



ZTF-FCT

Zientzia eta Teknologia Fakultatea
Facultad de Ciencia y Tecnología

DIZIPLINA ANITZEKO

KANPAMENTUA

PETROLOGIA IGNEOAREN ETA
PETROLOGIA METAMORFIKOAREN
INGURUKO AZTERKETA GEOLOGIKOA

Koldo Huete

Paul Amurrio

Unai Martinez

Geologiako gradua

2013-2014 ikasturtea

AURKIBIDEA

CAMPO DE CALATRAVA NEOGENOKO BULKANISMO PENINTSULARRA

Sarrera	4
Kokapen geografiko eta geologikoa	4-6
Calatravako eremu bolkanikoa	
Petrografia eta geokimika	7-8
Cabeza gorda bolkana	9-10
Almovodar de Campo bolkana	11-12
Morrón de Villamayor bolkana	13
Cerro gordo bolkana	14
Bibliografia	15

LA CABRERAKO KONPLEXU PLUTONIKOA

Sarrera	16
Kokapen geografiko eta geologikoa	17-20
Fazie nagusiak	
Montzogranitoa	22-25
Porfido erriolitikoa	26
Leukogranitoa	27-28
Fazie ezberdinen arteko harremanak	29-30
Ostalaria eta ostalariarekiko harremanak	31
Bibliografia	32

SOMOSIERRA-AYLLÓN ETA GUADARRAMA DOMEINU METAMORFIKOEN AZTERKETA GEOLOGIKOA

Sarrera	34
Kokapen geografiko eta geologikoa	35-40
Unitate litoestratigrafikoak	
Guadarrama ekialdeko unitate litoestratigrafikoak	41-46
Guadarrama mendebaldeko unitate litoestratigrafikoak	47-49
Metamorfismoa	
Tomillares-La Cabrera sektoreko metamorfismoa	51-53
Berzosa-Riaza sektoreko metamorfismoa	54-57
Hiendelaencina sektoreko metamorfismoa	58
Interpretazioak	59-61
Ondorioak	62
Bibliografia	63

Lan honen amaieran erainskin bat txertatu da bertan zehar ebaki geologikoak, zutabeak, eskemak ... etab biltzen direlarik.

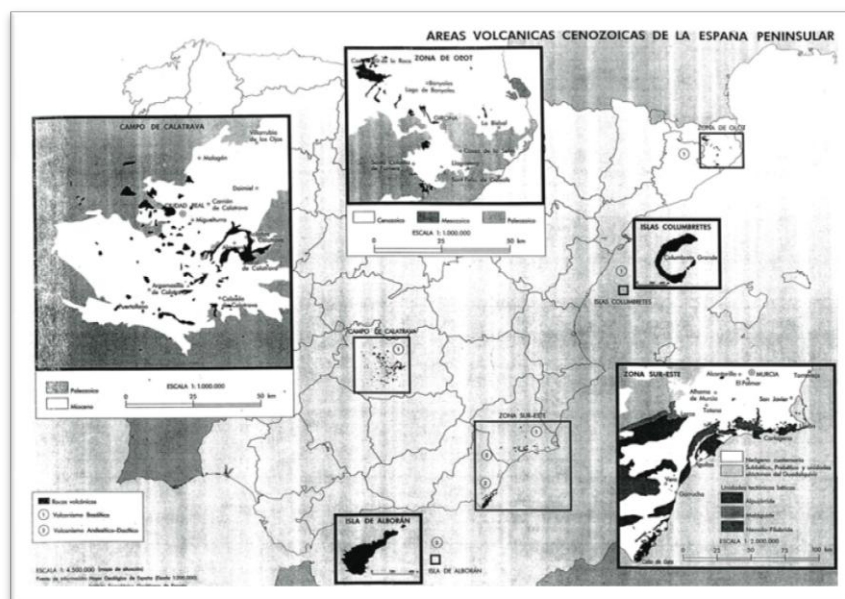
CAMPO DE CALATRAVA
NEOGENOKO BULKANISMO
PENINTSULARRA

Sarrera

Penintsula Iberikoko Neogenoko Bulkanismoa lau sektoreen artean banatzen da: Gerona, Campo de Calatrava (La Mantxan), Hegoekialdea (Almeria, Murcia) eta Golfo de Valencia, zeintzuetan arroka bolkanikoan bakarrik azaleratzen diren modu zabalean Almeria eta Murcian. Bulkanismoa Behe-Miozeno gaur egun arte eman da, hori dela eta arro eta kateetan (SE-n ezik) eragina izan duen prozesu geodinamikoaren barruan sartu beharra dago. Bulkanismo agerpen zaharreank Cabo de Gata (Almeria) aurkitu dira, non datatuak izan diren 21 Mu-tan (Akitaniarra) eta Alt Empordá (Gerona) 10-11 Mu (Tortoniarra). Bestetik kolada gazteenak Garrotxa (Gerona) 10 ka eta Campo de Calatrava (Ciudad Real) 700 ka baino gutxiago, eta Isla Columbretes (Golfo de Valencia) 330 ka, errekonozitu dira. Era berean hegoekialdean zaharragoak dira (Miozeno terminala), Cartagenan (Murcia) salbu, non Pliozenoko kolada lokalak aurkitzen diren.

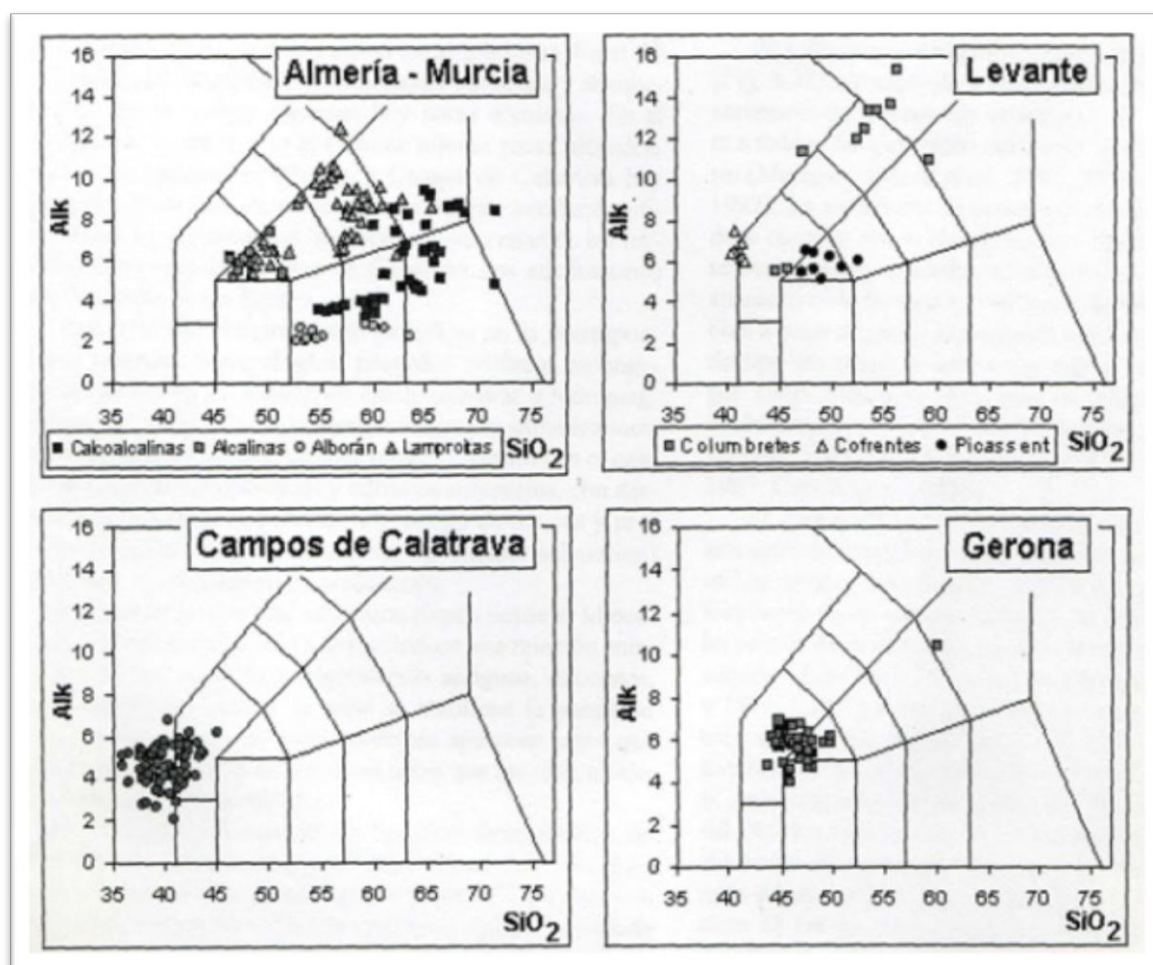
Kokapen geografikoa eta kokapen geologikoa

Penintsula Iberikoko parte Espaniarrean (eta gertuko Irlak), oraintsuko bulkanismoko lau eremu nagusi existitzen dira: NE edo Geronakoa, Zentrala edo Campo de Calatravakoa, SE edo Almeria- Murciakoa, eta Levante edo Balentzia golkoarena (1. irudia). Azken bietan, emisioen parte handi bat urpekoak izan ziren eta egun itsaspean aurkitzen dira. Gainera beste azaleramendu sakabanatuak ere sar daitezke, hala nola Beticás-etan agertzen diren dike toleitiko multzoa (Torres Roldán, et al., 1996) edo Ebro arroko arroka bolkanoklastikoak (Odín et al., 1997). Melilla eta gertuko irletako arroka bolkanikoak Marruekoaren NE eskualde bakanikoaren parte dira, eta SE Espaniarrakoen antzeko konposizio eta adina daukate. Nuévalos-eko azaleramendu bolkanikoaren adin posiblea Zenozoikoa (Ancochea et al., 1987) Jurasiko moduan datatua izan da (Hoyos et al., 1998), beraz ez da kontsideratua izan behar.



1.Irudia: Neogeno garaiko Iberiar Penintsulako eskualde bolkanikoen kokapena.

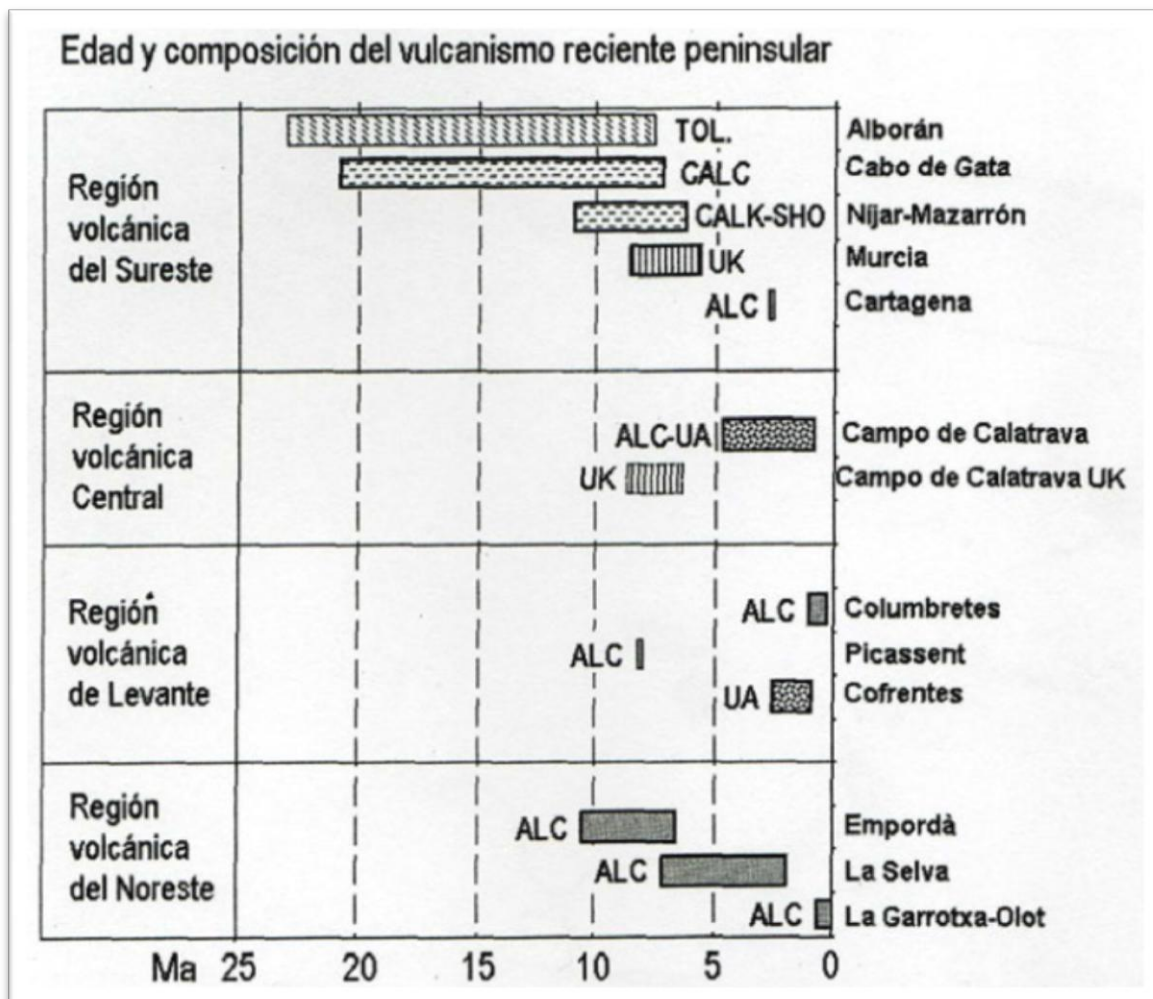
Bolumenari erreparatuz ez dira eremu edo eskualde garrantzitsuak, bakarrik ipar ekialdekoa izan daiteke bereiztua bolumenean, batez ere urpean duen zatia kontsideratzen bada. Munduko beste eskualde bolkanikoekin bolumenean konparatuz, garrantzi gutxikoa da. Penintsulako oraintsuko bolkanismoa bereizgarria egiten duena, bertan ematen den aberastasun litologikoa da. TAS diagraman konposizio ezberdinak projektatuz (2.irudia), ia ia konposizio eremu guztiak hartzen dituztela ikus daiteke. Isla de Alborán eta Béticasetan arroka toleitikoak daude. Ipar ekialdean kalkoalkalinoak, kalkoalkalino potasikoa eta soshonitikoak. Lau eskualdetan arroka alkalinoak daude. Campo de Caltrava eta Levante arroka ultraalkalinoak azaleratzen dira, eta azkenik Murcia eta Campo de Calatravan arroka ultrapotasikoak daude, hegoekialdeko kasuan, lamproitikoak direnak. Bai lamproita, eta bai Campo de Calatravako leuzitita olibinikoen kasuan, European bakarrik diren arroken aurrean gaude.



2. Irudia: Eskualdeko bolkanikoetako arroken proiektzioa TAS diagraman.

Barietate konposizional hau dagokion barietate bulkanologikoan islatzen da: eraikin monogenetiko txikiak, erupzio estromboliar edo hidromagmatikotan sortu direnak, magma alkalino eta ultraalkalinoen kasu. Baita eraikin monogenetikoak (domo eta konoak) magma ultrapotasikok eta eraikin konplexuak, galdaren garapenekin, intrusio domatiko ugariak eta produktu piroklastikoak (sarritan, itsaspeko izaera) magma kalkoalkalinoen kasurako.

Aktibitate bolkanikoaren adina, Miozenotik gaur egun artekoa da (3.irudia). Konposizio eta adinaren arteko erlazioa antzeman daiteke. Magma zaharrenak, Miozenokoak, subalkalinoak dira. Hauen barruan konposizio-adina arteko polaritatea mantentzen da: arroka toleitikoak, kalkoalkalinoak baino lehenago agertzen dira, eta era berean, hauek kalkoalkalino potasiko eta soshonitikoak baino lehen. Jarraian, Goi-Miozenoko (8.7- 5.7 Mu) magma ultrapotasikoak, eta azkenik alkalino eta ultralkalinoak, batez ere Pliozenotik gaur egunera arte, Gerona (bereziki Ampurdánen) eta Picassent-en kasurako aktibitate alkalinoa lehenago hasten den arren.

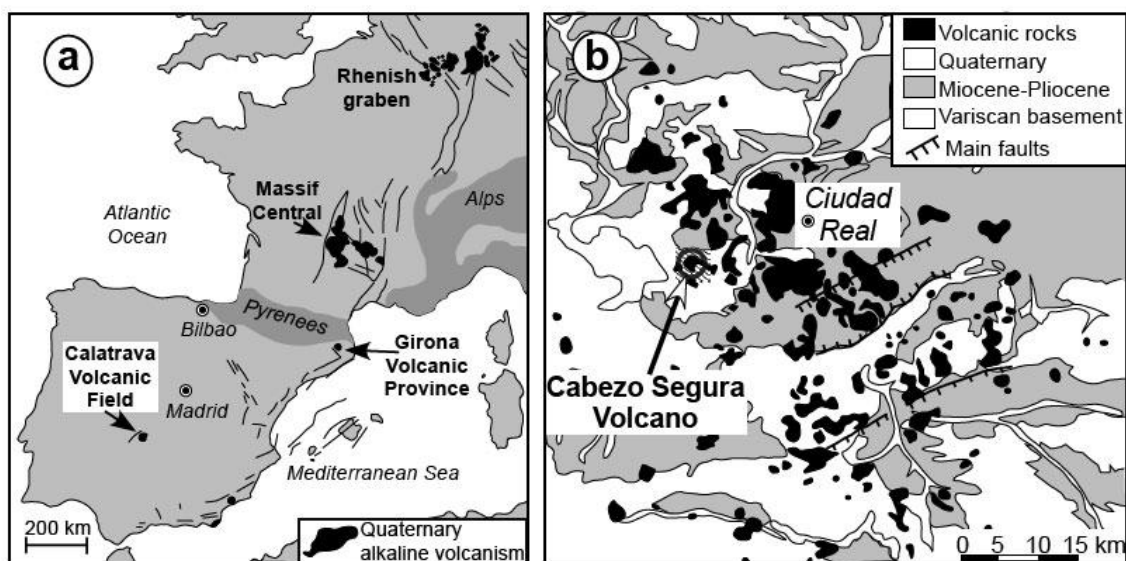


3. Irudia: Penintsulako azaleramendu bolkanikoen K/Ar adinak eta konposizio kimiko orokorra. TOL: arroka toleitikoak; CALC: arroka kalkoalkalinoak; CALK: potasiotan aberatsak diren arroka kalkoalkalinoak; SHO: arroka shoshonitikoak; ALC: arroka alkalinoak; UA: arroka ultralkalinoak; UK: arroka ultrapotasikoak.

Calatravako eremu bolkanikoa (Ciudad Real)

Campo de Calatravako eskualde bolkanikoak (Calatravako Probintzia Bolkanikoa ere deitua), Olot, Geronan, eta Cabo de Gatarekin, Almerian, batera, Penintsula Iberikoko oraintsuko bulkanismoaren hiru zona garrantzitsuenak osatzen ditu (4.irudia). Honen aktibitatea 8.7 eta 1.75 Mu artean garatu zen, hots, Pliozeno eta Kuaternario bitartean.

Hortaz, nahiko aktibitate gaztea da, eta honek eraikin bolkanikoek bere jatorrizko morfologia parte batean nahiko ondo gordetzea, eta hauen produktuak egun arte behatuak izateko egoera honetan kontserbatu izana ahalbidetu du. Eskualde bolkanikoaren extentsio totala 5000 km² da, eta 300 eraikin bolkaniko desberdin biltzen ditu. Eskualdean barruan sartzen diren herri nagusiak Ciudad Real, Almagro, Daimiel eta Puertollano dira. Columba bolkaneko deposituen gainean egindako datazioek, 10.000 urte baino beheragoko adinak ematen dituzte. Hortaz, probintzia bolkaniko hau, zona bolkaniko aktiboen artean sartua izan da Smithsonian Institute (Global Vulcanism Program) bidez.



4. Irudia: Calatravako eremu bolkanikoaren kokapen geografiko eta geologikoa.

Petrografia

Campo de Calatravan agertzen diren material bolkanikoak izaera efusibo eta leherkorrekoak dira. Batetik errautsak, lapilliak, eskoriak, bloke labikoak eta bombak daude; bestetik, morfologia bariatuko laba koladak, aa eta pahoe-hoe. Magmak beti dira basiko-ultrabasikoak. Sumendi hauetatik jaurtzen diren arroak melilita olibinikoak, limburgitak, nefelinita olibinikoak, basaltoak eta basanita edo leuzitita olibinikoak. Ehundura barietateak arroka porfidiko masibo, piroklasto eskoriazeo eta depositu hidromagmatikoei dagokie.

Barietate porfidiko masiboak

Barietate mota hauek ehundura porfidikoa erakusten dute. Olibino fenokristalak edo olibino eta piroxenoak matrize mikrokristalino- beiratsuan, augita, burdin eta titanio oxidoak (magnetita-ilmenita) eta olibino mikrokristalez osatua dagoena. Gainera plagioklasa, feldespatoideak (nefelina, leuzita), melilita eta beira aurkeztu dezakete, proportzio aldakorretan, sailkapen petrografiko zehatzagoa ahalbidetzen dutenak.

Barietate piroklastiko eskoriazeoak

Barietate piroklastiko eskoriazeoak arroka oso bakuolarrak, pumita edo pomez itxura dutenak, dira. Tamainu aldakorreko arroka hauen fargmentuez osatutako masak eratuz agertzen dira. Tamainak pikor oso fineko material metaketatik, errautsak, bloke handiko metaketaraino joan daitezke, zentimetro edo dezimetroko tamainako fragmentuen metaketa heterometrikotik pasatuz, lapilliak. Tamaina askoz handiagoko bomben presentzia ugaria da.

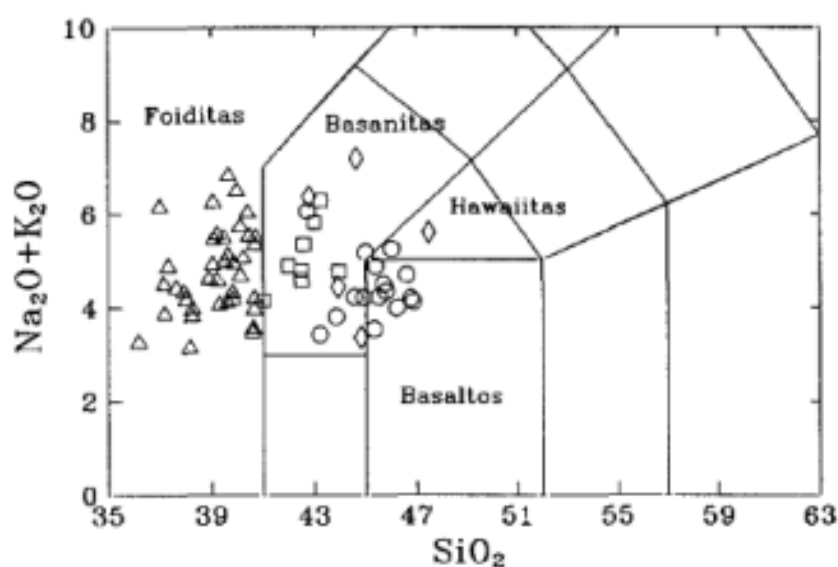
Depositu hidromagmatikoak

Depositu hidromagmatikoek ondo estartifikatutako deposituak osatzen dituzte, zeintzuetan fazie planarrak, geruzapen paraleloa eta geruzapen gurutzatua duten fazieak desberdintzen diren. Gainera material ez bolkanikoko bomba handiak agertzen dira (kuartzitak orokorrean). Gutxi kontsolidatutako eta heterometrikoak diren toba litiko edo litiko-kristalinoei dagokie, orokorrean paleozoikoko arroka (kuartzita, arbelak) zatiz osatuak, baita tertziaroko arroak, eta ez dira ugariak material bakaniko kogenetikoak (zati basaltiko-melilitiko-nefelinitikoak, olibino kritsalak, piroxenoak, etab.).

Geokimika

Ikuspuntu geokimikotik, Campo de Calatrava eskualde bakaniko arroak, arroko basiko eta ultrabasikoak dira (TAS diagrama begiratu). Barneplakako magmatismo alkalino bati dagokie, tasa baxuan emandako goimantuaren fusio partzialaz sortua. Magmak likido primarioak izango lirateke, Ni eduki altuak, eta $Mg (=MgO/MgO+FeO)$ parametroaren balore altuak adierazten duten bezala.

Karaktere geokimiko hauek, eta hauen eboluzio espazial eta tenporalaren azterketak, Campo de Calatrava eskualdeko magmatismoa puntu bero baten existentziarekin erlazionatua egon daitekeela ezartzen du, non puntu beroa lurrazal igoera prozesu batekin asoziatua egon zitekeelarik, posibleki, "rifting" prozesu abortatua.



5. Irudia: Campo de Calatravan aztertutako arroka bolkanikoak TAS diagraman.

Jarraian landan ikusitako azaleramenduak agertu egiten dira, ondoren bakoitza ezaugarrituko delarik hurrengo ataletan:

Cabeza gorda bolkana

Lapili eta bonbak osatzen dute nagusiki eta azaleramendu nahiko zabala da orokorrean (5. Irudia).



5. Irudia: Cabeza Gorda bolkanaren azaleramendua. Lauki zuriaren barnean 6. irudian ikusten den erupzio ezberdinen trantsizioa ikusten da.

Bolkan honen ezaugarri bereizgarria izaera ezberdineko erupzioak dituela da: erupzio estromboliarra, estromboliar erasokorra eta Hawaiarra. “Corteza de pan” egiturak oso ohikoak dira zona honetan, bonbak lurrera erortzen direnean eratzten direnak.



6. Irudia: Estromboliar erasokorraren (errautsak gehi lapilliak) eta estromboliar gehi Hawaiar erupzioaren (nanoaknelitoak marroiez eta karbonatoak) arteko muga netoa.

Azaleramendu honetan zutabe bat altxatu da, jarraian irudikaturik dagoena:

Bulkanismo Estromboliarra

Bulkanismo leherkor estromboliarrak sumendi koniko txikiak eratu zituen (eskoria konoak), egun mendotz biribilduetara degradatuak, forma tronkokoniko semiesferikotara doazenak higadura graduaren arabaera. Hauen diametroak 100m-tik 2 Km-tara doaz eta altuerak 20- 120 m bitarte. Depresio motako kraterak bakarrik identifikazten dira noizik behin, forma zirkularra edo herradura modukoa dutenak. Sumendi hauetatik garrantzi desberdineko koladak ateratzen dira, 6-7 Km luze izaterra hel daitezkeenak. Sumendi mota hauetako adibide hoberenak La Yezosa, Almagron, eta Cerro Gordo, Valenzuela de Calatrava, dira.

Bulkanismo hidromagmatikoa

Bulkanismo hidromagmatikoan, erupzio leherkor freatomagmatikoak eta freatikoak ematen dira. Bolkanismo mota hau da eskualdean ohizkoena, eta eraikin bolkaniko karakteristikoen eragile da, maar-ak. Maarak erliebe negatiboko kraterak duten sumendiak dira, sustratu prebolkanikoan indusiak; batzuetan toba eraztuna kontserbatuta dute. Hauen diametroak 1- 1.5 Km izatera hel daitezke, eta tipikoenen artean, Hoya del Mortero, Pobleten.

Bulkanismo Hawairra

Eskoria konoak osatzen dituzten depositu piroklastikoen artean, eta ugaritasun gutxiagoz maarak osatzen dituzten depositu piroklastikoen artean, spatter, kolada eta laba masak laba iturritz elikatuak, eta tefra akhnelitikoak (Pele ileak eta Pele malkoak) aurkitzen dira lokalki. Material bolkaniko guzti hauek, hawaiar motako erupzio fase leherkorretan sortuak izan ziren (laba iturriak). Ohizkoa da aktibitate hidromagmatiko, estromboliarra eta hawaiar momentuak gertzea emsio zentru beretik (e.g., Volcán de las Herrerías, Bolaños).

Almodovar de Campo bolkana

Bolkan honetan (7.Irudia) bi material ezberdintzen dira: piroklasto kontsolidatuak eta surge deposituak.



Piroklasto kontsolidatuak sailkatuz, basaltoak dira. Hala ere, zonalde batzuetan ez daude guztiz kontsolidatuta baino orokorrean kontsolidatutzat hartzen dira. Bonbak eta lapiliz osaturik daude material hauek eta kuartzitazko eta lutitazko fragmentu litikoak aurkitzen dira baita.

Errautsik ez dago material bolkaniko hauetan eta beraz, erupzio estromboliar bati dagokio. Mineralogiari dagokionez, olibino, plagioklasa eta klinopiroxeno mineralak visuz ikus daitezke.

Cabeza Gorda bolkanaren erupzio estromboliarreko materialen garaikideak dira hauek.

7. Irudia: Almodovar de Campo bolkana.

Surge deposituak kuartzita eta lutita klastoez osatuta daude eta orokorrean ez daude kontsolidatuta. Lapiliko tefrak eta bloke litikoak dira nagusi eta zonalde honetan bi maila ezberdintzen dira; batetik masiboa eta bestetik, klasto litikoak eta jubenilak estratifikazioa oso ondo garatuta dutenak, xafladura paraleloaz gain(8.irudia).

Depositu hauek konduktu itxi baten bidez eratu ziren, erupzio freomagmatiko baten bidez Maar izeneko erliebe negatibodun bolkanetan (9.irudia).



8. Irudia: Xafladura paraleloa duten surge deposituak.



9. Irudia: Maar sumendiaren ikuspegi orokorra. Orokorrean deposituak Maar sumendi honek inguratzen ditu, Anillo de Tobas izenarekin ezagutzen dena.

Morrón de Villamayor bolkana

Campo de Calatravaren bolkanik zaharrena da, 8 milioi urte dituelarik. Bolkan hau oso garrantzitsua da, izan ere leucitita arroka biltzen ditu eta arroka hauek bakarrik zonalde honetan aurkitzen dira estatu mailan. Azalaramendu handi eta zabala osatzen du (10.irudia) eta bolkan honen material nagusiak leucititak dira, ehundura afanitikoa dutenak eta olibinozko, piroxenozko eta plagioklasazko kristalak garatuta dituztenak. Arroka hauek egitura masiboa eta isotropoa dute, inolako norabiderik gabekoa.



10. Irudia: Morrón de Villamayor bolkanaren azalaramendua.

Disjuntzio esferikoetan antolatuta ageri dira leucitita hauek eta aipagarria da oliboaren banaketa heterogeneoa dagoela. Hau da, zona batzuetan ez dago ia olibinorik eta beste zona batzuetan olibino edukia oso aberatsa da. Honez gain, olibinozko kristalak xenomorfoak dira. Arestian aipatutako bi ezaugarri hauek oso arraroak dira magma batentzako eta horregatik, olibinoak xenokristalak direla ondorioztatzen da. Hots, xenolito mantelikoetatik askatutako xenokristalak.

Xenolito hauek peridotita mantelikoetatik datoz eta hauek puskatzen direnean zonalde honetan ikusten diren xenokristalak lortzen dira.



11. Irudia: Xenolito mantelikoak (berde koloreko forma eliptikoak).

Cerro gordo bolkana

Bolkan hau hiru maila nagusitan banatzen da; batetik, konposizio basaltikoa duen maila masiboa. Estratifikazio eza du eta diaklasa sistema horizontalak eta bertikalak osatzen ditu. Kuartzitazko eta lutitazko xenolitoak ditu baino mantuko xenolitorik ez. Ondoren, bigarren maila autobretxek osatzen dute, hautespen txarrekoak direnak eta kontsolidatu gabe daudenak. Azkenik, surge deposituen maila bat dago non errauts bolkanikoak eta kuartzitazko klastoen inpaktuak dauden.



12. Irudia: Cerro gordo bolkanaren material ezberdinak.

Bibliografia

- Ancochea, E. (2002). En geología de España (J.A. Vera ed). SGE-IGME, Madrid 671-672
- Guia campamento multidisciplinar 2014

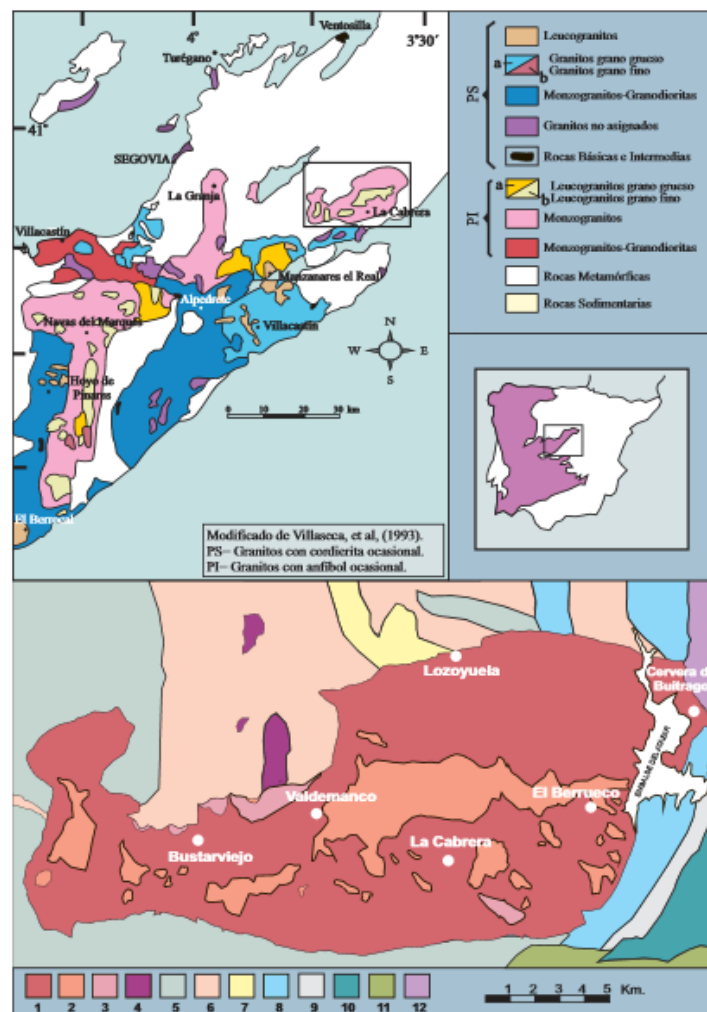
LA CABRERAKO KONPLEXU PLUTONIKOA

Sarrera

Lan honen helburua La Cabrerako konplexu plutonikoa ezaugarritzea da, bertako fazie nagusiak deskribatuz. Honez gain, arroka ostalarien erlazioak aztertu dira eta baita konplexu honen inguruko zonalde ezberdinak.

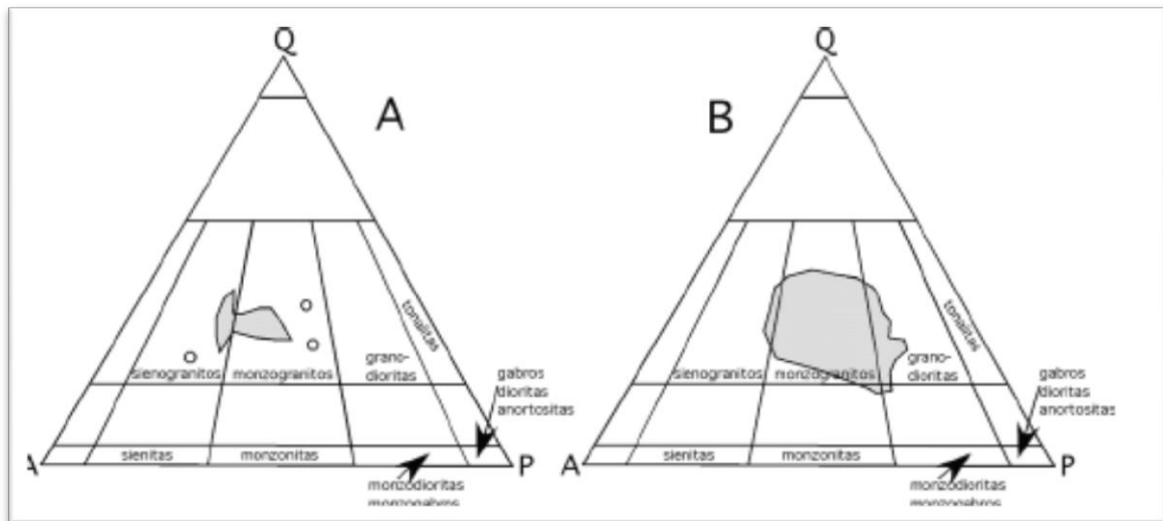
Kokapen geografikoa eta geologikoa

La Cabrerako konplexu plutonikoa Bustarviejo herriaren ekialdean kokatzen da, Madrilgo xerraren iparraldean (1.irudia). Sistema Zentralaren elkarre plutonikotik (batolito) aztertutena da, plutoi honetan tesi doktoral ezberdinak burutu direlarik (Bellido, 1979; Lozano, 2003; González-Laguna, 2005). Honez gain, harrobi gisa ustiatzen da Madrilgo komunitatean eta granito honen balio industrial oso garrantzitsua da.



1. Irudia: La Cabrerako konplexu plutonikoaren kokapen geografikoa. Honen inguruan baita aztertutako zonalde ugari ageri dira (IGME-tik hartua).

La Cabrera plutoia Sistema Zentraleko mazizoaren ekialdean aldean kokatzen da. Garau larriko granito biotitiko eta garau fin-ertaineko leukogranitoz dago osatuta (2.irudia).



2.Irudia: La Cabrera granitoen konposizio modalak QAPF diagraman (A: leukogranitoak eta B: monzogranitoak).

Granito hauxe inruiitzen duen ortogneissek eta material metasedimentarioek Aurrekanbriar eta Ordoviziar berantiar tarteko adina dute. Arroka ostalariaren eta La Cabrera mazizoaren arteko kontaktuak intrusiboak eta disarmonikoak dira; modu honetan, arroka ostalaria, eskisto eta gneisak, xenolito angelutsuak ageri dira granitoaren zenbait azaleramendutan, baita intrusiozko bretxak ere.

Kontaktutik gertu, hozketa azkarra jasan duen granitozko faziea ageri da (arroka ostalariaren eta magmaren arteko kontraste termikoa dela eta). Arroka ostalariak oso deformaturik daude, orogenia Hertziniarrean garatutako prozesu tektometamorfikoek eraginda. Deformazio hauxe agerian gelditzen da mendebaldeko migmatita hedatuen presentziaz. Kontaktuak orogenia Hertziniarreko bigarren faseko foliazioa eta laugarren faseko mikrotolesturak moztzen ditu, baita arroka ostalari metamorfikoko egitura migmatitikoak ere. Aipatutako egitura eta ezaugarriek ondorioztatzen dute granitoaren lekutzea eremuko prozesu tektoniko eta metamorfikoen ostekoa dela.

Granitoan ez dira kutsatze-prozesu garrantzitsurik behatu, agian arroka ostalarien tenperatura hain baxuek magmaren asimilazio ahalmena txikitzea eragiten dutelako. La Cabrera-ko plutoian ez da deformazio prozesuen ebidentziarik ebidentziarik behatu, soilik schlieren egiturak eta bandeatu magmatikoak; egitura hauek oso garatuak daude, batez ere, monzogranito eta leukogranitoaren arteko kontaktuan eta pegmatita ugariko zonaldean.

Arroka ostalariak ez zuen egitura aldaketarik somatu granitoa lekutu zenean. Granitoa lekutu zenean ukitze-metamorfismoko aurora sortu zen. Hori dela eta, andaluzita, sillimanita, herzinita, korindoi eta feldespatu potasikoz osatutako paragenesi berria sortu zen aurretik zeuden mineraletan gainezarria.

Zenbait orekatan ikertutako P-T baldintzak 1.5kbar eta 675-750°C-koak dira, granitoideentzako estimatutako baldintza geobarometrikoak kontuan hartuz.

La Cabrera plutoiko fazie nagusiak pikor ertain-lodiko montzogranito eta granito biotitiko osaturik daude, porfidoen zenbait bariatetarekin ageri direnak. Fazie nagusi hauekin erlazionaturik pikor finetik larrirako leukogranito biotitiko ondo garatuak aurki ditzazkegu; hauek masa apikal handiak, apofisi eta dikeak eratuz azaleratzen dira. Plutoiaren zona marginaletan ohikoa da aurkitzea ertz-hoztuak dituen pikor fineko montzogranitoa. Ertzeko eta erdiko fazieen arteko kontaktua graduala da (3.irudia).



3. Irudia: La Cabrerako konplexu plutonikoaren mapa geologikoa non unitate granitiko intrusibo ezberdinak agertzen diren eta baita plutoia intruitzen ditueneko arroka motak (Bellido, 1979tik hartua).

La Cabrera-ko plutoiaren fazieen mineralogia nagusia kuartzoak, feldespato potasikoak eta plagioklasak osatzen dute. Biotita urria da oso eboluzionaturik dauden leukogranito eta granitoetan. Zona marginal eta zentrolean posiblea da apatittoa, zirkoia, opakoak, anfibola (Mg-hornblenda) eta allanita aurkitzea mineral osagarritzat; klinopiroxenoa (diopsidoa) ere egon daiteke baina arraroa da bertan izatea. Aldaera eboluzionatuenetan ageri diren mineralogia osagarriak apatittoa, zirkoia, granatea, kordierita dira eta, sarritan, moskovita ikus daiteke. Azken haxe, askotan post-magmatikoa da, sekundarioa. Leukogranito oso eboluzionatu ugari ageri dira, lurrunkorretan aberatsa den magma hondarraren akumulazioaren ondorioz sortuak direnak.

Sarritan, masa pegmatitikoak beha daitezke, batez ere, granito eboluzionatuetan; kristalizazio prozesuan zehar hondar magmatikoa jariakinetan aberastu zen progresiboki. Mazizoaren azalean somatzen den higadura agerian uzten ditu fazie apikal ugari eta arroka ostalariaen roof pendants-ak ageri dira intrusioaren gainean. Leukogranitozko zenbait masatan hutsune miarolitiko ugari garatu ziren. Honek esan nahi du, jariakinen presioa eta presio litostatikoa orekatu zirela eta magmak boiling mailara heldu zela, hau da, lurrunkorren exsoluzioa eman zela, besikulak eratuz. Leukogranito peraluminosoetan ez dago muskobita primarioarik. Aipatutako ezaugarriak kontuan hartuta esan dezakegu La Cabrerako plutoia sakonera txikitan lekutu zela. Magma leukogranitikoa plutoiaren gaineko partera segregatua izan zitekeen presio-iragazketa mekanismoaren bidez. Zenbait pegmatitetan kaltzita ageri da, beraz, hondar-jariakinetan CO₂ kantitate dexente zegoen. Kontaktu gradazionalak adierazten dute gorputz montzogranitikoaren jokaera-erreologikoa plastikoa zela.

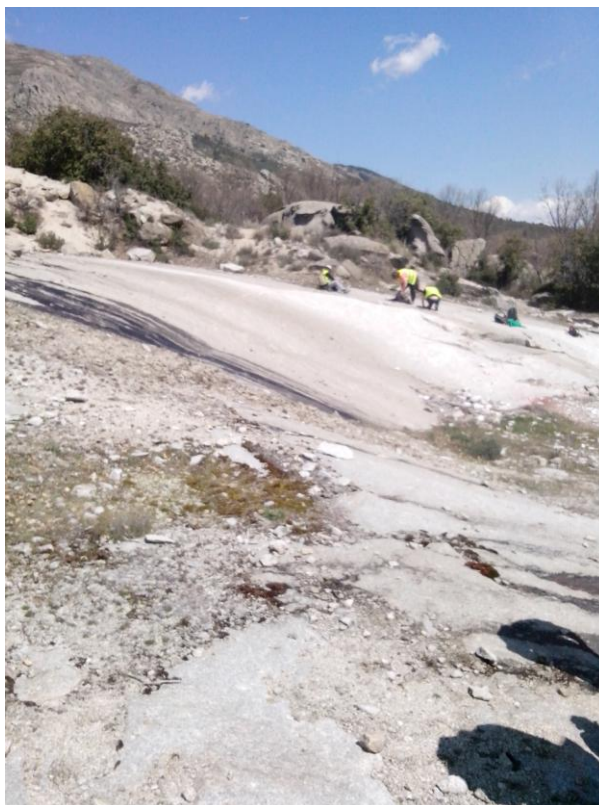
Plutoia lurrazaleko zonalde azpiasetuan lekutua izan zeinke prozesu antektikoen bidez. Protolitoek material pelitiko eta graubakikoak dira. Datu isotopikoak aztertuta, Sr-aren balioa 0.7113-koa da eta Rb/Sr isokronak adierazten dute arroka adina 279 [±] 1Ma-koa da. Adina Viallette et al. (1981)-en interpretaziotik eskuratua izan da eta plutoiaren fazie ezberdinen arteko erlazioak kontuan hartzen dira. Datuek baieztatzen dute fazie granitiko guztien eboluzioa sistema itxian izan zela.

Fazie nagusiak

Jarraian La Cabrerako plutoian azaleratzen diren fazie nagusiak deskribatzen dira.

Montzogranittoa

Valdemanco harrobian (4.irudia) aztertutako faziea da eta egitura masiboa aurkezten du orokorrean, nahiz eta zona batzuetan fabrika planarra izan. Ehundura holokristalino, faneritiko, ekigranularretik heterogranularrera, pikor ertainekoa eta hipidiomorfikoa du. Hots, ehundura granitiko tipikoa. Hala ere, montzogranito tipikoetan plagioklasa eta biotita kristalak nahiko euhedralak dira. Plagioklasen zonazio oszilakorra oso markatua dago eta biotitek agregatu polikristalino txikiz osaturik egon ohi dira. Leku batzuetan ehundura porfidikoa garatzen da, feldespatozko fenokristalak 1-2cm tamaina izanik eta arrosa apal kolorekoak dira. Harrobiaren goiko zonaldea alteraturik dago (meteorizazioa) eta planarra da. Ehundura granitikoa erakusten dute ere.



4. Irudia: Valdemanco harrobian aztertutako azaleramendua.

Enklabeak kolore ilunekoak dira eta sakabanatuta ageri dira harrobian zehar. Enklabe mikrogranularrak mineral mafikoez osatuta daude, tonalita biotitiko konposiziodunak, eta harremana dute granitoarekin (5.irudia). Enklabeek koroak dituzte, mineral mafiko batzuekin. Enklaberik handiena (50 cm inguruko diametro) granito zatiak ditu barnean eta honez gain, fenokristalak. Beste magma bat asimilatu du, enklabe hauek magma granitikoan sartu direlarik egoera erdi-likidoan, mugak ez direlako angelutsuak. Beraz, magmen nahaezintasuna gertatu da. Mafikoa granittoa baino beroagoa da eta enklabeen ertzean pikor tamaina txikiagoa da. Difusio mekanikoaz gain, difusio kimikoa eman da.

Bestalde, enklabe elongatuak daude ere (5.irudia). Foliazioa dute, banda zuriek definitzen dituztelarik eta metasedentarioak dira. Arroka metamorfikoen zatiak dira, magmaren igoeran askatu direnak, hau da, enklabe hauek xenolitoak dira eta arbela dirudite pikor tamainagatik. Ukitze metamorfismo handia jasan dute.



5. Irudia: Irudiaren ezkerrean, enklabe mikrogranularrak, forma borobilak garatzen dituztelarik. Irudiaren eskuinean, enklabe elongatu metasedentarioak.

Mineral nagusiak kuartzoa, plagioklasa, feldespato potasiko pertitikoak eta biotita dira. Osagarriak, aldiz, apatito, zirkoia, opakoak, allanita, esfena eta anfibolak dira. Biotita erlartiboki subaluminotsua da Alt-Mg diagrama kalkoalkalinoaren arabera (Nachit et. al, 1985). Kuartzoa heterometrikoa da baina sarritan pikor subesferiko edo ekidimentsionalak garatzen dituzte temperatura altuen eraginez. Biotita kloritara aldatuta dago. Mikroskopioz behatuta, ehundura poikilitikoa ikusten zaio. Kuartzoa xenomorfoa da, feldespato potasikoak pertitak ditu eta plagioklasak makla polisintetikoak.

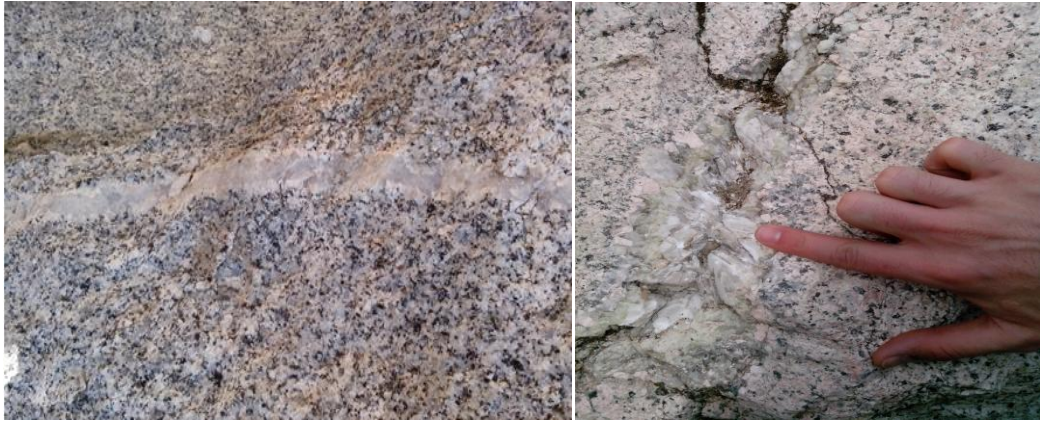
Biotita banda kontzentrikoak bisualki ongi bereizten dira eta Schlieren egitura fluidalak garatu dituzte (6.irudia). Honek adierazten digu magmen arteko mugimenduak egon direla.



6. Irudia: Schlieren egitura fluidalak.

Enklabeak bereganatzeaz gain, montzogranito hauek pegmatitak barneratzen dituzte. Hauek kuartzo eta plagioklaszko zain moduan agertzen dira, zainak ehundura pegmatitikoak duelarik. Pegmatitak oso azidoak dira eta ura elementu bateraezinekin batzen da. Zainak meheak eta jarraiak dira, 2cm tamaina dutelarik. Pegmatita hauek zonatuta ageri dira, kanpoan plagioklasa eta barnean kuartzoa dutelarik (7.irudia). Arroka ostalariarekin (granito) hoztu egin direnez, sinplutoniko deritze hauei.

Pegmatita hauetan askotan, hutsune miarolitikoak (7.irudia) garatzen dira.



7.irudia: Ezkerrean, pegmatitazko zain zonatua eta eskuinean pegmatitetan garatzen diren hutsune miarolitikoak.

Azkenik, fazie honetan aplitak (8.irudia) agertzen dira. Ehundura sakaroideo tipikoa aurkezten dute eta pikor tamaina 1mm ingurukoa da.



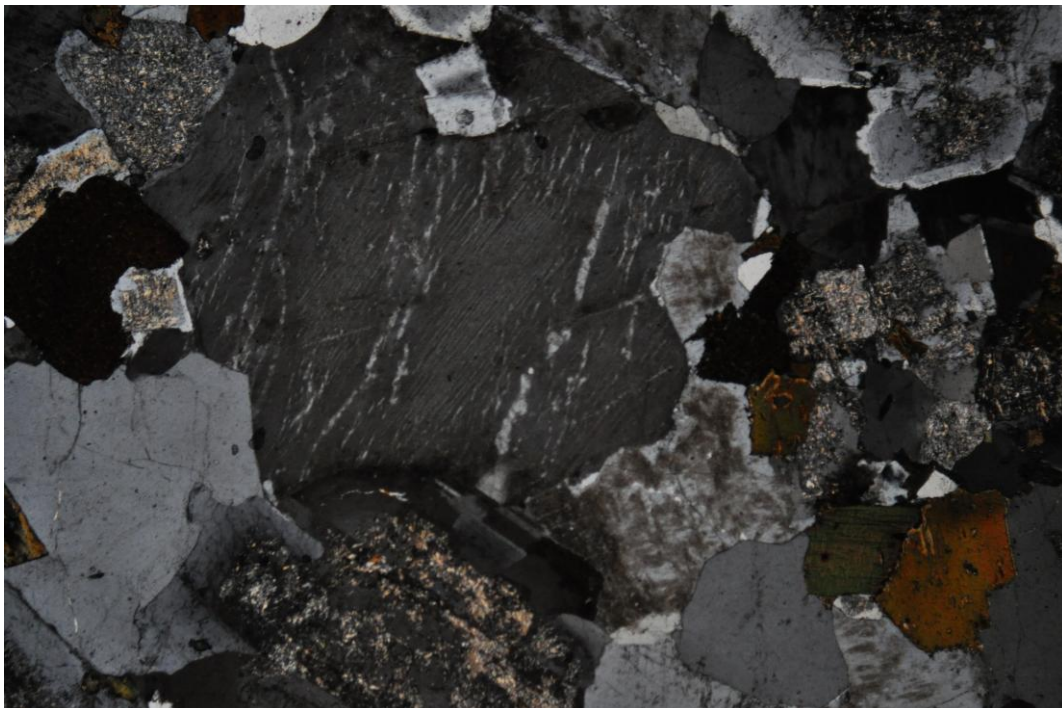
9.irudia: Aplitak, ehundura sakaroideo tipikoarekin.

Harrobi honen montzogranittoa mikroskopioz aztertu da, moda lortzeko asmoz. Mineralogia, arestian aipatutakoa da, biotita, kuartzo, feldespato potasikoa eta plagioklasa dutelarik. Ehundura granitiko tipikoa erakusten du montzogranito honek, pertitak garatuta izanik (10.irudia).

Lorturiko moda honakoa da:

- Biotita %20
- Kuartzoa %25
- Plagioklasa %30
- Feldespato potasikoa %25

Plagioklasa ratioa kalkulatzuz:
% 63.6



10. Irudia: La Cabrerako montzogranitooaren itxura mikroskopioan (XPL, 4x).

Porfido erriolitikoa

Egitura masiboa du eta fabrika isotropoa. Mineralogia nagusia, kuartzoa, feldespatu potasikoa, plagioklasa eta biotita dira. Mineral osagarriak opakoak, piroxenoak eta anfibolak. Epidota ere ageri da mineral sekundario modura.

Feldespatu potasikoz osaturiko fenokristal subidiomorfo tabularrak (0.5-5cm) aurkezten dituzte kuartzoz inguratuak, matrize porfidikoan murgildurik (11.irudia); ehundura afanitiko porfidikoa erakusten du. Fenokristal txikiagoak ageri dira masa mikrografiko-granofidiko eta beiratsuan. Plagioklasazko fenokristalak idiomorfoak dira eta (<1cm)-ko tamaina dute. Biotitazko fenokristalak idiomorfoak dira eta (<5cm)-ko tamaina dute. Serizitara aldatuta daude. Biotita kloritara aldaturik dago. Fenokristal hauek, sarritan fluxuzko-foliazioa aurkezten dute. Ertzetan pikor finagoa da orokorrean.



11. Irudia: Ezkerrean, porfidoan aurki daitezkeen fenokristalak eta eskuinean porfido-granito kontaktua.

Konposizio erriolitikoa duen arroka azpibolkaniko honek forma tabularra du eta plutoia eta arroka ostalariak moztu ditu. Dikea da, kontaktua bapatekoa delako eta egitura moztu duelako. Forma tabularra du baita eta Qz kristal oso garatuak ditu arestian esan bezala. 16-20 metroko lodiera du eta dike konplexua da, zizaila zonak egonik. Dikeak granitoaren enklabeak barneratu ditu. Hots, dike gazteagoa zen eta jatorrian granito hori bazegoen.

Granito eta dikearen arteko muga (11.irudia) garbi ikusten da eta horren norabidea N000E, 82E da.

Leukogranitoa

Garau tamaina finetik ertainera doa eta erliebe positiboa erakusten du. Kolore argikoa da, izaera azidoa adieraziz. Mineralogia nagusia, kuartzoa, plagioklasa, feldespato potasiko pertitiko da eta osagarri gisa, biotita, moskovita eta granatea ageri dira. Plagioklasa eta biotita subhedralak dira eta gainerakoak nahiko anahedralak. Feldespato potasikoan kuartzoko inklusioak ageri dira, beraz, azken hauek zaharragoak dira. Plagioklasek zonazio konplexua erakusten dute, nukleo eta ertzetako konposizio kimikoa ezberdina delako.

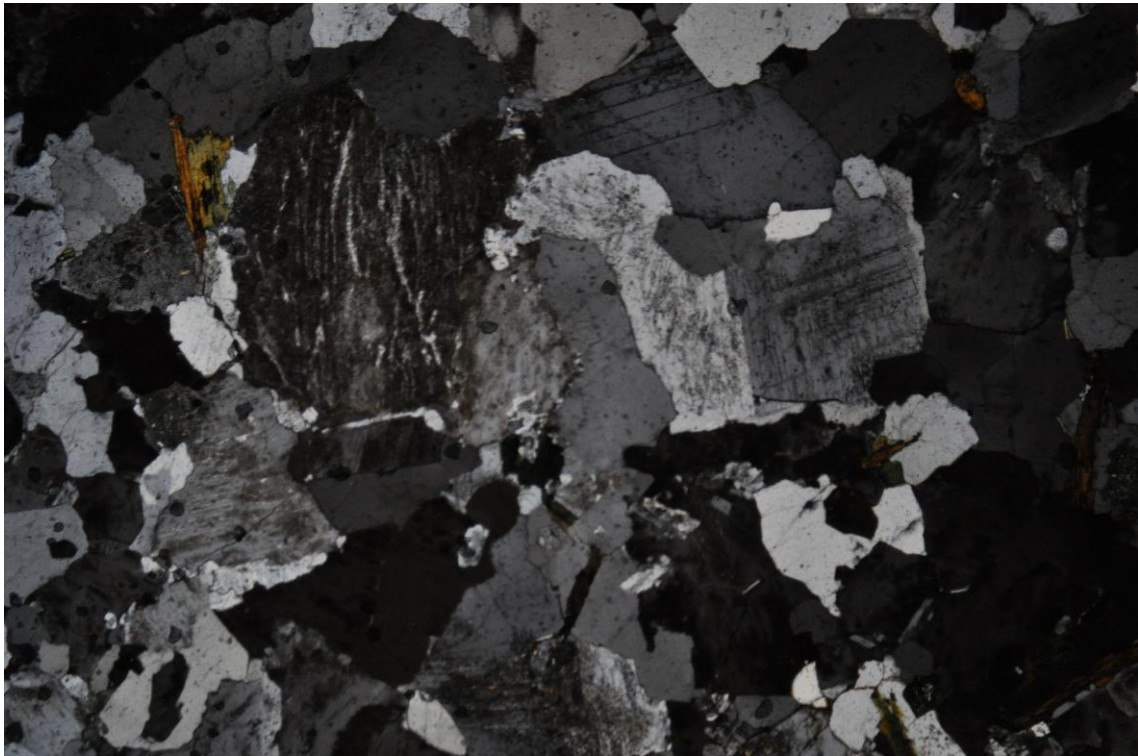
Kordieritazko noduluak (12.irudia) modu heterogeneoan pilaturik ageri dira eta sakabanaturik daude, inolako distribuzio logikorik jarraitu gabe. Kolore gris-berdetsua dute, baina alteraturik daudenean marroixkagoak bilakatzen dira. Forma esferiko zein elipsoidalak aurkezten dute eta tamaina 2.5 eta 10 cm artekoa da. Noduluaren inguruan feldespato potasikoaren aureola leukokratikoa somatzen da, biotitan txirotua. Pikor tamaina, finetik ertainera doa eta noduluak kuartzoz, plagioklasaz (albitikoa) eta kordieritaz osaturik daude. Kuartzo eta plagioklasa subhedralak dira eta kordierita anahedral interstiziala. Zenbait kasutan, kordieritak noduluaren bolumenaren %30-40 osatzen du.



12. Irudia: Kordieritazko noduluak leukogranitoan.

Feldespato potasikoa eta plagioklasa serizitara alteraturik daude. Feldespato potasikoa pertitak erakusten ditu eta plagioklasek makla polisintetikoak. Biotita kloritara aldatuta dago eta moskovita apur bat azaltzen da. Biotita feldespato potasikoaren barnean ageri da, beraz, zaharragoa da. Arroka heterogranularra, kuartzoko kristal handiez (8mm arte) eta biotita agregatuz osaturik matrize leukokratikoan. Enklabeak oso urriak dira eta cm batzuetako tamaina duten biotita mikrogranularrei dagozkie. Bestalde, montzogranitoaren enklabe gutxi batzuk ere aurki ditzakeguz.

Leukogranittoa mikroskopioz aztertu da, bere moda lortzeko asmoz. Ehundura granitiko tipikoa eta baita ere pertitak (13.irudia).



13. Irudia: La Cabrerako leukogranitoaren itxura mikroskopioan (XPL, 4x).

Bere moda honakoa da:

- Biotita %5
- Kuartzoa %35
- Feldespato potasikoa %40
- Plagioklasa %20



Plagioklasa ratioa kalkulatzuz:
%66.7

Fazie ezberdinen arteko harremanak: Bustarviejo

Ibilbide honen bidez fazie ezberdinen arteko harremanak behatu dira.

Bustarviejo herria La Cabrerako konplexu plutonikoaren hego mendebaldeak kokatzen da. Ibilbide honetan (NW-SE norabidean egindakoa) zehar lau fazie ezberdintzen dira; montzogranito biotitikoa, porfido erriolitikoa, aplitak eta leukogranitoak. Egindako kalkuluen arabera estimatzen da 500 metrotako ibilbidea dela.

Hasierako geldiunea Bustarviejoko tren geltokiaren ondoan dago. Han montzogranito faziea aurkitzen da eta hauen artean porfidozko dike multzo ezberdinak eta aplitazko dikeak daude. Dike hauen lodiera zonaren arabera aldakorra da, leku batzuetan 1-2 metro ingurukoa izanik eta beste batzuetan 15 metro ingurukoa izanik.



14. Irudia: Bustarviejon aurkitzen den porfido erriolitikoaren dikea.

Ondoren zubiaren alboan, leukogranitoak azaleratzen dira. Aurrerago leukogranitoen eta montzogranitoen arteko kontaktua bihurgunetsua eta irregularra da, leukogranitoa montzogranitoan sartzen delarik (15.irudia). Hortaz, leukogranitoa gazteagoa dela ondorioztatzen da jatorrian montzogranitoa zegoelarik. Leukogranitoen tarte batzuetan, arestian aipaturiko kordieritazko noduluak aurkitzen dira.



15. Irudia: Leukogranitoa montzogranitoan sartzen.

Azkenik, metroa askotako potentzia daukan porfido erriolitikoaz osatutako dike bat aurki daiteke, non dike honetako bi mugak eta kontaktuak zuzenak diren. Gainera, badirudi muga hauen orientazioa eta hasiera batean neurtutako kontaktuen orientazioak bat datozela. Beraz, esan daiteke, leukogranito eta montzogranitoak ebakitzen dituen dike berean aurkitzen garela dikearen norabidea N-S delarik.

Ostalaria eta ostalariarekiko harremanak

Atal honetako helburuak granitoideak inguruko deformazio nagusiarekiko duen harreman tenporala (aurre-sin-post) eta intrusio mota zehaztea dira.

La Cabrera plutoiaren arroka ostalaria deformaturiko granitoetatik eratutako arroka metamorfikoek osatzen dute, zaharragoa den ziklo magmatiko batetik eratu zirenak eta Orogenia Cadomiarrari lotuta daudenak agian. Bere adina 480-460 milioi urtekoa da (Behe Ordoviciarra, Paleozoikoa) eta hauen ondorengo kristalizazioa pasa ondoren, arroka hauek deformatuak eta metamorfizatuak izan ziren Orogenia Hertziniarrean (350-320 milioi urte). Deformazio horren bidez landan aztertutako ortogneiss glandularrak (Augen gneissak) eratu egin ziren.



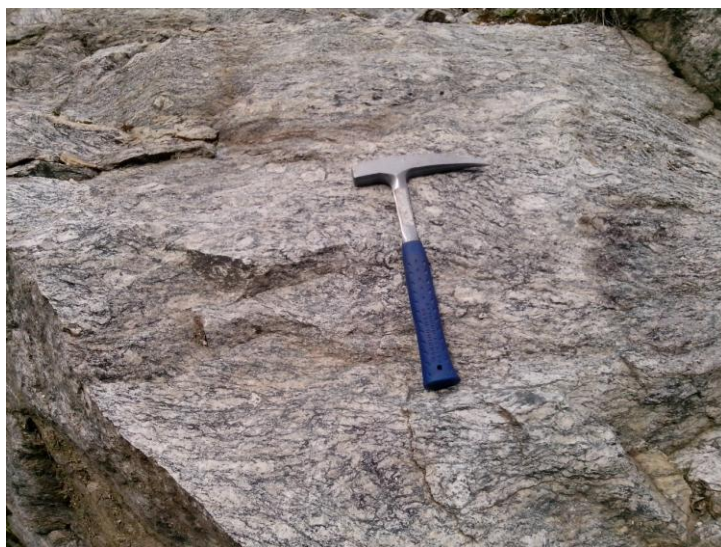
Metagranito (gneiss) hauetan enklabe ugari aurkitu daitezke, izaera xenolitikoa dutenak. Hau dela eta, S motako granito taldeei asoziatuta daude, granito horietan nahiko arruntak direlarik.

Kuartzo, feldespato potasikoa, mikak eta plagioklasak dituzte nagusiki gneiss hauek. Feldespatozko megakristal ugari biratuta agertzen dira eta biraketa horren ondorioz, presio itzalak garatu dituzte.

Honez gain, arroka fabrikak S-C motako bandak garatuta ditu. Hortaz, arroka hauetan eragina izan duten indarrak estentsionalak izan zirela ondoriozta daiteke.

16. Irudia: Ortogneiss glandularrak.

Ortogneiss glandular batzuetan migmatizazio prozesuak ikus daitezke (17.Irudia).



17. Irudia: Migmatizazio prozesuak ortogneiss glandularretan.

Bibliografía

- Bellido, F., 1979. *Estudio petrológico y geoquímico del plutón granítico de La Cabrera*. Tesis doctoral, Universidad Complutense, Madrid, 331 pp.
- Bellido, F., Barrera, J.L., 1979. Nódulos cordieríticos en el plutón granítico de La Cabrera (Sistema Central Español). *Estudios Geológicos* 35, 279-284.
- Casquet, C., Montero, P., Galindo, C., Bea, F., Lozano, R., 2004. Geocronología $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ en cristal único de circón y Rb-Sr del plutón de La Cabrera (Sierra de Gudarrama). *Geogaceta* 35, 71-74.
- González del Tánago, J., Lozano, R., González del Tánago Chanrai, J., 2008. Plutón de La Cabrera, pegmatitas graníticas y alteraciones hidrotermales. *Bocamina* 21, 13-99.
- Lozano, R., 2003. *Petrología de los rellenos cálcicos hidrotermales de las cavidades miarolíticas del plutón de La Cabrera*. Tesis doctoral, Universidad Complutense, Madrid, 373 pp.
- Guía campamento multidisciplinar 2014.

SOMOSIERRA-AYLLÓN ETA
GUADARRAMA DOMEINU
METAMORFIKOEN AZTERKETA
GEOLOGIKOA

Sarrera

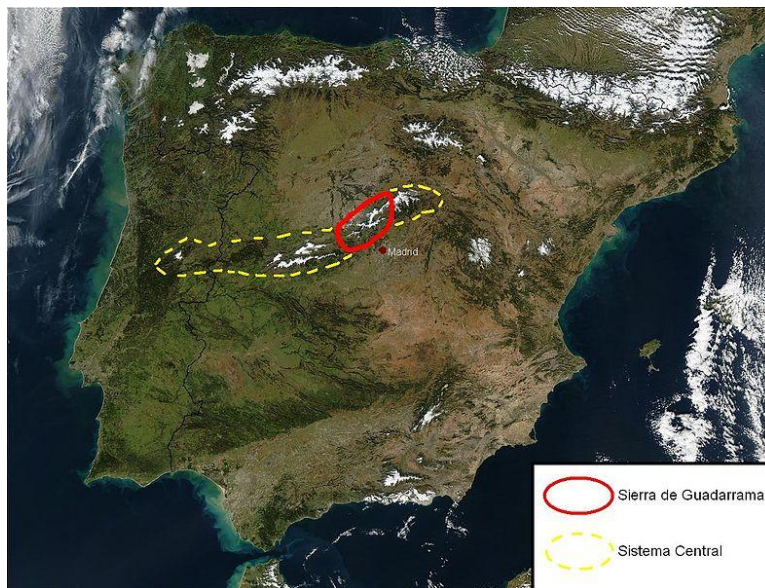
Lan honen helburua Somosierra-Ayllón eta Guadarrama domeinu metamorfikoen azterketa geologikoa da. Azterketa hori egiteko asmoz, zona hauen material metamorfikoak ezaugarritu dira eta baita material horien erlazioak.

Jasotako informazio guztiarekin metamorfismo eboluzioaren modelo bat eraiki da, tartean zona metamorfiko ezberdinen kartografia eginez. Horrekin eta jasotako datuekin, modelo horri azalpen geologiko bat eman zaio.

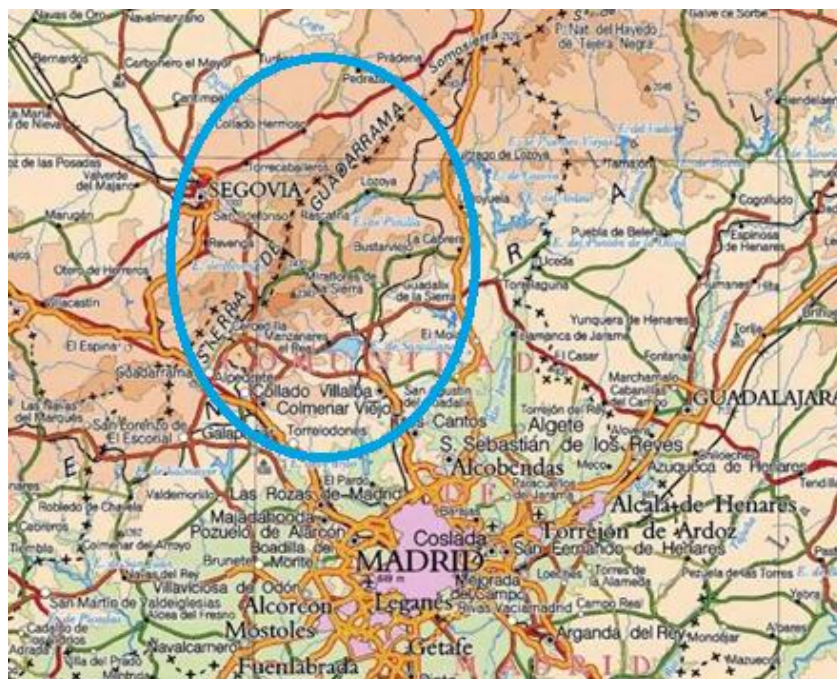
Kokapen geografikoa

Aztertutako material metamorfikoak Guadarramako mendilerroan aurkitzen dira.

Guadarramako mendilerroa Sistema Zentralaren ekialdean kokatzen da (1.irudia), Gredos eta Ayllón mendikateen artean. SW-NE norabidean zabaltzen da eta egindako kalkulu ezberdinen arabera 80 kilometroko luzera du, Peñalara (2428 metro) pikuak kokarik handiena izanik. Mendilerro honen hego ekialdean Madril kokatzen da eta ipar mendebaldean Segovia (2.irudia).



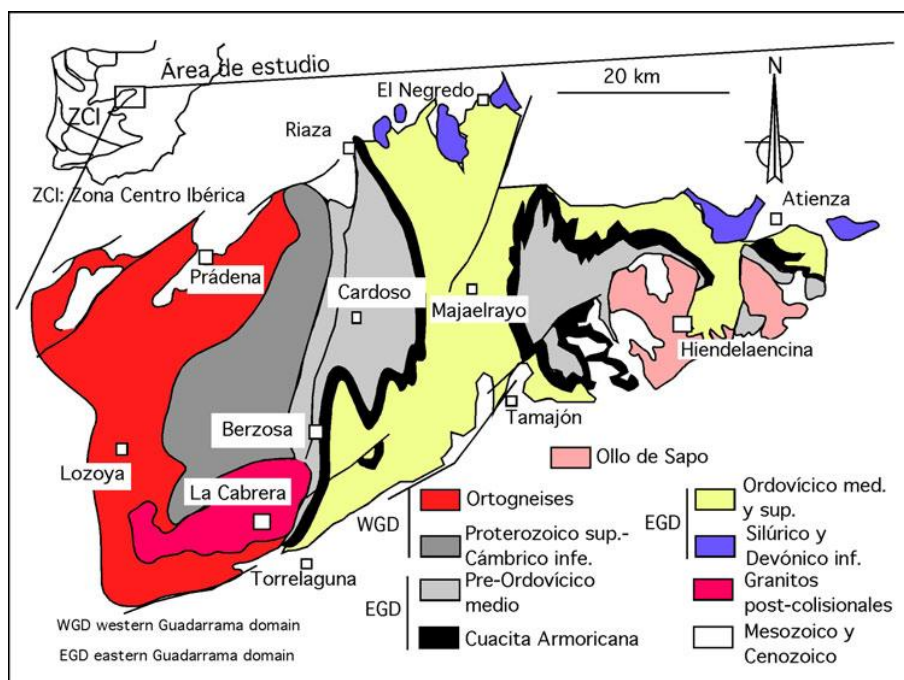
1. Irudia: Guadarrama mendilerroaren kokapen geografikoa satelitezko ikuspegitik.



2. Irudia: Guadarrama mendilerroaren kokapena, Segovia eta Madril hiriburuen artean.

Kokapen geologikoa

Ikerturiko zonaldea (3.irudia) Somosierra sektorean kokatzen da, Guadarramako mendilerroaren barnean. Zona hau, arestian esan bezala Sistema Zentralaren ekialdean kokatzen da.

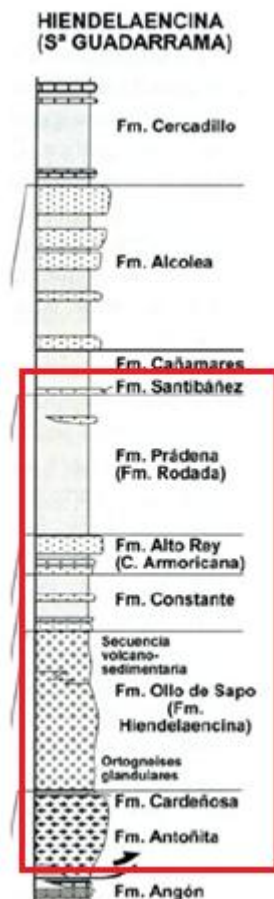


3. Irudia: Guadarrama mendilerroaren mapa geologikoa eta bere kokapena, Hertziar garaiko Iberiar mazizoa (Escuder et. al, 1998).

Guadarramako mendilerroa osatzen duten arroak orogenia Hertziar jasan zuten eta dituzten ezaugarri litologiko, estruktural eta metamorfismo graduaren arabera bi domeinutan banatzen dira: batetik, metamorfismo altuko Mendebaldeko domeinua eta bestetik, metamorfismo ertain-baxuko Ekialdeko domeinua. Bi domeinu hauek Berzosa-Riaza failaren bidez daude bananduta (3.irudia) eta esan beharra dago, Mendebaldeko domeinuan material granitikoak daudela baino Ekialdekoan ordea, ez direla agertzen. Ezaugarri honek eta mendilerroan dagoen zonazio metamorfikoak, metamorfismo Hertziar ikertzeko zonalde oso aproposa bihurtzen dute.

Somosierra-Ayllón domeinua (Guadarramako Ekialdeko domeinua, 3.irudia) Berzosa-Riaza failaren ekialdean kokatzen da. Zonalde honetan garai ezberdinetako materialak aurkitzen dira (Ordoviciarra, Siluriarra, Devoniarra) eta gradu baxuko metamorfismoa da ezaugarri bereizgarri nagusia.

Guadarramako domeinua (Guadarramako Mendebaldeko domeinua, 3.irudia) Berzosa-Riaza failaren mendebaldean kokatzen da. Zonalde hau pre-Ordoviciar garaiko materialek osatzen dute, gradu altuko metamorfismoa jasan dutenak. Migmatizazio prozesuak jasan dituzte eta Orogenia Hertziararen amaierako gorputz intrusiboen presentzia nabaria da, mendebaldeantx joan ahala handituz



Guadarramako ekialdeko domeinuan, metamorfismo barroviar tipikoa aurkitzen da. Hemen Ordoviziarreko sekuentzia siliziklastiko bat dago Aurrekanbriar berantiarreko eta Kanbriar goiztiarreko metasedimentu eta ortogneisen gainean diskordanteki kokatzen dena. Riaza eta El Cardosoko ortogneis mikro eta makroglandularrek 480 ± 2 milioi urte eta $468 \pm 18-8$ milioi urteko adina eman dute hurrenez hurren.

Guadarramako mendebaldeko domeinuan aldiz, presio baxuko eta tenperatura altuko gradu altuko metamorfismoa aurkitzen da, paragneiss pelitiko eta semipelitiko osatua dagoena eta kuartzita, marmol eta gneiss kalkosilikatatzue tartekatuta ageri da.

Bi zona hauek bi deformazio prozesu (D_1 eta D_2) jasan zituzten, aurreago deformazio fase hauek ezaugarritzen direlarik. Azkenik garatzen den makroegitura, mendebaldeak ekialdearekiko izan zuen altxaketa erlatiboaren emaitza da, eta egitura berantiarren gainjartzearena (D_3). Honek Berzosa-Riaza zizaila zona bertikalizatu eta partzialki tolesten du NNO-SSE norabideko eta uhin luzera kilometrikoa duen tolesak eratuz.

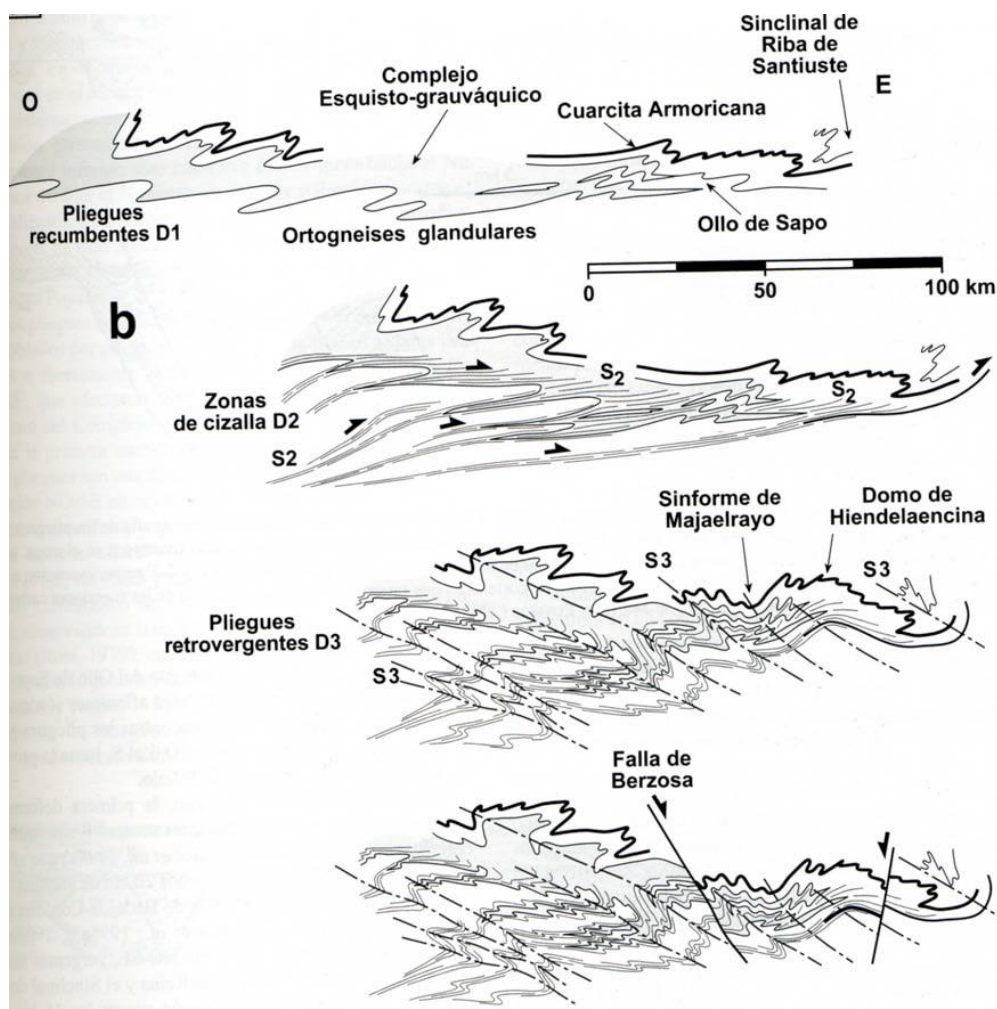
4. Irudia: Guadarramako zutabe estratigrafikoa. Gorriz, landan aztertutako unitate litoestratigrafikoak ageri dira .

Orogenia Hertziniarra prozesu tektoniko, metamorfiko eta igneoen erantzule nagusia da. Deformazioa eskistositate frontearen azpitik eman zen, egiturak harikorrak izanik. Egitura hauek ere tolesezt, lineazioez, boudinagez eta gehienbat, foliazioez eta eskistositatez daude osatuta.

Orogenia Hertziniarrerako hiru deformazio fase sinmetamorfiko nagusi definitu dira, ondoren tolestutako bi fase ahul eta frakturazio berantiarreko beste bi fase (5.irudia).

Berzosa-Riaza failaren ekialdeko zonaldean Prekanbriar eta Behe Paleozoikoko materialak daude, metamorfismo gradu baxu eta ertaina dutelarik. Material hauek duten egitura multzoa lehenengo eta hirugarren faseetan garatu da.

Failaren mendebaldean berriz, soilik Ordoviciar aurreko materialak agertu ohi dira, sillimanitaren isogradaren gaineko metamorfismoa dutenak. Lehenengo fasearen fabrika daukate garatuta material hauek, fabrika hori bigarren fasearen bidez alderantzitu dena eta hirugarren fasearen bidez gogorki tolestu dena.



5. Irudia: Guadarrama mendilerroan emandako deformazio Hertziniarraren eboluzioa. Zonaldean emandako deformazio faseak D hizkiaren bidez daude adierazita eta eskistositate planoak berriz, S hizkiaren bidez.

Lehenengo deformazio fasea (D1)

Fase honetan deformazio sarkor bat garatzen da, konpresiozkoa izan zena eta E eta NE-ranzko bergentzia duten toles asimetrikoekin erlazionatzen da. Guzti hau, kuartzita armonikarrari esker ongi ikus daiteke. Bestalde esfortzua zamalkadura moldakorrekin edota metamorfismo barroviarrean aurkitzen diren mineral elkartearen blastesiarekin erlazioa daiteke baita ere, esfortzu honetan lurrazalaren lodiera handitzeagatik gertatu zen, mineral metamorfikoak eratuz, M_1 ean. Konpresioarekin erlazionatzen den eskistositatea “slaty cleavage” ongi definitua da arbel eta eskistoetan, eta kuartzitetan eskistositatea ikus daiteke. Egituraren goiko aldean, eskisto berdeen faziean, sin-etik post D_1 arte, klorita, biotita, kloritoide eta granate lepidoblasto eta poikiloblastoak ematen dira. Beheko aldean berriez, anfiboliten faziean, granate, biotita, estaurolita eta biotita, estaurolita, zianita bezalako asoziazioak ematen dira eta hauek mendebaldeko gneisekin kontaktuan ageri dira. Bestalde, mendebaldeko M_1 mineral elkarteak desagertuak ageri dira D_2 -aren ondorioz, baina errelaktu gisa ageri dira beste mineralen inklusio moduan.

Bigarren deformazio fasea (D2)

Estentziozkoa izan zen eta eskala handiko zizaila zona moldakorra eratu zuen. Honen mugimenduaren ondorio dira, aurreko metamorfismo barroviarreko arroken gainean, presio baxuko eta tenperatura altuko metamorfismoan eratutako arroak aurkitzea. Esfortzu honen egitura esanguratsuen S_2 eskistositatea da. Bere norabidea NO-SE da, 70-85%ko okerdura ekialderantz erakusten duelarik maila altuenetan eta 35-60%ko okerdura maila baxuetan. Zizaila zonaren gaineko zatian, S_2 eskistositateak indarra galtzen du eta krenulazio eskistositate batean bihurtzen da.

Deformazio heterogeneo batez ezaugarritzen da, zentimetro-kilometro arteko lodiera duten zizaila bandak eta milonitizazio indartsua duten zonalde deformatuak emanik. Autore batzuen arabera (Capote et al., 1977) bigarren fase honek Berzosa failaren eraketa ekarri zuen. Lehenengo fasea (D1) eta bigarren fasea (D2) Goi Devoniar eta Behe Karboniferoaren artean garatzen dira.

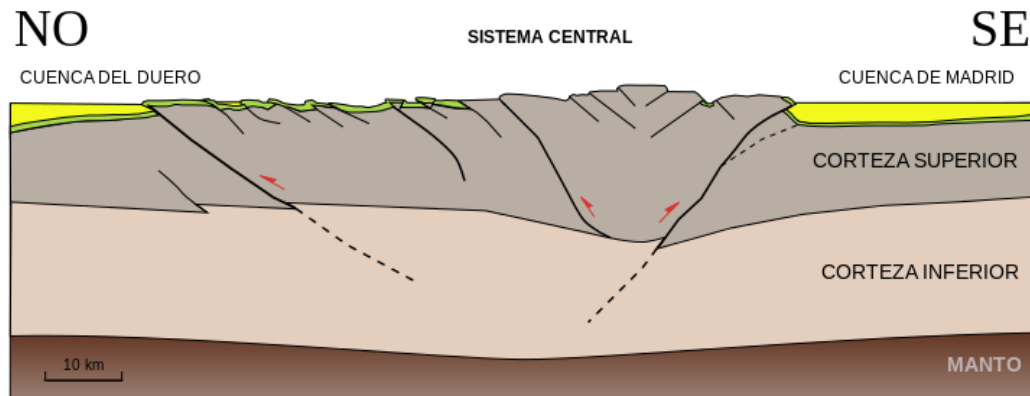
Hirugarren deformazio fasea (D3)

Kontrol litologiko oso zehatza du fase honek, soilik arbel eta kuartziten txandakapenei eragin ziolarik. Fase honetan zehar erreplegamentu eretrobergente orokorra eman zen eta inguruan modu ezberdinen eragin zuen, Berzosa-Riaza failaren mendebaldeko zonaldean intentsitate handiagoa izan zuelarik.

Prozesu honen bidez eratutako tolesak (*kink* edo *chevron* motatakoak) mendebaldeko bergentzia orokorra dute. Tolesak metrikoak dira orokorrean eta geometria aldakorrekoak, zapalduko tolesak nagusi izanik eta batzutan ia isoklinalak. Fase honek krenulaziozko eskistositatea ematen du eta kasu batzuetan eskistositate batzuk ematen ditu, aurretik garatuak zeuden eskistositateak ia ezabatzen dituenak.

Orogenia Alpetarrak soilik Sistema Zentralaren blokeak altxatu zituen Neogenoan, jarraian azaltzen den moduan. Tektonika konpresibo batek eragin zuen, Tertiarioan emandako Iberiar Plakaren deformazioaren ebidentziak zonalde honetan azaleratuz.

Tektonikaren ikuspuntutik, Sistema Zentralak bergentzia bikoitza erakusten du (Iparraldeko ertzean, NW eta N-rantz eta Hegoaldeko ertzean, SE eta S-rantz), *pop-up* egitura garatuz. Honez gain *pop-down* egiturak garatzen dira, kontrako bi zamalkaduren artean hondoratzen diren blokeak izanik. Egitura tektoniko hauek morfologia mailakatua eratzen dute Sistema Zentralaren ezaugarri bereizgarria dena (5.irudia).



6. Irudia: Sistema Zentralaren geologia orokorra, NW-SE norabidean. Fijatu sistema zentralaren azpiko lurrazalaren lodieran eta pop-up eta pop-down egituretan. Berde kolorez Goi Kretazeoko sedimentu itsastarrak ageri dira eta horiz, Zenozoikoko sedimentu kontinentalak (G. de Vicente, 2009).

Unitate litoestratigrafikoak

Arestian esan bezala, Berzosa-Riaza failak bi domeinu banatzen ditu eta domeinu bakoitzak ezaugarri litologiko eta metamorfiko propioak ditu. Domeinu hauetan azaleratzen diren unitate litoestratigrafiko nagusiak jarraian ezaugarrituko dira.

Guadarrama ekialdeko unitate litoestratigrafikoak

Antoñita Formazioa

Moskovitan aberatsak diren gneiss glandular zapalduak osatzen dute eta Ollo de Sapo Formazioaren azpian kokatzen da. Hots, zaharragoa da eta barne eremu kristalinoari dagokio. Pikor tamaina ertaina eta inekigranularra erakusten du eta bere mineralogia nagusia moskovita, biotita, kuartzo eta feldespatozkoa da. Jatorri igneoko gneissa izanik, ortogneiss moduan sailkatu daiteke eta formazio honetan Ollo de Sapo Formazioan ez bezala, feldespatozko begiak zapalduagoak daude.

Formazio honetan banda leukokratiko ugari daude, pikor tamaina finekoak direnak eta feldespatozko glandula gabekoak. Hauek aplitazko dikeak dira (7. Irudia), sarritan nahiko deformatuak daudenak.



7. Irudia: Aplitazko dike deformatua (fijatu banda zurian).

Cardeñosa Formazioa

Kuartzita feldespatikoez, eskistoez, marmolez eta silikato kaltzikodun arrokez osatuta dago. Formazio honen materialak plagioklasadun eta moskovita-biotitadun kuartzoeskistoak eta mikatsuak diren metakuartzitak dira. Eskistoez estaurolita, granatea eta distena mineralak dituzte. Formazio honek Antoñita Formazioa Ollo de Sapo Formaziotik banatzen du.

Ollo de Sapo Formazioa

Jatorri igneoko gneissak osatzen dute, ortogneissak alegia. Lugotik Guadalajararaino hedatzen den formazioa da, Hernández Sampelayok deskribaturikoa 1922. urtean eta Parga Pondal eta beste autoreen bidez honela izendatua 1964. urtean. Formazio honen ezaugarri bereizgarria kuartzo urdin kristal idiomorfoen presentzia da filosilikato eduki baxua eta feldespatu kopurua handiaz gain (8. Irudia). Feldespato alkalinozko glandulen edo megakristalen (duten itxura igneoagatik) presentzia formazio honen beste ezaugarri nabarmen bat da eta bisualki ongi bereizten dira kristal erraldoi hauek.

Formazio honek pikor aniztasuna erakusten du, pikor fin moduan eta pikor larri moduan agertzen delarik.



8. Irudia: Kuartzo urdin kristal idiomorfoak eta feldespatozko megakristalak pikor larriko Ollo de Sapo Formazioan.

Fazie nagusia ortogneiss glandularra da (9. Irudia). Feldespato alkalinozko fenokristalak (5-7cm) garatuta ditu eta zonalde batzuetan Carlsbad maklak aurkitzen dira. Maiz, feldespato potasiko fenokristalak plagioklasazko mantu batek inguratzen ditu. Plagioklasazko fenokristalak ere habito euhedralak erakusten dituzte, ondo garaturiko aurpegiak izanik. Kristal guztiak matrize fin batean daude kokatuta, matrizea birkristaldua izan delarik.



9. Irudia: Ortogneiss glandularra, feldespatozko megakristalekin.

Bestetik, formazio honetan zizaila kriterioak (10.Irudia) erabili daitezke baino kasu batzuetan soilik. Fiamme egiturak agertzen dira baita, ignimbriten metakinak esaterako. Ollo de Sapo Formazioaren protolitoa igneo-sedimentarioa da, Behe Ordoviziar garaikoa eta hau dela eta, Ollo de Sapo Formazioa konplexu bulkanosedimentariotzat hartzen da.



10. Irudia: Fd begiak garatzen Formazio honetan. Zizaila kriterioak (mugimendu destroa) ikus daitezke.

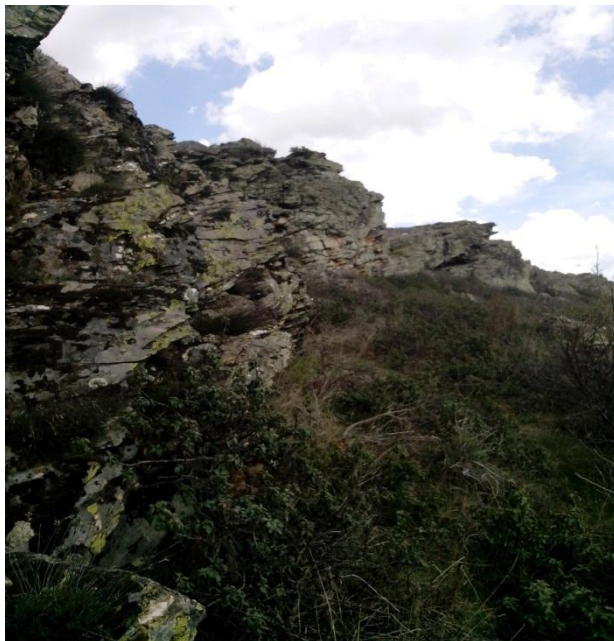
Riazako gneiss Formazioa

Arroka gneiss kuartzo-feldespatikoak dira eta feldespatu potasikoko megakristalak dituzte ezaugarri bereizgarri. Megakristal hauen presentzia aldakorra formazioan zehar eta biotita kantitate ertaina daukate. Leukogneiss laminatuen tartekatzeak eta mikroglandularrak diren gneissen tartekatzeak arruntak dira.

Foliazio sarkorra (S_2) erakusten dute batzuetan milonitikoa dena eta foliazio honek ia guztiz ezabatzen du aurreko foliazioa (S_1). Monazitetan atera diren U-Pb datuek erakutsi dute material hauek 490 milioi urteko adina daukate, hau da, Behe Ordoviciarra (Escuder et al., 1998). Beraz, Guadarramako ortogneissek jasandako ziklo magmatiko bera jasan dute gneiss hauek eta gneiss hauek sillimanitaren zonan aurkitzen dira.

Constante Formazioa

Formazio honen (11.Irudia) ezaugarri nagusia materialen txandakapena da. Hots, kuartzita-pelita (filita) txandakapenak. Formazio hau Hiendelaencina gneissen (glandular eta mikroglandular) gainean kokatzen da eta Alto Rey Formazioaren (kuartzita armorikana) azpitik.



11. Irudia: Constante/Bornova Formazioa.

Kuartzita-filita txandakapena 700-1000 metro ingurukoa da eta kuartzitazko geruza edo paketeak 10 zentimetro eta 5 metro arteko tamaina daukate. Txandakapen horrek S_0 plano definitzen du eta horien arteko toles multzoek S_1 plano (12.irudia). S_2 alde pelitikoetan garatzen da eta plano hau nabarmenena da, norabidea eta okerdura ematen duena (N070E, 35NW). Toles hauek lehenengo eta hirugarren deformaziozkoak dira; lehen faseko tolesak N-S norabidea dute eta ekialderanzko bergentzia eta hirugarren faseko tolesak berriz, mendebalderanzko *facing* bat aurkezten dute eta beraien gainazal axiala horizontala da.



12. Irudia: Constante/Bornova Formazioan garatzen diren plano ezberdinak.

Alto Rey Formazioa (Kuartzita Armorikarra)

Kuartzita pakete masiboez dago osatuta (13.irudia), kolore argikoak eta puruak direnak. Behe Ordoviziar (Arenig) garaikoak dira eta seriea 80-130 metro artekoa da, kuartziten artean maila pelitikoak eta hareatsuak tartekatzen direlarik. Kuartziten artean ere, oso arrunta da geruzapen gurutzatuak, geruzapen paraleloak, rippleak eta bioturbazioak aurkitzea. Hauek gehienbat maila pelitiko-hareatsuetan aurki daitezke non bertako bioturbazioek sakonera gutxiko ingurunea adierazten duten. Hegoalderantz formazio honen potentzia txikiagotzen doa, Montejo-Berzosa zonaldean hain zuzen.



13. Irudia: Kuartzita Armorikarra.

Rodada Formazioa

Kuartzita Armorikanaren gainetik kuartzita eta kloritoidedun eskitoen tartekatze batera pasatzen da. Formazio hau gradu metamorfiko ezberdinak garatuta ditu. Material hauek Oretaniar garaikoak dira eta Luarcako arbelen garaikideak dira.

Santibañez de Ayllon Formazioa

Oso gradu baxuko arbelaz dago osatuta, arbel hauek ia sedimentarioak direnak eta konpresio indar nabariak jasan ditu formazio honek, segida nahiko tolestuta egonik (14. Irudia). Hots, zonalde hau diagenesi-metamorfismo hasierako mugari dagokio. Zonalde honetan garai ezberdinetako materialak aurkitzen dira (Ordoviciarra, Siluriarra, Devoniarra) eta hauen gainetik diskordanteki, Triasikoko eta Kretazeoko materialak. Arkatz cleavage-a garatu dute arbelek, arkatx egitura hauek 5-15 cm inguruko tamaina izanik. Fragmentu hauek arroka sedimentarioek jasandako meteorizazioaren eraginez eratzen dira, prozesu horretan planoetatik apurtzen direlarik (Licker, 2002).

Burdin oxido (FeO) nodulu diagenetikoak aurki daitezke arbel hauetan baino ez dute inolako barne egiturarik aurkezten eta askotan *flexural slip* egiturak antzematen dira faila sistemetan. Plano ezberdinak antzematen dira formazio honetan; batetik, S_0 konposizio bandek definitzen dutena eta bestetik, S_1 . S_1 plano hauek batzutan S_0 -rekiko perpendikularki edo zirkularki ageri dira. Zonalde honek gradu baxua jasan duenez, ez dago bero nahikorik mineralak orientatu dadin eta hau dela eta, S_2 eskistositaterik ez da garatu material hauetan.



14. Irudia: Santibañez de Ayllon ingurunean aztertutako zonaldearen ikuspegi orokorra.

Guadarrama mendebaldeko unitate litoestratigrafikoak

Guadarramako mendebaldeko domeinuan kokatzen dira eta kuartzita feldespatikoz, gneiszez, marmolez eta silikato kaltzikodun arroketaz dago osatuta, jarraian fazie bakoitza ezaugarritzen delarik.

Pikor tamaina inekigranularra erakusten dute jatorri igneoko gneiss hauek. Biotita eduki baxua dute, kolore argikoak dira izenak dioten moduan eta egitura gneissikoa garatuta daukate. Kasu batzuetan banda horiek zeharo deformatuta agertzen dira, metamorfismoa dela eta. Ortogneissak nabarmenak dira eta hauetan migmatita estromatitikoak garatuta agertzen dira, leukosoma eta melanosoma bandak ikusten direlarik (15.irudia). Zizaila kriterioak aplikatu daitezke hauetan, deformazio mugimendua nolakoa izan den jakiteko, kasu honetan mugimendua senestroa izanik.



15. Irudia: Ortogneissak migmatita estromatitikoekin. Fijatu banden alternantzia, non leukosomak (argiak) eta melanosomak (ilunak) tartekatzen diren. Zizaila kriterioen arabera, mugimendu senestroa jasan du material honek.

Arroka metasedentarioak eta ortogneissak gradu altuko metamorfismoa jasan dute, ortogneiss hauetan sillimanita minerala aurkitu delarik eta arestian aipaturiko migmatizazio nabariak. Honez gain, mendebaldeko domeinu hau leukogranitoek eta pegmatitazko dikeek inrultu egin dute. Dike hauek 40-60 cm inguruko gorputz tabularrak dira (16.irudia) eta bere mineralogia kuartzo, feldespato, moskovita eta turmalina beltza da nagusiki. Turmalinazko kristalak nahiko garatuta ageri dira, forma tabularrak eta karratuak dituztelarik (17.irudia).



16. Irudia: Pegmatitazko dikea.



17. Irudia: Pegmatitazko dikeetan garatutako turmalina kristalak. Moskovita, kuartzo eta feldespazko mineralak ongi bereiztu daitezke ere.

Segidaren goiko partean, grossularia motako granate mineralak ikus daitezke, 4-5 cm forma borobilak osatuz (18.Irudia). Wollanstonita ere ageri da, honako deskarbonatazio erreakzio bidez eratu dena: $\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 \rightarrow \text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2$



18. Irudia: Granate mineralak (5cm tamaina).

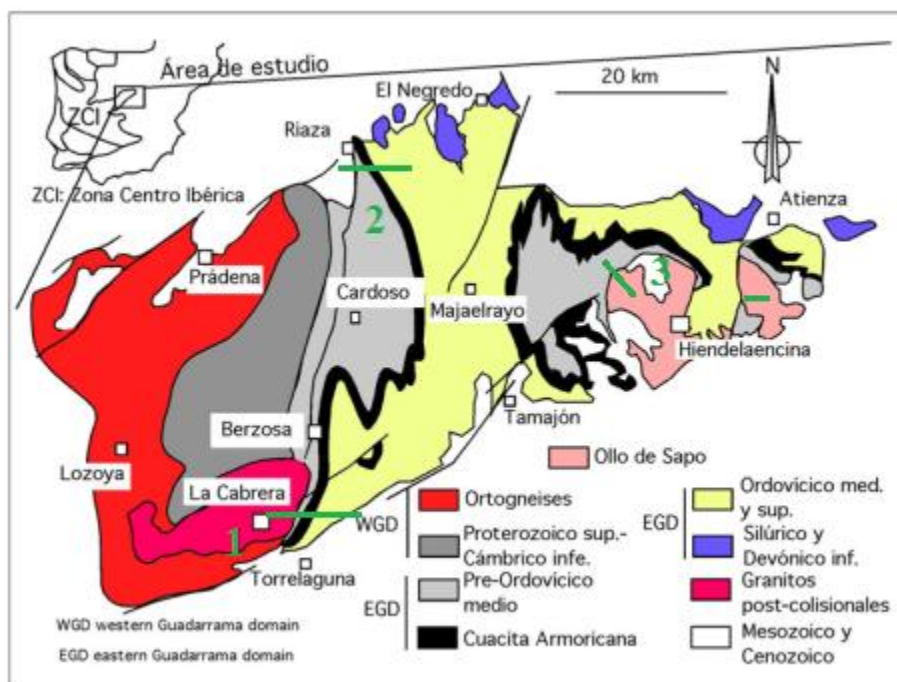
Wollanstonitaz gain, anfibolak eta arroka kalkosilikatatuak daude, skarn motakoak direnak. Arroka hauek ordea, ez dira plutoi batetik sortu skarn gehienak bezala baizik eta kareharrien ezpurutasunetik eratu dira, skarn hauen jatorria sedimentarioa izanik. Skarn honek metasomatismoa jasan du, geruzen artean fluido ezberdinen eragina emanik. Ondorioz, gneiss hau paragneissa da eta wollanstonita-kaltzita-anfibol-diopsido-granate gneiss moduan sailka daiteke.

Gradu altua zonaldean garatu dira arroka hauek, granuliten faziean alegia. Izan ere kuartzoa bukatzen da, kaltzitak erreakzionatu egiten du eta wollanstonita eratzen da. Eskapolitak eta anfibolak baita zonalde honetan agertzen diren mineralak dira.

Metamorfismoa

Atal honetan aztertutako zonalde ezberdinen metamorfismoa (19.irudia) ezaugarritu egingo da, zona bakoitzak dituen ezaugarri metamorfiko propioak azalduz.

- Tomillares (La Cabrera) sektoreko metamorfismoa (1)
- Berzosa-Riaza sektoreko metamorfismoa (2)
- Hiendelaencina sektoreko metamorfismoa (3)



19. Irudia: Aztertutako zonaldeen adierazpen geografikoa. (1): Tomillares-La Cabrera sektorea, (2): Berzosa-Riaza sektorea eta (3): Hiendelaencina sektorea. Berdez dauden geziek, egindako zehar ebakiak adierazten dituzte.

Tomillares-La Cabrera sektoreko metamorfismoa

Metamorfismo honen azterketa Tomillares urbanizazioan hasi zen eta handik ipar mendebalderantz. Jarraian, egindako ibilbide horretan zehar garatu egin zen metamorfismoa azalduko da, landako datuak eta mikroskopia petrografikotik lortutako datuak baliatuz.

Biotitaren zona

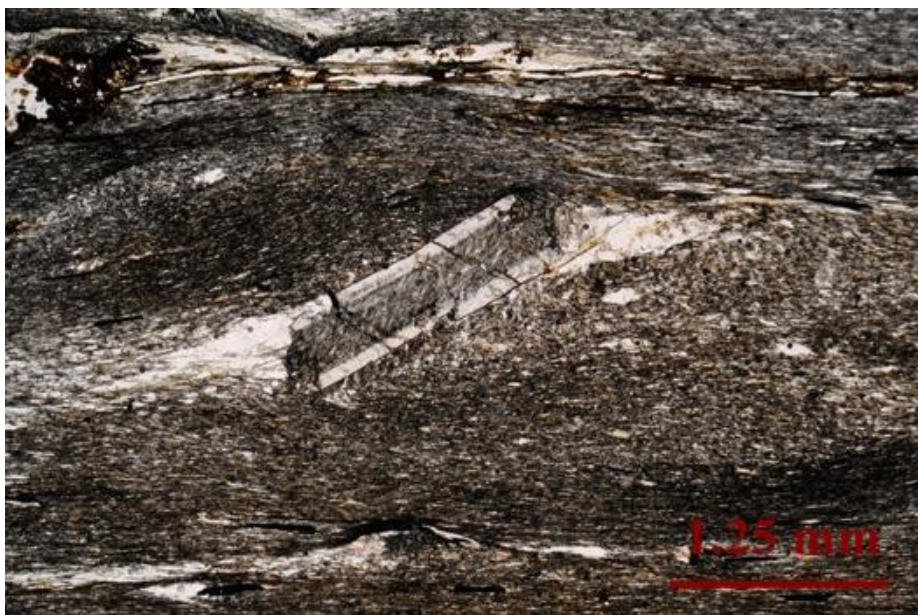
Hasierako tarteari dagokio, kloritoidea agertzen den arte. Zona honetan potentzia handiko pakete handiak garatuta daude, material pelitikoak kuartziten artean tartekatuta daudelarik. Hau da, zonalde hau Rodada Formazioaren barnean dugu.

Materialen txandakapen horrek jatorrizko S_0 plano definitzen du. S_1 ere ikus daiteke baino S_2 ez, zonalde honetan metamorfismo gradua ez delako hain indartsua izan. Kuartzita armorikarraren unitateak toles egitura asko ematen ditu eta erliebean oso ondo ikusten dira.

Kloritoidearen zona

Rodada Formazioaren barnean zonalde hau aurkitzen da, kloritoidearen agerpenak zona honen berri ematen duelarik. Material pelitikoak dira nagusi eta bere mineralogia, mikak, kuartzo, kloritoideak eta opakoak osatzen dute. Material hauek metamorfismo gradu baxua aurkezten dute eta material pelitikoak nagusi direnez, kloritoidearen presentzia errazten dute.

Kloritoideak ez dute eskistositatea jarraitzen (20.irudia) eta hau dela eta prezinematikoak dira. Opakoek, kuartzoek eta mitek ordea, eskistositate plano (S_1) definitzen dute eta sinzinematikoak dira. Honez gain, kuartzo mineralek presio itzalak garatzen dituzte. Zona hau eskisto berdeen faziearen erdian kokatu daiteke eta material hauen protolitoa lutita dugu.



20. Irudia: Kloritoidezko (Cld) porfidoblastoa filitan.

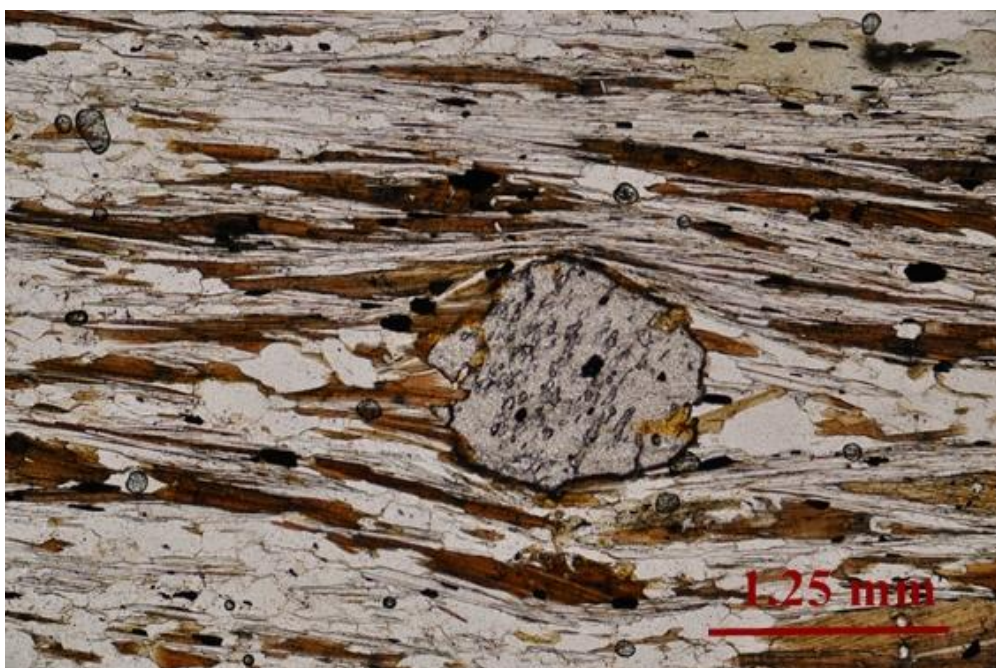
Kloritoidearen zonari dagokion blastesi-deformazio erlazioa honakoa da:

Mineralak	D1-M1		
	Pre	Sin	Post
Cld			
Qz			
Mikak			
Opakoak			

Granatearen zona

Kuartzita armorikarraren amaieran granate (in) isograda hasi egiten da. Hots, granate zona Constante Formazioan hasten da, arroak kuartzitak direlarik. Bisualki granate mineralak zentimetrikoak dira, gehienetan forma borobila dutelarik. Zona honen barnean tarte ezberdin asko garatuta daude non tarte batzuetan mikak nagusitzen diren eta beste tarte batzuetan kuartzo eta feldespatuak. Mikak pilatzen direneko zonetan lineazioa bikain ikus daiteke.

Mineralogia nagusia mikak, kuartzoak eta granateak osatzen dute. Mika eta kuartzo material txandakapenak jatorrizko S_0 geruzapena definitzen du eta S_1 planoak mikak eta opakoak. Aipatzekoa da granate porfidoblastoek dituzten inklusioek eskistositatea jarraitzen dutela (21.irudia) eta beraz, sinzinematikoak direla granateak. Granatezko porfidoblasto hauen inguruan presio itzalak eratzen dira eta kasu batzuetan opakoak ere eskistositatea jarraitzen dute baino ez beti.



21. Irudia: Granate sinzinematikoa.

Granatearen zonari dagokion blastesi-deformazio erlazioa honakoa da:

Mineralak	D1-M1		
	Pre	Sin	Post
Cld			
Qz			
Mikak			
Opakoak			

Estaurolitaren zona

Zona honetan kloritoidea desagertzen doa, estaurolita eta granateak emateko honako erreakzioaren bidez: $\text{Cld} \rightarrow \text{St} + \text{Grt}$. Isograda honetatik aurrerago, granito ezberdinen intrusioak aurkitzen dira ukitze metamorfismoaren seinale, Tomillares sektore honetan egindako zehar ebaki geologikoan agertzen den moduan.

Bertzosa-Riaza sektoreko metamorfismoa

Atal honetan zonalde metamorfikoak definitzen dira, Bertzosa-Riazako eboluzio metamorfikoa zehazteko asmoz.

Bertzosa-Riaza zizaila zonaldea, deformazio Hertziarrekoko bigarren deformazio fasearen (D2) bidez eratu zen. Deformazio honek Sistema Zentrala bi domeinu nagusitan banatu egin zuen (Guadarramako mendebaldeko domeinua eta ekialdeko domeinua), domeinu bakoitzak metamorfismo gradu eta litologia propioak dituztelarik arestian esan bezala.

Ekialdeko domeinua, Ollo de Sapo Formazioaren gaineko Ordoviciar garaiko diskordantzia batez dago ezaugarrituta Hiendelaencinako antiklinalaren alderantzizko alpean izan ezik, non bertan material infraordoviciarrak aurkitzen diren (Cardeñosa Formazioa) Ollo de Sapo Formazioaren gainetik (Gonzalez Lodeiro, 1980). Metamorfismoa gradiente ertainekoa da eta gradu ertain-baxua du.

Mendebaldeko domeinuan, Ollo de Sapo Formazioaren gainetik metasedimentarioa den serie lodi bat agertzen da (Buitrago Formazioa), adin infraordoviciarrekoa. Metamorfismoa gradu altura ailegatzen da eta bere gradienteak ekialdeko domeinuarenak baino altuagoak dira.

Kloritoidearen zona

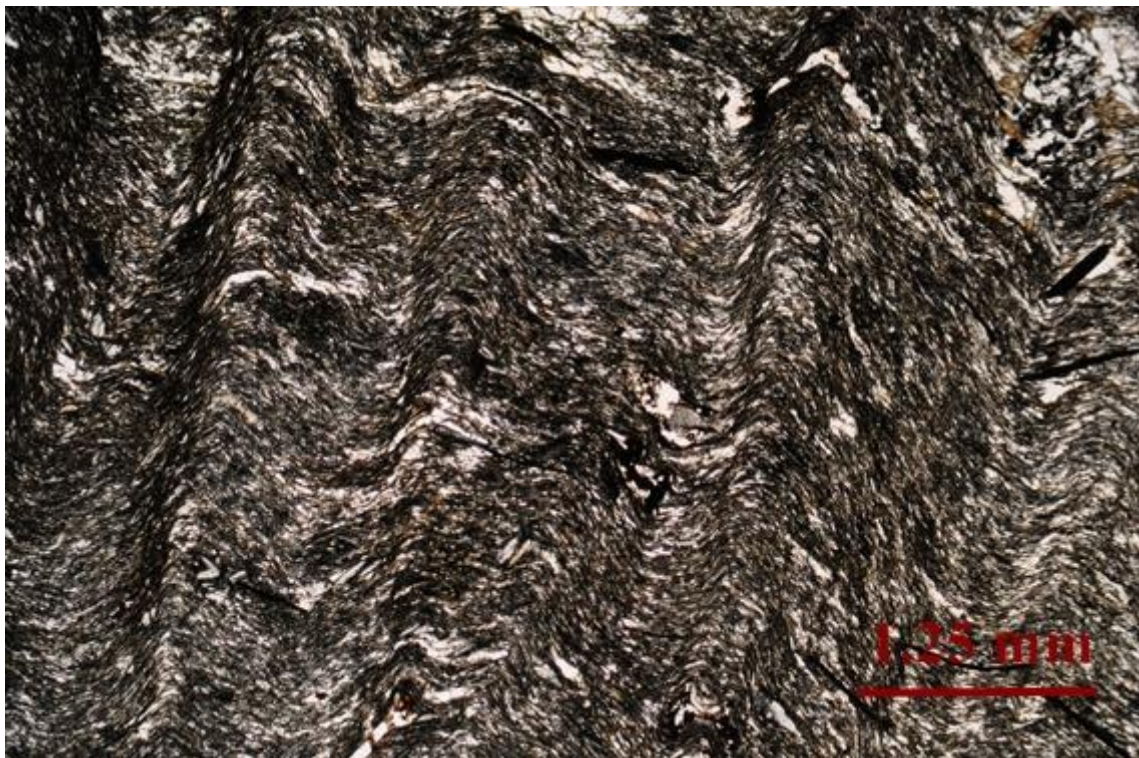
Zona honi dagozkion metasedimentuak ekialdeko domeinuan kokatzen dira. Material hauek Ordoviciar garaiko kuartzita, arbel eta filitak dira. Hots, Rodada, Alto Rey eta Constante Formazioak. Aztertutako filitetan foliazioa neur daiteke (N130E, 50NE) eta bisualki oso ondo ikusi egiten da S₂ krenulazioa.

Dagokion paragenesia honakoa da: kuartzo + moskovita + klorita + kloritoide ± biotita ± opakoak gehigarri gisa. Eskisto berdeen fazieari dagokio eta gradu baxuko arroketan aurkitzen da, arestian esan bezala.

Mikroskopia petrografikoan S₁ eta S₂ planoak bikain ikusten dira (22.irudia). Blastesi-deformazio erlazioak aztertu ahal izateko presio itzaletan fijatu behar gara, ea S₁-en norabide berdina duten ikusteko edo S₂-ren norabide berdina duten ikusteko. Kloritoide mineralak ongi bereizten dira mikroskopiaaren laguntzaz eta haien blastesi-deformazio erlazioa ondoriozta daiteke (23.irudia).

Kloritoidearen zonari dagokion blastesi-deformazio erlazioa honakoa da:

Mineralak	D1-M1			D2-M2		
	Pre	Sin	Post	Pre	Sin	Post
Cld						
Qz						
Mikak						
Opakoak						



22. Irudia: Filitan garatzen diren foliazio plano ezberdinak.



23. Irudia: Kloritoide porfidoblastoa.

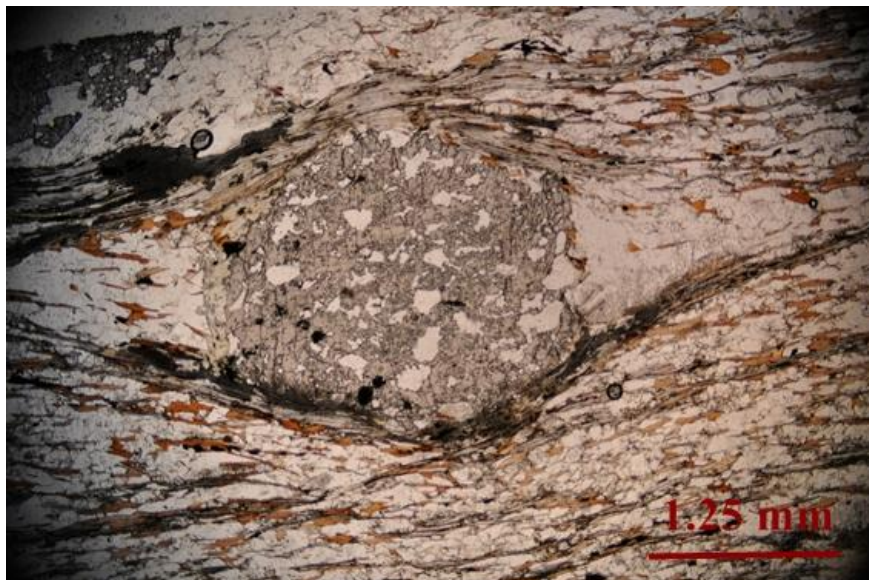
Granatearen zona

Rodada Formazioan, Constante Formazioan eta Kuartzita armorikarrean granate mineralak ageri dira. Arroka hauek kuartzita eta eskistoak dira eta arkatx motako krenulazioa garatuta dute, bi deformazio fase egonik zona honetan. Foliazioa neurtu da eta N120E, 60NE lortu da. Nahiko arruntak dira kloritoidezko porfidoblastoak, bisuz ikus daitezkeenak.

Dagokion paragenesia honakoa da: klorita + granate (almandino, 24.irudia) + kuartzo + biotita + kloritoidea. Eskisto berdeen faziearen goiko mugari dagokio (kloritoidearen zona baino tenperatura altuagoa izanik).

Erreakzio hauetatik granatea garatu ahal izan da:

- $\text{Chl} + \text{Ms} \leftrightarrow \text{Grt} + \text{Bt} + \text{Qz} + \text{H}_2\text{O}$
- $\text{Cld} + \text{Chl} + \text{Qz} \leftrightarrow \text{Grt} + \text{H}_2\text{O}$



24. Irudia: Granatezko porfidoblastoa.

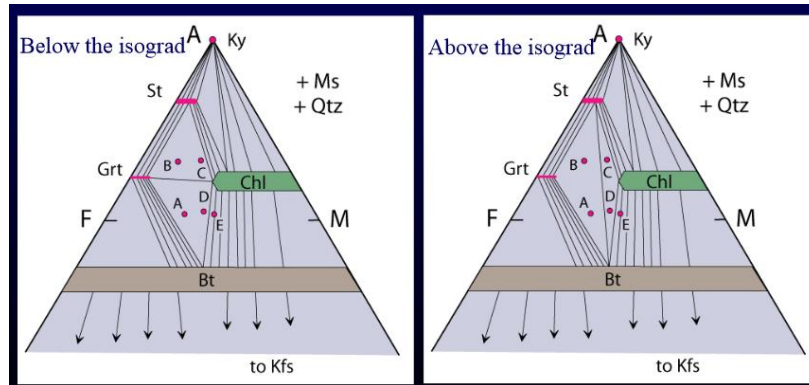
Estaurolitaren zona

Rodada Formazioaren amaieran eta Kuartzita armorikarraren hasierako tartean estaurolita (in) isograda garatzen da. Aztertutako zonaldean espazio gehien betetzen duen zona da, oso ugaria izanik. Zona honen barnean dauden materialak Ordoviciar garaiko eskistoak eta kuartzitak dira.

Dagokion paragenesia honakoa da: estaurolita + granatea (almandino) + biotita + moskovita + kuartzoa. Paragenesi honek erakusten dituen baldintzak metamorfismo graduertainekoak dira jadanik (Winkler, 1974) eta beraz, anfiboliten fazieari dagokio zonalde hau.

Erreakzio hauetatik estaurolita eratu ahal izan da, non kloritoidea (Cl) erreakzioan zehar desagertuko den estaurolita (St) emateko (25.irudia):

- $\text{Cld} + \text{Qz} \leftrightarrow \text{St} + \text{Grt} + \text{H}_2\text{O}$
- $\text{Grt} + \text{Ms} + \text{Chl} \leftrightarrow \text{St} + \text{Bt} + \text{Qz} + \text{H}_2\text{O}$
- $\text{Cld} \leftrightarrow \text{St} + \text{Grt} + \text{Chl} + \text{H}_2\text{O}$



25. Irudia: Estaurolitaren eraketa erakusten duen AFM diagrama.

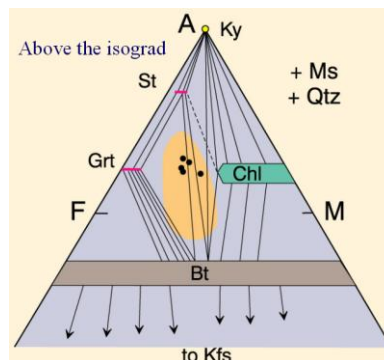
Zonalde honetan gauza bitxi bat ematen da. Batzutan ez da estaurolitarik aurkitzen segidan aurrera joan ahala eta pentsa genezake granatearen zonan gaudela baino ez da horrela. Honen arrazoia protolitoaren izaeran dago, protolito pelitikoa bada granate ugari emango duelako. Beste arrazoia da, estaurolita soilik aurreranzko metamorfismo bidez eratzen dela.

Distenaren edo zianitaren zona

Estaurolitaren zonaren mendebaldean ageri da. Zonalde hau osatzen duten material metasedentarioak Buitrago Formazioari dagozkien kuartzita, eskisto eta paragneissak dira (Arenas, 1980). Anfiboliten fazieari dagokio (estaurolitaren zona baino tenperatura altuagoa).

Dagokion paragenesia honakoa da: kuartzo + plagioklasa + biotita + moskovita + estaurolita + distena + granatea.

Erreakzio honetatik garatzen da (26.irudia): $\text{Ms} + \text{St} + \text{Chl} \leftrightarrow \text{Bt} + \text{distena} + \text{Qz} + \text{H}_2\text{O}$



26. Irudia: Distenaren eraketa erakusten duen AFM diagrama.

Hiendelaencina sektoreko metamorfismoa

Sektore hau Berzosa-Riaza failaren ekialdean kokatzen da non metamorfismo gradua oso baxua da. Hots, sektore guzti hau biotitaren zonari dagokio bere osotasunean eta jarraian sektore hau osatzen duten unitate litoestratigrafikoak aipatzen dira, metamorfismoarekin lotzeko asmoz. Sektore honetan aztertutako segida Constante Formazioan hasi egiten da, Olo de Sapo Formazioan jarraitu eta azkenik, Antoñita Formazioan bukatzen da.

Constante Formazioan dauden kuartziten eta filiten txandakapenek bi deformazio faseen ebidentziak erakusten dituzte baino metamorfismo gradu baxukoak dira.

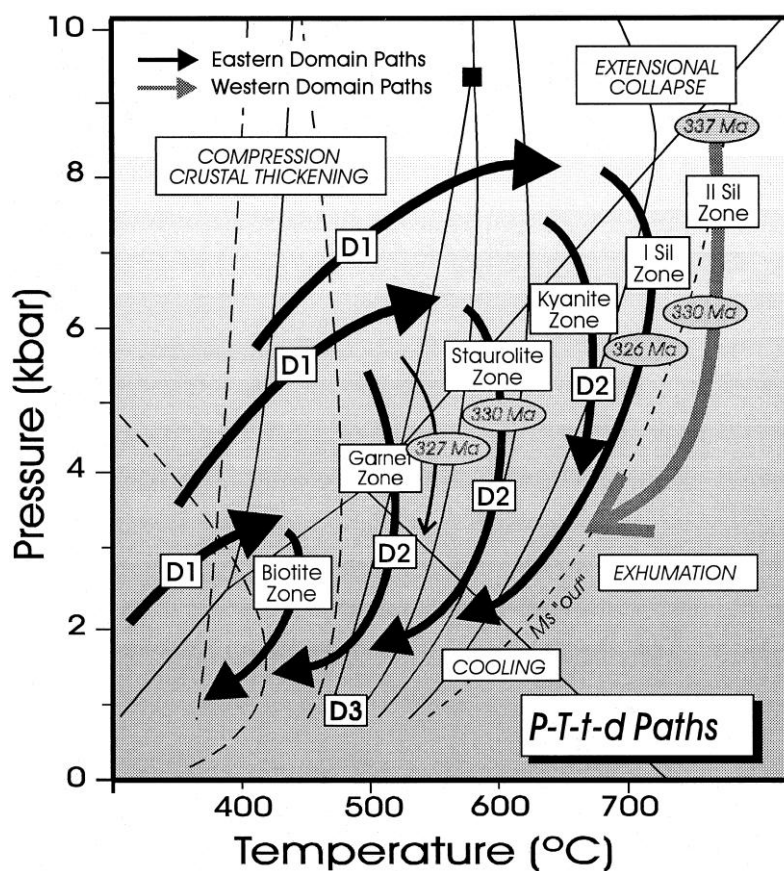
Olo de Sapo Formazioan zehar dakigunez, bi pikor tamaina ezberdintzen dira (fina eta larria). Formazioaren mineralogia kuartzo, feldespatu eta plagioklasak osatzen dute eta baita ere metamorfismo gradu baxuko materialtzat hartzen da.

Azkenik, Antoñita Formazioa aztertzen da. Honetan ere ez da metamorfismo maila altuko mineral indizek ikusten nahiz eta batzuetan distena agertzen delarik. Beraz, formazio hau ere gradu baxukoa dela ere ondorioztatzen da eta frogatu da formazio hau deformaturiko granito batetik eratu dela.

Interpretazioak

27.irudiak Guadarramako domeinuen P-T-t-d ibilbideak erakusten ditu. Ibilbide hauek mineral elkarteen bidez, geotermometria kuantitatiboaren bidez (Casquet eta Navidad, 1985), fluido inklusioen bidez (Casquet, 1986) eta U-Pb datuen bidez eraiki dira.

Ibilbideok bi gertaera nagusi egon zirela azaltzen dute, D1 eta D2, D3-ren egiturak ondoren etorri zirelarik. D1 hasierako gertaera progradakor tektometamorfikoari dagokio Ordoviciar aurreko eta Erdi Devoniar arteko Somosierra segidaren tolestea eragin zutena (28. eta 29.irudiak). Hasierako toleste eta loditze honi M1 mineral elkarteen eraketa jarraitu zion D1 eta D2 artean, Barroviar sekuentzia metamorfiko bat garatuz. Aurkeztutako U-Pb datuen arabera, D1 337 milioi urteko gertaera da. Monazitetatik lortutako U-Pb adin datuek erakusten dute Barroviar sekuentzia ez zela sinkronikoki garatu maila estruktural guztietan.

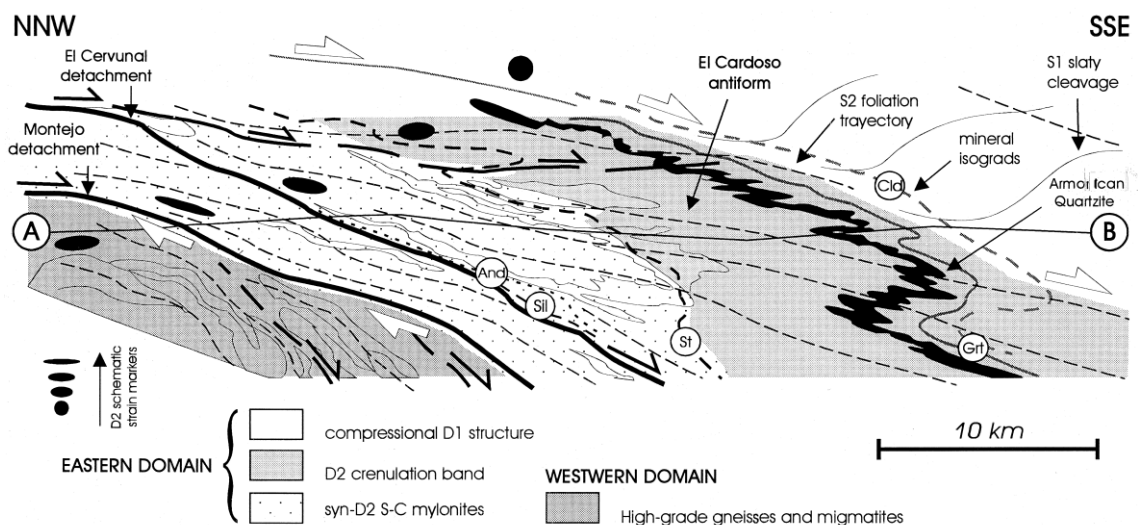


27. Irudia: Guadarramako ekialdeko domeinuen eta mendebaldeko domeinuen P-T-t-d diagramak. D1 eta D2 gertaera tektotermalak dira eta D3 beranduagoko deformazio fasea adierazten du (Vielzeuf and Holloway, 1988).

Erdi lurrazaleko baldintza metamorfiko maximoek (zianita-estaurolita isogradak) bat egiten dute D2 deformazioarekin, 330-326 milioi urte artean. D2 deformazioa eman zenean, Guadarramako mendebaldeko domeinuak altxaketa progresibo (*uplift*) bat jasan zuen denudazio prozesuen ondorioz, pixkanaka pixkanaka ekialdeko domeinuak eragiten zuen karga ezabatzen joanik eta deskonpresio isotermikoa garatuz.

Mendebaldeko domeinuaren gneissetan lortutako adin datuek erakusten dute hozketa prozesuak ematen ari zirela maila estruktural baxuetan. Maila altuetan ordea, metamorfismo progradakor (grafika ikusi) baten menpean zeuden oraindik kontextu tektoniko estentsional batean. D2 gertaera Karbonifero garaikoa dela frogatu da.

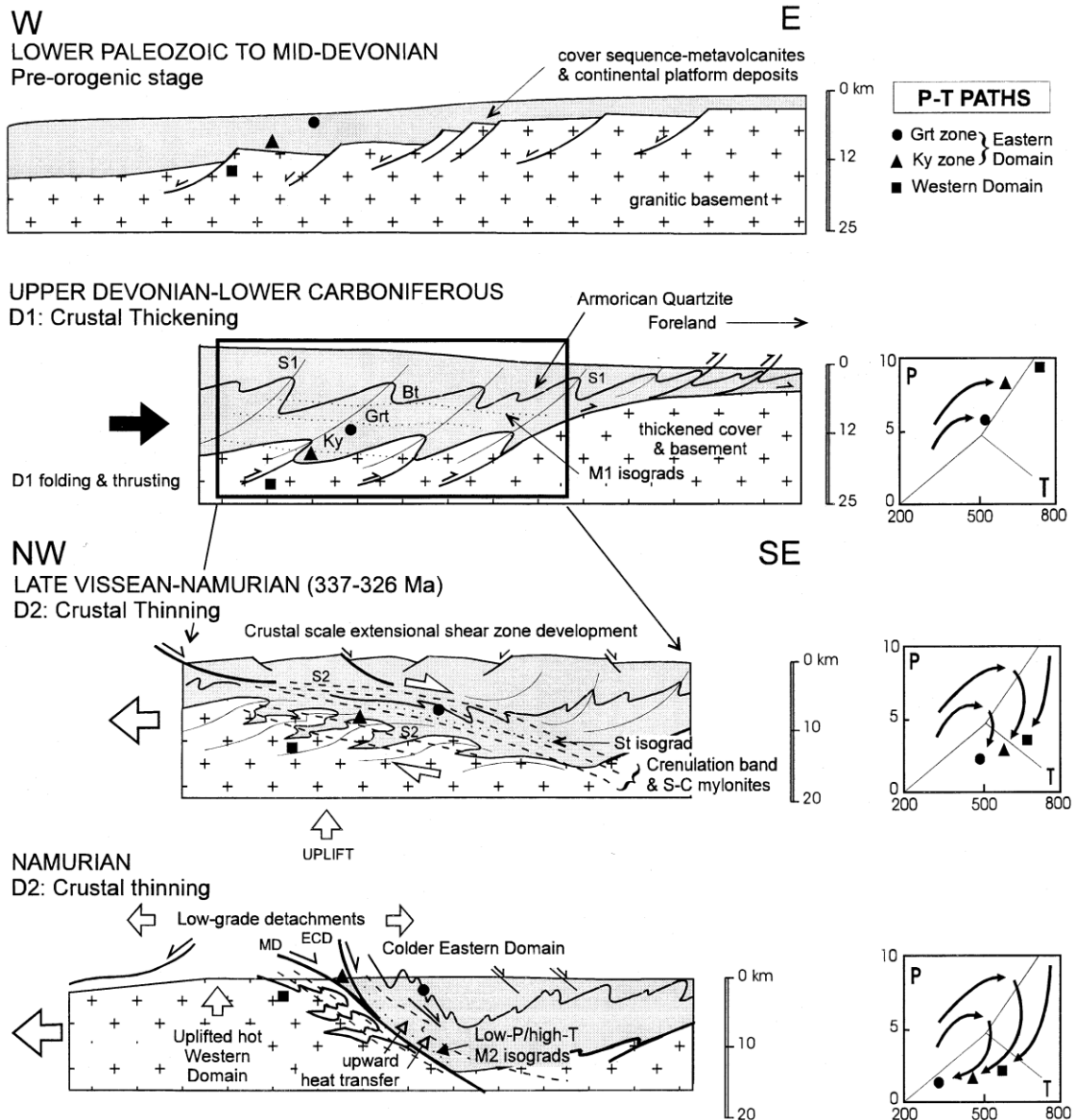
Barroviar sekuentziaren isogradek erakusten dute Guadarramako ekialdeko domeinu horretan hainbat kilobarren trantsizioa ematen dela, fintzen doan sekuentzia batean zehar. Sekuentzia hau D2 gertaeraren konposatu estentsional batekin dago lotuta, M2 mineralen eraketa ematen zen bitartean eta baita, Barroviar segidaren sillimanita-estauroлита isograden maximoekin. D2 gertaera Behe Karboniferoari (Viseriar berantiarretik Namuriar arteraino) dagokio.



28. Irudia: Aztertutako zonaren zehar ebaki interpretatiboa (J. Escuder Viruete et. al, 1997).

Mendebaldeko domeinuko arroka gneissikoen eta ekialdeko domeinuko mikaeskisto kontaktua, La Cabrera plutoi granitiko-granodioritkoaren bidez seilatu izan zen. Plutoi hau kolisionaren ondoren garatu zen eta aureola bati lotutako metamorfismoa du (600°C, 1-2kbar; Bellido, 1980).

Bi domeinuen arteko zizaila estentsionalaren presentziak M1 mineralen gainean presio baxuko eta tenperatura altuko M2 mineralak gainjartzearen usteak indartzen ditu. Izan ere, zizaila honek Mendebaldeko domeinuko arroka beroak Ekialdeko domeinuen arroka hotzetan jartzea ekarriko luke. Honek, goranzko bero transferentzia eragingo zuen eta hau horrela dela frogatu da bi domeinuko mineral elkarteak eta monaziten hozketa adin datuei esker.



29. Irudia:Berzosa-Riaza zizaila zonaren modelo interpretatiboa (J. Escuder Viruete et. al, 1997)

Ondorioak

Eskualdeko metamorfismo orogenikoan zehar p-T baldintza ezberdinak garatu egin ziren. Baldintza batzuk gradu baxukoak izan ziren (Somosierra-Ayllón domeinua) eta beste baldintza batzuk gradu altukoak izan ziren (Guadarramako domeinua) migmatizazio orokor batzuekin. Bi domeinuen artean trantsizio metamorfiko bat ematen da eta bere konposizio zonala ekialdetik mendebaldera honakoa:

Klorita – Biotita – Granate (\pm Kloritoidea) – Estaurolita – Distena – Sillimanita – K Fs

Aipatutako zona hauetan paragenesi propioak daude, protolito ezberdinen izaera frogatzen dituztenak. Trantsizio edota segida hau Barrovier motatakoa da, p-T baldintza ertainekoa dena.

Maila estruktural guztietan, Hertziniar garaiko eboluzio tektotermala ordulariaren norantzako ibilbidea jarraitzen du P-T-t diagrametan, kolisio orogenikoen ezaugarri tipikoa izanik. Metamorfismoa deformazio Hertziniarraren hiru fase nagusietan eman zen eta bestetik, metamorfismoa diakronikoa izan zela ondorioztatzen da.

Zona metamorfiko bakoitzean protolito ezberdinak bereizten dira ekialdean pelitikoak izanez baita igneo mafikoak ere. Mendebaldean berriz jatorri sedimentarioko skarn-a aurkituko da eta baita jatorri igneoko filoi ezberdinak ere (pegmatitak). Mikroegitura ezberdinek, foliazioak eta lineazioak, metamorfismo mota orogenikoa izan dela frogatzen dute. Era berean, metamorfismoan gradiente bat bereiziko da, gradu altueneko metamorfismoa orogenia gunean aurkituz, eta metamorfismo baxuena ertzetan arestian aipatu bezala.

Porfidoblastoak aztertuz, hala nola estratuen okerdura, zizaila destroa eman dela dakigu, mugimendua normala izanez. Horrela, deformazio faseak nolakoak diren jakin ahal izan da, D1 eta D3 konpresionalak izanez eta D2 estentsionalak.

Tektonikari dagokionez, nahiz eta azaleramenduan ikusi ez, orogenia harmorikarraren arrastoak ikusten dira, honen ondoren lurrazalaren fintze prozesu bat eman zelarik. Prozesu hau Behe Ordoviziarrean gertatu zen, subdukzio zona bat izan zelarik honen erantzule. Geroago, Erdi Ordoviziar-Devoniarrean ertz pasibo bat garatu zen, honela sedimentuak metatu zirelarik. Azkenik, Devoniar- Karbonifero garaian bi superkontinenteen arteko kolisioa eman eta lehenago aipaturiko deformazio fase ezberdinak (D_1 , D_2 , eta D_3) eman ziren.

Bibliografia

- Arenas, R., Casquet, C., Peinado, M., (1980). El metamorfismo en el sector de Riaza (Somosierra, Sistema Central Español). Implicaciones Geoquímicas y Petrologicas.
- Arenas, R., Gonzalez Ledoiro F., Peinado, M. La zona de cizalla de Berzosa-Riaza en el sector septentrional. Influencia sobre la configuración de las zonas metamórficas.
- Alvaro, M., Portero J.M. (2012). Memoria y guía de la primera reunión de campo GEOSENTRIP (Hiendelaencina-Cogolludo).
- Alvaro, M., Bellido F. et. al (1981). Excursion sobre el metamorfismo y estructura de las series preordovicicas del sistema central y plutonismo asociado. Cuadernos geologia iberica Vol 7, paginas 53-97.
- Bellido F. et. al (1981). Caracteres generales del cinturón Hercínico en el sector oriental del sistema central español.
- E. Viruete, P. Valverde Vaquero, P.P. Hernandez ,R.Rodriguez et. al (1996). Evolucion microestructural y metamorfica de la zona de zizalla extensional de Berzosa-Riaza: la superposicion de asociaciones minerales de baja-P/Alta-T sobre una secuencia Barroviense. Geogaceta, 20(4).
- E. Viruete, P. Valverde Vaquero, P.P. Hernandez ,R.Rodriguez, G. Dunning (1998). Variscan syncollisional extension in the Iberian Massif. Structural metamorphic and geochronological evidence from the Somosierra sector of the Sierra de Guadarrama (Central Iberian Zone, Spain).
- E. Viruete, P. Valverde Vaquero (1999). Modelización termal en 2-D del metamorfismo de baja –P/Alta T asociado a la zona de zizalla extensional de Berzosa-Riaza (Zona Centroiberica).
- Vicente G. (2009). Reduca (Geologia). Serie regional. 1-151