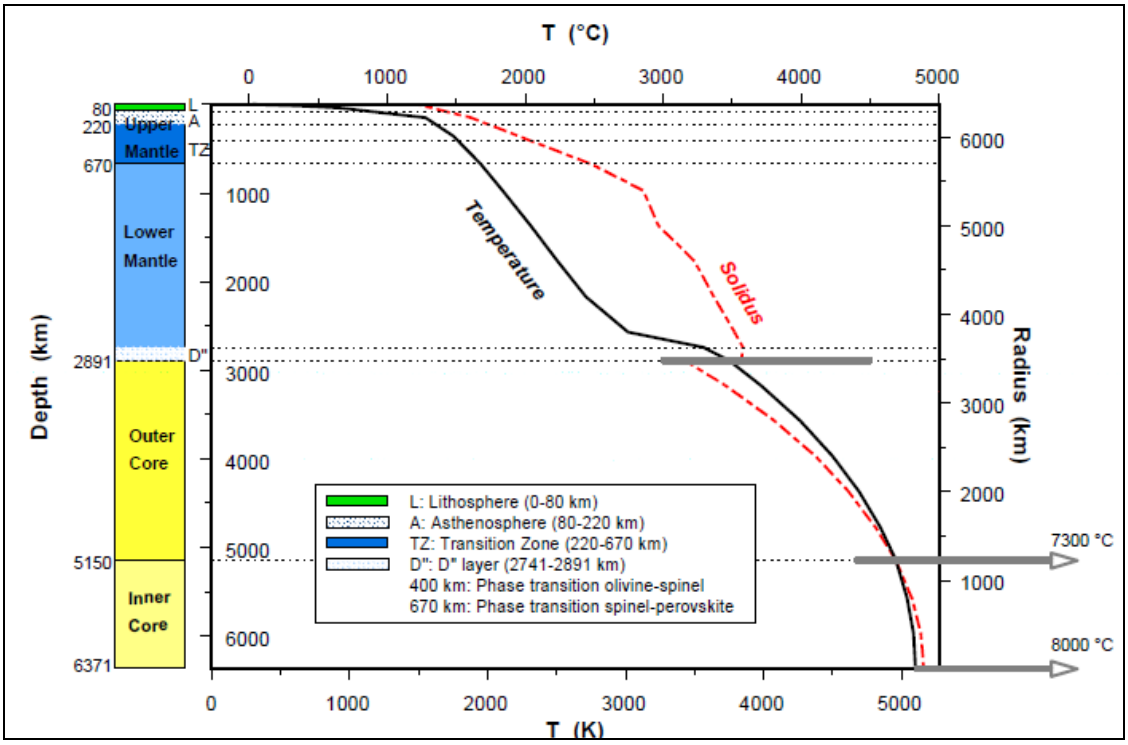


Fig.IV Grafiku i shpërndarjes së temperaturave në thellësi të Tokës sipas Stacey [1992Sta] sipas modelit PREM [1981Dzi]. Përcaktimi i temperaturave në thellësi të mëdha ka një masë gabimi të konsiderueshëm sipas [1993 Bro]

Paqartësitë lidhen me mantelin dhe bërthamën e Tokës, [1993Bro; 2001Bea], duke shfaqur një varg temperaturash minimum dhe maksimum të përfytyrueshme prej 3000°C–4500°C në kufirin bërthamë-mantel, 4400°C–7300°C në kalimin ndërmjet bërthamës së brendshme dhe të jashtme dhe një temperaturë maksimum në qendër të Tokës prej jo më pak se 8000°C.

IV.9 Llogaritja e përcjellshmërisë termike

Kur nuk mund të bëhen matje direkte, ndryshimi izobarik i enthalpisë dhe kapaciteti specifik i nxehtësisë së shkëmbinjve mund të llogariten si rezultat aritmetik nga kontributi i përbërësve vetjakë të mineraleve dhe rrjedhësve, lëngjeve që ndodhen në brendësi të këtyre shkëmbinjve. Duke shënuar n_i trashësinë relative të shtresave dhe me ΔH_i ndryshimin vetjak të entalpisë mund të llogaritim ndryshimin e entalpisë së përgjithshme dhe termokapacitetin termik të gjithë shtresës kemi: n_i –volumi relativ i elementit të N-të.

$$1=\sum n_i:$$

$$\Delta H = \sum_{i=1}^{N} n_i \, \Delta H_i \; ; \qquad c = \sum_{i=1}^{N} n_i \, c_i \; . \tag{4.42}$$

Formula e paraqitur njihet si ligji Kopp.

Bazuar në variacionin e ndryshimit izobarik të enthalpisë ΔH sipas temperaturës së matur për okside të ndryshme, Kelley sugjeroi një polinom të rendit të dytë si funksion të përshtatshëm për ndryshimin e entalpisë $\Delta H=H(T)-H_{25}{}^{0}C$. Ai propozoi varësinë e mëposhtme:

$$\Delta H = A_1 T + A_2 T^2 + \frac{A_3}{T} + A_4 \; ; \qquad c = A_1 + 2\,A_2 T - \frac{A_3}{T^2} \quad (T \text{ in K}) . \tag{4.43}$$

Koeficientet A_1-A_4 në formulën e mësipërme merren nga tabela.

Tabela. IV.1 Vlerat e koeficienteve A_1 e A_4

Okside	A_1	10^4 xA_2	A_3	A_4
SiO_2	1.0174	1.8785	50032	-479.87
Al_2O_3	0.95893	1.654	22674	-375.39
$Fe_2\,O_3$	0.8641	0.97545	33080	-374.74
CaO	0.74142	1.2062	4493.2	-245.74
K_2O	0.87153	2.9471	-16396	-232.29
$(CO_2)_c$	1.0468	3.4676	33043	-451.55
$(H_2O)_c$	0.59822	16.747	-39591	-195.23

Koeficientet A_1-A_4 për të llogaritur ndryshimin izobarik të enthalpisë ΔH për një shkëmb të zakonshëm të formuar nga okside në temperatura midis 50°C - 700°C; treguesi "c" tregon se uji dhe dyoksidi i karbonit kanë bashkëvepruar në rrjetën kristalore.

Duke përdorur koeficientet A_1-A_4 në Tabelë, është ndërtuar varësia e ndryshimit të enthalpisë ΔH_i me temperaturën për strukturat e përbëra nga elementët e mësipërm.

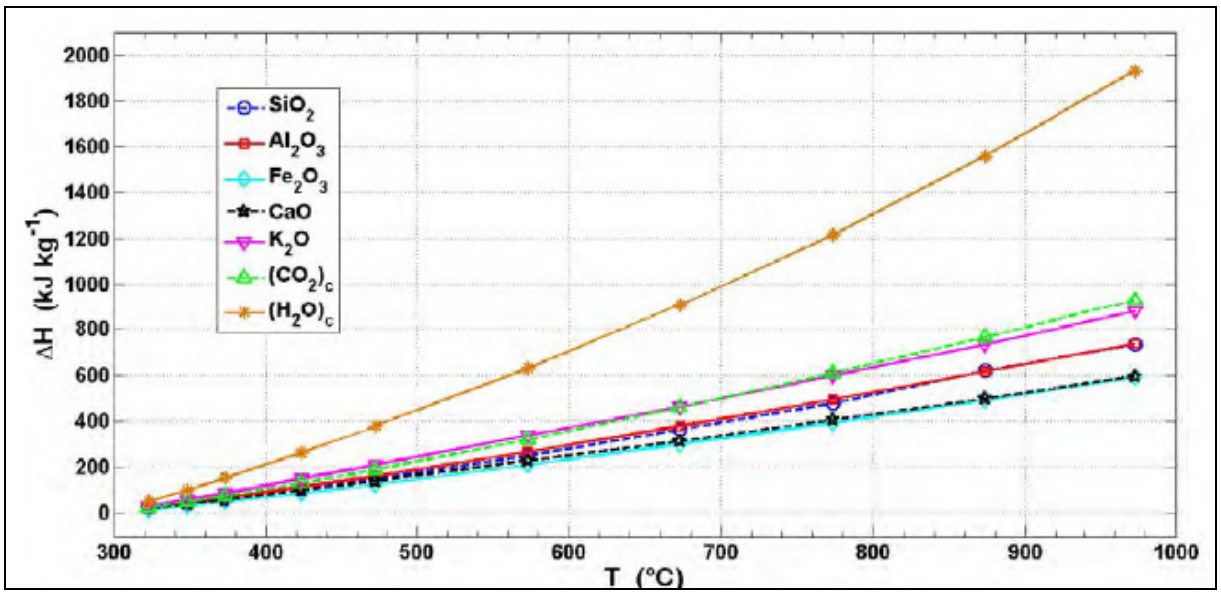


Fig.V Varësia e ΔH_i nga temperatura (1960 Kel; 1992 Som)

Kapaciteti termik volumetrik i njësisë së vëllimit të shkëmbit të nxehtë të ngopur me fluide jepet me formulën

$$\rho c = \lambda / \kappa . \qquad (4.44)$$

ku λ –përçueshmëria termike dhe κ –koeficienti i difuzionit. Në bazë të ekuacionit (4.43) shkruajmë ligjin e Kopp për termokapacitetin e shkëmbit

$$(\rho c)_b = (1-\phi)(\rho c)_s + \phi \sum_1^N S_i (\rho c)_i , \qquad (4.45)$$

S_i – koeficienti i ngopjes së shkëmbit

ϕ - poroziteti i shkëmbit

N=2 kur kemi ujë dhe naftë dhe N=1 kur në shkëmb kemi vetëm ujë.

Llogaritja e kapaciteteve termike (ρ c) të shkëmbit të nxehtë dhe lëngut kërkon të llogaritet dendësia dhe varësia e saj nga temperatura. Somerton (1992 ,Som) sugjeron këtë paraqitje:

$$\rho_x(T) = \frac{\rho_{x,20}}{1+(T-20)\,\alpha_x} , \; x = f, o, s. \qquad (4.46)$$

Koeficienti volumetrike i bymimit termik të shkëmbinjve është propozuar me varësi të ndryshme nga (Ski.1996;Som,1992dhe Fei,1995) si më poshtë:

$$\left.\begin{matrix}\alpha_f \\ \alpha_o \\ \alpha_s\end{matrix}\right\} = \begin{cases} 2.115\times10^{-4} + 1.32\times10^{-6}T + 1.09\times10^{-8}T^2 \\ 4.42\times10^{-4} + 1.03\times10^{-5}\times{}^\circ\text{API} \\ (2...5)\times10^{-5} \end{cases} . \qquad (4.47)$$

ku,

°API karakterizon dendësinë e vajrave të ndryshëm të shprehura në lidhje me dendësinë e ujit

G_0 - graviteti specifik në 20°C (Som,1992):

$$^\circ\text{API} = (141.5/G_o) - 131.5 . \qquad (4.48)$$

dhe c për naftën

$$c_o = (0.389 + 0.00081\,T)/\sqrt{G_o} . \qquad (4.49)$$

IV.10 Njehsimi i përcjellshmërisë në përbërjet mineralogjike rrjedhësit e ngopur

Përçueshmëria termike e shkëmbinjve mund të llogaritet nga përmbajtja minerale e tyre, meqenëse mineralet, për shkak të përbërjes së tyre të mirë përcaktuar, shfaqin një mospërputhje shumë më të vogël në përçueshmërinë termike se sa shkëmbinjtë. Njësoj, meqenëse pjesa më e madhe e përçueshmërisë termike të shkëmbinjve porozë ndryshon me ngopjen me lëngje të ndryshëm, për mostrat (modele) të shumta janë përdorur për llogaritjen e tij.

Për një sistem me dy komponentë, që përbëhet nga rrjedhës poresh apo formacion shkëmbor të ngurtë me përçueshmëri termike përkatësisht λ_f dhe λ_s, sipas [1962Has, 1971Hor] jepet:

$$\lambda_{HS}^{U} = \lambda_s + \frac{\phi}{\frac{1}{\lambda_f - \lambda_s} + \frac{1-\phi}{3\lambda_s}}; \quad \lambda_{HS}^{L} = \lambda_f + \frac{1-\phi}{\frac{1}{\lambda_s - \lambda_f} + \frac{\phi}{3\lambda_f}}. \qquad (4.50)$$

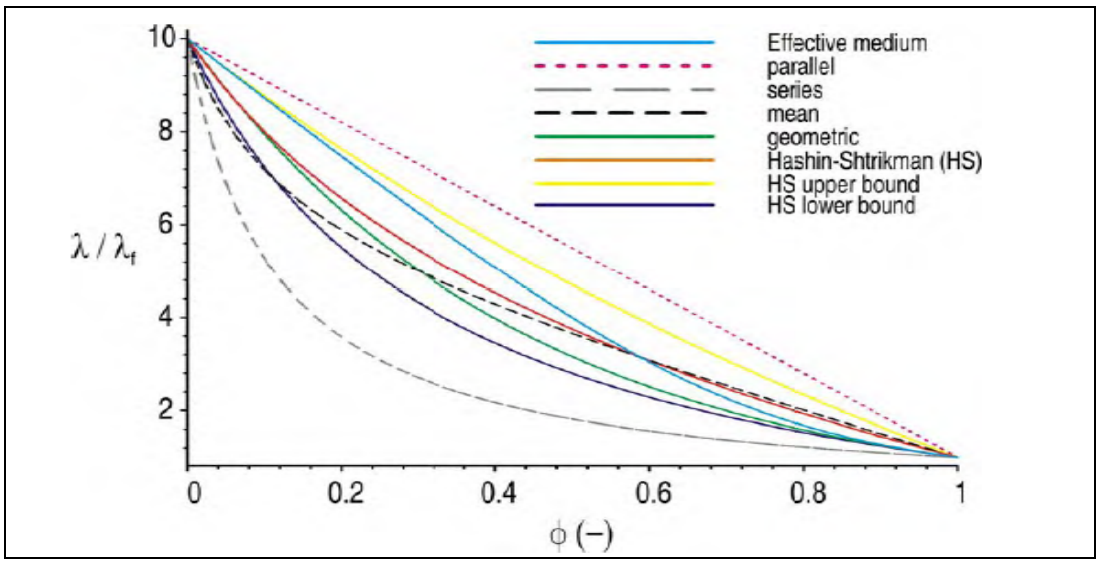


Fig. Grafiku i përçueshmërisë termike λ të një gjendje te ngopur te formacionit shkëmbor me porozitet te njohur. Përçueshmërinë termike trupave të ngurtë dhe rrjedhësve është marre λ_s=6W/m K dhe λ_f=0.6W/mK

IV.11 Ndikimi i faktorëve të ndryshëm në përçueshmëri termike

Përveç temperaturës, përçueshmëri termike gjithashtu ndryshon me presion, porozitetin, përmbajtjen e lëngjeve, fazat e gjendjes së mineralit, anizotropia e shkëmbinjve të ndryshëm. Efekti i ngopjes së pjesshme është i ndryshëm për shkëmbinj poroz ose thyer. Poroziteti konsiston në hapësirën e poreve në shkëmbinj. Efektet e secilit parametër është ilustruar në Fig sipas të dhënave të marra nga Robertson dhe Peck [1974Rob].

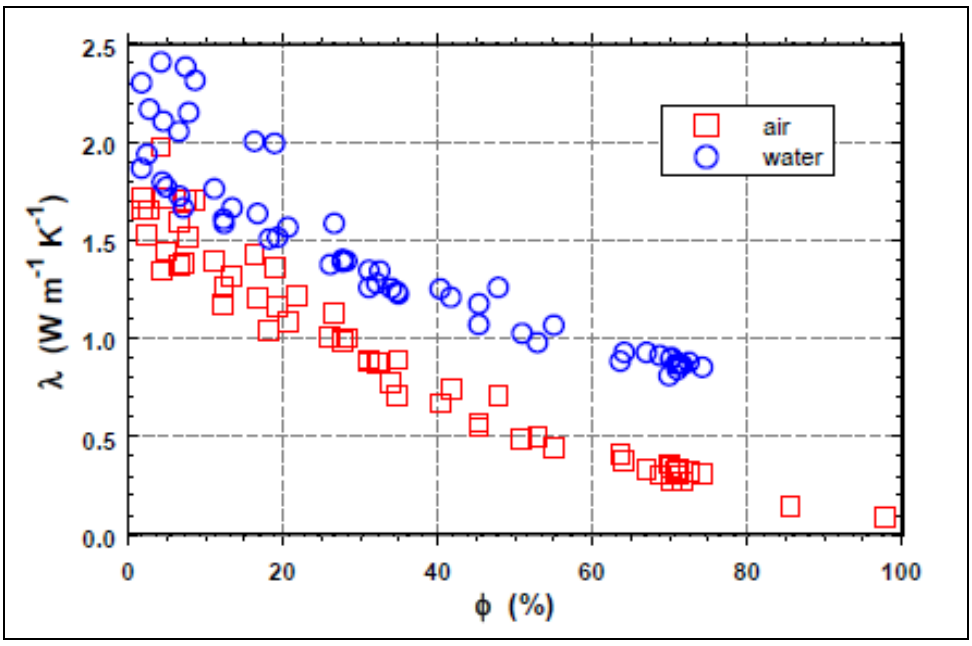


Fig.IV Variacioni i përcjellshmërisë termike nga poroziteti i shkëmbit

Në llogaritjet që janë bërë për vlerësimin e energjisë së burimeve gjeotermale janë patur parasysh vetëm rezervat e energjisë së grumbulluar në shkëmbinjtë karbonatikë.

KAPITULLI V

KARAKTERISTIKAT FIZIKO – GJEOGRAFIKE GJEOLOGJIA TEKTONIKA DHE AKTIVITETI SIZMIK I ZONËS SË ELBASANIT

Hyrje

Informacion i përgjithshëm mbi Kushtet fiziko gjeografike të Zonës së Elbasanit

Shqipëria ka një potencial të rëndësishëm të energjisë gjeotermale. Burimet e ujërave gjeotermale dalin që dalin në sipërfaqe shtrihen pothuaj në të gjithë territorin shqiptar nga Peshkopia në veri lindje në Përmet jug lindje. Fushat gjeotermale që përmbajnë ujin gjeotermal kanë temperaturë më të madhe se 40°C .Burimet e ujërave termale të Llixhave të Elbasanit janë të njohura që në kohën e Perandorisë Romake ,por në vitin 1932 këto burime janë shfrytëzuar për balneologji.

Ndër vite janë kryer eksplorime gjeotermale,ndërsa në gjysmën e dytë të shekullit të kaluar ka fontanuar uji i nxehtë në disa puse të thella të shpuar për kërkim naftë e gaz. Deri më sot te gjitha burimet minerale e gjeotermike janë shfrytëzuar vetëm për qëllime kurimi të sëmundjeve të ndryshme. Asnjë nga burimet e vjetra si dhe ato te përfituara nga shpimi I puseve nuk janë përdorur për prodhimin e energjisë elektrike dhe për qëllime përdorimi direkt.

Në Shqipëri njihen vetëm burime dhe puse gjeotermale të entalpisë së ulët.

Temperaturat maksimale të këtyre ujërave arrin ne 60^0C, në Llixhat e Elbasanit dhe 65.5^0C në Pusi Kozani-8. Katalogu i burimeve gjeotermale në Shqipëri regjistron rreth 11 burime, ndërsa katalogu i puseve gjeotermale regjistron 9 puse me temperaturë nga 29.3^0C deri në 65.5^0C dhe 4 puse të cekët me temperaturë 35.3^0C deri 50^0C. Temperaturat më të larta kanë burimet gjeotermale të rajonit të Elbasanit, të cilat janë dhe objekt të studimit tonë. Rajoni i Elbasanit ka potencialet më të mëdha të energjisë gjeotermale më të mëdha në Shqipëri. Për shfrytëzimin e tyre janë kryer studime e projekte të ndryshme nën drejtimin e Prof. Alfred Frashëri.

Zona që është marrë në studim është e vendosur në pjesën qendrore të Shqipërisë .Zona e studiuar është treguar në figurën V.1

V.1 Karakteristikat baze fiziko-gjeologjike të zonës së Elbasanit

V.1.1 Pozicioni gjeografik

Rajoni i Elbasanit ndodhet në Shqipërinë e mesme,Ai fillon me zonën gjeotermale të emëruar Kozan në veri të Elbasanit dhe mbaron në afërsitë Gramshit.

FigV.1. Harta e Vendndodhjes së zonës në studim është treguar në figurën 1/2

Në tabelën e mëposhtme paraqiten koordinatat e disa burimeve gjeotermale që ndodhen në rajonin në studim të Elbasanit. Përshkrimin do ta bëjmë sipas pozicionit gjeografik nga veriu në drejtim të jugut.

Koordinatat kilometrike të burimeve janë

Tabela. V.1 Koordinatat topografike te puseve kryesore te rajonit Elbasanit

Nr	Burimi Gjeotermal	X	Y	Z (m)
1	Kozani-8	55 205	17 455	180
2	Hydrajt	45 43 375-45 43 625	44 23 2 00-44 23 350	210-245
3	Llixhat	45 44 500-45 44 900	44 21 950-44 22 400	140-165
4	Marakut	45 36 050	44 19 950	230
5	Holtes	45 32 900	44 34 600	240-250

Burimi termomineral i pusit Kozani –8

Pusi Kozani -8, daljen në sipërfaqe të rrjedhjes së tij,është kontribut i shpimit të kryer për naftë.

Burimi termomineral i Kozanit–8 ndodhet rreth 5km në vijë ajrore në perëndim të qytetit të Elbasanit. Ai gjendet në krahun e djathtë të rrjedhjes së përroit të Kushës, paksa në perëndim të pikës ku ai bashkohet në degëzën e Kaliçones. Burimi ndodhet gjithashtu pranë autostradës Tirane Elbasan, në afërsi të fshatrave Shtemaj, Kozan, Kusha. Burimi del në sipërfaqe *me vetërrjedhje, me debitë të konsiderueshme me temperatura të larta,* në një zonë të zhvilluar urbane, duke ofruar mundësi të gjera përdorimi.

Zona konsiderohet perspektive jo vetëm sepse ndodhet pranë qytetit të Elbasanit, por edhe për faktin që sipas përroit të Kushës mund të kalojë rruga e re automobilistike që të lidhë Elbasanin, ndërkohe dhe *Korridorin 8-të* me metropolin kryesor të vendit, Tiranën (Fig.V.2-3).

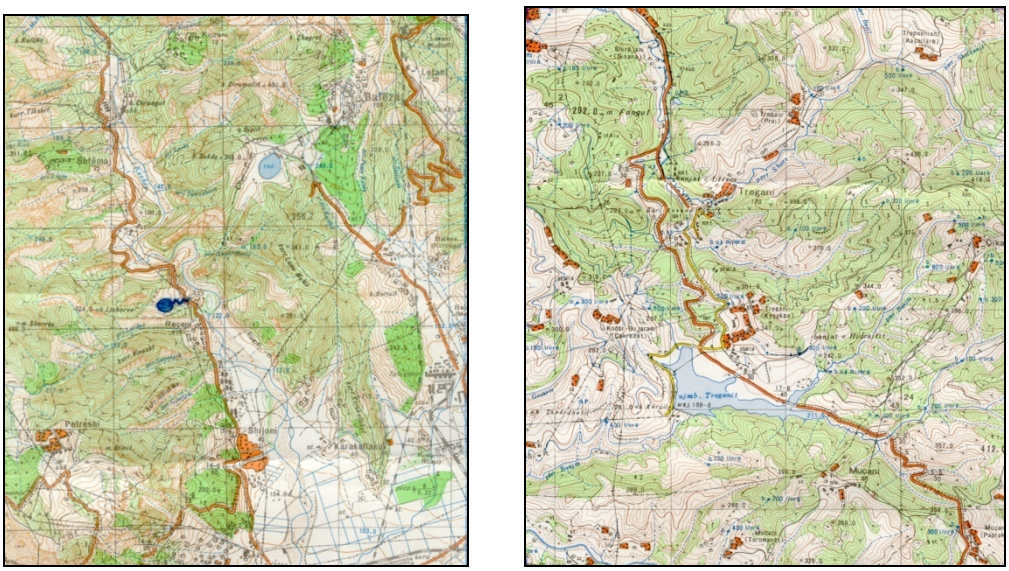


Fig.2.-3 Harta Topografike e Vendndodhjes së Pusit Kozan -8 dhe Burimeve të Llixhave

Burimet termominerale të Llixhave dhe të Hidratit në Elbasan

Burimet e ujërave termominerale të Llixhave dalin rreth 12 km në jug të qytetit të Elbasanit. Ato drenojnë përgjatë *përroit të Priftit* me një largësi rreth 2km nga rruga Elbasan-Gramsh.

Në afërsi të burimeve të Llixhës, gjatë luginës së përroit të Shes vendoset fshati Llixhë. Këtu ndodhet dhe qendra e Komunës Tregan. Gjatë viteve të fundit janë ngritur shumë qendra për qëllime kurimi. Burimet e ujërave termominerale të Hidratit dalin rreth 13-14 km në jug te qytetit të Elbasanit. Ato vendosen rreth 1.5 km në juglindje të burimeve të Llixhave në të dy anët e luginës së *përroit të Banjës*, rreth 2km në lindje të rrugës automobilistike Elbasan-Gramsh. (Fig.3). Zona e burimeve ndodhet pranë rrugës që të çon në fshatin Çikallesh, ndërsa fshati Tregan ndodhet rreth 800m në veriperëndim të burimeve. Burimi mineral i Marakut, përroi i Banjës. Burimi mineral i Bënjës shtrihet rreth 10 km në vijë ajrore në jug-juglindje të qytetit të Cërrikut. Ai shtrihet në shpatin lindor të kodrave të Sulovës në një *degëzim të përroit të Bënjës.*

Fshatrat më të afërta me të janë Qafa në jug-jugperëndim dhe Bënja në veri-verilindje pranë të cilit është ngritur diga e hidrocentralit të Bënjës. Rruga automobilistike vjen deri në fshatin Bënjë, mandej deri tek burimi nuk ka rrugë por kalohet sipas përroit të Bënjës (Fig.V.4).

Burimet termominerale të Holtës

Burimet termominerale të Holtës shtrihen rreth 7km në vijë ajrore në veri-verilindje të qytetit të Gramshit. Ato shtrihen *përgjatë lumit të Holtës,* kryesisht në bregun e djathtë të tij. Fshatrat më të afërta me burimet janë Selta, Holta dhe Tervolli Sinani. Rruga automobilistike shkon deri në fshatin Drize, mandej kalohet sipas shtratit të përroit. Përgjatë shtratit të lumit brenda kanionit, takohen dhe *disa burime të tjerë* të vegjël në një distancë nga 100 – 1000 m, nga të cilët njëri dallohet në breg të lumit, ndërsa të tjerët ndodhen në shtratin e lumit, por evidentohen nga ngjyra e bardhë që i japin ujit. (Fig.V.5).

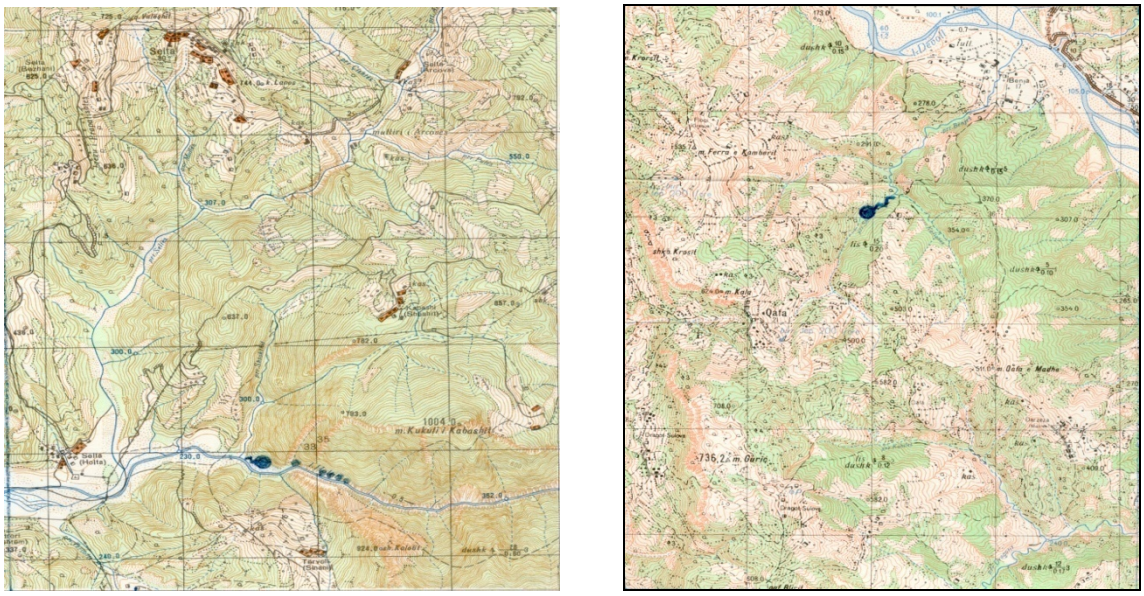


Fig.4-5 Vendndodhja e Burimeve të Bënjës dhe Holtës

V.2 Gjeomorfologjia e Rajonit të Burimeve Termominerale të Zonës Elbasanit

Zona në të cilën ndodhet burimi gjeotermal Kozan-8, karakterizohet nga një reliev i aksidentuar, me diferenca të ndjeshme kuotash. Për pasojë shoqërohet me një shkallë të lartë erozioni.

Elementin më të spikatur gjeomorfologjik konsiderojmë *masivin malor të Letanit,* si vazhdimin me jugor te vargmalit Kruje-Dajt. *Masiv malor i Letanit merr rëndësi të veçantë, mbasi shërben si burim ushqim dhe rezervuar për furnizimin me ujë nga reshjet të basenit hidrotermomineral të Kozanit.*

Karakteristike e këtij masivi malor është relievi i thepisur, i shoqëruar me shkrepa e maja të shumta, siç është maja e Balzës 701.0m, maja 763.0m, maja 939.7m, etj, të cilat janë ndërtuar nga formacionet karbonatike të Kretë-Eocenit. Masivi malor karbonatik i Letanit është i prerë mes përmes nga një degë e përroit të Kushës, e cila mundëson kalimin e vazhdueshëm të ujërave përmes tij.

Ndërsa burimet gjeotermale të Llixhave dhe Hidratit karakterizohet nga *një reliev i butë kodrinor*, i përshkruar nga disa përrenj. Elementet më të spikatur gjeomorfologjikë të zonës janë lugina e përroit të Priftit dhe lugina e përroit të Banjave përfund të cilave aty ku ato ndërpriten me horizontin litologjik me olistolite gëlqerorësh, drenojnë dhe zhvillohen burimet, si dhe kurrizi i kodrave, i cili fillon me majën e Fangut 293.6m, gurin e Kuvendit 282.0m, gurin e Keçikut 351.0m dhe mandej me majën 347.0m. Ky kurriz kodrash jo vetëm ndan dy luginat, por dikton dhe daljen e burimeve hidrotermale e kondicionuar nga formacioni litologjik me të cilin ndërtohet.

Zona e daljes së burimeve të Marakut dallohet për një reliev të aksidentuar kodrinor. Erozioni i fuqishëm diktohet nga litologjia e tektonika e zonës.

Elementi më i spikatur gjeomorfologjik i zonës është *Mali i Sulovës,* me të cilin është i lidhur burimi. Karakteristike e këtij masivi kodrinor është pjerrësia e madhe dhe uniforme e shpatit perëndimor dhe pjerrësia e bute dhe e larmishme e shpatit lindor, e karakterizuar nga maja të shumta, si maja Kola 624m, Maja Guriç 736.2m etj. Vargu i Shkrepave përfaqëson daljen e gëlqeroreve në sipërfaqen, në ballin perëndimor të tektonikës, që ka strukturuar antiklinalin e Marakut, për rrjedhoje ka formuar masivin kodrinor të Sulovës.

Burimet e Holtës dalin në një zonë me një reliev të theksuar malor. Në këtë zonë më i spikaturi është mali i Tervollit me të cilin janë lidhur dhe burimet gjeotermale të Holtës.

Karakteristike e këtij masivi malor është relievi i thepisur dhe i pa kalueshëm, i shoqëruar me shkrepa e maja të shumta, siç është maja Kukuli i Kabashit 1004m, shkëmbi i Kalotit 924m etj. Mali i Tervollit është i përshkuar mes për mes nga lumi i Holtës, shtrati i të cilit përfaqëson një ndër perlat e kanioneve Shqiptare.

V.3 Kushtet Klimatike në rajonin në studim

Zona në të cilën ndodhen puset e emërtuara Kozani, ndër të cilat edhe vendndodhja e Pusit Kozan-8, sipas ndarjes klimatike të Shqipërisë, ndodhet kryesisht në zonën Mesdhetare Kodrinore Qendrore. Karakteristike kryesore e klimës së këtyre zonave është vera e thatë dhe dimri i lagët. Regjimi i temperaturës së ajrit, pozicioni gjeografik, format e ndryshme të relievit reflektohen ndjeshëm në kushtet klimatike të zonës dhe sidomos në vlerat e temperaturave të ajrit. Klima e zonës se Llixhave është mesdhetare kodrinore e ngrohtë. Temperatura mesatare vjetore është 15^0C, kurse ajo e Janarit është 6.5-6.8^{0}C, ndërsa e Korrikut 24^0C. Temperatura minimale ka arritur në -10^0C, kurse ajo maksimalja në 42^0C. Sasia mesatare vjetore e reshjeve është 1165 mm. Sasia më e madhe e reshjeve bie në stinën e dimrit.

Klima e zonës së Marakut është mesdhetare kodrinore, karakterizohet nga verë e ngrohtë dhe e thatë e nga dimër relativisht i ftohtë e me *shumë reshje*. Temperatura mesatare vjetore është rreth 15^0C, mesatarja e Janarit rreth 7^0C, kurse e Korrikut dhe e Gushtit 24^0C. Temperatura minimale absolute ka arritur në -11^0C, kurse ajo maksimale absolute mbi 40^0C. Numri i orëve me diell është i lartë (mbi 2600 orë). Sasia mesatare vjetore e reshjeve është 992mm. Në pranverë bien rreth 23% e sasisë vjetore të reshjeve. Reshjet bien kryesisht në formë shiu. Bora është një fenomen i rrallë.

Klima e zonës rreth burimeve të Holtës është mesdhetare kodrinore, karakterizohet nga vera e ngrohtë dhe e thatë dhe nga dimri relativisht i ftohtë e me *shumë reshje*. Temperatura mesatare vjetore 11-13^{0}C. Temperatura mesatare e Janarit 4-6^{0}C. Minimumet absolute zakonisht vërehen në intervalin -7^0C deri -8^0C, me dimra të ftohtë -12^0 deri ne -13^0C. Temperatura mesatare në muajin më të ngrohtë 24-25^{0}C. Reshjet kanë një shpërndarje të njëtrajtshme. Lartësia vjetore e tyre lëkundet ndërmjet 1100-1300mm, me sasinë më të madhe kryesisht në dimër. Numri i ditëve me reshje gjatë vitit lëkundet ndërmjet 95-105 ditë. Për të ilustruar ecurinë e temperaturave dhe reshjeve po paraqesim të dhënat ne tabela e grafike.

Tabela.V.1 Temperaturat mesatare mujore shumëvjeçare të Rajonit të Elbasanit

Stacioni	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Mes
Petresh	6	6.7	9	11.9	16.6	20.1	23.2	23.3	20.2	15.7	10.6	7.3	14.2
Elbasan	6.7	7.7	10.2	13.5	17.8	21.2	23.4	23.3	20.5	16.3	11.4	7.9	15

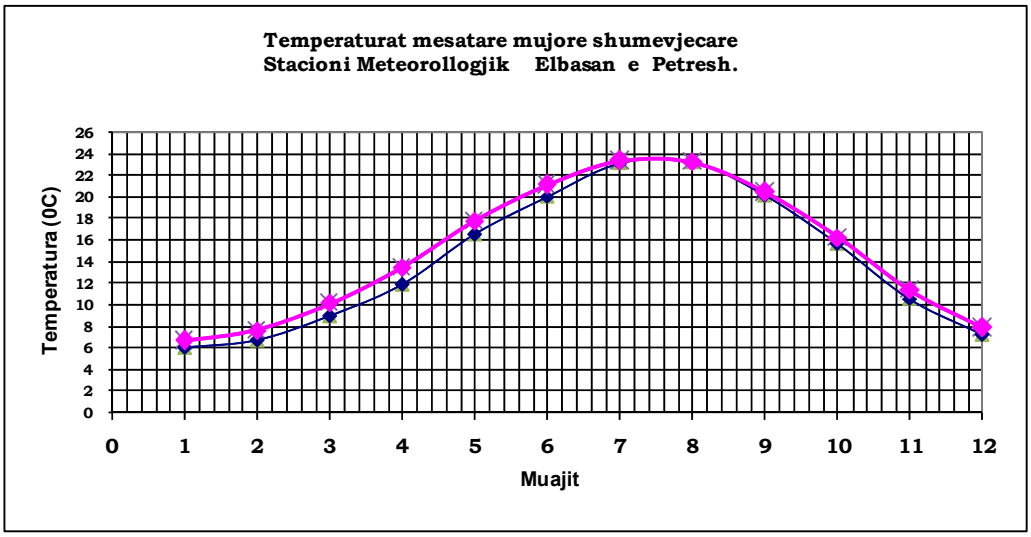


Fig .V.6 Shpërndarja e temperaturave mesatare mujore shumëvjeçare ne stacionet meteorologjik Petresh Elbasan

Tabela.V.2 Reshjet mesatare mujore shumëvjeçare të Rajonit të Elbasanit

Stacioni	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Mes
Petresh	152	151	115	102	98.7	61.5	41	36.3	69.8	101	172	171	1271
Elbasan	146	137	94.6	87.8	82.4	55.3	30.2	40.2	62.9	114	169	152	1172

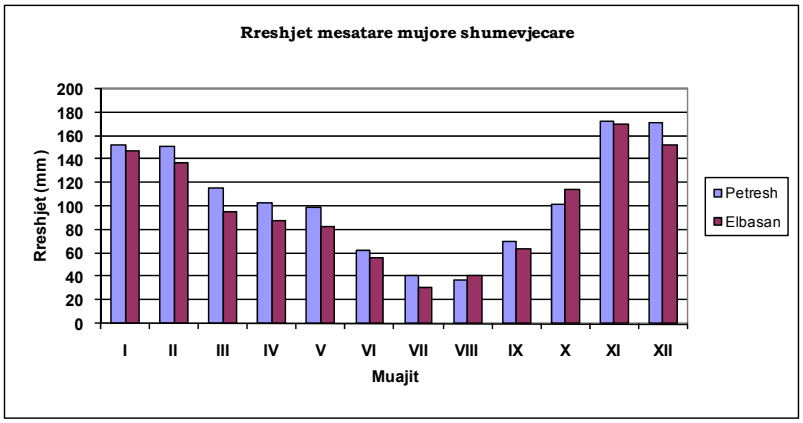


Fig .V.7 Shpërndarja mesatare mujore shumëvjeçare e reshjeve në stacionet meteorologjik Petresh Elbasan

V.4 Hidrografia e Zonës

Hidrografia e zonës për rreth burimeve gjeotermike ndërtohet nga disa përrenj, ku me i spikaturi është përroi i Kushës dhe i Zaranikës. Të dy këta përrenj janë të fuqishëm, mbasi përçojnë sasi të mëdha ujërash. Konkretisht me zonën e burimit lidhet *përroi i Kushës*, jo sepse kalon pranë burimit termomineral, por për faktin që *ai pret mes për mes antiklinalin karbonatik të Letanit, i cili është furnizuesi dhe magazinuesi më i madh ujor i pellgut hidrotermal* të Kozanit.

Shpërndarja brendavjetore e prurjeve, fakti që në muajin *shkurt* kemi prurje më të mëdha, tregon qartë gjithë strukturën karbonatike të Letanit.

Hidrografia e zonës përbëhet nga përrenjtë e Llixhës dhe të Banjës. Përroi i Llixhës formohet nga bashkimi i dy përrenjve, atij të Priftit dhe Shesë. Burimet hidrotermale të Llixhës dalin në pjesën e poshtme të përroit të Priftit, kurse burimet e Hidratit dalin në pjesën e poshtme të përroit të Bënjës. Si përroi i Llixhës, ashtu dhe ai i Banjës, ushqimin kryesor konstant e marrin nga burimet termominerale.

Në stinën e dimrit dhe veçanërisht gjatë shirave intensive përrenjtë bëhen të rrëmbyer e me prurje deri $Q = 10\text{-}15\ m^3/sek.$

Tabela.V.3 Prurjet mesatare mujore shumëvjeçare Përroi i Kushës

P/Kushes	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Mes
Q (m3/s)	2.33	2.70	2.61	2.44	1.59	0.82	0.44	0.52	0.63	0.94	1.76	2.58	1.61

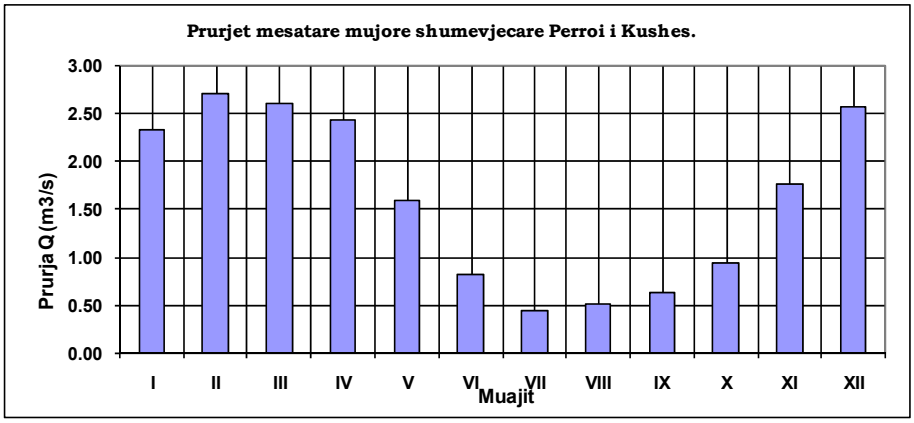


Fig.V.8 Prurjet mesatare mujore shumëvjeçare të Përroit të Kushës

V.5 Pozicioni Gjeotektonik ndër Albanidet

Pjesa më e madhe e burimeve termominerale janë të lidhura me formacione, struktura apo linja strukturore, që i përkasin zonës tektonike Kruja, e cila që në zhvillimet e saj më të hershme është konceptuar si zonë e ngritur, pra si kurrizore midis dy hullive, Jonikës në perëndim dhe Krasta-Cukalit në lindje. Për rrjedhojë, ajo ka përjetuar një zhvillim të tillë paleogjeografik, që i ka mundësuar të qenit zonë primare për zbulimin, ekspozimin në sipërfaqe dhe zhvillimin e ujërave minerale dhe termominerale. Karakterizohet nga një faqe e fuqishme karbonatike, me tregues poroziteti dhe përshkueshmërie të lartë, e cila takohet gjerësisht si në sipërfaqe, duke shërbyer si burim ushqimi për këtë basen akujfer, ashtu edhe në thellësi, në trajtën e strukturave të varrosura, duke shërbyer si pellgje ujërash termominerale. Të qenit kurrizore i ka krijuar mundësinë e komunikimit më të mirë me thellësinë, aq të domosdoshme për formimin e pellgjeve ujore minerale, sidomos termominerale.

Zona tektonike Kruja është e karakterizuar nga një zhvillim i fuqishëm tektoniko-strukturor, i shprehur si nga strukturat e ekspozuara në sipërfaqe, antiklinali i Tërvollit, Valeshit, Letanit, Krujë-Dajtit, Makareshit etj., por edhe nga ato të evidentuara në thellësi, siç janë strukturat e Kozanit, Tiranës etj. Strukturat e varrosura në thellësi, në pjesën më të madhe të tyre janë të eroduara, çka do të thotë se, për një kohë të caktuar gjeologjike, ato janë ekspozuar në sipërfaqe duke iu nënshtruar një erozioni të fuqishëm, mandej janë zhytur në thellësi duke u mbuluar nga formacionet mollasike (Naço P., etj., 2011) dhe duke u kthyer kështu në basene ujore me mundësi termominerale. Strukturat e varrosura bëjnë ballin mbihypës të zonës Kruja mbi zonën Jonike, duke përfaqësuar një alaktonizëm tërësor të këtyre njësive, mbi 20 km, por dhe modelin e zhvillimit të një cikli të fuqishëm tektonik, i cili i përmban të gjitha stadet, ngritjen, zhvillimin, daljen në sipërfaqe, mbihipjen, erodimin, uljen, zhytjen e mandej varrosjen e mbulimin nga depozitimet mollasike. Modeli tektonik i përshkruar i përmbush të gjitha kriteret për formimin e baseneve hidrotermale të thellësisë (Naço P., etj., 2004).

V.6 Karakteristika Gjeologjike Rajonit të Elbasanit

Për të njohur ndërtimin gjeologjik të rajonit po paraqesim litostratigrafinë e formacioneve gjeologjike që janë mbizotëruese në rajon.

V.6.1 Litostratigrafia

Përshkrimin e litostratigrafisë do ta bëjmë mbi bazën e formacioneve gjeologjike (Fig.V.9), duke u ndalur në ato elementë, që kanë të bëjnë me qëllimin e këtij artikulli.

Formacioni evaporitik jepet me moshë Permo-Triasike, duke u njohur si formacioni më i vjetër në Albanidet e jashtme. Stratigrafikisht është konceptuar si prerja më e vjetër e zonës Jonike, por mendojmë se duhet të ndërtojë edhe prerjen më të vjetër të zonës tektonike Kruja. Takohet në jugperëndim të sheshit të studimit, duke ndërtuar diapirin kripor të Dumresë. Litologjikisht përfaqësohet nga gipse, anhidrite, kripë guri si dhe keproku, i cili ndërton përzierje të formacioneve evaporitike me ato karbonatike e flishore. Evaporitet në konditat e thellësisë përbëjnë masa të rrjedhshme, të cilat kanë veti të lëvizin drejt pikave me presion më të ulët, duke u bërë promotor të lëvizjes, ngritjes, strukturimit dhe mbihipjes së strukturave e njësive tektonike, por edhe një premisë e rëndësishme për formimin e ujërave termominerale.

Formacioni karbonatik është me moshë Kretak-Paleocen-Eocen. Ka përhapje të gjerë si në sipërfaqe ashtu dhe në thellësi, ku është takuar nga shumë puse të thellë të shpuar për naftë e gaz. Stratigrafikisht është konceptuar si vazhdimësi normale mbi evaporitet. Litologjikisht përfaqësohet nga dolomite, gëlqeror dolomitik e gëlqeror. Kretaku dominohet nga dolomitet, duke përfaqësuar një

faqe neritike, ndërsa Paleoceni dhe Eoceni dominohet nga gëlqerorët, duke përfaqësuar një faqe karbonatike në thellim e sipër. Këtë formacion shkëmbor e konsiderojmë më të rëndësishmin, mbasi me të janë të lidhura ujërat minerale dhe termominerale. Nisur nga trashësia e madhe e faqes karbonatike, vendosja stratigrafike mbi evaporitet, vetitë fizike dhe kolektorale, ai përbën një formacion të fuqishëm jo vetëm akujfer, por edhe ujërash minerale e termominerale. Shërben si burim ushqimi, për efekt të sasisë së ujërave që përshkon në brendësi të tij; si rezervuar magazinimi, për efekt të porozitetit të lartë që karakterizohet; si burim drenimi, për efekt të vetisë që ka për të shkarkuar ujërat në pikat me presion dhe hipsometri të ulët. Ai shërben gjithashtu si trualli apo ena ku përpunohen, pasurohen e prodhohen ujërat minerale e termominerale (Naço P., etj., 2004).

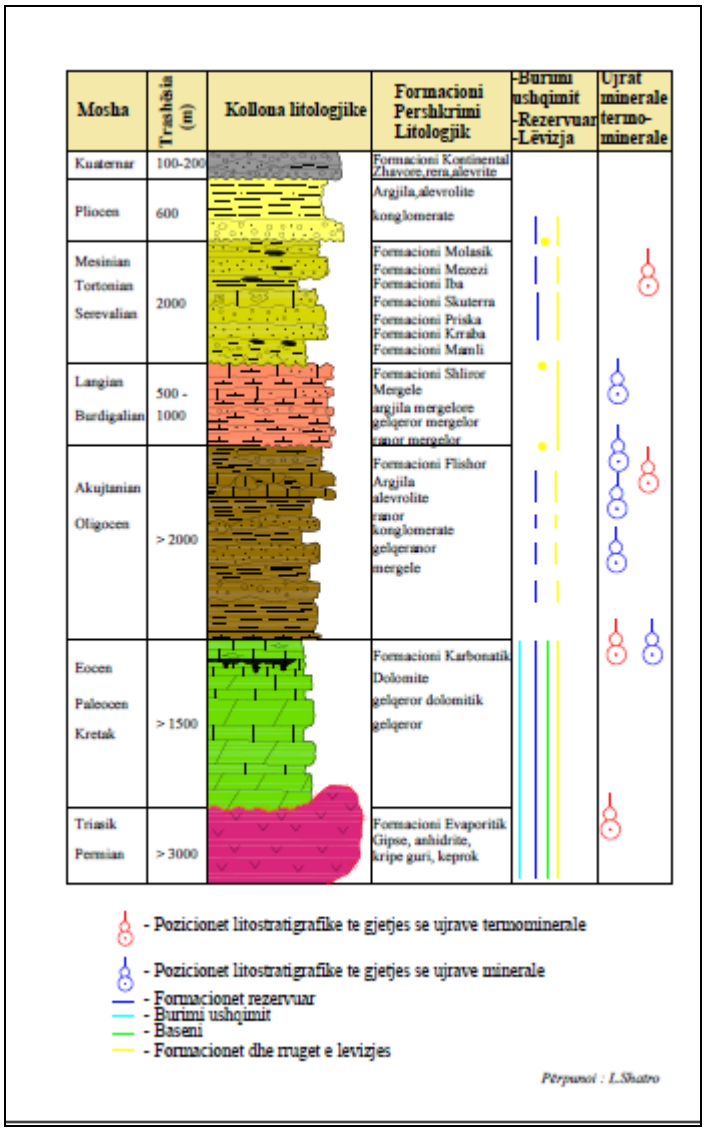


Fig.V.9 Kolona litostratigrafike e formacioneve të lidhura me ujërat gjeotermale (Naco.,2004*)*

Ky formacion është më i rëndësishmi i këtij studimi, mbasi *me të janë të lidhura ujërat minerale dhe termominerale*. Nisur nga trashësia e madhe e prerjes karbonatike, vendosja stratigrafike mbi evaporitet, vetitë fizike dhe kolektorale, ai përbën një *horizont të fuqishëm* jo vetëm *akujfere, por edhe ujërash minerale dhe termominerale*. Shërben si burim ushqimi për efekt të sasisë së ujërave që përshkon në brendësi të tij, si *rezervuar magazinimi,* për efekt të porozitetit të lartë që karakterizohet, si *burim drenimi,* për efekt të vetisë që ka për të shkarkuar ujërat në pikat me presion dhe hipsometri të ulët. Ai shërben gjithashtu *si trualli apo ena ku përpunohen, pasurohen e prodhohen ujërat minerale e termominerale.* (Fig.V.9).

Formacioni flishor stratigrafikisht me ndihmën e pakos kalimtare vendoset normalisht mbi formacionin karbonatik, duke shënuar vazhdimësinë normale të një baseni me thellim e dinamizëm në rritje, tipik për formimin e flisheve. Ky formacion përfshihet në diapazonin moshor Oligocen i poshtëm-Akujtanian.

Litologjikisht përfaqëson ndërthurje ritmike flishore, të përbërë nga elementet: argjila, alevrolite, ranore, konglomerate, gëlqerorë, ku herë dominon njëri e herë tjetri, por në përgjithësi dominohet nga ndërthurje ritmike argjila, alevrolite, ranore (FigV.9).

Në përbërje të këtij formacioni, në funksion të elementeve litologjikë përbërës janë veçuar një seri pakosh litologjike. Po veçojmë këtu pakon mergelore kalimtare ($Pg^{1}_{3}PK$), e cila përben bazën e këtij formacioni. Ka trashësi 30 – 40 m dhe përfaqësohet nga mergele e argjila mergelore kaltëroshe. Formacioni flishor karakterizohet nga trashësi të konsiderueshme, të cilat shkojnë edhe mbi 2000m. Ky formacion *dallohet për vetitë e tij të papërshkueshme, duke shërbyer si mbulese apo perde e papërshkueshme*, si në ruajtjen e shtratimeve të naftës e gazit apo fluideve me energji të lartë e ngritëse ashtu edhe si sipërfaqe drenimi për ujërat.

1-D- Formacioni shliror është me moshë Burdigalian-Langian. Përhapet kryesisht në pjesën jugore të rajonit, në sektorët Kozan, Elbasan, Llixha, Tregan, duke ndërtuar qendrën e sinklinalit Llixha-Gracen.

Karakteristike e këtij formacioni litologjik është *poroziteti dhe përshkueshmëria e lartë*. Në përhapjet sipërfaqësore të këtij formacioni, në kohët me reshje vërehen shumë pellgje që gurgullojnë për arsye të gazit që ato përçojnë.

Formacioni kontinental i Kuaternarit. Ky formacion ka përhapje të gjerë, duke zënë pjesët më të ulura të relievit. Takohet në Elbasan *përgjatë luginës së lumit Shkumbin,* i përfaqësuar kryesisht nga depozitimet aluviale të këtij lumi, si dhe në *sektorin Tiranë-Ishëm*, i përfaqësuar kryesisht nga depozitimet aluviale të lumit Ishëm. Litologjikisht përfaqësohet nga zhavorre e rëra dhe më pak nga alevrite e argjila. Ky formacion përbën një *horizont të fuqishëm akujfere,* për faktin se ndërtohet nga zhavorret dhe përshkohet mes për mes nga lumi që i ka formuar. Njihet si formacion me porozitet e përshkueshmëri të lartë, për rrjedhoje është burim ujërash por shumë i prekshëm nga ndotjet.

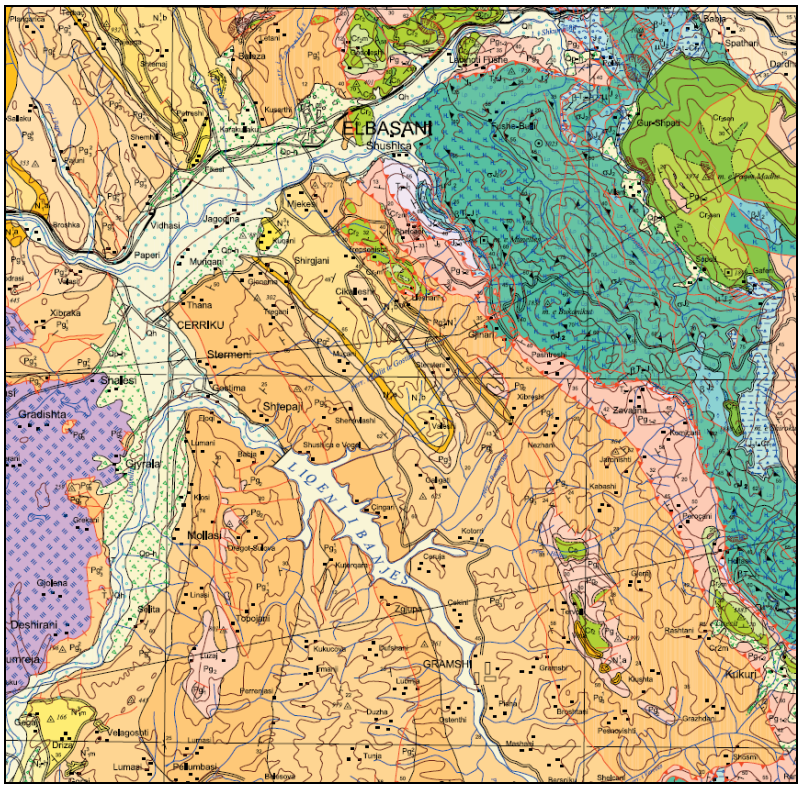


Fig.V.10 Pozicioni Gjeologjik i basenit të Ujërave gjeotermale të rajonit Elbasan

V.6.2 Tektonika dhe struktura e zonës

Karakteristikë për ndërtimin strukturor është se të gjitha strukturat, si ato të sipërfaqes dhe të thellësisë, në të shumtën e rasteve, i janë nënshtruar një erozioni të fuqishëm.

Ky fakt dëshmon së pari, për tektonizmin, strukturimin dhe sensin e fuqishëm ngritës që ka përjetuar rajoni, mundësi kjo për një komunikim më të mirë me nivelet e thella të nëntokës dhe së dyti, kompleksi i këtyre fenomeneve ka ndihmuar, në krijimin e një rezervuari sa më kavernoz dhe në furnizimin e magazinimin e sasive të mëdha ujore, që në kohët e hershme gjeologjike. Pra, ka mundësuar penetrimin dhe infiltrimin e sasive të mëdha ujore, të cilat me varrosjen e strukturave janë kthyer në ujëra të izoluara të thellësisë. Këto tipare i gëzon pothuajse e gjithë zona tektonike Kruja, pjesa më e madhe e strukturave të së cilës, ose janë të ekspozuara në sipërfaqe, ose janë të varrosura në thellësi, por të eroduara në pjesët më të ngritura, deri në nivelin e gëlqerorëve. Në logjikën e këtij diskutimi të shkurtër kuptohet përse përgjatë zonës tektonike Kruja, takohen kaq shumë ujëra minerale e termominerale, duke e kthyer atë në një zonë të nxehtë, si dhe në një mundësi, për zbulime rezervash të reja, ujërash minerale e termominerale (Naço P., etj., 2004).

Antiklinali i Letanit, shtrihet në veri të qytetit të Elbasanit dhe është vazhdimi më juglindor i linjës strukturore Krujë-Dajt. Ka karakteristika strukturore të ndërmjetme, midis një strukture të plotë antiklinale dhe një linje strukturore, që është më afër një monoklinali. Përfaqëson një strukturë të aksidentuar, me tektonika tërthore e gjatësore, të cilat kanë maskuar apo coptuar elementët strukturor të sajë. Ndërtohet në pjesën më të zhvilluar nga formacioni karbonatik i Kretë-Eocenit, i cili ndërton një reliev të thepisur dhe të karstëzuar. Sipas tavanit të karbonateve ka përmasa 6×1.4 km. Karakteristikë e kësaj strukture janë tektonikat e shumta tërthore, të cilat e bëjnë një laborator studimi, për këtë element gjeologjik. Më interesante është tektonika tërthore, që kufizon përhapjen në jug të sajë, e cila duhet të jetë e tipit shtytje-falje, si pjesa e dukshme e tërthores Elbasan – Dibër (Naço P., etj., 2011).

Grupimi strukturor i Kozanit. Kjo njësi strukturore shtrihet direkt në perëndim të antiklinalit të Letanit, duke u zhvilluar në ballin e mbihipjes të kësaj strukture të ekspozuar në sipërfaqe. Është modeluar dhe vizatuar mbi bazën e profileve të shumta sizmike dhe është vërtetuar si objekt, nga shumë puse të shpuar për naftë e gaz. Ky grupim strukturor është i ndërtuar nga disa blloqe karbonatesh, të kapura nga një sërë tektonikash gjatësore e tërthore, hedhëse e kundërhedhëse, duke i dhënë atij pamjen e një masivi, i cili në mënyrë shkallore, ngrihet hipsometrikisht në drejtim të lindjes, deri sa kontakton me strukturën antiklinale të Letanit, që zbulohet në sipërfaqe. Ai ndërtohet nga disa luspa të shtrira, të mbihipura në drejtim të perëndimit, karakteristikë e të cilave është vendosja shkallore dhe komunikimi pa ndarje me njëra tjetrën. Si më i spikaturi është blloku, që është kapur nga pusi Kozani-8, i cili ka elementët e një antiklinali me përmasa 5×2 km, por që nuk ka ndarje me lindjen. Pjesët kulmore të blloqeve më të zhytur, ndodhen në thellësitë 1600-1800 m. Grupi strukturor i Kozanit, sipas tavanit të karbonateve dhe shtrirjes hapësinore të vizatuar, ka përmasa 8×4 km. Ndërtimi strukturor si në sipërfaqe e në thellësi, në të shumtën e rasteve, i është nënshtruar një *erozioni të fuqishëm.* Ky grupim strukturor është i ndërtuar nga disa *blloqe karbonatesh*, të kapura nga një sërë tektonikash gjatësore e tërthore, hedhëse e kundërhedhëse.

Blloku më i spikatur është kapur nga pusi *Kozani-8*,i cili është një *antiklinali* me përmasa *5×2 km ,por* që nuk ka ndarje me lindjen.

Grupi strukturor i Kozanit, sipas tavanit të karbonateve, ka përmasa *8×4km.* Grupimi ka *pamjen e një masivi*, i cili në mënyrë shkallore, ngrihet në drejtim të lindjes, deri sa kontakton me strukturën antiklinale të Letanit, që zbulohet në sipërfaqe. Kjo gjendje ka mundësuar penetrimin dhe *infiltrimin* e sasive të mëdha ujore, të cilat me varrosjen e strukturave janë kthyer në ujëra të *izoluara* të thellësisë (Shatro & Ormeni ., 2014).

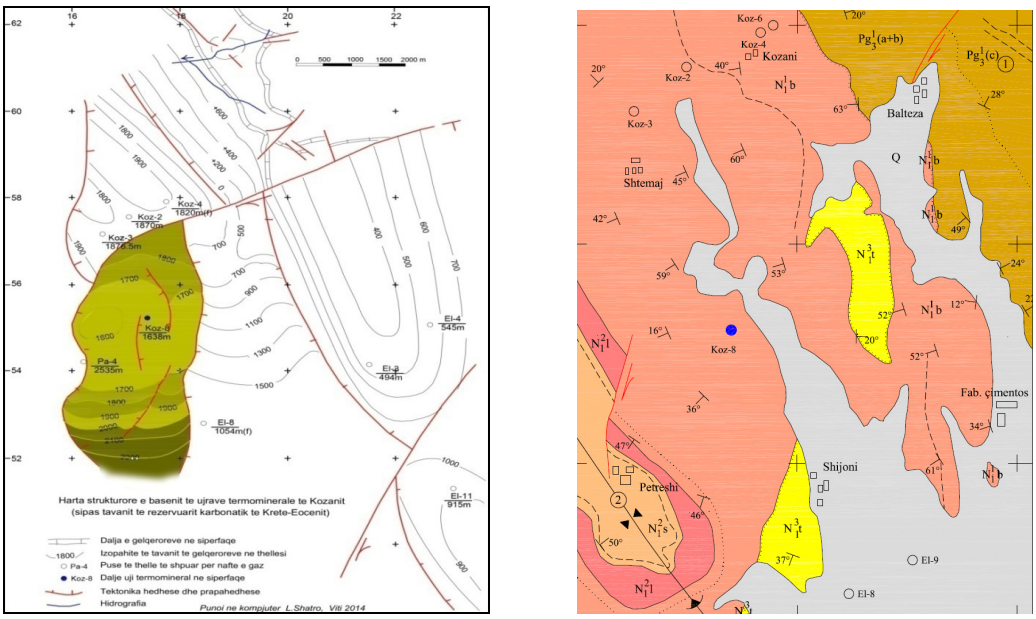


Fig.V.11 Harta strukturore e gjeologjike e basenit të ujërave termominerale të rajonit të Kozanit-8

V.6.3. Aktiviteti i sotëm sizmik i zonës

Segmenti Elbasan-Dibër me drejtim VL-JP paraqet një thyerje tërthore të thellë, me burime të ujërave termale dhe që goditet shpesh nga tërmete të fortë duke qenë aktive dhe në ditët e sotme (Ormeni et al, 2011, 2015). Në total rreth 1315 tërmete janë lokalizuar gjatë periudhës 2001-2015 në këtë zonë nga të cilët 390 me magnitudë M>3.0, 8 me magnitudë M>4.5 dhe 2 me magnitude M>5.0. Thellësia mesatare e vatrave të tërmeteve është rreth 10 km. Shumica e vatrave rangojnë në thellësitë 2-15 km. Tërmete të moderuar janë tërmeti i 24 Tetorit 2008 (M_L4.5), tërmeti i 6 Shtatorit 2009 (M_L5.4), tërmeti i 12 Majit 2014 (M_L5.0), tërmeti i 19 Majit 2014 (M_L5.2). Kjo zonë ka paraqitur çlirim të madh energjia si përsa i përket frekuencës, por edhe tërmetit të fortë. Kjo zonë paraqitet e veçantë edhe përsa i përket burimeve sizmike të të gjitha tipeve të tërmeteve (Ormeni et al, 2012). Tërmetet rrallë ndodhin si ngjarje të izoluara, por zakonisht janë pjesë e sekuencave me karakteristika të mirënjohura. Paragoditjet dhe pasgoditjet janë të lidhura ngushtë me goditjen kryesore. Sekuencat e pasgoditjeve që shoqërojnë goditjen kryesore në këtë zonë janë në përputhje me ligjet Gutenberg-Rihter dhe Omori i modifikuar (Ormeni 2009). Kur sekuencat e tërmeteve nuk janë të lidhura me një goditje kryesore këto quhen suorme (fig V.12). Dy ose më shumë goditje kryesore janë të afërta në kohë dhe në hapësirë. Këto janë quajtur tërmete të përbërë dublet, triplet, multiplet.

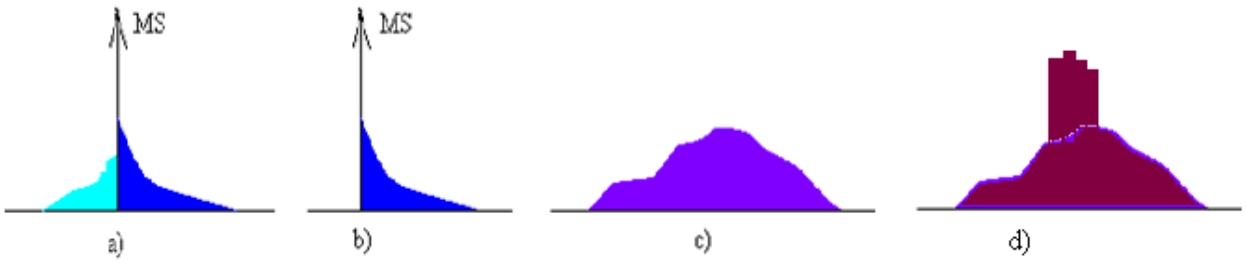


Fig V,12. Diagrama illustron tipet e ndryshme të sekuencave të tërmeteve: a) goditja kryesore e shoqëruar nga para dhe pas goditje; b) goditje kryesore pasgoditje; c) grumbuj tërmetesh; d) tërmete të përbërë

Të dhënat nga sizmiciteti i zonës janë përdorur për studimin e veçorive të kores së tokës në zonën e Elbasanit. Zona e thyerjes tërthore Elbasan-Dibër, me shtrirje VL, dallohen, depresioni Kuaternar i Elbasanit dhe brezi i strukturave tërthore të Labinotit, të cilat vazhdojnë me ngritjen flishore transversale të Gollobordës (Aliaj., etj. 2001).

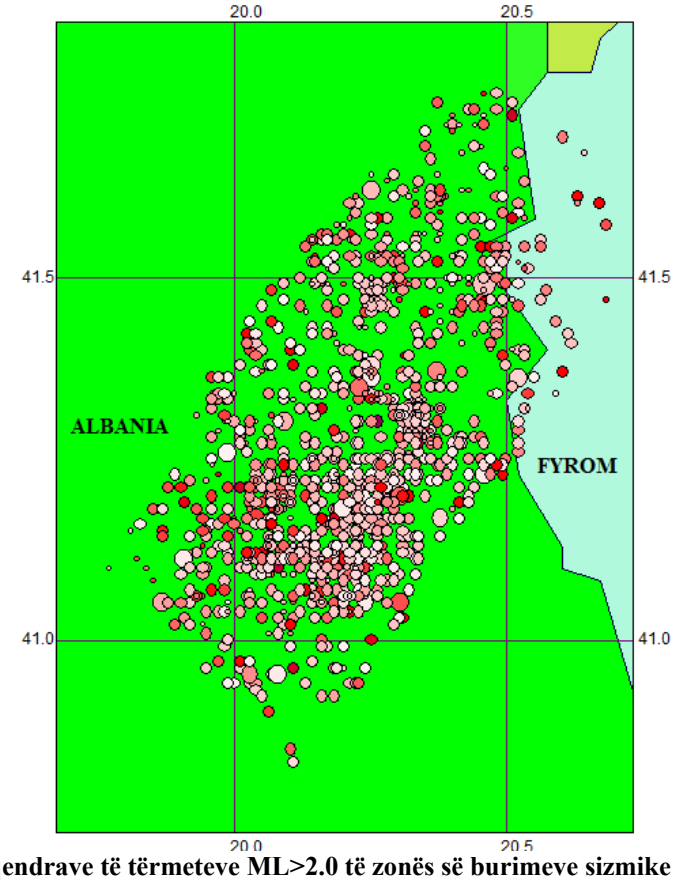


Fig V.13. Harta e epiqendrave të tërmeteve ML>2.0 të zonës së burimeve sizmike Elbasan-Dibër periudha 2001-2015

Epiqendrat e tërmeteve gjatë vitit 2001-2015 janë vrojtuar në të gjithë gjatësinë e shtrirjes së saj. Nga analiza e shpërndarjeve të tërmeteve me M_L>=2 për periudhen 2001-2015 nxirret se 92% e tërmeteve të marrë në studim i kanë vatrat deri në thellësinë 25 km, ndërsa rreth 8% i kanë vatrat në thellësi mbi 25 km (fig V.13). Duke përgjithësuar të dhënat nga pasqyrat e thellësive të tërmeteve rezulton se shtresa sizmoaktive e ka dyshemenë në thellësinë rreth 25 km. Jo vetëm në aspektin kohor, në aspektin e numurit të termeteve por edhe në aspektin e clirimit më të madh energjetik korja e sipërme dhe e mesme është shtresa më sizmoaktive e tokës në zonën Elbasan-Dibër (Ormeni et al, 2011). Kjo perkon edhe me proceset gjeotermike te cilat ndodhin ne koren e siperme dhe te mesme.

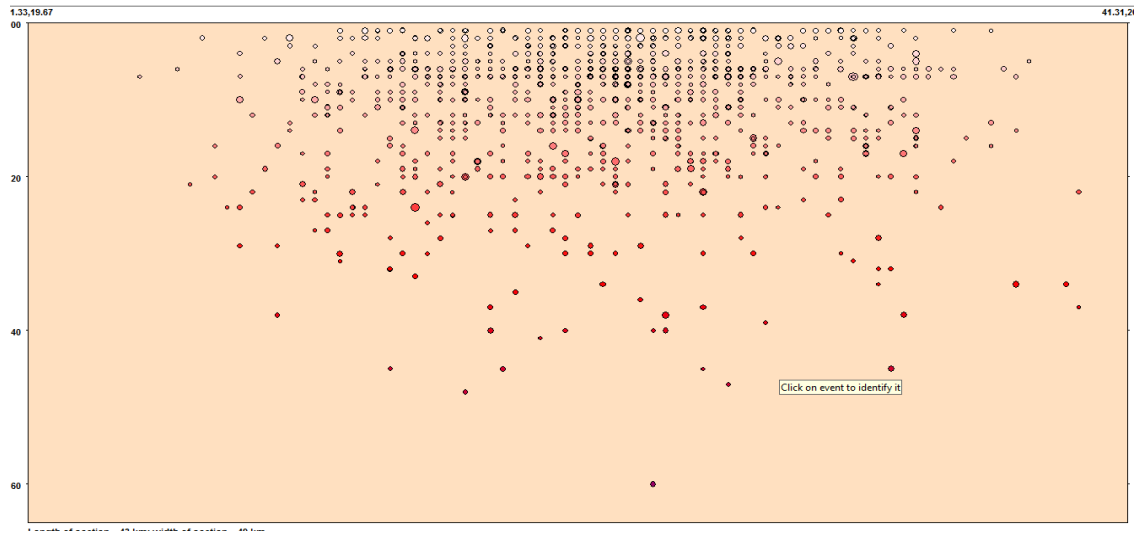


Fig V.14. Profil prerjeje sipas thellësive të vatrave të tërmeteve

V.6.4 Grupimi strukturor i Kozanit

Kjo njësi strukturore shtrihet direkt në perëndim të antiklinalit të Letanit, duke u zhvilluar në ballin e mbihipjes të kësaj strukture të ekspozuar në sipërfaqe. Është e modeluar dhe e vizatuar mbi bazën e profileve të shumta sizmike (Fig.V.12) dhe është kapur si objekt nga shumë puse të shpuar për naftë e gaz (Shatro & Ormeni ., 2015)..

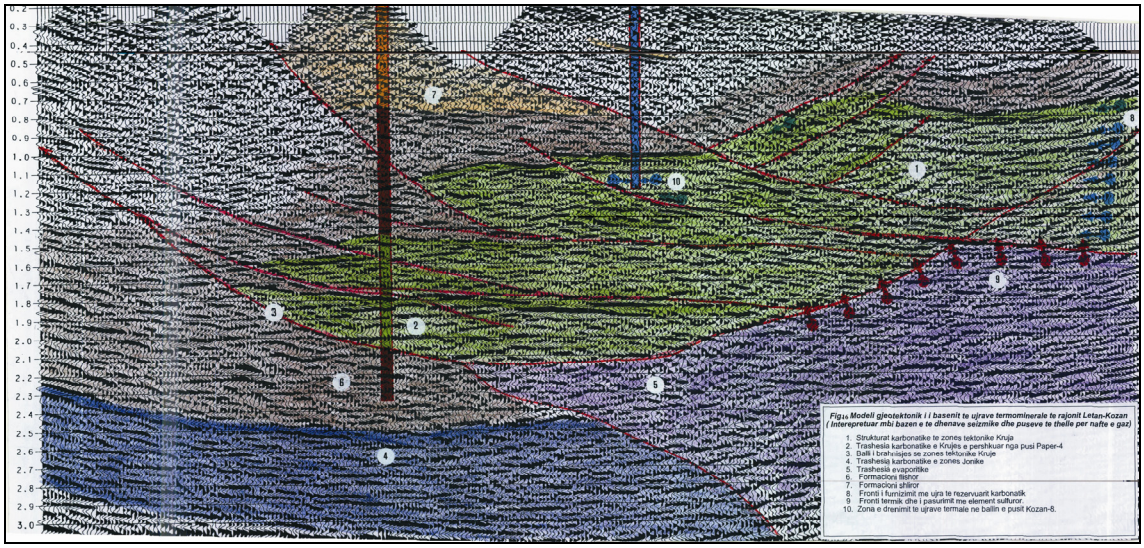


Fig.V.15 Modeli gjeotektonik hidrogjeologji i basenit të Kozanit

Ky grupim strukturor është i ndërtuar nga disa blloqe karbonatesh të kapura nga një sërë tektonikash, gjatësore e tërthore, hedhëse e kundërhedhëse, duke i dhënë atij *pamjen e një masivi, i cili në mënyrë shkallore, ngrihet hipsometrikisht në drejtim të lindjes,* deri sa kontakton me strukturën e Letanit, që zbulohet në sipërfaqe. Ai ndërtohet nga disa luspa të shtrira të mbihipura në drejtim të perëndimit,karakteristike e të cilave është vendosja shkallore dhe komunikimi pa ndarje me njëra tjetrën. Si më i spikaturi është blloku që është kapur nga pusi Kozani-8 (Fig.V.12), i cili ka elementet e një antiklinali me përmasa 5×2km, por nuk ka ndarje me lindjen. Pjesët kulmore të blloqeve më të zhytur ndodhen në thellësitë 1600-1800m. Grupi strukturor i Kozanit sipas tavanit të karbonateve dhe shtrirjes hapësinore të vizatuar ka përmasa 8×4km.

V.6.5 Antiklinali karbonatik i Marakut

Përfaqëson njësinë strukturore më perëndimore të rajonit në studim, e cila inkuadrohet në zonën tektonike Jonike. Antiklinali i Marakut përfaqëson një strukture të rregullt, me elemente të plotë, e cila ndërtohet në sipërfaqe nga gëlqeroret e Eocenit. Vazhdimi në thellësi i tij është gjeometrizuar me ndihmën e profileve sizmike (Fig.V.13) model, i cili është vërtetuar dhe nga puset e thellë të shpuar për nafte e gaz. Për nivelin e gëlqeroreve ajo është e komplikuar nga një sere tektonikash gjatësore e tërthore të tipit hedhje, falje dhe shtytje, duke i dhënë atij tiparet e një sektori horst grabenor.

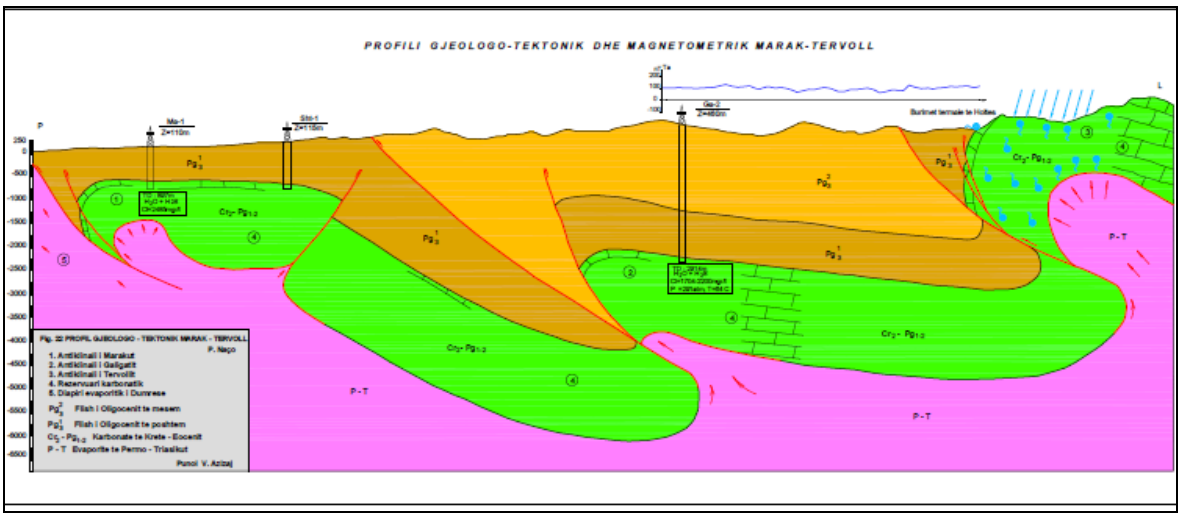


Fig.V.16 Modeli gjeotektonik hidrogjeologji i basenit Marak-Tervoll

Kjo strukturë është interesante, jo vetëm për ujërat minerale që drenon, por për pozicionin gjeologjik dhe tektonik në të cilin ndodhet.

Pozicionohet direkt në lindje të diapirit kripor të Dumresë, duke na ofruar një *lidhje dhe komunikim të sigurt të prerjes karbonatike* me prerjen më të vjetër të zonës Jonike, evaporitet Permo-Triasike. Së dyti ndodhet në *kufijtë e komunikimit* e bashkëveprimit *të zonës Jonike me zonën Kruja*, duke na ofruar një bashkëveprim të stilit gjeosinklinal, me struktura me asimetri perëndimore, të komplikuara tektonikisht në krahët perëndimore, por *pa mbihipje të mëdha.*

Pra, zona tektonike Kruja këtu nuk është e alloktonuar si në Kozan apo Tiranë-Ishëm, por e strukturuar në kuadrin e një stili tektonik të qetë, i cili me sa duket është i diktuar nga dalja në sipërfaqe e diapirit kripor të Dumresë.

V.6.6 Elementet gjeologjike të basenit Gjeotermal në Rajonin e Elbasanit

Në këtë nën titull, mendojmë të trajtojmë disa nga elementet gjeologjikë, që kanë lidhje direkte apo indirekte me ujërat minerale dhe termominerale.

V.6.6.1 Formacioni karbonatik

Formacioni karbonatik është një nga elementet më të rëndësishëm gjeologjike, që ka lidhje direkte me ujërat minerale dhe termominerale. Për vetë përbërjen litologjike, kimike, vetitë fizike dhe pozicionin litostratigrafik ai ka kryer disa funksione.(Fig. Litologjia e Burimeve)

Së pari, është *ena ku maturohen, domethënë trualli ku prodhohen* ujërat minerale dhe termominerale.

Së dyti, është *rezervuari ku ruhen dhe magazinohen* në kondita të thellësisë, në kushtet e një izolimi dhe kurthëzimi, larg drenimeve të fuqishme.

Së treti, është *distributori, pra burimi i ushqimi*t për burimet ujore minerale dhe termominerale.

Së katërti, është *ambienti, trualli fizik dhe kimik,* ku ndodhin procese të vazhdueshme fizike dhe kimike si migrimi, lëvizja dhe bashkëveprimi i molekulave, çlirimi dhe këmbimi i nxehtësisë, precipitimi, pasurimi me elemente kimike, tretja e gazeve në kondita trysnie, etj.

Së pesti, është *burimi dhe furnizuesi kryesor me ujëra sipërfaqësore* i baseneve ujore minerale dhe termominerale. Për shkak të porozitetit dhe përshkueshmërisë së lartë që gëzon, përthith dhe përçon drejt thellësisë, sasi të mëdha ujërash të mara nga reshjet apo lumenjtë që i përshkojnë.

Formacioni karbonatik takohet me shumicë në shtrirjen e rajonit të studimit si në sipërfaqe ashtu edhe në thellësi, me të janë lidhur direkt dhe indirekt të gjitha burimet minerale dhe termominerale(Shatro & Ormeni ., 2014).

V.6.6.2 Formacionet flishore apo argjilore

Takohen me shumicë në rajonin e studimit, po i përmendim për dy funksione:

Së pari, për *aftësinë mbulesore* që ato kanë, duke mundësuar krijimin e kurtheve, ambienteve karbonatike të izoluar ose me komunikim të vështirë.

Së dyti, për krijimin e perdeve të papërshkueshme, apo sipërfaqeve të drenimit, të cilat frenojnë dhe kontrollojnë lëvizjen e ujërave.

V.6.6.3 Formacionet trashamane

Formacionet trashamane janë të lidhura indirekt me ujërat e thellësisë, sepse ato për shkak të porozitetit dhe përshkueshmërisë së lartë që gëzojnë, luajnë *rolin e rrugëve të migrimit*. Në rastin kur ato kontaktojnë me basenet minerale apo termominerale në thellësi, bëjnë të mundur lëvizjen e ujërave dhe drenimin drejt sipërfaqes në pikat më të ulëta hipsometrike. Konkretisht, *horizonti litologjik me olistolite gëlqerorësh* i Oligocenit të mesëm, i takuar në rajonin e Llixhave të Elbasanit është elementi gjeologjik apo formacioni litologjik me të cilin janë të *lidhura direkt, burimet termominerale të Llixhave të Elbasanit e Hidratit*. Ai ndodhet në rolin e një tubacioni, domethënë mundëson migrimin, lëvizjen e ujërave termominerale nga baseni i thellësisë në sipërfaqe (Fig.V.9).

V.6.7 Baseni termomineral i Hidrait dhe i Llixhave

Ky basen është nga më të njohurit dhe me të përdorurit e vendit tonë. Në sipërfaqe është evidentuar nëpërmjet një numri burimesh, të vendosura në trajtë zinxhiri, në sektorin ndërmjet Llixhave dhe Hidrait. Përbën një basen termomineral me debit të qëndrueshëm dhe temperaturë të lartë.

Gjeologjikisht burimet janë të lidhura me formacionin flishor me olistolite gëlqerorësh. Ky formacion litologjik jepet me moshë, pjesa e sipërme e Oligocenit të mesëm. Përfaqësohet nga blloqe të mëdha gëlqerorësh, në trajtë olistolitesh dhe olistostromesh të zhytura në një matriks argjilor, duke ndërtuar pjesën më të poshtme të formacionit trashaman. Mbi të prerja vijon me ndërthurje të karakterit konglomeratik e ranorik, ku drejt tavanit sortimi bëhet gjithnjë dhe më i imët, deri sa kalon në një prerje argjilore.

Blloqet e gëlqerorëve janë te mbushura me numulite, duke dëshmuar për moshën Paleocen-Eocen dhe erodim të strukturave të zonës Kruja. Gëlqerorët janë si të pjekur, duke dëshmuar për lëvizje të vazhdueshme të ujërave me temperaturë të lartë në përbërje të tyre. Ranorët janë të zinj, të mbushur me mbetje nafte të biodegraduar. Në përbërje të kësaj litologjie trashamane takohen precipitime squfuri dhe kristale gipsesh.

Burimet, në sipërfaqe janë të lidhura dhe të kontrolluara nga disa elemente, *së pari* ato janë të lidhura me formacionin trashaman me olistolite gëlqerorësh, *së dyti* takohen në tavan të formacionit trashaman dhe në dysheme të formacionit argjilor*, së treti* takohen në konditat më të ulëta hipsometrike të ekspozimit në sipërfaqe të tavanit të horizontit trashaman.

Prezenca e horizontit apo formacionit litologjik me olistolite e olistostrome gëlqerorësh, është shumë domethënëse për konceptimin gjeotektonik të basenit hidrotermal të Llixhave. Ai indirekt të tregon se gjatë kohës së formimit të tij, strukturat karbonatike të zonës Kruja, në lindje të burimeve, përjetonin fazën e një tektogjeneze dhe erozioni maksimal.

Masa të tëra shkëmbore shkëputeshin nga këto struktura dhe risedimentoheshin në basenin terigjen Oligocenik, në perëndim të tyre. Pra, dyshemeja e horizontit me olistolite, nga një kontakt normal, që është në sipërfaqe, në thellësi në drejtim të lindjes kthehet në një kontakt transgresiv, në trajtën e një serie, duke u vendosur deri mbi strukturat karbonate. *Në këto kushte formacioni me olistolite luan rolin e një horizonti përçues, duke bërë të mundur lëvizjen e ujërave termale nga rezervuarët karbonatike të thellësisë drejt sipërfaqes. (*Fig.V.14).

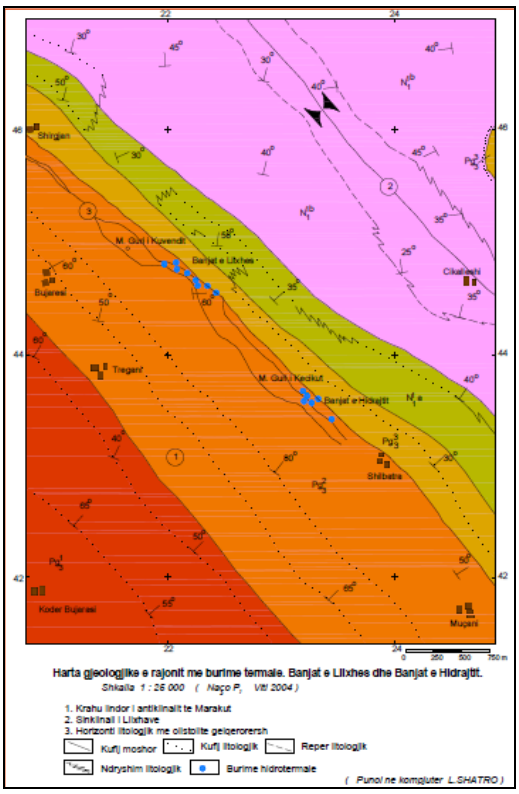


Fig.V.17. Harta gjeologjike e rajonit te Burimeve Llixha-Hydraj

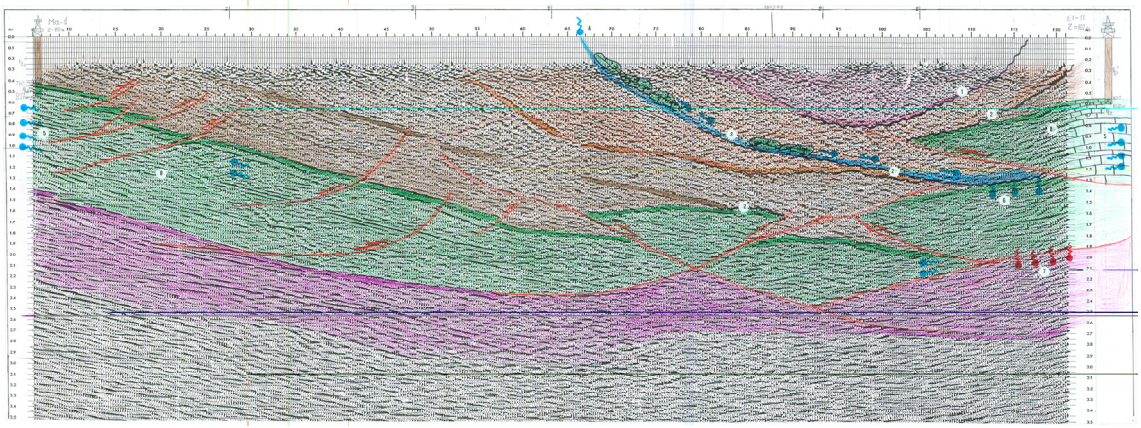


Fig.V.18. Modeli gjeotektonik hidrogjeologjik i Basenit Marak-Elbasan , Burimet e Llixhave.

Në pikëpamje strukturore sot, burimet takohen në kuadrin e krahut lindor të antiklinalit të Marakut, në nivelet e flisheve të Oligocenit të mesëm, ndërsa më në lindje të tyre pozicionohet sinklinali i Llixhave në konditat e një njësie transgresive. Baseni termomineral i Llixhave, sot është i varrosur në thellësira 1000 - 2000m. Strukturat karbonatike të këtij baseni, nga arena erozioni që kanë qenë në kohën gjeologjike Oligocen i mesëm – Burdigalian, janë kapur nga lëvizje inverse, duke u zhytur në thellësira të mëdha. Në këto kushte nga basene ujërash sipërfaqësore, ato janë kthyer në basene ujërash termominerale, të cilat në mënyrë natyrore drenojnë në sipërfaqe nëpërmjet horizontit me olistolite.

Gjeometrizimi i thellësisë për nivelin e tavanit të karbonateve, i basenit termomineral të Llixhave, mund të bëhet vetëm me ndihmën e profileve sizmike. Ky basen në thellësi është takuar nga shpimi Elbasan 11, në thellësi 1017m, ku është marrë ujë termomineral me temperaturë 32^0C dhe nga shpimi Galigati-2, me thellësi 2824m, ku është marrë ujë termomineral me temperaturë 64^0C

Baseni termomineral i Llixhave në pikëpamje gjeotektonike, pozicionohet në ballin e mbihipjes dhe strukturimit të zonës tektonike Kruja, në kushtet e marrëdhënieve të saj me zonën tektonike Jonike dhe konkretisht me antiklinalin e Marakut. Pra, si shumë struktura të zonës Kruja ai është kapur nga tektogjeneza të fuqishme shumëfazore, mandej nga lëvizje inverse, duke u zhytur në thellësira të mëdha nën ndikimin dhe praninë e evaporiteve të Dumresë.

V.6.8. Baseni termomineral i Kozanit

Shtrihet rreth 5km në veri perëndim të qytetit të Elbasanit, përgjatë luginës së përroit të Kushës. Ky basen ujërash termomineral ka qenë krejt i panjohur deri në 1990, vit në të cilin u shpua pusi Kozani-8. *Shpimi i naftës Kozani-8 bëri të mundur jo vetëm zbulimin në thellësi të këtij baseni ujërash termominerale, por edhe komunikimin e tij me sipërfaqen, në trajtën e një burimi artezian me vetërrjedhje, duke shkarkuar sasi të konsiderueshme ujërash të nxehta* (Fig.V.12).

Rajoni i Kozanit vazhdimisht është konsideruar perspektiv për kërkimin e hidrokarbureve, për rrjedhoje mbi të janë kryer shumë punime sizmike dhe puse shpimi. Këto punime kanë bërë të mundur modelimin gjeotektonik dhe hidrogjeologjik të basenit termomineral të Kozanit. (Fig.V.12).

Ky basen shtrihet në ballin e mbihipjes së zonës tektonike Kruja, mbi zonën Jonike, në trajtën e një masivi karbonatik të varrosur pa rrënjë. Strukturat e këtij masivi karbonatik në drejtim të lindjes ngrihen, deri sa zbulohen në sipërfaqe në strukturën e Letanit. Këto struktura në mbushjen me hidrokarbure kanë rezultuar shterpe, mbasi nuk kanë ndarje lindore, për rrjedhojë ato komunikojnë me sipërfaqen. Mosekzistenca e sinklinaleve ndarës dhe komunikimi me sipërfaqen janë elementët që kanë çuar në shkatërrimin e baseneve hidrokarbureve dhe formimin e baseneve hidrotermale. Ka një shtrirje të konsiderueshme 10×7 km dhe thellësi 1700 - 1800m. Ky basen në thellësi është kapur nga një sërë pusesh si Kozani-2, Kozani-3, Kozani-8, Elbasani-3, Elbasani-4. Më i rëndësishmi është pusi Kozani-8, i cili drenon në sipërfaqe me vetërrjedhje sasi të konsiderueshme, uji termomineral. (FigV.12).

V.6.9. Elementet gjeologjik e hidrogjeologjik të zonës së Pusit Kozan-8

Formacioni karbonatik është një nga elementët më të rëndësishëm gjeologjik.

Ai është rezervuari ku ruhen dhe magazinohen në kondita të thellësisë, në kushtet e një izolimi dhe kurthëzimi, larg drenimeve të fuqishme.

Ai është distributori, pra burimi i ushqimit për burimet ujore minerale dhe termominerale.

Ai është ambienti, trualli fizik dhe kimik, ku ndodhin procese të vazhdueshme fizike dhe kimike,si çlirimi dhe këmbimi i nxehtësisë, precipitimi, pasurimi,tretja e gazeve në kondita trysnie, etj. Ai është furnizuesi kryesor me ujëra sipërfaqësore. Për shkak të porozitetit dhe përshkueshmërisë së lartë, ai përthith dhe përçon drejtë thellësisë sasi të mëdha ujërash të mara nga reshjet apo lumenjtë.

Në pikëpamje hidrogjeologjike, baseni hidrotermal i Kozanit është më i madhi dhe më i rëndësishmi në vendin tonë. Kjo është faktuar si në pikëpamje të rezervave ujore, ashtu edhe temperaturave të larta që gjeneron. Ky është produkt i harmonizimit perfekt por rastësor te disa elementeve siç janë (FigV.12):

- Rezervuari karbonatik në trajtën e një masivi të alloktonuar, me trashësi mbi 1000m, përbën një magazinues potent.
- Vendosja e strukturave në trajtë shkallore pa ndarje me njëra tjetrën, duke mundësuar komunikim të lirë.
- Komunikimi me sipërfaqen me ndihmën e antiklinalit karbonatik të Letanit, duke siguruar një furnizim të vazhdueshëm të rezervuarit karbonatik me ujëra.

- Prania në thellësi e evaporiteve në rolin e burimit termik dhe të pasurimit me elemente sulfuror.
- Zhytja graduale e rezervuarit karbonatik, i cili çon në ngrohjen e fluideve dhe formimin e baseneve hidrotermale.

Cikli hidrotermal i basenit të Kozanit funksionon si më poshtë:

- Ujërat sipërfaqësore nëpërmjet reshjeve dhe lumit të Kushës penetrojnë në` rezervuarin karbonatik të Letanit, duke shërbyer si burim i vazhdueshëm.
- Mandej ujërat zhyten në thellësi, duke lëvizur nëpër rezervuarin karbonatik ato ngrohen, pasurohen me elemente të ndryshëm dhe maturohen.
- Në kondita të thellësisë ato kontaktojnë e bashkëveprojnë me evaporitet, duke u pasuruar me elemente të ndryshëm, sidomos ato sulfuror dhe duke u ballafaquar me flukse të fuqishme termike.
- Mandej ato tentojnë të rehabilitohen apo ekuilibrohen, duke formuar basene hidrotermale.
- Kolonat vertikale të hapura nga puset e thellë të naftës, siç është shpimi Kozani-8 bëjnë të mundur komunikimin e baseneve hidrotermale me sipërfaqen, për rrjedhojë rrjedhjen e ujërave të nxehta me vetëderdhje, nga thellësia në sipërfaqe. (Fig.V.12).

KAPITULLI VI

ENERGJIA GJEOTERMALE NE RAJONIN E ELBASANIT

Hyrje

Rritja dukshëm në çmimet e energjisë në midis viteve 1970 ka përqendruar vëmendjen në faktin se energjia konvencionale dhe burimet e saj janë të kufizuara. Ky realitet ka çuar në një përshpejtim të kërkimeve dhe të mundësisë së përdorimit të burimeve të tjera të energjisë, përveç lëndëve djegëse fosile dhe energjisë bërthamore. Një nga rezervat energjetike, burime të ripërtëritshme gjeotermale, aktualisht janë duke dhënë një kontribut të rëndësishëm në nevojat energjetike botërore.

Shqipëria nuk është një rajon që rezervat energjetike të jenë lidhur ngushtë me energjinë gjeotermale. Por gradienti i fushave gjeotermale, i cili është i ngjashëm me gradientin mbi mesataren e botës, jep temperaturat nga 35^0C deri në 105^0C në thellësitë deri në 2 km në shumë zona, me kapacitete të mjaftueshme për një gamë të gjerë të kërkesave për energji. Për më tepër, burimet gjeotermale janë duke u shfrytëzuar në shumë vende të botës. Kushtet gjeologjike të Shqipërisë e në veçanti në Zonën e Elbasanit kanë tërhequr vëmendjen e shumë studiueseve për vlerësimin e potencialeve e kapaciteteve të energjisë gjeotermale në këtë rajon. Në këtë material janë përdorur e shfrytëzuar të gjitha arritjet e deritanishme, materiali ekzistues,i cili ka qenë një ndihmë direkte apo indirekte në këtë punim. I jam mirënjohës Prof.Dr. Afred Frashëri, Nevton Kodhelaj, Prof.Asc. Petraq Naco, Prof.Asc.Dr. Rrapo Ormeni për punimet e kryera në këtë fushë.

Në këtë studim është studiuar fusha gjeotermale vetëm në zonën e Elbasanit. Llogaritjet për vlerësimin e potencialeve energjetike janë bërë për rezervat gjeotermale në shtresat ujëmbajtëse në shkëmbinjtë e thatë të nxehtë. Potencialet e sistemeve të shkëmbit të nxehtë të thatë janë mbizotëruese në këtë rajon. Më të spikaturit janë grupet strukturore të Kozanit si dhe burimet e Llixhave të Hidrajt në Elbasan e në zonat përreth.

VI.1 Koncepte të përgjithshme mbi energjinë gjeotermale

Energjia gjeotermale është nxehtësia që mbahet brenda Tokës dhe i jep shtyse një sërë fenomenesh gjeologjike. Termi "energji gjeotermale" është përdorur në ditët e sotme për të treguar një fraksion të energjisë termale të Tokës, që mund të nxirret dhe të shfrytëzohet nga njeriu. Burimet gjeotermale përfaqësojnë një formë të rëndësishme të energjisë së rinovueshme dhe të pranueshme që është aktualisht e praktikuar në shumë vende të botës. Vullkanet, gejzeret, burimet e nxehta, dhe fenomene të tjera që shfaqen në sipërfaqe kanë tërhequr vëmendjen e njerëzimit që në kohët më të lashta, për të bërë të mundur përdorimin e tyre në dobi të jetës së tyre të përditshme.

Në mes të shekullit XVI- XVII me hapjen e puseve të thella në disa qindra metra apo disa kilometra u bë e mundur të verifikohen e maten temperaturat në thellësi. Sot është e ditur, që nga viti 1877 e këtej, regjimi termal i Tokës është studiuar me metoda shkencore moderne, por kjo nuk ndodhi deri në shek. XX dhe deri në zbulimin e rolit të nxehtësisë radiogjenike, që fenomene të tilla si ekuilibri i nxehtësisë së Tokës dhe historia termale e saj, të ishin plotësisht të kuptuara. Të gjitha modelet moderne termale të Tokës duhet të përfshijnë nxehtësinë që prodhohet vazhdimisht nga dekompozimi i izotopeve radioaktive jetëgjata të uraniumit, toriumit dhe potasit, që janë të pranishme në brendësi të Tokës. Burime të tjera të nxehtësisë,kontributi i të cilave gjithsesi është më

pak i thjeshtë për t'u përcaktuar, përfshin nxehtësinë e trashëguar të Tokës. Modelet realiste termale nuk ishin të disponueshme deri në 1980, kur u demonstrua se kishte një mungesë të ekuilibrit midis nxehtësisë së prodhuar nga dekompozimi i izotopeve të pranishëm në brendi të Tokës me nxehtësinë e transmetuar nga brendësia drejt sipërfaqes së Tokës drejt atmosferës; me fjalë të tjera, u bë e qartë se planeti ynë dalëngadalë po ftohet. Në balancën e nxehtësisë, punime të zhvilluar nga Frank D. Stacey dhe David E. Loper, nxehtësia totale e shpërndare nga sipërfaqen e Tokës, është e barabartë me 42×10^{12}W. (konduksioni, konvektimi dhe rrezatime); rrjedha e nxehtësisë nga vetë manteli, që përfaqëson 82% të vëllimit total të Tokës është përllogaritur 10.3×10^{12}W. Llogaritje të vona, duke përdorur dhe më shumë të dhëna, japin një vlerë të rrjedhjes së nxehtësisë në sipërfaqe që është 6% më e lartë se ajo e raportuar nga Stacey dhe Loper. Ftohja e mantelit të Tokës është për pasojë duke ecur me hapa të vegjël më të shpejtë se përllogaritja e këtyre autoreve, por planeti ynë, në çdo rast, është duke u ftohur shumë ngadalë. Temperatura e mantelit, afërsisht 4000°C në bazën e tij, është ulur me 300-350°C në më shumë se tre bilion vitet e fundit. Është përllogaritur se energjia termale totale e mbajtur brenda Tokës, duke supozuar një temperaturë mesatare të sipërfaqes prej 15^0C, është në një rend prej 12.6×10^{24}MJ, dhe se energjia termale në kore është e rendit 5.4×10^{21}MJ. Energjia termale e Tokës është shumë e madhe, por vetëm një pjesë e saj mund të shfrytëzohet nga njeriu. Deri më tani, përdorimi i saj ka qenë i kufizuar vetëm në zonat në të cilat kushtet gjeologjike lejojnë një mekanizëm (ujë i lëngët ose faze akulli) të transportojë energjinë termale nga zonat e thella të nxehtësisë drejt, ose afër sipërfaqes, duke krijuar ato që njihen përgjithësisht si burimet gjeotermale.

VI.2 Historia e shkurtër e përdorimit të energjisë gjeotermale

Përdorimi i parë dhe më i thjeshtë i nxehtësisë së Tokës, për të fituar ushqimin, daton në kohët prehistorike. Njeriu neolitik përdorte ujin e nxehtë natyral për të shëruar sëmundjet dhe në rite e ceremoni. Ka prova arkeologjike që etrusket bënin një përdorim të gjerë të këtyre ujërave për larje, dhe romanet vazhduan dhe e përsosen këtë teknike, duke përdorur ujin për ngrohjen e shtëpive të tyre,deri në rënien e perandorisë.

Ka prova që burimet gjeotermale vazhduan të përdoreshin edhe në shekujt pasues, në shumë shtete në gjithë botën, përfshirë Kinën, por në një shkallë të kufizuar dhe në format me elementare. Deri në shek XIX energjia gjeotermale nuk u shfrytëzua në një shkallë të vërtetë industriale. Në të hyrë të viteve 1800, në një fshat të Tuscany, në Italinë Qendrore, që më vonë u njoh si Larderello, një industri e vogël kimike u ngrit për të nxjerrë acidin borik nga uji i nxehtë që gurgullonte natyrshëm nga nëntoka ose dilte nga puset e cektë. Acidi borik sigurohej duke avulluar ujin e nxehtë, të pasur me bor në një avullore metalike, duke përdorur drurin nga pyjet e afërta si lëndë djegëse. Në 1827, Francesko Larderel, menaxher i biznesit që nga 1818, shpiku një sistem për të nxjerrë nxehtësinë nga lëngjet borike. Në të njëjtën kohë, energjia mekanike e avullit natyral u përdor për herë të parë për të ngritur ujin, në sistemet e thjeshtë të ngjitjes së avullit, dhe për të vënë në punë pompat dhe çikrikët në operacionet e shpimit ose në industrinë e acidit borik. Industria kimike në Larderello, mbajti monopolin në prodhimin e acidit borik në Evropë mes 1850-1875. Avulli gjeotermal me trysni të ulët u përdor fillimisht në Larderello për të ngrohur shtëpitë, bizneset dhe serat në periudhën 1910-1940, dhe ky aplikacion, që atëherë, ka ardhur duke u zgjeruar. Shfrytëzimi i energjisë termale, gjithsesi, ishte i kufizuar në Larderello, Itali; në 1892, Islanda filloi të shfrytëzonte ujin gjeotermal të saj në zonat e nxehta, dhe ka paraprirë një larmi përdorimesh që atëherë. Përpjekja e parë e suksesshme në zhvillimin e elektricitetit nga burimet gjeotermale zuri vend në Larderello, në 4 korrik 1904, kur Piero Ginori Conti, i cili kishte marrë përsipër industrinë e acidit borik nga familja Larderel, ndezi llambën e parë duke përdorur një motor të vënë në punë nga avulli gjeotermal dhe e lidhi me një dinamo. Ky eksperiment ishte një etapë e rëndësishme në historinë e energjisë gjeotermale, duke shënjuar fillimin e një formë përdorimi që u përshtat gradualisht në shume vende të tjera. Prodhimi i energjisë elektrike nga burimet gjeotermale në Larderello nuk ishte thjesht një revolucion teknik, por gjithashtu një provë e suksesit komercial. Deri në 1916, kapaciteti gjeoelektrik i instaluar në zonë, kishte arritur 12000KWe; në 1942, para mbarimit të Luftës së Dytë Botërore, u rrit në 127650KWe.

Shembulli Italian u ndoq shpejt nga shtete të tjera. Në 1919 pusi i parë gjeotermal u shpua në Japoni, i pasuar nga Shtetet e Bashkuara më 1921. Në 1958, impianti i parë gjeotermal filloi të vepronte në Zelandën e Re; ne Meksikë në 1959; dhe ne 1960, në Shtetet e Bashkuara; shume shtete të tjera ishin gati për të filluar prodhimin e elektricitetit nga ky burim në vitet pasues.

VI.3 Natyra e burimeve gjeotermale

Gradienti gjeotermal shpreh rritjen në temp me rritjen e thellësisë. Brenda në thellësi të pajisura me teknika shpimi moderne, gradienti mesatar gjeotermal është 2.5^0C/100m. Për pasojë, nëse temperatura në metrat e parë poshtë sipërfaqes është 15^0C (që përkon me temp mesatare vjetore të ajrit jashtë), ne mund të presim një temp prej 65-75^0C në thellësi 2000 m, 90-105^0 në 3000m dhe kështu me radhë për mijëra metra. Janë, sidoqoftë, rajone të mëdhenj në të cilët gradienti gjeotermal tanimë është afër vlerës mesatare. Në basenet e mëdhenj sedimentarë, të rinj gjeologjikisht, gradienti gjeotermal mund të jetë më i madh se 1^0C/100m, sikurse në zonat e ngritura së fundmi, mund të jetë më i lartë se mesatari. Në zona të caktuara gjeotermale gradient mund të jetë 10 herë më i lartë se norma. Diferenca e temperaturave në zonat e nxehta të thellësisë, sjell një rrjedhë të nxehtësisë së Tokës është 65mWm^{-2} në zonat kontinentale dhe 101mWm^{-2} në zonat oqeanike, me një masë mesatare të përllogaritur prej 87Wm^{-2}. Këto vlera janë bazuar në 24774 matjet e bëra, që mbulojnë rreth 62% të sipërfaqes së Tokës. Përllogaritja e rrjedhjes së nxehtësisë për zonat jo te mbuluara nga këto matje është bazuar në studimet gjeologjike. Rritjet e temperaturës me thellësitë, vullkanet, gejzeret dhe burimet e nxehta, janë të gjitha manifestime të dukshme dhe të prekshme te nxehtësisë së brendshme të Tokës; kjo nxehtësi është përgjegjëse për fenomene të tjera me pak të perceptueshme, të cilat janë të një madhësie kaq te madhe sa Toka është krahasuar me një makinë termale gjigande. Fenomenet që lidhen me lëvizjet e pllakave tektonike, një teori që revolucionarizoi njohuritë tona gjeologjike të Tokës, dhe në të cilat burimet gjeotermale luajnë një rol të konsiderueshëm. Njohja e strukturës së Tokës që u paraqit në kapitullin e parë na bën të mundur të njohim karakteristikat fizike, kimike si dhe gjendjen termike të këtyre shtresave.

Litosfera, që përbehet nga korja dhe pjesa e sipërme mantelit; me një trashësi që varion nga më pak se 80km në zonat oqeanike në mbi 200km në zonat kontinentale, sillet si një strukturë jofleksibël. Poshtë litosferës është astenosfera, e cila përbëhet nga shtresa e sipërme e mantelit, dhe është më pak jofleksibël, ose më shumë plastike. Me fjalë të tjera, në një shkallë gjeologjike në të cilën koha matet me miliona vite, astenosfera sillet si një lëng jashtë mase veshtullor. Diferencat në temperatura midis pjesëve të ndryshme të astenosferës krijojnë lëvizje që formojnë qeliza konvektive. Nxehtësia e prodhuar nga dekompozimi i izotopeve radioaktive dhe nxehtësia që rritet me rritjen e thellësisë nxisin lëvizjen shumë të ngadaltë të këtyre qelizave. Vëllime marramendëse të materialit me të nxehtë dhe me densitet më të ulët se materiali rrethues rriten nga thellësitë drejt sipërfaqes, ndërkohe që materiali afër sipërfaqes, duke qene më i ftohtë dhe me densitet më të madh, priret të fundoset poshtë, ku nxehet dhe fillon te rritet edhe njëherë. Në zonat ku është më e hollë, konkretisht në zonat oqeanike, litosfera zhvendoset lart dhe thyhet nga materiali pjesërisht i shkrire që lëviz nga astenosfera përmes pjesëve të ngritura të qelizave konvektive. Është ky mekanizëm që krijon (dhe vazhdon të krijojë) kreshtat e përhapura që zgjerohen për rreth 6000 km poshtë oqeaneve, duke u shfaqur në disa zona (në Islandë), dhe me raste duke u zvarritur midis kontinenteve, si në Detin e Kuq. Një thyerje relativisht e vogël e materialit të shkrirë shfaqet nga skaji i kreshtës dhe ngurtësohet për të formuar koren e re oqeanike. Shumica e materialit që ngjitet nga astenosfera, gjithsesi, ndahet në dy degë dhe rrjedh në drejtime të kundërta drejt litosferës përsëri. Zhvillimi i vazhdueshëm i kores së re dhe tërheqja e formuar nga dy degët e drejtimeve të kundërta, shkaktojnë një ndarje të fundit të oqeanit në njërën anë të kreshtës. Fundi i oqeanit (litosfera oqeanike) do te pririej rrjedhimisht të zgjerohej pavarësisht nga reduktimi ekuivalent dhe kompensues i litosferës në pjesë të tjera të Tokës. Ky

fenomen ndodh në të ashtuquajturat zona të subduksionit, si përgjatë kufijve te Oqeanit Paqësor, ku litosfera zhytet dhe zbret në zona të thella, shume të nxehta të mantelit.

Gjatë uljes se saj, pjesa e materialit litosferik shkrihet dhe ngjitet në sipërfaqe përmes të çarave të litosferës, duke formuar vullkane në kufijtë kontinentale (Ande) ose në zonat ishullore (në Japoni dhe ishujt Aleutine). Kreshtat e përhapura, thyerjet e transformuara dhe zonat e subduksionit formojnë kufij dhe pllaka të tjera të vogla litosferike. Kufijtë pllakore korrespondojnë me zonat e thyera, të dobëta dhe karakterizohen nga lëkundje sizmike, një numër i madh vullkanesh dhe fale ngritjes se materialit të nxehtë të shkrirë drejt sipërfaqes, që shoqërohet me një rrjedhje të lart të nxehtësisë tokësore.

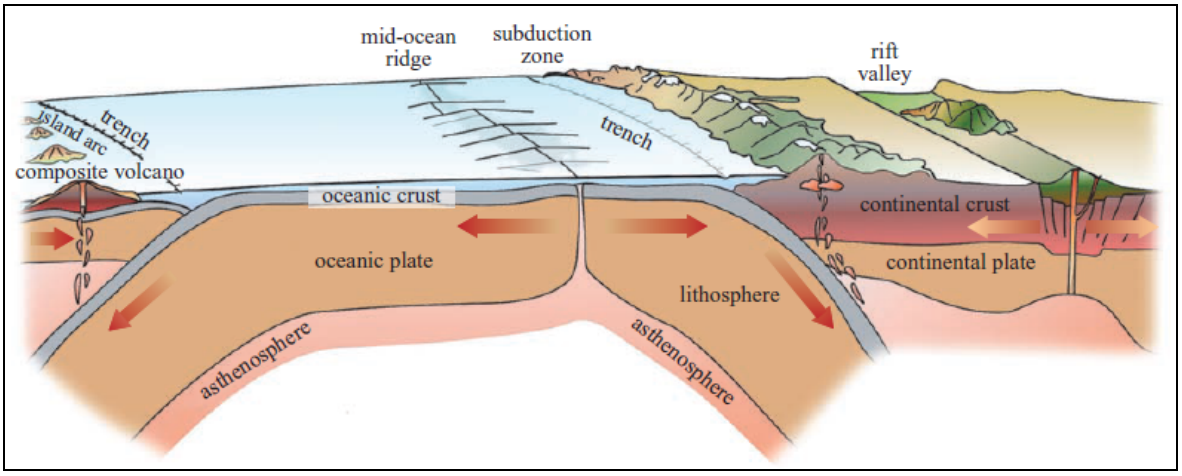


Fig.VI.1 Paraqitja skematike e dinamikes se pllakave tektonike.

Ka kështu, rrjedhimisht, një lidhje të ngushtë midis pllakave tektonike dhe shpërndarjes së burimeve gjeotermale, veçanërisht burimeve me temp të lartë, të cilët janë përgjithësisht të lokalizuar përgjatë këtyre kufijve pllakore dhe vendshtrirjes së tërmeteve.

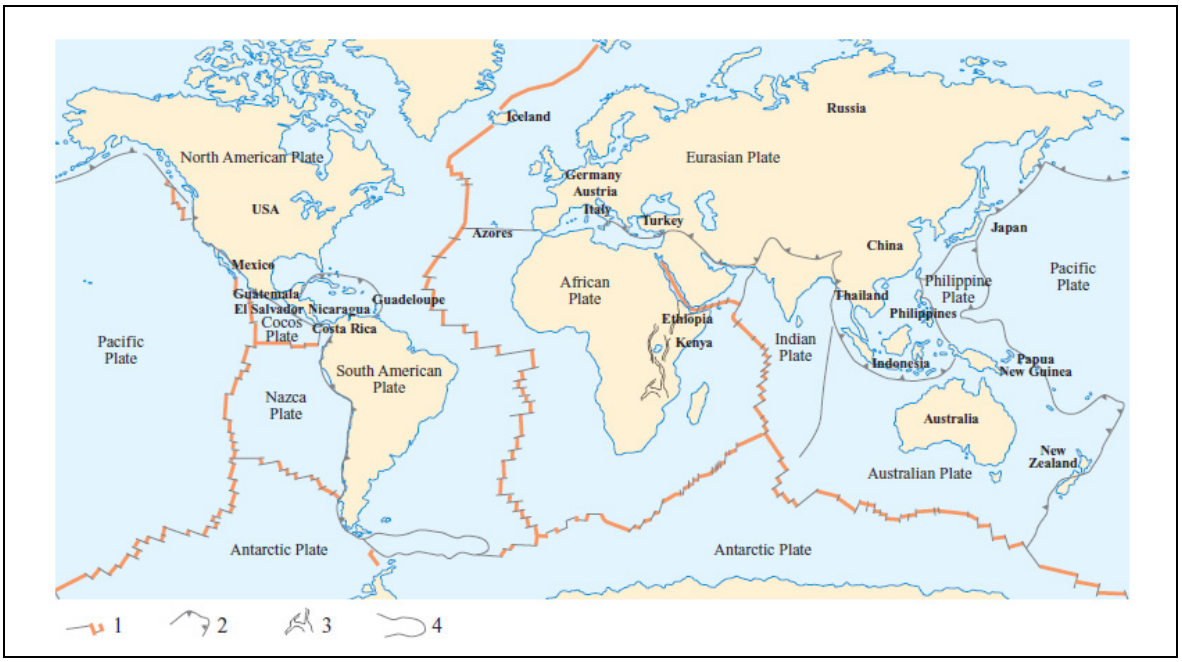


Fig.VI.2. Pllaka tektonike, përhapja e kreshtave, zona subduction, frakturat në koren e Tokës

1- përhapja e kreshtave nga fraktura transversale (gabimet transformuar);

2- zona subduction, ku litosfera zhytet në astenosfera;

3- çarja e luginave; 4-fraktura të mëdha në koren e Tokës

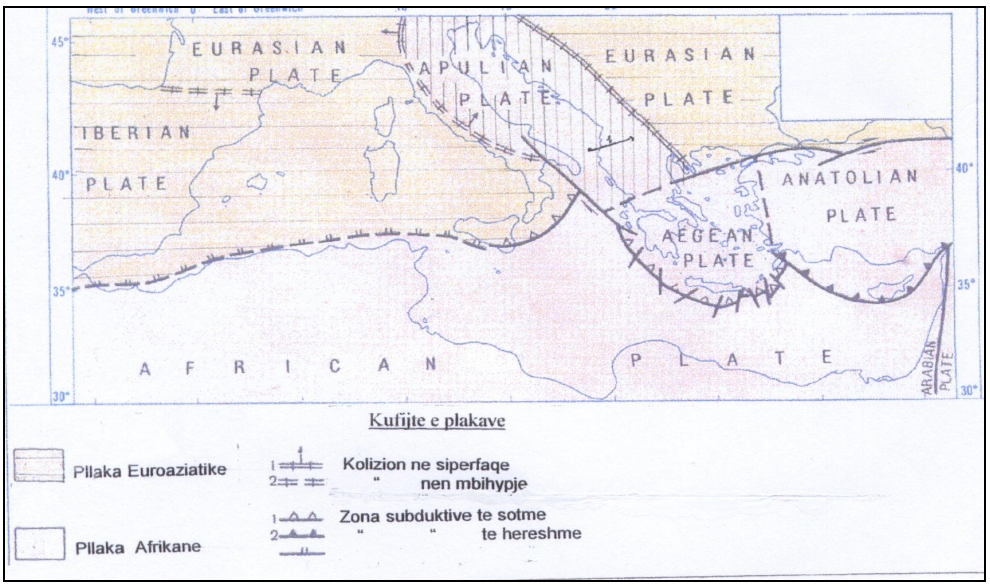


Fig. VI.3. Skema e vendosjes se pllakës Apuliane (Adria)

VI.4 Shtresat me shpejtësi të ulët në zonën e Elbasanit

Inversioni i të dhënave nga sizmiciteti i zonës është nxjerrë nga shtrirja laterale dhe në thellësi i shpejtësive të valëve sizmike P dhe S në Koren e Tokës.

Nga studimi në shtrirje dhe në thellësi i shpejtësive të valëve sizmike P dhe S në Koren e Tokës në zonën Elbasan-Dibër, evidentohet një variacion i dallueshëm vertikal dhe horizontal i tyre.

Me interes të veçantë, është identifikimi dhe studimi i shtresave me shpejtësi të ulëta, në brendësi të Kores së Tokës dhe ne Mantelin e siperm. Analiza e shtresave me shpejtësi te ulët na lejon të zhvillojmë më tej përfytyrimet tona mbi proceset gjeodinamike dhe gjeotermike që shoqërojnë akumulimin e sforcimeve bymimin e shkembinjeve dhe çlirimin e tyre në formën e tërmeteve dhe burimeve te ujrave termale në zonen e Elbasanit (fig VI.4). Pra shtresa e shpejtësive të ulëta në mund të jetë promotore e aktivitetit sizmik në Koren e Tokës në këtë zonë të vendit tonë (Ormeni. 2007). Dihet se ngritja e shtresës me shpejtësi të ulët është karakteristike për rajonet sizmoaktive dhe gjeotermike. Shtresa me shpejtësi të ulët duke patur temperaturë të lartë, ajo ndikon drejtpërdrejtë në Koren e Tokës. Si pasojë e temperaturës së lartë, në këto zona mund të ndodhë shkrirja e lëndës, krijimi i ujrave termale dhe për rrjedhojë, do të kemi zgjerim të vëllimit të shkëmbinjve, gjë që do të çojë në rritjen e sforcimeve vertikale ose horizontale dhe, ndërkohë, në lindjen e aktivitetit sizmik (Kociaj, 1986; Ormeni, 2010).

VI.4.1. Shtresat me shpejtësi të ulët si gjeneruese të energjisë gjeotermike

Burimet e energjisë gjeotermale në zonën Elbasan janë vlerësuar si burime ujore të ngrohta të shtresave nëntokësore të tokës, të cilat kanë një temperaturë të mjaftueshme për tu përdorur si burim energjie. Këto janë burimet termike me entalpi të ulët dhe temperaturë maksimale deri 80^{o}C (Frashëri, 2000). Regjimi gjeotermik i strukturave gjeologjike në zonën Elbasanit, kushtëzohet nga dendësia e fluksit të nxehtësisë, gradienti gjeotermik dhe shpërndarja e fushës së temperaturave në thellësi të ndryshme të këtyre burimeve, të lidhura ngushtë me litologjinë dhe me tektonikën e strukturave gjeologjike, si edhe me hidrodinamikën e ujrave nëntokësore. Ky regjim kushtëzon edhe resurset e energjisë gjeotermale. Duke patur temperaturë të lartë në shtresat me shpejtësi të ulët, ajo ndikon drejtpërdrejtë në Koren e Tokës. Si pasojë e temperaturës, egzistenca e shtresave me shpejtësi të ulëta duhet të jetë burim i energjisë gjeotermal të ujit të nxehtë i cili, duke patur temperaturë të lartë, mund të përdoret si burim energjie në këtë zonë. Analiza tregon që shtresa me shpejtësi të ulët

në rajonin e Elbasanit janë lokalizuar në koren e tokës në thellësi 2-4 km dhe 10-14 km (Ormeni 2013). Në thellësinë 2-4 km shpejtësia e valëve P zvogëlohet mesatarisht nga 5.00 km/s në 4.60 km/s me ndryshesë $\Delta V = 0.40$ km/s ose 7.0% (fig VI.4).

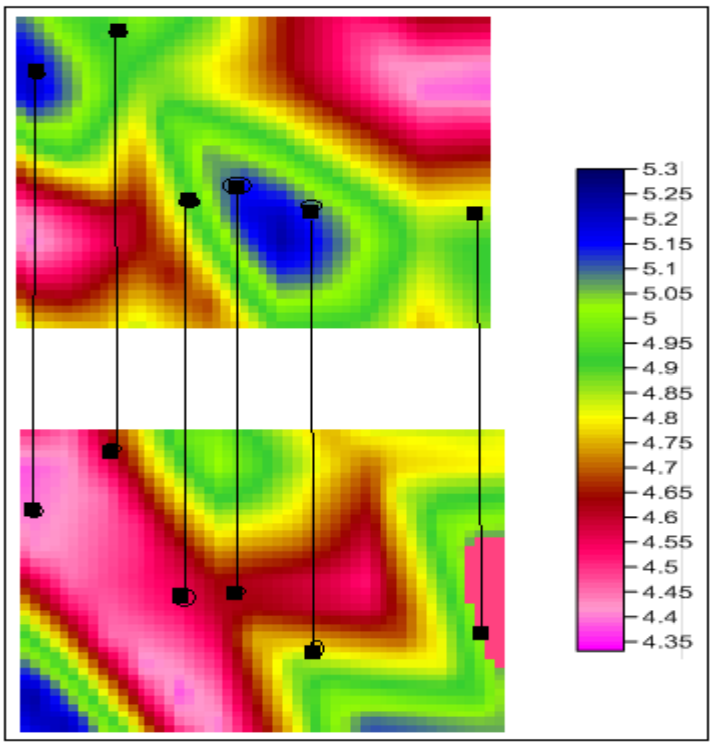


Fig VI.4. Shpërndarja laterale e shpejtësive të ulëta në thellësitë 2-4 km

Në thellësinë 10-14 km shpejtësia e valëve P zvogëlohet nga 6.10km/s në 5.60 km/s me ndryshesë $\Delta V = 0.50$ km/s ose 8.1% (fig VI.5). Është e njohur që shtresat me shpejtësi të ulët janë karakteristike për rajonet sizmoaktive. Si rezultat i temperaturave të larta këto janë burim i shkrirjes së shkëmbenjve, si rrjedhojë edhe i ujërave termale. Këto ujëra sulfurore shumë të nxehta, krijohen në thellësi disa km nga sipërfaqja e Tokës. Të shtyra nga presioni i lartë i gazrave, ato dalin në sipërfaqe nëpërmjet lineamenteve të shkeputjeve tektonike të zonës. Në jug të pusit Kozani-8 dhe të qytetit të Elbasanit, në luginën e Shirjanit, ndodhen shtatë burimet termale të mirënjohura të Llixhave të Elbasanit dhe të Hydratit. Burimet e Llixhave të Elbasanit kanë prurje konstante 15 dhe 18 l/sek për periudha të gjata kohore (Frasheri. 2000). Shtresat me shpejtësi të ulët, kolektori heterogjen i rezervuarit, si edhe regjimi termo-hidrodinamik i qëndrueshëm, lejon të prognozohet, që në zonën gjeotermale te Elbasanit, mund të gjenden burime të reja me rezerva gjeotermale më të mëdha. Për këtë duhet të kryhen kërkime sizmologjike, hidrogjeologjike e gjeofizike më të detajuara.

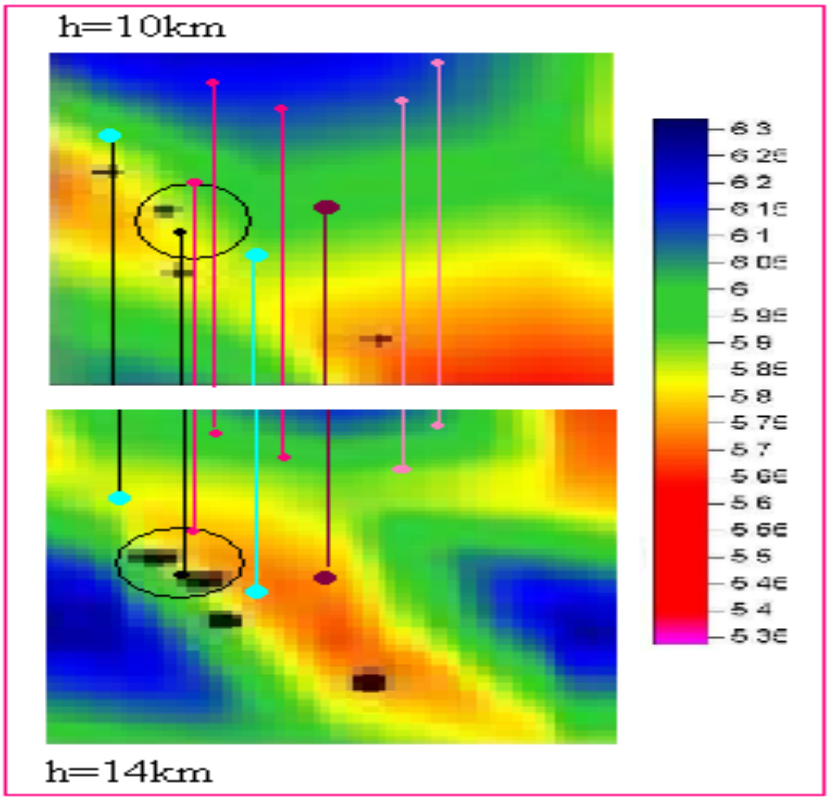
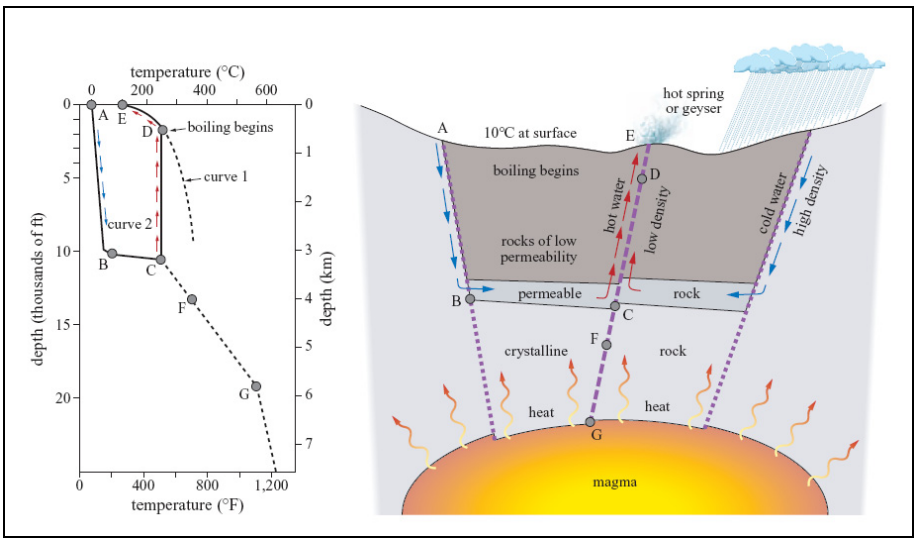


Fig VI.4. Shpërndarja laterale e shpejtësive të ulëta në thellësitë 10-14km

VI.5 Sistemet gjeotermale

Një sistem gjeotermal mund të përkufizohet skematikisht si konvektimi i ujit në koren e sipërme të Tokës, e cila, në një hapësirë të kufizuar, transferon nxehtësi nga një burim nxehtësie në një mbledhës nxehtësie, zakonisht sipërfaqja e lirë ku nxehtësia absorbohet. Një sistem gjeotermal është i përbërë nga tri elemente: burimi i nxehtësisë, rezervuari dhe lëngu, i cili është mbajtësi që transporton nxehtësinë. Burimi i nxehtësisë mund të jetë një ndërhyrje magmatike e një temperaturë të lartë që është rritur në thellësi relativisht të cekta; ose, si në sistemet me temperatura të ulëta, nxehtësi normale e Tokës. Rezervuari është një vëllim shkëmbinjsh të nxehtë të përshkueshëm që lëshojnë nxehtësinë e tyre tek lëngjet qarkullues; është përgjithësisht i mbështetur nga një grup shkëmbinjsh të papërshkrueshëm dhe të lidhur me zonat rigjeneruese sipërfaqësore, përmes të cilave ujërat e shiut mund të zëvendësojnë, plotësisht ose pjesërisht, lëngjet e humbura nëpërmjet manifestimeve natyrore, si burimet avujt e nxehtë ose nga puset. Në shumicën e rasteve, lëngu gjeotermal është ujë meteorik në gjendje të gaztë ose të lëngët, varur nga temp dhe trysnia. Ky lëng përmban lëndë kimike dhe gaze si CO_2, H_2S etj. Mekanizmi që mbështet sistemet gjeotermale është gjerësisht i administruar nga ligjet e konveksionit të lëngut.



FigVI.5 Paraqitja skematike e lëvizjes lëngut dhe rrjedhjes se nxehtësisë nëpërmjet konveksionit

Sistemi gjeotermal nëpërmjet mekanizmit të konveksionit nxjerr drejt sipërfaqes lëngun e zgjeruar gjeotermal dhe njëkohësisht furnizohet nëpërmjet qarkullimit dhe lëvizjes së lëngjeve.

Lëngu i nxehur i një densiteti të vogël priret të ngjitet dhe të zëvendësohet nga lëng më i ftohtë, me densitet më të lartë që vjen nga kufijtë e sistemit.

Konveksioni, nga natyra e tij priret të rrisë temp në pjesën e sipërme të sistemit, ashtu sikurse temperatura në pjesët e poshtme ulen. Nga të gjithë elementët e një sistemi gjeotermal, burimi i nxehtësisë është i vetmi që duhet të jetë natyral; të tjerët mund të jenë artificialë. Për shembull, lëngjet e shkarkuar nga impianti gjeotermal, pas nxjerrjes së energjisë së tyre termale, mund të futen përsëri në rezervuar nëpërmjet qelizave të shpuara posaçërisht për këtë qëllim. Në këtë mënyrë, shkarkimi meteorik natyral i rezervuarit mund të nxitet nga ngarkimi artificial. Rifutja e lëngjeve të harxhuar nga impianti është praktikuar prej vitesh tanimë si një formë e reduktimit të impaktit mjedisor të impianteve gjeotermale. Ngarkimi artificial mund të përdoret gjithashtu për të rimbushur dhe për të mbajtur fushat e vjetra ose të shteruara gjeotermale, si në rastin e fushës gjeotermale The Geysers në Kaliforni.

Të gjitha sistemet gjeotermale funksionojnë sipas skemës së mëposhtme.

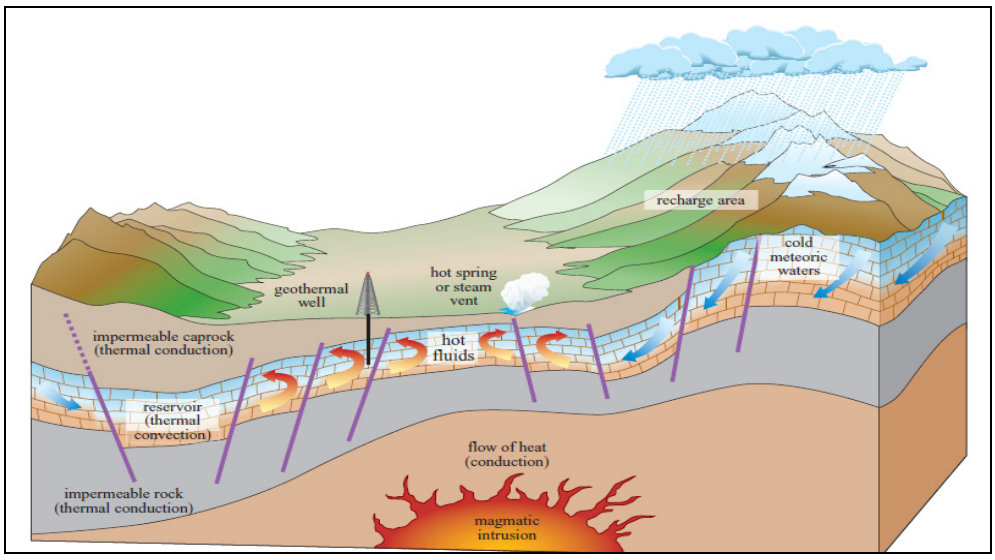


Fig.VI.6 Paraqitja skematike e një sistemi gjeotermal

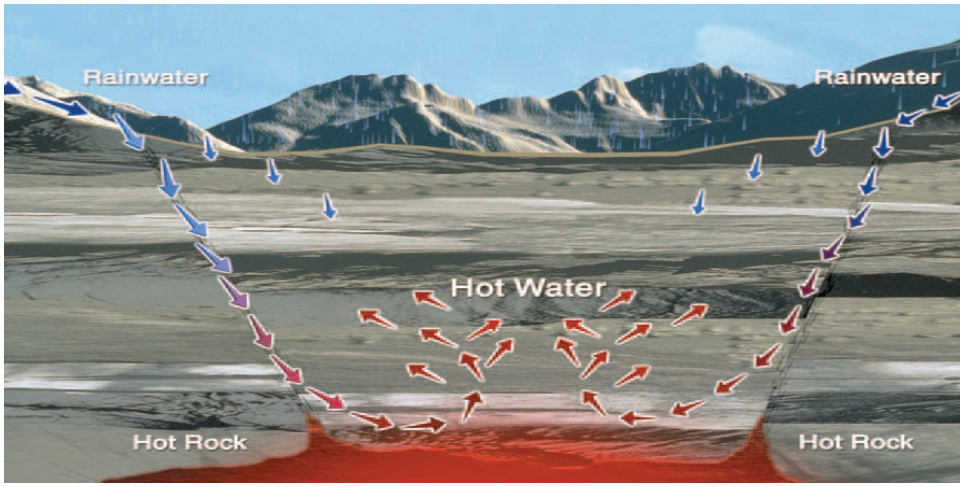


Fig.VI.7 Paraqitja skematike e një sistemi gjeotermal

VI.6 Klasifikimi i burimeve gjeotermale

Kriteri më i përdorshëm për klasifikimin e burimeve gjeotermale është ai i bazuar në entalpinë e lëngjeve që transportojnë nxehtësi nga thellësitë në sipërfaqe. Entalpia, e cila rritet me rritjen e temperaturës, përdoret për të shprehur përmbajtjen e nxehtësisë (energjisë termale) të lëngjeve dhe jep një ide të saktë të vlerës së tyre. Burimet klasifikohen si burime me entalpi të ulët, të mesme dhe të lartë, duke iu referuar kriterit që janë bazuar në përmbajtjen e energjisë së lëngjeve dhe formave potenciale të përdorimit të tyre. Burimet me entalpi të ulët janë lëngje me një temperaturë poshtë 90°C, e cila është limiti i fundit për prodhimin e elektricitetit në impiantet e ciklit binar; burimet me entalpi mesatare kanë temp 90-150°C, dhe burimet me entalpi të lartë kanë temperaturë mbi 150°C, i cili është limiti i fundit për prodhimin e elektricitetit në impiantet konvencionale. Sistemet gjeotermale janë gjithashtu të ndara zakonisht në: 1) të dominuara nga uji dhe 2) të dominuara nga avulli (ose avulli i thate). Në sistemet e dominuara nga uji, uji i lëngët është faza e vazhdueshme e lëngët e kontrollit të trysnisë; disa avuj mund të jenë të pranishëm, përgjithësisht si bulëza të veçanta. Burimet gjeotermale në Shqipëri janë burime të entalpisë se ulët e të mesëm.

Sistemet gjeotermale mund të klasifikohen si dinamike ose statike, varur nga gjendja e ekuilibrit te rezervuarit, e cila është bazuar ne qarkullimin e lëngut në rezervuar dhe mekanizmit të transferimit të nxehtësisë. Në sistemet dinamike, uji vazhdimisht ngarkon rezervuarin, nxehet dhe pastaj shkarkohet nga rezervuari në sipërfaqe ose nga formacionet shkëmbore të përshkueshëm nëntokë. Pusi Kozan-8 mund të klasifikohet si një burim dinamik. Temperatura e tij në thellësi më të mëdha se ajo ekzistuese kap vlera deri ne 105^0C. Nxehtësia që përftohet nga ky sistem, nëpërmjet konduksionit dhe qarkullimit të lëngjeve; sistemet dinamike krijojnë sisteme me temperatura të lartë ose të moderuar të ulët. Në sistemet statike, ka një ngarkim të vogël te rezervuarit ose aspak, dhe transferimi i nxehtësisë bëhet nga konduksioni vetëm; kjo kategori përfshin sistemet me temperatura të ulët dhe të gjeotrysnuara. Sistemet e gjeotrysnuara duhet të gjenden në thellësi më të mëdha se km.

Rezervuarët e gjeotrysnuara janë krijuar nga shkëmbinjtë sedimentarë të përshkueshëm, të mbajtur nga zonat e papërshkrueshme me konduktivitet të ulët. Ato përmbajnë ujë të nxehtë të trysnuar (i cili izolohet kur sedimentet depozitohen) në vlera të afërta me trysninë litostatike, dhe duke tejkaluar bollshëm presionin hidrostatik. Këto sisteme po ashtu përmbajnë një sasi të konsiderueshme metani. Sistemet e gjeotrysnuar mund të prodhojnë energji termale dhe hidraulike, por ato nuk janë shfrytëzuar ende në shkallë industriale.

VI.7 Potencialet energjetike dhe proceset fiziko-kimike të basenit hidrotermo-mineral të Kozanit-8

Baseni termomineral i Kozanit, deri më sot, është më i veçanti në strukturën gjeologo-tektonike të Shqipërisë. Kjo për faktin se tashmë, ai është një basen ujërash termale të thellësisë i vërtetuar. Pusi i shpuar për kërkimin e naftës Kozani-8, jo vetëm vërtetoi ekzistencën e tij, por bëri të mundur, daljen me vetërrjedhje të këtyre ujërave të nxehta në sipërfaqe. Dalja e këtyre ujërave në sipërfaqe, nuk është një proces i natyrshëm hidrogjeologjik, por një fenomen kompleks i thellësisë, ku ndërthuren një sërë faktorësh, ku si më të rëndësishëm konsiderojmë lëvizjet tektonike dhe komunikimin e thellësive të mëdha të nëntokës me nivelet drejt sipërfaqes, si dhe ndodhjen e një sërë procesesh fizike e kimike, që sjellin maturimin e këtyre rezervave ujore me cilësi të veçanta. Mbi rajonin e Kozanit, falë interesit që ka patur për kërkimin e naftës, janë kryer punime të shumta sizmike dhe të shpimit të puseve, për rrjedhojë disponohen të dhëna të bollshme. Këto të dhëna kanë bërë të mundur, përvijimin në hapësirë të basenit hidrotermomineral të Kozanit, si dhe modelimin gjeotektonik dhe hidrogjeologjik të funksionimit të këtij rezervuari maturues dhe prodhues ujërash termomineral. Temperatura e shtresës në thellësinë 1837 m rezulton 84^0C, duke përbërë një anomali të dukshme gjeotermale, në konditat e një gradienti gjeotermik normal. Presioni i shtresës 191atm, presioni në grykë të pusit 12atm, gjë e cila bënë të mundur, daljen e ujit të nxehtë me vetardhje, me debit 16 m^3 për orë. Temperatura në grykë të pusit rezulton 54-60^0C, në funksion edhe të temperaturës së ambientit. Ujërat krahas temperaturave të larta, janë të pasuruar me mikroelement si bor, jod, amonium, kripëra kloromagneziale, gaze të tretur, etj., të dhëna këto, që e bëjnë këtë basen hidrotermal interesant, si në pikëpamje të kërkimit shkencor, ashtu edhe të përdorimit praktik.

Ujërat termominerale përbëjnë një pasuri natyrore për çdo vend. Ato janë ujëra të thellësisë, që mëshirojnë në përbërje të tyre element kimik dhe veti fizike, të cilat mund ti fitojnë vetëm, nga komunikimi me thellësitë e mëdha të nëntokës. Këto ujëra takohen në sipërfaqe në trajtën e burimeve sipërfaqësore, ose në grykat e puseve të thellë të shpuar për naftë e gaz (Tartari M., etj., 2000). Ujërat termale në këtë zonë korrelojnë në hapësirë me shtresat me shpejtësi të ulëta të cilat u japin atyre elementet kimik dhe vetit fizike (Shatro & Ormeni 2014). Këto ujëra janë njohur dhe përdorur nga njerëzimi qysh në kohët më të hershme. Më të spikatura kanë qenë ujërat termominerale, të cilat për efekt të temperaturave të larta, kanë qenë më tërheqëse për njeriun, duke u vënë shumë herët në shërbim të tij (Agustinski V.L., 1957). Këto ujëra në zonën ku dalin në sipërfaqe, krijojnë një mikroklimë të veçantë, në trajtën e një oreole, e dallueshme nga e gjithë klima e rajonit për rreth. Krahas vlerave përdoruese praktike dhe kurative, ato përmbajnë dhe vlera turistike, si dëshmi të komunikimit të thellësisë me sipërfaqen (Naço P., etj., 2006). Burimet e ujërave termominerale janë të shumta, si më të njohurat dhe më të përdorshmet përmendim, Llixhat e Elbasanit dhe Llixhat e Peshkopisë. Të dyja këto dalje, janë bërë të njohura për temperaturat e larta që gëzojnë në sipërfaqe dhe sasinë e ujit që drenojnë. Por burime të tjera me debitë të konsiderueshme, i janë shtuar hartës së burimeve termominerale, kjo si rezultat i shpimeve të thella, të kryera për naftë e gaz, siç janë shpimi Kozani-8, shpimi Ishëm-1, etj. Këto shpime të thella kanë bërë të mundur komunikimin e baseneve të ujërave termominerale të thellësisë me sipërfaqen. Ujërat minerale dhe termominerale, në vendin tonë deri më sot janë përdorur vetëm si ujëra kurative në trajtën e banjave dhe më pak si ujëra për pirje. Praktikisht, ato duhet të gjejnë një përdorim më të gjerë, në fushën e banjave por, dhe në fusha të tjera, siç është ajo e bujqësisë për kultivimin e perimeve dhe luleve në sera. Në fushën e energjisë ku mund të përdoren si burime alternative për ngrohje në komplekset spitalore, klinikat kurative, në komplekset e banuara, etj.

VI.7.1 Pozicioni Gjeotektonik

Pjesa më e madhe e burimeve termominerale janë të lidhura me formacione, struktura apo linja strukturore, që i përkasin zonës tektonike Kruja, e cila që në zhvillimet e saj më të hershme është konceptuar si zonë e ngritur, pra si kurrizore midis dy hullive, Jonikes në perëndim dhe Krasta-Cukalit në lindje. Për rrjedhojë, ajo ka përjetuar një zhvillim të tillë paleogjeografik, që i

ka mundësuar të qenit zonë primare për zbulimin, ekspozimin në sipërfaqe dhe zhvillimin e ujërave minerale dhe termominerale. Karakterizohet nga një facie e fuqishme karbonatike, me tregues poroziteti dhe përshkueshmërie të lartë, e cila takohet gjerësisht si në sipërfaqe, duke shërbyer si burim ushqimi për këtë basen akujfer, ashtu edhe në thellësi, në trajtën e strukturave të varrosura, duke shërbyer si pellgje ujërash termominerale. Të qenit kurrizore i ka krijuar mundësinë e komunikimit më të mirë me thellësinë, aq të domosdoshme për formimin e pellgjeve ujore minerale, sidomos termominerale.

Zona tektonike Kruja është e karakterizuar nga një zhvillim i fuqishëm tektoniko-strukturor, i shprehur si nga strukturat e ekspozuara në sipërfaqe, antiklinali i Tërvollit, Valeshit, Letanit, Krujë-Dajtit, Makareshit etj., por edhe nga ato të evidentuara në thellësi, siç janë strukturat e Kozanit, Tiranës etj. Strukturat e varrosura në thellësi, në pjesën më të madhe të tyre janë të eroduara, ç'ka do të thotë, se për një kohë të caktuar gjeologjike, ato janë ekspozuar në sipërfaqe duke iu nënshtruar një erozioni të fuqishëm, mandej janë zhytur në thellësi, duke u mbuluar nga formacionet mollasike (Naço P., etj., 2011) dhe duke u kthyer kështu në basene ujore me mundësi termominerale. Strukturat e varrosura bëjnë ballin mbihypës të zonës Kruja mbi zonën Jonike, duke përfaqësuar një alaktonizëm tërësor të këtyre njësive, mbi 20 km, por dhe modelin e zhvillimit të një cikli të fuqishëm tektonik, i cili i përmban të gjitha stadet, ngritjen, zhvillimin, daljen në sipërfaqe, mbihipjen, erodimin, uljen, zhytjen e mandej varrosjen e mbulimin nga depozitimet mollasike. Modeli tektonik i përshkruar i përmbush të gjitha kriteret për formimin e baseneve hidrotermale të thellësisë.

VI.7.2 Litostratigrafia e Pusit Kozan-8

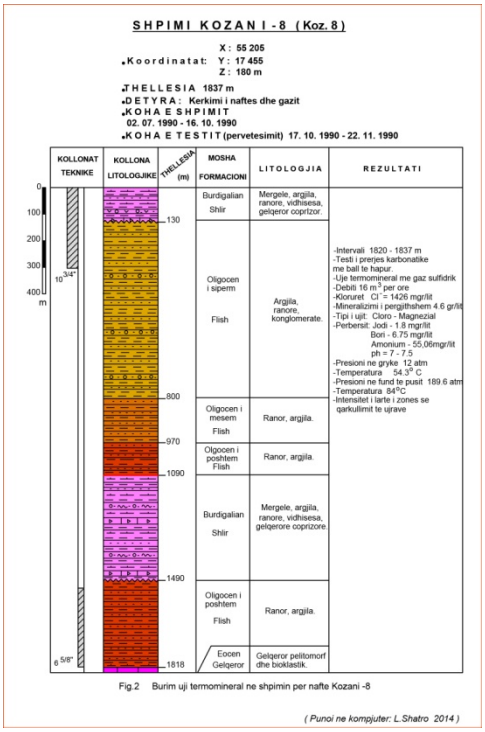


Fig.2 Burim uji termomineral ne shpimin per nafte Kozani -8

(Punoi ne kompjuter: L.Shatro 2014)

Përshkrimin e litostratigrafisë do ta bëjmë mbi bazën e formacioneve gjeologjike (Fig. 2), duke u ndalur në ato elementë, që kanë të bëjnë me qëllimin e këtij artikulli. Formacioni evaporitik jepet me moshë Permo-Triasike, duke u njohur si formacioni më i vjetër në Albanidet e jashtme. Stratigrafikisht është konceptuar si prerja më e vjetër e zonës Jonike, por mendojmë se duhet të ndërtojë edhe prerjen më të vjetër të zonës tektonike Kruja. Takohet në jugperëndim të sheshit të studimit, duke ndërtuar diapirin kripor të Dumresë. Litologjikisht përfaqësohet nga gipse, anhidrite, kripë guri si dhe keproku, i cili ndërton përzierje të formacioneve evaporitike me ato karbonatike e flishore. Evaporitet në konditat e thellësisë përbëjnë masa të rrjedhshme, të cilat kanë veti të lëvizin drejt pikave me presion më të ulët, duke u bërë promotor të lëvizjes, ngritjes, strukturimit dhe mbihipjes të strukturave e njësive tektonike, por edhe një premisë e rëndësishme për formimin e ujërave termominerale.

Fig.VI.5 Kolona Litostratigrafike

Formacioni karbonatik është me moshë Kretak - Paleocen - Eocen. Ka përhapje të gjerë, si në sipërfaqe ashtu dhe në thellësi, ku është takuar nga shumë puse të thellë të shpuar për naftë e gaz. Stratigrafikisht është konceptuar si vazhdimësi normale mbi evaporitet. Litologjikisht përfaqësohet nga dolomite, gëlqeror dolomitik e gëlqeror. Kretaku dominohet nga dolomitet, duke përfaqësuar një facie neritike, ndërsa Paleoceni dhe Eoceni dominohet nga gëlqerorët, duke përfaqësuar një facie karbonatike në thellim e sipër. Këtë formacion shkëmbor e konsiderojmë më të rëndësishmin, mbasi me të janë të lidhura ujërat minerale dhe termominerale. Nisur nga trashësia e madhe e facies karbonatike, vendosja stratigrafike mbi evaporitet, vetitë fizike dhe kolektorale, ai përbën një formacion të fuqishëm jo vetëm akujfer, por edhe ujërash minerale e termominerale. Shërben si burim ushqimi, për efekt të sasisë së ujërave që përshkon në brendësi

të tij; si rezervuar magazinimi, për efekt të porozitetit të lartë që karakterizohet; si burim drenimi, për efekt të vetisë që ka për të shkarkuar ujërat në pikat me presion dhe hipsometri të ulët. Ai shërben gjithashtu si trualli apo ena ku përpunohen, pasurohen e prodhohen ujërat minerale e termominerale (Naço P., etj., 2004).

VI.7.3 Tektonika dhe Struktura e Rajonit te Kozanit

Karakteristikë për ndërtimin strukturor është se të gjitha strukturat, si ato të sipërfaqes dhe të thellësisë, në të shumtën e rasteve, i janë nënshtruar një erozioni të fuqishëm. Ky fakt dëshmon së pari, për tektonizmin, strukturimin dhe sensin e fuqishëm ngritës që ka përjetuar rajoni, mundësi kjo për një komunikim më të mire, me nivelet e thella të nëntokës dhe së dyti, kompleksi i këtyre fenomeneve ka ndihmuar, në krijimin e një rezervuari sa më kavernoz dhe në furnizimin e magazinimin e sasirave të mëdha ujore, që në kohët e hershme gjeologjike. Pra, ka mundësuar penetrimin dhe infiltrimin e sasirave të mëdha ujore, të cilat me varrosjen e strukturave janë kthyer në ujëra të izoluara të thellësisë. Këto tipare i gëzon pothuajse e gjithë zona tektonike Kruja, pjesa më e madhe e strukturave të së cilës, ose janë të ekspozuara në sipërfaqe, ose janë të varrosura në thellësi, por të eroduara në pjesët më të ngritura, deri në nivelin e gëlqerorëve. Në logjikën e këtij diskutimi të shkurtër kuptohet përse përgjatë zonës tektonike Kruja, takohen kaq shumë ujëra minerale e termominerale, duke e kthyer atë në një zonë të nxehtë, si dhe në një mundësi, për zbulime rezervash të reja, ujërash minerale e termominerale (Naço P., etj., 2004).

Antiklinali i Letanit, shtrihet në veri të qytetit të Elbasanit dhe është vazhdimi më juglindor i linjës strukturore Krujë-Dajt. Ka karakteristika strukturore të ndërmjetme, midis një strukture të plotë antiklinale dhe një linje strukturore, që është më afër një monoklinali. Përfaqëson një strukturë të aksidentuar, me tektonika tërthore e gjatësore, të cilat kanë maskuar apo coptuar elementët strukturor të sajë. Ndërtohet në pjesën më të zhvilluar nga formacioni karbonatik i Kretë-Eocenit, i cili ndërton një relief të thepisur dhe të karstëzuar. Sipas tavanit të karbonateve ka përmasa 6×1.4 km. Karakteristikë e kësaj strukture janë tektonikat e shumta tërthore, të cilat e bëjnë një laborator studimi, për këtë element gjeologjik. Më interesante është tektonika tërthore, që kufizon përhapjen në jug të sajë, e cila duhet të jetë e tipit shtytje - falje, si pjesa e dukshme e tërthores Elbasan-Dibër (Naço P., etj., 201, Ormeni Rr., etj., 2013).

Grupimi strukturor i Kozanit. Kjo njësi strukturore shtrihet direkt në perëndim të antiklinalit të Letanit, duke u zhvilluar në ballin e mbihipjes të kësaj strukture të ekspozuar në sipërfaqe. Është modeluar dhe vizatuar mbi bazën e profileve të shumta sizmike dhe është vërtetuar si objekt, nga shumë puse të shpuar për naftë e gaz. Ky grupim strukturor është i ndërtuar nga disa blloqe karbonatesh, të kapura nga një sërë tektonikash gjatësore e tërthore, hedhëse e kundërhedhëse, duke i dhënë atij pamjen e një masivi, i cili në mënyrë shkallore, ngrihet hipsometrikisht në drejtim të lindjes, deri sa kontakton me strukturën antiklinale të Letanit, që zbulohet në sipërfaqe. Ai ndërtohet nga disa luspa të shtrira, të mbihipura në drejtim të perëndimit, karakteristikë e të cilave është vendosja shkallore dhe komunikimi pa ndarje me njëra tjetrën. Si më i spikaturi është blloku, që është kapur nga pusi Kozani-8, i cili ka elementët e një antiklinali me përmasa 5×2 km, por që nuk ka ndarje me lindjen.

Pjesët kulmore të blloqeve më të zhytur, ndodhen në thellësitë 1600-1800 m. Grupi strukturor i Kozanit, sipas tavanit të karbonateve dhe shtrirjes hapësinore të vizatuar, ka përmasa 8×4 km.

VI.7.4 Elementët Gjeologjik te Rajonit te Kozanit

Në këtë nën titull, mendojmë të theksojmë disa element gjeologjik, që kanë lidhje direkte apo indirekte me ujërat minerale dhe termominerale,të cilët janë të rëndësishëm edhe për basenin e Kozanit.

Formacioni karbonatik është një nga elementët më të rëndësishëm gjeologjik, që ka lidhje direkte me ujërat minerale dhe termominerale (Naço P., etj., 2005). Për vetë përbërjen litologjike,

kimike, vetitë fizike dhe pozicionin litostratigrafik, ai ka kryer disa funksione: Së pari, është ena ku maturohen, domethënë trualli ku prodhohen ujërat minerale dhe termominerale.

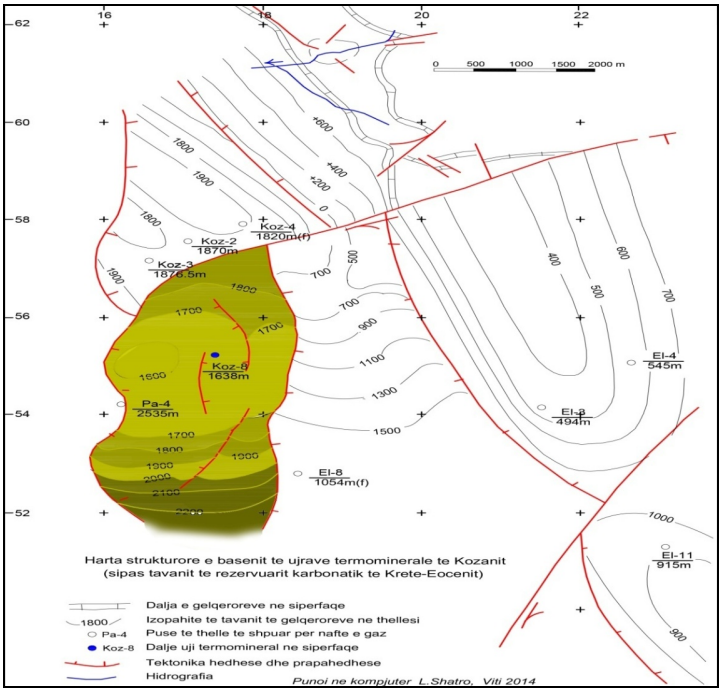


Fig.VI.7 Harta strukturore e ujërave termominerale te Rajonit Kozanit-8

Së dyti, është rezervuari ku ruhen dhe magazinohen në kondita të thellësisë, në kushtet e një izolimi dhe kurthëzimi, larg drenimeve të fuqishme. Së treti, është distributori, pra burimi i ushqimit për burimet ujore minerale dhe termominerale. Së katërti, është ambienti, trualli fizik dhe kimik, ku ndodhin procese të vazhdueshme fizike dhe kimike, si migrimi, lëvizja dhe bashkëveprimi i molekulave, çlirimi dhe këmbimi i nxehtësisë, precipitimi, pasurimi me element kimik, tretja e gazeve në kondita trysnie, etj. Së pesti, është burimi dhe furnizuesi kryesor me ujëra sipërfaqësore i baseneve ujore minerale dhe termominerale. Për shkak të porozitetit dhe përshkueshmërisë së lartë që gëzon, përthith dhe përçon drejtë thellësisë, sasira të mëdha ujërash të mara nga reshjet apo lumenjtë që i përshkojnë. Formacioni karbonatik takohet me shumicë në shtrirjen e rajonit të studimit, si në sipërfaqe, ashtu edhe në thellësi, me të janë lidhur direkt dhe indirekt të gjitha burimet minerale dhe termominerale.

Formacionet flishore apo argjilore, takohen me shumicë në rajon, po i përmendim për dy funksione: së pari, për aftësinë mbulesore që ato kanë, duke mundësuar krijimin e kurtheve, ambienteve karbonatike të izoluar ose me komunikim të vështirë, së dyti, për krijimin e perdeve të papërshkueshme, apo sipërfaqeve të drenimit, të cilat frenojnë dhe kontrollojnë lëvizjen e ujërave.

Formacionet trashamane janë të lidhura indirekt me ujërat e thellësisë, sepse ato për shkak të porozitetit dhe përshkueshmërisë së lartë që gëzojnë, luajnë rolin e rrugëve të migrimit. Në rastin kur ato kontaktojnë me basenet minerale apo termominerale në thellësi, bëjnë të mundur lëvizjen e ujërave dhe drenimin drejt sipërfaqes, në pikat më të ulëta hipsometrike. Konkretisht, horizonti litologjik me olistolite gëlqerorësh i Oligocenit të mesëm, i takuar në rajonin e Llixhave të Elbasanit është elementi gjeologjik, apo formacioni litologjik me të cilin janë të lidhura direkt, burimet termominerale të Llixhave të Elbasanit e Hidrait (Shatro&Ormeni 2013). Ai ndodhet në rolin e një tubacioni, domethënë mundëson migrimin, lëvizjen e ujërave termominerale nga baseni i thellësisë në sipërfaqe.

Kontaktet tektonike për shkak të origjinës së tyre të thellësisë dhe shkuarjes e daljes drejt sipërfaqes, janë të lidhura me ujërat minerale e termominerale, së paku në dy drejtime: Së pari, mundësojnë dhe realizojnë komunikimin e thellësive të mëdha të nëntokës me rezervuarët karbonatik, duke u bërë përçuese të flukseve termike, gazeve sulfurore, elementëve të ndryshëm

kimik (Naço P., etj., 2011), si dhe ngrenë lart formacionet e vjetra. Së dyti, luajnë rolin e rrugëve të migrimit, duke bërë të mundur drenimin e ujërave të thellësisë drejt sipërfaqes (Naço P., etj., 2006).

Sipërfaqet erozive dhe transgresionet janë element të hershëm dhe të sotëm, produkt dhe dëshmi, të fazave të fuqishme tektonike rrudhosëse, të cilat kanë kapur trevën në kohë të ndryshme gjeologjike. Në konditat e këtij procesi malformues, të lidhur me momente të fuqishme ngritëse, pjesët më të zhvilluara të strukturave, me sipërfaqe të konsiderueshme kanë dalë mbi nivelin e detit, duke u kthyer në sipërfaqe erozive. Këto sipërfaqe, të pranishme dhe të rëndësishme për rajonin e studiuar, takohen sot të ekspozuara në sektorët Tërvoll, Valesh, Letan, Krujë-Dajt, etj., duke përfaqësuar treva intensive erozive. Proceset erozive që ndodhin mbi këto treva, në lidhje me ujërat kanë rëndësi në dy drejtime: në intensifikimin dhe zhvillimin e procesit të karstëzimit, duke i kthyer karbonatet në rezervuare potencial dhe në përthithjen e përçimin drejt thellësisë, të sasirave të mëdha ujore. Ndërsa sipërfaqet erozive të varrosura kanë rëndësi, sepse dëshmojnë për rezervuar karbonatik potencial, për rezerva ujore të varrosura, të izoluara ose me komunikim të vështirë.

VI.7.5 Modeli Gjeotektonik dhe Hidrotermodinamik

Baseni termomineral i Kozanit shtrihet rreth 5 km në veriperëndim të qytetit të Elbasanit, përgjatë luginës së përroit të Kushës. Ky basen ujërash termomineral ka qenë krejt i panjohur deri më 1990, vit në të cilin u shpua pusi Kozani-8. Shpimi i kryer për kërkimin e naftës, bëri të mundur, jo vetëm zbulimin në thellësi të këtij baseni ujërash termomineral, por edhe komunikimin e tij me sipërfaqen, në trajtën e një burimi artezian me vetërrjedhje, duke shkarkuar sasira të konsiderueshme ujërash të nxehta. Rajoni i Kozanit vazhdimisht është konsideruar perspektiv për kërkimin e hidrokarburëve, për rrjedhojë mbi të janë kryer shumë punime sizmike dhe puse shpimi. Këto punime kanë bërë të mundur modelimin gjeotektonik dhe hidrogjeologjik të basenit termomineral, i cili shtrihet në ballin e mbihipjes së zonës tektonike Kruja, mbi zonën Jonike, në trajtën e një masivi karbonatik të varrosur (Fig.VI.7).

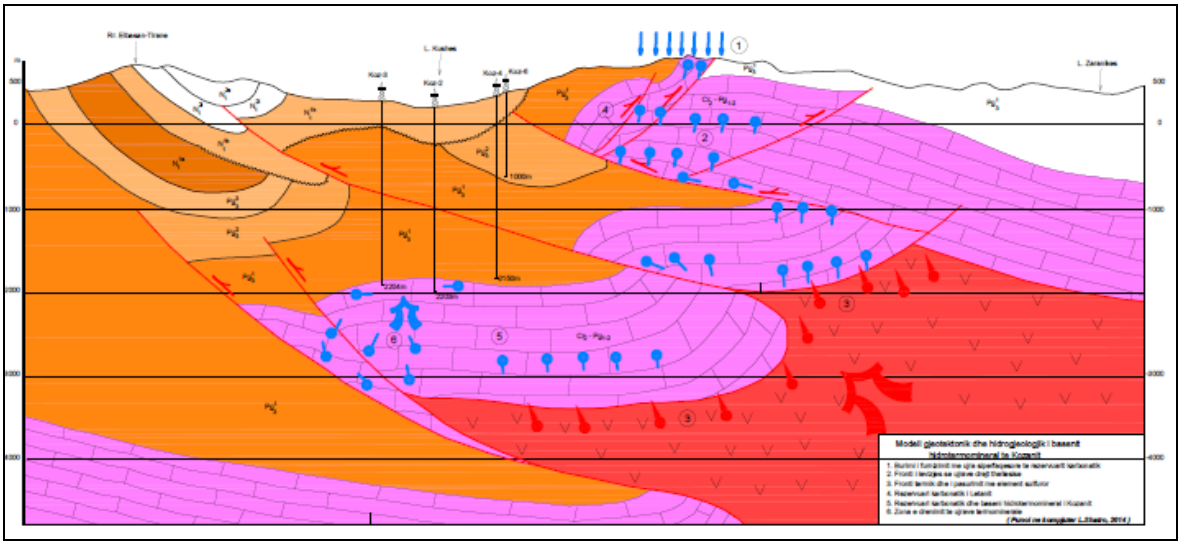


Fig.VI.8 Modeli gjetektonik dhe hidrogjeologjik i ujerave termominerale te Rajonit Kozanit-8

Strukturat e këtij masivi karbonatik, në drejtim të lindjes ngrihen, deri sa zbulohen në sipërfaqe, me strukturën e Letanit. Këto struktura, në mbushjen me hidrokarburë kanë rezultuar shterpë, mbasi nuk kanë ndarje lindore, për rrjedhojë ato komunikojnë me sipërfaqen. Mos ekzistenca e sinklinaleve ndarës dhe komunikimi me sipërfaqen janë elementët që kanë çuar në shkatërrimin e baseneve hidrokarbure dhe formimin e baseneve hidrotermale. Ka një shtrirje të konsiderueshme, 10×7 km dhe thellësi 1700-1800 m. Ky basen në thellësi është kapur nga një sërë pusesh, si Kozani-2, Kozani-3, Kozani-8, Elbasani-3, Elbasani-4. Më i rëndësishmi është

pusi Kozani-8, i cili drenon në sipërfaqe me vetërrjedhje, sasira të konsiderueshme uji termomineral (Fig.VI.7). Në pikëpamje hidrogjeologjike, baseni hidrotermal i Kozanit është më i madhi dhe më i rëndësishmi në vendin tonë. Kjo është faktuar si në pikëpamje të rezervave ujore, ashtu edhe temperaturave të larta që gjeneron. Ky basen është produkt i harmonizimit perfekt, por rastësor të disa elementëve siç janë:

- Rezervuari karbonatik në trajtën e një masivi të alloktonuar, me trashësi mbi 1000 m, përbënë një magazinues potencial.
- Vendosja e strukturave në trajtë shkallore, pa ndarje me njëra tjetrën, duke mundësuar komunikim të lirë dhe të fuqishëm.
- Komunikimi me sipërfaqen, me ndihmën e antiklinalit karbonatik të Letanit, duke siguruar një furnizim të vazhdueshëm të rezervuarit karbonatik me ujëra.
- Prania në thellësi e evaporiteve, në rolin e burimit termik dhe të pasurimit me element sulfuror dhe mikroelement të tjerë të thellësisë.
- Zhytja graduale e rezervuarit karbonatik, i cili çon në ngrohjen e fluideve dhe formimin e baseneve hidrotermale.

VI.7.6 Cikli hidrotermal i basenit të Kozanit funksionon si më poshtë

Ujërat sipërfaqësore nëpërmjet reshjeve dhe lumit të Kushës penetrojnë në rezervuarin karbonatik të Letanit, duke shërbyer si burim i vazhdueshëm.

Mandej ujërat zhyten në thellësi, duke lëvizur nëpër rezervuarin karbonatik ato ngrohen, pasurohen me element të ndryshëm dhe maturohen.

Në kondita të thellësisë, ato kontaktojnë e bashkëveprojnë me evaporitet, duke u pasuruar me element të ndryshëm, sidomos ato sulfuror dhe duke u ballafaquar me flukse të fuqishme termike.

Mandej ato tentojnë të rehabilitohen, apo ekuilibrohen, duke formuar basene hidrotermale.

Kolonat vertikale të hapura nga puset e thellë të naftës, siç është shpimi Kozani-8, bëjnë të mundur komunikimin e baseneve hidrotermale me sipërfaqen, për rrjedhojë, rrjedhjen e ujërave të nxehta me vetëderdhje, nga thellësia në sipërfaqe.

VI.7.7 Proceset Fizike dhe Kimike dhe parametrat gjeotermale

Ujërat minerale dhe termominerale janë pjesë përbërëse e pellgjeve hidrogjeologjike dhe i nënshtrohen të njëjtave ligje të dinamikës së ujërave vadose, por që dallohen nga këta të fundit, për nga vetitë fiziko-kimike dhe përbërja gazore. Përftuarja e këtyre vetive lidhet ngushtë me kushtet hidrotermodinamike, në të cilat ato janë formuar në strukturat gjeotektonike, pra nga proceset fizike dhe kimike të ndodhura gjatë maturimit të tyre. Pjesa më e madhe e këtyre ujërave, e kanë origjinën nga infiltrimi i reshjeve atmosferike nëpër shkëmbinj karbonatikë dhe terrigjenë, që ndërtojnë zona të ndryshme tektonike e strukturore, por me kondita specifike gjeologjike. Këto ujëra, duke depërtuar nëpërmjet çarjesh, poresh, kapilarësh, kavernash karstike si dhe nëpërmjet frakturave tektonike, në thellësi të ndryshme të zonave hidrodinamike, pasurohen me element të ndryshëm kimik, me gaze të tretura, si rezultat i proceseve gjeokimike që ndodhin në thellësi. Në të njëjtën kohë, ato fitojnë temperatura të larta dhe cilësi të veçanta, për efekt të shkallës gjeotermike, por sidomos kur komunikojnë me flukset termike, që vijnë nga thellësitë e mëdha të nëntokës. Për të përcaktuar tipin e strukturës hidrogjeologjike ku ndodhen ujërat nëntokësorë më shpesh përdoret koeficienti gjenetik i ujërave si përpjesëtim $\frac{r_{H_2CO_3}}{r_{Cl}}$.

Përmbajtja e ujërave minerale tregon se në këto ujëra ka element kimik si Fe, As, F, J, Br, Sr etj. Në këto ujëra gjenden dhe gaze të tretura si H_2S, CO_2, CH_4. Prezenca e H_2S në ujërat minerale, sidomos në sasi më të lartë në ujërat termominerale, është karakteristike për zonën e mesme hidrodinamike me një ujëkëmbim të vështirë. H_2S formohet kryesisht nga reduktimi i sulfateve

të ujërave të infiltrimit që qarkullojnë nëpër shkëmbinj dhe që pasurohen me sulfite nga prania e gipseve dhe e anhidriteve. Ky proces, i reduktimit të sulfateve ose i desulfatizimit zhvillohet në thellësi në kushte anaerobe, me pjesëmarrjen e organizmave oksiduese sipas reaksioneve:

$$RSO_4 + 2CO_2 + 2H_2O \longrightarrow RS + 2CO_2 + 2H_2O$$

$$RS + 2CO_2 + H_2O \longrightarrow RCO_3 + 2H_2S \nearrow$$

Një ndër treguesit kryesor, që e bënë të veçantë basenin hidrotermomineral të Kozanit janë temperaturat e larta që e karakterizojnë. Sipas llogaritjeve shkalla gjeotermike për pusin Kozani-8 do të rezultonte:

$$G = \frac{H - h}{T_H - t_h} = \frac{1873 - 20}{84 - 15} = 26,3 \text{ m/}^{\circ}\text{C} \quad \text{ose} \quad G = 37\,^{\circ}\text{C/km}$$

ku: H - thellësia maksimale ku është matur temperatura e ujërave nëntokësore

h - thellësia deri ku ndjehen luhatjet sezonale të temperaturës.

T_H - temperatura e ujërave nëntokësore në thellësinë H

t_h - temperatura e ujërave nëntokësore në thellësinë h, e cila i korrespondon temperaturës mesatare të ajrit të zonës.

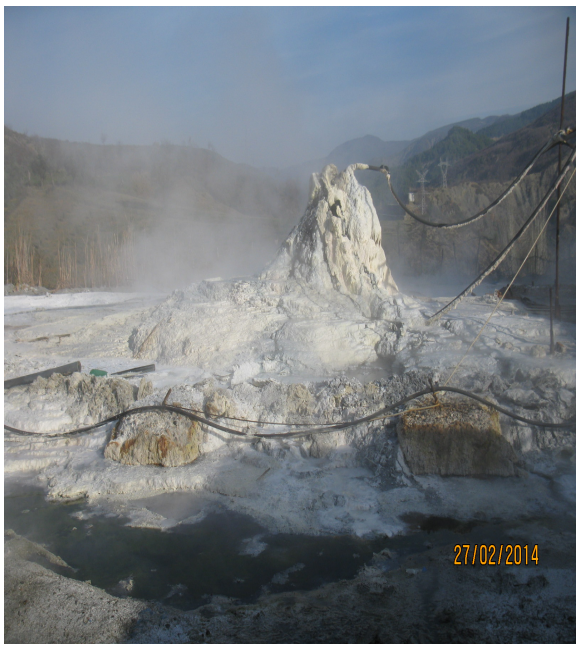
Pra, siç duket, gradienti gjeotermik për basenin e Kozanit ka ndryshime të ndjeshme nga ai normal, duke treguar kështu për komunikimin e tij me thellësi më të mëdha se sa është i pozicionuar aktualisht.

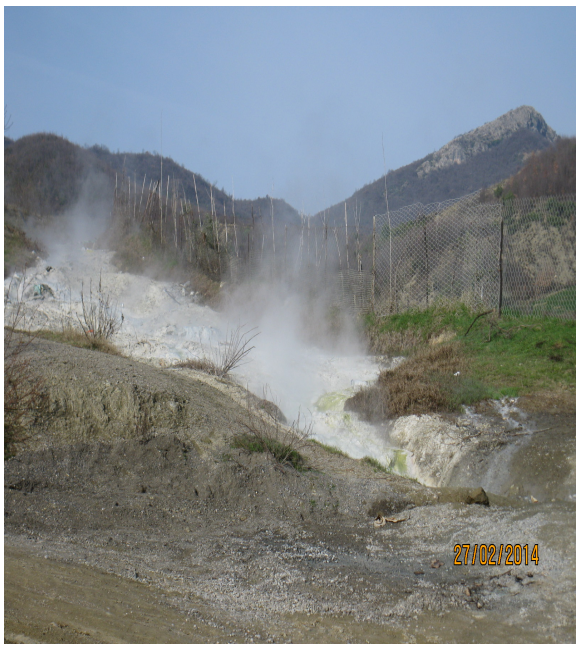
Tab.VI.1 Parametrat gjeotermal dhe përbërja kimike të ujërave gjeotermale Rajoni i Elbasanit

Nr.	Burime e Puse	Zona Tektonike	Koordinatat		Debiti (l/sek)	Temperatura (°C)	Thellesia (m)	Presioni (m)
			V	L				
1	Kozani - 8	Krasta	41°06'	20°01'6"	10.3	65.5(84)	1837	189.6
2	Letan (Elbasan-4)	Krasta	41°07'9"	20°22'49"	5.5	50	828	
ë	Llixha Elbasan	Krasta	41°02'	20°04'20"	15	60	Vetërrjedhje	Vetërrjedhje
4	Hydrat, Elbasan (Tre Burime)	Krasta	41°1'20"	20°05'15"	18	55,46,58	Vetërrjedhje	Vetërrjedhje
5	Përroi i Holtës, Gramsh	Krasta	40°55'30"	20°09'24"	>10	24	Vetërrjedhje	Vetërrjedhje
6	Galigati 2	Krasta	40°57'6"	20°09'24"	0.9	45-50(64)	2914	291.1
7	Elbasan 11				25	32	1030	1030

Burimi Pusi Thellësia	Vendndodhja	Koord.	Q l/s)	T_0	Mp (g/l)	Fp	H_2S (mgr/l)	Koef (r/HCOë)
Pusi i Kozanit (1837 m)	Përroi i Kushës KOZAN-Elbasan	x=55205 y=17455 z=180m	35.0 (Vetë derdhje)	54.3	5.2	119	400	0.22

Burimi Pusi Thellësia	Përbërja kimike						Tipi i ujit (hidrokimik)	Tipi i ujit
Pusi i Kozanit (1837 m)	Na	Ca	Mg	$HCO_ë$	SO_4	Cl	Cl-SO4 Na – CaB=6.75 NH4 = 55.6 J=1.8	Termomineral sulfhidrik si dhe Llixhat-Elbasan





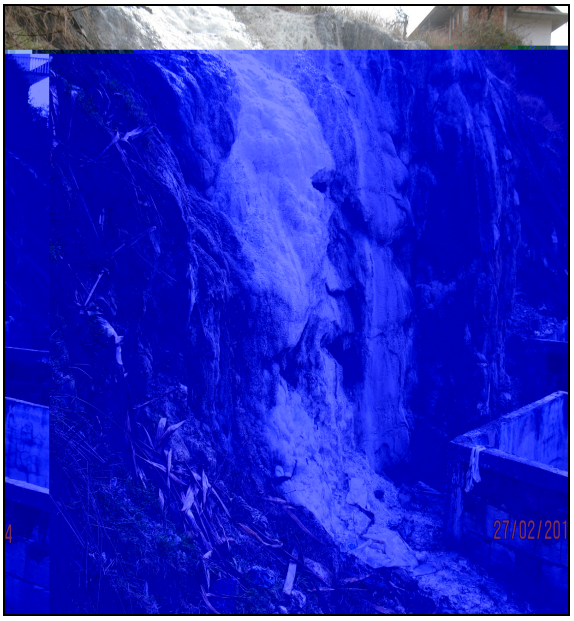


Fig.VI.9 Shfaqja në sipërfaqe e ujërave gjeotermale në Rajonin Kozanit-8-Llixha –Hydraj

VI.7.8 Vlerësimi i transferimit të nxehtësisë

Transferimi i nxehtësisë ndodh nga brendësia e tokës, ku temperaturat janë më të larta, drejt sipërfaqes. Ajo bëhet nëpërmjet proceseve të njohura fizike shkëmbimit të nxehtësisë. Proceset e njohura si, përcjellshmëria mbizotëron në kushtet termike në pothuaj të gjithë pjesët e tokës dhe luan një rol mjaft të rëndësishëm në litosferë.

Ndërsa përçueshmëria ose konveksioni mbizotëron kushtet termike në zona ku ekzistojnë sasi të mëdha lëngjesh dhe drejton transportin e nxehtësisë në pjesën e jashtme nëpërmjet fluidit në mantel. Gjatë lëvizjes së fluidit, shtresat e nxehta të ngopura me fluid, shkëmbejnë e transmetojnë nxehtësi me shtresa më të ftohta apo perde të ngurta që prekin apo depërtojnë.

Përcjellshmëria e cila kryen transferimin e nxehtësisë së masës me anë të lëvizjes së masës në rastin tonë fluidit, është mënyra më mire e efektive e shkëmbimit të nxehtësisë në tokë, krahasuar me përçueshmërinë.

Megjithatë në disa procese në brendësi të Tokës, përcjellshmëria e përçueshmëria luajnë një rol të pandare e tepër të rëndësishëm. Rrezatimi është mënyra me pak e rëndësishme e shkëmbimit të nxehtësisë në tokë.

Në zonën në shqyrtim, për mungese të temperaturave të matura në të gjitha shtresat e pusit Kozan-8, ne kemi shfrytëzuar të dhënat për pusin Papër-1 e Grekan-4.

VI.7.9 Llogaritja e potencialit energjetik Kozan-8

Shume probleme gjeotermike lidhen me vlerësimin e shkëmbimit te nxehtësisë ΔQ, midis lëngut lëvizës dhe mbushjes së shkëmbinjve poroze me ujë.

Lëvizja e fluidit nëpër shtresat e tokës absorbon energjinë termike te tyre dhe e nxjerr në sipërfaqe. Duke llogaritur apo pranuar kapacitetin termik të një shkëmbi me mase a_1 (kg) dhe a_2 (kg) të përbërë nga ujë, llogaritet termokapaciteti i nxehtësisë.

Paraqitja skematike e shtresave te tokës ne thellësi na lejon që të kryejmë llogaritjet për të vlerësuar potencialet energjetike.

Duke shënuar me Z_o koordinatën e burimit në sipërfaqe, me Z_1 koordinatën e thellësisë në të cilën temperatura është $T_1 = 40^o C$, temperature minimale e nevojshme e përdorimit të ujit. Duke pranuar trashësinë e shtresës ujëmbajtëse në intervalin $\Delta h = 1837 - 1816 = 21 m$, me koordinatë Z_2=1837m supozojmë se në këtë shtrese e për çdo $Z>Z_2$ temperatura e shkëmbit do ngelet konstante.

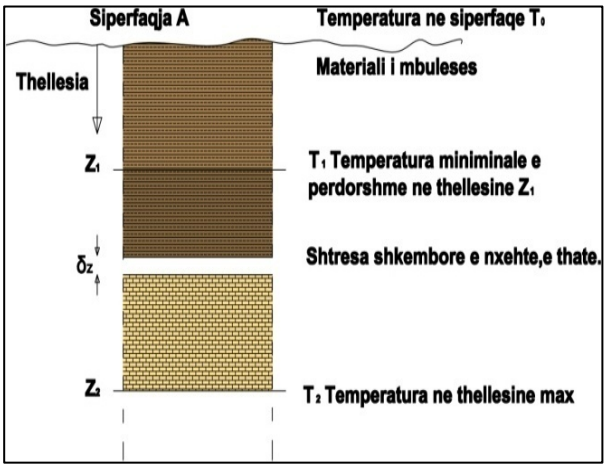


Fig.VI.10 Profili i një shkëmbi të nxehtë të thatë

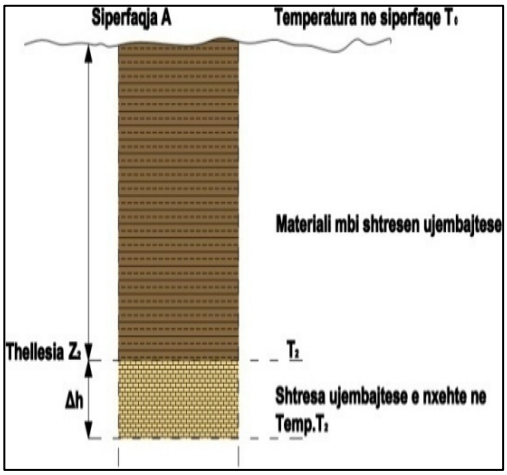


Fig.VI.11 Profili i një shtrese ujëmbajtëse të nxehtë

Me supozimet e mësipërme pranojmë karakterin linear te rritjes se temperaturës te ngjashëm me varësinë e paraqitur ne grafik për pusin Grekan-4 e Papër-1.

Për rrjedhoje ndryshimi i temperaturës do te ketë varësinë e mëposhtme:

$$T_2 = T_0 + \frac{dT}{dz} z = T_0 + Gz \qquad (1)$$

$$T = T_0 + \frac{dT}{dz} Z = T_0 + G \times Z \quad \text{ku} \quad \frac{dT}{dz} = G \qquad (1)$$

Përcaktojmë temperaturën minimale te nevojshme për përdorim te ujit dhe Z_1:

$$Z_1 = \frac{(T_1 - T_0)}{G} = 0.676\, km \qquad (2)$$

Një faktor i rëndësishëm në një vlerësim gjeotermale është vlerësimi i vëllimit të sistemit gjeotermik. Për metodën volumetrike, supozojmë, për thjeshtësi, që volumi është një kuti, me një sipërfaqe A=8×4km^2 në aeroplan xy dhe trashësi Z_1–Z_0 përgjatë z-aks, ku Z_1 dhe Z_0 janë

koordinatat e kufirit respektivisht të poshtëm e të sipërm. Diskutimi dhe përpunimi teorik në aspektet e vlerësimit volumetrik është marrë nga Hjartarson et al., 2008.

"Kur vëllimi i sistemit gjeotermal është vlerësuar në kufijtë e sqaruar më sipër kemi marrë në analizë metodat e ndryshme për të llogaritur sasinë e nxehtësisë së marrë, të përdorshme që përmban sistemi jonë gjeotermal. Gjatë këtij studimi për thjeshtësi mund të supozohet se kapaciteti termik dhe temperatura janë homogjene në planin horizontal xoy, ndërsa ato ndryshojnë e janë të varura nga thellësia e zhytjes së masivit.

Sasia e rezervave energjetike që përmbahet në sistem mund të llogaritet duke integruar produktin e kapacitetit termik të vlerësuar për njësi të vëllimit C(z) dhe diferencës së temperaturave T(z) e T_0 në sistem. Temperatura T_0 është temperatura e gjendjes ku përfundon fluksi termik. Kjo mund të jetë temperatura e ambientit në natyrë, temperatura minimale për një përdorim të nevojshëm, në bujqësi, në pishina për prodhim të energjisë elektrike nëse është e mundur. Ndërsa temperatura T(z) është temperatura e kërkuar e cila bën të mundur shfrytëzimin e përdorimin e kësaj sasie nxehtësie. Për përcaktimin e kësaj temperature është e nevojshme të bëhet vlerësim i gradientit të saj me thellësinë.

Sasia e nxehtësisë të dobishme δE në një temperaturë $T>T_1$, në një element vëllimi me trashësi δz e nevojshme në një temperature $T>T_1$ që përmbahet në një element vëllimi me trashësi δz e sipërfaqe njësi $1m^2$ ose $1km^2$.

$$\delta E = \left(\rho_\tau A \delta z\right) c_r \left(T - T_1\right) = \left(\rho_\tau A \delta z\right) c_r G \left(z - z_1\right) \tag{3}$$

Nga sa argumentuam për një shtrese të zakonshme nga thellësia Z_1 ne Z_2 kemi

$$\begin{aligned} E_0 &= \int_{z=z_1}^{z_2} \rho_\tau A c_r G \left(z - z_1\right) \delta z \\ &= \rho_\tau A c_r G \frac{\left(z_2 - z_1\right)^2}{2} \end{aligned} \tag{4}$$

Në qoftë se marrim një argument tjetër θ e duke pranuar që temperatura mesatare të jetë më e madhe se $T_m > T_1$

$$\theta = \frac{\left(T_2 - T_1\right)}{2} = \frac{G\left(z_2 - z_1\right)}{2} \tag{5}$$

atëherë $$E_0 = C_r \cdot \theta \tag{6}$$

ku C_r është termokapaciteti termik i shkëmbit nga thellësia Z_1 thellësinë Z_2, e jepet me lidhjen:

$$C_r = \rho_\tau A c_r \left(z_2 - z_1\right) \tag{7}$$

kështu që ekuacioni (3) merr formën e mëposhtme:

$$E_0 = \rho_\tau A c_r G \frac{\left(z_2 - z_1\right)^2}{2} \tag{8}$$

$$E_0 = C_r \cdot \theta$$

Supozojmë se nxehtësia është nxjerrë nga shkëmbi i thatë, në mënyrë uniforme, në përpjesëtim me temperaturën $T>T_1$, nëpërmjet rrjedhjes së ujit me vëllim V, për volumin e ujit V e densitet ρ_u dhe termokapacitet C_u gjatë kohës dτ. Si rezultat i shkëmbimit termik pothuaj perfekt, sasia e nxehtësisë e lëshuar nga shkëmbi, në përputhje me ligjin e ruajtjes të bilancit termik do të çojë në një nxehje të fluidit që lëviz drejt sipërfaqes ku temperaturat janë më të vogla. Si rezultat marrim barazimin e mëposhtëm:

$$V_w \rho_w C_w \Delta t_{nd} = -\rho_\tau A C_\tau \left(Z - Z_1\right) \frac{d\left(\Delta t_{nd}\right)}{d\tau} \tag{9}$$

ku: Δt_{nd} shtesa e temperaturës mbi temperaturën minimale të nevojshme të përdorshme.

Kur sigurohen kushte që kjo diferencë të jetë gjithmonë pozitive, si në rastin e burimeve gjeotermale, ndryshimi luhatet nga $\Delta t_{nd} = 0$, për $T = T_1$ deri në $\Delta t_{nd} = T_2 - T_1$ për $T = T_2$ (ku $T = 273 + t$)'

Ndërsa duke futur parametrin θ të cituar më lart kemi:

$$V_w \rho_w C_w \theta = -C_{roc} \frac{d\theta}{dt} \tag{10}$$

Nga ekuacioni (9) nxjerrim lidhjen e

$$\frac{d\theta}{\theta} = \frac{V \rho_w C_w \theta}{C_\tau} \, dt \tag{11}$$

Ekuacioni (11) jep mundësinë e përcaktimit të kohës së shfrytëzimit të një pusi gjeotermal me prurje të njohur të rrjedhjes së fluidit.

Ku konstantja τ, konstantja kohore jepet me lidhjen:

$$\tau = \frac{C_\tau}{V \rho_w C_w \theta} = \frac{\rho_\tau A C_\tau \left(Z_2 - Z_1\right)}{V \rho_w C_w} \tag{12}$$

Duke përdorur relacionin (7) gjejmë edhe varësinë e ndryshimit të temperaturës

$$\theta = \theta_0 \cdot e^{-\frac{t}{\tau}} \tag{13}$$

Ndërsa përmbajtja e nxehtësisë së nevojshme që jep burimi gjeotermal do jetë:

$$E_0 = C_\tau \theta \tag{14}$$

ku C_r është kapaciteti termik. Ai përfaqëson sasinë e nxehtësisë që merr masa M_r e shkëmbit të thatë, për ndryshimin e temperaturës se saj me 1^0C e njësi kJ/K.

Përfundimisht sasia e nxehtësisë që jep një burim gjeotermal jepet me relacionin e mëposhtëm:

$$E = E_0 \cdot e^{-\frac{t}{\tau}} \; kJ/m^2 \tag{15}$$

Ndërsa ndryshimi ne kohe i kësaj sasie nxehtësie jepet:

$$\frac{dE}{dt} = \frac{E_0}{\tau} \cdot e^{-\frac{t}{\tau}} \tag{16}$$

Nga të dhënat që disponohen për Pusin Kozan-8, duke përdorur metodikën e mësipërme llogarisim rezervat energjetike që ndodhen në shkëmbin e thatë.

Tipi i akuaferi	ρ_r (kg/m^ë)	C_r J/kg K	(Z_2-Z_1) m	$(T_2-T_1)/2$ ^{0}C	T_0	G_z	T_1-T_0	T_1	T_2	T_2-T_1	Z_1	Z_2	Z_1G_z	Z_2G_z	E0/A	E0/A
Kozan shkëmbi thatë	2640	1100	1.16	21.58	15.00	37.10	25.00	40.00	83.15	43.15	0.67	1.84	25.00	68.15	72880049	7.288E+16

Me të njëjtën metodike llogarisim edhe rezervat energjetike në shtresat ujëmbajtëse të nxehta të thellësisë për pusin Kozan-8.

VI.7.10 Shtresa ujëmbajtëse e nxehtë në Pusin Kozan-8

Në shtresën ujëmbajtëse të nxehtë, burimi i nxehtësisë ndodhet në thellësi poshtë sipërfaqes së tokës Fig.VI.9 (Profili i një sistemi me shtresë ujëmbajtëse të nxehtë, për llogaritjen e përmbajtjes së nxehtësisë). Llogarisni temperaturën fillestare në fundin e Pusit Kozan-8 në kuotën 1837 m dhe sasinë e nxehtësisë që përmbahet ne 1km^2, me një temperaturë minimale të përdorshme $T_1 = 40^0$C. Trashësinë e akuaferit të nxehtë do e marrim Δh=21m dhe me një trashësi mesatare sa trashësia

mesatare e shtresave karbonatike, i cili ndodhet nën thellësinë H = 1816m deri në thellësinë Z_3=1850m. Poroziteti i shtresës është P' = 3.5%, densiteti i nënsedimenteve është ρ_r = 2640 kg/m^3, termokapacitet C_r =1100 J/kg K e gradient G = 37^{0}C/km. densiteti ujit ρ_w=980.4 kg/m^3 dhe termocapaciteti i ujit termal C_w = 41893 J/kg K, me modul rrjedhje q= 0.001222 l/s km^2 ose q=0.0044 m^3/s km^2. Temperatura mesatare për zonën e Kozanit e marrim sa temperatura mesatare shumëvjeçare e stacionit meteorologjik Elbasan Qendër, T_0 = 15^{0}C.

Parametrat dhe karakteristikat e burimit të nxehtësisë llogariten në mënyrë të ngjashme me ato të shkëmbit të thatë të cilat i paraqitem me lart.

Supozojmë se trashësia e shtresës së nxehtë është më e vogël se thellësia Z_2 konkretisht marrim thellësinë e karbonatikëve nga kuota 1816 deri në 1837 m (Δh_1=21m) dhe që saktësisht ujë që ndodhet në këtë shtresë është i gjithi në temperaturën T_2.

ku: $\frac{E_0}{A} = C_a\left(T_2 - T_1\right)$ dhe $C_a = \left[p'\rho_w c_w + \left(1-p'\right)\rho_r c_r\right]h$

e konstante kohore $\tau_a = \frac{C_a}{\dot{V}\rho_w c_w} = \frac{\left[p'\rho_w c_w + \left(1-p'\right)\rho_r c_r\right]h}{\dot{V}\rho_w c_w}$

Tabela.VI.2 Llogaritjeve për parametrat gjeotermale të pusit Kozan-8

Tipi i akuaferit	ρ_r (kg/m^e)	C_r J/kg K	(Z_2-Z_1) m	$(T_2-T_1)/2$ ^{0}C	T_0	G_z	T_1-T_0	T_1	T_2	T_2-T_1	Z_1	Z_2	Z_1G_z	Z_2G_z	P%	q m^e/skm^2	$P'\rho_w C_w$	1-P'	$(1-P')\rho_r C_r$	S+U
Kozani shtresa ujëmbajtëse te nxehta	2640	1100	1.1613	21.576	15	37.1	25	40	83.2	43.2	0.68	1.84	25.1	68.15	0.04	0.0044	147000	0.965	3E+06	3E+06
Akuafer i plote Kozan	2640	1100	1.1743	21.818	15	37.1	25	40	83.6	43.6	0.68	1.87	25.1	69.2	0.04	0.0044	147000	0.965	3E+06	3E+06

h	Ca	Ca J/Km^2	$q\rho_w C_w$	τ (s) Konstant kohore	τ (vjet) Konstant kohore	E0/A J/km^2	dE/dt W/km^2	dE/dt MW/km^2 (t=0 vjet)	dE/dt MW/km^2 (t=10 vjet)	dE/dt MW/km^2 (t=10 vjet)
0.021	61936.56	6.19366E+13	18044.45808	3.432E+09	108.8	2.67273E+15	778667.09	0.779	0.7103141	0.591082
0.034	100278	1.00278E+14	18044.45808	5.557+09	176	4.37564+15	78736099.9	0.787	0.743	0.664

Parametrat e akuaferit të shtresave të mbushura me ujë të nxehtë për Δh_1 = 21 m e Δh_2 =34 m. Energjia në momentin e shpimit të Pusit Kozan-8 për shtresën Δh=21 m $\left(\frac{dE}{dt}\right)_{t=0} = 0.779 M\,W\,km^{-2}$ energjia pas 10 vjet është $\left(\frac{dE}{dt}\right)_{t=20} = 0.59 W\,km^{-2}$, ndërsa pas 20 vjet $\left(\frac{dE}{dt}\right)_{t=20} = 0.59 W\,km^{-2}$; për shtresën Δh=50m kemi këto rezultate nga llogaritjet $\left(\frac{dE}{dt}\right)_{t=0} = 0.798 M\,W\,km^{-2}$ energjia pas 10 vjet është $\left(\frac{dE}{dt}\right)_{t=10} = 0.767 W\,km^{-2}$, ndërsa pas 20 vjet $\left(\frac{dE}{dt}\right)_{t=20} = 0.71 W\,km^{-2}$, $\tau_a = \frac{C_a}{\dot{V}\rho_w c_w} = 108.8 vjet$ për shtresën Δh=21 m dhe $\tau_a = \frac{C_a}{\dot{V}\rho_w c_w} = 259 vjet$ për shtresën Δh=34 m

VI.7.11 Rinovueshmëria dhe qëndrueshmëria

Energjia gjeotermale përgjithësisht është përkufizuar si e rivonueshme dhe e qëndrueshme. Termi "e rinovueshme" i referohet një karakteristike të burimit të energjisë, ndërsa termi "e qëndrueshme" përshkruan mënyrën se si një burim është përdorur. Faktori me kritik për klasifikimin e energjisë gjeotermale si e rinovueshme është vlera e ngarkimit të energjisë. Gjatë shfrytëzimit të një sistemi gjeotermal natyral, ngarkimi i energjisë ndërhyn vetëm me konduktim të nxehtësisë; për shkak se ky proces është shumë i ngadaltë, shkëmbinjtë e thatë të nxehtë dhe disa basene sedimentare duhet të konsiderohen si burime të limituara energjie. Përdorimi mbështetës i një burimi varet nga sasia fillestare, sa shpejt rigjenerohet dhe sa shpejt konsumohet. Konsumimi qartësisht mund të qëndrojë për aq kohë sa duam ne, duke bërë të mundur që burimi të jetë i rigjenerueshëm në një gradë të njëjtë ose më të shpejtë se në atë fazë kur shfrytëzohet. Termi "zhvillim i qëndrueshëm" është përdorur nga Komisioni Botëror për Mjedisin dhe Zhvillimin për të përshkruar zhvillimin që "takon nevojat e brezit të tanishëm pa kompromis me nevojat e brezit të ardhshëm". Në këtë kontekst, zhvillimi i qëndrueshëm nuk do të thotë aspak që të gjitha burimet e energjisë duhet të përdoren në një mënyre krejtësisht të qëndrueshme, por jo më vonë se çasti kur një burim ka arritur në shterim, duhet të ketë një tjetër burim të disponueshëm që është i gatshëm për t'u ndeshur me kërkesat e brezave të ardhshëm. Një fushe e caktuar gjeotermale jo domosdoshmërish duhet të shfrytëzohet në një rrugë të qëndrueshme. Projektet për shfrytëzimin e qëndrueshmërinë të energjisë gjeotermale, duhet të orientohen në arritjen dhe mbajtjen e një niveli të caktuar prodhimi në shkallë rajonale ose kombëtare. Nga studimet e deritanishme është arritur në përfundimin se prodhimi i elektricitetit është i pamundur, por rezervat e vlerësuara mund të gjejnë një përdorim të drejtpërdrejtë në sektor të rëndësishëm të veprimtarisë njerëzore. Shfrytëzimi i tyre me kritere garanton një periudhe rreth 300 vjeçare të përdorimit të tyre praktik.

VI.7.12 Përdorimi i drejtpërdrejtë i nxëhtësisë

Përdorimi i drejtpërdrejtë i lëngjeve gjeotermale është forma më e vjetër, më e përdorshme dhe më e gjithanshme e përdorimit të burimeve gjeotermale. Baleonologjia, hapësira dhe ngrohja lokale, aplikacionet agrokulturore, akuakultura dhe proceset industriale, janë më të njohurit për përdorimin direkt të ujerave gjeotermale,por pompat e nxehtësisë janë më të përhapurat.

Në rajonin e Elbasanit, si në shumë vende të ndryshme të botës, ujë gjeotermal shfaqet në sipërfaqe, ose është shumë afër saj. Temperatura, si dhe prurja e tyre nuk është e mjaftueshme për prodhim të drejtpërdrejtë të energjisë elektrike. Megjithatë ky ujë mund të përdoret në aplikime të ndryshme për sigurimin e ngrohjes në sera, për prodhimin e perimeve, luleve algave dhe shumë kulturave të tjera bujqësore. Në Hungari nga uji gjeotermal sigurohen rreth 80% të rezervave të ngrohjes të cilat shfrytëzohen gjatë gjithë vitit. Energjia gjeotermale aktualisht është përdorur në 90 shtete të botës, 24 prej të cilave kanë gjetur përdorim të drejtpërdrejtë për prodhimin e energjisë elektrike.

Ka edhe shumë aplikacione të tjera që veprojnë në shkallë më të vogël, disa prej të cilave janë të pazakonta, si në proceset tekstile etj. Elementët e nxehjes janë, radiator tradicionale, panele etj. Lëngjet e ngrohta gjeotermale janë përdorur drejtpërdrejtë në këto sisteme nëse ato përmbajnë substanca korrozive, ku ato kalojnë përmes një shkëmbyesi nxehtësie, për të prodhuar nxehtësinë e tyre në lëngun dytësor. Sistemet gjeotermale të shfrytëzimit të nxehtësisë rajonale kërkojnë investime të mëdha kapitale, prandaj ato shfrytëzohen, për përdorime lokale. Kostot kryesore janë investimet fillestare që lidhen me shpimin e puseve, instalimin e impianteve gjeotermale, impianteve ndihmëse, rrjetit shpërndarës dhe stacioneve gjeotermale. Krahasimisht me sistemet konvencionale, gjithsesi, kostot operuese janë të ulta dhe konsistojnë në transferimin e nxehtësisë, mirëmbajtjen e sistemit, kontrollin dhe menaxhimin e tij. Një faktor përcaktues në përllogaritjen e kostos fillestare të një sistemi gjoetermal lidhet me densitetin e fluksit termik të Tokës, që mbërrin në një rajon të caktuar. Densiteti i i fluksit të nxehtësisë në rajonin e Elbasanit bën të mundur shfrytëzimin e drejtpërdrejtë të energjisë gjeotermale të Burimeve të Kozanit-8,

Burimeve të Llixhave e Hydrajt. Vlerat e densitetit të Fluksit termik, në rajonin e Elbasanit, garanton leverdinë ekonomike për një ngrohje lokale,meqë rrjeti shpërndarës është i shtrenjtë, e shoqërohet me humbje të vlerësueshme.

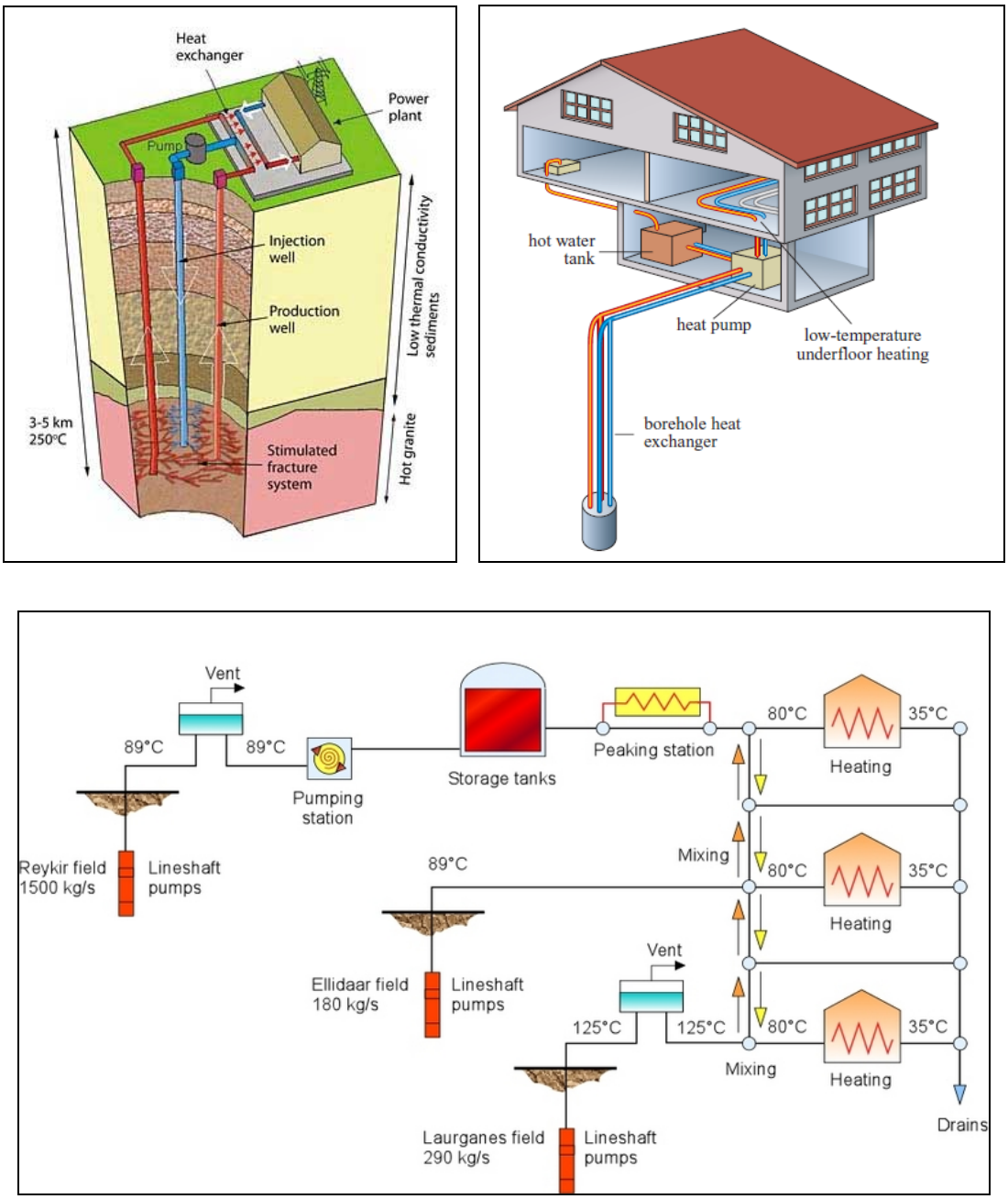


Fig.VI.12 Modele skematike të përdorimit të ujërave gjeotermale

Rajoni i Elbasanit ka një klimë të favorshme për përdorimin e burimeve gjeotermale. Përfitime të mëdha ekonomike mund të arrihen nga kombinimi i procesit të shkëmbimit të nxehtësisë, ngrohje – ftohje.

Ky proces është më i lehtë në qoftë se do e realizojmë si një proces të vetëm duke marrë nxehtësinë e burimit në një zonë lokale.

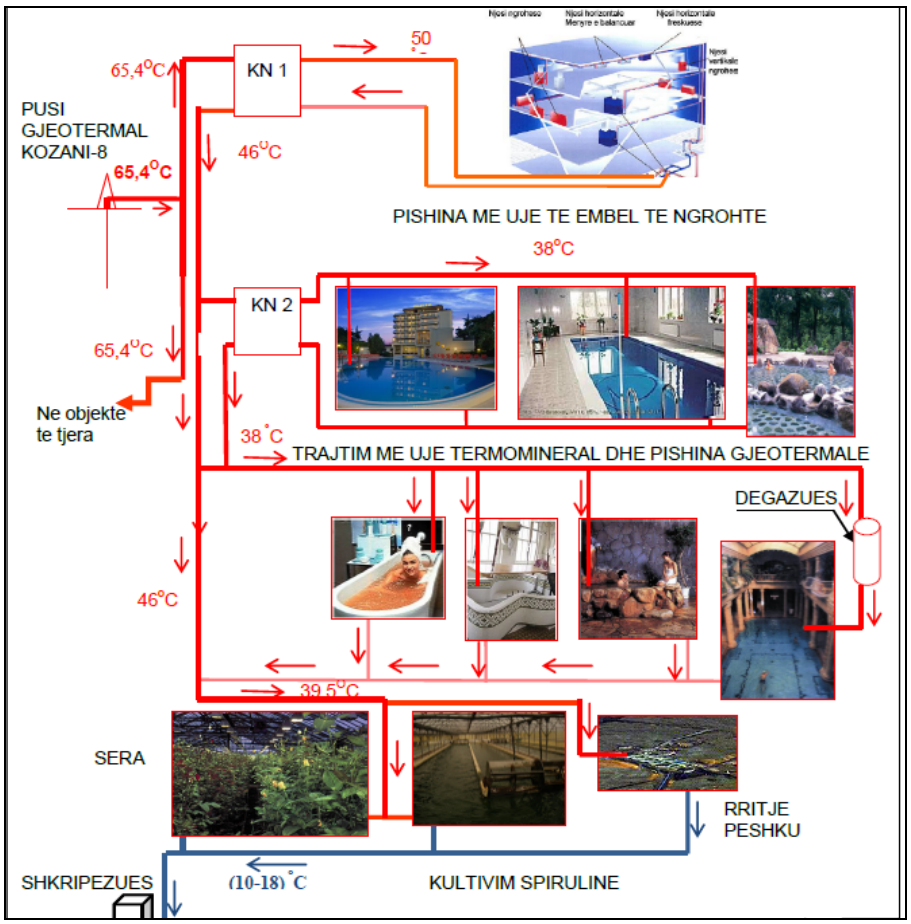


Fig.VI.13 Modele skematike të përdorimit të ujërave gjeotermale të Pusit Kozan-8 (A. Frasheri. N. Kodhelaj 2008)

Fig.VI.14 Qëndra të shfrytëzimit balneologjike Hotel Park "Nosi" "Puka etj, ne Lixha Tregan –Elbasan

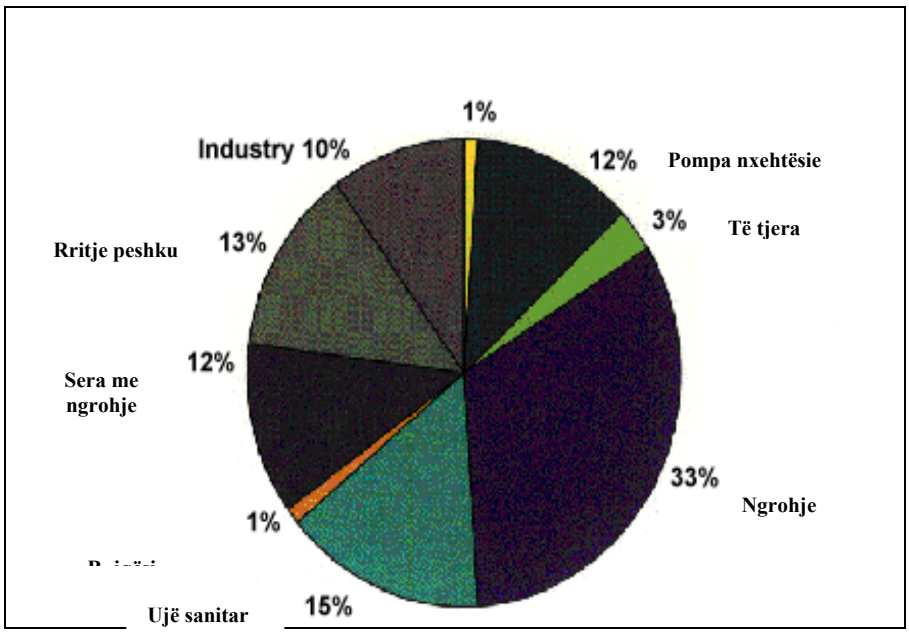
Fig.VI.15 Shfrytëzime të ujërave gjeotermale në agro-e akuakulture

Uji gjeotermal mund të përdoret në agrikulturën në fushë të hapur për vaditje, meqë nuk përmban elemente të dëmshëm për bimët; mundet gjithashtu të qarkullojë në tubat e groposur për të ngrohur Tokën, duke eleminuar dëmtimin e të mbjellave gjatë dimrit, për të zgjatur sezonin e të mbjellave dhe për të nxitur produktivitetin e rritjes së bimëve, dhe sterilizimin e Tokës. Aplikacioni më i përdorshem i energjive gjeotermale në agrikulture është, sidoqoftë, ngrohja në serë, e cila është e përhapur në shumë shtete. Kultivimi i pemëve dhe luleve jashtë sezonit ose në një klimë jo natyrale, mundet tanimë të tërheqe një gamë të gjerë të teknologjive eksperimentale. Një sërë problemesh mund të gjejnë zgjidhje për kushtet optimale të rritjes së kulturave të lartë përmendura, bazuar në temperaturën e rritjes optimale të cdo bime, të sasisë së dritës, të përqëndrimit të CO_2 në serë, lagështisë së Tokës dhe ajrit, si dhe lëvizjes se ajrit. Temperaturat në serë ndodhet në një nivel optimal,kur kontrollohen humbjet e nxehtësise në mjedisin e brendeshëm të serës. Ngrohja arrihet nga qarkullimi i ajrit të nxehur duke shkaktuar shkëmbime nxehtësisë, ose nga qarkullimi i ujit të ngrohtë në tuba ose nga një sërëë kombinimesh të ngjashme. Përdorimi i energjisë gjeotermale në ngrohjen e serës mund të reduktojë kostot e veprimit, të cilat, në disa raste, mund të jenë sa 35% e kostos finale të produktit (perime, lule, bimeve të mbuluara dhe fidaneve). Si me perimet, mjediset me temp te kontrolluar do të

përmirësojnë gjithashtu, cilësine dhe sasinë e kafsheve të rritura në fermëë dhe specieve ujore. Në shumëë raste, uji gjeotermal mund të përdoret në kombinimin e mbareshtimit tëë bagëtise. Meqë energjia e kërkuar për ngrohjen e një stalle kryqëzimi, është rreth 50% e asaj së kërkuar në ngrohjen e një serë të së njëjtës sipërfaqe, është më ekonomike të përshtatësh një sistem-ujëvare; në këtë lloj sistemi lëngu gjeotermal qarkullon fillimisht në serë ku lëshon një pjesë të nxehtësisë së tij, para se të kanalizohet përmes stallës së kryqëzimit, ku jep edhe përmbajtjëën e nxehtësisë s mbetur. Shtimi në një mjedis me temperatura të kontrolluara përmirëson shëndetin e kafshëve dhe tepricat e lëngjeve të nxehta mund të përdoren edhe për pastrimin e ambjenteve, sterilizuar dhe tharë strehët e kafshëve dhe produktet mbetje. Akuakultura, nxehtësia ujore e kontrolluar, është zhvilluar në një shkallë mbarë botërore, duke ndjekur kërkesën e rritur për prodhimet e peshkut. Shtimi i shumë specieve,në temperatura të kontrolluara të ambjenteve të tyre të shumimit, është një nga dretimet kryesore të përdorimit të ujerave gjeotermale. Kafshë të rritura më shpesh në keto mjedise janë: ngjala, krapi, qefulli, peshku mace, salmoni, bliri, aragosta, karkaleci i detit, gaforrja, midhjet dhe gocat e detit. Agrikultura po ashtu, përfshin edhe rritjen e aligatoreve dhe krokodileve, për tërheqjen e turistëve dhe për lëkurën e tyre.Temperaturat e nevojshme për specie ujore përgjithesisht variojne nga 20-30°C. Madhësia e impianteve të tyre do të varet nga temperatura.Lëngjet gjeotermale, avulli në ujin e nxehtë, mund të përdoret në proceset industriale, format e përdorimit të të cilëve përfshijnë ngrohjen, avullimin, tharjen, distilimin, sterilizimin, larjen,dhe nxjerrjen e kripës. Një tjetër aplikacion i drejtëpërdrejtë i përhapur i energjisë gjeotermale është balneologjia, ku ujerat e ngrohtë përdoren në puset termale dhe në pishina. Shkalla e ndikimit të shfrytëzimit gjeotermal në mjedis varet nga lloji i përdorimit të përfshirë. Efektet e përdorimit të drejtëpërdrejt të nxehtësisë nga burimet gjeotermale të rajonit të Elbasanit në përgjithesi janë modeste, por ato mund të shfrytëzohen shumë mirë për të gjitha drejtimet që përmendem më sipër, duke i ardhur në ndihmë gjithë komunitetit që jetonë në këto zona.

Shkarkimet në atmosferë nga impiantet e energjisë përrmbajnë dioksid karboni, sulfat hidrogjeni, ammonium, metan, dhe substanca të tjera kimike ende të pazberthyera, përqëndrimet e të cilave rrisin temperaturën e mjedisit. Shpërhapja e ujërave të mbetur është një tjetr burim potencial i ndotjës. Kjo shpërhapje mund të përmbaje substanca kimike të pazbërthyera si klorur natriumi, bor, arsenik, dhe mërkur, gjithashtu ndikon në ndotjen e mjedisit. Kështu, ato duhët të trajtohen ose të kthehen përsëri në rezervuar. Disa lëngje gjeotermale përmbajnë substance jo të dëmshme sic janë ato të përdorura në Islandë për ngrohjen e hapësirave, por ky është një përjashtim nga rregulli. Për më tepër, uji i shkarkuar nga impiantet gjeotermale është përgjithësisht në një temp më të lartë se mjedisi rrethues dhe mund të shkaktojë kështu ndotje termale. Ndotja e ajrit mund të përbëjë një problem kur prodhon elektricitet në impiante konvencionale, për shkak të gazeve që janë të pranishëm ndonjëherë në lëngjet gjeotermale edhe pse ka një numër të madh sistemesh reduktimi. Sasia e dioksidit të karbonit të shkarkuar nga impiantet gjeotermale është sidoqofte, më e vogël se shpërhapja nga impiantet e lëndëve të djegshme: Shfrytëzimi i sasisë së madhe të lëngut nga rezervuari gjeotermal mund të ndikojë dhe në fenomene të tjera naturore,gjithnjë e në rritje ,në vartësi të shfrytëzimit.

Fushat e përdorimit të energjisë gjeotermike dhe përqindja përkatëse e shfrytëzimit të ujërave gjeotermale jepet në grafikët e mëposhtëm.



Temperatura e shtreses	Fluidi	Fusha e perdorimit	Teknologjia e perdorur
Temperature e larte (Entalpi e larte) >220°C (>4ë0°F).	Uje ose avull	Prodhim energjie elektrike Perdorim i drejtperdrejte	Vetem avull Avull dhe uje i ngrohte Perdorim direkt Shkembyes nxehtesie Pompa ngrohese
Temperature e mesme (Entalpi e mesme) 100-220°C	Uje	Prodhim energjie elektrike Perdorim i drejtperdrejte	Avull dhe uje i ngrohte Perdorim direkt Shkembyes nxehtesie Pompa ngrohese
Temperature e ulet (Entalpi e ulet) 50-100oC (120-ë00oF).	Uje	Perdorim i drejtperdrejte	Perdorim direkt Shkembyes nxehtesie Pompa ngrohese

Fig.VI.16 Fushat e përdorimit të ujërave gjeotermale.

KONKLUZIONE DHE REKOMANDIME

- Burimet e energjisë gjeotermale në Shqipëri janë vlerësuar si burime ujore të ngrohta të shtresave nëntokësore të tokës, të cilat kanë një temperature të mjaftueshme për tu përdorur si burimenergjie
- Burimeve termominerale janë të lidhura me formacione, struktura apo linja strukturore, që i përkasin zonës tektonike Kruja
- Zona tektonike Kruja është e karakterizuar nga një zhvillim i fuqishëm tektoniko - strukturor,te ekspozuara në sipërfaqe,nga antiklinali i Tërvollit,Valeshit,Letanit,Krujë-Dajtit, Makareshit,etj
- Rajoni i Elbasanit njihet si një zonë e shpejtësive të ulta, keto jane burim temperaturave te larta i shkrirjes se shkembenjeve si rrjedhoj edhe i krijimit te ujrave termale.
- Pikërisht me anomalitë e thyerjet tektonike lidhen burimet gjeotermale dhe dalja e ujrave termale ne siperfaqe.
- Shtresat nga dalin apo rrjedhin flukset e nxehtësisë janë shtresa me shpejtësi të ulët. Në këto rajone vihet re se shpejtësitë e valeve sizmike janë më të vogla
- Dalja e ujërave termominerale të Kozanit–8, përfaqëson eruptimin në sipërfaqe të basenit hidrotermomineral të Kozanit. Mund të konsiderohet baseni më i rëndësishëm hidrotermomineral në vendin tonë. Nga matjet e bëra në kohën e përvetësimit të pusit ka rezultuar një debit prej 16m^3 në orë dhe temperaturë 55^0 C, ndërsa temperatura në fund të pusit, në thellësinë 1837 m ka rezultuar 84^0 C, gjë qe përputhet edhe me llogaritjet e kryera për këtë basen.
- Baseni hidrogjeotermal ka rezerva të konsiderueshme dhe temperaturë të lartë.Temperaturat e kësaj rrjedhje gjeotermale bëjnë te mundur përdorimin e tyre ne shume fusha, ku mund te shfrytëzohet kjo energji. Si burim alternativ energjie për ngrohje, si për klinika, qendra spitalore, komplekse sportive, komplekse banimi, si burim nxehtësie në fushën e bujqësisë, për komplekse serash për lule, perime, etj. Përdorimi i ujit bëhet me cikël të mbyllur duke u futur përsëri në pus.
- Përveç vlerave te mësipërme ky sondim vertikal në thellësi te tokës, përveç se një pike e nxehtë e cila nxjerr e shfryn në sipërfaqe sasi te konsiderueshme uji e avuj, është edhe një gjeomonument i mrekullueshëm natyror, për rrjedhoje ka edhe vlera si një pike turistike.
- Në pikëpamje hidrogjeologjike, baseni hidrotermal i Kozanit është më i madhi dhe më i rëndësishmi në vendin tonë. Pusi dallohet per rezervave te konsiderueshme ujore,***Q=16 më/h*** ose ***Q=4.45l/s,*** si edhe temperatura të larta që gjeneron. ***T=54 ^{0}C*** ne sipërfaqe.
- Transferimi i nxehtësisë ndodh nga brendësia e tokës, ku temperaturat janë më të larta, drejt sipërfaqes.Ajo bëhet nëpërmjet proceseve të njohura fizike të shkëmbimit nxehtësisë. Proceset e njohura si, *përcjellshmëria mbizotëron* në kushtet termike nE pothuaj të gjithë pjesët e tokës dhe luan një rol mjaft te rëndësishëm ne litosfere. *Ndërsa përçueshmëria ose konveksioni mbizotëron kushtet termike në zona ku ekzistojnë sasi te mëdha lëngjesh dhe drejton transportin e nxehtësisë ne pjesën e jashtme nëpërmjet fluidit ne mantel.* Gjate lëvizjes se fluidit shtresat e nxehta te ngopura me fluid shkëmbejnë e transmetojnë nxehtësi me shtresa me te ftohta apo perde te ngurta.
- Pas një programi të suksesshëm gjeotermale dhe shpime, rekomandohet që në vijim të ndërmerren hapa për një vlerësim më të mirë të rezervave energjetike e për shfrytëzimin e kësaj pasurie gjeotermale.
- Projektet për qëndrueshmerinë e energjisë gjeotermale duhet të orientohen në arritjen dhe mbajtjen e një niveli të caktuar prodhimi në shkalle rajonale ose kombëtare.

- Të gjitha ujërat gjeotermale dalin pikërisht në kufijtë pllakave apo nën pllakave tektonike.
- Të identifikohen zonat e burimeve gjeotermale, të përcaktohet lloji dhe zgjerimi i burimit; dhe pozicioni i zonave të mundshme produktive.
- Të financohen studimet gjeologjike dhe hidrogjeologjike si pikë fillimi për cdo program eksplorimi. Funksioni kryesor i tyre të fokusohet në kërkimin e fushave të tjera gjeotermale.Studimet gjeologjike dhe hidrogjeologjike kanë një rol shumë të rëndësishëm në të gjithë fazat e mëvonshme të kërkimeve gjeotermale, në vendosjen e eksplorimeve dhe produktivitetin e puseve.per kete duhen te:

➢ Të llogaritet sasia e nxehtësisë që përmbahet në lëngjet e pranishëm në rezervuar.

➢ Të identifikohet ndonje tipar i burimit që mund të shkaktojë dëme në mjedis.

➢ Të përkufizohet ndonjë parametër që mund të krijojë probleme gjatë shfrytëzimit.

- ***Llogaritjet që paraqitem japin përfundime me vlerë energjitike, që duhet të tërheqin vemendjen për shfrytëzimin e tyre.***
- Përdorimi i ujit bëhet me ***cikël të mbyllur*** duke u futur përsëri në pus. Me futjen e pompave të thellësisë, sigurohen debite dhe temperatura më të larta se ato të sotme me vetërrjedhje, për arsye të intensifikimit të parametrave fizik te shtresës ujëmbajtëse te nxehtë.
- Prodhimi i energjisë elektrike aktualisht është i pamundur,ai eshte i kufizuar vetëm regjioneve, të cilat disponojnë burime natyrale nxehtësie me entalpi të lartë.
- Pusi Kozan-8 është edhe një ***gjeomonument i mrekullueshëm*** natyror, për rrjedhojë ka edhe vlera si një pikë turistike
- Pas një programi të suksesshëm gjeotermal dhe shpime, rekomandohet që në vijim të ndërmerren hapa për një vlerësim më të mirë të rezervave energjetike të të gjithë rajonit
- Në përmbledhje, energjia gjeotermale paraqitet si një burim energjie ***atraktiv, premtues i pastër dhe i rinovueshëm.***

REFERENCAT

Referencat e mëposhtme janë autorë të shquar në fushën e studimeve gjeofizike, gjeologjike hdrogjeologjike e gjeokimike që janë kryer në lidhje me rezervuaret gjeotermale në mbarë botën.

1. Agustinski V.L., Astashinka A.A., Shukeviç L.M., (1957). "Mineralmia istoçniki i kuroratnie mjostnosti N.R Albanij". Fondi Qëndror i Gjeologjisë, Tiranë.
2. Armstead, H.C.H., 1976a. Environmental factors and waste disposal: summary of Section V.In: Proceedings of the 2nd U.N. Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, vol. 1. U.S. Government Printing Office, Washington, DC, pp. lxxxvii–xciv
3. Armstead, H.C.H., 1976b. Some unusual ways of developing power from a geothermal field.In: Proceedings of the 2nd U.N. Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, vol. 3. U.S. Government Printing Office, Washington, DC, pp. 1897–1904.
4. Arno´rsson, S., 1985. The use of mixing models and chemical geothermometers for estimating underground temperatures in geothermal systems. Journal of Volcanology and Geothermal Research 23
5. Arno´rsson, S. (Ed.), 2000. Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use—sampling methods, data handling, interpretation. International Atomic Energy Agency, Vienna, Austria.
6. Arno´rsson, S., Gunnlaugsson, E., Svavarsson, H., 1983. The chemistry of geothermal waters in Iceland III. Chemical geothermometry in geothermal investigations. Geochimica et Cosmochimica Acta 47.
7. Avery, W.H., Wu, C., 1994. Renewable Energy from the Ocean. Oxford University Press,Oxford.
8. Armstead, H.C.H., 1976a. Environmental factors and waste disposal: summary of Section V.In: Proceedings of the 2nd U.N. Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, vol. 1. U.S. Government Printing Office, Washington, DC, pp. lxxxvii–xciv.
9. ARMSTEAD, H.C.H., 198ë. *Geothermal Energy*. E. & F. N. Spon, London.
10. Allis, R.G., 2000. Review of subsidence at Wairakei field, New Zealand. Geothermics.
11. Allis, R.G., Hunt, T.M., 1986. Analysis of exploitation-induced gravity changes at Wairakei geothermal field. Geophysics 51.
12. Allis, R.G., Gettings, P., Chapman, D.S., 2000. Precise gravimetry and geothermal reservoir management. In: Proceedings of the 25th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering,Stanford.
13. Allis, R.G., Hunt, T.M., 1986. Analysis of exploitation-induced gravity changes at Wairakei geothermal field. Geophysics 51.
14. Allis, R.G., Gettings, P., Chapman, D.S., 2000. Precise gravimetry and geothermal reservoir management. In: Proceedings of the 25th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering,Stanford.
15. Anderson, L.A., Johnson, G.R., 1976. Application of the self-potential method to geothermal exploration in Long Valley, California. Journal of Geophysical Research 81.
16. Anderson DN, Lund JW. Geothermal Resources. Geothermal Resources Council; Davies, California;1987.
17. Anderson, L.A., Johnson, G.R., 1976. Application of the self-potential method to geothermal exploration in Long Valley, California. Journal of Geophysical Research 81.
18. AXELSSON, G. and GUNNLAUGSSON, E., 2000. Background: Geothermal utilization, management and monitoring. In: *Long-term monitoring of high- and low enthalpy fields under exploitation*, WGC 2000 Short Courses, Japan, 3-10.
19. BARBIER, E. and FANELLI, M., 1977. Non-electrical uses of geothermal energy. *Prog. Energy Combustion Sci*., **3**
20. Barbier E. Nature and technology of geothermal energy: a review. Renewable and Sustainable Energy Reviews 1997.
21. Banwell, C.J., 1970. Geophysical techniques in geothermal exploration. In: Proceedings of the U.N. Symposium on the Development and Utilization of Geothermal Resources. Geothermics, Special Issue l
22. Banwell, C.J., 1973. Geophysical methods in geothermal exploration. In: Armstead, H.C.H.(Ed.), Geothermal Energy, UNESCO, Paris
23. Banwell, C.J., Gomez Valle, R., 1970. Geothermal exploration in Mexico 1968–1969. In:Proceedings of the U.N. Symposium on the Development and Utilization of gothermal Resources. Geothermics, Special Issue 2 (1).
24. Baksi, A.K., Watkins, N.D., 1973. Volcanic production rates: comparison of oceanic ridges,islands and the Columbia plateau basalts. Science 180.
25. Boldizsa´ r, T., 1970. Geothermal energy production from porous sediments in Hungary. ln:Proceedings of the U.N. Symposium on the Development and Utilization of Geothermal Resources. Geothermics Special Issue, 2 (1).

26. Brown, K.L., 1995. Impacts on the physical environment. In: Pre-Congress course on environmental aspects of geothermal development. World Geothermal Congress 1995.
27. Brown, K.L., 2000. Impacts on the physical environment. In: Brown, K.L. (Ed.), Environmental Safety and Health Issues in Geothermal Development, WGC 2000 Short Courses, Japan.
28. Browne, P.R.L., 1978. Hydrothermal alteration in active geothermal fields. Annuual Review of Earth Planetary Sciences 6.
29. Cagniard, L., 1953. Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting.Geophysics 18.
30. BEALL, S. E, and SAMUELS, G., 1971. The use of warm water for heating and cooling plant and animal enclosures. *Oak Ridge National Laboratory,* ORNL-TM-.
31. BENDERITTER, Y. and CORMY, G., 1990. Possible approach to geothermal research and relative costs. In:Dickson, M.H. and Fanelli, M., *eds*., *Small Geothermal Resources: A Guide to Development and Utilization,* UNITAR, New York, pp. 59-69
32. BROWN, K. L., 2000. Impacts on the physical environment. In: Brown, K.L., *ed., Environmental Safety and Health Issues in Geothermal Development*, WGC 2000 Short Courses, Japan
33. BULLARD, E.C., 1965. Historical introduction to terrestrial heat flow. In: Lee.W.H.K., *ed. Terrestrial Heat Flow*, Amer. Geophys. Un., Geophys. Mon. Ser., **8**
34. Boldizsa´r, T., 1970. Geothermal energy production from porous sediments in Hungary. ln:Proceedings of the U.N. Symposium on the Development and Utilization of Geothermal Resources. Geothermics Special Issue, 2 (1), 99–109.
35. Browne, P.R.L., 1978. Hydrothermal alteration in active geothermal fields. Annuual Review of Earth Planetary Sciences 6.
36. Calvin, W.M., Coolbaugh, M., Kratt, C., Vaughan, R.G., 2005. Application of remote sensing technology to geothermal exploration. Geological Survey of Nevada.
37. Cappetti, G., Ceppatelli, L., 2005. Geothermal power generation in Italy: 2000–2004 update report. In: Proceedings of the World Geothermal Congress, Antalya, Turkey, April 24–29, 2005.
38. Carslaw, H.S., Jaeger, J.C., 1959. Conduction of Heat in Solids (2nd ed.). Oxford University Press, London.
39. Cathles, L.M., 1977. An analysis of the cooling of intrusives by groundwater convection which includes boiling. Economic Geology 72.
40. Chapman, D.S., 1986. Thermal gradients in the continental crust. In: Dawson, J.B., Carswell,D.A., Hall, J., Wedepohl, K.H. (Eds.), The Nature of the Lower Continental Crust,Geological Society, Splecial Publication 24.
41. Chapman, D.S., Clement, M.D. Mase, C.W., 1981. Thermal regime of the Escalante Desert,Utah, with an analysis of the newcastle geothermal system. Journal of Geophysical Research 86.
42. Chopra, P., Wyborn, D., 2003. Australia's first hot dry rock geothermal energy extraction project is up and running in granite beneath the Cooper Basin, NE South Australia. In:Blevin, P., Jones, M., Chappell, B. (Eds.), Magmas to Mineralisation: The Ishihara Symposium.Geoscience Australia, Record 2003/14.
43. Ciptomulyono, U., 2002. Small geothermal development system using slimhole-drilling techniques for remote powering. In: Geothermal Energy: The Baseload Renewable Resource.Geothermal Resources Council Transactions 26.
44. Clauser, C., 2006. Geothermal energy. In: Heinloth, K., (Ed.), Landolt-Bo¨ rnstein, Group VIII, Advanced Materials and Technologies, vol. 3. Energy Technologies, Subvol. C Renewable Energies. Springer, Heidelberg.
45. Combs, J., 1976. Summary of Section IV: Geophysical techniques in exploration. In: Proceedings of the 2nd U.N. Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources,vol. 1. U.S. Government Printing Office, Washington, DC, pp. lxxxi–lxxxvi.
46. ENTINGH, D. J., EASWARAN, E. and McLARTY, L., 1994. Small geothermal electric systems for remote powering. *U.S. DoE, Geothermal Division, Washington, D.C.*
47. Cappetti, G., Ceppatelli, L., 2005. Geothermal power generation in Italy: 2000–2004 update report. In: Proceedings of the World Geothermal Congress, Antalya, Turkey, April 24–29, 2005.
48. Chapman, D.S., 1986. Thermal gradients in the continental crust. In: Dawson, J.B., Carswell.
49. D.A., Hall, J., Wedepohl, K.H. (Eds.), The Nature of the Lower Continental Crust, Geological Society, Splecial Publication 24.
50. Chapman, D.S., Clement, M.D. Mase, C.W., 1981. Thermal regime of the Escalante Desert,Utah, with an analysis of the newcastle geothermal system. Journal of Geophysical Research 86.
51. Chopra, P., Wyborn, D., 2003. Australia's first hot dry rock geothermal energy extraction project is up and running in granite beneath the Cooper Basin, NE South Australia. In: Blevin, P., Jones, M., Chappell, B. (Eds.), Magmas to Mineralisation: The Ishihara Symposium.Geoscience Australia, Record 2003/14.

52. Ciptomulyono, U., 2002. Small geothermal development system using slimhole-drilling techniques for remote powering. In: Geothermal Energy: The Baseload Renewable Resource. Geothermal Resources Council Transactions 26.
53. COMBS, J. and MUFFLER, L.P.J., 197ë. Exploration for geothermal resources. In :Kruger, P. and Otte, C., *eds., Geothermal Energy*, Stanford University Press, Stanford.
54. Dziewonski, A., Landisman, M., Bloch, S., Sato, Y., Asano, S., 1968. Progress report on recent improvements in the analysis of surface wave observation. Journal of Physics of the Earth (Japan) 16
55. Dickson MH, Fanelli M, editors. Geothermal Energy. John Wiley & Sons, Chichester, 1995.
56. Dickson M, Fanelli M. Hidden resources – power from geothermal energy. Renewable Energy World, July–August, 2001
57. Duffield, W.A., Sass, J.H., 200ë. Geothermal energy-clean power from the Earth's heat. U.S.Geological Survey Circular.
58. Duffy, T.S., Hemley, R.J., 1995. Some like it hot: the temperature structure of the Earth. Reviews of Geophysics 33 (Suppl.) (U.S. National report to IUGG, 1991–1994).
59. Dunstall, M.G., 2005. 2000–2005 New Zealand country update, In: Proceedings of the World Geothermal Congress, Antalya, Turkey, April 24–29. Dupart, A., Omnes, G., 1976. The cost of geophysical programs in geothermal exploration. In: Proceedings of the 2nd U.N. Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, vol. 2. U.S. Government Printing Office, Washington.
60. Elders, W.A., 1979. The geological background of the geothermal fields of the Salton Trough.In: Elders, W.A. (Ed.), Guidebook: Geology and Geothermics of the Salton Trough (FieldTrip No. 7, Geological Society of American Annual Meeting, San Diego); University ofCalifornia, Riverside Campus Museum Contributions, No. 5.
61. Elders, W.A., Bird, D.K., Williams, A.E., Schiffman, P., 1984. Hydrothermal flow regime and magmatic heat source of the Cerro Prieto geothermal stystem, Baja California, Mexico.Geothermics 1ë.
62. Ellis, A.J., Mahon, W.A.J., 1964. Natural hydrothermal systems and experimental hot water/ rock interactions. Geochimica et Cosmochimica Acta 28
63. Ellis, A.J., Mahon, W.A.J., 1967. Natural hydrothermal systems and experimental hot water/rock interactions (Part 2). Geochimica et Cosmochimica Acta .
64. Ellis, A.J., Mahon, W.A.J., 1977. Chemistry and geothermal systems, Academic Press, Energy Alternatives:A Comparative Analysis, 1975. The science and public policy program,University of Oklahoma, Norman, OK
65. Erkan, K., Blackwell, D.D., Leidig, M., 2005. Crustal thermal regime at The Geysers/Clear Lake area, California. In: Proceedings of the World Geothermal Congress, Antalya, Turkey, April 24–29.
66. ENTINGH, D. J., EASWARAN, E. and McLARTY, L., 1994. Small geothermal electric systems for remote powering. *U.S. DoE, Geothermal Division, Washington, D.C.*, 12.
67. *E. Barbier / Renewable and Sustainable Energy Reviews 6 (2002)* .
68. Erkan, K., Blackwell, D.D., Leidig, M., 2005. Crustal thermal regime at The Geysers/Clear Lake area, California. In: Proceedings of the World Geothermal Congress, Antalya, Turkey,April.
69. Eysteinsson, H., 2000. Elevation and gravity changes at geothermal fields on the Reykjanes peninsula, SW Iceland. In: Proceedings of the World Geothermal Congress 2000, Japan.
70. Farmer, V.C. (Ed.), 1974. The infrared spectra of minerals. Mineral Society Monograph, vol.4, London
71. Fausto, J.J., Sa´nchez, A., Jime´nez, M.E., Esquer, I., Ulloa, F., 1979. Hydrothermal geochemistry of the Cerro Prieto geothermal field. In: Proceedings of the 2nd Symposium on Giggenbach, W.F., 1988. Geothermal solute equilibria: derivation of Na–K–Mg–Ca geoindicators. Geochimica et Cosmochimica Acta, 52
72. Faust, C.R., Mercer, J.W., 1976. Mathematical modeling of geothermal systems. In: Proceedings of the 2nd U.N. Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources,vol. ë. U.S. Government Printing Office, Washington, DC.
73. Fausto, J.J., Sa´nchez, A., Jime´nez, M.E., Esquer, I., Ulloa, F., 1979. Hydrothermal geochemistry of the Cerro Prieto geothermal field. In: Proceedings of the 2nd Symposium.
74. Frasheri.A; Cermak.V "Atllasi I Burimeve te Energjise Gjeotermale ne Shqiperi"
75. Frasheri.A; Kodhelaj.N "Burimet e Energjise Gjeotermale ne Shqiperi ,Platforme perPerdorimin e saj"
76. Frasheri.A. " Geothermal Energy Resources in Albania-Country Update Paper"
77. FRIDLEIFSSON, I. B., 2003. Status of geothermal energy amongst the world's energy sources. *IGA News*, No.52
78. GARNISH, J.D., *ed*., Proceedings of the First EEC/US Workshop on Geothermal Hot-Dry Rock Technology, *Geothermics* **16**, 1987.
79. Guha, S.K., 1986. Status of geothermal exploration for geothermal resources in India. Geothermics,15.
80. Gupta, H.K., 1980. Geothermal resources: an energy alternative. Elsevier, Amsterdam, 227pp.

81. GUDMUNDSSON, J.S., 1988. The elements of direct uses. *Geothermics*, **17**.
82. Gupta, H.K., 1992. Reservoir induced earthquakes. Elsevier, Amsterdam.
83. Gupta, H.K., Ward, R.W., Lin T.-L., 1982. Seismic wave velocity investigations at The Geysers–Clear Lake geothermal field, California. Geophysics, 47.
84. Gupta, M.L., 1992. Geothermal resources of India: geotectonic associations, present status and perspectives. In: Gupta, M.L., Yamano, M. (Eds.), Terrestrial Heat Flow and Geothermal Energy in Asia, Oxford and IBH, Delhi.
85. Hagiwara, Y., 1966. Studies of the thermal state of the Earth. The 20th paper: mountain formation and thermal conduction. Bulletin of the Earthquake Research Institute, 44.
86. Hayakawa, M., 1970. The study of underground structure and geophysical state in geothermal areas by seismic exploration. Geothermics, Special Issue, 2.
87. Hill, D.P., Mowinckel, P., Pake, L.G., 1975. Earthquakes, active faults and geothermal areas in the Imperial Valley, California. Science, 188.
88. Hochstein MP. Classification and assessment of geothermal resources. In: Dickson MH, Fanelli M,editors. Small geothermal resources - A guide to development and utilisation. Rome Italy.
89. HOCHSTEIN, M.P., Classification and assessment of geothermal resources, *in*: Dickson, M.H. and Fanelli, M., *eds*., *Small Geothermal Resources: A Guide to Development and Utilization*, UNITAR, New York, 1990.
90. Hudson, R.B., 1995. Electricity generation. In: Dickson, M.H., Fanelli, M. (Eds.), Geothermal Energy,Wiley, Chichester.
91. HUTTRER, G.W., 2001. The status of world geothermal power generation 1995-2000.
92. Hochstein, M.P., Hunt, T.M., 1970. Seismic, gravity and magnetic studies, Broadlands geothermal field, New Zealand. In: Proceedings of the 2nd U.N. Symposium on the Development and Utilization of Geothermal Resources. Geothermics, Special Issue, 2 (1).
93. Hodder, D.T., 1970. Application of remote sensing to geothermal prospecting. In: Proceedings of the 2nd U.N. Symposium on the Development and Utilization of Geothermal Resources.Geothermics, Special Issue, 2.
94. Hofmeister, A.M., Criss, R.E., 2005. Earth's heat flux revised and linked to chemistry. Tectonophysics.
95. Jeanloz, R., Morris, S., 1986. Temperature distribution in the crust and mantle. Annual Review of Earth and Planetery Sciences, 14.
96. Jones, P.H., 1970. Geothermal resources of the Northern Gulf of Mexico basin. In: Proceedings of the U.N. Symposium on the Development and Utilization of Geothermal Resources. Geothermics, Special Issue, 2 (1).
97. Iyer, H.M., 1978. Status of seismic methods in geothermal application. In: Memories from an APSMAGS Workshop. FT Burgwin Research Center, Taos, NM.
98. Kawazoe, S., Shirakura, N., 2005. Geothermal power generation and direct use in Japan. In:Proceedings of the World Geothermal Congress, Antalya, Turkey, April 24–29.
99. Klee, G., 2005. The European hot-dry-rock project in the tectonic regime of the upper Rhine graben. In: Rummel, F. (Ed.), Rock Mechanics with Emphasis on Stress, Oxford & IBH, New Delhi.
100. Kodhelaj.N. ALBANIAN POSSIBILITIES ON GEOTHERMAL DIRECT UTILIZATION"
101. Kodhelaj.N; Bode.A" 3D Conceptual Modeling and Direct Utilization Calculations of the Albanian Low and Middle EnthalpyGeothermal Resources.
102. Lachenbruch, A.H., Sass, J.H., 1977. Heat flow in the United States and therma properties of the crust. In: Heacock, J.G. (Ed.), The Earth's Crust, Geophysics. Monograph, vol. 20,American Geophysical Union, Washington, DC.
103. Lachenbruch, A.H., Sass, J.H., Galasnis, S.P. Jr., 1985. Heat flow in southernmost California and the origin of the Salton Trough. Journal of Geophysical Research.
104. Lienau, P., 1995. Industrial applications. In: Dickson, M.H., Fanelli, M. (Eds.), Geothermal Energy, Wiley, Chichester.
105. Lippmann, M.J., 1983. Overview of Cerro Prieto studies. Geothermics, 12
106. Lister CRB. Heat flow and hydrothermal circulation. Ann Rev Earth Planet Sci 1980.
107. LUBIMOVA, E.A., 1968. Thermal history of the Earth. In: *The Earth's Crust and Upper Mantle*, Amer. Geophys. Un., Geophys. Mon. Ser., **13**.
108. LUND, J. W., and BOYD, T. L., 2001. Direct use of geothermal energy in the U.S. – 2001. *Geothermal Resources Council Transactions*, **25.**
109. LUND, J. W., and FREESTON, D., 2001. World-wide direct uses of geothermal energy 2000. *Geothermics* **30**.

110. LUNIS, B. and BRECKENRIDGE, R., 1991. Environmental considerations. In: Lienau, P.J. and Lunis, B.C.,*eds*., *Geothermal Direct Use, Engineering and Design Guidebook*, Geo-Heat Center, Klamath Falls, Oregon.

111. LUND, J. W., *Lectures on Direct Utilization of Geothermal Energy*, U.N. University, Reykjavik, 1996.

112. Mahon WAJ. Natural hydrothermal systems and the reaction of hot water with sedimentary rocks. New Zealand Journal of Science 1967

113. Mazor, E., Truesdell, A.H., 1984. Dynamics of a geothermal field traced by noble gases: Cerro Prieto, Mexico. Geothermics, 13.

114. Moon, B.R., Dharam, P., 1988. Geothermal energy in India, present status and future prospects.Geothermics, 17.

115. Muffler, L.J.P., 1976. Tectonic and hydrologic control of the nature and distribution of geothermal resources. In: Proceedings of the 2nd U.N. Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, vol. 1, U.S. Government Printing Office, Washington.

116. Naço P., Nenaj S., Diamanti F., Avxhiu R., Leka P., Kosho P., Azizaj V., (2004). Studim dyvjeçar, "Rajonizimi gjeotektonik, vlerësimi i baseneve të ujrave termominerale dhe mundësia e shfrytëzimit të tyre në rajonin Elbasan - Tiranë - Ishëm". Fondi Qëndror i Gjeologjisë, Tiranë.

117. Naço P., Diamanti F., Dibra L., (2005). "Baseni i ujrave mineral të Makareshit dhe mundësia e përdorimit praktik të tij". Buletini i Shkencave Gjeologjike, nr. 1, f. 69-82

118. Naço P., Çina A., Bedini E., (2006). "Geothermal energy in Albania". (Proceedings, Poster). European Congress on regional geoscientific cartography and information systems, 5th Barcelona 2006, June 13-16, Catalonia, Spain.

119. Naço P., Reçi H., Vinçani F., (2011). "Mbi thyerjen tërthore Vlorë-Elbasan-Dibër, si një ndër tektonikat më të herëshme dhe më aktive të strukturës gjeologjike të Albanideve" Buletini i Shkencave Gjeologjike, nr. 1, 2011.

120. NICHOLSON, K., 1993. *Geothermal Fluids*. Springer Verlag, Berlin, XVIII

121. Nettleton, L.L., 1971. Elementary gravity and magnetics for geologists and seismologists Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Okla

122. Oldham, T., 1882. Thermal springs of India. Memoirs, Geological Survey of India, 10, 2. ORMAT, *Production of Electrical Energy from Low Enthalpy Geothermal Resources by Binary Power Plants*. UNITAR/UNDP Centre on Small Energy Resources, Rome,1989.

123. Ormeni Rr (2006). "Distribution of earthquakes foci with representative epicenter ". "Bulletin of Technical Sciences". Polytechnic University of Tirana, 2006

124. Ormeni, R. (2007). The general model of construction of the Albanian earth crust and its seismoactive features according to the seismological data. PhD thesis, Tirana. 55-75.

125. Ormeni, R (2008). "Shtresat me shpejtësi të ulet te kores së tokës shqiptare". "Buletini i Shkencave Gjeologjike". Shërbimi Gjeologjik Shqiptar Tiranë 2008

126. Ormeni Rr (2009). "Crustal structure beneath the seismogenic zones and lateral velocity contrasts across deep faults of Albania" Journal of the Balkan Geophysical society, Vol 12, No.1, December 2009.

127. Ormeni Rr (2009). Some features of Lushnja-Elbasani-Dibra (Albania) trasversal fault zone and its recently seismic activity. International Earthquake Simposium, August 2009, Kocaely Turkey

128. Ormeni Rr., Öztürk S., (2009). "After-shock probability assessment for the earthquake of September 6, 2009, Albania, based on the Gutenberg-Richter and Modified Omori Formulae". EMSC Newsletter, December 2009

129. Ormeni Rr, Dushi E (2011).." Studim i aktivitetit sizmik të sotëm në segmentin e thyerjeve tërthore Elbasan-Dibër" Buletini i Shkencave Gjeologjike, Shërbimi Gjeologjik Shqiptar, Tirane 2011.

130. Ormeni Rrapo, Fundo Akli. " The seismoactive layers of the Albanian earth"crust seismogenic zones. Proceding of the 6th Congress of the Balkan Geophysical Society 3rd-6th October, 2011, Budapest, Hungary.

131. Ormeni Rr, Vullkaj I, Shatro A(2011). "Shtresat sizmoaktive dhe aspekte te energjisë të kores së tokes në zonen Elbasan-Diber" Konferenca Kombëtare "Studime të avancuara në Inxhinierinë Matematike dhe Fizike". Tetor 2011, UPT, Tirane.

132. Ormeni. Rr (2011). "P- & S-Wave Velocity Model of the crust and uppermost mantle of The Albania region" ELSEVIER, Journal of Tectonophysic, Vol 497, 2011.

133. Ormeni, Rr [2012]. "Analysis of feature of recently earthquakes occurred in Elbasani-Dibra seismogenic zone and its associated hazard". Jubilee Conference of Geology October 2012, Tirana, Albania.

134. Ormeni. Rr, Kociaj.S, Fundo A, Daja Sh, Doda. V (201ë). "Moderate earthquakes in Albania during 2009 and their associated seismogenic zones", Italian Journal of Geosciences, Vol 1ë2, Nr.2, 2013.

135. Ormeni Rr, (2013). "3D Velocity structure of the Albania region obtained by inversion of local earthquake data". Proceeding of the 7the Congress of the Balkan Geophysical Society, 7-10 October 2013, Tirana, Albania

136. Ormeni Rr, (2015). “Mapping b-value in the seismogenic zones of Albania region” Prroceeding of the 8the Congress of the Balkan Geophysical Society, 4-8 October 2015, Crete, Greece

137. Pasternak, A.D., 2000. Global energy futures and human development: a framework for analysis. Lawrence Livermore National Laboratory, U.S. Deptartment of Energy, Report UCRL-ID.

138. Pollack HN. The heat flow from the continents. Ann Rev Earth Planet Sci 1982.

139. Pribnow, D.F.C., Williams, C.F., Sass, J.H., Keating, R., 1996. Thermal conductivity of Water saturated rocks from the KTB pilot hole at temperatures of 25–300 1C. Geophysical Research Letters, 23.

140. Ramey, H.J., Jr., 1976. Pressure transient analysis for geothermal wells. In: Proceedings of The 2nd U.N. Symposium on the Development and Use Geothermal Resources, vol. 3, U.S. Government Printing Office, Washington, DC..

141. Rybach, L., 1989. Heat flow techniques in geothermal exploration. First Break, 7.

142. STACEY, F.D. and LOPER, D.E., 1988. Thermal history of the Earth: a corollary concerning non-linear mantle rheology. *Phys. Earth. Planet. Inter.* **53**.

143. Stevens, L., 2000. Pressure, temperature and flow logging in geothermal wells. In: Proceedings of the World Geothermal Congress, Kyushu-Tohoku, Japan, May 28–June 10.

144. Shatro A, Ormeni R (201ë). “Anomalous of low-velocity zone, thermal water and seismicity in the Elbasan-Dibra fault zone”. International Balkans Conferance on Challenges of Civil Engineering, EPOKA University, Tirana, ALNABIA.

145. Shatro A, Ormeni Rr., (2014). Geothermal watersourcesof Cosanion the area of Elbasani Albania. International environmental science symposium of van (IESSV), 2014, June 4-7, Turkey

146. Shatro A, Ormeni Rr., (2014).The Low-Velocity Layers, Thermal Water Sources And Seismicity In The Elbasani Zone, Albania. *J. Int. Environmental Application & Science*, Vol. 9(1): 138-143 (2014)

147. Shatro A, Ormeni Rr., (2015). Potencialet energjitike dhe proceset fiziko-kimike te basenit hidrotermal te Kozanit. Revista “Nafta Shqipetare Fier”, Albania.

148. Tartari M., Melonashi G., Dakoli H., Çomo A., (2000). “Studim i shfaqjeve të ujrave minerale dhe termominerale të vendit tone”. Fondi Qëndror i Gjeologjisë, Tiranë. Wilcox, G. (editor), 2006: *The future of geothermal energy, impact of enhanced geothermal system.*

149. Tolivia, M.E., 1976. Evaluation of the geothermal potential of Cerro Prieto, Baja California (Mexico). In: Proceedings of the 2nd U.N. Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, vol. 1, U.S. Government Printing Office, Washington, DC.

150. Truesdell, A.H., Thompson, J.M., Coplen, T.B., Nehring, N.L. Janik, C.J., 1981. The Origin of the Cerro Prieto geothermal brine. Geothermics, 10.

151. Vega, L.A., 1992. Economics of ocean thermal energy conversion (OTEC). In: Seymour, R.J.(Ed.), Ocean Energy Recovery: The State-of-the Art, American Society of Civil Engineers, New York.

152. Verhoogen, J., 1980. Temperatures within the Earth. In: Energetics of the Earth, National Academy of Sciences, Washington, DC, USA.

153. Volpi, G., Manzella, A., Fiordelisi, A., 2003. Investigations of geothermal structures by magnetotellurics (MT): an example from the Mt. Amiata area, Italy. Geothermics, 32.

154. Ward, P.L., 1972. Microearthquakes: prospecting tool and possible hazard in the Development of geothermal resources. Geothermics, 1

155. Ward, P.L., Bjornsson, S., 1971. Microearthquake swarms and the geothermal areas of Iceland. Journal of Geophysical Research, 76.

156. Ward, P.L., Palmason, G., Drake, C., 1969. Microearthquake surveys and the Mid-Atlantic Ridge of Iceland. Journal of Geophysical Research, 74

157. Ward, S.H., Wannamaker, P.E., 1983. The MT/AMT electromagnetic method in Geothermal exploration. U.N. University of Geothermal Training Program, Iceland Report,1983–1985.

158. Wisian, K.W., Blackwell, D.D., Richards, M., 1999. Heat flow in the Western United States and extensional geothermal systems. In: Proceedings of the 24th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, California, Jan 25–27.

159. WHITE, D. E., Characteristics of geothermal resources, *in*: Kruger, P. and Otte, C.,*eds*. *Geothermal Energy,* Stanford University Press, Stanford, 1973.

160. White, D.E., 1973. Characteristics of geothermal resources. In: Kruger, P., Otte, C. (Eds.) Geothermal Energy, Stanford University Press, Stanford, California.

161. Wood, B., 1973. Geothermal power. In: Armstead, H.C.H. (Ed.), Geothermal Energy UNESCO, Paris.

LISTA E FIGURAVE

Fig.I.1 Grafikë të varësisë së disa madhësive fizike në funksion të thellësisë e rrezes së Tokës.

Fig.I.2 Imazh i përgjithshëm mbi Strukturën brendshme të Tokës e thellësitë sizmike për secilën shtresë

Fig.I.3 Modeli boteror i pllakave tektonike

Fig.I.4 Profil skematik i proceseve të lëvizjes së pllakave tektonike. (sipas Dickon e Fanelli,2004

Fig.I.5 Kufijtë e pllakave të vogla e të mëdha tektonike sipas modelit NUVEL-1.

Fig.I.6 Modeli skematike që ilustron kufijtë midis pllakave tektonike.

Fig.I.7 a- Profili sizmik i Rajonit Elbasan, ku ndodhet Pusi gjeotermal Kozan-8

Fig.I.7 b- Model i një profili sizmik i regjistruar në seismograms.

Fig.I.8 Rrugët rrezeve sizmike të P-valë dhe S-valë nga një tërmet me fokus në sipërfaqja e Tokës.

Fig.I.9 Përhapja e valëve sizmike në shtresa uniforme të Tokës

Fig.I.10-a Rrugët e rrezeve të valëve sizmike dhe shpejtësitë e tyre nëpër strukturën e Tokës.

Fig.I.11 Rrugët e rrezeve sizmike paresore e dytësore dhe ekzistenca e shtresës së ndërmjetme F në bërthamë.

Fig.I.12 (a) Variacioni shpejtësisë me thellesinë; (b) presioni dhe densiteti në një shtresë të thellësisë

Fig.I.13 (a) Variacioni i presionit dhe densitetit në një shtesë të thellësisë

Fig.I.14 Shpërndarja radiale e densitetit të Tokës sipas modelit PREM

Fig. I.15 Struktura e Kores së Tokës dhe shtresa e sipërme e mantelit

Fig.I.16 Shpërndarja e P-valëve në shtresat e Strukturës së Kores së Tokës dhe mantel

Fig.I.17 (a) Profili i Shpejtësive në thellësi në mantelin e sipërm dhe (b) gjurmët e rrezeve dhe zonat e ndërprerjes së shpejtësive në thellësitë e 400km deri 670km (sipas Lefevre dhe Helmberger, 1989).

Fig.I.18 Rrezet sizmike që lëvizin në brendësi të Mantelit, Bërthamës së jashtme e të brëndshme

Fig.I.19 Diagram që tregon përbërjen kimike

Fig.II.1 Profili sizmik në basenin gjeotermal të Elbasanit (sipas Naco.P,Leka.P,Bedini.E.,2006.)

Fig.II.2 Shpërndarja gjeografike e mbi ë0000 epiqendrave të tërmeteve sipas katalogut NEIC

Fig.II.3 Pamje e përgjithshme e gjeodinamikës së zonës që rrethon Shqipërinë

Fig.II.4 Tërthorja e thyerjes Vlorë –Lushnje –Elbasan –Dibër dhe klasifikimi Zonal ë.

Fig.II.5. Grafiku i Vp, Vs dhe raporti Vp/Vs në lidhje me thellësinë. Zona Jug-Lindor

Fig.II.6 Modeli klasik i përhapjes së valëve sizmike me thellësinë

Fig.II.7 Përhapja e rrezeve të valëve në shtresën me shpejtësi të ulët.

Fig.II.7 Grafiku i Vp në lidhje me thellësinë. Zona Jug-Lindor Rajoni i Elbasani

Fig.II.8 Harta e zonave me shpejtësi të ultë në koren e Tokës, në thellësi 11–15km (zona 3,5).

Fig.II.9 Harta e zonës me shpejtësi të ulët në Koren e Tokës, në thellësi 15– 20km (zona 1,3).

Fig.II.10 Variacioni i thellësisë Moho

Fig.II.11 Harta treguese e profileve për studimin e Kufirit Muho në koren e tokës Shqiptare.

Fig.II.12 Prerje 2-D e shpejtësive. Profili c.

Fig.III.1. Fushat gjeotermale vendosura në segmentin Kozan-8 Llixhat Elbasan

Fig.IV.1 Kahu i rrjedhjes së nxehtësisë dhe i rritjes së temperaturës me thellësinë e shtrësës

Fig.IV.2 Skema e brezave dhe zonave gjeotermike të shtresave të Tokës

Fig.IV.3 Harta e shpërndarjes së temperaturave në thellësitë 500 me 1000m (Frasheri.A.2004)

Fig.IV.4 Harta e shpërndarjes së temperaturave në thellësitë 2000 me ë000m

Fig.IV.5 .Shpërndarja e Temperaturave të Tokës

Fig.IV.6 Shpërndarja në Pusin GREKAN-4

Fig.IV.8 Harta e shpërndarjes së dendësisë së Fluksit termik global e në Shqipëri

Fig.IV.9 Varësia e parametrave gjeotermik nga përbërja e shtresave të Tokës

Fig.IV.10 Modeli varësisë exponenciale e fluksit termik i shtresave të Tokës

Fig.IV.11 Grafiku i shpërndarjes së temperaturave në thellësi të Tokës sipas Stacey [1992Sta] sipas modelit PREM

Fig.V.12 Varesia e ΔH_i nga temperatura (1960 Kel; 1992 Som)
Fig.IV.13 Grafiku i përçueshmërisë termike λ të një gjendje te ngopur te formacionit shkëmbor me porozitet.
Fig.IV.14 Variacioni i përcjellshmërisë termike nga poroziteti i shkëmbit
FigV.1 Harta e Vendndodhjes se zones ne studim është treguar në figurën 1/2
Fig.V.2.-3 Harta Topografike e Vendndodhjes se Pusit Kozan -8 dhe Burimeve te LLixhave.
Fig.V.4-5 Vendndodhja e Burimeve te Benjes dhe Holtes.
Fig .V.6 Shpërndarja etemperaturaveve mesatare mujore shumëvjeçare ne stacionet meteorologjik Petreshe Elbasan
Fig .V.7 Shpërndarja mesatare mujore shumëvjeçare e rreshjeve ne stacionet meteorologjik Petreshe Elbasan
Fig.V.8 Prurjet mesatare mujore shumevjecare te Perroit te Kushes.
Fig.V.9 Kollona litostratigrafike e formacioneve te lidhura me ujerat gjeotermale (Naco.,2004)
Fig.V.10 Figura Pozicioni Gjeologjik i basenit te Ujerave gjeotermale te rajonit Elbasanit.
Fig.V.11 Harta strukturore e gjeologjike e basenit te ujerave termominerale te rajonit te Kozanit -8.
Fig.V.12 Modeli gjeotektonik hidrogjeologji I basenit te Kozanit.
Fig.V.13 Modeli gjeotektonik hidrogjeologji I basenit Marak-Tervoll.
Fig.V.14 Harta gjeologjike e rajonit te Burimeve Lixha-Hydraj.
Fig.V.15 Modeli gjeotektonik hidrogjeologjik i Basenit Marak-Elbasan , Burimet e Llixhave.
Fig.VI.1 Paraqitja skematike e dinamikes se pllakave tektonike.
Fig.VI.2. Pllaka tektonike, përhapjae kreshtave, zona subduction, frakturat ne korene Tokes.
Fig. VI.3 Skema e vendosjes se pllakes Apuliane (Adria).
FigVI.3 Paraqitja skematike e levizjes lengut dhe rrjedhjes se nxehtesise nepermjet konveksionit.
Fig.VI.4 Paraqitja skematike e nje sistemi gjeotermal
Fig.VI.5 Kolona Litostratigrafike.
Fig.VI.6 Harta strukturore e ujerave termominerale te Rajonit Kozanit-8.
Fig.VI.7 Modeli gjetektonik dhe hidrogjeologjik i ujerave termominerale te Rajonit Kozanit-8.
Fig.VI.8 Shfaqja ne siperfaqe e ujerve gjeotermale ne Rajonin Kozanit-8-Lixha -Hydraj.
Fig.VI.9 Profili i një shkëmbi te nxehte te thate.
Fig.VI.10 Profili i një shtrese ujëmbajtëse te nxehte.
Fig.VI.11 Modele skematike te perdorimit te ujerve gjeotermale.
Fig.VI.12 Modele skematike te perdorimit te ujerve gjeotermale te Pusit Kozan-8.
Fig.VI.13 Qendra te shfrytezimit balneologjike Hotel Park “Nosi” “Puka etj, ne Lixha Tregan –Elbasan
Fig.VI.14 Shfrytezime te ujerave gjeotermale ne agro-e akuakulture.
Fig.VI.15 Fushat e perdorimit te ujerave gjeotermale.

LISTA E TABELAVE

Tabela.I.1 Shtresat dhe trashësia e tyre sipas Modelit PREM të Tokë
Tabela.II.1 Vlerat e modeluara të shpejtësive me thellësinë (Ormeni.Rr. 2009)
Tabela.II.2 Vlerat e shpejtësisë me thellësinë për zonën ë.
Tabela.IV.1 Vlerat e koficenteve A_1 e A_4
Tabela.V.1 Kordinatat topografike te puseve kryesore te rajonit Ebasanit.
Tabela.V.1 Temperaturat mesatare mujore shumevjecare te Rajonit te Elbasanit..
Tabela.V.2 Reshjet mesatare mujore shumëvjeçare te Rajonit te Elbasanit.
Tabela.V.3 Prurjet mesatare mujore shumevjecare Perroi i Kushes.
Tabela.VI.1 Parametrat gjeotermal dhe perberja kimike te ujerave gjeotermale Rajoni i Elbasanit.
Tabela.VI.2 Llogaritjeve per parametrat gjeotermale te pusit Kozan-8.