

# Anisotropia sismikoaren erabilera arazo tektonikoen ebazpenean (II).

## Kasu praktikoak

*Raquel García San Millán  
Jose M.<sup>a</sup> Tubía  
Julia Cuevas*

Geodinamika Saila  
Euskal Herriko Unibertsitatea / Zientzia Fakultatea  
644 P.K., 48080 BILBO

**Laburpena:** Eskualde kontinental eta ozeanikoetan detektatzen den anisotropia sismikoa (A.S.) plaken dinamikari loturiko prozesu tektonikoen fruitua den mantuko fabrikak sortua da. Ozeanoetan, ozeanoaren erdiko gandorretan sortzen den akrezio prozesuak goi-mantuan intentsitate handiko fabrika kristalografikoak sortzen ditu, hauek, anisotropiaren eragile nagusiak direlarik. Orientazio hauek oso egonkorak dira, subdukzio-zonetan ere kontserbatuz. Eskualde kontinentaletan, A.S.-ak, jatorri litosferikoa izan dezake, hau da, iraganeko prozesu orogenikoek sortutako deformazioen emaitza izatea, edo iturri astenosferikoa, hots, astenosferan gertatzen den egungo jarioak sortutakoa. Lehenengo kasuan, rifting-prozesuak eta osagai transkurrenteak dituzten talkak, prozesu tektoniko garrantzitsuenak dira, A.S.-aren iturri gisa. Eskualde kontinentaletako ikerketa zinematikoetan, bereziki erabiltzen diren datu anisotropoak SKS fasearen polarizazio-parametroak dira. Kate piriniarra, fase honen erabilpenaren bidezko zona orogenikoen ikerketaren kasu praktiko gisa azaltzen da. Anisotropiaren jatorria litosferikoa da nagusiki, orogenia hertziniarrean (katearen kanpoko aldeetan) eta piriniarrean (barneko aldeetan) zehar gertatutako deformazio prozesuetan eskuratutakoa, hain zuzen.

### 1. SARRERA

Teknika geofisikoen bidez eskualde ozeaniko eta kontinentaletan detektatzen den anisotropia sismikoaren iturria goi-mantuan egoten da. Anisotropia honen eragileak olibinoaren lehentasunezko kristal-orientazioak dira (1, 2), hauek, goi-mantuan sortzen den mineral honen deformazio plastikoaren ondorioz sortzen direlarik (3). Egiaztapen honi esker anisotropia sismikoa (A.S.) estruktural (4, 5) eta zinematikoki (2, 6) interpreta daiteke.

Hala ere, kontuan hartzen baditugu eskualde ozeanikoak alde batetik, eta kontinentalak bestetik, esan behar da A.S.-aren detekzioa eta karakteri-

zazio tektonikoa ez dela era berean burutu bi lurraldeetan. Izan ere, eskualde ozeanikoetan, alboko homogeneousasuna dela eta, anisotropia oso erraz detektatzen da uhin sismikoen aldaketa azimutalak neurtuz. Gainera, mantu subozeanikoaren anisotropia aise eta ongi azaltzen da ozeanoetako espantsio-zentroetan gertatzen den mantuko jarioaren ondorio gisa (2 eta hurrengo atala). Aitzitik, eskualde kontinentaletan, alboko heterogeneotasun estruktural handia dela medio, nahiz ozeanoetan erabilitako teknika geofisikoen bidezko anisotropiaren detekzioa, nahiz bere karakterizazioa mantuko deformazioaren ondorio gisa, zailagoa da. Horregatik, arro ozeanikoetan mantuko A.S.-ari buruzko ikerketak ugariagoak izan dira eskualde kontinentaletan baino. Azken hauetan, ikerketen ugaltzea duela gutxi hasi da, 90ko hamarkadan hain zuzen ere, erregistro-tekniken hobekuntzak direla medio.

Mantu subozeanikoan, anisotropiaren detekzioari dagokionez, bai Pn uhinen aldaketa azimutalak neurtuz, bai periodo luzeko azaleko uhinak erabiliz burutzen da nagusiki. Azken hauek, polarizazio-anisotropia edo hedapen-anisotropia behatzea baimentzen dute. Mantu subkontinentalean gehien erabilitako teknikak SKS, PKS, SKKS edo ScS uhin telesismikoak dira, eta neurri txikiago batean, P uhinak (Pn edo maiz P uhinen hondarrak). Lehenengoak, Lurraren barnetik hedatzen dira, hasieran P uhin (PKS) edo S uhin gisa (SKS, SKKS eta ScS). Ondoren, kanpo-nukleoa zeharkatzen dute, P uhin gisa (SKS eta PKS) edo mantu-nukleo mugan errefraktatzen dira (SKKS) ere, edo mantu-nukleo mugan ere islatzen dira (ScS). Denak nukleotik irtendakoan S uhin bihurtzen dira eta lurrazalera heltzen dira S uhin gisa. Horregatik estazioaren bertikalean zeharkatutako mantuaren polarizazio-anisotropia erregistratzen dute. P uhinek, ordea, errefraktatuak (Pn) edo hondakinezko telesismikoak, sare sismikoa behar dute helduera-denboren aldaketa azimutalak erregistratu ahal izateko.

Anisotropiaren karakterizazio tektonikoaren aldetik, mantu subozeanikoan, A.S.-a akrezio litosferikoaren prozesuan eskuratzen da nagusiki. Hori dela eta, eskualde hauetan, anisotropiaren ikerketaren helburua funtsean zinematikoa da: espantsio-zentroetan edo rifting-zonetan jario astenosferikoaren geometria berreraikitzea (2). Mantu subkontinentalari dagokionez, eskualde aktiboetan, duela gutxiko aktibitate tektonikoa anisotropiaren iturritzat jotzen da; beste zenbait eskualdetan, ordea, anisotropia deformazio litosferiko prozesuetan eskuratua izan den iraganeko jardura tektonikoaren ondorioa da, hau da, mantuko anisotropia «fossil»-a da (7). Horregatik, zona orogenikoetan, mantuko fabrika sortzen duten prozesuak analizatuz, eboluzio geodinamikoaren ereduak egin daitezke (5). Beraz, hortik dator A.S.-aren garrantzia tresna estruktural gisa, hain konplexuak diren eskualde kontinentalen azterketan.

A.S.-a eta bere jatorriari buruzko oinarritzko kontzeptuak sartu ziren lehenengo alearen (8) jarraipen gisa, bigarren ale honetan, litosfera oze-

aniko eta kontinentalean behatzen den A.S.-a eragiten duten prozesu tektonikoak aztertzen dira, eta 3. atalean, zona orogenikoetan S uhinen A.S.-aren erabilpen estruktural gisa, Pirinioetako katean (5)-ek egindako ikerketa aurkezten da, non eboluzio geodinamikoaren eredu bat eraiki ahal izan den. Aurretik, 2. atalean, datu sismikoen interpretaziorako oinarria olibinoaren jario plastikoaren zinematikan dagoela azpimarratzen da, eta SKS faseak emaniko datuen tratamendurako oinarrizko teknikak azaltzen dira.

## **2. ANISOTROPIA SISMIKOA SORTZEN DUTEN PROZESU TEKTONIKOAK**

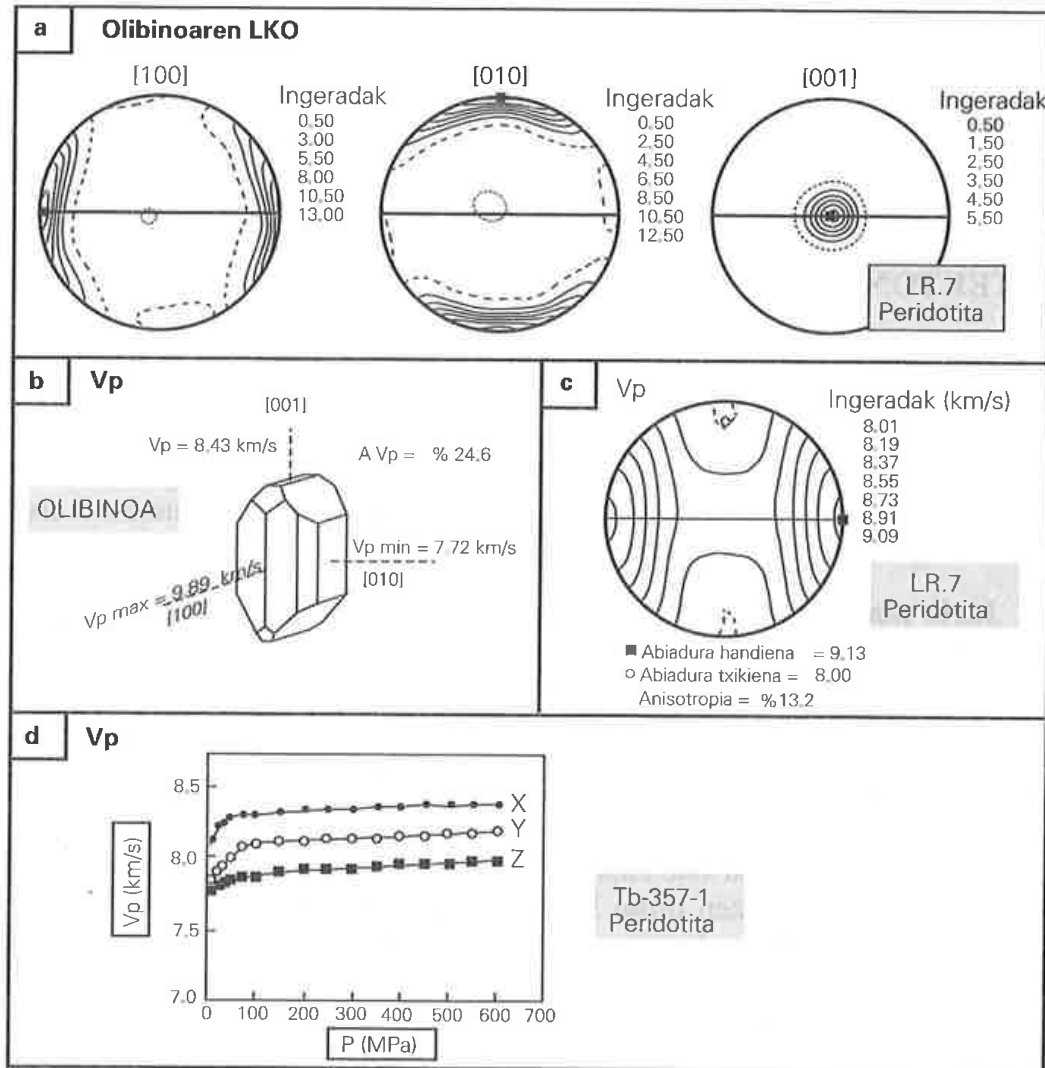
### **2.1. Anisotropia sismikoa eta deformazioa**

Anisotropia eta deformazioaren arteko erlazioaren oinarriak olibinoaren (goi-mantuko osagai nagusia) propietate elastiko, eta jario plastikoaren (goi-mantuko mineralen deformazio-mekanismo nagusia) zinematikaren artean dagoen erlazioan funtsatzen dira (3).

**Jario plastikoaren zinematika** goi-mantuan azter dezagun. Goi-mantuko osagai nagusia olibinoa da (>%60), eta kopuru gutxiago batean ortopiroxenoa (%20-25), klinopiroxenoa (%5-10) eta aluminiozko fase bat (granatea, espinela edo feldespatoa) (<%5). Serpentina meteorizazio edo alterazio hidrotermalaren emaitza gisa osagai garrantzitsua izan daiteke. 700 eta 1300°C bitarteko temperaturetan olibinoa kristalen arteko irristatzearen bidez deformatzen da. Deformazio-erregimen nagusia zizaila bakuna da. Kristal-agregatu bat zizaila bakunaren bidez deformatzen denean, irristatze-planoan sortzen diren kristal-sarearen lekualdaketa txikiak, kristalaren lerro guztiak biratarazten dituzte (irristatze-planoarekiko paraleloak direnak izan ezik). Biraketa honek sarea birorientatzen du, irristatze-planoak deformazio finitoaren X ardatzera hurbilduz. Sarearen birorientazio honen ezaugarri nagusia, egituraren erreferentzia-sistemarekiko ardatzen kontzentrazio handiak dira, hots, lehentasunezko kristal-orientazioak (LKO) (9). Oro har, baldintza hauetan, mineralbakarreko agregatuen jario plastikoaren analisi zinematikoak zera dio: irristatze-planoen eta irristatze-norabideen orientazioa batetik, eta jario-planoena eta jario-lerroena bestetik, elkarrekin paraleloak direla, hurrenez hurren (3).

Agregatu batean sortzen den LKO-aren eredu, beste zenbait faktoreren artean, parte hartzen duten kristalen arteko irristatze-sistemen eta hauen aktibitatearen menpe dago. Olibinozko agregatu baten kasuan, irristatze-sistema ezberdinen aktibatzea baldintzatzen duen faktore nagusia tenperatura da. Oro har, olibinoa goi-mantuan deformatzen denean ( $T \geq 1000^\circ\text{C}$ ), [100] no-

rabideko irristatze-sistemak aktibatzen dira (3), hau da, norabide hau eta jario-lerroa paraleloak dira eta horregatik [100] norabidea lineaziotik gertu kokatzen da (1a irudia).



**1. irudia.** P uhinen anisotropia peridotitetan. (a) Olibinoaren [100], [010] eta [001] ardatzen diagramak LR.7 peridotitarako. Neurri-kopurua: 99. Lerro etenak dentsitate gutxienerako ingerada adierazten du eta karratuak dentsitate handieneko puntua. Ingeradak banaketa uniformeko multiploetan ematen dira. Datu ez-polarrak. Beheko hemisferioa. Diametroak foliazioa (XY) adierazten du eta bere muturretan lineazioa (X) kokatzen da (10). (b) Olibino kristalbakarraren P uhinen abiadurak eta anisotropia (2). (c) %89 ol eta % 11opx-z osaturiko LR.7 peridotitarako kalkulaturiko P uhinen abiaduren diagrama. Egituraren erreferentzia-sistema (a)-n bezalakoa (10). (d) Hiru norabide estrukturaletan zehar (X, Y eta Z) esperimenterikoki eskuraturiko P uhinen abiadurak vs. presioa ixte-tenperaturan, %72 ol eta %28 opx-z osatutako Tb-357-1 peridotitarako (11).

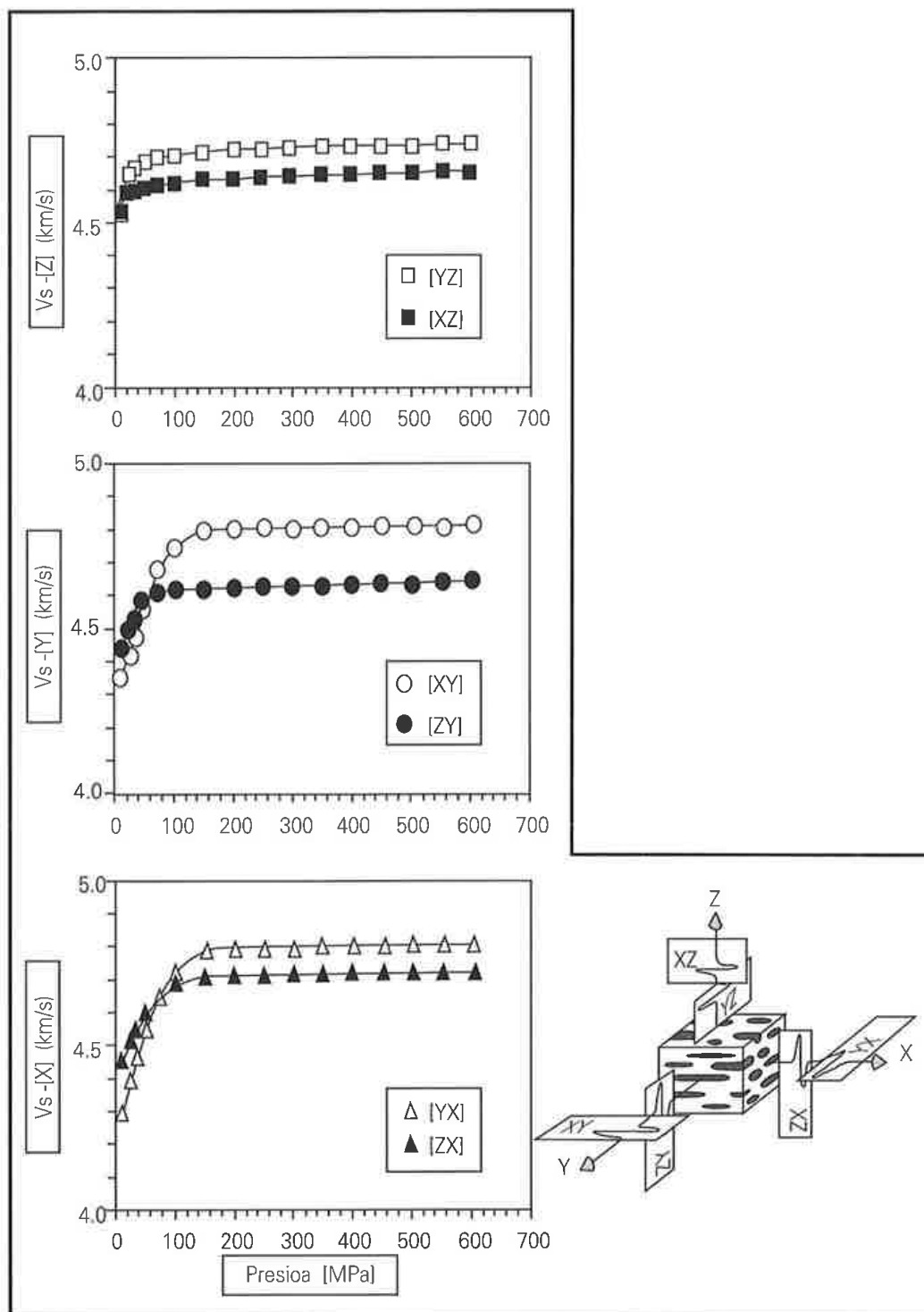
**Olibinoaren propietate elastikoei** dagokienez, olibinoaren kristalbakarrean **P uhinen anisotropia** aztertzen badugu, P uhinen hedapen-abiadura handienaren ( $V_{p_{max}}$ ) norabidea [100] ardatz kristalografikoarekiko paraleloa da eta abiadura txikienarena ( $V_{p_{min}}$ ) [010]-arekikoa (1b irudia). Horren ondorioz, olibinoaren kristalbakarreko agregatu batean  $V_{p_{max}}$  eta [100]<sub>ol</sub> ardatzen kontzentrazio handienaren norabidea elkarrekiko paraleloak dira. Normalean, norabide hau foliazioaren barne egoten da eta lineazioarekiko paraleloa izan ohi da.

Hau egiaztatu ahal da bi peridotitan esperimenterki eta kalkuluen bidez lortutako P uhinen abiadurei erreparatuz (1c eta 1d irudiak, hurrenez hurren). 1c irudian azaltzen den  $V_p$ -aren diagrama eta 1a irudiko olibinoaren LKO-ak konparatuz, ikus daiteke [100] ardatzen kontzentrazio handiena  $V_{p_{max}}$ -arekiko paraleloa dela eta [010]  $V_{p_{min}}$ -arekiko. Gauza bera ondoriozta daiteke 1d iruditik: X-arekiko paraleloki hedatzen diren uhinen abiadurak Y- eta Z-n ( $V_p$  txikiena) zehar hedatzen direnak baino handiagoak dira.

**Polarizazio-anisotropiari** dagokionez, bi oinarrizko parametro aztertu behar dira: deformazio-elipsoidearen orientazioa ematen duen  $S_1$  uhin azkarraren polarizazio-planoaren norabidea ( $\phi$ ); eta atzerapena ( $\delta t$ ), hau da, uhin azkarraren eta motelaren arteko helduera-denboraren diferentzia, zeinak anisotropiaren intentsitatea neurtzen duen. Parametro biek, bertikala den S uhin erasotzailearekiko foliazioa eta lineazioaren orientazioaren menpe daude.

Uhin azkarraren polarizazio-norabidea ( $\phi$ ), oro har, lineazioarekiko paraleloa da, 2. irudian ikus daitekeen bezala. Adibidez, X norabide estrukturaleran zehar hedatzen den uhina, bi uhinetan polarizatzen da, bata XY planoarekiko paraleloa da eta VSyx abiaduraz hedatzen da, eta bestea, XZ-arekiko paraleloa da eta bere abiadura VSzx da. VSyx abiadura VSzx baino askoz ere handiagoa da. Hiru uhinak aintzat hartzen baditugu, hots, X, Y eta Z-n zehar hedatzen direnak,  $\phi$  beti X norabide estrukturalarekiko paraleloa da.

Atzerapena, norabide baterako, bi uhin polarizatuen hedapen-abiaduren arteko diferentziaren (birrefringentzia deritzona) eta uhinek egindako ibilbidearen luzeraren menpe dago; zenbat eta distantzia hau handiago izan, hainbat eta handiago izango da bi uhinen arteko denbora-heldueraren diferentzia. Olibinoak, birrefringentzia handiena bi norabidetan zehar azaltzen du, [100] eta [001] norabide kristalografikoen artean (12). Horregatik, mantuko arroketan desfase handiena foliazio-planoan (XY) erregistratzen da. Atzerapen handiena bi baldintza betetzen direnean eskuratzen da: foliazioa bertikala denean eta uhin bertikalaren hedapen-norabidea Y-arekiko paraleloa denean (12).



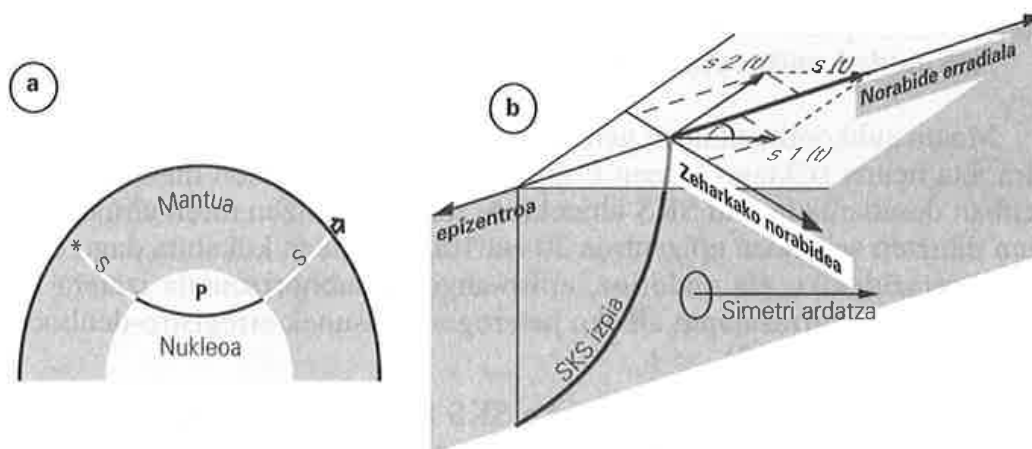
**2. irudia.** S uhinen anisotropia peridotitetan. X ( $V_{S_{yx}}$  eta  $V_{S_{zx}}$ ), Y ( $V_{S_{xy}}$ ,  $V_{S_{zy}}$ ) eta Z-n zehar ( $V_{S_{xz}}$ ,  $V_{S_{yz}}$ ) hedatzen diren S uhinen hedapen-abiadurak eta polarizazio-planoak presioaren funtziopean. Datu esperimentalak. Tb-357-1 peridotita (11). Behe-eskubiko eskema (12)-ren arabera, aldatuta.

## **2.2. Anisotropian oinarritutako datu sismikoen interpretazioa eskualde kontinentaletan. SKS fasearen polarizazio-parametroak**

Mantu subkontinentalean gehien erabiltzen diren teknikak, SKS uhinak dira, eta neurri txikiago batean P uhinaren hondarrak. Azken metodo honek zenbait desabantaila ditu SKS uhinekiko, zeren erabiltzen diren uhinek sortzen dituzten seismoen epizentroa 20 eta 100° bitartean kokatuta dago errejistro-estazioekiko eta ondorioz, eraso-angelua subhorizontala izatera hel daiteke; beraz, lurrazalaren alboko heterogeneotasunek errejistro-denborak baldintza ditzakete (13).

Eskualde kontinentalak ikertzeko SKS fasea lehen erabili zuen (14)-a izan zen, eta ordutik, zabalki erabiltzen jarraitzen da, eskaintzen dituen ondorengo abantailak direla eta (4): (a) epizentroa eta errejistro-estazioaren arteko distantzia 85 eta 115° artean dagoenez (15) eskualde kontinental egonkorak oso erraz iker daitezke zona hauetan estazio sismikoak jarritz, (b) erraz errejistratzen da hiru osagaiko estazio sismiko eraman-garrien bidez (1. eta 2. argazkiak), (c) S uhinek kanpo-nukleoan P uhin bihurtzen direnez gero (3a irudia), iturriaren efektuak ezabatzen dira, (d) nukleotik atera ondoren, hartzaileraino uhinak egiten duen ibilbidearen bertikalitasunak alboko heterogeneotasunak gutxiarazten ditu, (e) anisotropiaren detekzioa erraz egiten da, zeren eta Lurra isotropo batean SKS fasea erradialki polarizatzen baita; aitzitik, ingurune anisotropo batean, energia detektatzen da zeharkako osagaian, eta hori anisotropiaren seinale garbia da (14).

SKS uhin bat goi-mantuan S uhin gisa hedatzen da. Ondoren, S uhinek ingurune likidoetan hedatu ezin direnez, mantu eta nukleoaren arteko mugan P uhin bihurtzen da eta kanpo-nukleoa zeharkatzen du. Irteeraren mugan S uhin bilakatzen da eta horrela hedatzen da hartzaileraino (3a irudia). Lurra isotropoa izanez gero, helduera-puntuan Sv uhin bezala behatuko litzateke, hots, fasea erradialki polarizatua izango bailitzan: bibrazio-norabidea plano horizontalean (norabide erradiala edo backazimuth-a) eta seismoarekiko paraleloa (estazioa eta epizentroa lotzen duen zirkulu maximoaren norabidea). Ingurunea anisotropoa baldin bada uhina elkarrekiko perpendikularrak diren bi uhinetan polarizatzen da. Kasu honetan SKS fasearen zeharkako osagaia ikus daiteke (izpiaren ibilbidea barne duen plano bertikalarekiko perpendikularra), hau da, norabide perpendikularrean energia detektatzen da (3b. irudia), ezaugarri hau ingurune isotropoetan ematen ez delarik. Norabide erradiala polarizazio-norabidearen batekin egokitzen bada, uhina ez da polarizatzen. Norabide honi *norabide baliogabea* deritzo, hau da, norabide honen zehar inguruneak itxurazko isotropia erakusten du eta ezin da informazio lortu baldin eta beste norabideetako gertaera sismikoak ez badira aintzat hartzen.

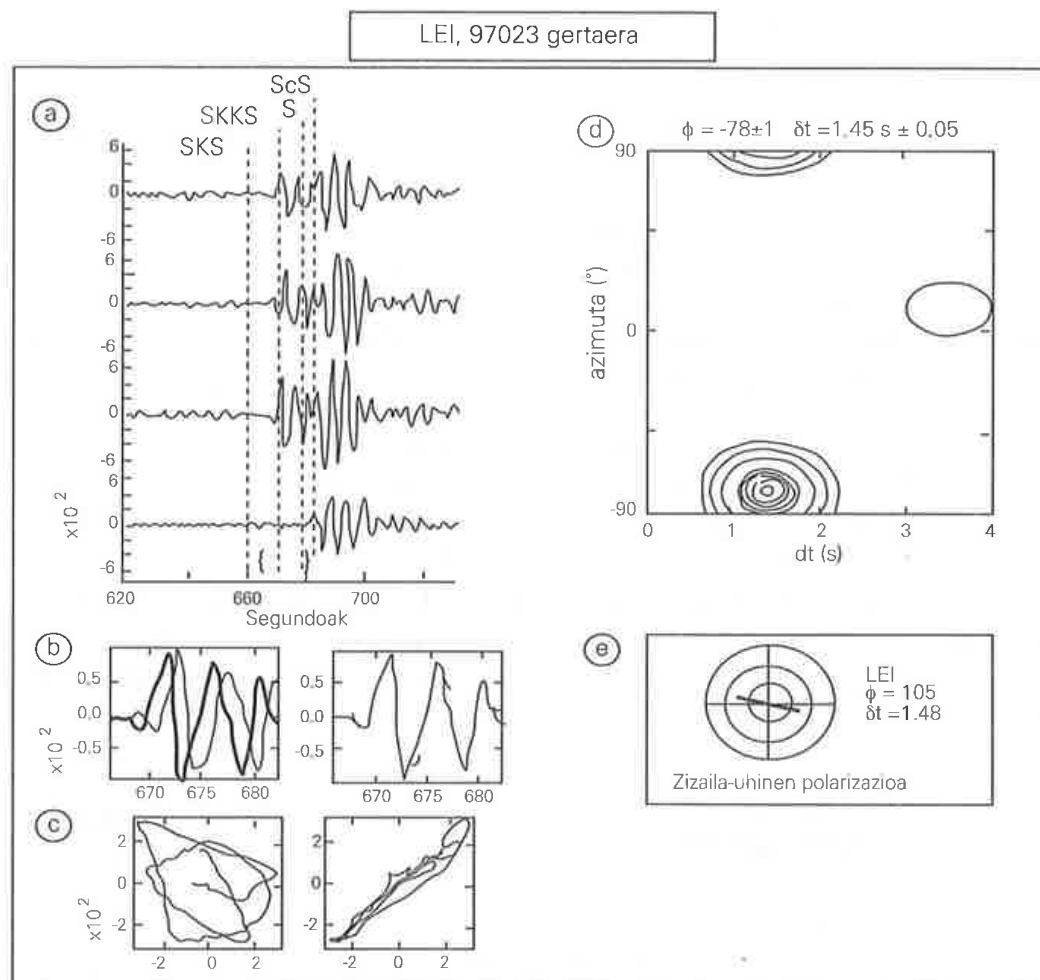


**3. irudia.** a) SKS fasearen ibilbidea. b) Bertikalki erasotzen duen SKS uhin baten kasuan  $s(t)$ , bere polarizaziotik ondorioztatutako uhinen proiektzioen erlazio geometrikoa eta arauak, plano horizontalean. Ingurune anisotropoak simetria hexagonala duela eta simetri ardatza horizontala dela onartzen da.  $s_1(t)$  eta  $s_2(t)$ : uhin azkarraren eta motelaren polarizazio-norabideak, hurrenez hurren (13).

Zizaila-uhinen polarizazio-parametroen neurketa (7)k garatutako metodoaren bidez burutzen da. Egile hauentzat lan egiteko hasierako baldintzak hauek dira: litosferaren anisotropiak simetria hexagonala du eta simetri ardatza horizontala da. Eredu honen arabera, bertikalki hedatzen den S uhin batek ingurune hau zeharkatzen duenean bi uhinetan polarizatzen da: bata uhin azkarra da, simetri ardatzarekiko paraleloa, eta bestea, uhin motela, aurrekoarekiko perpendikularra (3b irudia). Fenomeno hau geometrikoki eta matematikoki azal daiteke (4). Aukeratutako denbora-leiho baterako (10 segundu eta minutu bat bitartekoa), sismogramaren zeharkako osagaia eliminatuz lortzen dira parametroak. Prozedura neketsua da, eta honen barne, zarataren gaintik seinalea igotzeko iragazkiak erabiltzen dira. Hauek zenbait seinalaren iragaitea baimentzen dute edo/eta zenbait frekuentzien besteeikiko seinalea gutxitzen dute. 4. irudian (a, b, c eta d) oinarritzko era batez, sismograma baten tratamenduan jarraitu beharreko pausoak azaltzen dira. Sismogramak bi osagai dauzka: erradiala eta zeharkakoa (osagai bertikala alde batera utzi da). Tratamenduaren ondorioz, irudi polarretan adierazitako parametroak (4e irudia) eskuratzen dira (5).

Polarizazio-parametroak lortu ondoren, interpretazioa optimiza daiteke ondorengo bi puntuak kontuan hartuz: (a) Parametroen zenbait aldaketa espero daitezke ( $\phi$ :  $\pm 10-20^\circ$  eta  $\delta t$ : 0.1-0.2s) datuen tratamendurako hasierako hipotesien baldintza ezberdinen ondorioz, hau da, ezaugarri anisotropo ezberdinak dituzten lamina bat baino gehiago izan daitezke edo/eta simetri ardatza horizontala izan beharrean okerdura eduki dezake (16). (b) Seinalearen frekuentziaren funtziopean polarizazio-parametroen aldaketak aztertuz heterogeneotasun mailari buruzko eta egituren alboko aldaketari buruzko informazioa eskuratu ahal da (17).



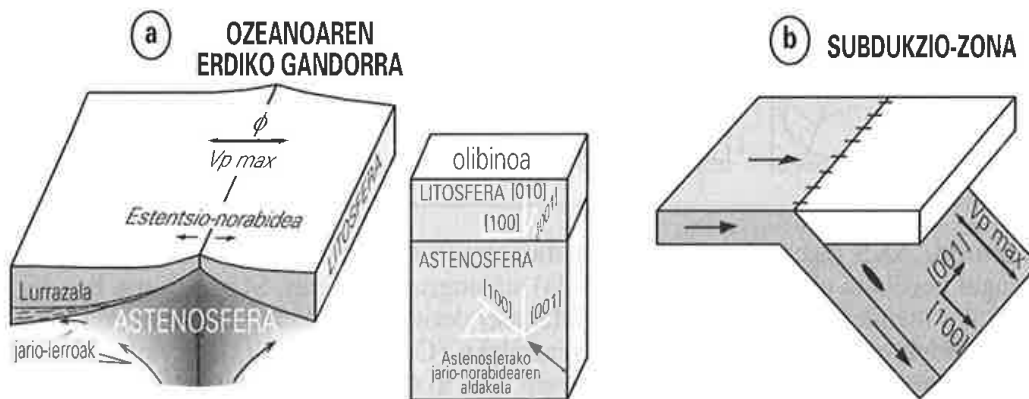


**4. irudia.** SKS fasearen polarizazio-parametroen neurketaren adibidea bi osagaien (osagai bertikala alde batera utzi egin da) sismograma batean. Sismograma hau Piri-  
nioetako mendebaldeko LEI (Leire, Nafarroa) deritzon estazioan eskuratu zen. 6.4ko  
magnitudo eta  $87^\circ$ ko distantzia epizentraleko (Cordillera Real, Boliviako Hegoal-  
dea) gertaera hau 1997/1/23an erregistratu zen. a) Osagai erradaiala (lehenengo gra-  
fiko) eta zeharkakoa (bigarren grafiko) (zeharkako osagaiaren energiari errepara  
iezaiozue, inguruko anisotropiaren seinalea baita). Beheko garafikoetan, anisotropia-  
ren zuzenketak egin ondoren, zeharkako osagaiaren energia eliminatzen da. Giltzek  
(b)-n burutu diren neurketetarako hautatu den denbora-leiho adierazten dute. Lerro  
etenek faseetarako aurreikusitako helduera-denborak adierazten dituzte, modeloaren  
arabera. b) Zizaila-uhin azkarraren (lerro lodia) eta motelaren (lerro mehea) osa-  
gaiak. Biek forma berbera dute baina minutu bat baino gehigo desfatuak daude  
(ezkerrean); zuzenketa egin eta gero, desfasea eliminatu egin da (eskubian). c) Parti-  
kula-mugimendua plano horizontalean: eliptikoa (ezkerrean) eta anisotropia zuzendu  
ondoren zuzena (eskubian). d) Zeharkako osagaian egoten den energiaren ingeradak  
atzerapenaren ( $\delta t$ , abzisa-ardatzean) eta uhin azkarraren polarizazio-norabidearen  
( $\phi$ , ordenatu-ardatzean) funtziopean. e) Neurketa baliodunaren diagrama polarra.  
Trazak zizaila-uhin azkarraren polarizazio-planoaren norabidea ( $\phi$ ) adierazten du eta  
bere luzera atzerapenarekiko proportzionala da ( $\delta t$  : 0-3s). (5).

### 2.3. Prozesu tektonikoak eta anisotropia

**Arro ozeanikoetan** anisotropiaren iturri nagusia goi-mantuan kontzentratzen da (ad. A Vp: %3-8, (13)), baina lurrazal ozeanikoaren (~5-11km) ekarpena ere kontuan hartu behar da.

**Ozeanoaren erdiko gandorren ardatzean** burutzen den akrezio ozeanikoaren prozesuan zehar, olibinoak LKO-ak eskuratzen ditu, eta horiek dira mantuko anisotropiaren eragileak (5a irudia). Jario astenosferikoaren ondorioz, olibinoak lurrazaleko oinean plastikoki deformatzen da. Gandorren ardatzetik urruntzean eta ondoriozko hoztean, eskuratutako jario astenosferikoaren geometria izozten da eta litosfera ozeaniko gaztean kontserbatzen da. Beraz, goi-mantu subozeanikoan, uhinak astenosferaraino sartzen badira, A.S.-ak jario plastiko aktiboa islatzen du; litosferaraino soilik sartzen badira, ordea, jario izoztua adierazten du. Halaber, zona hau gandorretik urrundu ahala, jario astenosferikoaren orientazioa sakontasunarekin batera alda daiteke baldin eta eskualdeko plaken mugimendu absolutua (PMA) ezberdina bada (eskuibiko 5a. irudia). Nolanahi ere, litosfera subozeanikoan (edo plakaren xafla bakoitzean) ikusten den anisotropiak xafla hori litosferari erantsita izan zeneko PMA-ren norabidea islatzen du.



**5. irudia.** a) Jario astenosferikoaren ereduaz azkarretan (ezkerrean) eta olibinoaren ardatz kristalografikoen orientazioa jario honen erantzun gisa (eskubian). Litosfera-astenosferaren arteko trantsizioan olibinoaren ardatzak mantuko jarioaren norabidearen arabera orientatzen dira (ezkerrean), hau da,  $[100]_{ol}$  ardatzak estentsio-norabidearekiko paraleloki orientatzen dira, eta orientazio hau, hozten ari den litosferan kontserbatzen da (goiko partea eskuibiko irudian). Gandorretik urruntzean jario astenosferikoaren orientazioa aldatzen bada (beheko partea eskuibiko irudian), ardatzen orientazioa ere aldatzen da. (13, 2). b)  $[100]_{ol}$  eta  $[001]_{ol}$  ardatz kristalografikoen azkeneko orientazioa subduzitzen ari den plakaren goiko partean (19).

Gandor azkarretan, hau da, 7cm/urte-ko baino estentsio-tasa altuagoak dituztenetan, jario-planoak horizontalak dira, eta jario-lerroek angelu han-

diak osatzen dituzte gandorraren ardatzarekin, hots, estentsio-norabidearekiko paraleloak dira. Temperatura altuetan deformazio plastikoak  $[100]_{ol}$  ardatz kristalografikoak jario-lerroen norabiderantz eramaten ditu, eta ondorioz,  $V_{p_{max}}$  eta  $\phi$  gandorraren ardatzarekiko perpendikularrak dira (2, 18) (5a irudia).

Gandor moteletan (2-3cm/urte-ko estentsio-tasa) eta rifting-zonetan jario-planoak okerdura handia du eta jario-lerroa riftaren ardatzarekiko paraleloa da (2). Beraz,  $V_{p_{max}}$  eta  $\phi$  rift-ardatzarekiko paraleloak erregistratzen dira (ikusi aurrerago, 6a irudia).

Espantsio-zentroetan sortutako egitura anisotropo hau **subdukzio-zonetan**, 400km-ko sakontasunaraino babesten da, non olibinotik beta-espina faltsurako trantsizioa sortzen den, eta baita sakonera handietaraino ere. Honen zergatiak aurrez eskuratutako olibinoaren LKO-ak hondatzeko zailtasuna (19) eta subdukzio prozesuaren iraupen laburra (13) dira. Xafla subduzitzaillearen eta gaineko litosferaren arteko ukipen-zonako zizaila-deformazioak, orientazio hauek indar ditzake. Ondorioz,  $V_{p_{max}}$ -aren norabidea subdukzio-planoaren barne egoten da eta  $[100]_{ol}$ -arekiko paraleloa da (5b irudia).

**Lurrazal ozeanikoan**, A.S.-aren eragileak gandor-ardatzarekiko paraleloak diren zartadura bertikal orientatuak dira. Orientazio hau estentsioaren hasieran sorturiko basamentu ozeanikoaren frakturazio orientatuaren ondorioa da; izan ere frakturazioak orientazio berbera duten dike-sistemak sortzen ditu. Arrailduren efektua sakontasunarekin eta gandor-ardatzarekiko distantziaren handitzearekin gutxitzen da. Egoera honetan, konpresio-uhinak estentsio-norabidean zehar motelago hedatzen dira eta S uhin azkarrak zartaduren norabidearekiko paraleloki polarizatzen dira.

**Eskualde kontinentaletan**, behaketa sismologikoen arabera, anisotropia gehiena goi-mantuan ere kokatzen da, goiko 200km-tan hain zuzen ere (ad. A  $V_p$ : % 2-7, (13)), eta lurrazalak (10-15km) ekarpen txiki bat dakar. Eskualde hauetan erregistraturiko SKS uhinen atzerapenak 0.5 eta 2.4s artean dabilta, 1s batezbestekoa izanik. Atzerapen honetan lurrazalaren ekarpena 0.1 eta 0.3s bitartekoa da ondorengo iturrietan eskuratutako datuen arabera (18): (a) estazio azpian kokaturiko lurrazaleko lurrikarak; (b) xafla subduzitzailleetan sortutako lurrikarak, non uhinek gaineko lurrazala zeharkatzen duten eta (c) Mohoa zeharkatutakoan S uhin bihurturiko P uhinak. Beste aldetik, trantsizio-zonak eta behe-mantuak ez diote anisotropiari laguntzen neurri handi batean, ondorengo behaketen arabera: (a) eskualde berean SKS uhinen polarizazio-parametroak eta lurrikara sakonek sortutako S uhinetakoak antzekoak izan ohi dira, nahiz eta biek behe-mantu ezberdina zeharkatu; (b) subdukzio-zonetan sortutako goi-mantua zeharkatzen duten S uhinen polarizazio-parametroak eta zona berean SKS eta ScS uhinetatik bildutakoak berberak dira; (c) Pn uhinen norabide azkarrak  $\phi$ -arekiko

paraleloak dira eta (d)  $\phi$ -aren eskualde eskalako aldaketa handiak kontinentetako alboko heterogeneotasun estrukturalekin konpatibleak dira, zeinak plaka litosferikoek sufritzen duten deformazio-historiarekin erlazioa adierazten duen.

**Goi-lurrazalean**, egungo esfortzu-egoerak mikrofrakturazioz sorturiko (lurrikaren foku-mekanismoen analisisetatik ondorioztatuta) anisotropia sor dezake. S uhin azkarra zartaduren orientazioarekiko paraleloki polarizatzen da eta  $V_{p_{max}}$ -aren norabide honekiko ere (eta beraz, esfortzu konpresibo maximoaren norabidearekiko) paraleloa da (8).

**Goi-mantu subkontinentalaren** anisotropia, deformazio plastikoak sorturiko olibino eta ortopiroxenoaren LKO-en ondorioa da. LKO hauek, astenosferako jario konbektiboak sortuak izan daitezke (**jatorri astenosferikoa**), edo aurreko prozesu orogenikoetan eskuratutakoak izan daitezke, hau da, litosfera subkontinentaleko anisotropia «fosila» da (**jatorri litosferikoa**) (13).

Lehenengo kasuan (jatorri astenosferikoaren kasuan), anisotropiaren jatorria ikerketa-zona azpian aurkitzen den astenosferako konbektzio-korronteek eraginiko plaken egungo mugimenduari lotuta dago. Foliazio-planoa horizontala da, lineazioa horizontala eta jario-lerroekiko paraleloa. Norabide hauek, berriz, plaken mugimendu absolutuaren norabidearekiko (PMA) paraleloak dira. Horrela, zizaila-uhin bat bertikalki hedatzen dela kontuan hartuz, zizaila-uhin azkarraren polarizazio-norabidea ( $\phi$ ) PMA-aren norabidearekiko ( $\phi_{MAP}$ ) paraleloa da eta baita P uhinentzako  $V_{p_{max}}$ -aren norabide ere. Norabide hauek zenbait egilek argitaratutako plaken mugimenduen ereduetan agertzen dira (20). Gainera, aintzat hartzen badugu astenosferako lodiera konstantea (100km), atzerapena ( $\delta t$ ) ere konstantea izan behar da. Prozesu hau (jatorri astenosferikoa anisotropiarentzat) egungo eskualde aktiboetan garrantzitsutzat jotzen da.

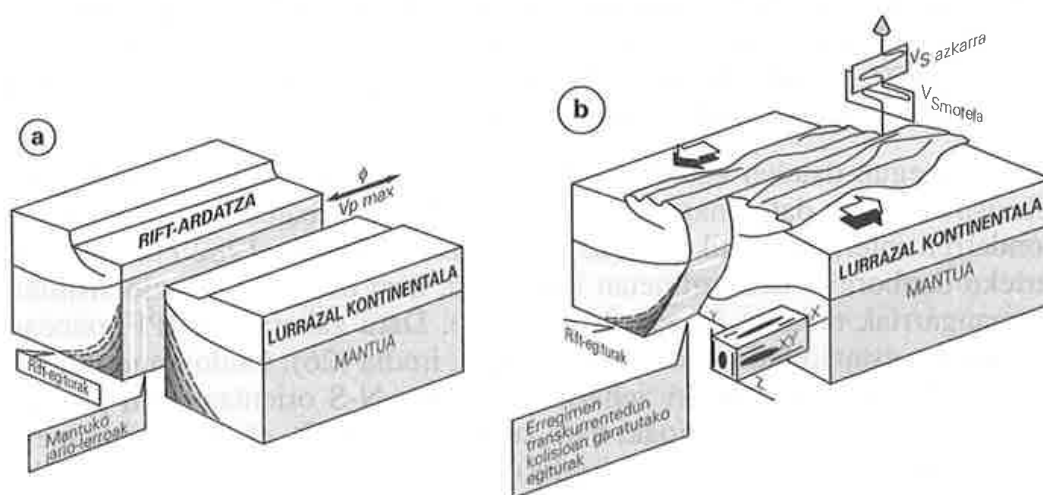
Bigarren kasuan, (jatorri litosferikoaren kasuan) anisotropiaren eragilea deformazio litosferikoen prozesuak dira, eta zehazki, azkeneko deformazio-gertaera garrantzitsuena. Bai mantu subkontinentaleko arroketan burututako kalkulu elastikoen bidez, bai kate ezberdinetan lortutako polarizazio-parametroei esker, egiaztatu ahal da kasu gehienetan, (nahiz prozesu orogeniko garrantzitsuak pairatu dituzten zona kontinental egonkorretan, nahiz egungo zona orogenikoetan) prozesu hau, mantu subkontinentaleko anisotropiaren eragile nagusia dela (18).

Goi-mantu subkontinentaleko deformazioa sortzen duten prozesu tektonikoak hauek dira: estentsioa (rifting), talka, transkurrentzia eta konbergentzia.

**Rifting-zonetan**, mehetutako lurrazalaren azpian mantu astenosferikoaren igoera diapirikoak okerdura handiko jario-planoak eta rift-ardatzarekiko

paraleloak diren jario-lerroak sortzen ditu (2). Honen ondorioz  $V_{p\max}$  eta  $\phi$  ardatzarekiko paraleloak dira (6a irudia). Halere, egungo rifting-zonetako behaketen arabera, S uhin azkarraren orientazioak ez dira erraz korrelazio-natzen estentsio-norabidearekin (21). Kontu hau riftaren garapen aldakorren emaitza da: lurrazaleko mehetzearen maila, igoera astenosferikoaren maila eta mantuko fabriken garapena (18).

Plaka kontinentalen arteko **talka puruak** arraroak dira, hots, talka gehienetan osagai transkurrentea egoten da (22). **Erregimen transkurrenteetan** foliazioa bertikala da eta lineazioa horizontala edo okerdura aldakorrekoa (6b irudia). Uhin azkarraren polarizazio-norabidea eta  $V_{p\max}$ -aren norabidea egitura transkurrenteetikiko, eta beraz katearen norabidearekiko, paraleloak dira. Neurtutako anisotropia prozesu transkurrentean deformazio plastikoak sortutako mantuko fabrikaren emaitza da (22), eta baita lurrazaleko fabrikaren emaitza ere, hau da, erregimen honetan anisotropia litosfera osoaren deformazioaren fruitua da (18). Nolanahi ere, egitura transkurrenteetikiko paraleloak diren aurreko rifting-gertaeretan sorturiko mantuko fabriken ekarpena ere kontuan hartu behar da (23). Jario astenosferikoaren bitartez eskuratutako LKO-en suntsiketa oso zaila da (19), eta gainera, egitura bien orientazioa antzekoa denez, prozesu hauek kontuan hartu behar dira mendikateetako A.S.-aren interpretazioan, batez ere rift prozesua eta talka jarraian gertatu izan diren kate orogenikoetan (6. irudia).



**6. irudia.** Bi prozesu ezberdinek elkarrekiko paraleloak diren mantuko fabrika litosferikoak sor ditzakete: a) akrezio litosferikoa rift batean (diapiro igotzaileak sortutako jario astenosferikoa rift-ardatzarekiko paraleloki bideratzen da) b) bi plaken arteko hurrengo talkan zehar sorturiko mugimendu transkurrentea. S uhin azkarra egitura transpresionalekiko paraleloki polarizatzen da, hau da,  $\phi$  katearen norabidearekiko paraleloa da (23, 12, aldatuta).

**Ertz konbergenteetan**, anisotropia, gaineko xaflaren mantu-falkatik, xafla subduzitzaitetik, eta baita ere honen azpian dagoen goi-mantutik dator. Beraz, zona hauetan ikerketak burutzeko, xafla subduzitzaitetik gainean sortzen diren lurrikaren S uhinen datu gehigarriak beharrezkoak dira.

### 3. MENDIKATE PIRINIARRA

Pirinioak (edo Kate piriniarra) Kretazeoaren bukaeran hasi eta Eozeno-raino luzatu den plaka Europar eta Iberikoen arteko talkaren ondorioz osatu dira. Kateak, E-W inguruko orientazioa duen egitura zilindrikoa azaltzen du, eta tradizionalki, iparraldetik hegoaldera, katearekiko paraleloak diren hiru egitura-unitate nagusi bereizi izan dira (24) (7. irudia): Ipar-Pirinioetako Zona (IPZ), Zona Axiala (ZA) eta Hego-Pirinioetako Zona (HPZ). Iparraldean, IPZ-k Akitaniako Arroa zamalkatzen du Ipar-Pirinioetako frontean zehar, eta hegoaldera, HPZ-k Ebroko Arroa Hego-Pirinioetako frontean zehar. Ipar-Pirinioetako Faila (IPF), ZA eta IPZ mugatzen duen akzidente subbertikala da. Katearen erdigunean bere traza kartografikoa garbi dago, izan ere lherzolitik, granulitek eta IPZ-ko materialen metamorfismoak markatzen du. Mendebalderantz, ordea, azalean bere traza kartografikoa galdu egiten da.

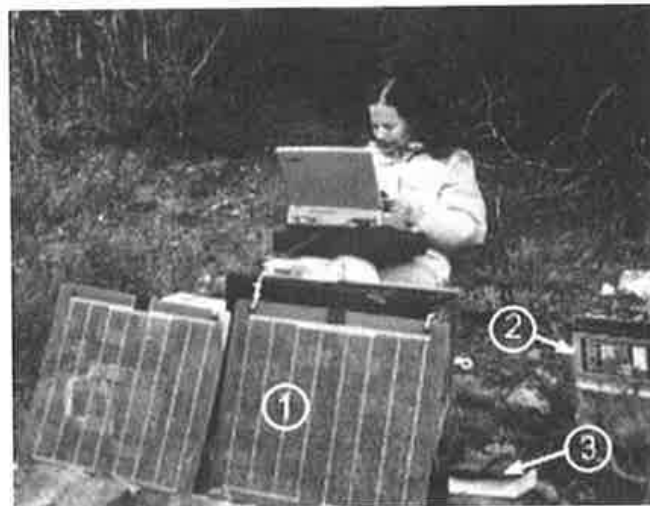
Pirinioetako Zona Axialak katearen erdigunea osatzen du. Nagusiki orogenia hertziniarrean zehar deformaturiko materialez eraturik dago. Iparraldean, plaka Europar eta Iberikoaren arteko Albiar aurreko muga den IPFk mugatzen du. IPZ Kretazeoan zehar Bizkaiko Golkoaren irekitzearen ondorioz sortutako katearekiko paraleloa den rifting zona bezala interpreta-tzen da. HPZ Ebroko Arrotantz bergenteak diren mantuetan egituraturiko serie Mesozoiko-Zenozoikoz osatua dago.

Gaur egun dauden katearen anisotropiari buruzko datuak, zizaila-uhin telesismikoetatik datoz nagusiki, eta neurri txikiago batean, baita P uhinen hondarren interpretaziotik ere (25). Polarizazio-datuak, 1982 eta 1997 bitarteko denboraldi desberdinetan bildu dira, hiru osagaiko estazio sismiko eramangarriak erabiliz (1. eta 2. argazkia). Datu zaharrenak IPF gainean kokaturiko estazio batetik datoz (NE 10, 7. irudia (26). Ondorengo ikerketetan, katea perpendikularki zeharkatzen duten N-S orientaziodun profiletan zehar kokatu dira estazioak, hain zuzen erdiko (27), ekialdeko eta mendebaldeko (5) sektoreetan (7. irudia). 5.8 baino magnitude handiagoko gertaerak besterik ez dira erabili.

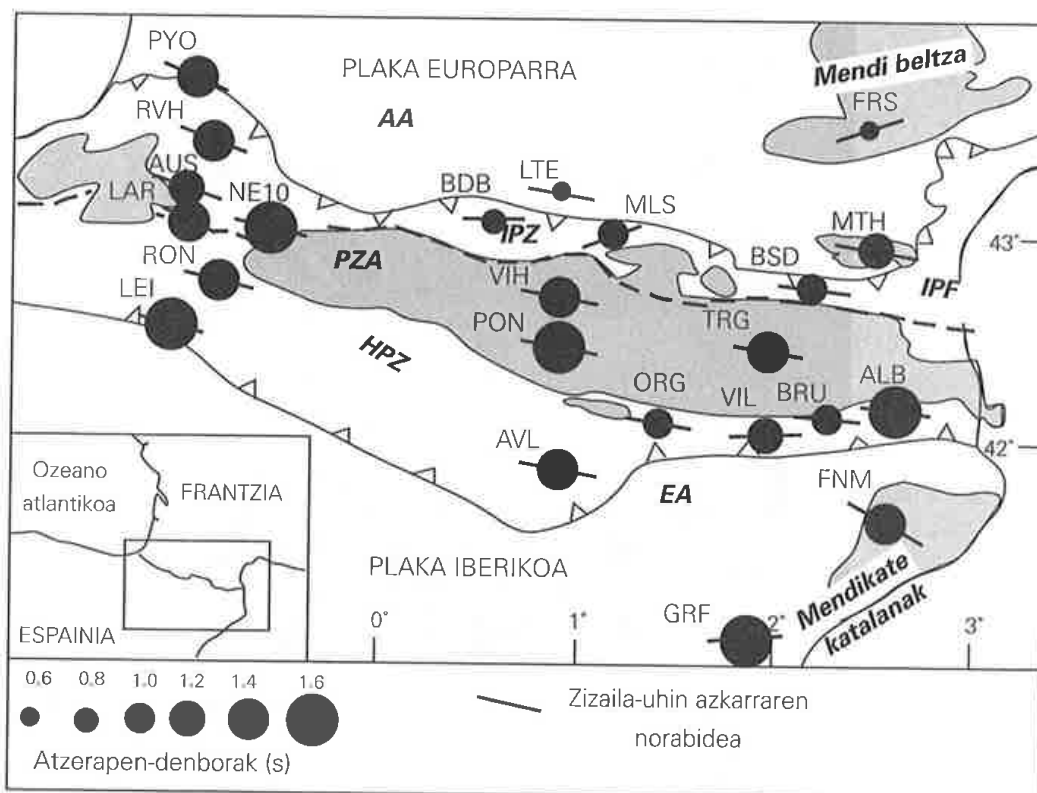
Datu hauetakik, eta 2.2 atalean aurkeztutako metodologia erabiliz, polarizazio-parametroak ( $\phi$ ,  $\delta t$ ) lortu dira (7. irudia). Katean zehar, uhin azkarren orientazioa ( $\phi$ ) nahiko egonkorra da (N100°E ekialdeko eta erdiko sektoreetan, eta N110°E mendebaldean), eta atzerapenak ( $\delta t$ ) antzekoak dira (1.0-1.7s ekialdean, 1.3-1.5s erdiko aldean, eta 1.3-1.4s mendebaldean).



**1. argazkia.** 1996ko irailean Leireko (LEI) estazioan jasotako datuen biltzea. 1) Estazio eramangarria. 2) Erregistro-zinta. 3) Estazioa eta lurperatuta dagoen sismografoa lotzen dituen kablea. 4) Bateriak elikatzeko eguzki-panelak (atzetik ikusita). 5) Datuen biltzea ordenagailu eramangarri batean. Erregistro-zintako espazioa handitzeko programa informatiko egokitua erabiltzen da. Lan hau gehienez hiru astean behin egin behar da.



**2. argazkia.** 1996ko abenduan Erronkariko (RON) estazioan jasotako datuen biltzea. 1) Bateriak elikatzeko eguzki-panelak (aurretik ikusita). 2) Estazioari energia ematen dioten bateriak. Honela seismoak erregistra daitezke. 3) Satelitez ordu-erregistroa kontrolatzen duen kuartzo-erlojua. Greenwich ordua. Datuen tratamendurako oinarritzkoa da.



**7. irudia.** Pirinioetako estazio sismikoetan lortutako SKS fasearen polarizazio-parametroen ( $\phi$ ,  $\delta t$ ) emaitzak (5). AA: Akitaniako Arroa, IPZ: Ipar-Pirinioetako Zona, IPF: Ipar-Pirinioetako faila, PZA: Pirinioetako Zona Axiala, HPZ: Hego-Pirinioetako Zona, EA: Ebroko Arroa.

Oro har, balore altuenak (1.1-1.5 s) plaka Iberikoan erregistratzen dira. Pirinioetako erdian, eta zehazki IPZ-an, bi parametroen aldaketa adierazgarria ikusten da:  $\phi$  N70°E eta N90°E bitartean aldatzen da eta  $\delta t$  baloreak baxuagoak dira (0.6-1.0 s).

### 3.1. Pirinioetako anisotropiaren jatorri litosferiko ala astenosferikoa? Prozesu tektonikoak

Aurreko atalean esandakoaren arabera, anisotropiaren iturri nagusia goi-mantua da. Hala ere, anisotropia litosferan (jatorri litosferikoa) edo astenosferan (jatorri astenosferikoa) kokatuta egon daiteke. Hipotesi hauen egiaztapenaren aurrean, bi puntu analizatu behar dira: (a) plaken mugimendu absolutua (PMA) eta (b) polarizazio-parametroen aldaketa.

Jario astenosferikoa egongo balitz, PMA-aren bektorea  $\phi$ -rekiko paraleloa izango litzateke. Kate Piriniarraren azpian PMA-aren ereduak N45-50°E



norabideko jario astenosferikoa iragartzen dute (28). Orientazio hau lortutako N100-110°E norabidetik urrun dago.

Polarizazio-parametroei dagokienez,  $\phi$  eta egun azaleratuta dauden egitura litosferikoen arteko korrelazio handia, begibiztakoa da, hau da,  $\phi$  egitura hertziniar eta piriniarrekiko paraleloa da. Azkenik,  $\delta t$ -ren aldaketak lodiera litosferikoaren aldaketekin korrelazionatzen dira, hots, katearen erdiko partean, plaka Iberikoan lortzen diren atzerapen handienek, plaka honen lodiera litosferikoa handiagoa dela plaka Europarrarekiko adierazten dute. Beste zenbait datuk bi plaken arteko lodiera litosferikoaren ezberdintasun hau egiaztatzen dute. Lurrazal mailan, errefrakzio-profilek (29) eta islatze-profilek (30) eta Bouguer-en anomalia grabimetrikoen mapek (31) Pirinioetako erdiko sektorean plaka Iberikoaren lurrazala plaka Europarrarena baino lodiagoa dela frogatu dute. Litosfera mailan, P uhinen hondarren (25), tomografia sismikoaren (31) eta zundaketa elektromagnetikoen (32) datuek gauza bera adierazten dute: plaka europarraren azpian plaka Iberikoaren behe-lurrazalaren subdukzio limitatuaren ondorioz plaka Iberikoa plaka Europarra baino lodiagoa dela zona honetan (30).

Beraz, datu hauek guztiek adierazten dute kate honetan polarizazio-anisotropiak jatorri litosferikoa duela nagusiki. Anisotropia sortzen duen fabrika litosferikoa eboluzio tektonikoan zehar arrokek jasandako deformazioaren fruitua da. Kate piriniarrari dagokionez, nagusiki bi orogenietan zehar (hertziniarra eta piriniarra) gertatutako prozesu tektonikoak dira analizatu behar direnak.

Pirinioetako **egungo esfortzu-egoerari** dagokionez, esfortzu konpresibo maximoa N-S eta NW-SE bitartean orientatzen da plaka Iberiko eta plaka Europarraren egungo konbergentziaren ondorioz. Beraz, esfortzu-eremu hau dela medio, goi-lurrazalean sortutako lehentasunezko mikrofrakturazioaren orientazioak, N-S eta NW-SE bitarteko orientazioaren  $\phi$  eraginiko luke. Orientazio hau eta neurtutakoa ezberdinak direnez, aukera hau ezin da baliozkoa izan anisotropiaren iturri gisa.

**Orogenia piriniarrak**, kate piriniarraren osaketaren eragileak, bi gertakari ditu: (1) Albiarrean, plaka Europarrarekiko plaka Iberikoaren mugimendu transtensibo senestrosa ematen da pull-apart arroak sortuz Zona Axialaren iparraldean. Rifting prozesu honek mantu astenosferikoaren igoera eragiten du eta honek, kubetako sedimentuen presio baxuko eta tenperatura altuko metamorfismoa sortzen du (33). (2) Kretazeoaren bukeran bi plaken arteko N-S talka hasten da ekialdean, Eozenoan jarraitzen zuelarik.

Lehenengo gertakarian zehar, rift-a sortzean, honen norabidearekiko paraleloa den mantuko fluxua sortzen da (6a eta 8b irudiak). Ondorengo talkak, azalean zamalkadurak sortu zituen laburketa egokitzeko (kalkuluen

arabera 100km gutxienez), eta plaka Iberikoaren subdukzioa plaka Europarraren azpian. Mehetutako zona honetan E-W orientaturiko mantuko jario astenosferikoa espero liteke, gradiente termikoa altua dela eta. Mantu litosferikoa deformatzen jarraitu dezake, aurreko gertakarian eskuratutako [100] norabideko fabrika kristalografikoak indartuz (8. irudia). Beraz, IPZ-n erregistratutako anisotropia, orogenia piriniarrean gertaturiko prozesu tektonikoek, iraganekoak edo egungoak (jario astenosferikoa), sortua izan da. Talkan nahasia dagoen ZA-k ere anisotropia piriniarra jaso dezake (5).

**Orogenia hertziniarra**, katearen kanpoko eremuetan behatutako anisotropiaren eragilea izan behar da. Orogenia Variskarraren bukaeran, kateak pairatzen duen mugimendu destroak E-W orientaziodun zona transpresibo destroak sortzen ditu (8a irudia). Deformazio-erregimen honek, atzerapen handiak eta kate-norabidearekiko paraleloak diren  $\phi$ -k eragiten dituen foliazio bertikalak eta lineazio horizontalak sortzen ditu (6b irudia). ZA-ean, prozesu honek ere lagundu dio behatutako anisotropiari, batez ere IPF-ren inguruan dauden estazioetan. Egitura hertziniarrak eta piriniarrak elkarrekiko paraleloak direnez, ez dago ezberdintzerik bi aukeren artean eta beraz, zona honetan, anisotropia deformazio piriniar eta hertziniarraren gehiketaren emaitza izan behar da (5).

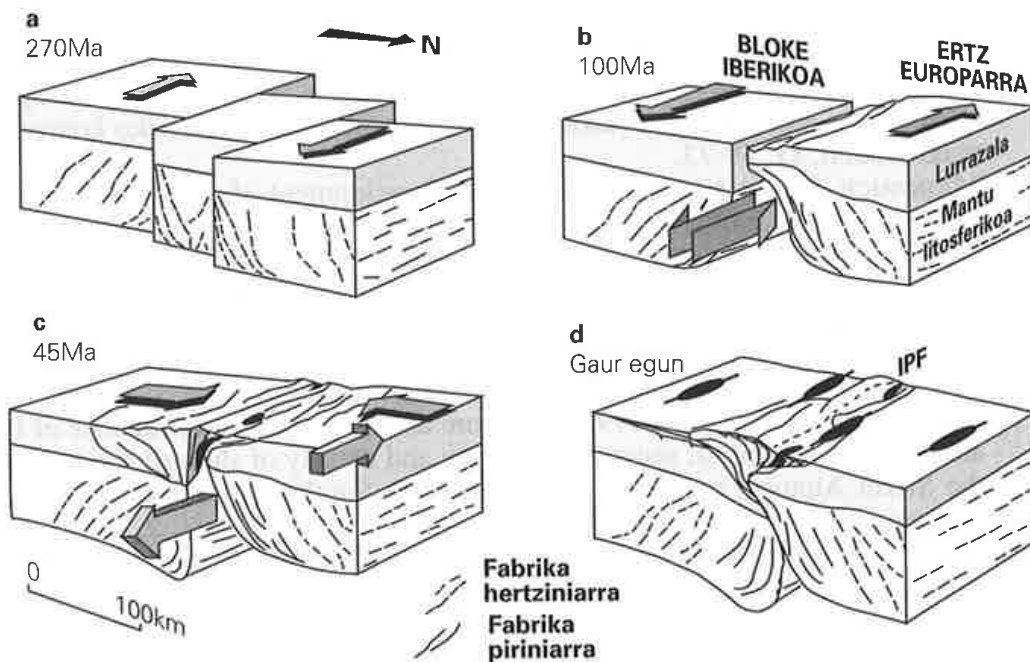
### 3.2. Eredu geodinamikoa

Ikuspuntu estrukturaletik A.S.-aren helburuetako bat litosfera mailan eboluzio geodinamikoaren ereduak eraikitzea da; izan ere A.S.-a geologian modelizazioaren mugak zabaltzeko eta egiaztatzeko gai den teknika geofisikoetako bat da (18). Hau lortzen da A.S.-tik datozen datuak (S uhin-polarizazio-anisotropia edo Pn edo P-hondarren hedapen-anisotropiak), lurrazalean eta litosferan burututako beste ikerketa geofisiko batzuekin (ikerketa elektromagnetikoak, grabimetrikoak, errefrakzio eta islatze-profilak) eta baita ikerketa tektoniko konbentzionalek eskaintako datuak egiaztatuz.

Pirinioetan, ikerketa gehigarri hauetako batzuk, aurreko ataletan aztertu dira. Hau guztia kontuan hartuta, kate piriniarrarentzako eredu geodinamiko bat proposatu ahal izan da orogenia hertziniarraren bukaeratik (5). Egile hauen arabera, eredu honek lau etapa ditu (8 irudia):

- (a) Orogenia hertziniarraren bukaeran (270Ma, Permiarra) (8a irudia): Goi-mantuan deformazio handia sortzen duen (8a irudian lerro etenak) mugimendu destroa, litosfera eskalara.
- (b) Albiarrean (~100Ma) (8b irudia): IPZ-n katearekiko paraleloak diren rifting-zona transkurrente senestroak sortzen ditu Ipar-Atlantikoaren eta Bizkaiko Golkoaren irekitzeak. Etapa honetan, Iherzoli-

- ten lekutzea eta tenperatura altuko metamorfismoa eragiten dituen igoera diapiriko astenosferikoa ematen da.
- (c) Goi Kretazeoa-Eozenoa (~80Ma-tik) (8c irudia): Rift-aren ixtea eta bi plaken arteko talka plaka Iberikoaren N-S mugimenduaren ondorioz. Honek, deformazio litosferikoa eta astenosferikoa eragin zituen, E-W orientazioko okerdura handiko foliazio eta lineazio horizontalak sortuz.
- (d) Egungo egoera (8d irudia): Katearen barneko aldean, anisotropia orogenia piriniarrean eskuratutako fabrikaren emaitza da (Albiarretik), eta kanpoaldean, orogenia herziniarrean lortutakoarena. Zona Axialean, anisotropiaren zati bat hertziniarretik heredatutakoa izan liteke. Aipagarria da, katean zehar, IPF-ren (lerro eten lodia 8d irudian) albo banatan ez direla A.S.-aren aldaketa adierazgarri ikusten.



**8. irudia.** Orogenia herziniarraren bukaeratik kate piriniarraren eboluzio geodinamikoaren eredu (5). Goi-mantuan lerro etenek deformazio hertziniarraren gertaerietan zehar sortutako foliazio-trazak adierazten dituzte eta lerro jarraiek deformazio piriniarrean sortutakoak.

## ESKER ONA

Lan hau UPV 001.310-EB003/95 proiektuak finantzatua izan da.

## BIBLIOGRAFIA

- [1] HESS, H.H., 1964. «Seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans». *Nature*, **203**, 629-631.
- [2] NICOLAS, A eta CHRISTENSEN, N.I., 1987. «Formation of anisotropy in upper mantle peridotites-A review». Non: *Composition, Structure and Dynamics of the Lithosphere-Asthenosphere System* [K. Fuchs eta C. Froidevaux (Edk)], American Geophysical Union. Geodynamic Series, Washington, D.C., **16**, 111-123.
- [3] NICOLAS, A. eta POIRIER, J.P., 1976. *Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks*. Ed. Wiley Inter Science, London., 444 or.
- [4] SILVER, P.G. eta CHAN, W.W., 1991. «Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation». *Journal of Geophysical Research*, **96**, 16.429-16.454.
- [5] BARRUOL, G., SOURIAU, A., VAUCHEZ, A., DÍAZ, J., GALLART, J., TUBÍA, J. eta CUEVAS, J., 1998. «Lithospheric anisotropy beneath the Pyrenees from shear wave splitting». *Journal of Geophysical Research*, **103**, 30.039-30.053.
- [6] JI, S., SALISBURY, M.S. eta HANMER, S., 1993. «Petrofabric, P-wave anisotropy and seismic reflectivity of high-grade tectonites». *Tectonophysics*, **222**, 195-226.
- [7] SILVER, P.G. eta CHAN, W.W., 1988. «Implications for continental structure and evolution from seismic anisotropy». *Nature*, **335**, 34-39.
- [8] GARCÍA-SAN MILLÁN, R.S.; TUBÍA, J.M. eta CUEVAS, J., 1999. «Anisotropia sismikoaren erabilera arazo tektonikoen ebazpenean. (I) Oinarrizko kontzeptuak». *Ekaia*, **11**, 59-73.
- [9] MAINPRICE, D. eta NICOLAS, A., 1989. «Development of shape and lattice preferred orientations: application to the seismic anisotropy of the lower crust». *Journal of Structural Geology*, **11**, 175-189.
- [10] GARCÍA-SAN MILLÁN, R.S., 1998. *Petrofábrica y anisotropía sísmica. Análisis y significado en una sección representativa de la transición corteza-manto subcontinental (Manto de Los Reales, Cordilleras Béticas)*. Doktorego-tesia. Euskal Herriko Unibertsitatea. 369 or.
- [11] KERN, H. eta TUBÍA, J.M., 1993. «Pressure and temperature dependence of P- and S- wave velocities, seismic anisotropy and density of sheared rocks from the Sierra Alpujata massif (Ronda peridotites, Southern Spain)». *Earth and Planetary Science Letters*, **119**, 191-205.
- [12] BARRUOL, G., 1993. *Pétrophysique de la croûte inférieure. Rôle de l'anisotropie sismique sur la réflectivité et le déphasage des ondes S*. Doktorego-tesia. Montpellier II-ko Unibertsitatea, 277 or.
- [13] BABUSKA, V. eta CARA, M., 1991. *Seismic Anisotropy in the Earth*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 217 or.
- [14] VINNIK, L.P., KOSAREV, G.L. eta MAKEYEVA, L.I., 1984. «Anizotropiya litosfery po nablyudeniya voln SKS and SKKS». *Dokl. Akad. Nauk USSR*, **278**, 1335-1339.
- [15] FOWLER, C.M.R., 1990. *The solid Earth. An introduction to global geophysics*, Cambridge University Press, Cambridge, 472 or.
- [16] SAVAGE, M.K. eta SILVER, P.G., 1993. «Mantle deformation and tectonics: constraints from seismic anisotropy in the western United States». *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **78**, 207-227.
- [17] MARSON-PIDGEON, M. eta SAVAGE, M.K., 1997. «Frequency-dependent anisotropy in Wellington», New Zealand, *Geophysical Research Letters*, **24**, 3297-3300.

- [18] SILVER, P.G., 1996. «Seismic anisotropy beneath the continents: Probing the depths of Geology». *Annual Review of Earth and Planetary Science*, **24**, 385-432.
- [19] MCKENZIE, D., 1979. «Finite deformation during fluid flow». *The Geophysical Journal of the Royal Astronomy Society*, **58**, 689-715.
- [20] SMITH, D.E., KOLENKIEWICZ, R., DUNN, P.J., ROBBINS, J.W., TORRENCE, M.H., KLOSKO, S.M., WILLIAMSON, R.G., PAVLIS, E.C. DOUGLAS, N.B. eta FRICKE, S.K., 1990. «Tectonic motion and deformation from satellite laser ranging to LA-GEOS». *Journal of Geophysical Research*, **95**, 22.013-22.042.
- [21] VINNIK, L.P., MAKEYEVA, L.I., MILEV, A. eta USENKO, Y., 1992. «Global patterns of azimuthal anisotropy and deformation in the continental mantle». *Geophysical Journal Interiors*, **111**, 433-447.
- [22] VAUCHEZ, A. eta NICOLAS, A., 1993. «Mountain building: strike-parallel motion and mantle anisotropy». *Tectonophysics*, **186**, 183-201.
- [23] NICOLAS, A., 1993. «Why fast polarization directions of SKS seismic waves are parallel to mountain belts». *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **78**, 337-342.
- [24] CHOUKROUNE, P., 1992. «Tectonic evolution of the Pyrenees». *Annual Review of Earth and Planetary Science*, **20**, 143-158.
- [25] POUPINET, G., SOURIAU, A., VADELL, M. eta NJIKE-KASSALA, J.D., 1992. «Constraints on the lithospheric structure beneath the North Pyrenean fault from teleseismic observations». *Geology*, **20**, 157-160.
- [26] SOURIAU, A. eta NJIKE-KASSALA, J.D., 1993. «Anisotropy beneath the North Pyrenean Fault». *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **78**, 239-244.
- [27] BARRUOL, G. eta SOURIAU, A., 1995. «Anisotropy beneath the Pyrenees range from teleseismic shear wave splitting». *Geophysical Research Letters*, **22**, 493-496.
- [28] DEMETS, C., GORDON, R.G., ARGUS, D.F. eta STEIN, S., 1990. «Current plate motions». *Geophysical Journal Interiors*, **101**, 425-478.
- [29] DAIGNIÈRES, M., GALLART, J., BANDA, E. eta HIRN A., 1982. «Implication of the seismic structure for the orogenic evolution of the Pyrenees range». *Earth and Planetary Science Letters*, **57**, 88-110.
- [30] ROURE, F. eta ECORS PYRENEES TEAM, 1989. «ECORS deep seismic data and balanced cross sections: Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees». *Tectonics*, **8**, 23-39.
- [31] SOURIAU, A. eta GRANET, A., 1995. «A tomographic study of the lithosphere beneath the Pyrenees, from local and teleseismic data». *Journal of Geophysical Research*, **100**, 18.117-18.134.
- [32] POUS, J., LEDO, J., MARCUELLO, A. eta DAIGNIÈRES, M., 1995. «Electrical resistivity model of the crust and upper mantle from magnetotelluric survey through the central Pyrenees». *Geophysical Journal Interiors*, **121**, 750-762.
- [33] GOLBERT, J.M. eta LEYRELOUP, A.F., 1990. «High temperature-low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (eastern North Pyrenean Zone, France)». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **104**, 194-207.