



UNIVERSITAT DE  
BARCELONA

**Desenvolupament de models numèrics de placa prima  
per a l'estudi de la deformació litosfèrica.  
Aplicació a la zona Açores-Gibraltar**

Ivone Jiménez i Munt



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement- NoComercial – SenseObraDerivada 4.0. Espanya de Creative Commons.**

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento - NoComercial – SinObraDerivada 4.0. España de Creative Commons.**

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution-NonCommercial-NoDerivs 4.0. Spain License.**

Consell Superior d'Investigacions Científiques (CSIC)  
Institut de Ciències de la Terra *Jaume Almera*  
Departament de Geofísica



Programa de doctorat de Tectònica i Geofísica. Bienni 1995-97

# DESENVOLUPAMENT DE MODELS NUMÈRICS DE PLACA PRIMA PER A L'ESTUDI DE LA DEFORMACIÓ LITOSFÈRICA. APLICACIÓ A LA ZONA AÇORES-GIBRALTAR.

**Tesi**

presentada per

**Ivone Jiménez i Munt**

al Departament de Geodinàmica i Geofísica de la Universitat de Barcelona  
per optar al grau de Doctora en Ciències Físiques.

Director: **Manel Fernàndez i Ortiga**

043 Jim

BIBLIOTECA DE LA UNIVERSITAT DE BARCELONA



0700200546

Tutor: **Josep Anton Muñoz de la Fuente**

BIBLIOTECA DE GEOLOGIA  
Universitat de Barcelona-CSIC

Barcelona, Octubre 1999

## Agraïments

Al primer que he d'agrair és al meu director Manel Fernàndez, sempre amb les idees molt clares, ha sabut guiar-me i animar-me quan ha calgut. Sense ell no hagués pogut fer aquest treball.

La meva estada a la Universitat de Califòrnia, Los Angeles (UCLA), treballant amb el Professor Peter Bird, va suposar una gran empenta per a la tesi. En Peter mereix un agraïment molt especial pel seu interès mostrat, no només durant el temps que vaig passar allà, sinó també al tornar a Barcelona.

A tot el personal de l'Almera, en especial a la Dra. M<sup>a</sup> José Jiménez per ajudar-me a entendre tot allò relacionat amb la sismicitat, a la Dra. Montserrat Torné amb el seu coneixement de la zona d'estudi i al Dr. Ramon Carbonell per la seva paciència davant qualsevol consulta informàtica.

En especial a tots els companys de l'Almera, amb els que hem fet més que compartir edifici: Rafa, Charlie, Mariajo, Jose, Jaime, Manu, Eulàlia, Neus, Jordi, Ari, Mario, David, Pepe, i tots aquells que ara no hi són: Fèlix, JP, Antonio, Joana, Gaby, Diego, Catherine, Mari, Anna M<sup>a</sup>, Craig, Ramon, Yizhaq. A l'Ignacio també pel seu ajut en la recopilació de les dades, en especial les de flux de calor. Al Javier per l'acurada lectura de la tesi i tots els seus comentaris. La visió analítica i els valuosos consells de l'Ana. Les llargues converses amb el Dani. En Valentí, són més de deu anys i moltes coses compartides, sempre proper.

L'Elisabet i la Sílvia, amigues de sempre. Els companys de la facultat, en especial l'Alfons, Dani, Sixte i Ruru. Tots aquells amb els que hem compartit un munt d'aventures, els de la UEC, CEC o Senterada. L'Anna M<sup>a</sup> que em va fer estimar la música. A tota aquella gent que hem anat coincidint en campanyes, congressos, cursos, en especial al David i la Dina.

Finalment, el recolzament incondicional dels meus pares, sempre al meu costat. L'Elsa, germana, companya de pis, dissenyadora de la portada d'aquest treball i, el més important, amiga.

Aquest treball s'ha realitzat dins del marc de dos projectes diferents. El desenvolupament del model ha estat part del Projecte Europeu "*Geodynamic modelling of the Western Mediterranean*", n<sup>o</sup> CHRX-CT94-0607. L'aplicació del model a la zona Açores-Gibraltar s'ha realitzat dins del marc del Proyecto Nacional de Promoción General del Conocimiento "*Estructura y evolución geodinámica de la litosfera en el límite oriental de la zona Azores-Gibraltar: Banco de Goringe-Golfo de Cádiz*", n<sup>o</sup> DGICYT PB94-0013.

RESUM.....	1
ABSTRACT.....	3
<b>PRESENTACIÓ.....</b>	<b>5</b>

## **PART I – MODELS DE PLACA PRIMA. INFLUÈNCIA DE LA PRODUCCIÓ RADIOGÈNICA DE CALOR EN LA DEFORMACIÓ LITOSFÈRICA**

<b>INTRODUCCIÓ.....</b>	<b>11</b>
-------------------------	-----------

### **1. APROXIMACIONS I FORMULACIÓ. MODEL CONCEPTUAL DE PLACA PRIMA... 15**

1.1 REOLOGIA.....	16
1.1.1 Resistència litosfèrica.....	16
1.1.2 Reologia utilitzada al model de placa prima.....	18
1.1.3 Número d'Argand.....	20
1.1.4 Relació entre la resistència litosfèrica i el número d'Argand.....	20
1.2 MODEL MECÀNIC.....	23
1.2.1 Equació d'equilibri.....	23
1.2.2 Variació del gruix cortical.....	25
1.3 MODEL TÈRMIC.....	25

### **2. MODEL NUMÈRIC..... 29**

2.1 DIFERÈNCIES FINITES.....	29
2.1.1 Viscositat.....	30
2.1.2 Camp de velocitats.....	31
2.1.3 Deformació, nou gruix cortical.....	32
2.1.4 Discretització temporal de l'equació tèrmica.....	32
2.2 CONDICIONS DE CONTORN.....	33
2.2.1 Temperatura i gruix cortical.....	34
2.2.2 Camp de velocitats.....	34
2.3 DIAGRAMA DE FLUX.....	35

### **3. DEFORMACIÓ LITOSFÈRICA. CONDICIONS DE CONTORN I INFLUÈNCIA DE LA PRODUCCIÓ DE CALOR..... 41**

3.1 GEOTERMES, RESISTÈNCIA LITOSFÈRICA I NÚMERO D'ARGAND.....	43
3.2 PLACA HOMOGÈNIA, DEFORMACIÓ UNIFORME.....	47
3.3 DISTRIBUCIÓ DE VELOCITATS EN FORMA D'ESGLAÓ.....	49
3.4 VARIACIONS DE GRUIX CORTICAL.....	57
3.5 VARIACIONS LATERALS DE PRODUCCIÓ DE CALOR.....	65
3.6 CONCLUSIONS.....	71

## PART II – RÈGIM ACTUAL DEL LÍMIT DE PLAQUES AÇORES-GIBRALTAR

<b>INTRODUCCIÓ .....</b>	<b>75</b>
<b>4. CONTEXT GEODINÀMIC. DADES .....</b>	<b>79</b>
4.1 EVOLUCIÓ GEODINÀMICA.....	80
4.1.1 Paleozoic.....	80
4.1.2 Mesozoic.....	81
4.1.3 Cenozoic.....	82
4.2 DESCRIPCIÓ GENERAL.....	85
4.2.1 Sector d'Açores.....	85
4.2.2 Sector Central.....	88
4.2.3 Sector de l'Est.....	89
4.3 DADES UTILITZADES.....	91
4.3.1 Elevació.....	92
4.3.2 Gruixos corticals.....	93
4.3.3 Flux de calor superficial.....	93
4.3.4 Moviment relatiu entre Euràsia i Àfrica.....	96
4.3.5 Direccions dels esforços principals.....	99
4.3.6 Sismicitat.....	101
<b>5. ESTRUCTURA I RESISTÈNCIA LITOSFÈRICA.....</b>	<b>109</b>
5.1 MÈTODE QUE RELACIONA L'ELEVACIÓ, EL FLUX DE CALOR SUPERFICIAL I ELS GRUIXOS CORTICAL I LITOSFÈRIC .....	109
5.1.1 (1) elevació i flux de calor superficial com a variables independents.....	112
5.1.2 (2) elevació i gruix cortical com a variables independents.....	113
5.2 DETERMINACIÓ DE L'ESTRUCTURA LITOSFÈRICA .....	114
5.3 RESISTÈNCIA LITOSFÈRICA ( $F_{LIT}$ ) I NÚMERO D'ARGAND ( $AR$ ) .....	118
<b>6. LÍMIT DE PLAQUES ACTUAL EN EL SEGMENT AÇORES-GIBRALTAR. DISTRIBUCIÓ D'ESFORÇOS, DEFORMACIÓ I POLS DE ROTACIÓ .....</b>	<b>123</b>
6.1 POSSIBLES LÍMITS DE PLACA.....	123
6.2 CONDICIONS DE CONTORN. POL DE ROTACIÓ .....	125
6.2.1 Càlcul de les velocitats a partir dels pols de rotació.....	126
6.2.2 Condicions de contorn aplicades.....	126
6.3 RESULTATS D'UHURU.....	130
6.3.1 Direccions d'esforços i tipus de deformació.....	131
6.3.2 Velocitat de deformació i coeficient de correlació .....	132
6.3.3 Moviments relatius en el límit de plaques.....	133
6.4 MODEL 0, SENSE LÍMIT DE PLAQUES ÀFRICA-EURÀSIA.....	133
6.5 MODELS 1 I 2, LÍMIT DE PLACA A LA LITOSFERA OCEÀNICA .....	135
6.6 LÍMIT DE PLACA D'AÇORES A ALBORAN .....	142

6.6.1	<i>Model 3, límit de placa senzill passant per l'estret de Gibraltar.....</i>	142
6.6.2	<i>Models 4, límit de placa doble a l'orient del Golf de Cadis, domini d'Alboran .....</i>	144
6.7	CONCLUSIONS.....	149
<b>7.</b>	<b>NEOTECTÒNICA DE LA ZONA AÇORES-GIBRALTAR .....</b>	<b>155</b>
7.1	PROGRAMA SHELLS.....	155
7.1.1	<i>Paràmetres i resistència litosfèrica .....</i>	156
7.1.2	<i>Paràmetres de falla, coeficient de fricció.....</i>	160
7.1.3	<i>Condicions de contorn.....</i>	161
7.2	RESULTATS DEL SHELLS.....	161
7.2.1	<i>Discussió dels resultats .....</i>	161
7.3	CONCLUSIONS.....	169
<b>8.</b>	<b>DISCUSSIÓ GENERAL.....</b>	<b>173</b>
8.1	MODEL NUMÈRIC - LIMITACIONS .....	173
8.2	REOLOGIA I PRODUCCIÓ RADIOGÈNICA DE CALOR.....	174
8.3	ESTUDI DE LA ZONA AÇORES-GIBRALTAR.....	176
	<b>ÍNDEX DE FIGURES I TAULES.....</b>	<b>183</b>
	<b>NOTACIÓ UTILITZADA.....</b>	<b>191</b>
	<b>REFERÈNCIES BIBLIOGRÀFIQUES .....</b>	<b>195</b>
	<b>ANNEX.....</b>	<b>209</b>

## Resum

Les observacions, tant geològiques com geofísiques, indiquen que les plaques litosfèriques mostren una deformació considerable, no només als seus contorn, sinó també al seu interior. Estudis recents de laboratori indiquen que les roques es deformen fràgil o dúctilment depenent de la seva composició, temperatura i règim d'esforços a les que estan sotmeses. En els darrers anys, s'ha fet un avanç considerable en la modelització numèrica del comportament termomecànic de les roques i, en particular, en la deformació de la litosfera. Degut a l'elevat temps de computació i la complexitat inherents als estudis tridimensionals, els experiments numèrics per a l'estudi de la deformació litosfèrica solen basar-se en certes aproximacions simplificadores.

Les aproximacions més utilitzades són les de deformació planar (on el flux de material és sempre paral·lel a un pla que conté dos eixos) i les d'esforç planar (on els gradients verticals de la velocitat són petits comparats amb els horitzontals). L'aplicació d'una o altra aproximació depèn de la zona d'estudi i finalitat de l'estudi.

En aquest treball s'ha desenvolupat un model numèric utilitzant l'aproximació d'esforç planar o placa prima. La litosfera és tractada com un fluid viscos, fent una mitjana vertical de la reologia. Això permet fer un tractament quasi tridimensional a expenses de perdre detall sobre la deformació interna de la litosfera.

El programa de càlcul numèric desenvolupat en aquest treball utilitza la tècnica de les diferències finites, acoblant les equacions tèrmica i mecànica. S'ha incorporat la producció radiogènica de calor seguint un model de distribució de fonts radiogèniques a l'escorça exponencial i constant. Un estudi detallat de la reologia i la producció de calor ha mostrat que aquest és un paràmetre tèrmic prou important com per a que s'hagi de tenir en compte.

El model desenvolupat s'ha utilitzat per a fer un estudi de l'evolució de la litosfera en tres contextos compressius i, per a l'estudi neotectònic del límit de plaques entre Euràsia i Àfrica en el segment Açores-Gibraltar.

En un model evolutiu de la litosfera, cal que existeixin heterogeneïtats inicials per a localitzar la deformació. Aquestes heterogeneïtats poden ser de diferents tipus: en les condicions de contorn, la geometria, tèrmiques, reològiques, ... Per altra banda, el mode de deformació dependrà dels valors relatius de la viscositat o resistència litosfèrica entre les diferents àrees, més que dels seus valors absoluts. S'ha observat que variacions de gruixos corticals inicials o litosferes amb diferents produccions de calor, actuen com heterogeneïtats reològiques.

Per a l'estudi neotectònic de la zona Açores-Gibraltar, s'ha fet una aplicació del model en règim estacionari; és a dir, amb deformacions infinitesimals. L'estructura cortical i litosfèrica, juntament amb el règim tèrmic, s'ha determinat integrant dades d'elevació, flux de calor superficial i gruixos cortical i litosfèric. A partir d'aquesta estructura litosfèrica s'ha determinat les variacions laterals de la resistència litosfèrica o viscositat.

La cinemàtica entre les dues plaques està regida per la rotació antihorària de la placa Africana respecte l'Eurasiàtica. La comparació dels resultats del model amb observacions de velocitats de deformació (obtingudes a partir de dades de sismicitat) i direccions d'esforços (a partir de diferents indicadors d'esforços) mostra que, entre tots els pols de rotació publicats, el determinat per *Argus et al.* (1989) ( $18.8^{\circ}\text{N}$ ,  $20.3^{\circ}\text{W}$  i velocitat angular  $0.104^{\circ}/\text{Ma}$ ) és el que millor ajusta aquestes dades.

El límit de plaques s'ha considerat com una zona amb una viscositat o resistència litosfèrica menor. El límit entre Açores i el Banc de Gorringe és molt marcat obtenint-se una resistència molt baixa ( $\mu \sim 0.06$ ). L'extensió del límit de plaques cap a l'est no és clara, i el model que millor ajusta tots els observables és amb un límit de plaques que es bifurca pel nord d'Àfrica i pel sud de la Península Ibèrica. La debilitat d'aquests límits ( $\mu \sim 0.3$ ) és menor que la de l'oest del límit de plaques i, per tant, la deformació no està tant localitzada. Amb el límit de plaques determinat, les zones amb velocitats de deformació màximes coincideixen amb la distribució regional de la sismicitat observada. També s'obté un bon ajust de les direccions de compressió màxima.

L'activitat resultant de les falles de l'interior de la Península Ibèrica és d'un moviment direccional molt poc important comparat amb el del límit de plaques. Per una altra banda, l'Atlas és una zona força activa, amb velocitats de deformació elevades, sent comparables a les del límit de plaques.



## **Abstract**

*Geophysical and geological observations show an important deformation of the lithospheric plates, not only at their boundaries, but also at their interior. Recent studies show that rocks can deform in a brittle or ductile manner depending on its composition, temperature and stress regime. During the last few years, there have been important advances on numerical modelling of the thermo-mechanical behaviour of rocks, and its application to lithospheric deformation. Owing to the high time of computing and the complexity of the three-dimensional studies, numerical experiments to study the lithospheric deformation usually are based on some simplified approximations. The more common approximations are either plane strain (where the flux of material is parallel to a plane) or plane stress (where the vertical gradient of the velocity is small in front the horizontal). The approximation used will depend on the zone and goal of the study.*

*In this work the numerical model has been developed using the plane stress or thin sheet approximation. The lithosphere is treated like a viscous fluid, with a vertical averaged rheology. This allows doing a quasi 3-D treatment, losing details about the internal deformation of the lithosphere.*

*The numerical code developed in this work uses the finite difference method, coupling the thermal and mechanical equations. The radiogenic heat production has been incorporated with models using both exponential and constant distribution of radiogenic sources in the crust. A detailed study of the rheology and heat production shows that heat production plays a major role in lithospheric deformation.*

*The code has been used to study: I) the lithospheric evolution in three theoretical compressive tectonic settings, and II) the neotectonics at the boundary between the Eurasia and Africa plates, along the Azores-Gibraltar segment.*

*I) In this part of the thesis we show that lithospheric dynamic modelling needs of initial heterogeneities to localise deformation. These heterogeneities can affect the boundary conditions, the initial geometry, the temperature distribution, rheological behaviour and many other conditions. The mode of deformation will depend on the relative lateral variations of viscosity or lithospheric strength rather than on their absolute values. Initial crustal thickness variations and radiogenic heat production can act as rheological heterogeneities.*

*II) A steady state model has been applied to study the neotectonics of the Azores-Gibraltar region. The crustal and lithospheric structure and the lithospheric thermal regime have been calculated by integrating elevation, surface heat flow, and crustal*

and lithospheric thickness. The resulting lithospheric structure has allowed us to calculate the lateral variations of viscosity and the strength of the lithosphere.

The kinematics of the two plates is governed by the counterclockwise rotation of Africa relative to Eurasia. The comparison between results of the model and the observations of strain rate (from seismic data) and stress orientation (from various stress indicators) suggests that the rotation pole proposed by Argus et al. (1989) (located at 18.8°N, 20.3°W, with an angular velocity of 0.104°/Ma) is the best fit.

The plate boundary has been modelled as a weak zone with a lower viscosity or lithospheric strength. The plate boundary between Azores and Gorringe Bank is well defined and the estimated strength very low ( $\mu \sim 0.06$ ). The extension of the plate boundary to the east is not so well defined, and the model which provides the best fit to the observations is considering a double plate boundary, with one of the branches striking along north Africa and the other one along the southern part of the Iberian Peninsula. The relative weakness of this double boundary ( $\mu \sim 0.3$ ) is lesser than at the west plate boundary, and therefore deformation is not so localised. The maximum strain rates and stress orientations resulting from this plate boundary geometry fits considerably well with the observations. The tectonic regime obtained from the model in the Iberian Peninsula is mainly characterised by strike-slip deformation with relatively low strain rates. In contrast, the tectonic activity of the Atlas region is noticeably higher, with strain rates similar to the ones obtained along the Eurasian-African plate boundary.

## PRESENTACIÓ

La capa exterior de la terra, anomenada litosfera, és més freda i, per tant, més resistent a la deformació. La litosfera té un gruix de l'ordre de 100 km i conté l'escorça i el mantell superior. Aquesta capa és més prima a les regions oceàniques i més gruixuda a les continentals, on no es coneix tant bé. Sota la litosfera es troba l'astenosfera. Les altes pressions i temperatures existents a la fondària a la que es troba l'astenosfera fa que la seva viscositat sigui suficientment baixa com per a que pugui fluir, a escala de temps geològics. Des d'un punt de vista purament mecànic, la litosfera –relativament rígida i resistent– flota sobre la astenosfera, mecànicament més dèbil. D'altra banda, i des d'un punt de vista tèrmic, la litosfera és la capa més externa de la Terra a través de la qual es perd calor per conducció, mentre l'astenosfera és una capa interior on el calor es transfereix per convecció.

La idea bàsica de la teoria de plaques és que la litosfera està dividida en un cert nombre de plaques pràcticament rígides, que es mouen sobre l'astenosfera. La teoria de la tectònica de plaques ha esdevingut ben acceptada a partir d'observacions de topografia, flux de calor, magnetisme i sismicitat als oceans. Aquesta és, en general, consistent amb la teoria cinemàtica que descriu el moviment de plaques rígides, que es deformen principalment al llarg del seu contorn.

S'ha intentat aplicar les mateixes lleis als continents, però és ben clar que les zones continentals no es deformen igual que les oceàniques. En els continents la deformació a l'interior de la placa és molt més important i la sismicitat està distribuïda en zones de centenars o milers de quilòmetres d'amplada, enlloc d'estar confinada a zones estretes. Tot això ens porta a pensar que la deformació continental a gran escala ha de ser descrita per mecànica de medis continus deformables i no per cinemàtica de cossos rígids. Per estudiar aquests processos s'ha d'utilitzar un model dinàmic.

Un model dinàmic té en compte la reologia del material mitjançant l'equació constitutiva. La reologia és la que relaciona les magnituds dinàmiques (esforços) amb les magnituds cinemàtiques (deformació o velocitat de deformació) a través dels paràmetres propis del material (*Ranalli, 1995*). Existeixen diferents equacions constitutives que descriuen el comportament reològic com una funció del material, la temperatura, la pressió i les condicions d'esforços (elàstic, plàstic, viscos, viscoelàstic, ...). Aquestes equacions es poden escriure en tres dimensions, però resoldre-les analíticament és només possible en casos molt particulars i, numèricament, suposa un elevat cost de computació. Així doncs s'han de fer algunes simplificacions. Les més utilitzades són aquelles que redueixen el model a un problema bidimensional, i que es poden classificar en: deformació-planar (*plane-strain*) i esforç-planar (*plane-stress*).

La deformació-planar assumeix que el flux de material és sempre paral·lel a un pla que conté dos eixos i independent al tercer eix. Això fa que una component principal de la deformació sigui nul·la. Els models de deformació-planar s'apliquen a seccions litosfèriques amb estructures geològiques allargades com ara conques, *rifts*, cadenes orogèniques i zones de subducció (p.e.: *Braun & Beaumont*, 1987; *Dunbar & Sawyer*, 1989; *Lynch & Morgan*, 1990; *Bassi*, 1991).

La hipòtesi d'esforç-planar és que un i només un dels esforços principals és nul. Aquesta assumpció es pot fer quan els gradients verticals de la velocitat horitzontal són petits comparats amb els gradients horitzontals i les forces a la superfície i a la base de la litosfera són nul·les. Aquestes aproximacions, i la integració amb profunditat de les equacions diferencials d'equilibri d'esforços, permet tractar la litosfera com una placa prima (*thin sheet*) (p.e.: *Bird & Piper*, 1980; *Vilotte et al.*, 1982; *England & McKenzie*, 1982, 1983). D'aquesta forma es pot estudiar la deformació litosfèrica en una placa horitzontal utilitzant un model quasi tridimensional.

En aquest treball s'ha desenvolupat un programa de càlcul numèric, basat en la tècnica de les diferències finites, que resol les equacions termomecàniques que governen la deformació de la litosfera sota l'aproximació d'esforç planar (model de placa prima o *thin sheet*). Els models de placa prima són adequats per estudiar la deformació a gran escala d'estructures fortament tridimensionals, on la longitud horitzontal (uns 1000 km) és molt més gran que el gruix de la placa (uns 100 km). Per a l'aplicació d'aquest model és necessari fer les assumpcions següents: reologia independent de la fondària, deformació anelàstica, isostàsia local i conducció de calor vertical. Altres assumpcions varien segons els autors, com ara la forma de fer la mitjana vertical de la reologia, l'origen de les forces, o el mètode de resoldre les equacions (p.e., *Bird & Piper* 1980; *England & McKenzie* 1982, 1983; *Bird & Baumgardner* 1984; *Vilotte et al* 1982, 1986; *Bird* 1989; *Ellis et al* 1995). En aquest treball s'ha seguit el model de capa prima viscosa d'*England & McKenzie* (1982, 1983) incloent-hi la part tèrmica (*Sonder & England*, 1989). Aquest model assumeix que l'engruiximent o aprimament de la litosfera és degut a la compressió o extensió horitzontal; aquesta deformació ve determinada pels esforços del mantell superior, molt més importants a llarg termini que els corticals (*Goetze*, 1978; *Brace & Kohlstedt*, 1980).

La principal millora del programa desenvolupat respecte dels existents és l'acoblament de les equacions tèrmica i mecànica en un règim compressiu (normalment no es considera l'equació tèrmica) i la incorporació de la producció radiogènica de calor, seguint un model de distribució de fonts radiogèniques constant i exponencial.

Aquest treball ha estat dividit en dues parts, una primera part de tres capítols (1-3) i una segona de quatre (4-7). Finalment, s'inclou un capítol de discussió final (8):

A la primera part es fa una descripció del model desenvolupat i s'estudien tres models sintètics:

- 1- Es fa una descripció del mètode utilitzat. S'explica en detall la formulació utilitzada i les aproximacions del model de placa prima.
- 2- S'explica el mètode numèric seguit per a resoldre les equacions i el desenvolupament del programa *UHURU*, per a estudiar la deformació litosfèrica.
- 3- S'estudien diferents efectes en la deformació de varis models litosfèrics, incorporant-hi l'efecte de la producció de calor. S'ha estudiat la deformació litosfèrica per a tres contextos compressius: a) l'efecte d'una àrea compressiva no uniforme en una litosfera homogènia; b) variacions laterals del gruix cortical; i c) col·lisió entre dues litosferes amb diferent producció radiogènica de calor cortical.

A la segona part s'ha utilitzat el mateix mètode per estimar la neotectònica de la zona Açores-Gibraltar. En aquest cas no s'ha estudiat l'evolució temporal, sinó l'estat actual d'esforços i deformació:

- 4- En aquest capítol es fa una breu introducció de l'evolució geodinàmica i una descripció general de la zona Açores-Gibraltar. S'explica com s'ha fet la recopilació de les dades i com han estat tractades.
- 5- La tectònica i les velocitats de deformació depenen de les variacions laterals de la resistència litosfèrica. Per a calcular-les, cal conèixer l'estructura litosfèrica, és a dir, la seva geometria i règim tèrmic. S'ha utilitzat la condició d'isostàsia local i l'equilibri tèrmic que relaciona els quatre paràmetres: elevació, flux de calor superficial i gruixos cortical i litosfèric.
- 6- En aquest capítol s'aplica el model desenvolupat (*UHURU*) en un règim estacionari. Com a condicions cinemàtiques s'ha considerat la rotació antihorària de la placa Africana respecte l'Eurasiàtica, utilitzant varis pols de rotació proposats per diferents autors. El límit entre les plaques Africana i Eurasiàtica que va d'Açores a Gibraltar, està molt ben definit a la zona oceànica, però a mida que s'atansa al continent esdevé més difús, donant-se diferents

localitzacions per al límit de plaques, depenent dels autors. Amb el programa *UHURU* s'han provat diferents possibles límits de placa, variant el seu traçat i la seva resistència.

- 7- Amb tots els paràmetres determinats, s'ha utilitzat el model *SHELLS* (*Kong & Bird, 1995*) desenvolupat a la Universitat de Califòrnia per al càlcul del camp de velocitats i activitat neotectònica. Atès que es tracta d'un programa que no estudia la deformació temporal, permet una descripció més detallada de totes les possibles falles i el càlcul de les seves velocitats de desplaçament

PART - I

**MODELS DE PLACA PRIMA.  
INFLUÈNCIA DE LA PRODUCCIÓ  
RADIOGÈNICA DE CALOR EN LA  
DEFORMACIÓ LITOSFÈRICA**

## INTRODUCCIÓ

Diferents autors han tractat la deformació a gran escala de la litosfera en termes de models de placa prima, calculant una reologia vertical mitjana per a la litosfera (*Bird & Piper, 1980; Bird & Baumgardner, 1984; Vilotte et al., 1982*). En molts altres estudis s'ha provat que és adequat aproximar la reologia mitjana vertical per una relació senzilla de la llei potencial, caracteritzada per un exponent d'esforç,  $n$ , i un paràmetre de resistència, el número d'Argand (*England & McKenzie, 1982, 1983; England et al., 1985*). Anteriorment, aquesta aproximació s'ha utilitzat per analitzar la dinàmica de la zona de col·lisió d'Índia i Àsia (*Vilotte et al., 1984; England & Houseman, 1986, 1989; Houseman & England, 1986*), d'un límit de placa transcorrent (*Sonder et al., 1986*), d'extensió continental (*Sonder & England, 1989*) i de deformació d'un arc d'illes (*Geist & Scholl, 1994*). Tenint en compte una reologia estratificada, *Bird (1989)* va modelitzar la deformació de finals del Cretaci fins l'Eocè a l'oest dels Estats Units. Considerant un model viscoelàstic s'estudià la propagació d'una zona de debilitat i conseqüent formació del mar Mort (*Lyakhovskiy et al., 1994*), i un model viscoplàstic s'utilitzà per a analitzar la deformació del nord-est de Brasil (*Tommasi et al., 1995*). Aquests treballs, tot i que alguns d'ells consideren la dependència de la temperatura en la reologia de la litosfera, cap d'ells té en compte les variacions tèrmiques temporals sota un règim compressiu.

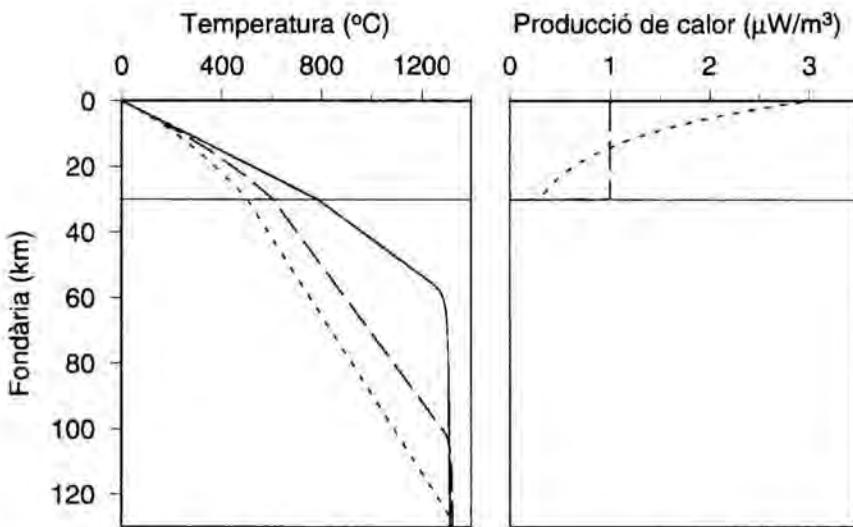
En aquesta primera part del treball, es mostrarà quin és el rang possible de valors dels paràmetres de resistència donades unes estructures litosfèriques i unes velocitats de deformació geològiques adequades, i s'interpretarà quin significat tenen aquests paràmetres en termes de les condicions físiques que controlen la deformació.

La reologia és l'estudi del flux i la deformació de la matèria, i relaciona les forces aplicades al material amb la deformació o velocitat de deformació resultant. A la litosfera existeix el comportament fràgil i el dúctil, depenent de la fondària a la que es troba el material o de la seva temperatura. El comportament fràgil no depèn del tipus de material, depèn de la fondària a la que es troba, de l'angle de fractura i de si el sistema està en extensió o en compressió. En canvi el comportament dúctil sí que depèn del material i té una forta dependència amb la temperatura, pressió i velocitat de deformació. Això vol dir, que la temperatura juga un paper important a l'hora de determinar la resistència de la litosfera, i per tant, la deformació serà sensible a qualsevol paràmetre que pugui fer variar la temperatura. En particular la producció radiogènica de calor, que representa el 40% del flux de calor superficial (*Pollack & Chapman, 1977*), té un efecte important sobre la distribució de temperatures i en la resistència a la deformació de la placa litosfèrica, (Fig. 1). La producció radiogènica de calor és conseqüència de la desintegració d'isòtops inestables, principalment d'urani, tori i potassi, trobant-se les concentracions més



elevades a l'escorça superior. Per a la modelització litosfèrica generalment s'utilitzen dos models de distribució de fonts radiogèniques de calor: un model amb un valor constant de producció de calor per a cada capa (Birch et al., 1968) i un model on la producció de calor decreix exponencialment amb la fondària (Lachenbruch, 1970).

En aquest treball s'ha incorporat la producció de calor, estudiant la seva influència sobre la deformació. A la Fig. 1 s'observa que la temperatura a la Moho varia considerablement depenent de la producció de calor cortical considerada. Això pot ser prou important a l'hora d'estudiar l'evolució litosfèrica, ja que, a l'engruixir-se l'escorça, la producció de calor esdevé més important fent incrementar més la temperatura a la Moho.



**Fig. 1- Tres litosferes de 30km d'espessor cortical, amb la mateixa temperatura ( $0^{\circ}\text{C}$ ) i flux de calor superficial ( $65 \text{ mW/m}^2$ ): una sense producció de calor cortical, l'altra amb una producció constant a l'escorça i, una tercera, amb una producció de calor cortical decreixent exponencialment en fondària. Les tres geotermes donen com a resultat temperatura a la Moho i gruix litosfèric força diferents.**

Aquesta primera part consta de tres capítols. En el primer s'explica detalladament el model de placa prima, quin significat tenen les aproximacions i les seves limitacions. En el segon capítol es descriu el mètode de resolució i com afecta cada variable. Finalment, a l'últim capítol, s'aplica el model a tres casos diferents, amb l'objectiu d'estudiar quina influència té la producció de calor en la deformació litosfèrica final. També s'estudiarà la influència de les condicions de contorn (tipus, geometria, magnitud) en la deformació interior; l'efecte de les forces degudes a gradients horitzontals en el gruix cortical; i l'efecte de la dependència de la velocitat de deformació i la temperatura en la reologia. Tot això es farà sota un règim compressiu, estudiant les variacions temporals de la temperatura i, per tant, de la viscositat de la litosfera.

CAPÍTOL 1

**APROXIMACIONS I  
FORMULACIÓ. MODEL  
CONCEPTUAL DE PLACA PRIMA**

# 1. APROXIMACIONS I FORMULACIÓ. MODEL CONCEPTUAL DE PLACA PRIMA

En aquest capítol es descriu la formulació físico-matemàtica que s'ha utilitzat per a la modelització de placa prima, especificant les equacions que determinen l'evolució mecànica i tèrmica de la litosfera. Aquesta formulació és la definida per *England & McKenzie* (1983) i *Houseman & England* (1986) tot i que s'han introduït algunes modificacions.

L'estudi de la deformació de la litosfera és un problema que consta d'una part mecànica i una tèrmica, que estan acoblades a través de la dependència amb la temperatura de la reologia de la litosfera.

Les propietats mecàniques de la litosfera venen determinades per la reologia, que és la que relaciona els esforços amb la deformació de la placa. Els esforços són les forces per unitat d'àrea que actuen sobre el material, (Fig. 1-1). Els que són transmesos perpendicularment a la superfície són els esforços normals, i els transmesos tangencialment són els de cisalla.

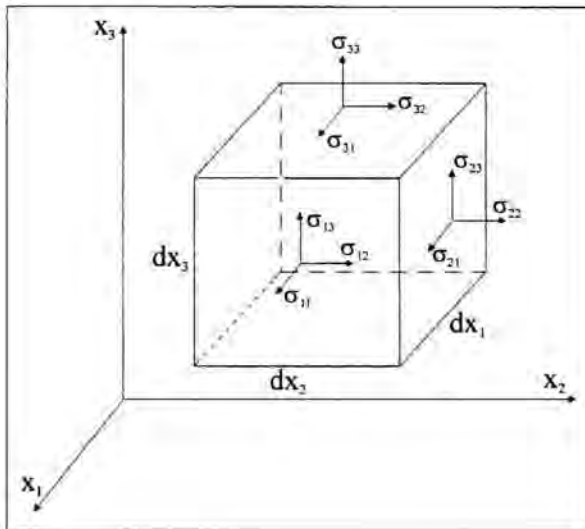


Fig. 1-1- Components de l'esforç en les tres cares d'un paral·lelepípede de volum  $dx_1 \cdot dx_2 \cdot dx_3$ .

El conveni de signes és positiu per tensions i negatiu per esforços compressius. L'esforç que actua sobre la litosfera es pot separar en dues contribucions: la isotròpica o litostàtica, és a dir, el pes de la columna de material que té per sobre; i la tectònica, anomenada esforç desviatori (*deviatoric stress*).

$$(1.1) \quad \sigma_{ij} = \tau_{ij} + \frac{1}{3} \delta_{ij} \sigma_{kk}, \quad i, j = 1, 2, 3$$

on  $\sigma$  és el tensor d'esforços total,  $\tau$  el tensor d'esforç desviatori i el segon sumand del segon terme és la contribució litostàtica;  $\sigma_{kk}$  és la suma dels termes de la diagonal del tensor d'esforços ( $\sigma_{kk} = \sigma_{11} + \sigma_{22} + \sigma_{33}$ ) i  $\delta_{ij}$  la delta de Kronecker ( $\delta_{ij} = 1$  si  $i=j$ , i  $\delta_{ij} = 0$  si  $i \neq j$ ).

La reologia de la litosfera depèn fortament de la temperatura, per tant, les propietats mecàniques del material estaran afectades pels seus paràmetres tèrmics.

## 1.1 Reologia

La reologia relaciona la deformació d'un material amb les forces aplicades sobre ell. No tots els materials tenen el mateix comportament sota una pressió o esforç. La deformació de la litosfera respon bàsicament a dos tipus de mecanismes, al fràgil i al dúctil. Per a cada profunditat es pot assignar a la litosfera una resistència a la deformació fràgil i una a la dúctil. L'esforç límit (*yield stress*), el que pot suportar la litosfera a cada punt, vindrà donat per la mínima de les dues resistències (*Goetze & Evans, 1979; Brace & Kohlstedt, 1980; Kohlstedt et al., 1995*). Aquest esforç límit en profunditat dona l'envoltant d'esforços. La resistència fràgil depèn de la fondària o la pressió litostàtica, segons la *lleï de Byerlee*, (*Byerlee, 1978*); mentre que la resistència dúctil depèn del tipus de roca, de la temperatura i de la velocitat de deformació,  $\dot{\epsilon}$ , seguint la *lleï de flux potencial*.

### 1.1.1 Resistència litosfèrica

La resistència litosfèrica total és la força horitzontal, per unitat de longitud, necessària per produir deformació de la litosfera amb una velocitat de deformació determinada, i es calcula integrant en profunditat l'envoltant d'esforços.

L'esforç límit de ruptura fràgil ve definit segons la *lleï de Byerlee*,

$$(1.2) \quad \tau_{\text{fràgil}} = \beta \cdot z$$

on  $\beta$  és el gradient de l'esforç límit que depèn del tipus de falla, de l'angle de fractura, de si es troba sotmès a compressió o extensió, i de la pressió de fluids;  $z$  és la fondària, positiva avall. Per tant l'esforç fràgil és independent del material.

L'esforç límit per resistència dúctil depèn fortament de la temperatura i de la velocitat de deformació, segons la *lleï de flux potencial*,

$$(1.3) \quad \tau_{\text{dúctil}} = \left( \frac{\dot{\epsilon}}{A} \right)^{1/n} \exp\left( \frac{Q}{n R T} \right) \quad \tau \leq 200 \text{ MPa}$$

on  $A$  és una constant de deformació que depèn del tipus de roca;  $Q$  és l'energia d'activació;  $R$  és la constant dels gasos;  $T$  és la temperatura absoluta;  $\dot{\epsilon}$  és la velocitat de deformació; i  $n$  és una constant que depèn de la fondària a la que es troba la transició fràgil-dúctil, de la temperatura a la Moho i del gradient tèrmic al mantell litosfèric. El cas  $n=1$  correspon a un fluid Newtonià, on la velocitat de deformació és lineal amb l'esforç. A l'augmentar  $n$ , el comportament fràgil domina ràpidament sobre el dúctil;  $n=3$  és el cas típic en el que la reologia ve determinada per la llei potencial de flux de l'oliví.

Aquesta llei deixa de complir-se a l'oliví per esforços majors a uns 200 MPa (Goetze & Evans, 1979), sent aleshores adequada la llei de Dorn,

$$(1.4) \quad \tau_{dúctil} = \sigma_D \left[ 1 - \left( \frac{RT}{Q_D} \ln \left( \frac{\dot{\epsilon}_D}{\dot{\epsilon}} \right) \right)^{1/2} \right] \quad \tau > 200 \text{ MPa}$$

on  $\sigma_D$  és l'esforç de referència de Dorn,  $\dot{\epsilon}_D$  la velocitat de deformació de referència o constant pre-exponencial per a la llei de Dorn i  $Q_D$  l'energia d'activació de la llei de Dorn.

L'esforç límit a cada fondària serà el menor entre l'esforç fràgil ( $\tau_{fràgil}$ ) i el dúctil ( $\tau_{dúctil}$ ). Per al càlcul de la distribució d'esforços en fondària s'ha considerat una litosfera dividida en escorça superior (2/3 el gruix cortical total), escorça inferior i mantell litosfèric.

	$\beta_{\text{extensió}}$ (kPa/m)	$\beta_{\text{compressió}}$ (kPa/m)	$A$ (MPa $^{-n}$ s $^{-1}$ )	$n$	$Q$ (kJ mol $^{-1}$ )
Escorça superior	16	40	$2.5 \cdot 10^{-8}$	3	138
Escorça inferior	16	40	$3.2 \cdot 10^{-3}$	3	251
Mantell litosfèric	16	40	$1 \cdot 10^3$	3	523
Mantell litosfèric (llei de Dorn) :	$\sigma_D = 8.5 \cdot 10^9 \text{ Pa}, \quad \dot{\epsilon}_D = 5.7 \cdot 10^{11} \text{ s}^{-1}, \quad Q_D = 100 \text{ kJ/mol}$				
Velocitat de deformació :	$\dot{\epsilon} = 3.171 \cdot 10^{-16} \text{ s}^{-1} \quad (10 \text{ mm/any sobre } 1000 \text{ km})$				
Constant dels gasos :	$R = 8.314 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$				

**Taula 1-1. Valors típics dels paràmetres que determinen el comportament reològic d'una litosfera continental (Lynch & Morgan, 1987).**

Donats uns paràmetres reològics (Taula 1-1) ja es pot calcular l'envoltant d'esforços (Fig. 1-2). La dependència lineal en fondària és la que correspon al comportament fràgil, que es troba a les parts superiors de l'escorça i del mantell litosfèric. Com ja s'ha comentat, aquest esforç no depèn del tipus de material, només de la fondària i de si es tracta d'un règim compressiu o extensiu. El comportament dúctil, que es dona a la base de l'escorça i del mantell litosfèric, si que té una forta dependència

amb la temperatura. S'observa que una litosfera més calenta o més prima no pot suportar esforços tant elevats com una de més freda o gruixuda.

La integral en fondària de l'envoltant d'esforços és la resistència litosfèrica, és a dir, la força necessària per produir deformació en una litosfera de gruix  $L$ .

$$(1.5) \quad F_{Lit} = \int_0^L \tau dz$$

Aquesta integral la podem calcular numèricament discretitzant l'envoltant en fondària. Per les tres corbes de la Fig. 1-2, les tres resistències litosfèriques són:  $2.816 \cdot 10^{12}$ ,  $1.583 \cdot 10^{13}$  i  $3.371 \cdot 10^{13}$  N/m.

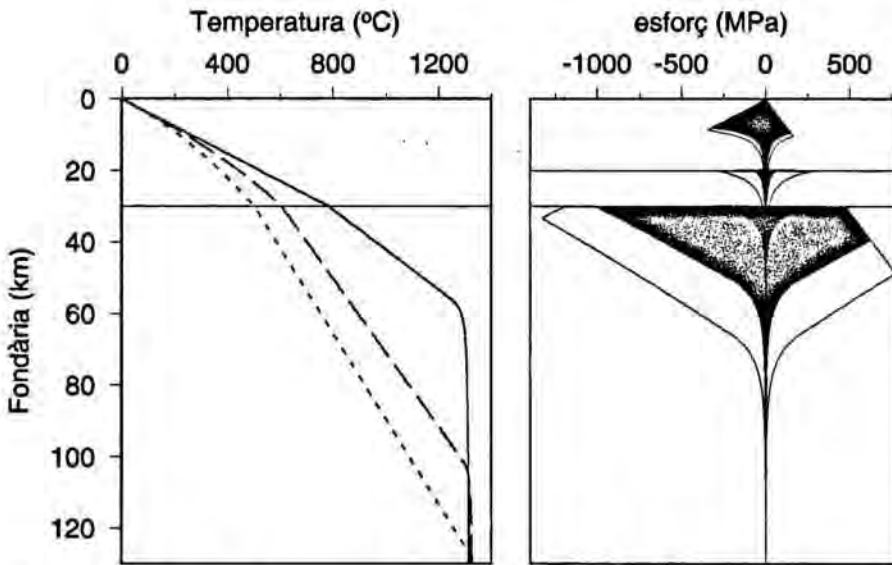


Fig. 1-2- Tres envoltants d'esforços trobades a partir de tres geotermes diferents. S'observa com s'obtenen resistències molt diferents a partir d'uns mateixos paràmetres reològics variant la distribució de temperatures en fondària, on una litosfera més calenta i més prima és menys resistent que una de més freda o gruixuda. Aquests envoltants d'esforços i resistències litosfèriques han estat calculats amb els paràmetres de la Taula 1-1, considerant una escorça superior de 20 km i una inferior de 10 km.

### 1.1.2 Reologia utilitzada al model de placa prima

Sota les condicions d'esforç-planar es pot fer una mitjana vertical de la reologia, podent ser representada la litosfera continental com una placa viscosa incompressible. La deformació d'aquesta capa està governada per la mitjana vertical de la relació constitutiva (England, Houseman & Sonder, 1985; England & Houseman, 1985; Houseman & England, 1993), de la forma,

$$(1.6) \quad \bar{\tau}_{ij} = 2\eta \dot{\epsilon}_{ij}, \quad i, j = 1, 2, 3.$$

on  $\eta$  és la viscositat efectiva;  $\bar{\tau}_{ij}$  i  $\dot{\epsilon}_{ij}$  són les components dels tensors d'esforç desviatori i velocitat de deformació, respectivament, fent la mitjana vertical.

La viscositat és una mesura de la resistència del material a fluir. La seva unitat en sistema internacional és de  $\text{N/m}^2$ , i varia entre  $10^{-15}$  i  $10^{21}$   $\text{N/m}^2$  (Kearey, 1995), depenent del tipus de roca i decreixent amb la temperatura. El tensor velocitat de deformació es defineix,

$$(1.7) \quad \dot{\epsilon}_{ij} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right)$$

on  $u_i$  són les components de la velocitat. La viscositat efectiva,  $\eta$ , està relacionada amb el camp de velocitats i la temperatura de la forma,

$$(1.8) \quad \eta = \frac{1}{2} B \dot{E}^{\left(\frac{1}{n}-1\right)}$$

on  $n$  és l'exponent de la llei potencial,  $B$  inclou la dependència amb la temperatura de la reologia i  $\dot{E}$  és el segon invariant del tensor velocitat de deformació, definit com

$$(1.9) \quad \dot{E} = (\dot{\epsilon}_{ij} \dot{\epsilon}_{ij})^{1/2} = \sqrt{2} \left( \dot{\epsilon}_{xx}^2 + \dot{\epsilon}_{yy}^2 + \dot{\epsilon}_{xy}^2 + \dot{\epsilon}_{xx} \dot{\epsilon}_{yy} \right)^{1/2}$$

Sonder & England (1986) van mostrar que un reologia representada d'aquesta forma aproxima el comportament reològic d'una placa litosfèrica en la que la deformació és una combinació entre mecanismes fràgils i dúctils.

Els experiments a laboratori de Goetze (1978) amb oliví van posar de manifest que la majoria dels esforços litosfèrics a llarg termini resideixen al mantell superior, (Brace & Kohlstedt, 1980). D'acord amb aquests resultats, s'escull una dependència reològica amb la temperatura apropiada per a l'oliví, en deformació dúctil, negligint la dependència de la temperatura en la resistència cortical. En termes de la reologia fent la mitjana vertical adoptada pel model de làmina prima, aquesta dependència de la reologia amb la temperatura implica que  $B$  té la forma,

$$(1.10) \quad B = C \int_L^{z_{moho}} \exp\left(\frac{Q}{nRT}\right) dz$$

on  $C$  és una constant que depèn del material,  $Q$  és l'energia d'activació,  $R$  és la constant dels gasos,  $T$  és la temperatura absoluta,  $z_{moho}$  és la fondària de la Moho i  $L$  és el gruix litosfèric.

El fet que la producció radiogènica de calor al mantell litosfèric sigui molt petita o pràcticament nul·la, fa que es pugui considerar que la temperatura augmenta linealment en fondària. Així, per a un gradient tèrmic constant ( $\gamma$ ) al mantell superior (England 1983, Sonder & England, 1986), la constant  $B$  es pot escriure,

$$(1.11) \quad B = C \frac{n R T_{moho}^2}{Q \gamma} \exp\left(\frac{Q}{n R T_{moho}}\right)$$

Segons aquesta expressió la temperatura a la Moho ( $T_{moho}$ ) és una mesura significativa de la resistència a la deformació de la litosfera, de forma que  $B$  augmenta ràpidament quan la temperatura a la Moho decreix. En menor mesura,  $B$  depèn del gradient tèrmic ( $\gamma$ ). Així, un increment del gradient tèrmic, resultant d'una extensió, tendria a disminuir  $B$  si la difusió tèrmica no ha provocat que la temperatura a la Moho variï significativament.

### 1.1.3 Número d'Argand

A l'apartat 1.1.1 s'ha vist que a partir dels paràmetres reològics es troba la resistència litosfèrica, que restringirà la seva deformació sota unes forces aplicades. Una altra manera de definir el comportament reològic litosfèric és amb el número d'Argand,  $Ar$ ,

$$(1.12) \quad Ar = \frac{g \rho_c (1 - \rho_c / \rho_m) L}{B (\dot{\epsilon}_0)^{1/n}}$$

on  $\rho_c$  i  $\rho_m$  són les densitats de l'escorça i el mantell litosfèric respectivament,  $g$  és l'acceleració de la gravetat i  $\dot{\epsilon}_0$  una velocitat de deformació de referència.

El número d'Argand és un número adimensional resultat del quocient entre les forces degudes a variacions del gruix cortical i les forces viscoses necessàries per deformar el fluid a una velocitat de deformació  $\dot{\epsilon}_0$ . Dit d'una altra manera, relaciona les forces gravitatòries que tendeixen a eliminar les variacions laterals de gruix cortical amb les forces de fregament del flux viscos. Per tant, és també una mesura de la resistència mecànica de la litosfera. Quan  $Ar=0$ , les forces degudes a variacions de gruix cortical no afecten el flux, és a dir, la litosfera és capaç de suportar grans contrastos de gruix cortical. En aquest cas no es pot determinar una viscositat efectiva definida ( $\eta \rightarrow \infty$ ). Números d'Argand elevats,  $Ar \rightarrow \infty$ , són característics de litosfera dèbil ( $\eta \rightarrow 0$ ), és a dir, que no són capaces de suportar contrastos de gruix cortical apreciables i per tant resulta en una deformació homogènia.

### 1.1.4 Relació entre la resistència litosfèrica i el número d'Argand

Donat que el comportament reològic de la litosfera es pot definir a partir de la seva resistència i del número d'Argand, ha d'existir una relació entre aquests dos valors. Per una altra banda, la resistència litosfèrica es troba a partir dels paràmetres reològics, dels quals existeixen diferents estimacions tot i les incerteses (*Fernández & Ranalli, 1997*). En aquest apartat es busca una relació entre la resistència litosfèrica i el número



d'Argand, per determinar els valors resistius donada una geometria litosfèrica i un número d'Argand.

Considerant que es treballa fent la mitjana vertical de la reologia,

$$(1.13) \quad \bar{\tau} = \frac{1}{L} \int_0^L \tau dz = \frac{1}{L} F_{Lit}$$

i tenint en compte les equacions (1.6) i (1.8), el número d'Argand donat per l'equació (1.12), es pot escriure com (Sonder & England, 1986),

$$(1.14) \quad Ar = \frac{g\rho_c(1 - \rho_c / \rho_m) \sqrt{2}^{\left(\frac{1}{n}-1\right)} L^2}{F_{Lit}}$$

D'aquesta relació se'n dedueix que fixades les densitats a l'escorça i al mantell, el número d'Argand dependrà del gruix i la resistència litosfèriques.

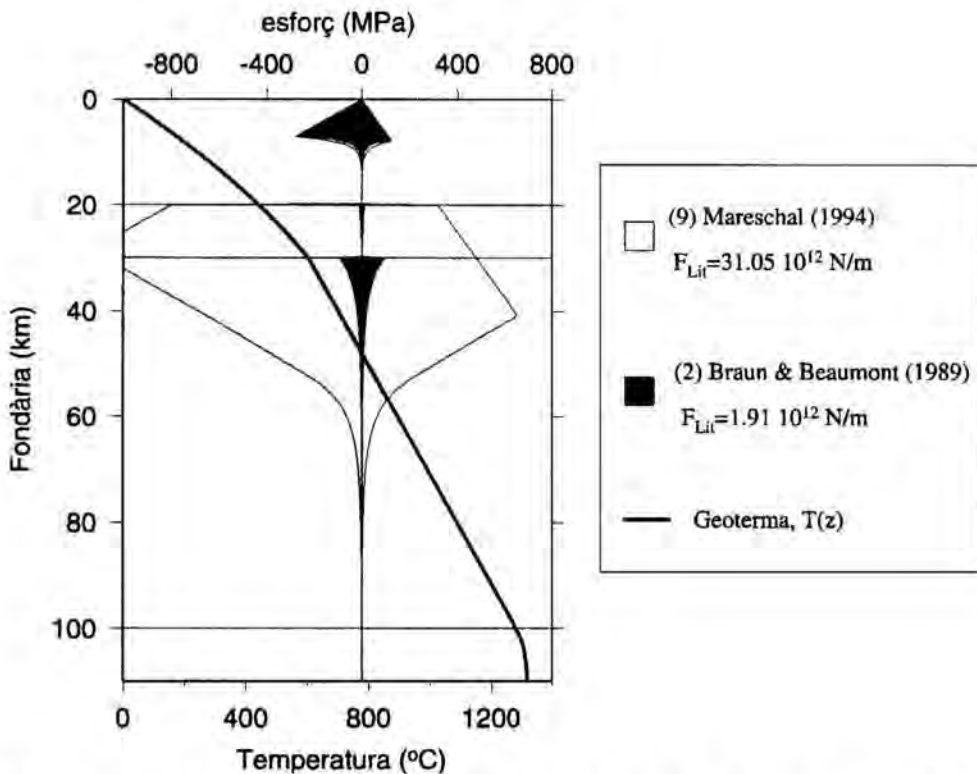
Donada una litosfera, un gruix cortical i una distribució de temperatures en fondària, existirà un valor mínim i un de màxim de la seva resistència litosfèrica, fixant això un rang de possibles valors del número d'Argand. Per trobar aquest interval de possibles valors del número d'Argand s'han recopilat diferents conjunts de paràmetres reològics donats per diferents autors (Taula 1-2).

ref.	escorça superior			escorça inferior			mantell litosfèric		
	A	n	Q	A	n	Q	A	n	Q
(1)	2.5 10 <sup>-8</sup>	3	138	3.2 10 <sup>-3</sup>	3	251	1 10 <sup>3</sup>	3	523
(2)	1 10 <sup>-2</sup>	1.8	151	3 10 <sup>-2</sup>	3.2	239	1.9 10 <sup>5</sup>	4.5	498
(3)	1.3 10 <sup>-3</sup>	2.4	219	3.2 10 <sup>-3</sup>	3.3	268	3.2 10 <sup>4</sup>	3.6	535
(4)	3.4 10 <sup>-6</sup>	2.8	185	3.3 10 <sup>-4</sup>	3.2	238	2.9 10 <sup>4</sup>	3.6	535
(4) hid.	2.9 10 <sup>-3</sup>	1.8	150	3.3 10 <sup>-4</sup>	3.2	238	1.4 10 <sup>4</sup>	3.4	445
(5)	1.7 10 <sup>-7</sup>	2.9	149	8.9 10 <sup>-4</sup>	3.2	238	1 10 <sup>3</sup>	3	500
(6)	1.6 10 <sup>-9</sup>	3	123	2 10 <sup>-4</sup>	3.4	260	1.9 10 <sup>3</sup>	3	420
(7)	1.3 10 <sup>-9</sup>	3.2	144	3.3 10 <sup>-4</sup>	3.2	238	1.4 10 <sup>5</sup>	3.5	535
(8)	5.8 10 <sup>-5</sup>	2.4	142	3.3 10 <sup>-4</sup>	3.2	384	7 10 <sup>4</sup>	3	530
(9)	2 10 <sup>-4</sup>	1.9	141	1.4 10 <sup>-4</sup>	4.2	445	4.3 10 <sup>2</sup>	3	527
(10)	3.4 10 <sup>-6</sup>	2.8	185	2.3 10 <sup>-6</sup>	3.9	235	2.9 10 <sup>4</sup>	3.6	535

**Taula 1-2- Paràmetres de la llei de flux potencial, A (MPa<sup>-n</sup> s<sup>-1</sup>), Q (kJ mol<sup>-1</sup>). Referències: (1) Lynch & Morgan, 1987; (2) Braun & Beaumont, 1989; (3) Fadaie & Ranalli, 1990; (4) Bassi, 1991; hid. es refereix a una reologia hidratada, (5) Buck, 1991; (6) Liu & Furlong, 1993; (7) Lowe & Ranalli, 1993; (8) Boutilier & Keen, 1994; (9) Mareschal, 1994; (10) Bassi, 1995.**

Generalment es considera que l'escorça superior és rica en quars o granítica, excepte la referència (3) on s'assumeix que és quars-diorític; l'escorça inferior varia entre composició intermèdia (quars-diorític) i bàsica, els paràmetres (9) consideren granulites màfiques; el mantell superior és ultrabàsic (ric en oliví).

Donada una geoterma s'ha calculat la seva resistència litosfèrica, trobant així els paràmetres reològics que donen els valors màxim i mínim d'aquesta resistència. S'han utilitzat els paràmetres de la Taula 1-1 i els paràmetres de la llei potencial s'han anat variant segons els valors de la Taula 1-2. Així s'obté tot un conjunt d'envoltants d'esforços i resistències litosfèriques, on la mínima i la màxima venen donades pels autors *Braun & Beaumont* (1989) i *Mareschal* (1994) respectivament ( Fig. 1-3). La resistència escorça inferior del model de *Mareschal* (1994) és conseqüència de la composició de granulites màfiques, la qual només es pot aplicar a certes àrees com arc d'illes o escorces continentals joves (illes Aleutianes o Costa Rica). Per altra banda, els paràmetres de *Braun & Beaumont* (1989) consideren una litosfera hidratada, el que fa que sigui molt tova.



**Fig. 1-3- Geoterma i corresponents envoltants d'esforços que donen els valors mínim i màxim de la resistència litosfèrica, (2) *Braun & Beaumont*, 1989 i (9) *Mareschal*, 1994. L'escorça superior és de 20 km i l'inferior de 10 km.**

Tal com indica l'equació (1.14) la resistència litosfèrica és inversament proporcional al número d'Argand, el valor mínim de  $F_{Li}$ ,  $1.91 \cdot 10^{12}$  N/m, dona un valor màxim d' $A_r$ , 16.25, i el màxim,  $31.05 \cdot 10^{12}$  N/m, un mínim, 0.9. Aquests valors s'han determinat tenint en compte una geoterma com la de la Fig. 1-3. Altres distribucions de temperatures donaran valors diferents. Les densitats a l'escorça i al mantell litosfèric s'han considerat de  $2800$  i  $3270$   $\text{kg/m}^3$ , respectivament. Definint la litosfera tèrmica, amb la isoterma de

1550 K, aleshores resulta un gruix cortical de 100 km. Així per aquest cas, la dependència entre  $Ar$  i  $F_{Lit}$  es representa a la Fig. 1-4.

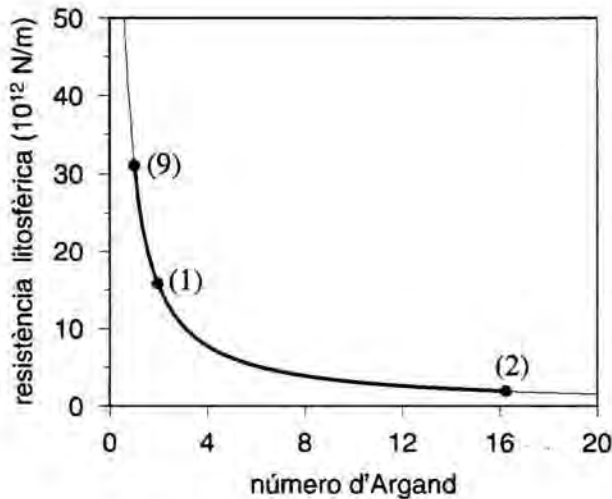


Fig. 1-4 - Dependència del número d'Argand amb la resistència litosfèrica, donada una distribució de temperatures en fondària com la de la Fig. 1-3. S'han marcat el valor màxim de la resistència (9) Mareschal 1994, el mínim (2) Braun & Beaumont 1989 i el (1) de Lynch & Morgan 1987. Això vol dir, que per aquesta litosfera, el possible rang de valors d'Argand són els marcats amb una línia més gruixuda, de 0.9 a 16.25. Les densitats a l'escorça i al mantell litosfèrica s'han considerat de 2800 i 3270  $\text{kg/m}^3$  respectivament. El gruix cortical és de 30 km i el litosfèric de 100km.

## 1.2 Model mecànic

La mecànica és la branca de les ciències físiques que tracta l'efecte de les forces sobre el moviment dels cossos. Com ja s'ha comentat, en els models de placa prima, la litosfera ve representada per una capa viscosa incompressible amb les dimensions horitzontals molt més grans que les verticals. Les traccions a la superfície i a la base de la capa són nul·les. Sota aquestes condicions es poden negligir tant els gradients verticals de l'esforç desviatori com les variacions verticals de les components horitzontals del camp de velocitats. Això fa que es pugui tractar la deformació de la placa en termes d'una mitjana vertical de les traccions i les velocitats de deformació, eliminant així les components verticals a l'equació d'equilibri i fent el problema bidimensional. Aquestes assumpcions redueixen el tensor de velocitat de deformació a quatre components no nul·les ( $\dot{\epsilon}_{xx}$ ,  $\dot{\epsilon}_{yy}$ ,  $\dot{\epsilon}_{zz}$  i  $\dot{\epsilon}_{xy}$ ) on  $z$  és la component vertical (England & McKenzie, 1982).

### 1.2.1 Equació d'equilibri

Per simular el flux de la litosfera a velocitats de deformació geològiques es poden negligir els termes inercials. D'aquesta forma, l'equació de Navier-Stokes o equació d'equilibri que determina el balanç de forces d'un fluid, queda com segueix,

$$(1.15) \quad \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} = \rho g a_i \quad i, j = 1, 2, 3$$

on  $\bar{a} = (0,0,1)$ ,  $g$  és l'acceleració de la gravetat,  $\rho$  és la densitat i  $\sigma$  és el tensor d'esforços. Sota les hipòtesis fetes anteriorment, la component vertical de l'equació (1.15) queda,

$$(1.16) \quad \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} = \rho g$$

Per resoldre el sistema d'equacions (1.15) i trobar la deformació de la placa, es considera compensació isostàtica local per a variacions del gruix cortical i es fa la mitjana sobre el gruix de la litosfera, integrant en fondària les equacions horitzontals de (1.15). Un cop fetes totes les assumpcions, tenint en compte la relació entre esforç total i desviatori (1.1), es substitueix l'equació (1.6) en les dues equacions horitzontals de (1.15). Simplificant i arreglant els termes (England & McKenzie, 1982, 1983; Sonder & England, 1989) aquestes queden:

$$(1.17) \quad \frac{\partial}{\partial x_j} \left[ L\eta \left( \frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial x_i} \left[ 2L\eta \left( \frac{\partial u_1}{\partial x_1} + \frac{\partial u_2}{\partial x_2} \right) \right] = \frac{1}{2} \rho_c g \left( 1 - \frac{\rho_c}{\rho_m} \right) \frac{\partial s^2}{\partial x_i}$$

on  $i,j=1,2$  són les components horitzontals ( $x=x_1, y=x_2$ );  $u_1$  i  $u_2$  són les components horitzontals del camp de velocitat ( $u=u_1, v=u_2$ ),  $L$  el gruix de la litosfera,  $s$  el gruix cortical i  $\rho_c$  i  $\rho_m$  les densitats de l'escorça i el mantell litosfèric respectivament.

Per facilitar el càlcul rescrivim les equacions adimensionalment (variables primes),

$$(x', y', z', L', s') = (x, y, z, L, s) / D$$

$$t' = t \cdot v_0 / D$$

$$(u', v') = (u, v) / v_0$$

$$\eta' = \frac{2\eta}{B_0 \left( \frac{v_0}{D} \right)^{\left( \frac{1}{n}-1 \right)}}$$

on  $D$  i  $v_0$  són l'escala de la longitud horitzontal i la velocitat de referència respectivament.  $B_0$  és el valor de  $B$  a  $t=0$ . Les equacions (1.17) i (1.8) amb les variables adimensionals queden, obviant les primes (Sonder & England, 1989):

$$(1.18) \quad \frac{\partial}{\partial x_j} \left[ L\eta \left( \frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial x_i} \left[ 2L\eta \left( \frac{\partial u_1}{\partial x_1} + \frac{\partial u_2}{\partial x_2} \right) \right] = Ar \left( \frac{D}{L_0} \right)^{\left( \frac{1}{n}-1 \right)} \frac{\partial s^2}{\partial x_i}; \quad i, j=1, 2.$$

$$(1.19) \quad \eta = \frac{B}{B_0} \dot{E}^{\left( \frac{1}{n}-1 \right)}$$

on  $Ar$  és el número d'Argand, (1.12),

$$(1.20) \quad Ar = \frac{g\rho_c(1 - \rho_c / \rho_m)L_0}{B_0(v_0 / L_0)^{1/n}}$$

D'aquesta forma, es pot dir que un cop fixats els paràmetres propis de les roques del mantell superior,  $n$  i  $Q$ , la resistència de la litosfera depèn principalment del número d'Argand i de la temperatura a la Moho.

### 1.2.2 Variació del gruix cortical

Un cop calculat el camp de velocitats ja es coneixen tots els paràmetres inicials. Ara es tracta de veure la seva evolució temporal, és a dir, com influeix aquesta deformació sobre els gruixos corticals. Això es fa imposant la condició d'incompressibilitat,

$$(1.21) \quad \dot{\epsilon}_{xx} + \dot{\epsilon}_{yy} + \dot{\epsilon}_{zz} = 0$$

i considerant que la deformació vertical es produeix a l'escorça es pot trobar el nou gruix cortical,  $s$ , després d'un interval de temps  $Dt$ ,

$$(1.22) \quad \dot{\epsilon}_{zz} = -\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) = \frac{D(\ln s)}{Dt}$$

### 1.3 Model tèrmic

La variació de la temperatura amb la posició i el temps ve descrita per l'equació de transferència del calor,

$$(1.23) \quad \frac{DT}{Dt} = \frac{\kappa}{K} \bar{\nabla}(K \cdot \bar{\nabla} T) + \frac{\kappa}{K} H$$

on  $\kappa$  és la difusivitat tèrmica,  $K$  és la conductivitat tèrmica i  $H$  la producció radiogènica de calor. El terme  $\frac{D}{Dt}$  és la derivada total i per tant inclou el terme advection, el desenvolupament es fa en el capítol 2. Segons aquesta equació la variació de temperatura és deguda a dues contribucions diferents: transport de calor per conducció (primer sumand) i producció de calor per desintegració dels isòtops radioactius (segon sumand).

Els gradients horitzontals de la temperatura seran petits comparats amb els verticals. Això farà que l'equació (1.23) es pugui reduir al cas unidimensional només amb la component vertical (capítol 2).

CAPÍTOL 2  
**MODEL NUMÈRIC**

## 2. MODEL NUMÈRIC

En aquest capítol s'explica el mètode utilitzat per resoldre les equacions i l'algoritme dissenyat per a determinar l'evolució de la litosfera.

El problema consisteix en, donada una geometria (gruixos cortical i litosfèric), assumint una reologia i una distribució tèrmica inicials, trobar el camp de velocitats del domini a partir d'unes condicions sobre les velocitats o els esforços als contorns del domini. Donat aquest camp de velocitats, es determinarà la deformació (nou gruix cortical) després d'un interval de temps i la nova distribució de temperatures. Aquesta nova distribució de temperatures determinarà una nova distribució de viscositat que servirà per trobar un nou camp de velocitats. Aquest procés es repetirà per a cada interval de temps fins arribar al temps final desitjat.

### 2.1 Diferències finites

El model descrit només es pot resoldre analíticament per a casos molt particulars i en general, s'ha de fer numèricament. Per a la resolució numèrica de les equacions diferencials i la integració dels diferents models conceptuals utilitzats, s'ha dissenyat un algoritme, en llenguatge Fortran, que utilitza el mètode de les diferències finites. Amb aquest mètode es calcula els valors de les variables en punts discrets del domini, substituint les derivades per increments. S'ha fet servir aquest mètode per la seva simplicitat en el càlcul i els resultats satisfactoris. L'espaiat horitzontal i vertical són independents; el vertical només s'utilitza per al càlcul de la temperatura i aquesta es resol uni-dimensionalment per a cada punt horitzontal. El número de punts verticals pot ser molt més gran ja que no afecta tant al temps de càlcul. Així doncs, la discretització de la malla horitzontal serà de l'ordre de 50x50 punts, mentre que la discretització vertical serà d'uns 1000 punts. La discretització espacial i la temporal no es poden agafar de forma arbitrària. S'escull un pas de temps,  $\Delta t$ , tal que la deformació per a cada element no superi una deformació màxima,

$$(2.1) \quad \Delta t \left( \left| \frac{\partial u}{\partial x} \right| + \left| \frac{\partial v}{\partial y} \right| \right)_{\max} \leq 3\%$$

S'han fet varies proves amb diferents passos de temps per estudiar la seva estabilitat. S'ha observat que per deformacions menors al 3% el problema és estable.

Al fer la discretització espacial, el criteri que s'ha utilitzat és el de derivada centrada. Així les derivades de primer i segon ordre d'una funció  $F$ , en el punt  $i$ , discretitzades espacialment es poden escriure,

$$\left(\frac{\partial F}{\partial x}\right)_i = \frac{F_{i+1} - F_{i-1}}{2Dx} \quad \text{i} \quad \left(\frac{\partial^2 F}{\partial x^2}\right)_i = \frac{F_{i+1} - 2F_i + F_{i-1}}{Dx^2}$$

El sistema de coordenades utilitzat és l'Eulerià, és a dir la malla és fixa. Per tant, a l'hora de calcular la variació temporal de qualsevol variable cal tenir en compte el terme degut a la velocitat del material. La derivada temporal d'una funció qualsevol  $F$ , en un sistema de coordenades Eulerià, depèn de la velocitat,  $\vec{u} = (u, v, w)$ , que hi ha en el punt on es calcula, de la forma,

$$(2.2) \quad \frac{DF}{Dt} = \frac{\partial F}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla F$$

### 2.1.1 Viscositat

La viscositat és una mesura de la resistència del material a fluir. Com ja s'ha comentat en el capítol anterior aquesta depèn de les propietats del material, de la temperatura i del camp de velocitats.

A l'equació (1.8) la viscositat s'ha separat en dos termes, una és la contribució deguda al camp de velocitat,  $\dot{E}$ , i l'altra conté la dependència amb la temperatura i les propietats del material,  $B$ . La  $B$  té l'expressió de l'equació (1.11), on apareix la constant  $C$  que depèn de les propietats reològiques de la litosfera. A l'apartat 1.1 s'ha vist que aquestes propietats reològiques es poden definir a partir dels paràmetres reològics ( $F_{Lit}$ ) o del número d'Argand ( $Ar$ ). Cal, doncs, determinar la constant  $C$  a partir d'un d'aquests valors, i un cop fixada aquesta, la viscositat anirà variant en funció de la temperatura i les velocitats de deformació. El camí a seguir per a la determinació de  $C$ , dependrà de si es parteix del número d'Argand o dels paràmetres reològics:

1. Fixant el número d'Argand. A partir de l'equació (1.12) i una velocitat de deformació de referència,  $\dot{\epsilon}_0$ , es determina la variable  $B$ . Donada la temperatura a la Moho i el gradient tèrmic al mantell litosfèric, amb l'equació (1.11) s'obté la constant  $C$ .
2. Fixant els paràmetres reològics. A partir d'aquests i la seva geoterma es calcula l'envoltant d'esforços i la resistència litosfèrica, (apartat 1.1.1). Un cop calculada la resistència litosfèrica, tenint en compte les relacions (1.6) i (1.13) i considerant una velocitat de deformació de referència,  $\dot{\epsilon}_0$  ( $\dot{E} = \sqrt{2} \dot{\epsilon}_0$ ), s'arriba a l'expressió,

$$B = \frac{F_{Lit}}{L (\sqrt{2})^{\left(\frac{1}{n}-1\right)} \dot{\epsilon}_0^{\frac{1}{n}}}$$



Aquesta  $B$  permet calcular la constant  $C$  com en el cas anterior, amb la relació (1.11).

Un cop coneguda la constant  $C$ , ja es pot calcular la viscositat inicial en qualsevol punt horitzontal de la litosfera. Cal remarcar que aquesta és la viscositat efectiva, ja que és integrada en fondària. Aquesta viscositat, en cada pas de temps, anirà variant segons ho faci la geoterma,  $T_{moho}$  i  $\gamma$  en la relació (1.11), i les velocitats de deformació,  $\dot{E}$  en la relació (1.8).

### 2.1.2 Camp de velocitats

Les components horitzontals del camp de velocitats es troben al resoldre, per diferències finites, les equacions diferencials (1.18) o (1.17) depenent de com es defineixin les propietats reològiques (1. fixant el número d'Argand o 2. fixant els paràmetres reològics). Es tracta d'un sistema de dues equacions amb dues incògnites, si es parteix del número d'Argand (cas 1) es resoldran les equacions (1.18) i partint dels paràmetres reològics o resistència litosfèrica (cas 2) les equacions (1.17). En ambdós casos el primer terme és el mateix, tot i que en l'expressió (1.17) les variables són dimensionals i en la (1.18) adimensionals,

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[ 2L\eta \left( 2 \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ L\eta \left( \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right]$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[ L\eta \left( \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ 2L\eta \left( \frac{\partial u}{\partial x} + 2 \frac{\partial v}{\partial y} \right) \right]$$

Els segons termes tenen la forma,

$$\frac{1}{2} \rho_c g \left( 1 - \frac{\rho_c}{\rho_m} \right) \frac{\partial s^2}{\partial x} \quad \text{i} \quad \frac{1}{2} \rho_c g \left( 1 - \frac{\rho_c}{\rho_m} \right) \frac{\partial s^2}{\partial y} \quad \text{per l'equació (1.17), cas 2.}$$

$$Ar \left( \frac{D}{L_0} \right)^{\left(1 + \frac{1}{n}\right)} \frac{\partial s^2}{\partial x} \quad \text{i} \quad Ar \left( \frac{D}{L_0} \right)^{\left(1 + \frac{1}{n}\right)} \frac{\partial s^2}{\partial y} \quad \text{per l'equació (1.18), cas 1.}$$

S'ha de tenir en compte que en el cas 1 (fixant el número d'Argand) totes les variables són adimensionals. Es fa una explicació més detallada de la resolució d'aquestes equacions a l'annex al final d'aquest treball.

En aquestes equacions apareix la viscositat que, com s'ha comentat, té un terme depenent de les velocitats de deformació i, per tant, caldrà seguir un procés iteratiu per trobar el camp de velocitats horitzontal. A partir d'una viscositat inicial (determinada a partir del número d'Argand o resistència litosfèrica i la distribució de temperatures) es troba un camp de velocitats i amb aquest una nova viscositat. Es torna a resoldre

l'equació diferencial amb la nova viscositat obtenint un nou camp de velocitats. El nou camp de velocitats s'obté de la combinació entre la solució anterior ( $\bar{u}_0$ ) i la nova ( $\bar{u}_1$ ):

$$\bar{u} = \alpha \bar{u}_1 + (1 - \alpha) \bar{u}_0$$

El procés és iteratiu fins que les variacions majors de les components de la velocitat són menors a un valor fixat de convergència.

$$\frac{(|\bar{u}| - |\bar{u}_0|)_{\max}}{|\bar{u}_0|} < \beta$$

En aquest treball s'han utilitzat uns valors de  $\alpha=0.5$  i  $\beta=5 \cdot 10^{-3}$ . El fet d'utilitzar el camp de velocitats anterior per trobar el nou, fa que la convergència de la velocitat sigui més lenta, però s'aconsegueix que sigui molt més estable.

### 2.1.3 Deformació, nou gruix cortical

Segons l'equació (2.2), la derivada temporal del gruix cortical ve donada per l'expressió,

$$(2.3) \quad \frac{D(\ln s)}{Dt} = \frac{\partial(\ln s)}{\partial t} + \bar{u} \cdot \bar{\nabla}(\ln s)$$

on  $\bar{u} = (u, v, w)$  és el camp de velocitats i el segon sumand el terme degut a la velocitat del material. Tenint en compte això, l'equació de deformació cortical (1.22) queda,

$$(2.4) \quad \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = \frac{\partial(\ln s)}{\partial t} + \bar{u} \cdot \bar{\nabla}(\ln s)$$

Conegut el camp de velocitats i escollint un increment de temps que compleixi la relació (2.1), es troba el nou gruix cortical. Aquesta nova geometria de la litosfera farà variar la distribució de temperatures i, per tant, la seva viscositat.

### 2.1.4 Discretització temporal de l'equació tèrmica

En el cas de la temperatura, al fer la seva derivada temporal, apareix en el segon sumand el terme advection,

$$(2.5) \quad \frac{DT}{Dt} = \frac{\partial T}{\partial t} + \bar{u} \cdot \bar{\nabla} T$$

Tant els gradients horitzontals de la temperatura com de la conductivitat són petits comparats amb els verticals; d'aquesta forma es poden negligir els termes de segon ordre horitzontals de l'equació de transferència de calor (1.23). Negligint aquests termes i tenint en compte el terme advection, equació (2.5), l'equació tèrmica (1.23) discretitzada temporalment queda,

$$(2.6) \quad \frac{T^{k+1} - T^k}{t^{k+1} - t^k} + \left[ u \frac{\partial T^k}{\partial x} + v \frac{\partial T^k}{\partial y} + w \frac{\partial T^k}{\partial z} \right] = \frac{\kappa}{K} \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{\kappa}{K} H$$

on  $(u, v, w)$  són les tres components del camp de velocitats; la component vertical es calcula tenint en compte la seva relació amb la velocitat de deformació,  $w = \dot{\epsilon}_z z$ , i la condició d'incompressibilitat, equació (1.21).  $T$  és una combinació entre els passos de temps 'k' i 'k+1', corresponents als temps  $t$  i  $t+Dt$ ,

$$(2.7) \quad T = \theta T^{k+1} + (1 - \theta) T^k$$

Si  $\theta=1$  l'esquema és explícit, si  $\theta=0$  és implícit i si  $\theta=0.5$  rep el nom d'esquema ponderat de Crank-Nicolson. Aquests dos últims són sempre estables, però poden tenir problemes d'oscil·lacions, especialment l'implícit. L'utilitzat en aquest treball és l'esquema ponderat de Crank-Nicolson.

El segon sumand del primer terme de l'equació (2.6) representa l'advecció. L'advecció horitzontal es calcula només tenint en compte la distribució de temperatures del pas anterior. Això es pot fer ja que aquests gradients són petits respecte del vertical i, així, el problema tèrmic queda reduït a un model 1-D. Finalment, segons l'equació (2.6), la variació de temperatura en un punt és deguda al transport de calor per advecció del material, transport de calor per conducció i producció radiogènica de calor.

La distribució tèrmica en fondària es calcula fixant la temperatura a la superfície,  $T_{sup}$ , i en un punt suficientment allunyat del límit litosfera-astenosfera (300 km),  $T_{bot}$ . El transport de calor a l'astenosfera és principalment per convecció i, per tant, la temperatura creix en fondària aproximadament amb un gradient tèrmic adiabàtic, 0.3 - 0.5 K km<sup>-1</sup> (Turcotte & Schubert, 1982). Per simular una astenosfera amb un gradient tèrmic adiabàtic es fixa una conductivitat tèrmica elevada, 500 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup> (Okaya et al., 1996). Fixant la isoterma  $T_{bot}$  a una fondària molt més profunda de la base de la litosfera, i calculant a cada pas de temps la nova distribució de temperatures, es pot observar una isoterma característica,  $T_a$ , que es pren com a base de la litosfera, i seguir la seva evolució temporal.

## 2.2 Condicions de contorn

Com ja s'ha comentat, les equacions diferencials (1.17) o (1.18), (2.4) i (2.6), que determinen el camp horitzontal de velocitats, el gruix cortical i la distribució de temperatures, s'han resolt amb el mètode de les diferències finites. Al resoldre una equació diferencial s'han d'imposar unes condicions al contorn del domini i unes condicions inicials. Aquestes condicions poden ser imposades fixant els valors o les seves derivades als contorns. En alguns casos també pot interessar fixar unes condicions dins

del domini. Els resultats a l'interior de la malla dependrà fortament de les condicions que s'hagin imposat als contorns del domini.

### 2.2.1 Temperatura i gruix cortical

S'ha vist que l'equació tèrmica (2.6) es resol unidimensionalment, calculant el terme advection només tenint en compte la distribució de temperatures anterior. D'aquesta forma només cal fixar la temperatura a la superfície i a la base del model. Per poder calcular el terme advection en el pas de temps següent, es necessita la temperatura als contorns laterals. Aquesta es troba de forma que les variacions normals a les vores siguin nul·les, és a dir, el flux de calor a les parets del model és nul.

Per calcular el nou gruix cortical, equació (2.4), només necessitem condicions de contorn laterals, i s'han escollit les mateixes que les de temperatura; és a dir, aquelles que anul·len les variacions normals als contorns.

Així es tenen com a condicions de contorn laterals, tant per a la temperatura com per al gruix cortical,

$$\frac{\partial s}{\partial x} = 0 \quad \text{i} \quad \frac{\partial T}{\partial x} = 0, \text{ per } y = 0 \text{ (contorn inferior) i } y = AX \text{ (contorn superior)}$$

$$\frac{\partial s}{\partial y} = 0 \quad \text{i} \quad \frac{\partial T}{\partial y} = 0, \text{ per } x = 0 \text{ (contorn esquerre) i } x = BY \text{ (contorn dret)}$$

on  $AX$  i  $BY$  són els límits superiors de la coordenada  $x$  e  $y$  respectivament.

S'han considerat aquestes condicions ja que donen certa llibertat lateral, permeten variacions a les vores i alhora són estables al càlcul numèric.

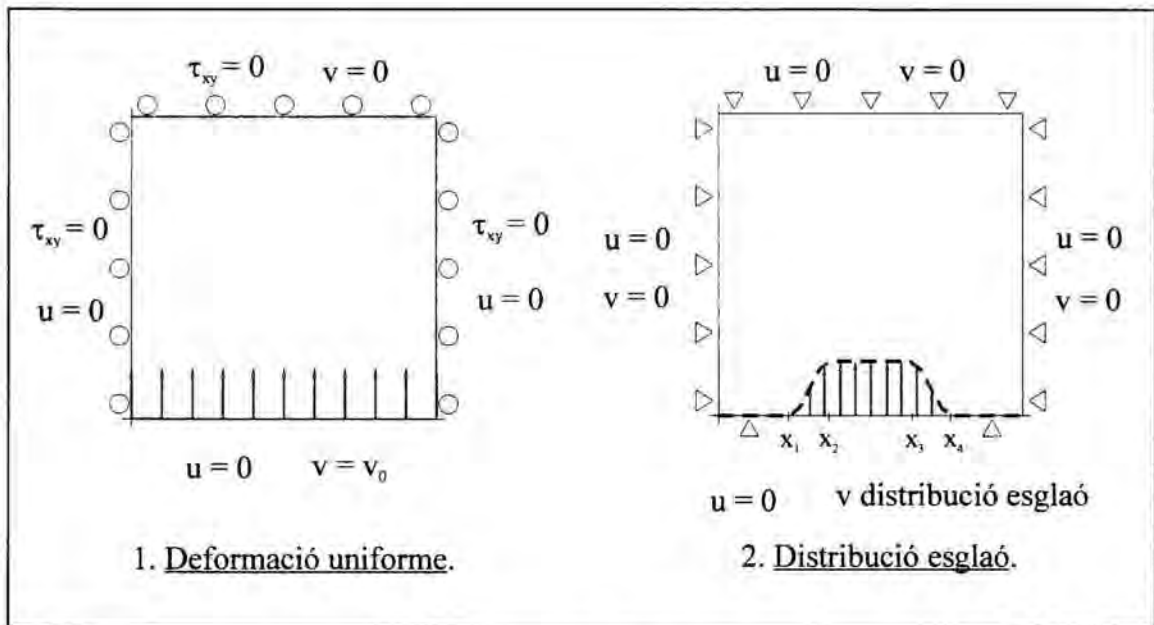
### 2.2.2 Camp de velocitats

Per determinar el camp horitzontal de velocitats, equació (1.17) o (1.18), s'imposen unes condicions de contorn de velocitats o esforços. Això vol dir que, o es tenen els valors de la velocitat a les vores del model, o es té alguna relació de les seves derivades. En aquest treball s'ha estudiat el comportament al variar aquestes condicions de contorn. En els models desenvolupats s'han utilitzat bàsicament dues condicions de contorn (Fig. 2-1):

1. Deformació uniforme. En aquest cas tot el contorn inferior es mou uniformement cap al superior, imposant un camp de velocitats constant ( $u=0$ ,  $v=v_0$ ). En els altres contorns el material es pot moure paral·lelament a la paret, és a dir, lliscant

(*free slip*). Això és:  $\tau_{xy}=0$  i  $u=0$  als contorns esquerre i dret, i  $\tau_{xy}=0$  i  $v=0$  al contorn superior, (Fig. 2-1.1)

2. Distribució de velocitats en forma d'esglaó, deformació no uniforme. Les condicions de contorn de velocitat són nul·les a tots als contorns menys al inferior, on s'introdueix una velocitat amb una distribució en forma d'esglaó, positiva cap dalt, (Fig. 2-1.2).



**Fig. 2-1-** La velocitat amb distribució esglaó és nul·la per a valors més petits a  $x_1$  i més grans a  $x_4$ . Entre  $x_1$  i  $x_2$  augmenta com un cosinus al quadrat ( $v=v_0 \cdot \cos^2(Ax+B)$ ) fins a un valor de  $v=v_0$ , que es manté constant fins a  $x_3$ . Entre  $x_3$  i  $x_4$  torna a disminuir també com un cosinus al quadrat. En aquest treball s'han pres els valors:  $x_1=AX/4$ ,  $x_2=3/8 \cdot AX$ ,  $x_3=5/8 \cdot AX$ ,  $x_4=3/4 \cdot AX$ , on  $AX$  és l'amplada horitzontal en la direcció  $x$ , i  $v_0=10$  mm/any.

### 2.3 Diagrama de flux

L'algoritme seguit per al càlcul del model està esquematitzat a la Fig. 2-2. A partir d'una certa geometria (gruixos de l'escorça i del mantell litosfèric) i els paràmetres del medi, es determina la distribució de temperatures per a l'estat estacionari. Donades unes condicions de contorn de velocitats als extrems del model, amb l'equació (1.17) o (1.18) es troba el camp de velocitats horitzontal en els punts interiors. S'escull un increment de temps de forma que la màxima deformació per a qualsevol element no superi el límit d'estabilitat (3%). Amb l'equació (2.4) es troba el nou gruix cortical. A partir d'aquí es troba la nova distribució de temperatures (2.6), la nova viscositat (1.11) i el nou camp de velocitats (1.17) o (1.18). Aquest procés es repeteix per a cada interval de temps, fins arribar al temps final desitjat.



El temps d'execució depèn molt de la geometria del domini i les discontinuïtats que hi puguin haver. Per al cas d'una litosfera plana, amb reologia constant, que es deforma degut a una distribució de velocitats en forma d'esglaó, el temps de càlcul, fins a 50 Ma amb increments de temps d'1 Ma, és d'uns 25 minuts; això en una estació de treball IBM RISC System/6000 3CT. En models en els que es tenen discontinuïtats laterals, com ara de producció de calor o gruix cortical, el temps de càlcul augmenta. Per un cas amb variacions laterals del gruix cortical, els passos de temps han de ser més petits, amb increments de 0.2Ma pot trigar entre 40 i 60 minuts fins a un temps final de 15Ma. Això es degut a que la velocitat, equació (1.17), no convergeix tant ràpidament. Així, en general, el que consumeix més temps de càlcul és trobar el camp de velocitats horitzontals.

Per a la sortida gràfica s'ha utilitzat el software *GMT, The Generic Mapping Tools*, (Wessel & Smith, 1995).

## CAPÍTOL 3

# **DEFORMACIÓ LITOSFÈRICA. CONDICIONS DE CONTORN I INFLUÈNCIA DE LA PRODUCCIÓ DE CALOR**



### 3. DEFORMACIÓ LITOSFÈRICA. CONDICIONS DE CONTORN I INFLUÈNCIA DE LA PRODUCCIÓ DE CALOR

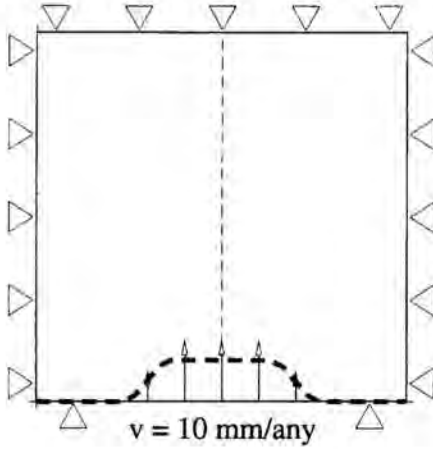
L'objectiu d'aquest capítol és estudiar l'efecte que tenen les condicions de contorn i les variacions inicials de la geometria litosfèrica en el mode de deformació resultant. Tanmateix, s'han considerat variacions en les característiques reològiques de la litosfera i en la producció de calor cortical.

En primer lloc, i atès que en els models de placa prima un dels paràmetres que controla la resistència litosfèrica és el número d'Argand, s'ha estudiat els possibles valors d'aquest paràmetre per una litosfera sense producció de calor, amb producció de calor constant, o decreixent exponencialment en fondària. Es veurà que sota unes mateixes condicions tèrmiques a la superfície (temperatura i flux de calor), la geometria i les condicions mecàniques de la litosfera poden ser força diferents depenent de la distribució de fonts radiogèniques. Anteriors treballs de placa prima (*Sonder & England, 1989; Houseman & England, 1986*) no havien considerat la producció radiogènica de calor o la seva disminució en fondària dins de l'escorça (*Bird & Piper, 1980; Bird, 1988, 1989*). En aquest apartat es vol mostrar que és un paràmetre prou important per a que es tingui en compte.

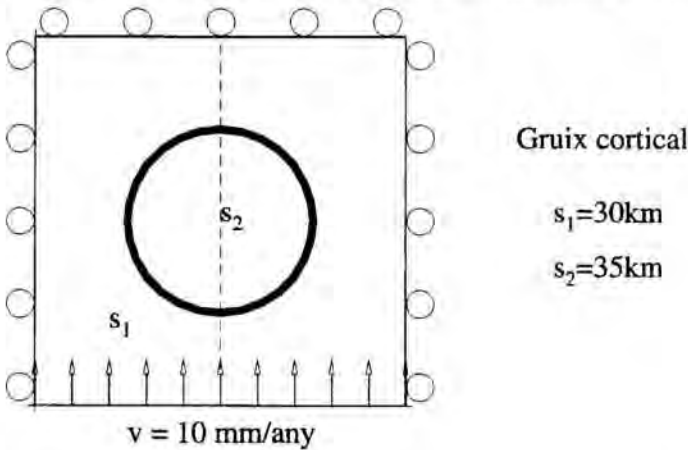
En segon lloc, abans de considerar un model litosfèric amb inhomogeneïtats laterals, s'ha estudiat com actua una deformació uniforme (Fig. 2-1.1) sobre una placa homogènia on els paràmetres tèrmics i reològics són inicialment els mateixos per a tots els punts de la malla. Això es fa per conèixer el tipus de deformació que produeix una deformació uniforme, ja que cal tenir-ho en compte quan s'aplica la mateixa deformació en un model litosfèric amb inhomogeneïtat laterals. Finalment, els efectes de les variacions en les condicions de contorn, geometria inicial de la litosfera i distribució de producció radiogènica de calor, s'han estudiat en tres models litosfèrics (Fig. 3-1): A) distribució de velocitats en forma d'esglaió aplicada sobre una placa homogènia, B) deformació uniforme sobre una litosfera amb variacions de gruix cortical i C) variacions laterals de producció de calor cortical.

En una aproximació de placa prima i sota unes condicions d'esforços o velocitats, la viscositat depèn fortament de la temperatura a la base de l'escorça, que és la que regeix el mode de deformació litosfèrica. La producció radiogènica de calor cortical depèn del gruix de l'escorça, afectant la distribució de temperatures en fondària i, en conseqüència, la seva viscositat.

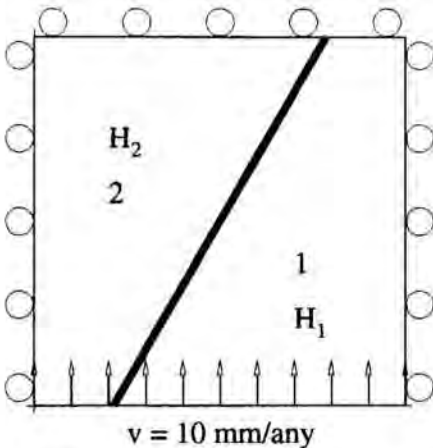
A) C.C. de velocitat distribució esglaó. Litosfera homogènia.



B) Variacions en el gruix cortical. C.C. de velocitat, deformació uniforme.



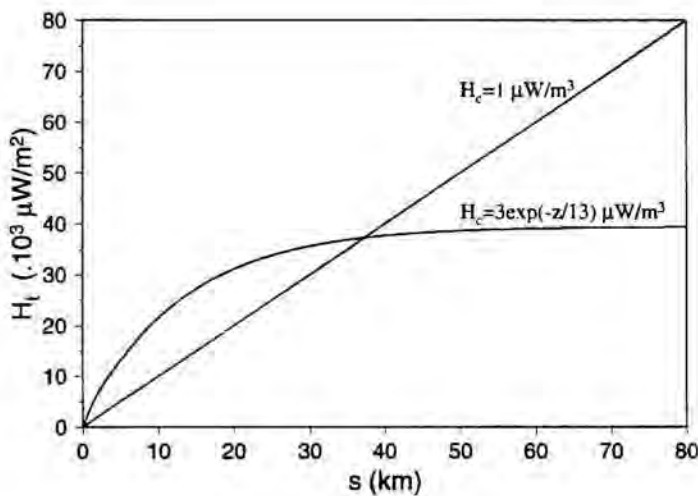
C) Variació lateral de producció de calor (H). C.C. de velocitat, deformació uniforme.



**Fig. 3-1- Models estudiats. Les dimensions horitzontals sempre són de 2000 x 2000 km. A) Litosfera amb un gruix cortical i litosfèric constant per a tota la placa on s'aplica unes condicions de velocitat amb una distribució en forma d'esglaó. B) Litosfera amb una zona central engruixida on les condicions de contorn aplicades són de deformació uniforme. C) Litosfera amb diferents produccions de calor cortical, gruix cortical constant i deformació uniforme.**

A l'engruixir-se l'escorça, augmenta la producció de calor i la temperatura a la Moho, fent que la viscositat sigui menor, i per tant la litosfera és més fàcilment deformable. La forma en què la litosfera es deforma a cada punt depèn, no només del valor de la viscositat en aquest punt, si no també dels valors als punts del voltant. De totes formes, aquesta relació entre el gruix de l'escorça i la producció de calor cortical, varia considerablement en funció de la distribució de fonts radiogèniques que es considerin. Com ja s'ha comentat al principi d'aquest treball, generalment s'utilitzen dos models de distribució de fonts radiogèniques de calor cortical, constant o exponencial decreixent en fondària (*Birch et al.*, 1968; *Lachenbruch*, 1970). Al mantell pràcticament no hi ha producció radiogènica de calor, per tant, en aquest treball s'ha considerat nul·la.

Quan la producció de calor és constant a tota l'escorça, un augment del gruix cortical provoca un fort increment en la producció de calor total; mentre que quan és exponencial a partir d'un cert gruix aquest increment és pràcticament negligible (Fig. 3-2). Al passar d'un gruix cortical de 50 a 60 km, per a una distribució constant de  $H_c=1 \mu\text{W}/\text{m}^3$  suposa un augment en la producció total del 20%, en canvi si és del tipus  $H_c=3 \cdot \exp(-z/13) \mu\text{W}/\text{m}^3$  l'augment és del 1.15%.



**Fig. 3-2-** Producció de calor cortical total ( $H_t$ ) en funció del gruix de l'escorça ( $s$ ), per dues distribucions de les fonts radiogèniques,  $H_c=1 \mu\text{W}/\text{m}^3$  i  $H_c=3 \cdot \exp(-z/13) \mu\text{W}/\text{m}^3$ .

En tots els models assajats les dimensions horitzontals de la litosfera són de 2000 x 2000 km, amb una discretització de la malla de 31x31 punts, mentre que la discretització vertical és d'uns 1000 punts (Taula 3-1).

### 3.1 Geotermes, resistència litosfèrica i número d'Argand

Per estudiar la dependència del número d'Argand o resistència litosfèrica amb la distribució de les fonts radiogèniques de calor, s'han considerat tres models litosfèrics, on la única diferència és la producció de calor cortical:

- 1) Producció de calor nul·la a tota la litosfera.
- 2) Producció de calor constant a l'escorça, de  $H_c=1 \mu\text{W}/\text{m}^3$ .
- 3) Dependència exponencial de la producció de calor amb la fondària a l'escorça,  $H_c=H_{sup} \cdot \exp(-z/b)$ , prenent els valors  $H_{sup}=3 \mu\text{W}/\text{m}^3$  i  $b=13 \text{ km}$ .

Els altres paràmetres, tant tèrmics com mecànics, seran els mateixos per als tres casos.

L'objectiu d'aquest apartat és, donada un geoterma, calcular les resistències litosfèriques màxima i mínima a partir d'un conjunt de possibles paràmetres reològics, per així poder establir un rang realista de valors del número d'Argand. Així doncs, abans d'estudiar quin efecte té la producció de calor sobre el mode de deformació, s'ha estudiat quin significat tenen aquests valors i com influiran a l'hora de trobar les propietats mecàniques o resistència de la litosfera. Per això s'ha buscat primer la distribució de temperatures en fondària o geoterma. A partir d'aquesta i amb els paràmetres reològics es té l'envoltant d'esforços i la resistència litosfèrica (apartat 1.1.1). Un cop coneguda la resistència es pot relacionar amb el número d'Argand que li correspondria, seguint la metodologia explicada a l'apartat 1.1.4, per cada una de les tres litosferes,

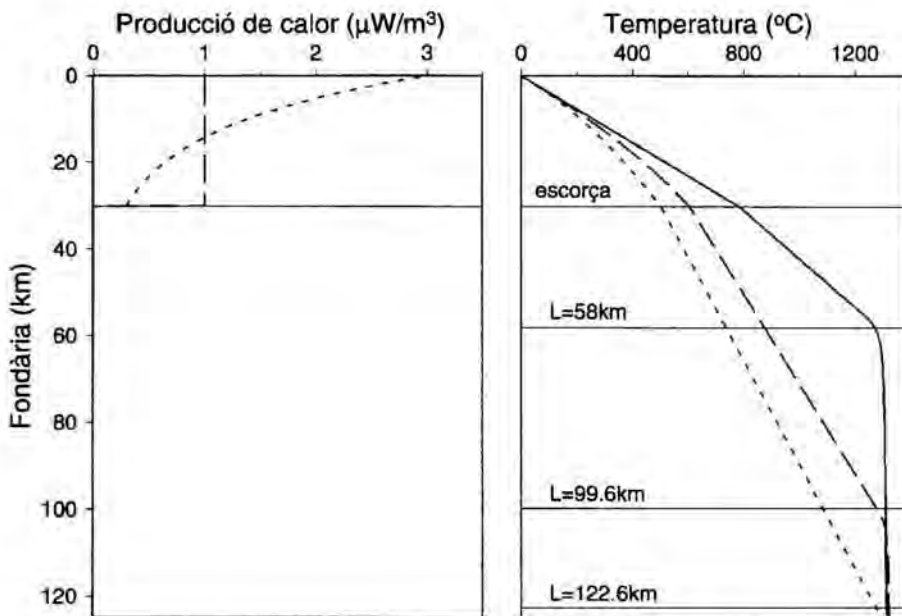
$$(3.1) \quad Ar = \frac{g\rho_c(1 - \rho_c / \rho_m)\sqrt{2}^{(1/n-1)} L^2}{F_{Lit}}$$

A l'hora de calcular les geotermes, s'han fixat en tots tres models litosfèrics la temperatura i el flux de calor superficials. Això vol dir que en cada cas la fondària de la isoterma  $T_a$ , que determina la base de la litosfera ( $L$ ), serà diferent. S'ha pres aquest criteri donat que el flux de calor superficial és una dada mesurable, mentre que el gruix litosfèric en molts pocs casos es coneix. Considerant els paràmetres de la Taula 3-1, s'obtenen les geotermes mostrades a la Fig. 3-3.

$\rho_c$	densitat cortical	$2800 \text{ kg m}^{-3}$
$\rho_m$	densitat del mantell superior	$3270 \text{ kg m}^{-3}$
$\rho_a$	densitat de l'astenosfera	$3200 \text{ kg m}^{-3}$
$\rho_w$	densitat de l'aigua	$1032 \text{ kg m}^{-3}$
$Q$	energia d'activació	$470 \text{ kJ mol}^{-1}$
$n$	exponent de la llei potencial	3
$\kappa$	difusivitat tèrmica	$1 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$
$K_c$	conductivitat tèrmica a l'escorça	$2.5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$
$K_m$	conductivitat tèrmica al mantell litosfèric	$3.6 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$
$K_a$	conductivitat tèrmica a l'astenosfera	$500 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$
$Q_{sup}(t=0)$	flux de calor superficial ( $z=0$ ) inicial	$65.2 \text{ mW m}^{-2}$
$T_{sup}$	temperatura a la superfície ( $z=0$ )	273 K
$T_a$	temperatura a la base de la litosfera ( $z=L$ )	1550 K
$T_{bot}$	temperatura a la base del model ( $z=300\text{km}$ )	1610 K
$H_m$	producció radiogènica de calor al mantell litosfèric	$0 \text{ W m}^{-3}$

$D$	longitud d'escala horitzontal	1000 km
$v_0$	velocitat de referència	$10 \text{ mm any}^{-1}$
$\dot{\epsilon}_0 = v_0 / D$	velocitat de deformació de referència	$3.17 \cdot 10^{-16} \text{ s}^{-1}$
$L_0$	gruix de referència de la litosfera	100 km
$s_0$	gruix cortical inicial	30 km
$AX, BY$	dimensions horitzontals del model ( $x, y$ )	2000, 2000 km
$g$	acceleració gravitacional	$9.8 \text{ m s}^{-2}$
$R$	constant dels gasos	$8.314 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$
PARÀMETRES DE CÀLCUL		
$n, m, nz$	nombre de punts horitzontals ( $x, y, z$ )	(31, 31, 1080)

**Taula 3-1- Paràmetres utilitzats en aquest capítol.**



**Fig. 3-3- Temperatura en fondària pels tres models litosfèrics considerats. En els tres casos s'ha fixat el flux de calor i la temperatura superficials,  $Q_{sup} = 65.2 \text{ mW}/\text{m}^2$  i  $T_{sup} = 0^{\circ}\text{C}$ , mentre que els gruixos litosfèrics i la temperatura a la base de l'escorça resultants són de: 1)  $L=58 \text{ km}$  i  $T_{moho} = 782^{\circ}\text{C}$  per  $H=0 \mu\text{W}/\text{m}^3$ , 2)  $L=99.6 \text{ km}$  i  $T_{moho} = 604^{\circ}\text{C}$  per  $H_c=1 \mu\text{W}/\text{m}^3$  i 3)  $L=122.6 \text{ km}$  i  $T_{moho} = 502^{\circ}\text{C}$  per  $H_c=3 \cdot \exp(-z/13) \mu\text{W}/\text{m}^3$ .**

Així doncs, per al model amb producció de calor nul·la s'obté un gruix litosfèric de  $L=58 \text{ km}$ , per a una producció cortical constant d' $1 \mu\text{W}/\text{m}^3$  resulta de  $L=99.6 \text{ km}$  i, finalment, per a una distribució exponencial de la forma  $H_c=3 \cdot \exp(-z/13) \mu\text{W}/\text{m}^3$  es té un gruix de  $L=122.6 \text{ km}$ .

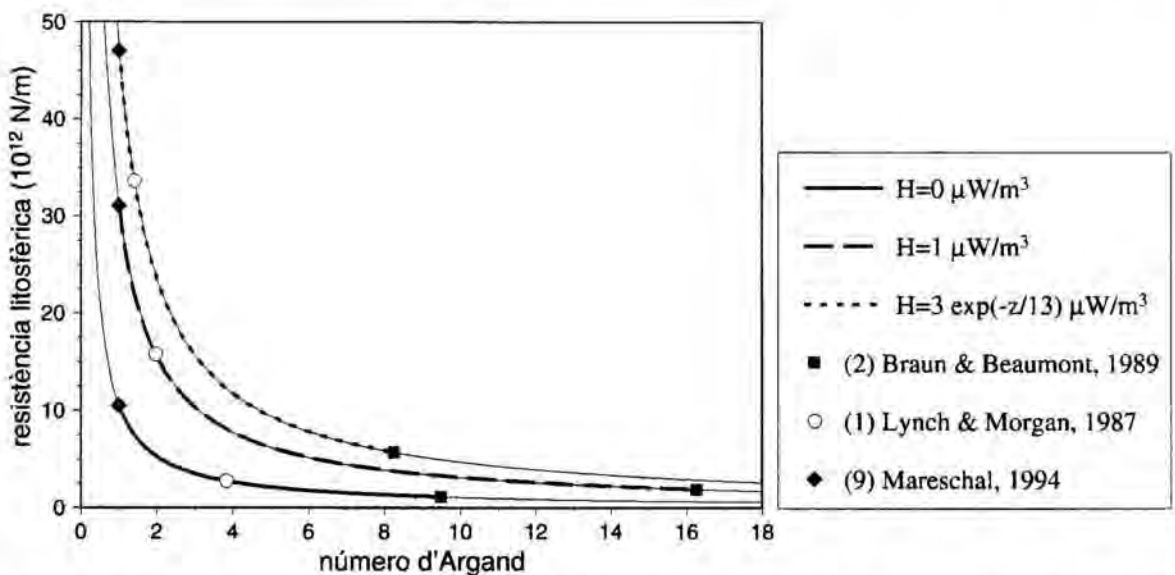
Un cop es té la geometria i l'estat tèrmic per a cada una de les tres litosferes, ja es pot calcular quin és el possible rang de valors de les resistències litosfèriques i números d'Argand. A partir dels possibles valors dels paràmetres reològics recopilats a la Taula 1-2 es calculen tots els envoltants d'esforços i resistències litosfèriques, per als tres models litosfèrics. Combinant els valors de les resistències litosfèriques, els paràmetres de la

Taula 3-1 i la relació (3.1) es troben tots els possibles números d'Argand. Les variables que varien en la relació (3.1) són el gruix litosfèric,  $L$ , i la resistència litosfèrica,  $F_{Lit}$ , podent escriure's de la forma,

$$(3.2) \quad Ar \propto \frac{L^2}{F_{Lit}}$$

Això vol dir que s'obté una relació diferent entre la resistència i el número d'Argand per a cada model litosfèric (Fig. 3-4). Com es pot veure, sota aquestes condicions, es pot parlar de valors mínims del número d'Argand entre 0 i 1 i valors màxims al voltant de 16. Per obtenir valors d'Argand majors a 16 la resistència litosfèrica hauria de ser extremadament dèbil, i no es coneixen paràmetres reològics de l'escorça o el mantell litosfèric que ho facin possible.

A la Fig. 3-4, s'observa que per als tres models litosfèrics s'obté un mateix valor mínim del número d'Argand ( $\sim 1$ ), mentre que els valors màxims depenen molt del tipus de litosfera.



**Fig. 3-4- Relació entre el número d'Argand i les resistències litosfèriques per als tres models litosfèrics de la Fig. 3-3.**

Segons la relació (3.2), el número d'Argand és directament proporcional al quadrat del gruix litosfèric i inversament a la resistència litosfèrica. La resistència de la litosfera disminueix a l'augmentar la temperatura a la Moho. En el cas de producció de calor nul·la, la base de la litosfera es troba a 58 km, es a dir, es tracta d'una litosfera prima. Això fa que el valor màxim del número d'Argand no sigui gaire elevat, tot i que la temperatura a la Moho és força elevada (782°C). D'altra banda, la litosfera amb una producció de calor exponencial, té un gruix litosfèric elevat, però la temperatura a la Moho és més baixa, per tant és més resistent fent que no pugui adoptar valors elevats

d'Argand. En canvi, quan la producció és constant, el gruix litosfèric no és tant elevat però la  $T_{moho}$  és major, fent que siguin possible valors més elevats d' $Ar$ .

Variant les condicions tèrmiques, varia el rang dels possibles valors d' $Ar$ . De totes formes, per aconseguir valors més elevats d' $Ar$  (superiors a 16) caldria considerar un flux de calor superficial gran ( $\sim 100 \text{ mW/m}^2$ ) amb una producció de calor també elevada sobretot a la superfície, per aconseguir una resistència dèbil i alhora un gruix litosfèric no massa petit ( $>100 \text{ km}$ ). Això es podria donar en un mantell litosfèric molt calent ( $T_{moho}$  elevada), però, per a que aquest fos molt gruixut, caldria una conductivitat molt elevada. Per a que la  $T_{moho}$  i alhora el gruix litosfèric siguin elevats, la conductivitat a l'escorça ( $K_c$ ) ha de ser baixa i elevada al mantell litosfèric ( $K_m$ ). Prenent com a valors límits de  $K_c=2 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ,  $K_m=4 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ , amb una  $H_c=4 \cdot \exp(-z/13) \mu\text{W/m}^3$  i  $Q_{sup}=90 \text{ mW/m}^2$ , s'aconsegueix un número d'Argand de 28. Tot i que no són paràmetres impossibles, es tracta de valors límits.

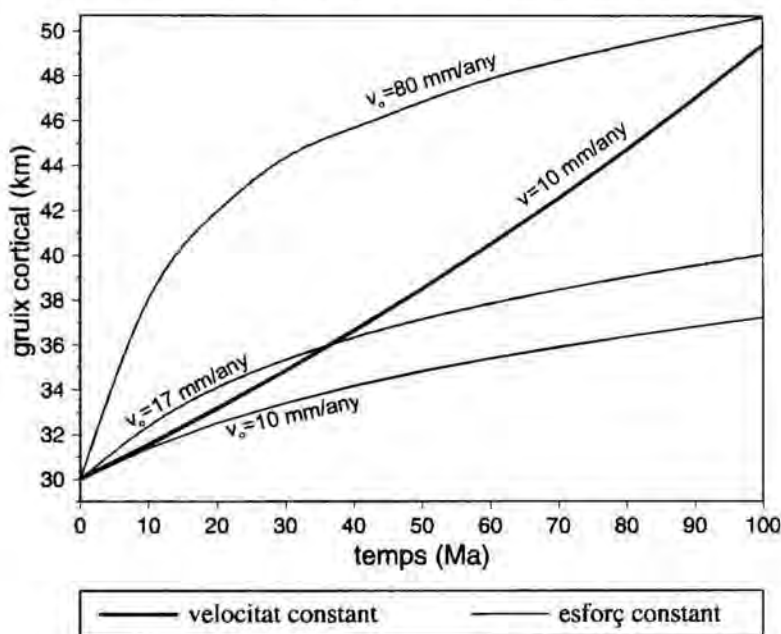
S'ha de tenir en compte que aquest rang de valors ha estat calculat per a una litosfera continental de 30 km de gruix cortical. En litosferes oceàniques, on el gruix cortical és menor, es poden obtenir valors del número d'Argand menors a 1.

### 3.2 Placa homogènia, deformació uniforme

Com ja s'ha comentat, les condicions de contorn tenen un efecte molt important en el resultat de la deformació interior (*Houseman & England, 1993*). Donat que en els següents apartats s'estudiarà com es deforma una placa homogènia sota una distribució de velocitats en forma d'esglaó, i dues plaques amb variacions laterals de gruixos corticals o tèrmiques sota una deformació uniforme, primer cal estudiar el comportament d'una placa homogènia sota una deformació uniforme. D'aquesta forma, quan s'apliqui aquesta deformació sobre una placa amb inhomogeneïtats, ens permetrà conèixer exactament quina és la influència d'aquesta inhomogeneïtat sobre el mode de deformació resultant. Per tant, en aquest cas inicialment es té una placa plana sense cap variació lateral, és a dir, la geometria i els paràmetres del medi són constants en tot el domini. Les condicions de contorn de velocitat aplicades són les de deformació uniforme, tot el contorn inferior es mou uniformement cap al superior, imposant una velocitat constant (Fig. 2-1.1).

Sota aquestes condicions s'observa que la deformació és homogènia a tota la regió. La placa es manté plana, incrementant el seu gruix tota per igual. Els resultats són independents del número d'Argand i de la producció radiogènica de calor. Aquest resultat es desprèn de l'equació (1.17) o (1.18), ja que al no haver variacions en el gruix cortical, el segon terme és nul. D'altra banda, la viscositat és un factor que està a tots els

sumands del primer terme, i si aquesta és constant, degut a que no hi han variacions laterals (ni en la geometria, ni en les velocitats), no afecta a l'equació. Així doncs, sota aquestes condicions la deformació és independent de la viscositat. Donat un camp de velocitats, la viscositat només dependrà de la resistència litosfèrica (número d'Argand o paràmetres reològics) i de la distribució de temperatures. Si la deformació és independent de la viscositat vol dir que també ho serà del número d'Argand i de la producció de calor. És important destacar que això passa al ser les condicions de contorn de velocitat, i no d'esforços. El que s'està fent és imposar una velocitat al contorn, independentment de la rigidesa del material i, per tant, els esforços necessaris per a que es pugui moure amb la velocitat fixada seran diferents en cada cas. És a dir, el model final serà el mateix en tots els casos; en uns els esforços seran majors que en uns altres, però finalment la deformació serà la mateixa. Per tant, si no hi han variacions laterals i les condicions de contorn són uniformes, el model dinàmic és independent de la viscositat, és a dir, del número d'Argand i de qualsevol paràmetre que pugui variar la distribució de temperatures, com ara la producció radiogènica de calor. Si enlloc d'aplicar una condició de contorn de velocitat s'imposa una força, la placa es deforma igual homogèniament, però la deformació final dependrà de la resistència litosfèrica. En aquest cas la deformació resultant sí que dependrà del número d'Argand o reologia del material.



**Fig. 3-5- Variació del gruix cortical amb el temps aplicant una deformació uniforme de velocitat constant de 10 mm/any (línia gruixuda) i tres esforços constant (línies primes) que inicialment produeix una velocitat de 10 mm/any, 17 mm/any i 80 mm/any.**

Així, es conclou, que amb una deformació uniforme, sigui de velocitat o esforç, no s'aconsegueix una localització de la deformació. Per a que la deformació no sigui homogènia i es centri en una zona determinada, s'ha d'imposar alguna variació lateral (de gruix cortical, de temperatura, de velocitats, reològiques, ...).



En els següents apartats es farà un estudi de quin efecte tenen diferents tipus de variacions laterals, i com aquestes influeixen en el mode de deformació resultant.

### 3.3 Distribució de velocitats en forma d'esglaó

En aquest apartat s'estudia la deformació resultant d'aplicar unes condicions de contorn no uniformes, en funció de la resistència litosfèrica (número d'Argand) i de la distribució de fonts radiogèniques de calor. S'ha utilitzat una distribució de velocitats en forma d'esglaó a la vora inferior del model (Fig. 2-1.2 i Fig. 3-1A), que simularia una col·lisió entre dues plaques continentals, amb diferents superfícies de col·lisió (*indenter*). Com exemple típic tenim la col·lisió d'Índia contra la placa Eurasiàtica (*Vilotte et al.*, 1986; *England & Houseman*, 1986; *Cohen & Morgan*, 1986; *England & Houseman*, 1989; *Neil & Houseman*, 1997). La litosfera inicialment és plana i homogènia, amb gruixos i paràmetres tèrmics i reològics constants a tots els punts de la malla.

Els paràmetres que s'han utilitzat són els exposats a la Taula 3-1. Fixats tots aquests paràmetres s'ha variat el número d'Argand, per a les tres produccions de calor escollides (nul·la, constant i exponencial, Fig. 3-3). El temps final del model ha estat de 50Ma, amb passos de temps de 1Ma i els números d'Argand que s'han escollit estan dins el rang de valors possibles determinats a l'apartat 3.1 (Fig. 3-4).

Inicialment l'escorça és de 30 km de gruix i el flux de calor i la temperatura superficials són de  $65.2 \text{ mW/m}^2$  i  $0^\circ\text{C}$ . La base del mantell litosfèric es defineix com la isoterma de  $T_o=1550 \text{ K}$ , la qual es trobarà a diferent fondària depenent de la distribució de producció radiogènica de calor que es consideri (Fig. 3-3). Per a cada pas de temps es calcula la velocitat de deformació vertical; a partir d'aquesta es calcula el nou gruix cortical i la nova geoterma, mentre que el gruix litosfèric es troba a partir d'aquesta nova distribució de temperatures en fondària.

La velocitat de deformació vertical,  $\dot{\epsilon}_z$  (Fig. 3-6), permet calcular la variació de gruix cortical a cada pas de temps. S'observa a la Fig. 3-7 que la zona on la deformació és major,  $\dot{\epsilon}_{\text{màx}}$ , és allà on s'aplica la distribució de velocitats esglaó, sent encara molt més localitzada en aquesta zona la deformació vertical. Això està d'acord amb el gruix cortical final (Fig. 3-8 i Fig. 3-9). El major engruiximent cortical es dona a la zona on s'aplica la compressió, i la deformació es propaga més o menys cap a l'interior del domini depenent del valor del número d'Argand i de la producció de calor cortical. L'engruiximent queda més repartit per tot el domini a l'augmentar el número d'Argand, sent aquest efecte molt més marcat quan es considera la producció de calor cortical. L'engruiximent litosfèric segueix el mateix comportament que el cortical.

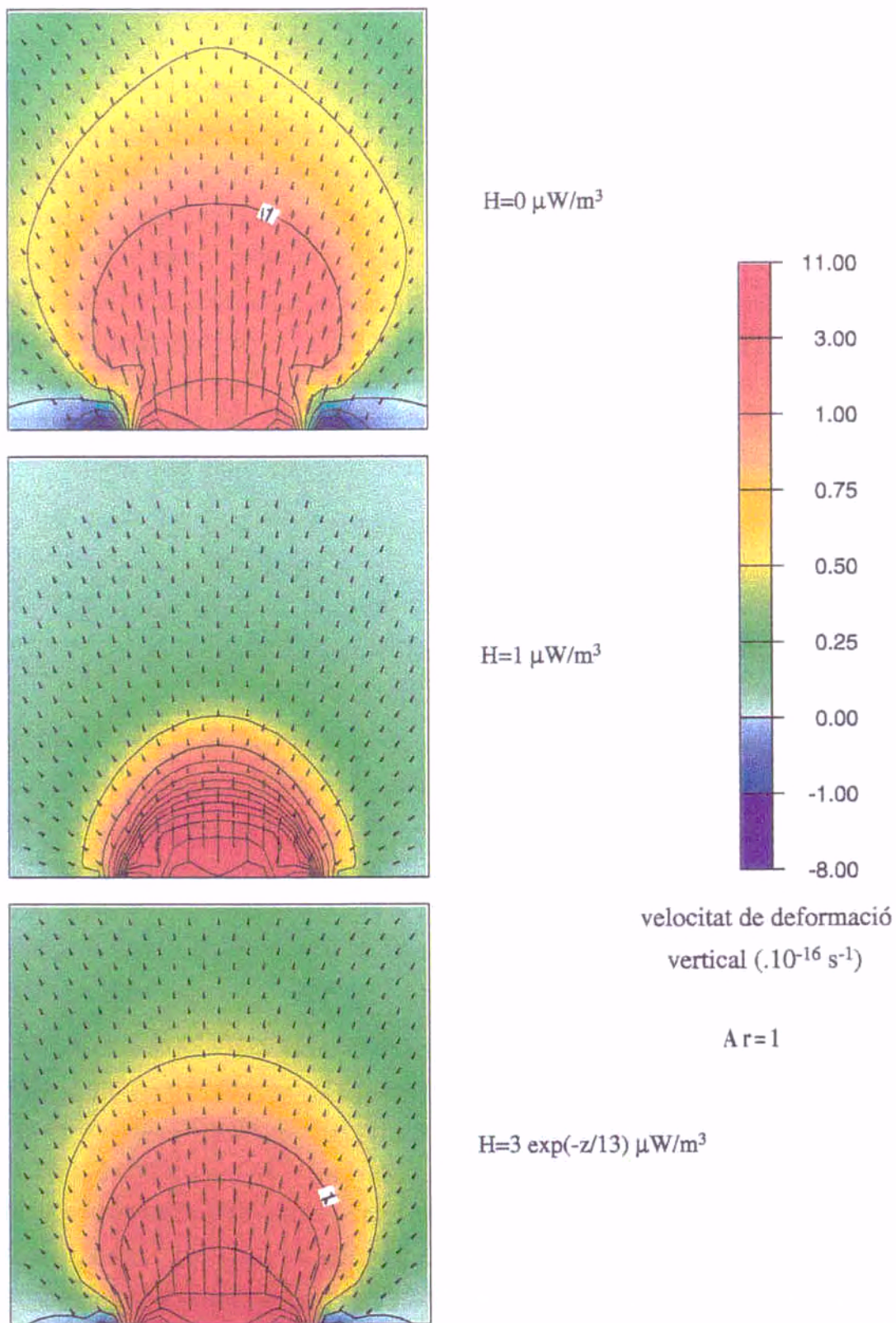


Fig. 3-6- Velocitat de deformació vertical ( $\dot{\epsilon}_{zz}$ ) pels casos de producció de calor nul·la, constant i exponencial, i  $Ar=1$  després de 50Ma. Les isolínies estan cada  $0.5 \cdot 10^{-16} \text{ s}^{-1}$ .

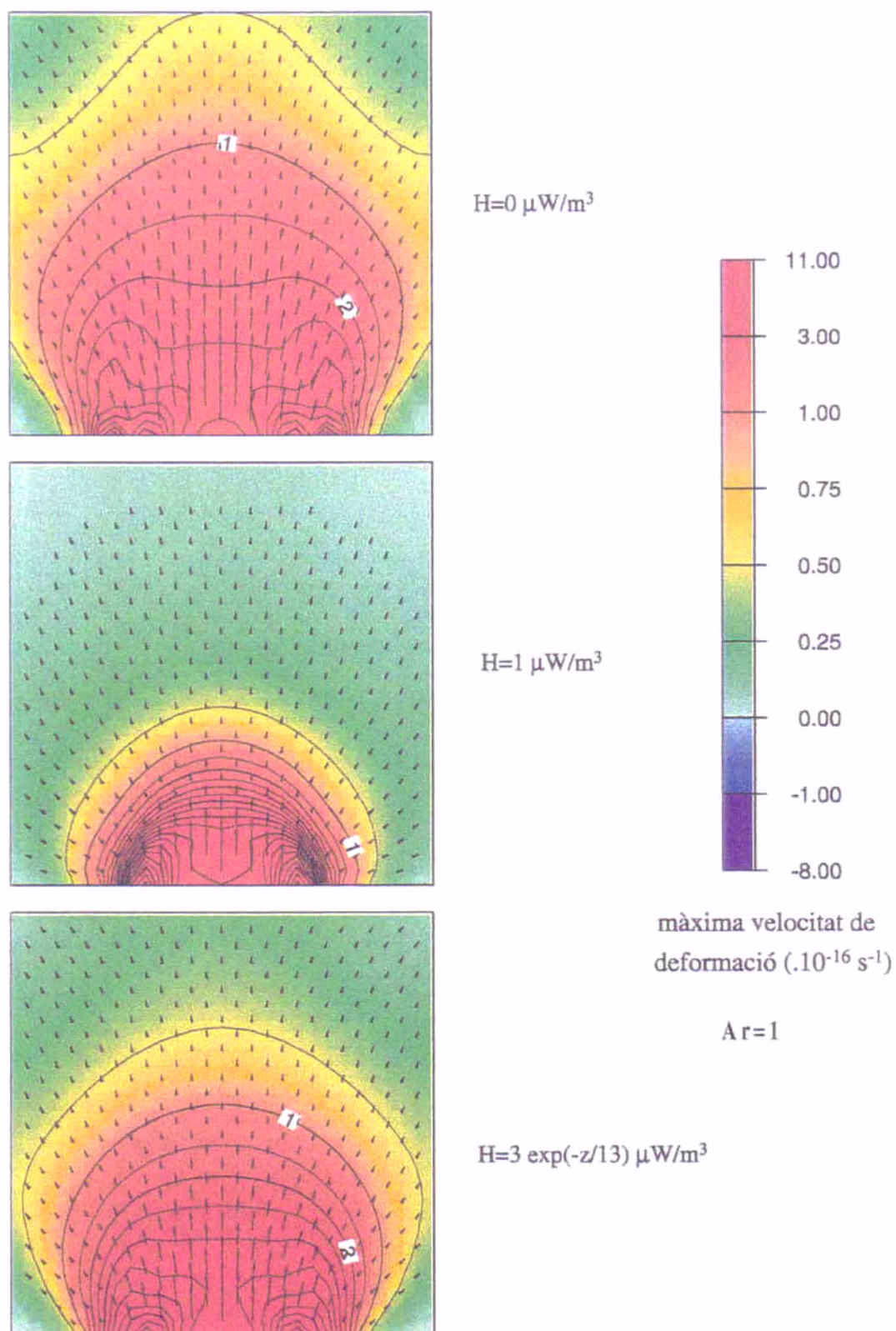
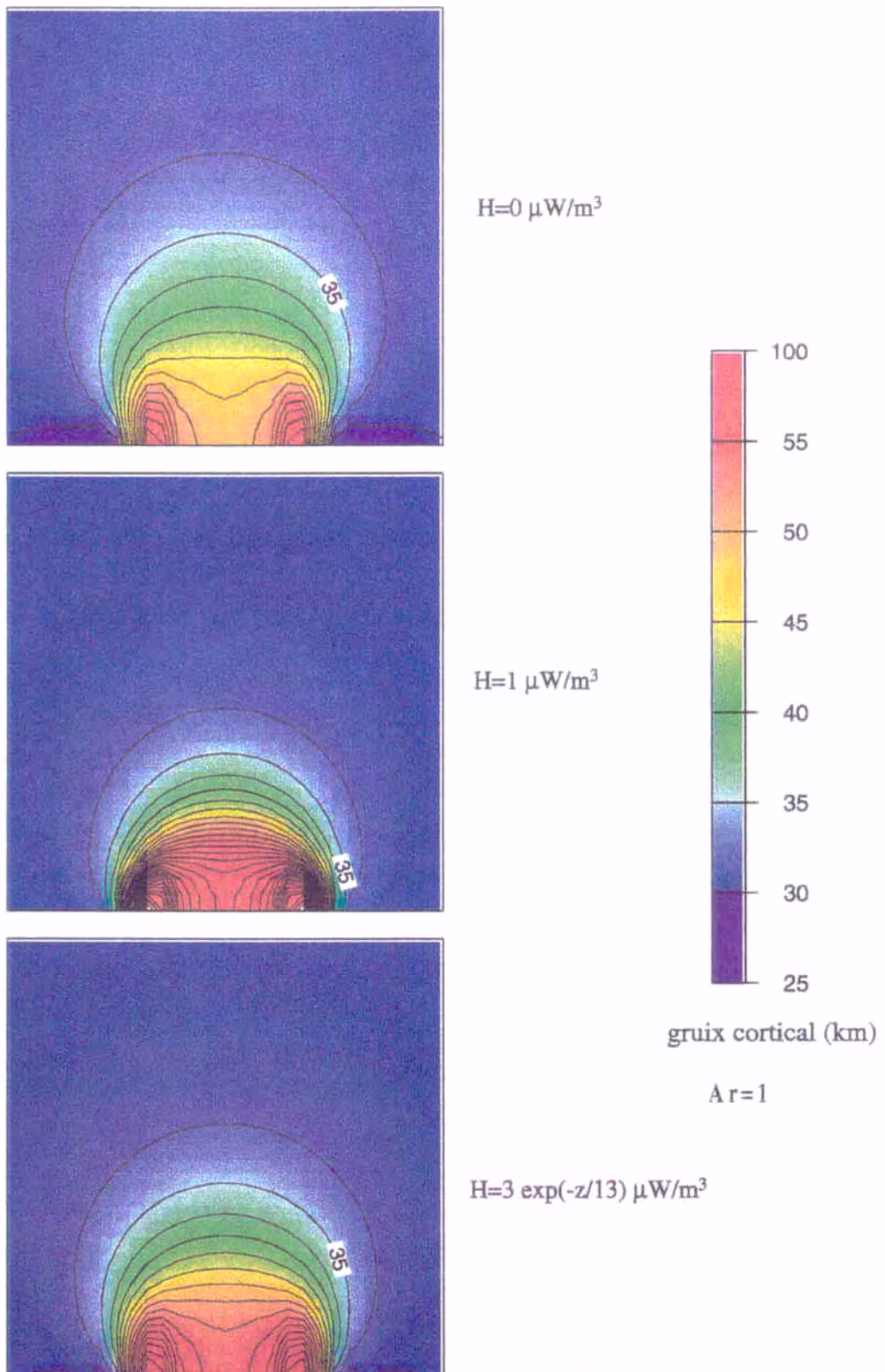


Fig. 3-7- Màxima velocitat de deformació ( $\dot{\epsilon}_{\text{max}} = \max(|\dot{\epsilon}_1|, |\dot{\epsilon}_2|, |\dot{\epsilon}_{zz}|)$ , on 1 i 2 són les dues direccions horitzontals principals) pels casos de producció de calor nul·la, constant i exponencial, i  $Ar=1$  després de 50Ma. Les isòlines estan cada  $0.5 \cdot 10^{-16} \text{ s}^{-1}$ .



**Fig. 3-8- Gruixos corticals després de 50Ma, pels tres models de distribució radiogènica de calor i  $Ar=1$ . Les isòlnies estan cada 2.5 km.**

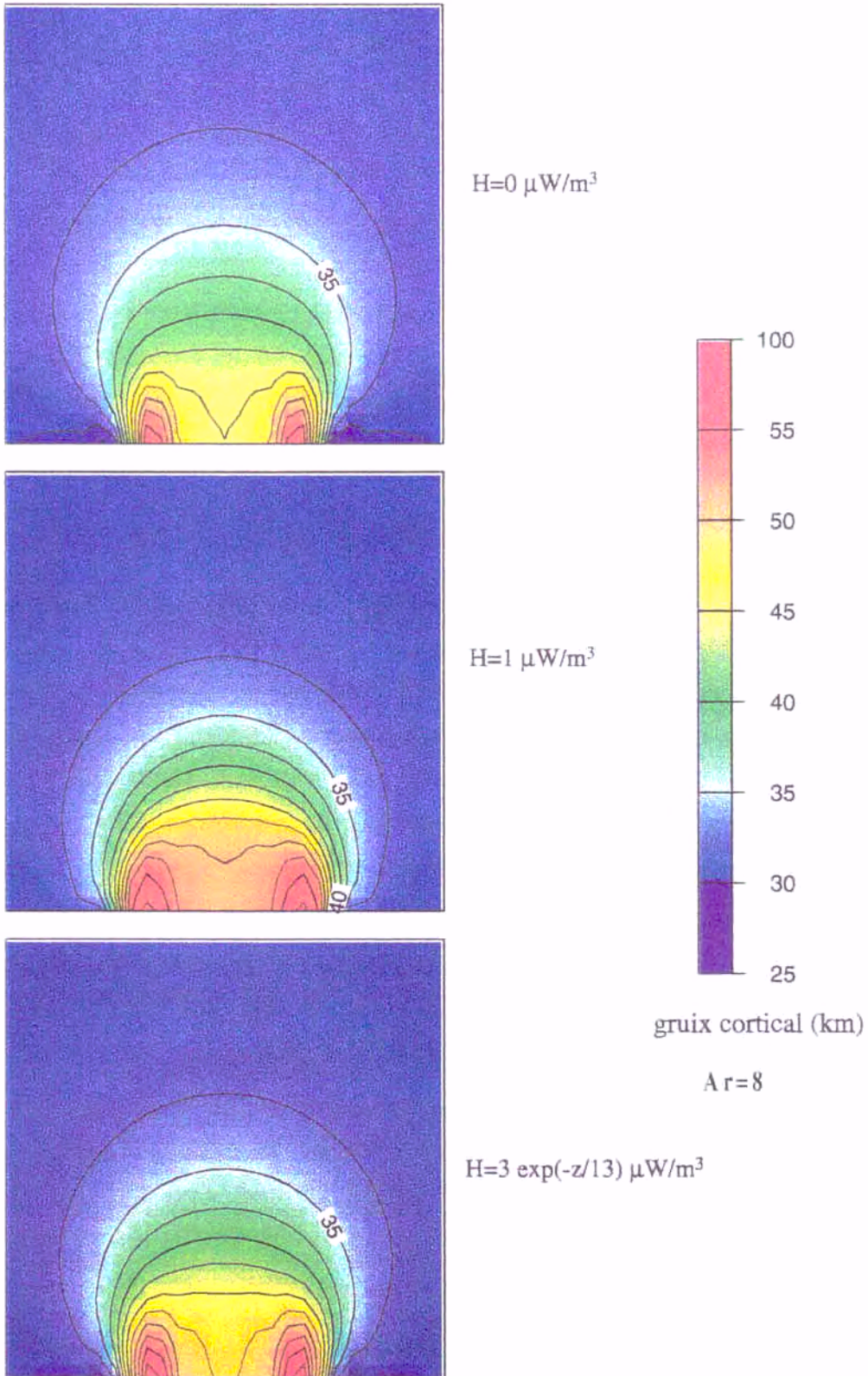


Fig. 3-9- Gruixos corticals després de 50Ma, pels tres models de distribució radiogènica de calor i  $Ar=8$ . Les isolínies estan cada 2.5 km.

Quan es tracta d'una litosfera amb una producció de calor cortical constant, la temperatura a la Moho augmenta molt ràpidament amb l'engruiximent cortical (Fig. 3-2), el que té un fort efecte sobre la viscositat. Aquest engruiximent cortical no és el mateix a tota la placa, i això fa que la variació de la viscositat no sigui uniforme, fent que les zones amb major gruix cortical, i per tant amb una temperatura a la Moho més elevada, es deformin més fàcilment. D'altra banda, la viscositat efectiva decreix amb la velocitat de deformació, fet que possibilita que la deformació es localitzi en una zona restringida, (Fig. 3-10).

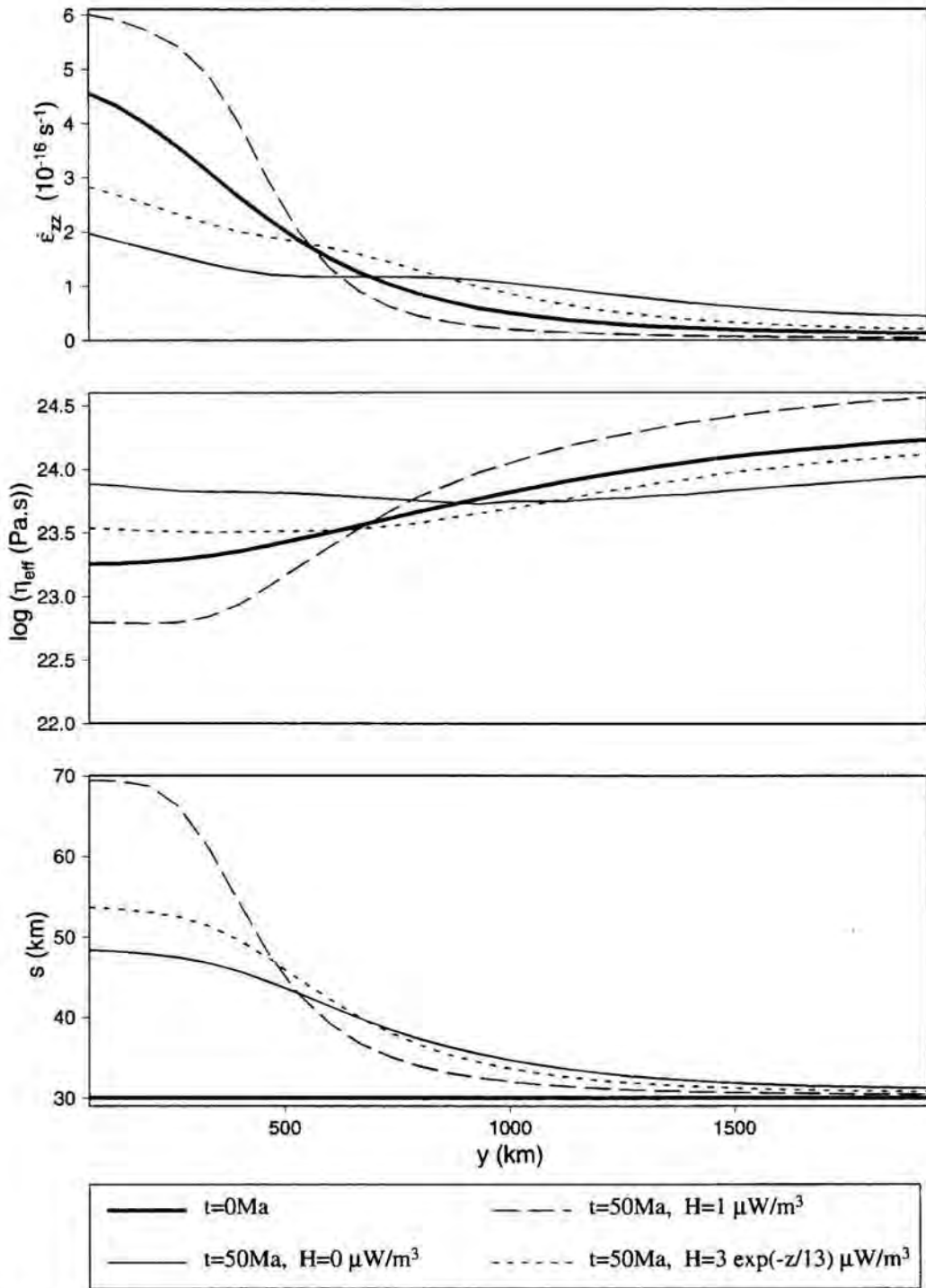
El model sense producció radiogènica de calor, inicialment l'escorça ja és més calenta i el gruix litosfèric és menor (Fig. 3-3), fent que el terme de la viscositat que depèn del tipus de material - constant  $C$  de l'equació (1.11) - sigui més elevat. Recordem el terme de la viscositat que depèn de la temperatura i del tipus de material,

$$(3.3) \quad B = C \frac{n R T_{moho}^2}{Q \gamma} \exp\left(\frac{Q}{n R T_{moho}}\right)$$

Això vol dir que en el terme depenent de la temperatura - constant  $B$  de l'equació (1.8) -, davant del tipus de material (constant  $C$ ) la part tèrmica no jugarà un paper tant important. A més a més, a l'engruixir-se l'escorça la temperatura de la Moho no varia gaire, però en canvi el gradient tèrmic al mantell litosfèric ( $\gamma$ ) si que disminueix considerablement, fent augmentar el valor de la viscositat efectiva, (3.3). D'aquesta forma el camp de velocitats es distribueix d'una forma molt més homogènia per tota la litosfera, aconseguint una deformació molt més uniforme (Fig. 3-10).

En el cas de producció de calor exponencial, ens trobem en un terme mig entre els dos efectes. Inicialment es té una litosfera força gruixuda i més freda, resultant valors petits de la constant  $C$ . Però d'altra banda, a partir de cert punt, per més que engruixeixi l'escorça, ja no augmenta més la producció de calor (Fig. 3-2).

Com major és el número d'Argand, l'efecte de les forces gravitacionals és major impedit grans variacions de gruix cortical, i per tant l'efecte de la producció de calor és menor. Veiem que la viscositat tendeix a fer-se constant a tot el domini, fent que la velocitat d'engruiximent tendeixi a ser la mateixa a tots els punts. En conseqüència, la deformació no queda tan concentrada i és molt més uniforme (Fig. 3-9).



**Fig. 3-10-** Viscositat efectiva, velocitat de deformació vertical i gruix cortical en un perfil a  $x=AX/2$  a 0Ma i 50Ma per cada un dels tres models de distribució radiogènica i  $Ar=1$ . El perfil és el marcat amb una línia discontinua negra a la Fig. 3-1. La distribució de temperatures en fondària és diferent depenent de la producció de calor, això fa que la constant  $C$  no sigui la mateixa en els tres casos, fent que la viscositat efectiva sigui igual independentment de la producció de calor. La viscositat depèn del camp de velocitats, per tant, ja inicialment no és constant a tot al domini, tot i que la geometria sigui la mateixa.

Per estudiar com es concentra la deformació s'ha definit el paràmetre  $CD$  (concentració de deformació) com l'invers del tant per cent de l'àrea total del model on té lloc la màxima deformació i s'ha normalitzat al 5% ,

$$CD \equiv \frac{1}{\text{àrea}(\%)} 5\%$$

on  $\text{àrea}(\%)$  és el tant per cent de l'àrea total en la que es concentra el 5% de la deformació cortical.

$CD$  igual a 1 correspon a una deformació homogènia on tots els punts de la malla s'engruixeixin per igual (model considerat a l'apartat 3.2). Com major sigui aquest valor, la deformació estarà concentrada en una zona més petita i s'obtindran gruixos corticals més elevats. La zona on la deformació és màxima sempre es troba al voltant d'on s'aplica la distribució de velocitats en forma d'esglaó. La Fig. 3-11 mostra la dependència de  $CD$  amb el número d'Argand, per als tres models de distribució de calor.

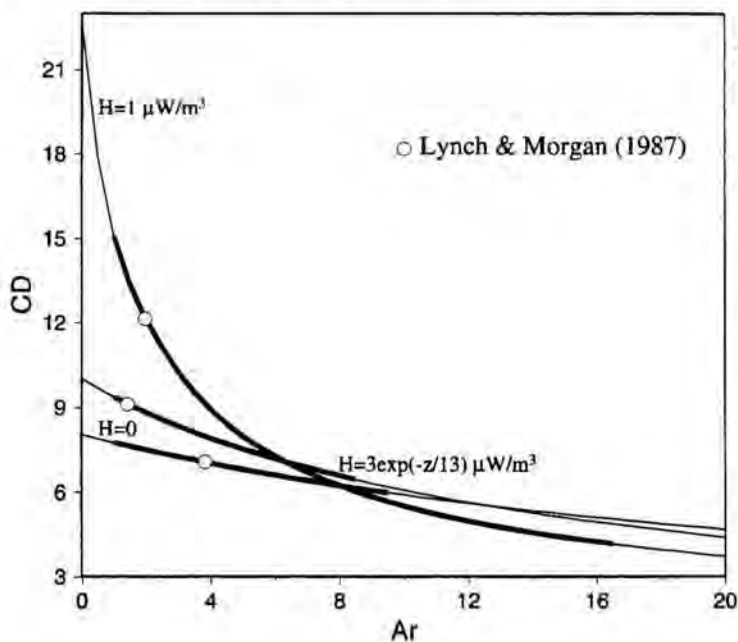


Fig. 3-11- Dependència de la concentració de la deformació ( $CD$ ) amb el número d'Argand ( $Ar$ ), per als tres models de distribució de producció de calor radiogènica que s'han considerat. Aquestes corbes s'han trobat calculant la deformació deguda a una velocitat en forma d'esglaó i unes propietats reològiques amb números d'Argand entre 0 i 20. Les línies gruixudes marquen el possible rang de valors d' $Ar$ , trobat a l'apartat 3.1, per a cada model.

Els números d'Argand escollits van entre 0 i 20. S'observa que, en el cas de producció de calor constant, per a números d' $Ar$  petits s'aconsegueixen concentracions de deformació molt elevades, disminuint aquesta concentració ràpidament a l'augmentar  $Ar$ . En canvi, quan no existeix producció de calor la concentració de deformació és quasi independent d' $Ar$ , ja que la litosfera és inicialment molt prima i calenta ( $L=58$  km,  $T_{moho} = 782^\circ\text{C}$ ), fent que la viscositat depengui fortament de la temperatura inicial i no tant d' $Ar$ . Així, per a valors d' $Ar$  petits ( $< 8$ ) la deformació es troba més concentrada quan hi ha producció de calor, assolint valors de gruixos corticals més elevats. Això es correspon amb el que s'ha comentat abans de la Fig. 3-10. Però a partir d'un cert valor d' $Ar$  ( $\sim 8$ )



aquest efecte s'inverteix i la màxima concentració es produeix en models litosfèrics sense producció de calor.

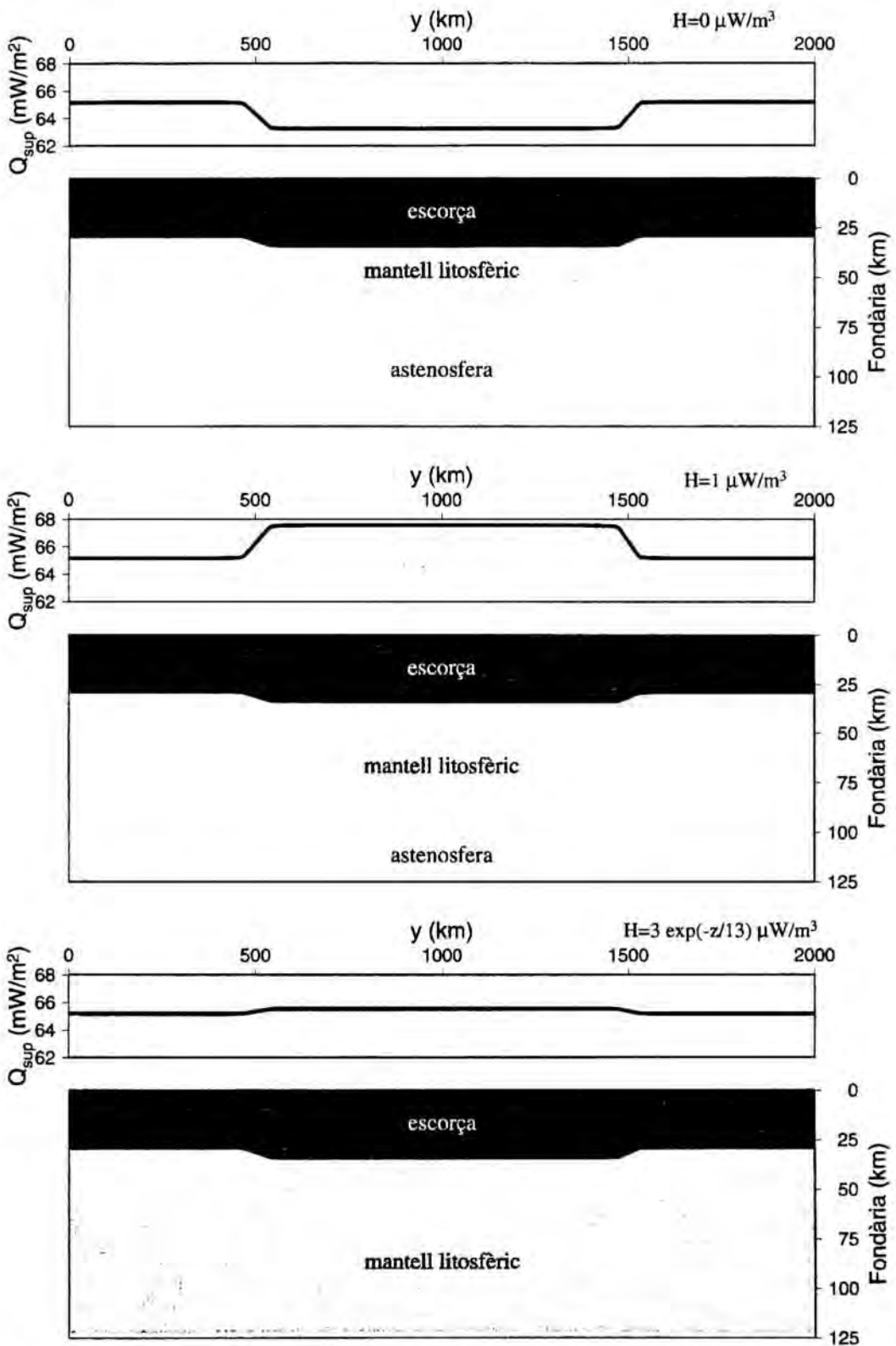
Es pot concloure que partint del mateix flux de calor superficial, les geotermes seran diferents en funció de la producció de calor i per tant les litosferes també tindran comportaments diferents en la seva evolució temporal i deformació final. També s'ha pogut observar que la deformació es concentra més en un cas o un altre depenent del número d'Argand; per a valors petits s'aconsegueixen majors concentracions en la deformació en una escorça amb producció de calor, però per valors grans, l'efecte s'inverteix.

### 3.4 Variacions de gruix cortical

S'han fet diferents estudis de models de deformació litosfèrica introduint heterogeneïtats en la seva resistència (Vilotte *et al.*, 1984; Sobouti & Arkani-Hamed, 1996; England & Houseman, 1985; Vilotte *et al.*, 1986). En aquest i el següent apartat el que es fa és introduir unes variacions laterals del gruix cortical i de la producció de calor, per a simular dos casos concrets de heterogeneïtats en la resistència de la litosfera.

En aquest cas es mostra l'efecte que té una geometria inicial no homogènia - amb variacions de gruix cortical -, sobre el mode de deformació. Les condicions de contorn que s'han utilitzat són de deformació uniforme (Fig. 2-1.1). Per tant, les variacions laterals de deformació seran degudes a les variacions del gruix cortical i no a les condicions de velocitat a les vores. La geometria inicial és una placa litosfèrica de 30 km d'escorça amb una part central circular engruixida fins a 35 km (Fig. 3-1B). Aquest esquema simularia una zona sotmesa a compressió, on inicialment ja existeix una àrea més engruixida. Es veurà que no tots els models litosfèrics es comporten igual, i que el seu comportament depèn del tipus de material, és a dir, de la seva composició. Així es compararan les deformacions obtingudes variant els paràmetres reològics i la distribució de la producció de calor.

Els paràmetres que s'han utilitzat són els mateixos que en l'apartat anterior (Taula 3-1). Tot i que la part central té un gruix cortical major, s'ha considerat que la base de la litosfera és la mateixa per a tot el model. Això vol dir que, donat que la temperatura superficial s'ha fixat sempre a 0°C, el flux de calor superficial a l'orògen serà diferent, tot i que aquesta variació no és mai major a 3 mW/m<sup>3</sup> (Fig. 3-12). Com en els apartats anteriors, el flux de calor superficial per una escorça de 30 km s'ha considerat de 65.2 mW/m<sup>2</sup>, mentre que on el gruix és de 35 km pren el valor de:  $Q_{sup}=63.2$  mW/m<sup>2</sup> quan  $H_c=0$ ,  $Q_{sup}=67.6$  mW/m<sup>2</sup> quan  $H_c=1$  μW/m<sup>3</sup> i  $Q_{sup}=65.5$  mW/m<sup>2</sup> quan  $H_c=3 \cdot \exp(-z/13)$  μW/m<sup>3</sup>.



**Fig. 3-12-** Perfils a  $x=AX/2$  de l'estructura litosfèrica (base de l'escorça i el mantell litosfèric) i el flux de calor superficial a l'estat inicial, pels tres models litosfèrics ( $H_c=0$ ,  $H_c=1$  i  $H_c=3 \cdot \exp(-z/13) \mu\text{W}/\text{m}^3$ ).

Fixats ja tots els paràmetres i determinada la distribució tèrmica, s'ha estudiat l'efecte de variar la resistència de la litosfera (Taula 1-2), és a dir, s'ha aplicat la

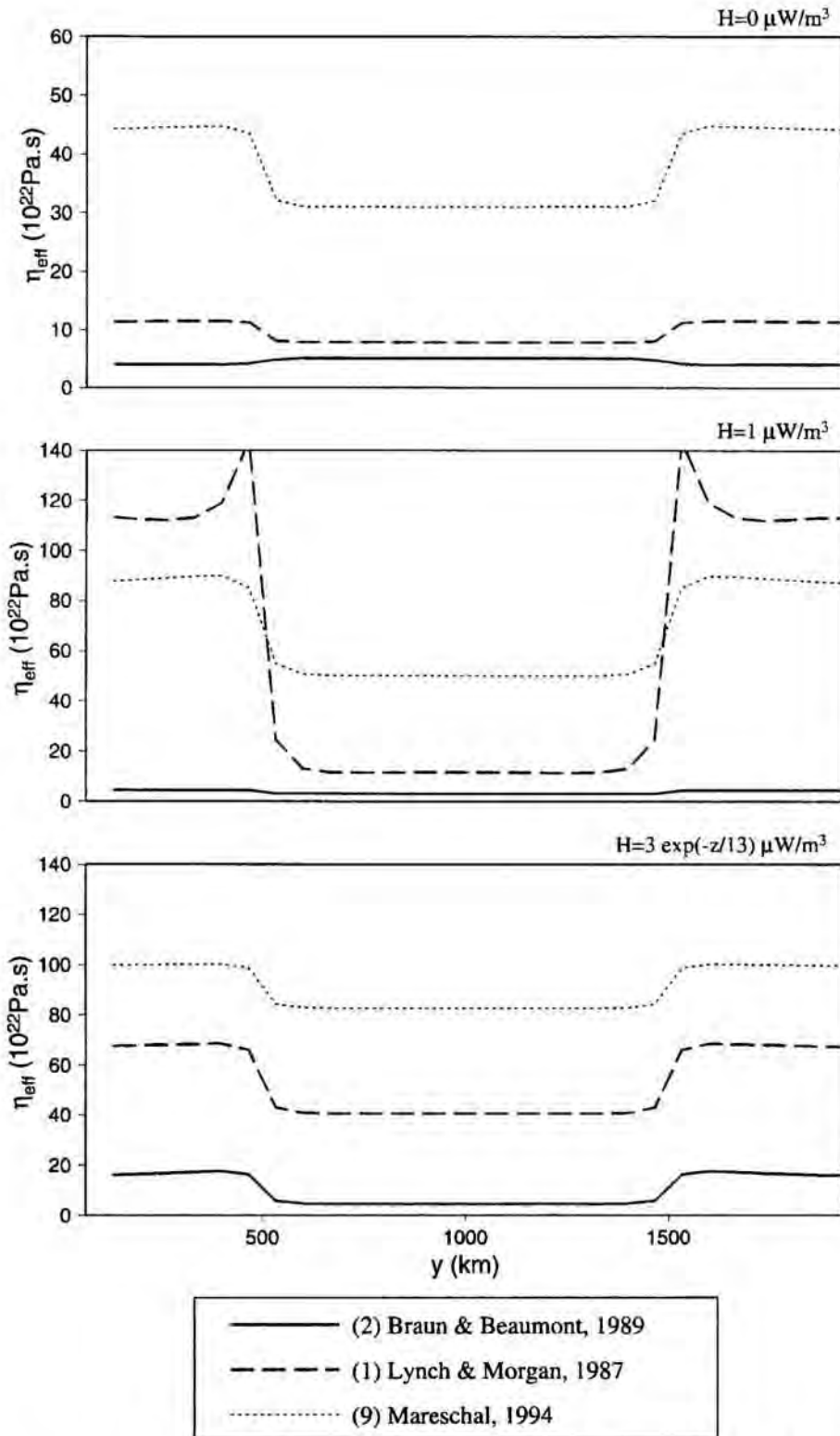
deformació uniforme als tres models litosfèrics variant els paràmetres reològics. En aquest cas s'han variat els paràmetres reològics i no el número d'Argand. S'ha fet així ja que,  $Ar$  depèn de l'estructura litosfèrica, per tant, un número d'Argand constant a tot el domini de modelització implicaria variar els paràmetres reològics en funció de la seva geometria litosfèrica. Per tant, s'ha considerat més raonable fixar els paràmetres reològics corresponents a l'escorça i al mantell litosfèric.

Tal com s'ha comentat en capítols anteriors, normalment la part més resistent de la litosfera es troba en el mantell superior, per tant, donat que s'ha fixat el gruix litosfèric, una columna amb major gruix cortical tindrà una resistència litosfèrica menor. La viscositat efectiva és la que dóna la resistència de cada columna, per tant, en general, una columna amb un mantell litosfèric més prim té una viscositat menor (Fig. 3-13). Això no es compleix quan el mantell litosfèric és tan dèbil que l'escorça resulta ser més resistent. En aquesta situació es dóna el cas invers: la columna més resistent és la de major espessor cortical.

El temps final del model ha estat de 15Ma, amb passos de temps de 0.2Ma. A les figures Fig. 3-14, Fig. 3-15 i Fig. 3-16 es mostra el gruix cortical resultant després de 15Ma, on s'observa el diferent mode de deformació depenent de la reologia del material i de la seva distribució de temperatures. Ja s'ha vist a l'apartat 3.2 que si no existeix cap inhomogeneïtat a la placa litosfèrica i sota aquestes condicions de contorn de velocitat, la placa es deforma homogèniament. Però en aquest cas existeix una heterogeneïtat inicial en el gruix cortical.

Tot i que en la majoria dels casos l'orògen és la zona més dèbil de la placa, s'observa que per a que la deformació màxima es transmeti a l'interior de la zona engruixida la relació entre les dues resistències (interior i exterior a l'orògen) ha de ser major a un cert valor. Aquest valor crític depèn de la funció de distribució de fonts radiogèniques. Per a veure aquest efecte, s'ha calculat quina és la deformació mitjana final fora i dins de l'orògen i la diferència entre les dues deformacions s'ha comparat amb la diferència inicial entre les viscositats efectives o resistències litosfèriques (Fig. 3-17). Les corbes de la Fig. 3-17 són el resultat d'estudiar aquestes deformacions considerant els diferents paràmetres reològics recopilats a la Taula 1-2, amb una corba per a cada distribució de fonts radiogèniques. S'han marcat els paràmetres reològics que donen una resistència màxima (Mareschal, 1994), mínima (Braun & Beaumont, 1989) i mitjana (Lynch & Morgan, 1987). En aquesta figura s'observa que la deformació serà major dins l'orògen quan la seva viscositat efectiva sigui entre un 30 i un 45% menor a la de l'exterior. Per a cada model litosfèric (producció de calor nul·la, constant o exponencial) aquest valor límit serà diferent. Això és degut a que es tracta de distribucions de

temperatures i gruixos litosfèrics diferents, i com s'ha vist en l'apartat anterior, l'evolució temporal encara accentua més aquestes diferències.



**Fig. 3-13-** Perfils a  $x=AX/2$  de  $y=0$  fins  $y=BY$  (línia discontinua de la Fig. 3-1) de la viscositat efectiva inicial per diferents reologies de la litosfera, *Braun & Beaumont, 1989; Lynch & Morgan, 1987; Mareschal, 1994.*

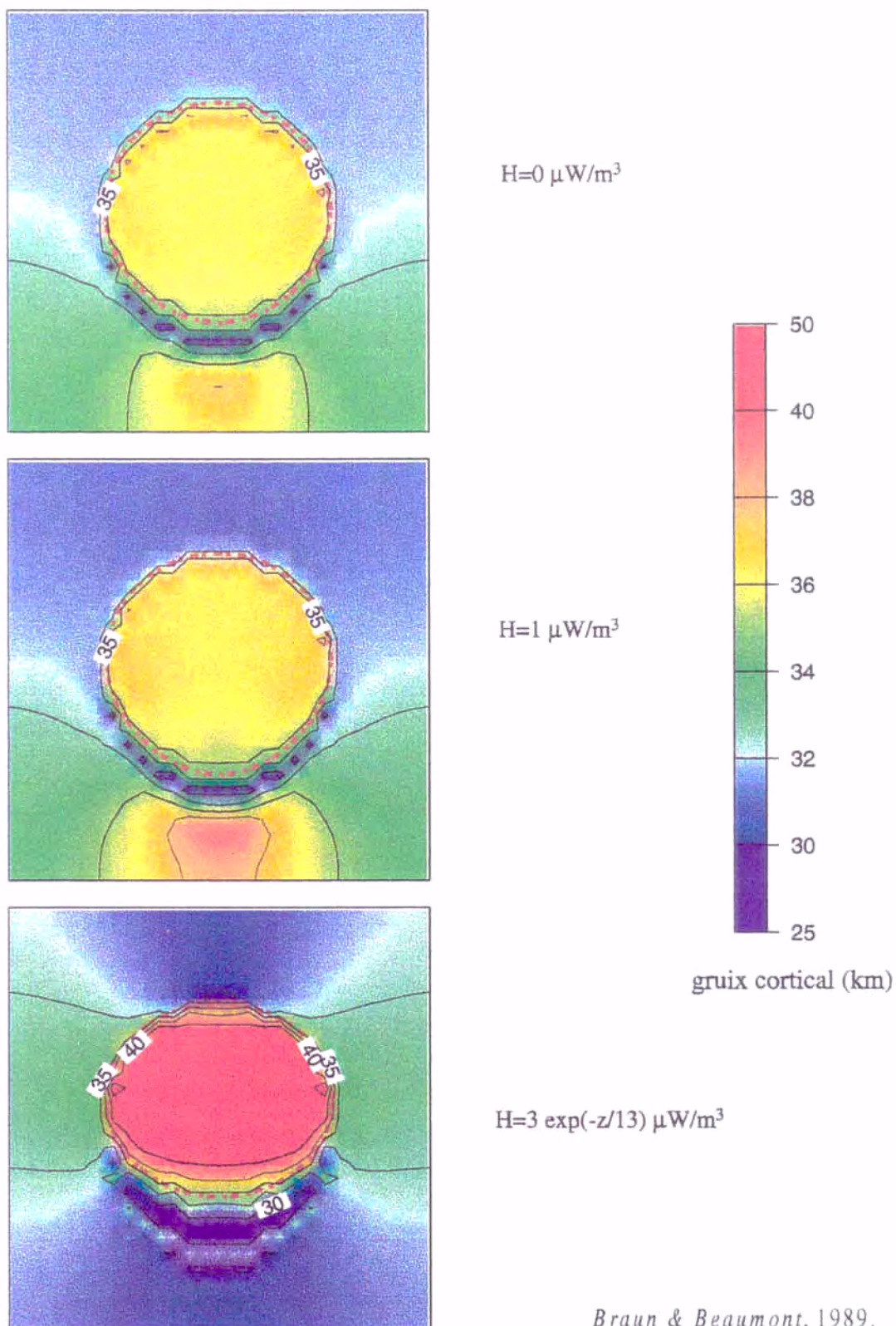


Fig. 3-14- Gruixos corticals resultants després de 15Ma amb deformació uniforme per a diferents distribucions de fonts radiogèniques: produccions de calor,  $H_c=0$ ,  $H_c=1$  i  $H_c=3 \cdot \exp(-z/13) \mu\text{W}/\text{m}^3$  i paràmetres reològics segons *Braun & Beaumont, 1989*.

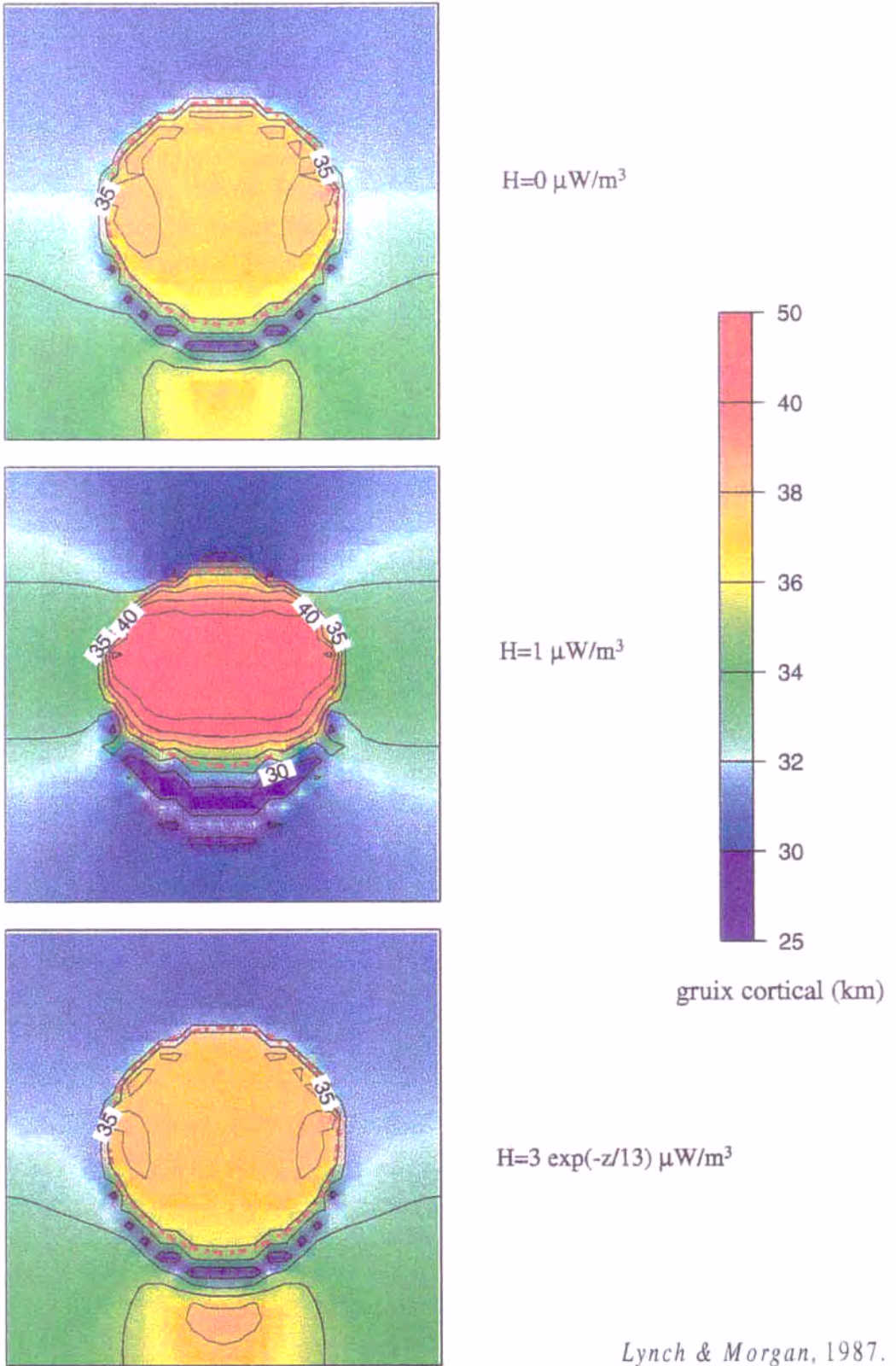


Fig. 3-15- Gruixos corticals resultants després de 15Ma amb deformació uniforme per a diferents distribucions de fonts radiogèniques: produccions de calor,  $H_c=0$ ,  $H_c=1$  i  $H_c=3 \cdot \exp(-z/13) \mu\text{W}/\text{m}^3$  i paràmetres reològics segons Lynch & Morgan, 1987.

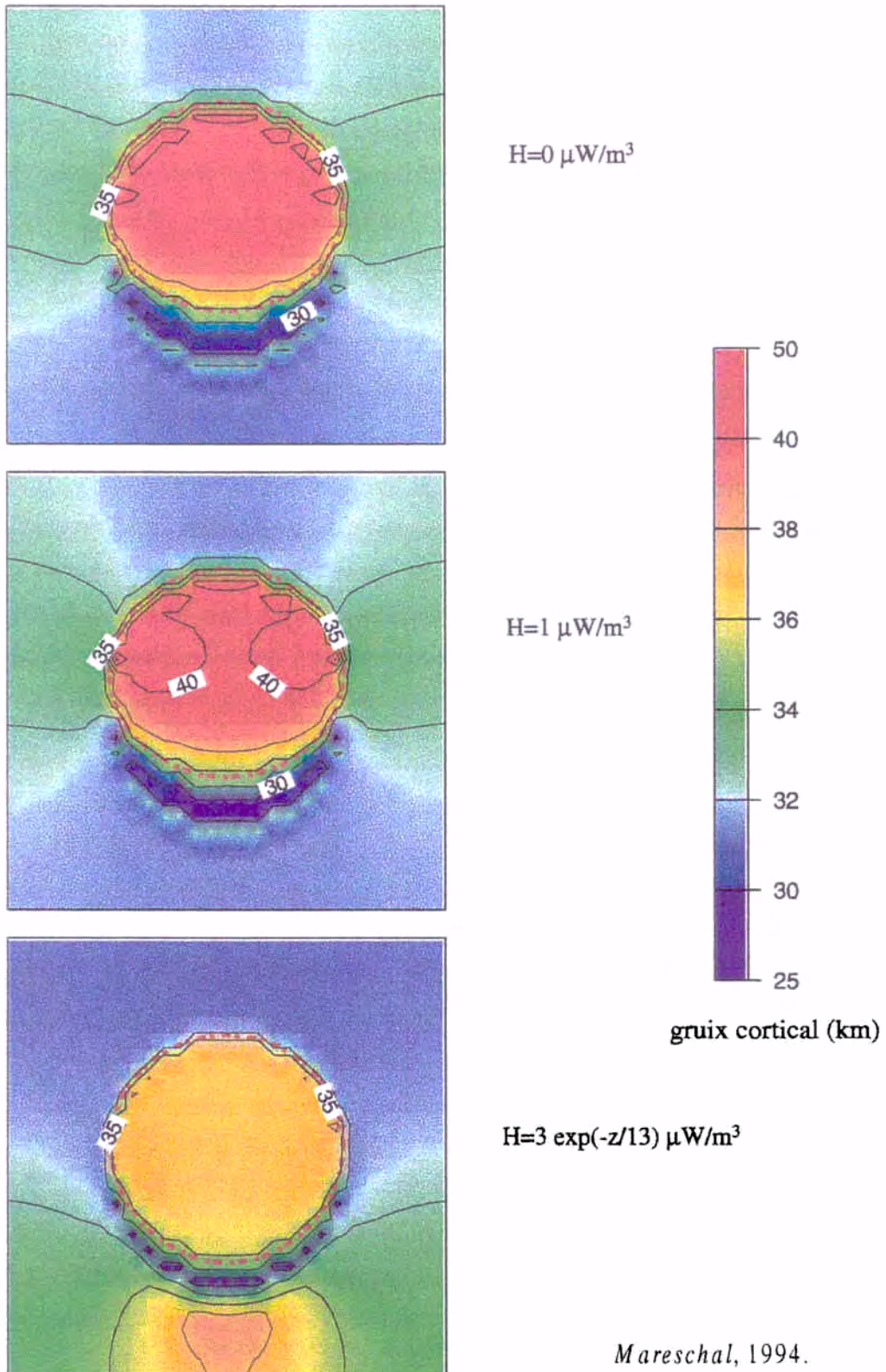
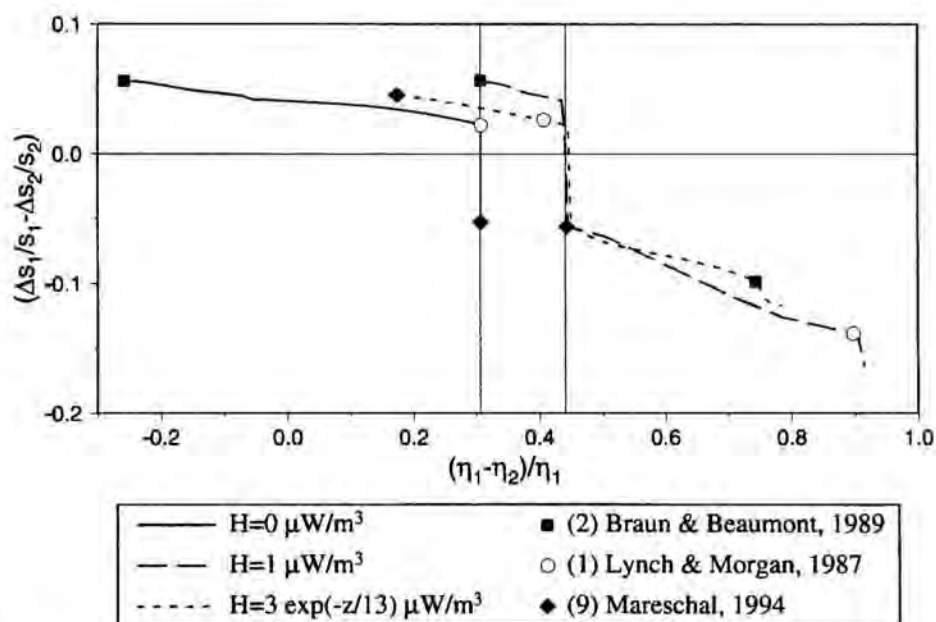


Fig. 3-16- Gruixos corticals resultants després de 15Ma amb deformació uniforme per a diferents distribucions de fonts radiogèniques: produccions de calor,  $H_c=0$ ,  $H_c=1$  i  $H_c=3 \cdot \exp(-z/13) \mu\text{W}/\text{m}^3$  i paràmetres reològics segons *Mareschal, 1994*.

A la Fig. 3-17 s'observa que en el cas de producció de calor nul·la, en general la deformació és major davant de l'àrea engruixida i no al seu interior. Això és degut a que, com ja s'ha vist abans, es tracta d'una litosfera prima i molt calenta, i per tant molt dèbil. Al tenir un mantell litosfèric dèbil, el contrast de resistència litosfèrica serà molt petit i, fins i tot, en alguns casos, la resistència litosfèrica és major a l'interior de l'orògen. Per a una litosfera com aquesta, el valor límit del contrast de viscositats efectives per a que la màxima deformació entri a l'interior de l'orògen serà aproximadament del 30%. De totes formes, també es pot observar que en cap dels casos s'aconsegueix una deformació molt concentrada, ja que mai s'arriba a diferències entre la deformació interior i l'exterior majors a 2 km. És a dir, l'engruiximent cortical tendeix a distribuir-se per tota la placa. Això està d'acord amb el que s'ha vist pel cas d'una distribució de velocitats en forma d'esglaó (apartat 3.3).

Per als altres dos casos - producció de calor constant i exponencial -, la litosfera és més gruixuda i no tant calenta, fent que la resistència del mantell litosfèric sigui molt més important i per tant una columna amb un gruix cortical major tindrà una resistència litosfèrica menor. Això vol dir que la resistència a la part central sempre és menor que a l'exterior i totes dues sempre més elevades que en una litosfera sense producció de calor. El valor límit per a que la deformació màxima es localitzi a la zona inicialment engruixida en aquest cas és major, d'un 44%.



**Fig. 3-17-** Diferències relatives de les viscositats inicials fora ( $\eta_1$ ) i dins ( $\eta_2$ ) de l'orògen relacionades amb la deformació final,  $\Delta s_1$  és la variació de gruix cortical fora de l'orògen i  $\Delta s_2$  la variació dins de l'orògen. El valor límit a partir del que la deformació màxima es produeix en l'orògen, en el cas d'una litosfera sense producció de calor es troba a 0.31 i quan existeix producció cortical a 0.44.



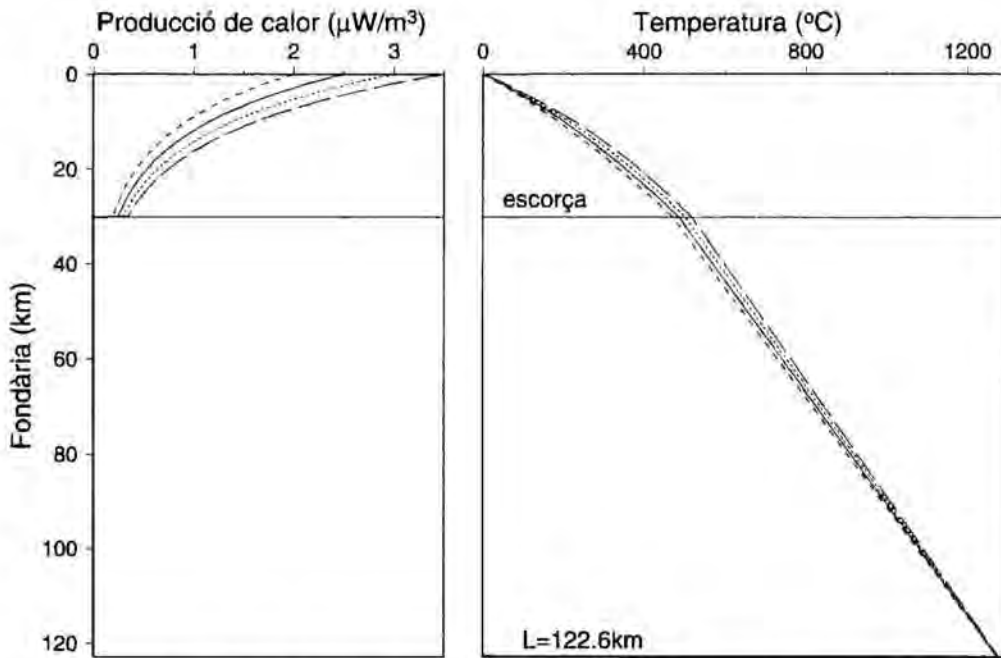
Tal com s'observa de les figures Fig. 3-14 a la Fig. 3-17, quan la diferència entre les dues viscositats és tal que la deformació màxima es localitza a l'interior de l'orògen, és aleshores que s'obtenen els majors gruixos corticals. El cas contrari experimenta un augment més homogeni tant dels espessors corticals com dels litosfèrics en tota la regió.

### 3.5 Variacions laterals de producció de calor

En el tercer i últim cas s'estudia quin efecte produeix l'existència de variacions laterals en la producció radiogènica de calor cortical. Es veurà clarament que la distribució de fonts radiogèniques, per si mateixa, actua com una heterogeneïtat important per a concentrar deformació. Es parteix d'una geometria homogènia, amb gruixos corticals i litosfèrics constants, i amb dues zones de diferent producció de calor separades per un contacte oblic (Fig. 3-1C). Ambdues zones tenen una distribució exponencial en fondària de fonts radiogèniques on l'única diferència és la producció de calor superficial. Això simularia la col·lisió obliqua entre dues escorces compostes amb materials amb diferents propietats. En aquest apartat, s'estudiarà el comportament de la deformació litosfèrica variant les seves propietats reològiques i contrast entre les dues produccions de calor superficial.

Els models analitzats presenten un contrast mínim i màxim de producció superficial de calor de 1 i de  $1.5 \mu\text{W}/\text{m}^3$ , respectivament. Així, s'han considerat quatre escorces de 30 km d'espessor amb produccions de calor cortical de:  $H_A=2 \cdot \exp(-z/13)$ ,  $H_B=2.5 \cdot \exp(-z/13)$ ,  $H_C=3 \cdot \exp(-z/13)$ ,  $H_D=3.5 \cdot \exp(-z/13)$ . Per trobar la distribució de temperatures en fondària, s'ha fixat la temperatura a la superfície i a la base de la litosfera ( $T_{sup}=273 \text{ K}$  i  $T_a=1550 \text{ K}$ ) que s'ha considerat a  $L=122.6 \text{ km}$ . Això vol dir que el flux de calor superficial i la temperatura a la Moho seran diferents per cada model litosfèric. El flux de calor superficial val 54.5, 60, 65.2 i  $70 \text{ mW}/\text{m}^3$  i la temperatura a la Moho 470, 486, 502 i  $518^\circ\text{C}$  per cada una de les distribucions de producció de calor  $H_A$ ,  $H_B$ ,  $H_C$  i  $H_D$  respectivament. Les quatre geotermes corresponents a aquestes produccions de calor, estan representades a la Fig. 3-18. A major producció de calor, major és la temperatura a l'escorça i, donat que el gruix litosfèric és el mateix per tots els casos, la temperatura al mantell litosfèric també serà més elevada. Com ja s'ha vist en els capítols anteriors, la resistència dúctil decreix amb la temperatura. Per tant, sota els mateixos paràmetres reològics, a major producció de calor menor resistència litosfèrica.

Tenint en compte que s'han considerat contrastos de producció de calor superficial de 1 i de  $1.5 \mu\text{W}/\text{m}^3$ , les configuracions dels models analitzats s'han combinat de la següent manera:  $H_A/H_C$ ,  $H_B/H_D$  i  $H_A/H_D$ .



**Fig. 3-18-** Quatre possibles produccions radiogèniques de calor cortical  $H_A=2\cdot\exp(-z/13)$ ,  $H_B=2.5\cdot\exp(-z/13)$ ,  $H_C=3\cdot\exp(-z/13)$ ,  $H_D=3.5\cdot\exp(-z/13)$  i les seves temperatures en fondària. Les geotermes s'han calculat fixant les temperatures a la superfície i a la base de la litosfera,  $T_{sup}$  i  $T_b$ , tenint un gruix litosfèric de  $L=122.6\text{km}$  i una escorça de  $30\text{km}$ . Per tant les temperatures a la Moho i el flux de calor superficial seran en cada cas de:  $470^{\circ}\text{C}$  i  $54.5\text{mW}/\text{m}^3$ ,  $486^{\circ}\text{C}$  i  $60\text{mW}/\text{m}^3$ ,  $502^{\circ}\text{C}$  i  $65.2\text{mW}/\text{m}^3$ , i  $518^{\circ}\text{C}$  i  $70\text{mW}/\text{m}^3$ .

D'altra banda, tal com s'observa de la Fig. 3-1C, la regió que mostra més superfície sotmesa a les condicions de contorn aplicades és la inferior (regió 1). Això vol dir que no serà el mateix l'ordre en què es trobin, si la litosfera més dèbil està a la regió 1 o a la regió 2. Primer s'ha estudiat l'efecte de tenir la litosfera més dèbil, major producció de calor, a la part inferior (regió 1) i la més resistent, menor producció de calor, a la part superior (regió 2). I després el cas contrari, aplicant les condicions de compressió sobre una placa més resistent que col·lionada amb una de més dèbil.

S'han utilitzat els mateixos paràmetres de la Taula 3-1. En aquest cas el temps final de model és de  $30\text{Ma}$ , amb increments de temps de  $0.5\text{Ma}$ . Igual que en l'apartat anterior, la parametrització s'ha fet en base als paràmetres reològics i no als números d'Argand, ja que la placa inicialment no és homogènia, doncs hi han variacions laterals en la distribució de temperatura. Les resistències litosfèriques han estat obtingudes a partir dels mateixos paràmetres reològics utilitzats a l'apartat 3.1 (Taula 1-1 i Taula 1-2).

#### **- Condició de contorn de compressió sobre la litosfera amb major producció de calor**

Primerament s'estudia l'efecte que té la compressió d'una escorça dèbil sobre una de més resistent, és a dir, quan la regió inferior del model (regió 1, Fig. 3-1C) l'ocupa l'escorça amb major producció de calor, i per tant, la compressió s'aplica sobre la

litosfera amb menor resistència. A les figures Fig. 3-19 i Fig. 3-20 està representat el gruix de l'escorça resultant de l'aplicació d'aquestes condicions durant 30Ma. Es tenen tres casos, els dos primers amb una diferència entre les dues produccions superficials de  $1 \mu\text{W}/\text{m}^3$  i un tercer de  $1.5 \mu\text{W}/\text{m}^3$ . La màxima deformació té lloc a la zona on la producció de calor és més elevada (resistència litosfèrica menor) i a la vora entre les dues litosferes. De les figures a) i b) se'n treu que el mode de deformació depèn principalment del contrast en la producció de calor entre les dues zones, i no dels seus valors absoluts. Com major és aquest contrast més localitzada està la deformació en la zona més dèbil.

Quan els paràmetres reològics són tals que donen una resistència litosfèrica major, la màxima deformació també es concentra a la regió 1 - la de menor resistència -, però la deformació queda molt més localitzada al límit entre les dues zones, Fig. 3-20. Considerant els paràmetres donats per *Mareschal* (1994), on la litosfera és molt resistent, la deformació queda molt més localitzada al límit entre les dues zones.

#### **- Condició de contorn de compressió sobre la litosfera amb menor producció de calor**

En aquest cas a la regió 1 es troba la litosfera amb la menor producció de calor, és a dir, la compressió és sobre la litosfera més resistent. Sota aquestes condicions la deformació màxima no sempre es concentra a la regió 1, si no que depèn dels paràmetres reològics; en alguns casos la màxima deformació es transmet a la regió 2, mentre que en altres queda a la regió 1. És a dir, ens trobem amb el mateix efecte que en el cas de l'orogen (apartat 3.4), depenent de la relació entre les viscositats a les dues regions, la màxima deformació passarà o no a l'àrea superior. En el cas d'una reologia hidratada com la proposada per *Braun & Beaumont* (1989) les diferències entre les dues litosferes és prou gran com per a que la deformació passi a la zona 2, Fig. 3-21.

Finalment, a la Fig. 3-22 s'ha representat la diferència entre les viscositats de les dues zones en funció de la variació entre la deformació a la zona 1 i la zona 2. S'observa que per a que la deformació passi a la zona 2, no n'hi ha prou en que aquesta zona sigui més dèbil, si no que la seva viscositat ha de ser entre un 20 i un 30% menor.

També s'han estudiat models amb contrastos menors i els resultats qualitius són similars, tot i que la deformació resultant és més uniforme. De forma similar, contrastos de producció de calor majors produeixen una deformació més localitzada.

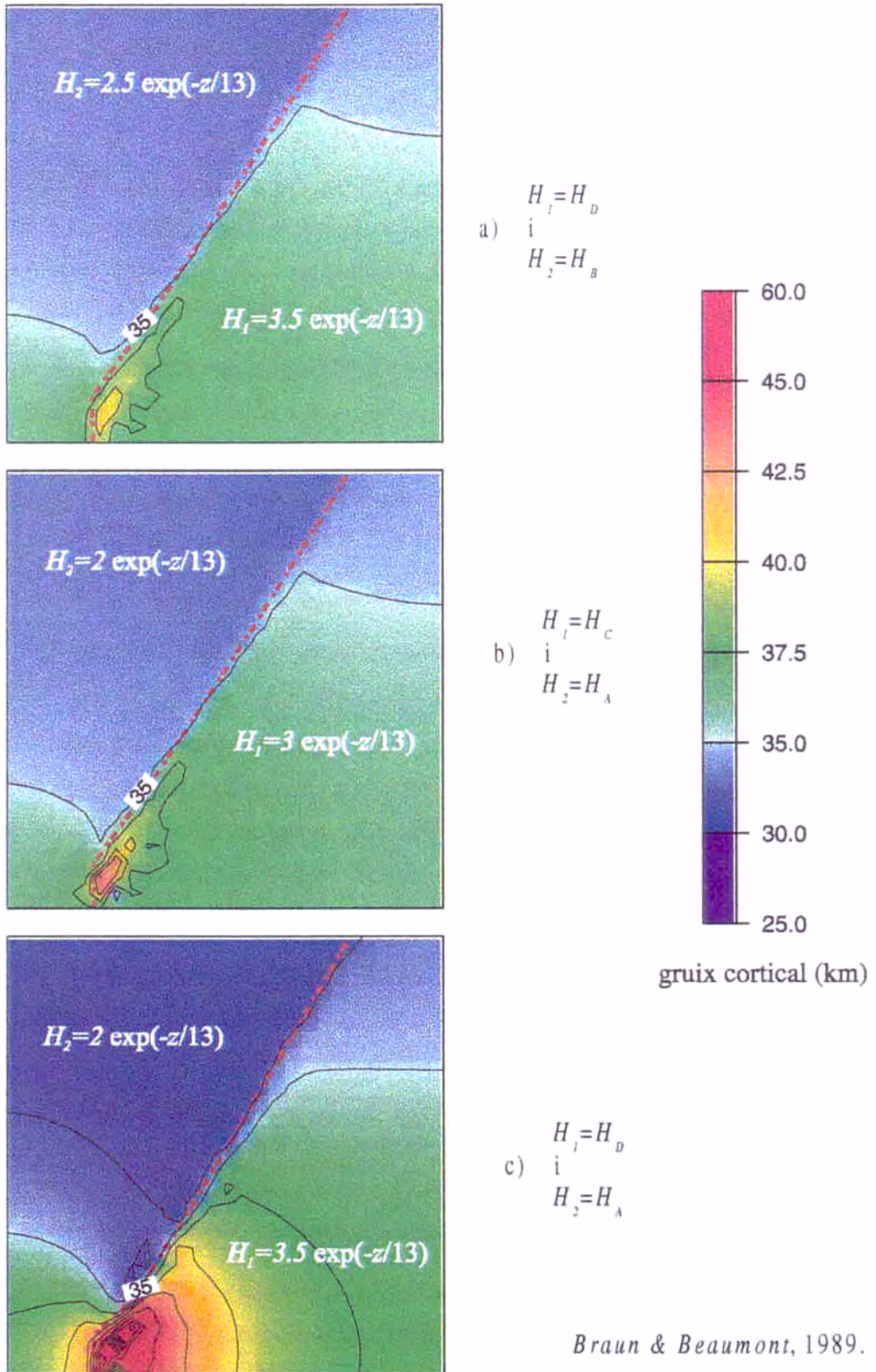


Fig. 3-19- Gruixos corticals després de 30Ma en una litosfera amb una reologia segons *Braun & Beaumont, 1989*, resistència litosfèrica molt dèbil. a)  $H_B/H_D$ , b)  $H_A/H_C$ , c)  $H_A/H_D$ . Les isolínies estan cada 2.5 km.

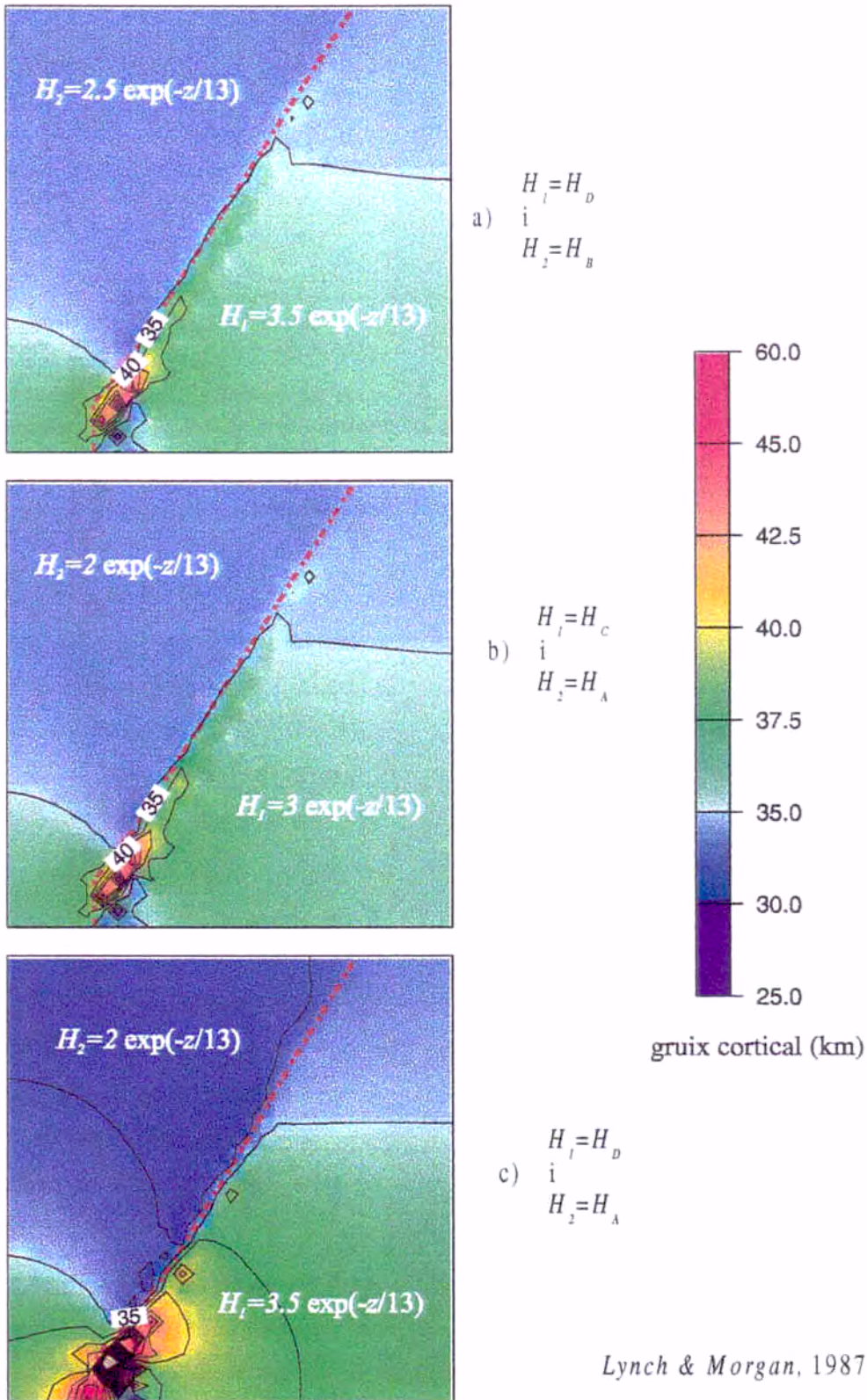


Fig. 3-20- Gruixos corticals després de 30Ma en una litosfera amb una reologia segons Lynch & Morgan, 1987. a)  $H_B/H_D$ , b)  $H_A/H_C$ , c)  $H_A/H_D$ . Les isolínies estan cada 2.5 km.

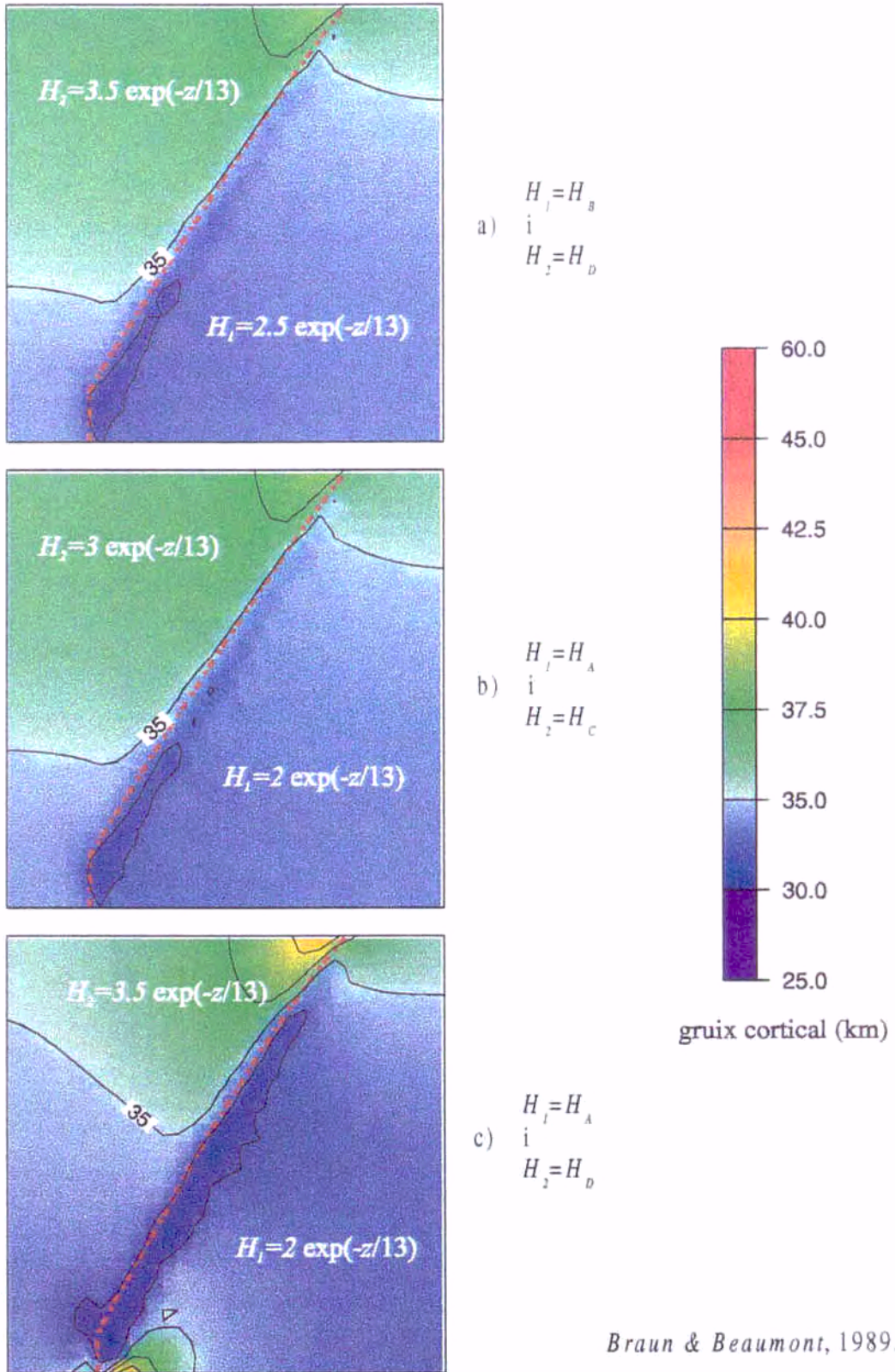
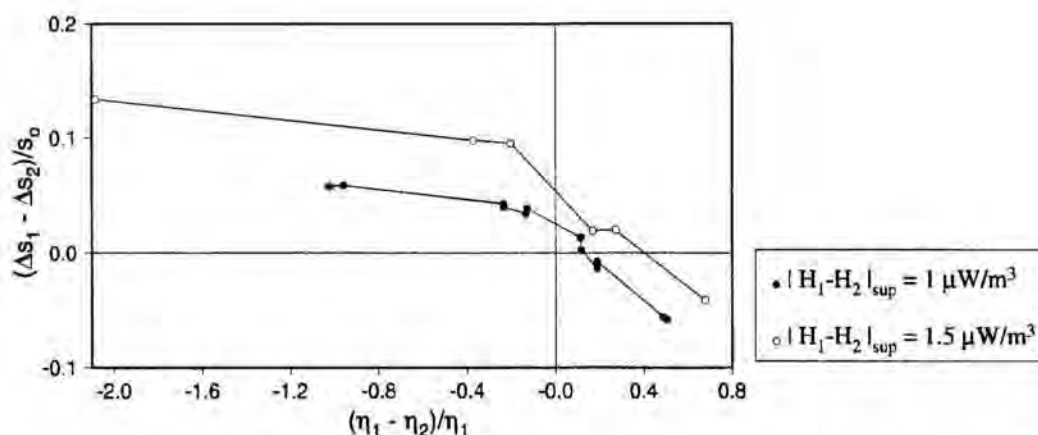


Fig. 3-21- Gruixos corticals després de 30Ma de col·lisió entre una litosfera amb una producció de calor cortical menor contra una altra amb una producció major, amb una reologia segons Braun & Beaumont (1989) i a)  $H_B/H_D$ , b)  $H_A/H_C$ , c)  $H_A/H_D$ . isolínies cada 2.5 km.



**Fig. 3-22-** Diferències relatives de les viscositats inicials entre les dues zones ( $\eta_1$ ,  $\eta_2$ ) relacionades amb les seves deformacions finals,  $\Delta s_1$  (variació mitjana del gruix cortical en la zona 1) i  $\Delta s_2$  (variació mitjana del gruix cortical en la zona 2). A la banda dreta estarien els models en què la compressió es fa sobre la litosfera més resistent i a l'esquerra quan la regió 1 és la menys resistent.

### 3.6 Conclusions

S'ha observat que per a obtenir una deformació no uniforme, cal imposar algun tipus de heterogeneïtat inicial. Aquestes heterogeneïtats poden ser en la distribució de velocitat de deformació, la temperatura o la geometria de la placa. Si la placa és homogènia (sense variacions lateral) caldrà que les condicions de contorn no siguin uniformes, com per exemple una velocitat amb una distribució en forma d'esglaió.

El model de placa prima viscosa considera una viscositat que depèn exponencialment amb la temperatura. Al fer la mitjana vertical de la reologia, la viscositat queda en funció de la temperatura a la Moho. Per tant, la deformació litosfèrica serà sensible a qualsevol paràmetre que faci variar la distribució de temperatures. L'existència de producció radiogènica de calor cortical fa variar la temperatura a l'escorça, i al ser un paràmetre que depèn del volum cortical, afectarà a l'evolució temporal de la deformació litosfèrica. També cal tenir en compte que l'augment de la temperatura amb l'engruiximent cortical depèn fortament de la distribució de la producció de calor en fondària.

La relació entre el número d'Argand i la resistència litosfèrica no és directa, depèn de l'estructura litosfèrica. Aquesta dependència és molt més important per a números d'Argand petits. Un mateix número d'Argand, segons l'estructura litosfèrica considerada pot representar resistències litosfèriques força diferents ( $10-50 \cdot 10^{12}$  N/m). En canvi, aquesta incertesa, pràcticament no existeix quan es parla de números d'Argand elevats ( $>10$ ), tenint una resistència baixa ( $1-4 \cdot 10^{12}$  N/m) independentment de l'estructura litosfèrica.

La major concentració de la deformació no només depèn del número d'Argand o resistència litosfèrica, sinó que també depèn de la distribució de fonts radiogèniques. Per valors petits d' $Ar$  ( $< 8$ ) la deformació queda més localitzada en una escorça amb producció de calor no nul·la, estant-ho, encara molt més, quan aquesta producció és constant per tota l'escorça. Però per a valors majors d' $Ar$ , l'efecte s'inverteix, la major localització de la deformació es troba amb una producció de calor nul·la. Augmentant el número d'Argand disminueix la viscositat, fent que les forces gravitatòries siguin més importants en front de les viscoses, el qual impedeix que existeixin grans variacions en el gruix cortical.

La part més resistent de la litosfera és el mantell superior. Això vol dir que les geometries litosfèriques menys resistents seran aquelles on el mantell superior sigui més prim, és a dir, on l'escorça sigui més gruixuda (fixat el gruix litosfèric). Per altra banda, la deformació té tendència a concentrar-se en els límits entre les heterogeneïtats. Per tant, si es troba amb una variació lateral, depenent de la relació entre les dues resistències, la deformació es transmetrà a la zona dèbil o no. S'ha vist que per a que aquesta deformació es transmeti a l'altra banda del límit de la heterogeneïtat, la relació entre les viscositat de les dues bandes ha de ser major a un valor límit. Aquest valor depèn del tipus de litosfera, i per tant, de la producció radiogènica.

En una litosfera amb variacions laterals de producció de calor, la deformació depèn bàsicament del contrast entre aquestes produccions de calor, i no tant dels seus valors absoluts. És a dir, que bàsicament depèn del contrast entre les dues resistències litosfèriques.



PART - II

**RÈGIM TECTÒNIC ACTUAL DEL  
LÍMIT DE PLAQUES AÇORES-  
GIBRALTAR**

## INTRODUCCIÓ

En aquesta segona part del treball es fa una aplicació del model de placa prima a la zona de contacte entre les plaques Africana i Eurasiàtica, que discorre entre el punt triple d'Açores (plaques Africana, Eurasiàtica i Nord Americana) i l'estret de Gibraltar. La interacció entre Euràsia i Àfrica al llarg d'Açores-Gibraltar, resulta de l'expansió oceànica de la dorsal Medio-Atlàntica (*mid-Atlantic ridge*) amb una velocitat d'expansió que és lleugerament superior al nord del punt triple d'Açores que al sud. Això origina un moviment relatiu dextrògir lent (entre 2 i 4 mm/any) entre les dues plaques, al voltant d'un pol de rotació localitzat a la placa africana.

El segment del límit de plaques Eurasiàtica i Africana comprès entre les illes Açores i l'estret de Gibraltar, presenta unes característiques tectòniques úniques. En primer lloc, el règim tectònic canvia de divergent a l'oest, a transformant a la part central i, finalment, a convergent a la part més oriental. En segon lloc, es tracta d'un límit de plaques on es passa de litosfera oceànica a continental, d'oest a est.

L'objectiu del treball és determinar l'estat actual d'esforços i deformacions relatives que siguin compatibles amb dades cinemàtiques (pols de rotació), reologia litosfèrica, localització del límit de plaques i, dades geològiques i d'activitat sísmica.

Al llarg del temps s'han desenvolupat diverses metodologies per a fer estudis neotectònics a diferents zones del planeta. S'han considerat models elàstics per analitzar les deformacions actuals del límit de plaques entre Nord Amèrica i Carib (*Lundgren & Russo, 1996*) o el camp d'esforços a l'interior de la placa Sud Americana (*Coblentz & Richardson, 1996*), l'Europea (*Gölke & Coblentz, 1996*) i a la regió del mar Egeu (*Meijer & Wortel, 1996*). Igualment, s'han utilitzat models viscosos per estudiar la neotectònica de Califòrnia (*Bird & Kong, 1994*), d'Alaska (*Bird, 1996*), del nord-oest del Pacífic (*Geist, 1996*), del Tirrè (*Bassi et al., 1997*), de la regió del Egeu (*Cianetti et al., 1997*), i per estudiar zones de debilitat a la col·lisió entre Índia i Àsia (*Kong et al., 1997*).

En aquest treball, la metodologia utilitzada és la mateixa desenvolupada al primer capítol (programa *UHURU*); és a dir, s'ha considerat que la litosfera es deforma com un material viscos. En aquest cas, atès que l'interès és conèixer la deformació actual, es resoldrà el problema en estat estacionari. Per a determinar la distribució de velocitats cal conèixer les variacions laterals de la viscositat i per tant de la resistència litosfèrica. Fixats uns paràmetres reològics, la resistència litosfèrica es trobarà a partir de la seva estructura geomètrica i tèrmica. La geometria litosfèrica i la distribució de temperatures al seu interior es calcularà integrant dades de sísmica, flux de calor i elevació, així com perfils litosfèrics interpretats amb anterioritat.

Per a la part cinemàtica s'ha pres com a referència la placa Eurasiàtica i per tant tots els moviments seran respecte a aquesta. Així, com a condició de contorn, s'ha considerat el desplaçament relatiu de la placa Africana, que ve determinat per un pol de rotació i la seva velocitat angular. Al llarg del temps diferents autors han donat diverses posicions i velocitats de rotació de la placa Africana relativa a Euràsia. Això ha fet que es consideressin varies condicions possibles del moviment relatiu entre les dues plaques.

Respecte el límit de plaques, aquest està ben determinat a la litosfera oceànica, però esdevé molt difús a mida que s'acosta a zona continental. Degut a aquesta incertesa en la zona de contacte de les plaques, s'han estudiat diferents geometries i resistències pel límit de plaques.

Per a la validació dels diferents models, s'han considerat dades de sismicitat i mesures d'esforços. Els terratrèmols permeten determinar un mapa de velocitats de deformació elàstica, mentre que les mesures d'esforços donen les direccions horitzontals més compressives. Això es compararà amb els resultats del model.

Finalment, s'ha utilitzat el programa *SHELLS* (Kong & Bird, 1995), per a fer un estudi més detallat de l'activitat de les falles de la zona. Aquest programa permet incorporar un nombre indeterminat de falles amb diferents orientacions; calcular el desplaçament relatiu (mòdul i direcció) a cadascuna d'elles i correlacionar-ho amb l'activitat sísmica observada. Com en el cas anterior, el model s'ha validat amb dades geològiques i de sismicitat.

CAPÍTOL 4  
**CONTEXT GEODINÀMIC.**  
**DADES**

## 4. CONTEXT GEODINÀMIC. DADES

Segons la teoria de la tectònica de plaques, la litosfera està dividida en un nombre reduït de plaques quasi rígides (Fig. 4-1). La major part de la deformació deguda al moviment relatiu de les plaques té lloc als seus límits. La distribució a nivell mundial de la sismicitat marca molt clarament les vores de placa ja que, pràcticament tots els terratrèmols així com la major part del vulcanisme, tenen lloc en aquestes zones de contacte. Aquestes franges sísmiques són les zones en les que s'allibera l'energia elàstica emmagatzemada deguda als moviments relatius entre les plaques. D'acord amb les característiques cinemàtiques hi han tres tipus de límits de plaques:

- Límits divergents o constructius, on les dues plaques es mouen allunyant-se una de l'altra. En aquest tipus de límit de placa, s'afegeix nou material a la litosfera, provenint del mantell. Aquest límit de placa està representat per les dorsals medio-oceàniques.
- Límits convergents o destructius, on les plaques s'atansen una a l'altra. Aquestes vores estan representades per cadenes muntanyoses, arc d'illes o sistemes de subducció. En general, es produeix un transport de massa litosfèrica cap al mantell sublitosfèric
- Límits conservatius, on la litosfera ni es crea ni es destrueix. El moviment relatiu entre les dues plaques és paral·lel a la direcció del límit de placa. Aquests límits venen representats per falles transformants

El punt triple seria el punt en el que es troben tres plaques. Es diu que és estable quan els moviments relatius de les tres plaques i els azimuts de les seves vores són tals que la configuració del punt d'unió no varia amb el temps. Un punt triple inestable només existirà momentàniament, abans d'evolucionar cap a una nova geometria.

La zona Açores-Gibraltar delimita el límit de plaques occidental entre Euràsia i Àfrica. Aquesta zona, que s'estén des del punt triple d'Açores (entre les plaques Nord Americana, Africana i Eurasiàtica) i continua cap a la Mediterrània, ha estat objecte de nombrosos estudis en les últimes dècades. La major part dels treballs s'han centrat en dades de sismicitat, incloent distribució i localització d'hipocentres i anàlisis de mecanismes focals (*McKenzie*, 1972; *Udias et al.*, 1980, *Grimison & Chen*, 1986; *Udias & Buforn*, 1991). Altres autors han utilitzat dades magnètiques per a la reconstrucció del moviment relatiu d'ambdues plaques (*Olivet et al.*, 1984; *Savostin et al.*, 1986; *Klitgord & Schouten*, 1986; *Srivastava et al.*, 1990) o la modelització d'anomalies gravimètriques i del geoide (*Soriau*, 1984), i imatges amb sónar (*Laughton et al.*, 1972). A més d'aquests treballs, les zones del Banc de Gorringe, Golf de Cadis i marges d'Ibèria, han

estat objecte de diferents campanyes de sísmica de reflexió multicanal i de gran angle (Purdy, 1975; Sartori *et al.*, 1994; Banda *et al.*, 1995).

En aquest capítol es fa una descripció de les principals estructures i l'evolució geodinàmica de la zona Açores-Gibraltar. Finalment, es mostra la recopilació feta de dades i com han estat tractades.

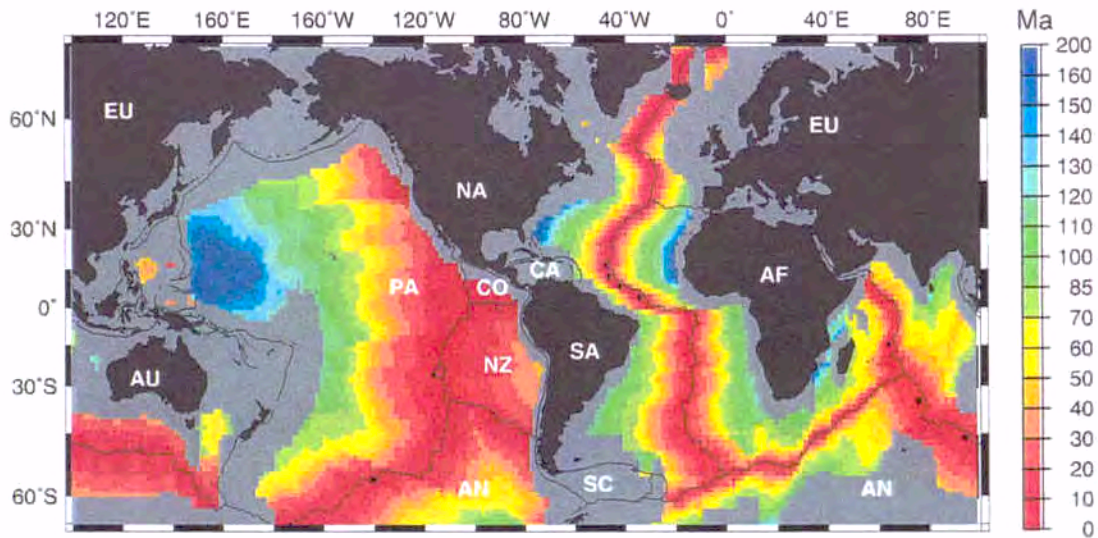


Fig. 4-1- Límits de plaques i edat de la litosfera oceànica. Abreviacions de les plaques: EU-Euràsia, AF-Àfrica, AN-Antàrtida, NA-Nord Amèrica, CA-Carib, CO-Cocos, SA-Sud Amèrica, NZ-Nazca, SC-Scotia, PA-Pacífic, AU-Austràlia.

## 4.1 Evolució geodinàmica

Després de la solució de cinemàtica de plaques proposada per *Pitman & Talwani* (1972) per a la regió del Nord Atlàntic, han aparegut un gran nombre de solucions alternatives (*Kristoffersen*, 1978; *Olivet et al.*, 1984; *Srivastava & Tapscott*, 1986). En general, les reconstruccions proposades de l'evolució de l'Atlàntic Nord estan basades en la identificació de les anomalies magnètiques, l'orientació de les falles transformants i zones de fractura, la localització de la transició oceà-continent i en la geologia dels continents que separa. Aquí el que es pretén és donar una visió simplificada d'aquesta evolució, resultat de la dinàmica de les plaques Europea i Africana.

### 4.1.1 Paleozoic

Com a resultat de l'agrupació de diferents masses continentals (blocs Nord-Americà, Sud-americanà, Eurasiàtic i Africà), es consolidà el supercontinent anomenat Pangea, que s'estenia de pol a pol limitat a l'est per un extens oceà anomenat Tethys. La convergència es va produir entre 450 i 300 Ma (Ordovicià superior i Carbonífer).

A finals del Carbonífer i durant el Permià s'hi començaren a desenvolupar importants fractures que donaren lloc a la separació en blocs i a la formació d'una sèrie de conques sedimentàries. Aquest és el primer període extensiu, que continuà fins el Triàsic i desencadenà la fragmentació d'aquesta gran i única placa continental.

### 4.1.2 Mesozoic

#### 1. Triàsic

Durant el Triàsic segueix el procés de ruptura de Pangea. Aquesta ruptura es propaga aprofitant les zones de debilitat preexistents i dona lloc a la formació d'un sistema de *rifts* intracontinentals, alguns dels quals es convertiran en vores de placa. A partir de la fractura de Pangea, la litosfera oceànica Atlàntica comença a formar-se i la placa Nord Americana se separa de l'Africana i Eurasiàtica. Dades paleomagnètiques de sediments Triàsics a Ibèria (*Parés & Dinarès-Turell, 1994*) indiquen una progressiva rotació horària de la placa Eurasiàtica durant el Mesozoic inferior.

#### 2. Juràssic - Cretaci inferior

És durant el Juràssic superior quan es produeix l'episodi extensiu responsable de la ruptura i obertura de l'Atlàntic nord a la latitud d'Ibèria (Fig. 4-2), amb un moviment E-O de les plaques nord Americana i Ibèrica (*Malod & Mauffret, 1990*).

Entre 118 i 84 Ma, Ibèria experimenta una rotació antihorària (uns 35°) relativa a Euràsia. Això implica una component de cisalla en els dominis més occidentals i un increment gradual de la compressió d'oest a est. L'arrossegament d'Ibèria per la placa africana va provocar l'obertura del Golf de Biscaia, l'aparició d'escorça oceànica i la consegüent formació dels marges Armoricà i Nordibèric a ambdós costats del domini oceànic. L'anomalia magnètica M0 (118 Ma), marca el moment de l'inici de l'escorça oceànica del golf de Biscaia, mentre que l'anomalia 33o (80 Ma) marca la localització final de l'obertura (*Sibuet & Colette, 1991; Masson & Miles, 1984*).

Per explicar la rotació d'Ibèria i la consegüent obertura del golf de Biscaia, s'han proposat diferents hipòtesis. Alguns autors consideren que la rotació és el resultat de dos processos consecutius, amb una etapa inicial extensiva seguida d'una rotació (*Boillot et al., 1989*). Altres interpretacions geodinàmiques consideren un sol procés de rotació, amb diferents hipòtesis sobre les posicions del pol de rotació, podent-lo situar al Pirineus (a la falla nord Pirenaica) o més al nord, a prop de Burdeos (*Sibuet, 1989*). Aquests autors quantifiquen la rotació en uns 34° i prediuen una compressió simultània als Pirineus centrals i orientals mentre que en el domini més occidental parlen d'un moviment amb component de cisalla.

També existeixen diverses hipòtesis per explicar el moviment d'Ibèria respecte la placa africana. Alguns autors han considerat que durant aquest període les dues plaques es mogueren solidàries (*Srivastava et al.*, 1990). D'altres proposen un moviment transformant entre les dues plaques (*Malod & Mauffret*, 1990).

### 3. Cretaci superior

Al final del Cretaci, el moviment entre les plaques Africana i Eurasiàtica s'inverteix, s'atura el moviment cap a l'oest d'Ibèria respecte d'Àfrica, i comença una fase compressiva que es prolonga fins l'actualitat. Les deformacions posteriors, conseqüència de la compressió aproximadament N-S, es concentren a les zones anteriorment debilitades per l'aprimament.

Segons l'estudi de les anomalies magnètiques del domini oceànic (*Srivastava et al.*, 1990), es considera que la Península es mogué solidària amb la placa Africana a partir del Cretaci mig fins l'Eocè superior. En aquest moment, el límit entre les plaques Africana i Eurasiàtica es trobava en el golf de Biscaia, on el moviment era principalment extensional entre les isòcrones 33 i 31 (80-69 Ma), i canviant gradualment a direccional (*strike-slip*) amb certa component d'extensió entre les isòcrones de 31 i 21 (69-49 Ma). Per tant, el punt triple, que tenia un caràcter de dorsal-dorsal-dorsal (*ridge-ridge-ridge*, R-R-R), canvia gradualment a dorsal-dorsal-transformant (*ridge-ridge-transform*, R-R-T) (Fig. 4-2). El fet que un punt triple (R-R-T) sigui inestable podria explicar el salt del límit de placa al solc de King durant l'Eocè superior (*Srivastava et al.*, 1990).

### 4.1.3 Cenozoic

Segons *Srivastava et al.* (1990), el límit de placa del solc de King fins als Pirineus, va existir entre els 44 i els 25 Ma. *Roest & Srivastava* (1991) proposen un moviment independent d'Ibèria respecte Àfrica entre les isòcrones 19 i 6c (Eocè i Oligocè superiors). La formació de les Bètiques i el Rif durant el Terciari suggereix aquest moviment independent entre Ibèria i Àfrica. Així doncs, el límit de plaques d'Açores-Gibraltar, que havia estat ja un límit de placa als primers estadis de l'evolució del Nord Atlàntic (del Juràssic al Cretaci mig), es torna a activar durant el Paleogen inferior (isòcrona 19). Aquest límit de placa es manté actiu entre Àfrica i Euràsia des del Miocè inferior, incorporant Ibèria a Euràsia durant aquest període.

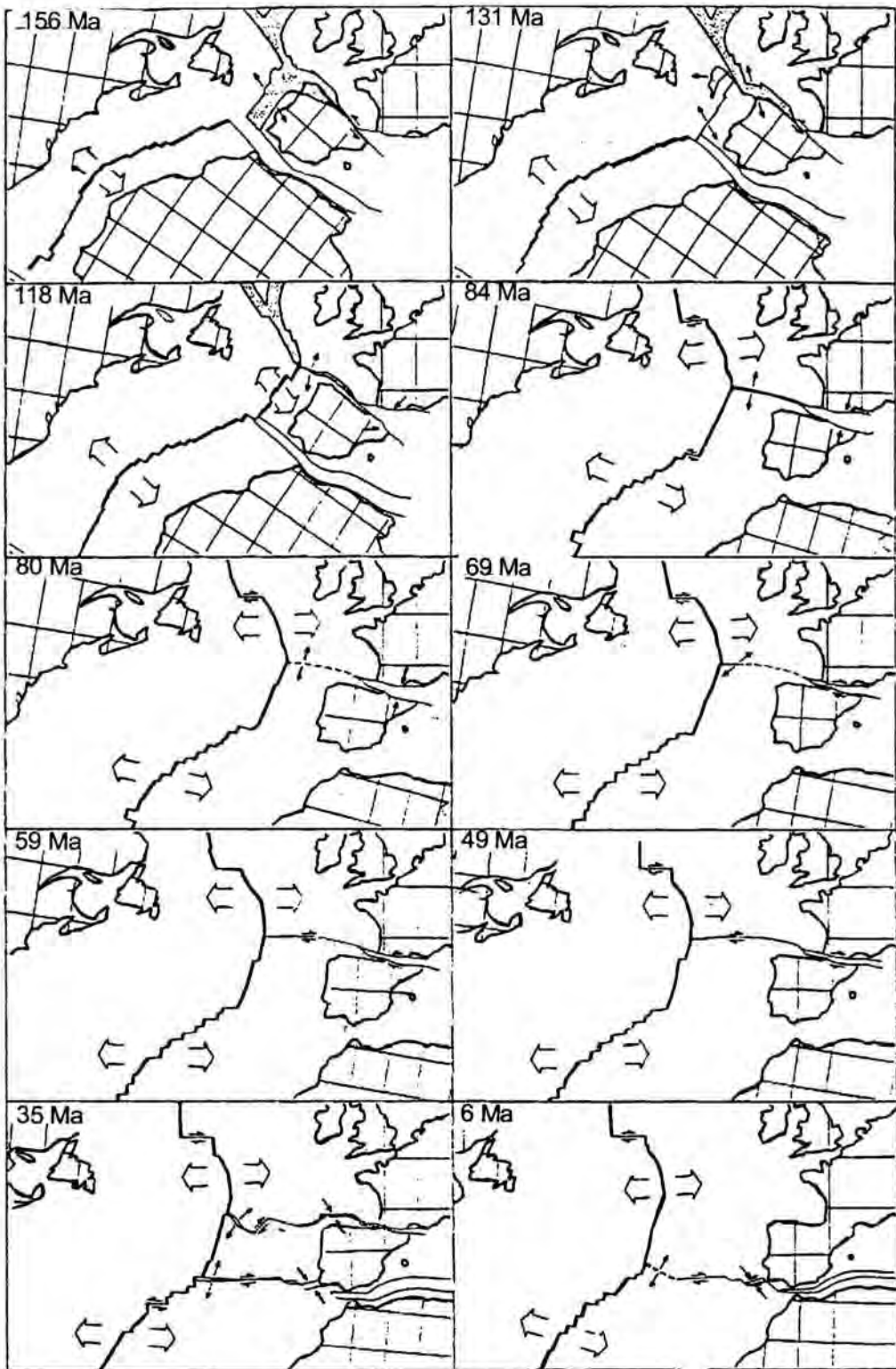
La formació del sistema Bètiques-Rif és explicat per *Andrieux et al.* (1971) mitjançant l'existència d'una microplaca d'Alboran que es desplaçava amb entitat pròpia cap a l'oest. Autors posteriors (*Sanz de Galdeano & Vera*, 1991) van matisar aquesta interpretació, considerant que el moviment real va ser d'Ibèria i Àfrica cap a l'est, quedant bastant passiu el bloc d'Alboran, amb un desplaçament des de l'Oligocè fins el



Miocè mig d'uns 500 km, del mateix ordre que la deriva de l'Atlàntic en aquest temps. El moviment cap a l'oest del domini d'Alboran s'atura en el Tortonià passant-se a una situació compressiva general entre Ibèria i Àfrica, amb direcció NNO-SSE, amb una extensió simultània aproximadament perpendicular.

En el Cretaci superior i durant el Terciari es produí un important escurçament a la Península en direcció NNO-SSE, a causa de l'apropament d'Àfrica respecte Euràsia. Aquesta compressió és la responsable de l'elevació dels Pirineus, i l'inici de subducció de l'escorça oceànica del golf de Biscaia sota el marge Cantàbric (*Boillot & Malod, 1988*). La serralada de Madeira-Tore va ser possiblement originada junt a l'eix de la dorsal atlàntica per l'activitat d'un *hot spot* contemporani a l'expansió oceànica (*Pierce & Barton, 1991*). La morfologia més cap a l'est, es caracteritza per l'existència de serralades orientades aproximadament E-O, constituïdes per blocs d'escorça oceànica aixecada tectònicament, que separen i individualitzen àrees oceàniques accentuadament deprimides. Aquesta morfologia és el resultat d'un important tectonisme compressiu *post-rift*, d'edat cenozoica que ha tingut un màxim d'intensitat al Miocè i s'ha prolongat fins l'actualitat. Durant el Miocè es produí l'elevació del banc de Gorringe, tot i que el mecanisme responsable de la seva formació no està ben determinat. Al mateix temps es produí en el marge una inversió tectònica de manera que algunes falles normals, formades durant els processos extensius anteriors, es reactivaren com a falles inverses (*Galicia Group, 1979*).

Aquest procés de convergència entre Europa i Ibèria finalitza quan les dues plaques es solden (Oligocè superior), essent Ibèria part d'Euràsia, quedant com a límit de placa la fractura Açores-Gibraltar.



**Fig. 4-2- Reconstrucció del moviment de les plaques de Nord Amèrica, Ibèria i Àfrica relatives a la placa d'Euràsia, des del Juràssic superior fins el Miocè inferior, (Srivastava et al., 1990).**

## 4.2 Descripció general

La zona que s'estudia en aquest treball és la regió que queda entre els 25°W i els 0°W i els 30°N i 45°N (Fig. 4-3) i inclou el límit entre les plaques d'Euràsia i Àfrica compresa entre Açores i Gibraltar. Les diferències observades al llarg del límit de placa, tant en la batimetria com en les condicions tectòniques, porta a parlar de tres sectors: el sector d'Açores, el sector Central i el sector de l'Est (Fig. 4-3 i Fig. 4-4).

### 4.2.1 Sector d'Açores

És la zona més occidental, de 35°W a 24°W, i inclou el punt triple entre les plaques de Nord Amèrica, Euràsia i Àfrica (Fig. 4-1, Fig. 4-3). Al Nord i al Sud de les illes d'Açores, la dorsal Atlàntica està creuada per falles transformants en direcció est-oest. El límit de plaques Àfrica-Euràsia en aquesta zona està format per una dorsal, anomenada dorsal de Terceira (*Terceira ridge*), que aflora per sobre el nivell del mar a les illes Açores, amb certa activitat volcànica. La situació cinemàtica és similar a la que es té en una configuració dorsal-transformant-dorsal.

En aquesta zona, hi ha una gran sismicitat caracteritzada per magnituds generalment moderades i epicentres a poca fondària, que es concentren majoritàriament a la dorsal (Fig. 4-3). Els valors elevats del coeficient sísmic *b* en aquesta zona suggereixen una baixa resistència de la litosfera, subjecta a altes temperatures a poca fondària. Això contrasta amb valors elevats de la resistència litosfèrica a les seccions Central i de l'Est, on la litosfera és més freda (*Bufo* et al., 1988). Tots els autors coincideixen en que els mecanismes focals dels terratrèmols en aquesta zona, corresponen a falles normals amb un dels plans orientat ONO-ESE que coincideix amb l'eix de la dorsal de Terceira (Fig. 4-4). També existeixen moviments de direcció (*strike-slip*) de dos tipus: 1) els produïts en un pla E-O amb sentit dextrògir (*right-lateral*), que poden ser interpretats com el moviment relatiu de Euràsia i Àfrica; i 2) els produïts en plans N-S amb sentit levògir (*left-lateral*), associats a condicions que generen l'activitat volcànica a les illes. Els dos tipus de deformació, normal i de cisalla, són consistents amb una tensió horitzontal de direcció N25°E, normal a la dorsal (*Bufo* et al., 1988). *Kiratzi & Papazachos* (1995) utilitzen les solucions de plans de falla corresponents als mecanismes focals per calcular el tensor moment sísmic, obtenint una extensió dominant en la direcció N41°E.

Els valors de les velocitats de desplaçament de les falles (*slip vectors*) són baixos i, segons els diferents autors, van entre 2.8-4.9 mm/any proposats per *Kiratzi & Papazachos* (1995), *Chase* (1978), *Minster & Jordan* (1978), *De Mets et al.* (1990) i *Westaway* (1990), fins als 7.6 mm/any de *Bufo* et al. (1988).

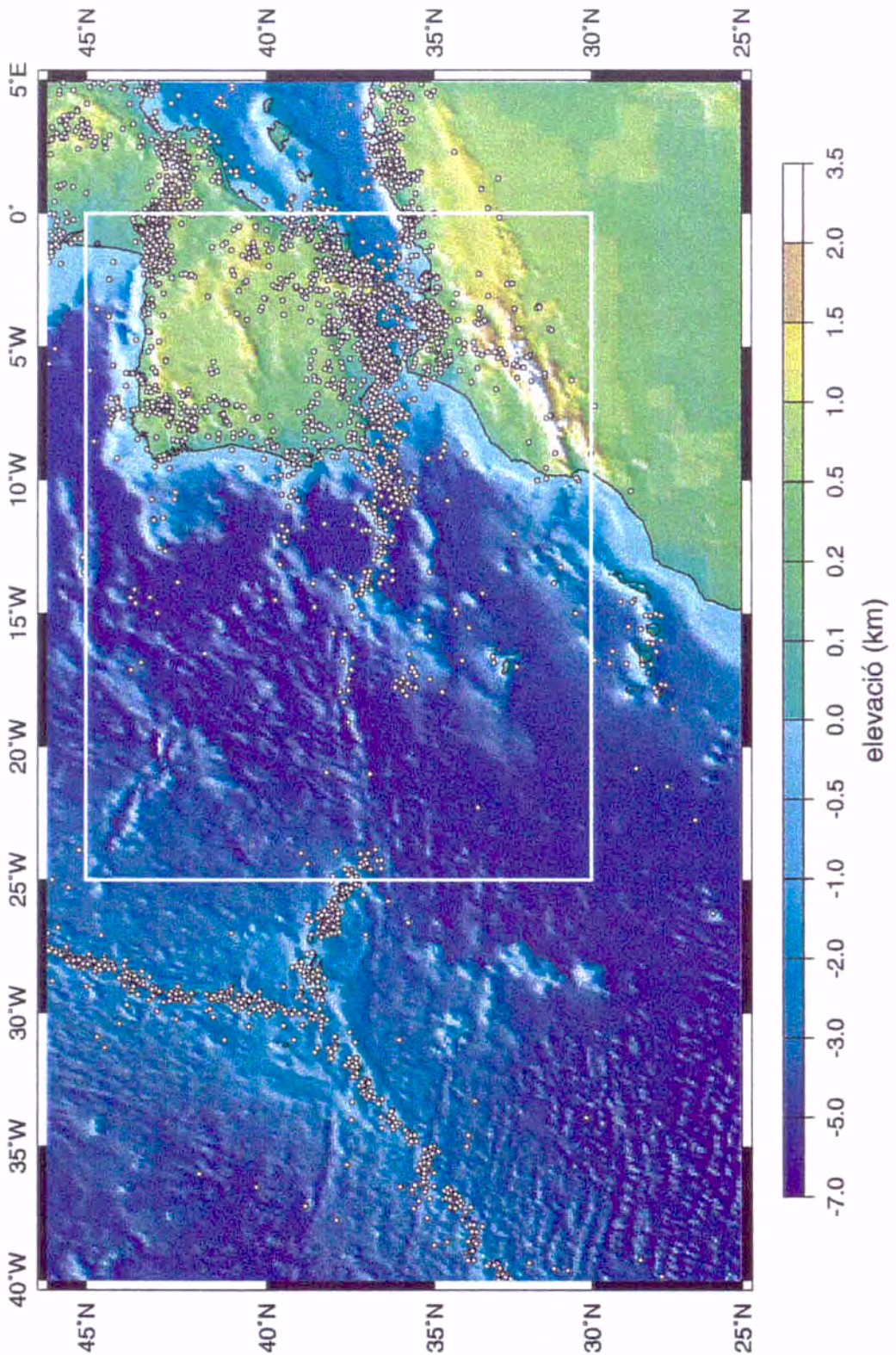


Fig. 4-3- Elevació (ETOPO5) i sismicitat, de magnitud major a 3 entre els anys 1961-1999 del *CNSS Catalog* (<http://quake.geo.berkeley.edu/cnss/catalog-search.html>). El quadre blanc delimita la zona d'aplicació.



### 4.2.2 Sector Central

El límit de plaques que va de 24°W a 20°W està format pràcticament per una fractura rectilínia (Fig. 4-3). La fractura més occidental és coneguda com la falla de Glòria, i està ben identificada a partir de dades batimètriques i de sónar. Els epicentres dels terratrèmols estan alineats en general d'oest a est. *Bufo* *et al.* (1988), partint dels mecanismes focals, troben que els eixos principals d'esforços de màxima i mínima compressió són horitzontals amb una orientació N45°E per a la tensió (T-eixos) i N35°W per a la compressió (P-eixos). Això és consistent amb un moviment de falla transformant dextrògira, on el pla de falla va de d'est a oest. La falla de Glòria és sísmicament inactiva, formant una zona asísmica en el límit de plaques entre 20°W i 24°W (Fig. 4-3). Les velocitats de desplaçament calculades són, en general, més elevades, mostrant grans discrepàncies segons els diferents pols de rotació proposats i, van des de 33.9 mm/any (*Bufo* *et al.*, 1988), fins a 4 mm/any (*DeMets et al.*, 1990), o 11 mm/any proposats per *Kiratzí & Papazachos* (1995).

A l'est de la longitud de 20°W, el límit entre la placa Eurasiàtica i l'Africana es troba mal definit (*Grimison & Chen*, 1986). Aquests autors fonamenten el seu model de límit de plaques difusa en diversos arguments: a) una distribució difusa de la sismicitat; b) la presència d'una zona de batimetria complexa, suggerint que la deformació de la litosfera oceànica es distribueix per una franja extensa; c) els mecanismes focals i els plans nodals no permeten delinear un límit de plaques; i, d) els vectors de desplaçament es mostren significativament desviats dels vectors de moviment relatiu de les plaques previstos.

Així, partint de dades diverses, diferents autors proposen a l'est de 20°W i fins a Gibraltar, una frontera imprecisa i variable. *Laughton et al.* (1972), indica les evidències morfològiques per referir-se a una prolongació de la falla de Glòria per una vall submarina localitzada 70 km més al nord, estenent-se cap a l'est fins a 16°W, on acaba el flanc occidental de Madeira-Tore (Fig. 4-4). En un treball posterior, *Laughton & Whitmarsh* (1974) sostenen que la topografia submarina a l'orient de la falla de Glòria, entre les longituds 19°W i 16°W, està caracteritzada per un extens alt topogràfic orientat aproximadament E-O a la latitud de 37.5°N. Segons aquests autors, el límit de plaques Euràsia-Àfrica es situa al nord d'aquest alt topogràfic, a una latitud aproximadament de 38°N, entre 19°W i 15°W de longitud. Aquest límit de plaques ve assenyalat per una interrupció de les anomalies magnètiques oceàniques i per alineacions morfològiques orientades NNE-SSO a la placa Eurasiàtica i NE-SO a l'Africana.

### 4.2.3 Sector de l'Est

La regió que queda entre els 13°W i els 5°W és una zona amb una batimetria complexa. A l'est de 16°W, la batimetria es caracteritza per la successió de diverses muntanyes submarines, orientades de NE-SO (Madeira-Tore) i de E-O a ENE-OSO (Ampere i Banc de Gorringe), que delimiten planícies abissals molt profundes (Tajo i Ferradura, Fig. 4-4). Es poden reconèixer les prolongacions, en el fons marí, de certes estructures a terra, com les falles de Nazaré, Bajo-Tajo i Plasencia-Alentejo.

A l'est de la serralada de Madeira-Tore, torna a ser difícil definir la frontera entre les plaques Eurasiàtica i Africana degut a la complexitat de la morfologia submarina d'aquesta regió oceànica i al fet que la sismicitat, tot i que augmenta en intensitat, es presenta molt més difusa (*Grimison & Chen, 1986; Sartori et al., 1994*). Tot i això, alguns autors (*Bufo et al., 1988* i *Argus et al., 1989*) identifiquen una banda de concentració de la sismicitat creuant la serralada Madeira-Tore a una latitud de 37°N, passant al nord de la muntanya marina de Josefina i prolongant-se cap a l'orient per la part septentrional del pic de Hironnelle i Banc de Gorringe, en direcció a l'extrem oriental de la plana abissal de Ferradura. *Pierce & Barton (1991)*, basant-se en els resultats de perfils sísmics realitzats transversalment a la serralada Madeira-Tore, proposen una localització semblant.

De 12°W fins a les costes d'Ibèria i Àfrica, hi han diferents alineacions sísmiques de direccions NE-SO i NO-SE, que són interpretades com les continuacions de les falles actives de la Península Ibèrica. Els moviments al llarg d'aquestes fractures poden ser associats al moviment relatiu d'Ibèria respecte la placa Eurasiàtica, actuant parcialment com una microplaca independent (*Albarello et al., 1995*).

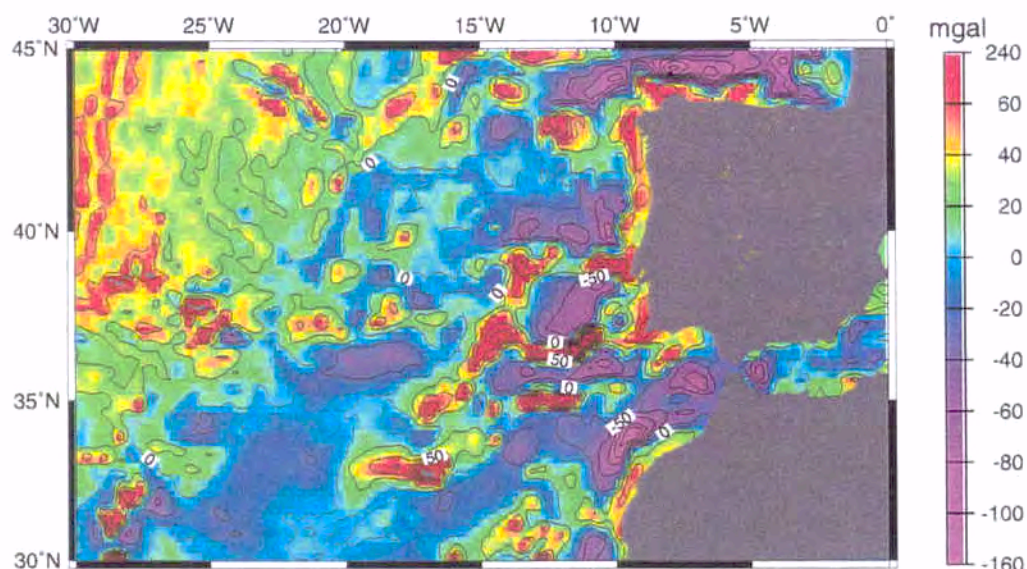
Els mecanismes focals dels sismes a l'est de la longitud de 17°W, a la zona del límit de plaques, presenten una combinació de falla inversa i direccional, passant a predominar els mecanismes de falla inversa a partir de l'àrea del Banc de Gorringe, fins el Golf de Cadis. *Grimison & Chen (1986)* obtenen, a partir de mecanismes focals, una orientació uniforme dels eixos P, horitzontals i en una direcció mitjana NNO-SSE. Més tard, *Bufo et al. (1988)* presenten resultats semblants, amb una orientació horitzontal N30°W. Per una altra banda, *Argus et al. (1989)*, amb el seu model de cinemàtica actual de les plaques Nord-Americana, Eurasiàtica i Africana, considera una direcció de convergència ONO-ESE en aquest sector, que seria compatible amb els vectors de desplaçament obtinguts. Segons *Morel & Meghraoui (1996)*, la tectònica junt amb la distribució de terratrèmols i mecanismes focals, donen suport a una convergència obliqua i l'existència d'una zona transpressiva d'una amplada de 50-100 km que s'estén des del Gorringe fins a les muntanyes del Tell Atlas (Atlas orientals), creuant el mar d'Alboran.

Segons *Tortella et al.* (1997), aquest sector es pot dividir en dos dominis principals, un oceànic i un altre continental, en els que la seqüència estratigràfica i les estructures són diferents. Diferents estudis mostren que, d'oest a est del Banc de Gorringe es passa, d'una forma pràcticament contínua, de roques amb composició típica de mantell superior a basalts alcalins i gabres (*Auzende et al.*, 1978; *Bergeron & Bonnin*, 1991). Per tant, es troba una secció contínua d'escorça oceànica i mantell superior. Això va fer que *Auzende et al.* (1978) consideressin el Banc de Gorringe com una part de litosfera oceànica aixecada i basculada. L'activitat sísmica de profunditat mitjana, entre 100 i 120 km, que ha estat detectada als dos costats de l'Estret de Gibraltar, de 11°W a 2°W, reflecteix la litosfera anòmala que existeix a la zona.

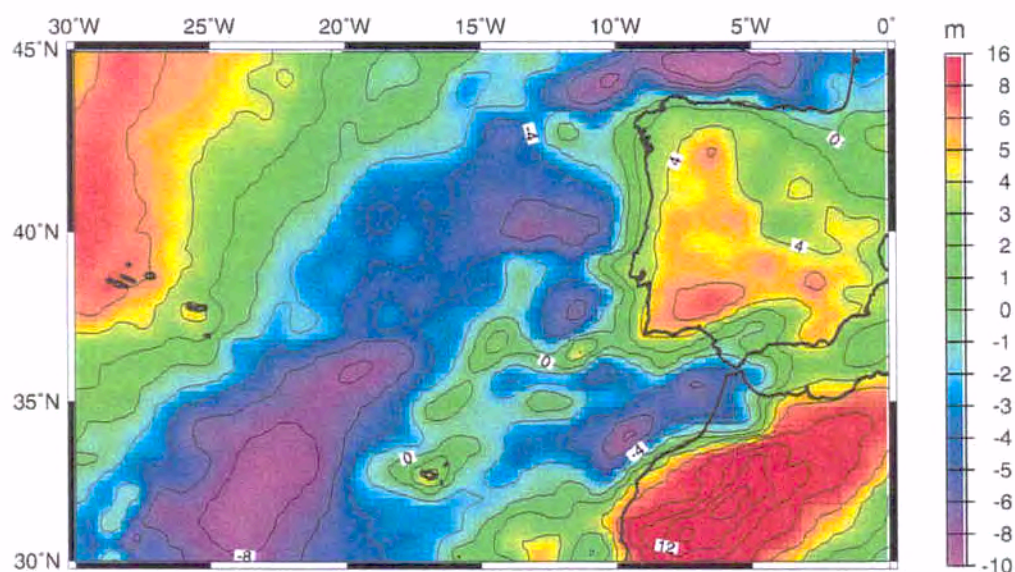
Alguns autors proposen que la convergència entre Euràsia i Àfrica genera una col·lisió continental (des del Miocè) a la regió de l'Arc de Gibraltar. Mentre la convergència intraoceànica cap a l'oest, probablement és absorbida per una incipient subducció de la litosfera africana oceànica sota el Gorringe, canviant cap a un règim predominantment transformant dextrògir més cap a l'oest (*Ribeiro et al.*, 1996; *Cabral*, 1993). Tant el geòide com l'anomalia gravimètrica d'aire lliure són altament anòmals en aquesta zona (Fig. 4-5). L'anomalia d'aire lliure assoleix un dels majors valors positius del món sobre l'oest del Banc de Gorringe. S'han proposat diferents hipòtesis sobre la naturalesa i la formació de les estructures que s'observen. Segons *Le Pichon et al.* (1970), la part oriental de la zona Açores-Gibraltar correspondria a una zona de subducció iniciada recentment. *Purdy* (1975) proposa un mecanisme de consumició lenta de litosfera oceànica per explicar la formació del Banc de Gorringe. Per una altra banda, *Sartori et al.* (1994), a partir de perfils sísmics de reflexió, consideren que no s'observen signes de subducció. *Bergeron & Bonnin* (1991) admeten l'existència de cossos d'altas densitats a la superfície del fons marí, tant al Gorringe com als altres alts batimètrics, i una major fracturació de la litosfera.

Veiem doncs que, el contacte de plaques Eurasiàtica-Africana a l'orient del Banc de Gorringe està formada per una regió de deformació ampla i amb fractures que queden limitades al sud per la cadena de l'Atlas i al nord per les cadenes Bètica i Ibèrica i més al nord pels Pirineus. Aquestes estructures estan associades amb un comportament semi-independent del bloc Ibèric. Les direccions predominants dels esforços són de N-S a NO-SE amb alguna zona amb extensió horitzontal de direccions E-O a ONO-ESE a les Bètiques i al Mar d'Alboran. Aquesta situació és consistent amb el fet que les Bètiques i el Mar d'Alboran estan en compressió, amb direccions N-S i NO-SE per la col·lisió entre Àfrica i Ibèria, i amb extensió en direcció E-O (*Bufoorn et al.*, 1995). Diversos sistemes de falles són actius a les Bètiques, així com al Mar d'Alboran, la costa nord del Marroc, Algèria i Tunísia i al llarg del mig i alt Atlas.





a) Anomalia d'aire lliure



b) Anomalia geoidal

Fig. 4-5- Anomalia gravimètrica d'aire lliure (isolínies cada 25 mgals) i alçada geoidal (isolínies cada 2 metres).

### 4.3 Dades utilitzades

La zona d'interès d'aquesta tesi està situada en el sector est del límit de plaques Açores-Gibraltar. La zona de modelització queda limitada entre 45°N-25°W i 30°N-0°W i és prou extensa (aproximadament 2800 km x 2100 km) com per a que l'aproximació de placa prima sigui vàlida i, alhora, prou reduïda per a que no hi hagin efectes notables associats a l'esfericitat de la Terra. D'altra part, les condicions de contorn del model

s'han aplicat suficientment lluny de la zona d'interès com per a que els efectes de vora siguin mínims.

Per a calcular la resposta de la litosfera a unes determinades condicions cinemàtiques, cal conèixer les variacions laterals de la resistència litosfèrica, és a dir, variacions de la seva geometria i distribució tèrmica. Com es veurà en el capítol 5, s'ha utilitzat la isostàsia local i l'equació d'equilibri tèrmic per a relacionar l'elevació, flux de calor superficial i gruixos cortical i litosfèric. Aquests valors, junt amb els paràmetres reològics, permetran determinar la resistència litosfèrica. Per tant, s'ha fet una recopilació de tots aquells observables que permetran finalment trobar la distribució de la resistència mitjana de la litosfera.

Totes les dades venen donades amb coordenades esfèriques, longitud i latitud ( $\lambda$ ,  $\phi$ ), i s'han hagut de passar a coordenades lineals ( $x$ ,  $y$ ) per tenir una geometria plana, mitjançant la projecció mercator (Snyder, 1982),

$$(4.1) \quad \begin{aligned} x &= \pi R_{\text{terra}} \frac{\lambda - \lambda_0}{180^\circ} \\ y &= R_{\text{terra}} \ln \left[ \frac{\operatorname{tg} \left( 45^\circ + \frac{\phi}{2} \right)}{\operatorname{tg} \left( 45^\circ + \frac{\phi_0}{2} \right)} \right] \end{aligned}$$

on  $\lambda_0$  i  $\phi_0$  són la longitud i la latitud a les que es pren  $x=0$  i  $y=0$  (en aquest treball:  $-25^\circ$  i  $30^\circ$ , respectivament), i  $R_{\text{terra}}=6371$  km és el radi terrestre.

Com l'objectiu d'aquest treball es fer un estudi del límit de plaques entre Açores i Gibraltar, a nivell regional i no local, s'eliminaran totes les variacions de longitud d'ona petita. S'han provat diferents filtres i finalment s'ha aplicat un filtre rectangular de 100 km d'amplada per a totes les dades.

### 4.3.1 Elevació

L'elevació utilitzada s'ha obtingut de la base de dades ETOPO5 (1986). Es tracta d'una base de dades mundial generada per interpolació de contorns digitalitzats i equiespaiades, tant en longitud com en latitud, cada 5 minuts d'arc. Aquesta resolució és més que suficient per a l'escala que es considera. Un cop filtrades les dades s'obté l'elevació de la Fig. 4-6. Les principals estructures a mar són Madeira-Tore, Banc de Gorringe, Ampere i de Galícia, amb batimetries que oscil·len entre 3 i 1.5 km, separades per les planícies abissals. Les zones més profundes oscil·len entre 5 i 6 km i estan orientades en una franja que va de NE-SO, dividida per un alt batimètric (falla de Glòria) sobre els  $37^\circ\text{N}$ . A l'oest de la falla de Glòria l'elevació augmenta degut a la proximitat de

les Illes Açores. A terra, les principals estructures són l'Atlas i el Rif a Àfrica i, Bètiques, Cantàbric i sistema central a la Península, amb elevacions entre 1 i 2.5 km.

### 4.3.2 Gruixos corticals

A la Península Ibèrica i els seus marges, la fondària de la Moho està relativament ben determinada. S'ha fet una recopilació de les dades de gruix cortical d'aquesta zona, obtinguts a partir de perfils sísmics i models de gravimetria i geoide.

Els valors regionals de la fondària de la Moho a la Península s'han obtingut del '*Geo Thermal Atlas of Europe*' (1991). En algunes regions, s'han millorat aquests valors incorporant estudis més recents (Fig. 4-7). Per al sud de la Península i mar d'Alboran, s'ha utilitzat la recopilació feta per *Fernández et al.* (1998b), on s'incorporen les campanyes ESCI (*García-Dueñas et al.*, 1994) i Conrad-Alboran (*Watts et al.*, 1993). Al marge Atlàntic de la Península Ibèrica i Golf de Cadis, s'han utilitzat els perfils modelitzats per *Torné et al.* (1995), *Carbonell* (1997), *González et al.* (1996) de la campanya IAM (*Banda et al.*, 1993). Per al nord de la Península i mar Cantàbric, s'han considerat les interpretacions sísmiques fetes per *Fernández-Viejo et al.* (1998, 1999) i *Álvarez-Marrón et al.* (1997). Per a l'interior de la Península s'han considerat els perfils del *ILIHA DSS Group* (1993) i els dels Pirineus (*ECORS Pyrenees Team*, 1988).

Segons aquest estudis, la Península Ibèrica té un gruix cortical entre 28 km, a la línia de costa, fins a 35 km, més a l'interior. En els Pirineus i la cadena Cantàbrica aquests gruixos poden arribar, en zones molt locals, fins a 45 km i a les Bètiques als 38 km. En els marges de la Península, la fondària de la Moho disminueix ràpidament fins a gruixos entre 8 i 6 km. Tant en el Banc de Galícia com a la serralada de Madeira-Tore, el gruix cortical augmenta fins als 14 km. De les Bètiques cap al mar d'Alboran el gruix cortical disminueix, amb un fort gradient, fins els 14 o 16 km d'espessor cortical.

### 4.3.3 Flux de calor superficial

Per als valors de flux de calor superficial, s'ha utilitzat la base de dades globals '*The new global heat flow compilation*' (*Pollack et al.*, 1993), incorporant-hi les mesures fetes per *Fernández et al.* (1998a) a la Península Ibèrica, mar Mediterrani i marge de la Península (Fig. 4-8). S'han eliminat els valors extrems, que poden ser deguts a efectes locals de circulació d'aigua. Els valors del flux de calor superficial a la Península estan majoritàriament entre els 50 i els 70 mW/m<sup>2</sup>, arribant als 80 mW/m<sup>2</sup> al SE de Portugal. Cal destacar els elevats valors que es troben al mar d'Alboran assolint els 120-130 mW/m<sup>2</sup>, disminuint radialment cap a les Bètiques, estret de Gibraltar i nord d'Àfrica.

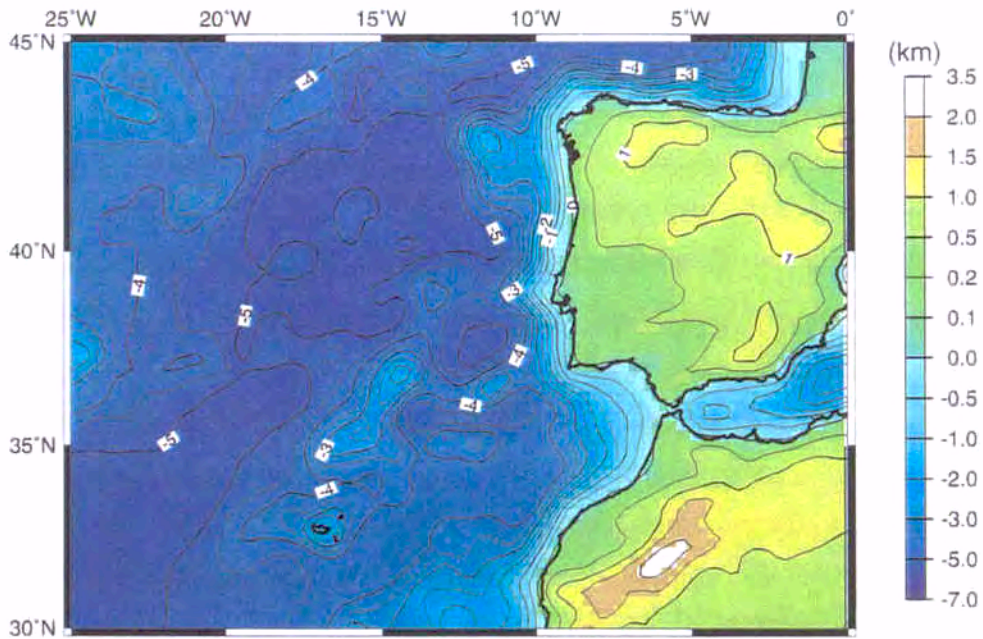


Fig. 4-6- Elevació resultant de filtrar les dades originals (ETOPO5) amb un filtre rectangular de 100 km d'amplada. Isolínies cada 0.5 km.

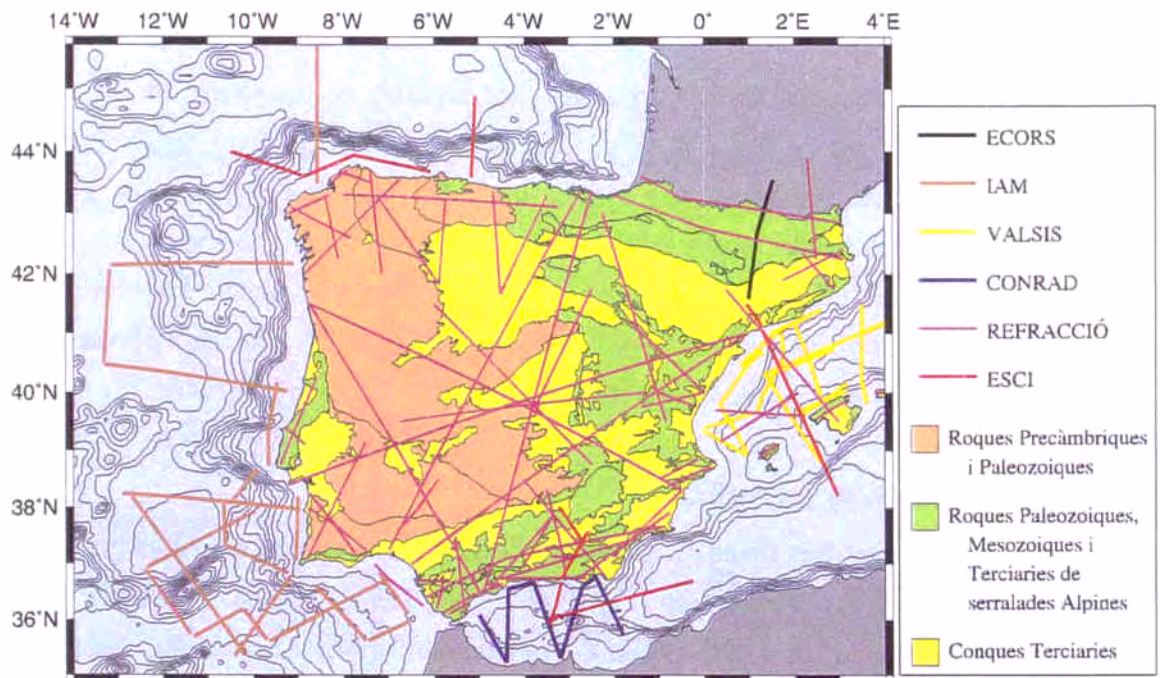


Fig. 4-7- Perfils sísmics i modelització gravimètrica feta a la Península i als seus marges. ECORS (*ECORS Pyrenees Team, 1988*), IAM (*Banda et al., 1993*), VALSIS (*Torné et al., 1992*), CONRAD-Alboran (*Watts et al., 1993*), REFRACTIÓ (*ILIHA, 1993; Fernández-Viejo et al., 1998, 1999*), ESCI (*García-Dueñas et al., 1994; Pulgar et al., 1996*).

Atès que a l'Atlàntic no es disposava d'un gran nombre de dades a mar i el fet que la seva mesura tingués un alt error associat, va fer que es busquessin mètodes

complementaris per a determinar del flux de calor superficial en aquesta zona. Segons *Parsons & Sclater* (1977), existeix una relació entre l'edat de la litosfera oceànica i el seu flux de calor superficial. L'edat de l'escorça oceànica és un valor que s'obté a partir de les anomalies magnètiques observades a l'Atlàntic (*Klitgord & Schouten*, 1986). Un cop digitalitzades les anomalies magnètiques (Fig. 4-9) i passades a edats litosfèriques [ $t(\text{Ma})$ ], s'obté el flux de calor superficial ( $Q_{sup}$ ) segons la relació de *Parsons & Sclater* (1977),

$$(4.2) \quad Q_{sup}(t) = \frac{473.02}{t^{1/2}} \text{ mW m}^{-2} \quad 0 < t < 120 \text{ Ma}$$

Així s'obté la Taula 4-1 amb la relació entre anomalia magnètica, edat de la litosfera oceànica i valor del flux de calor superficial. Anomalies anteriors a la M-0 no s'han considerat ja que es troben en una litosfera de transició molt deformada, i es deixaria de complir la relació (4.2).

Anomalia magnètica	Edat de la litosfera (Ma)	$Q_{sup}$ (mW/m <sup>2</sup> )
5	10	149.6
6	20	105.8
13	35.5	79.4
21	49.5	67.2
24	55.6	63.4
25	59	61.6
30	67.5	57.6
32	72.5	55.6
33 y	74.3	54.9
33 o	80.2	52.9
34	84	51.6
M-0	118	43.5

**Taula 4-1- Anomalia magnètica, edat de la litosfera oceànica segons *Klitgord & Schouten* (1986) i flux de calor superficial calculat segons el model de *Parsons & Sclater* (1977).**

Seguint les anomalies magnètiques, el flux de calor superficial màxim es troba al voltant de la dorsal Medio-Atlàntica, uns 150 mW/m<sup>2</sup>. Aquest va disminuint gradualment amb la distància a la dorsal fins a l'anomalia M-0, que li correspon uns 43.5 mW/m<sup>2</sup> (Fig. 4-9). El límit de plaques entre Açores i l'anomalia M-0, ve marcat per una discontinuïtat de les anomalies magnètiques, indicant una velocitat major d'obertura de l'Atlàntic al nord d'Açores que al sud.

S'han combinat els mesures de flux de calor (Fig. 4-8) amb els valors calculats a litosfera oceànica (Fig. 4-9). Per fer una estimació de les dades a tota la zona i construir una malla regular s'ha utilitzat el mètode d'interpolació *kriging* (*Rock*, 1988; *Kotz & Johnson*, 1982-8) que, basat en un mètode estadístic lineal, minimitza l'error donant sempre el mateix valor mig de les dades.

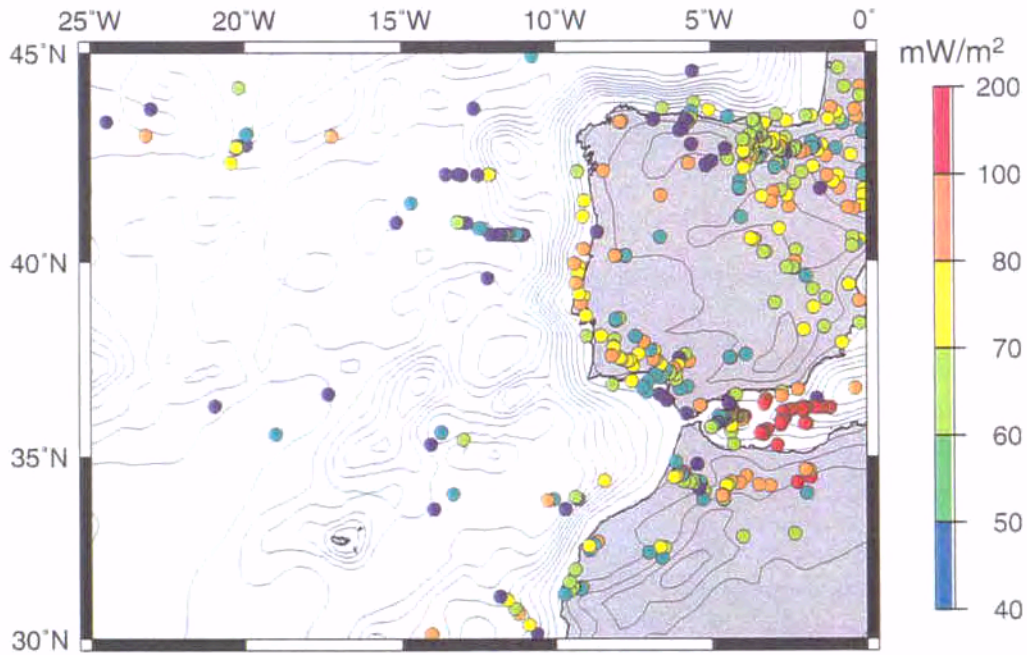


Fig. 4-8- Dades disponibles de flux de calor superficial, obtingudes a partir del 'new global heat flow compilation' (Pollack et al., 1993) i Fernández et al. (1998a).

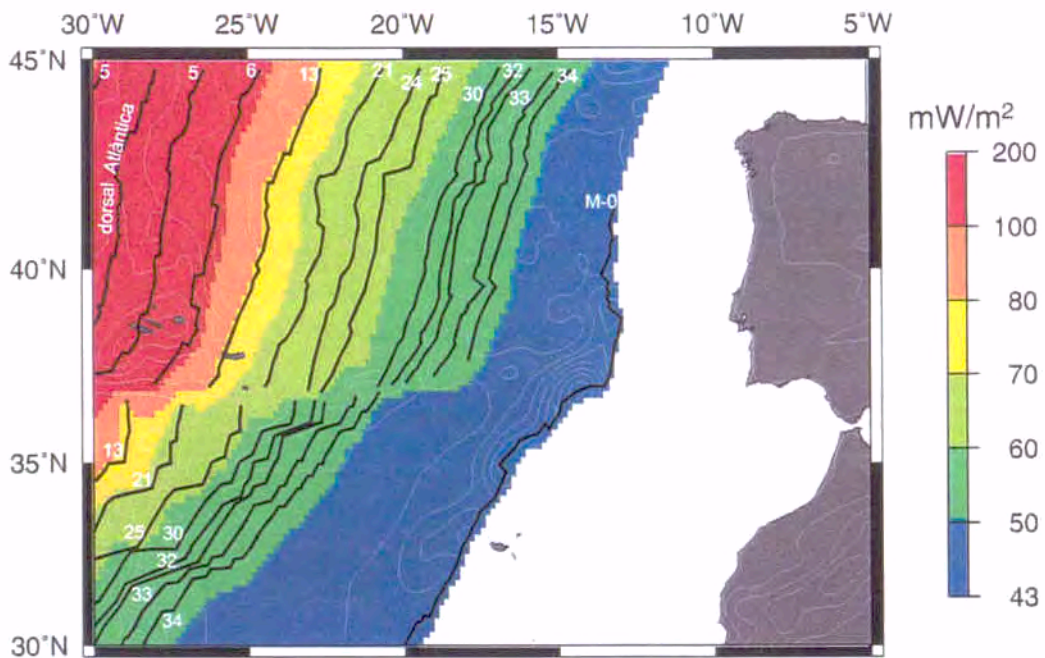


Fig. 4-9- Anomalies magnètiques digitalitzades, Klitgord & Schouten (1986), i flux de calor superficial associat segons el model de Parsons & Sclater (1977).

#### 4.3.4 Moviment relatiu entre Euràsia i Àfrica

S'han realitzat diversos estudis per tal de calcular la velocitat relativa de les plaques Europea i Africana considerant la rotació al voltant d'un pol d'Euler i considerant el moviment global de totes les plaques (Chase, 1978; Minster & Jordan, 1978; Argus et al., 1989; DeMets et al., 1990). També s'ha investigat la deformació sísmica o tectònica

al llarg dels 6000 km del límit de placa entre el punt triple d'Açores, a la dorsal Medio-Atlàntica, fins a l'est del Mediterrani (Searle, 1980; Buform et al., 1988). La majoria d'aquests estudis situen el pol de rotació a uns centenars de quilòmetres a l'est de les Illes Canàries. Una rotació antihorària d'Àfrica relativa a Europa al voltant d'aquest punt causaria una divergència de les plaques a la zona d'Açores, on l'escorça oceànica és lentament acretada, i una convergència a l'est.

A uns 500 km a l'est del punt triple d'Açores, les dues plaques mostren una divergència d'1 mm/any creant-se nova litosfera oceànica (Searle, 1980). Uns 1500 km més a l'est, a la falla de Glòria, els mecanismes focals predominants són de falla direccional (*strike-slip*) i estan restringits a una zona estreta, indicant que el límit de placa s'orienta est-oest al llarg d'una falla transformant dextrògira. Més a l'est, creuant el sud de la Península Ibèrica i el nord d'Àfrica, el límit de placa, ara en litosfera continental, comprèn una zona de convergència obliqua d'uns 500 km d'amplada. Aquest canvi d'extensió nord-est a escurçament nord-oest passant per un moviment direccional és consistent amb un moviment d'Àfrica relatiu a Euràsia al voltant d'un pol d'Euler situat a prop de les Illes Canàries.

A la Taula 4-2 es mostren la posició i velocitat angular, en sentit antihorari, del pol de rotació, proposats per autors diferents. Aquestes dades venen acompanyades de les velocitats relatives calculades per a cada sector del límit de plaques Açores-Gibraltar.

El mètode per a trobar aquests valors (Taula 4-2) ha estat diferent en cada cas, depenent del nombre, tipus de dades de que es disposava i tipus d'estudi.

Els models globals P071 (Chase, 1978), RM2 (Minster & Jordan, 1978) i NUVEL-1 (DeMets et al., 1990), descriuen el moviment actual de les 12 plaques majors assumides rígides. Utilitzen un mètode d'inversió, amb dades de velocitats d'expansió, direccions transformants (*transform azimuths*) i vectors de desplaçament (*slip vectors*) obtinguts a partir de l'anàlisi de terratrèmols. El NUVEL-1, per ser l'últim estudi, disposava d'un major nombre de dades.

Utilitzant el mateix tipus de dades McKenzie (1972), estudià els moments relatius, calculant els pols de rotació i les velocitats angulars entre Àfrica, Euràsia, Amèrica, Aràbia i Turquia; mentre que Argus et al. (1989), estudien els moviments relatius entre les plaques Africana, Nord Americana i Eurasiàtica. Albarello et al. (1995) consideren que el bloc d'Ibèria es mou independentment d'Euràsia i, utilitzant les mateixes dades que Argus et al. (1989), obtenen els pols d'Euler entre les tres plaques (Àfrica, Ibèria i Euràsia).

Searle (1980) utilitza dades de sónar per descriure el comportament tectònic de la propagació d'Açores i el punt triple. A partir dels moments sísmics Buform et al. (1988) i

*Kiratzi & Papazachos* (1995) examinen la deformació al llarg del límit de placa Açores-Gibraltar. *Westaway* (1990) restringeix l'estat cinemàtic actual del límit de plaques entre Àfrica i Euràsia, que va d'Açores al mar Egeu, tenint en compte les velocitats de deformació sísmiques.

Models, Referències	Pol rotació: Posició i velocitat angular			velocitats relatives (mm/any)		
	lat. (°N)	lon. (°E)	$\omega$ (°/Ma)	Açores	Central	Est
<i>McKenzie</i> , 1972	22.7	-28.2	0.273	8.4		
P071, <i>Chase</i> , 1978	29.2	-23.5	0.14	3.1		
RM2, <i>Minster &amp; Jordan</i> , 1978	25.23	-21.19	0.10	3.1	~ 2	4
<i>Searle</i> , 1980	21.3	-21	< 0.08	< 3		
<i>Bufo</i> <i>et al.</i> , 1988	28.2	-21.1		7.6	33.9	11.4
<i>Argus et al.</i> , 1989	18.8	-20.3	0.104			
NUVEL-1, <i>DeMets et al.</i> , 1990	21	-20.6	0.13	4.9	~ 4±1	6±1
<i>Westaway</i> , 1990	21	-21	0.07	2.6		
<i>Kiratzi &amp; Papazachos</i> , 1995				2.8	11	4.5
<i>Albarello</i> , 1995 (Àfrica-Ibèria)	22.7	-20.6	0.119			
(Àfrica-Euràsia)	41.6	-11.8	0.117			
(Ibèria-Euràsia)	49.9	129.6	0.04			

**Taula 4-2 - Posició i velocitat angular (sentit antihorari) del pol de rotació (Àfrica respecte Euràsia), i les velocitats relatives entre les plaques Africana i Eurasiàtica resultants per a cada sector, segons diversos autors.**

Finalment s'han utilitzat els cinc pols de rotació proposats per: 1. model global NUVEL-1 de *DeMets et al.*, 1990; 2. *Argus et al.*, 1989; 3. model global RM2 de *Minster & Jordan*, 1978; 4. model global P071 de *Chase*, 1978; 5. *McKenzie*, 1972. Els altres pols proposats donen solucions molt similars a algun d'aquests cinc.

Els vectors de desplaçament i les direccions transformants, calculats a partir de deu terratrèmols al límit de plaques d'Açores a Gibraltar, donen un valor del moviment relatiu entre les plaques Eurasiàtica i Africana (Taula 4-3 i Fig. 4-10).

latitud	longitud	azimut	error	referència
direcció transformant ( <i>Transform azimuths</i> )				
36.9°N	23.5°W	257°	5°	<i>Laughton et al.</i> (1972)
37.0°N	22.6°W	265°	3°	<i>Laughton et al.</i> (1972)
37.1°N	21.7°W	265°	3°	<i>Laughton et al.</i> (1972)
37.1°N	20.5°W	-90°	7°	<i>Laughton et al.</i> (1972)
direcció dels vectors de desplaçament ( <i>slip vectors</i> )				
37.75°N	17.25°W	-89°	25°	CMT (1983)
37.22°N	14.93°W	-50°	25°	<i>Grimison &amp; Chen</i> (1986)
36.96°N	11.84°W	267°	25°	<i>Grimison &amp; Chen</i> (1986)
36.01°N	10.57°W	-35°	25°	<i>Fukao</i> (1973)
35.99°N	10.34°W	-60°	25°	<i>Grimison &amp; Chen</i> (1986)
36.23°N	7.61°W	-35°	25°	<i>Grimison &amp; Chen</i> (1986)

**Taula 4-3- Azimuts (sentit horari mesurats des del nord) de les velocitats relatives entre la placa Africana i l'Eurasiàtica. El referit amb CMT està calculat per 'Harvard centroid-moment tensor solutions' (*Dziewonski et al.*, 1983).**



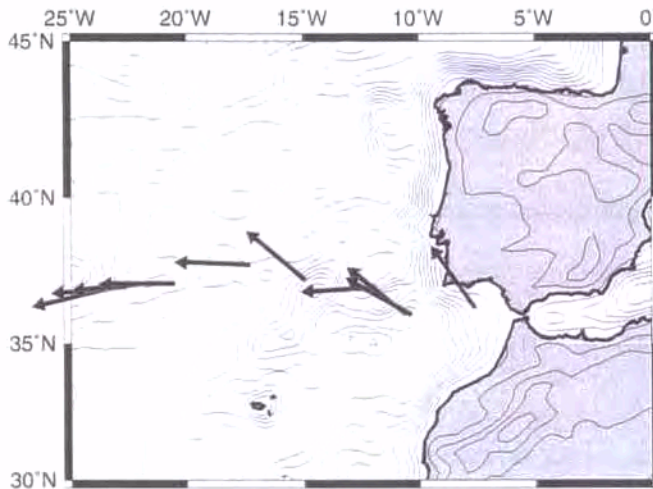


Fig. 4-10- Dades dels vectors de desplaçament i direccions transformants (Taula 4-3), determinades a partir de terratrèmols.

#### 4.3.5 Direccions dels esforços principals

S'ha utilitzat la recopilació feta a la Universitat de Karlsruhe, 'World Stress Map', *WSM97*, (Zoback, 1992; Zoback & Burke, 1993; <http://www-gpi.physik.uni-karlsruhe.de>), de la direcció dels esforços més compressius i el tipus de deformació (falla normal, inversa o direccional) (Fig. 4-11). La direcció horitzontal més compressiva es compararà amb la resultant de l'aplicació del model, tenint en compte la qualitat de la mesura, que depèn bàsicament del número, de la precisió i de la fondària a la que es fa la mesura (Zoback & Zoback, 1991). Aquest serà uns dels paràmetres per afavorir un model enfront d'un altre.

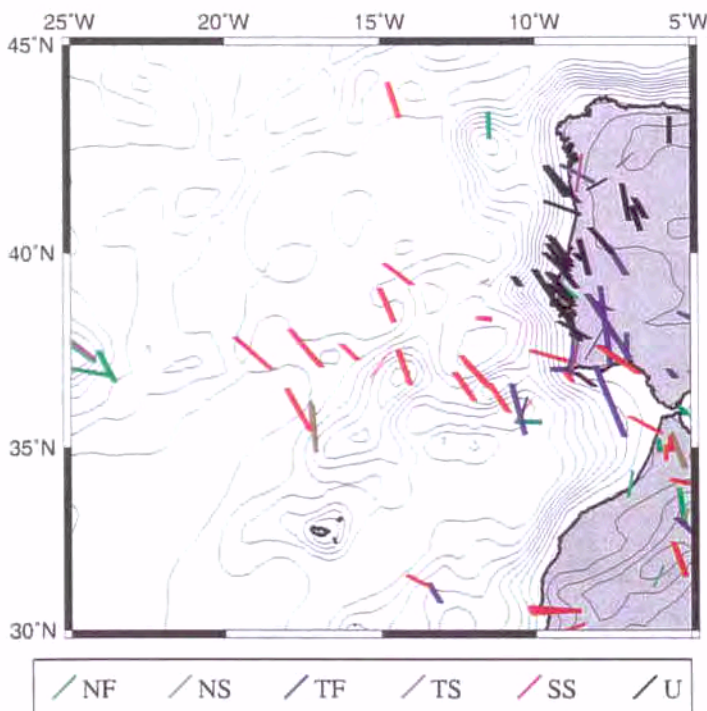


Fig. 4-11 - Mapa amb les direccions de màxima compressió. El color és funció del tipus de deformació: NF-normal, NS-transtensiú, TF-inversa, TS-transpressiú, SS-cisalla i U-indeterminat. La longitud de la barra és directament proporcional a la qualitat de la dada.

### 1. Principals indicadors d'esforços

El tensor d'esforços que actua en una regió determinada pot ser determinat mitjançant diferents tipus de dades tant geofísiques com geològiques. El *WSM97* ha utilitzat com a indicadors d'esforços les següents dades:

- Solucions de plans de falla de mecanismes focals de terratrèmols, (58%).
- Ovalització de sondatges (*borehole breakouts*) (27%).
- Mesures *in situ* d'esforços, per fracturació hidràulica i sobresondatges (*overcoring*) (11%).
- Dades geològiques recents, observacions microtectòniques i alineaments recents de dics volcànics, (4%).

Una descripció detallada de les diferents metodologies es pot trobar a *Zoback & Zoback* (1980). Generalment aquestes dades mostren que un dels eixos principals del tensor d'esforços és aproximadament vertical (*Anderson*, 1951) i, per tant, l'orientació de l'el·lipsoide d'esforços queda definida especificant l'azimut d'un dels eixos horitzontals principals.

La zona d'interès és entre Açores i Gibraltar, sent, per tant, aquesta zona en la que interessa ajustar les direccions dels esforços principals. D'altra banda, a terra hi han moltes mesures fetes per observacions geològiques i moltes d'elles representen valors molt locals. Això ha fet que no s'intentessin ajustar les dades més a l'est de 5°W. Finalment, es tenen un total de 92 dades, de les quals 57 han estat determinades a partir de mecanismes focals, 17 a partir d'ovalització de sondatges, 8 de mesures *in situ*, i 10 de recents mesures geològiques. A la Fig. 4-12 és pot veure la qualitat de les dades en funció del tipus d'indicador d'esforç.

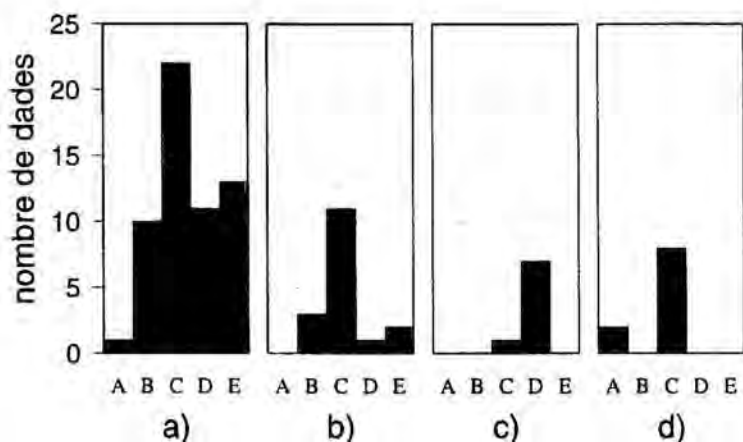


Fig. 4-12- Histograma del nombre de mesures d'esforços respecte la seva qualitat per a diferents indicadors: a) mecanismes focals, b) ovalització de sondatges, c) mesures *in situ* i d) dades geològiques recents. Les lletres A, B, C, D i E indiquen la qualitat de la mesura: A, molt bona; E, molt dolenta.

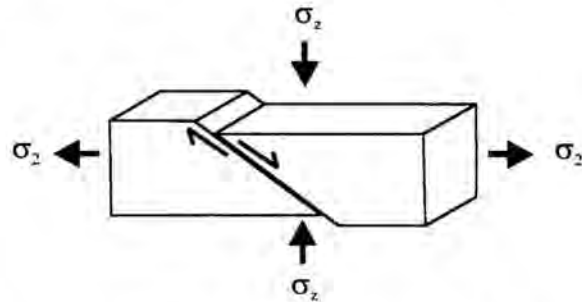
## 2. Règim tectònic

Les magnituds dels esforços estan definides adoptant el signe negatiu per a esforços compressius. Com ja s'ha comentat, un dels eixos principals és pràcticament vertical,  $\sigma_z$ . Dependent dels valors dels tres eixos principals (els dos horitzontals  $\sigma_1$  i  $\sigma_2$ , on  $\sigma_1 < \sigma_2$ , i el vertical  $\sigma_z$ ), es parla d'un règim tectònic o un altre:

### 1) Règim tectònic extensiu.

Falla normal, NF

$$\sigma_z < \sigma_1 < \sigma_2 \quad \text{i} \quad \sigma_1 > 0$$



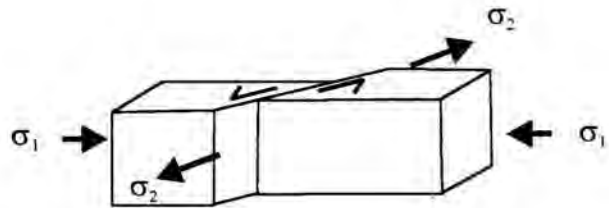
### 2) Règim tectònic transtensiu. Falla normal amb component de direcció, NS:

$$\sigma_z < \sigma_1 < \sigma_2 \quad \text{i} \quad \sigma_1 < 0$$

### 3) Règim tectònic transcorrent.

Falla en direcció, SS:

$$\sigma_1 < \sigma_z < \sigma_2$$



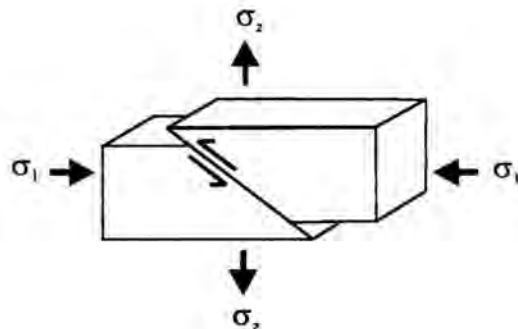
### 4) Règim tectònic transpressiu. Falla inversa amb component de direcció, TS:

$$\sigma_1 < \sigma_2 < \sigma_z \quad \text{i} \quad \sigma_2 > 0$$

### 5) Règim tectònic compressiu.

Falla inversa, TF

$$\sigma_1 < \sigma_2 < \sigma_z \quad \text{i} \quad \sigma_2 < 0$$



## 4.3.6 Sismicitat

A l'apartat 4.2 ja s'ha parlat de la distribució de la sismicitat existent a la zona, caracteritzada per una distribució força alineada a l'àrea oceànica però molt difusa a la continental. Un terratrèmol és l'efecte d'una fractura produïda per l'acumulació d'esforços actuant sobre una regió de la litosfera. En el primer capítol s'ha vist que la

deformació anelàstica de la litosfera pot ser dúctil o fràgil. La deformació fràgil pot comportar certa activitat sísmica, mentre que la dúctil és asísmica. Per tant, la deformació, obtinguda a partir dels terratrèmols, donarà una mesura de la deformació fràgil de la litosfera.

Una forma de determinar aquesta deformació fràgil o sísmica a partir de les dades de sismicitat, és considerant el tensor del moment sísmic,  $(M_0)_{ij}$ , que està relacionat amb l'estat d'esforços en la regió focal. El mètode seguit és el proposat per *Kostrov* (1974) i *Molnar* (1979). Aquests autors mostren que el tensor de la velocitat de deformació,  $\dot{\epsilon}_{ij}$ , en un volum deformat,  $V$ , està linealment relacionat amb la suma del tensor moment sísmic dels terratrèmols dins d'aquest volum, segons la relació,

$$(4.3) \quad \dot{\epsilon}_{ij} = \frac{1}{2 \mu V \Delta t} \sum_{n=1}^N (M_0)_{ij}^{(n)}$$

on  $(M_0)_{ij}^{(n)}$  és el tensor moment sísmic del terratrèmol  $n$ -èssim dels  $N$  terratrèmols que tenen lloc a l'interval de temps  $\Delta t$ . D'aquesta forma, coneguts els moments sísmics dels terratrèmols es pot estimar la velocitat de deformació sísmica. Aquest mètode ha estat aplicat a Grècia (*Papazachos & Kiratzi*, 1992) i a la franja que va del punt triple d'Açores fins a l'est de la falla d'Anatòlia (*Kiratzi & Papazachos*, 1995).

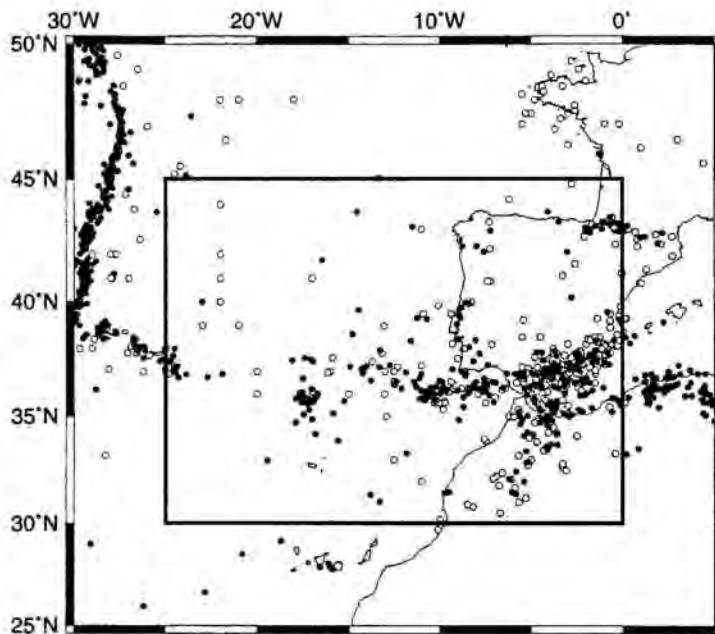
El tensor moment sísmic és una mesura física de la mida d'un terratrèmol, és a dir, de la caiguda d'esforç que es produeix en un sísmic. La determinació del moment sísmic es realitza a partir del valor de l'espectre en freqüències baixes (part plana de l'espectre), corregit per la pèrdua d'energia amb la distància i la distribució de la radiació deguda a l'orientació de la fractura. El moment sísmic escalar es defineix com,

$$M_0 = \mu \cdot \langle u \rangle \cdot A$$

on  $\mu$  és el mòdul de cisalla, ( $\mu = 3 \cdot 10^{10}$  Pa, *Kiratzi & Papazachos*, 1995),  $\langle u \rangle$  és el desplaçament al llarg del pla de falla i  $A$  és l'àrea del pla de falla. Les unitats de  $M_0$  són de dyn·cm o N·m, i s'han mesurat valors fins a  $10^{28}$  i  $10^{30}$  dyn cm.

A partir del moment sísmic es pot definir una magnitud que no es satura per valors elevats. L'escala de magnitud proposada per *Kanamori* (1977), basada en el valor del moment sísmic, s'anomena magnitud moment,  $M_w$ . Aquesta escala de magnitud és vàlida per a tot el rang de valors, mentre que les altres magnituds (superficials, d'ones internes,...) es saturen, és a dir, subestimen la mida del terratrèmol a partir de certa magnitud. Això porta a intentar calcular la deformació sísmica a partir del moment sísmic. Però, atès que per a la determinació del moment sísmic cal una bona qualitat del registre del terratrèmol, en molts pocs casos s'ha calculat aquest valor.

En el nostre cas, no s'ha pogut utilitzar les dades del *CMT Catalog* (*Harvard Seismology: Centroid-Moment Tensor Project*) ja que contenen molt poques dades (14 terratrèmols a l'àrea d'estudi). En conseqüència, s'ha considerat el conjunt de dades del *ISC Historical Hypocenter Catalog*, en el període entre 12/01/1964 i 2/02/1991 (Fig. 4-13).



**Fig. 4-13-** Sismes amb magnitud major a 3, entre l'any 1964 i 1991, de la base de dades del *ISC Catalog*. Els punts negres són aquells terratrèmols dels que s'ha calculat la seva magnitud  $m_b$  (901 terratrèmols del 1316 totals), és a dir, els que s'han utilitzat finalment per trobar la velocitat de deformació.

Depenent del terratrèmol es té un tipus de magnitud o un altre (magnitud superficial, d'ones internes, local de *Richter* o no especificada). El fet que la relació entre aquestes magnituds i el moment sísmic tingui una gran incertesa depenent del tipus de magnitud, ha portat a escollir tots aquells terratrèmols dels quals es coneix el mateix tipus de magnitud. D'aquesta forma, el possible error en el càlcul del moment sísmic serà el mateix per a tots els sismes, no presentant cap problema ja que el que es vol comparar són els valors relatius, no els absoluts. Com que la magnitud d'ones internes,  $m_b$ , és la dada disponible per a un major nombre de terratrèmols, ha estat aquesta la que s'ha utilitzat per a trobar la deformació sísmica.

Segons *Johnston* (1996), el moment sísmic per a regions continentals estables es pot calcular a partir de la magnitud d'ones internes amb la relació,

$$(4.4) \quad \log [M_0 \text{ (dyn cm)}] = 16.28 + 1.466 m_b$$

No existeix una relació específica que relacioni  $M_0$  i  $m_b$  a la zona entre Açores i Gibraltar i, per tant, s'ha utilitzat la relació (4.4). Tot i que aquesta relació ha estat calculada per a regions estables és adequada per aquest estudi, ja que, el que interessa són les variacions laterals del moment sísmic, més que el seu valor absolut. A l'apartat

6.3.2, s'explicarà com es compara la deformació sísmica amb la deformació resultant del model.

La Fig. 4-14 mostra el nombre de terratrèmols que s'han considerat en funció del valor de la seva magnitud (901 terratrèmols dels 1316 totals). S'ha tingut especial cura en no eliminar els sismes més grans ja que, al ser la relació entre magnitud i moment sísmic logarítmica, són els que més influeixen a l'hora de calcular la deformació sísmica. Un terratrèmol amb  $m_b=6.5$  representa sobre el moment sísmic el mateix que 5 terratrèmols de magnitud 6, que 158 de magnitud 5, que 4633 de magnitud 4 i que 135295 de magnitud 3.

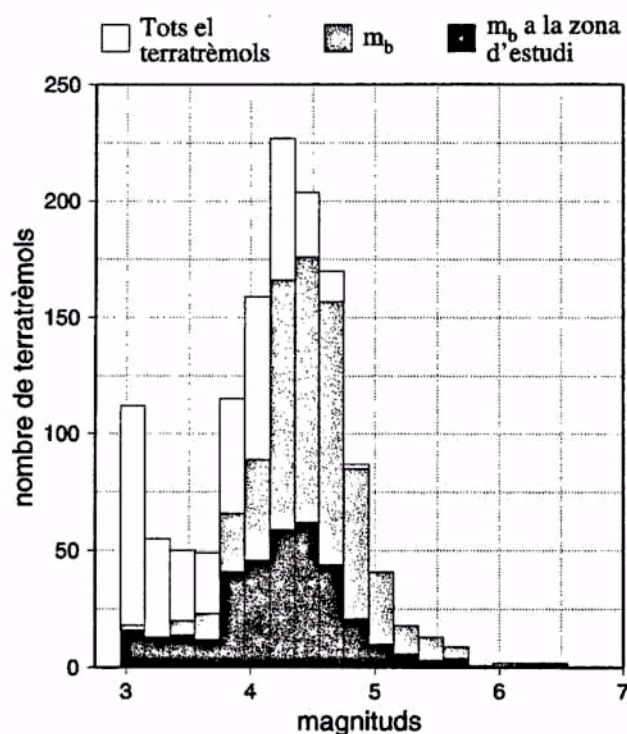
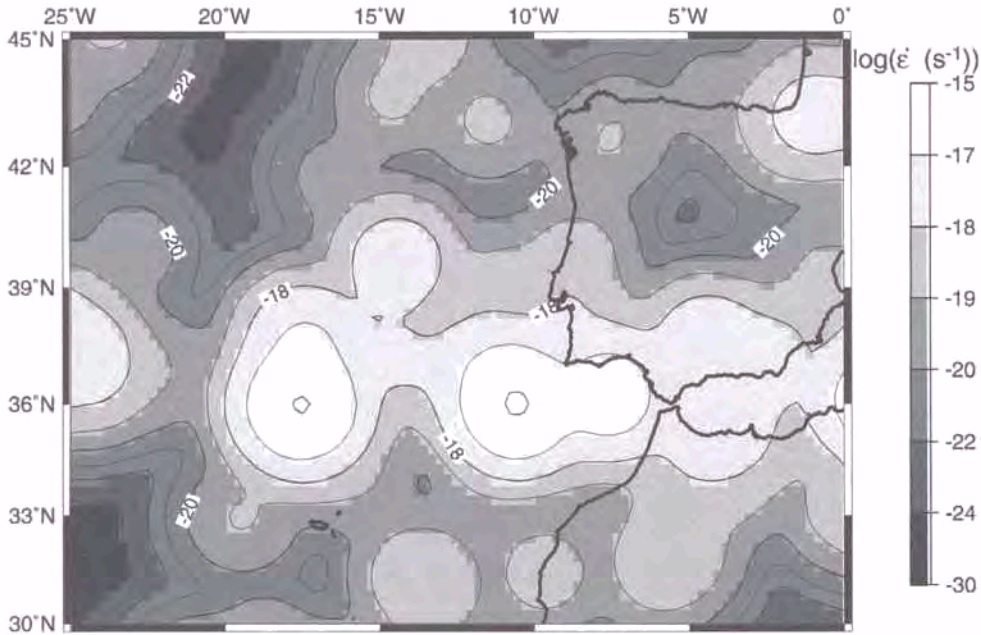


Fig. 4-14- Relació entre els valors de les magnituds i el nombre de terratrèmols, totals i els que es coneix la seva magnitud d'ona interna,  $m_b$ . La banda més fosca correspon als terratrèmols que es troben dins de la zona d'estudi ( $25^\circ\text{W}$  a  $0^\circ\text{E}$  i  $30^\circ\text{N}$  a  $45^\circ\text{N}$ ), tot i que per al càlcul de la velocitat de deformació s'han considerat tots els terratrèmols de la banda grisa ( $30^\circ\text{W}$  a  $5^\circ\text{E}$  i  $25^\circ\text{N}$  a  $50^\circ\text{N}$ ).

Els epicentres estan localitzats de forma puntual i cal obtenir un mapa continu de la deformació per a poder-la comparar amb els resultats de la modelització. Això s'ha fet considerant que cada terratrèmol representa una deformació al voltant del seu epicentre en forma de Gaussiana amb una amplada de banda  $b$  ( $b = 127 \text{ km} \sim 3 \cdot Dx$ ). L'amplada de banda de la Gaussiana no pot ser, ni massa gran per no eliminar les variacions, ni massa petita com per a tenir molts punts amb velocitat de deformació nul·la. Així doncs, la velocitat de deformació sísmica en qualsevol punt del mapa, equació (4.3), serà proporcional a la suma dels moment sísmics de tots els terratrèmols en funció de la distància a la que es troba cada sisme (sisme  $n$ -èssim),  $r_n$ ,

$$(4.5) \quad \dot{\epsilon}_{\text{sísmica}} = \frac{1}{2\pi \mu L_s b^2 \Delta t} \sum_{n=1}^N [M_0(N \cdot m)]_n \cdot \exp\left(-\frac{r_n^2}{b^2}\right)$$

on  $L_s = 25$  km, i  $r_n$  és la distància entre el punt on es calcula  $\dot{\epsilon}$  i el terratrèmol  $n$ -èssim i  $\Delta t = 27.08$  anys (Fig. 4-15). Per tal d'evitar els efectes de vora, s'han considerat tots els sismes dins d'una finestra més gran a la del model, de  $30^\circ\text{W}$  a  $5^\circ\text{E}$  i de  $25^\circ\text{N}$  i  $50^\circ\text{N}$ .



**Fig. 4-15-** Velocitat de deformació sísmica,  $\dot{\epsilon}$ , determinada a partir de les magnituds  $m_b$  dels terratrèmols. Isolinies cada  $10 \text{ s}^{-1}$ .

A la Fig. 4-15 s'observa una franja on la velocitat de la deformació és més elevada, que es correspon amb la zona de contacte entre les dues plaques. Es pot distingir el segment asísmic de la falla de Glòria amb una velocitat de deformació menor. Els màxims són deguts al dos terratrèmols amb  $m_b > 6.4$ , un situat al Gorringe i l'altre a l'oest de Madeira Tore.

S'ha de tenir en compte, a l'hora de comparar-ho amb els resultats de la modelització, que l'interval de temps considerat és molt petit a escala geològica, sense saber el període del temps de recurrència de les falles de la regió i, per tant, en quina part del cicle sísmic ens trobem.

CAPÍTOL 5

**ESTRUCTURA I**

**RESISTÈNCIA LITOSFÈRICA**



## 5. ESTRUCTURA I RESISTÈNCIA LITOSFÈRICA

Tal com s'ha descrit en el primer capítol, per a calcular el camp de velocitats i la distribució d'esforços, és necessari conèixer quina és la geometria i la resistència de la litosfera. Per tant, caldrà determinar els gruixos de l'escorça i el mantell litosfèric i la distribució de temperatures en fondària. Aquests càlculs són aproximats i només tenen valor per a conèixer les variacions laterals de la resistència litosfèrica.

La geometria i resistència de la litosfera es troben assumint que els quatre paràmetres, flux de calor superficial, elevació, i gruixos cortical i litosfèric ( $Q_{sup}$ ,  $e$ ,  $s$  i  $L$ , respectivament), estan relacionats amb la condició d'isostàsia local i l'equació d'equilibri tèrmic. L'elevació sempre és la dada millor determinada, mentre que el coneixement del gruix cortical i el flux de calor superficial depèn de la zona en qüestió. El gruix litosfèric és un paràmetre força difícil de determinar, i depèn tant de les tècniques emprades com de la pròpia definició de litosfera. Cal recordar que en aquest treball s'utilitza la litosfera tèrmica. A la Península i als seus marges s'han realitzat perfils sísmics i treballs de modelització de gravimetria i geoide que permeten determinar el gruix cortical (apartat 4.3.2). L'absència d'aquests treballs més a l'oest, cap a l'Atlàntic, obliga a utilitzar els valors observats de flux de calor i els valors deduïts de l'edat litosfèrica (mitjançant el model de placa prima de *Parsons & Sclater*, 1977) (apartat 4.3.3). Addicionalment, per a relacionar aquestes quatre variables, s'han de fixar els valors de les densitats i els paràmetres tèrmics (conductivitat tèrmica i producció de calor).

En aquest capítol s'explica com s'han relacionat aquestes quatre variables i com coneixent-ne dues es troben les altres dues. D'aquesta forma s'obté la geometria de la litosfera i, considerant uns paràmetres reològics determinats, la seva resistència. Donat que la regió d'estudi comprèn tant litosfera continental com oceànica, es comentarà quines diferències s'obtenen respecte el seu comportament. Finalment es discutirà el rang de valors del número d'Argand resultant d'aquests càlculs.

### 5.1 Mètode que relaciona l'elevació, el flux de calor superficial i els gruixos cortical i litosfèric

Un dels més antics principis físics de la geologia és la isostàsia (*Airy*, 1855; *Pratt*, 1859; *Dutton*, 1889), una senzilla relació entre l'elevació de la superfície i la flotabilitat de la litosfera sobre l'astenosfera. Aquesta relació és l'aplicació del principi d'equilibri hidrostàtic d'Arquimedes, on les capes més superficials de la terra són rígides (litosfera) i floten sobre un fluid no viscos (astenosfera). S'assumeix que, a gran escala, les forces flexurals són negligibles (*Lachenbruch & Morgan*, 1990). Sota aquestes hipòtesis,

l'elevació de la superfície de la terra és una mesura de la flotabilitat de la litosfera, la qual depèn, alhora, dels gruixos i densitats de l'escorça i el mantell litosfèric. La densitat mitjana de l'escorça es considera una constant coneguda mentre que la densitat del mantell litosfèric depèn de la temperatura.

Segons *Lachenbruch & Morgan* (1990) l'elevació sobre el nivell del mar ( $e$ ), ve determinada per la densitat mitjana de la litosfera ( $\rho_l$ ), densitats de l'astenosfera ( $\rho_a$ ) i de l'aigua ( $\rho_w$ ), el gruix litosfèric ( $L$ ) i un valor  $H_0$  (Fig. 5-1). Aquest valor  $H_0$  és la fondària sota el nivell del mar d'una columna astenosfèrica descarregada.

Com a columna de referència *Lachenbruch & Morgan* (1990) van utilitzar la que correspon a una dorsal oceànica, utilitzant els paràmetres  $\rho_a=3200 \text{ kg/m}^3$ ,  $\rho_l=2800 \text{ kg/m}^3$ ,  $L=5500 \text{ m}$ ,  $\rho_w=1000 \text{ kg/m}^3$  i  $e=-2500 \text{ m}$ , obtenen un valor  $H_0=2400 \text{ m}$ . Fetes totes aquestes consideracions, la relació de l'elevació queda:

$$(5.1) \quad \begin{aligned} e &= \frac{\rho_a - \rho_l}{\rho_a} L - H_0 && \text{per } e \geq 0 \\ e &= \frac{\rho_a}{\rho_a - \rho_w} \left( \frac{\rho_a - \rho_l}{\rho_a} L - H_0 \right) && \text{per } e < 0 \end{aligned}$$

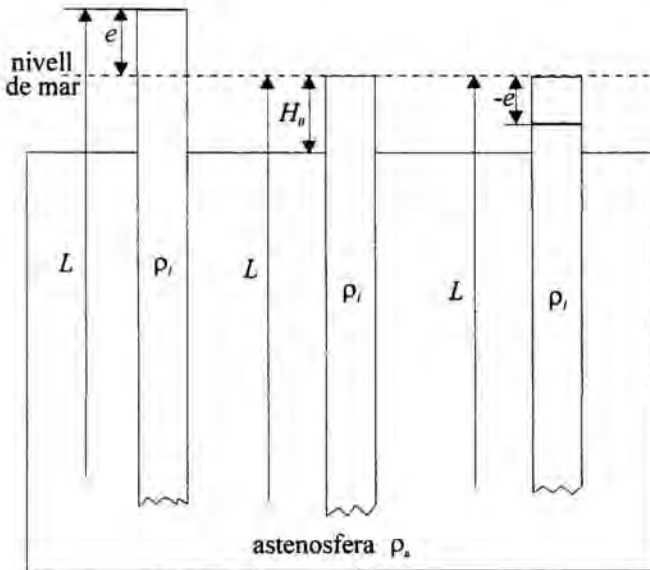


Fig. 5-1- Model de compensació isostàtica segons *Lachenbruch & Morgan* (1990). Relació del balanç de massa per una columna litosfèrica, amb densitat mitjana  $\rho_l$  i gruix  $L$ , suspesa a l'astenosfera de densitat  $\rho_a$ .  $H_0$  s'ha calculat prenent com a columna de referència una dorsal oceànica.

Aquests valors estan relacionats amb la geoterma a través del gruix litosfèric (fondària a la que es troba la isoterma  $T_a$ ) i de la densitat mitjana de la litosfera de la forma,

$$(5.2) \quad \rho_l = \frac{\rho_c s + \rho_m h_m}{L}$$

on  $h_m = (L-s)$  és el gruix del mantell litosfèric i la seva densitat mitjana ( $\rho_m$ ) depèn de la temperatura segons la relació,

$$(5.3) \quad \rho_m = \rho_a \left( 1 + \frac{\alpha}{2} (T_a - T_{moho}) \right)$$

sent  $T_{moho}$  la temperatura a la base de l'escorça i  $\alpha$  el coeficient d'expansió tèrmica al mantell litosfèric.

Tenint en compte la relació de la densitat mitjana a la litosfera amb les densitats i gruixos de l'escorça i el mantell litosfèric (5.2), de l'equació (5.1) es pot aïllar el gruix cortical de la forma,

$$(5.4) \quad \begin{aligned} s &= \frac{\rho_a}{\rho_a - \rho_c} \left( e - \frac{\rho_a - \rho_m}{\rho_a} h_m - H_0 \right) && \text{per } e \geq 0 \\ s &= \frac{\rho_a}{\rho_a - \rho_c} \left( \frac{\rho_a - \rho_w}{\rho_a} e - \frac{\rho_a - \rho_m}{\rho_a} h_m - H_0 \right) && \text{per } e < 0 \end{aligned}$$

Per a calcular la densitat del mantell litosfèric i el seu gruix, cal conèixer la temperatura en fondària, que es troba a partir de l'equació d'equilibri tèrmic, assumint estat estacionari,

$$(5.5) \quad -K \frac{d^2 T}{dz^2} = H$$

on  $K$  és la conductivitat tèrmica i  $H$  la producció radiogènica de calor. S'ha considerat una producció radiogènica decreixent exponencialment en fondària a l'escorça,  $H_c = H_{sup} \cdot \exp(-z/b)$  (valors grans de  $b$  simularien el cas constant), i constant al mantell litosfèric,  $H_m$ . D'aquesta forma l'equació (5.5) es pot resoldre analíticament, sent  $z$  la coordenada vertical mesurada des de la superfície de la litosfera, positiva en fondària,

$$(5.6) \quad \begin{aligned} T_c(z) &= T_{sup} + \frac{1}{K_c} \left[ (Q_{sup} - H_{sup} \cdot b)z + H_{sup} \cdot b^2 \left( 1 - \exp\left(-\frac{z}{b}\right) \right) \right] && \text{per } z \leq s \\ T_m(z) &= T_{moho} + \frac{Q_{moho}}{K_m} (z-s) - \frac{H_m}{2 \cdot K_m} (z-s)^2 && \text{per } z > s \end{aligned}$$

on els subíndexs  $c$  i  $m$  es refereixen als valors a l'escorça i al mantell litosfèric respectivament;  $T_{sup}$  és la temperatura a la superfície ( $z=0$ ); i  $T_{moho}$  i  $Q_{moho}$  són la temperatura i el flux de calor a la base de l'escorça ( $z=s$ ) i, venen donades per,

$$T_{moho} = T_{sup} + \frac{1}{K_c} \left[ (Q_{sup} - H_{sup} \cdot b) s + H_{sup} \cdot b^2 \left( 1 - \exp\left(-\frac{s}{b}\right) \right) \right]$$

$$Q_{moho} = Q_{sup} - H_{sup} \cdot b \left( 1 - \exp\left(-\frac{s}{b}\right) \right)$$

D'aquesta forma es té relacionada la geometria litosfèrica amb la distribució de temperatures. Les variables que es relacionaran a partir de les expressions anteriors seran els gruixos cortical i litosfèric, l'elevació i el flux de calor superficial. Conegudes dues d'elles, les altres quedaran fixades. Aquest fet possibilita la utilització de diferents parells d'observables en funció de la seva disponibilitat i qualitat a les diferents zones de la regió d'estudi. L'elevació és la variable més extensament coneguda i millor determinada i, per tant serà una de les variables independents utilitzada per a tota la regió d'estudi. L'altra variable independent serà el flux de calor superficial o el gruix cortical, depenent de la zona que es tracti. El gruix litosfèric és una variable difícil de determinar experimentalment. Per tant, com a variables conegudes s'han utilitzat dues parelles de dades: l'elevació i el flux de calor superficial ( $e$  i  $Q_{sup}$ ), o l'elevació i el gruix cortical ( $e$  i  $s$ ). En ambdós casos les variables dependents s'han calculat seguint un mètode iteratiu que es descriu a continuació.

### 5.1.1 (1) elevació i flux de calor superficial com a variables independents

En aquest cas es tracta de trobar el gruix cortical i litosfèric, tenint com a observables coneguts l'elevació i el flux de calor superficial ( $e$  i  $Q_{sup}$ ). Es parteix d'un gruix cortical inicial per trobar la distribució de temperatures en fondària i el gruix litosfèric, equacions (5.6). La densitat mitjana del mantell litosfèric, es calcula a partir de les equacions (5.3) i (5.2). Per definició, el gruix litosfèric serà aquella fondària a la que la temperatura assoleix el valor  $T_a$ . Un cop es tenen aquests valors, amb l'equació (5.1) es troba quina seria l'elevació associada ( $e_{associada}$ ) i es compara amb l'observada ( $e$ ). Amb l'elevació observada es calcula un nou gruix cortical, equació (5.4), amb el que es torna a buscar la geoterma i d'aquí, de nou, l'elevació associada. Aquest procés es segueix fins que l'elevació associada convergeix amb l'observada. Es considera que l'elevació ha convergit quan

$$(5.7) \quad \frac{e - e_{associada}}{e} < 0.001$$

A la (Fig. 5-2) es descriu aquest mètode de forma esquemàtica.

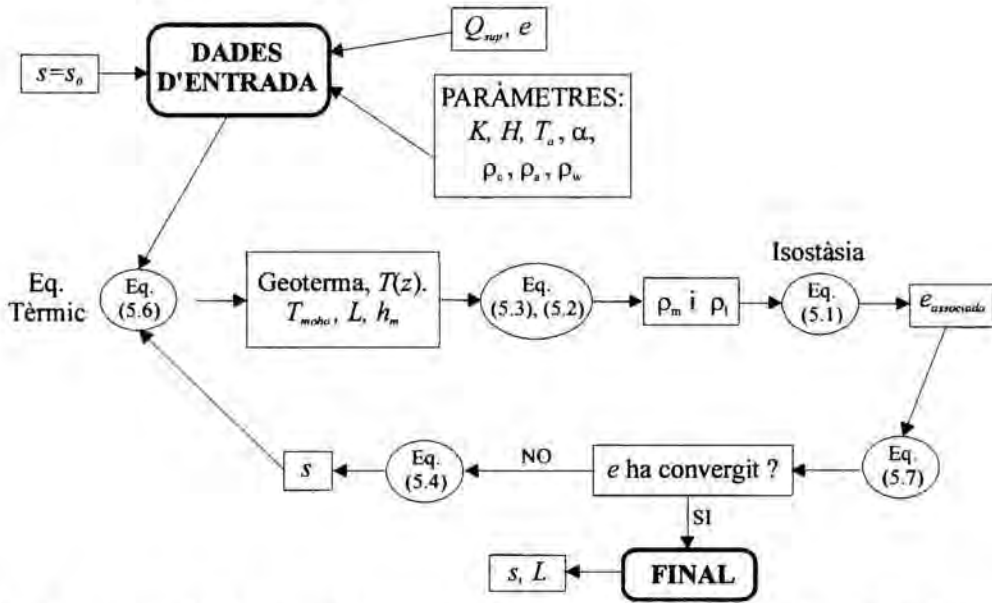


Fig. 5-2- Diagrama de flux per a trobar els gruixos cortical i litosfèric ( $s, L$ ) coneixent l'elevació i el flux de calor superficial ( $e, Q_{sup}$ ).

**5.1.2 (2) elevació i gruix cortical com a variables independents**

En aquest cas es desconeix la distribució tèrmica de la litosfera i, per tant, es tracta de trobar la geoterma que ajusti millor els dos observables, elevació i gruix cortical ( $e, s$ ). El mètode consisteix en considerar un flux de calor superficial inicial i trobar la geoterma associada (equació (5.6)) que, aleshores, proporcionarà un gruix i una densitat del mantell litosfèric. Si el flux de calor superficial considerat fos l'adequat, els dos termes,  $ec$  i  $em$ , haurien de coincidir,

$$\begin{aligned}
 & ec = e - \frac{\rho_a - \rho_c}{\rho_a} s + H_0 && \text{per } e \geq 0 \\
 \text{o} & ec = \frac{\rho_a - \rho_w}{\rho_a} e - \frac{\rho_a - \rho_c}{\rho_a} s + H_0 && \text{per } e < 0 \\
 & em = \frac{\rho_a - \rho_m}{\rho_a} h_m
 \end{aligned}$$

El terme  $em$  és la contribució del mantell litosfèric sobre l'elevació, i serà el que s'haurà de modificar per tal d'ajustar l'elevació observada. Si  $ec > em$  indica que el gruix del mantell litosfèric ha de ser major i això s'aconsegueix disminuint el flux de calor superficial. En el cas contrari,  $ec < em$ , caldrà augmentar el flux de calor superficial. Aquest nou flux de calor permet trobar una nova geoterma i repetir el mateix procés, fins que els dos termes convergeixin. En aquest treball s'ha considerat que la convergència és bona quan  $|ec - em| < 25$  m.

## 5.2 Determinació de l'estructura litosfèrica

Un cop feta tota la recopilació de les dades, s'ha observat que el coneixement del gruix cortical i del flux de calor superficial varia segons les zones. A la Península Ibèrica i a tots els seus marges hi han estudis que combinen dades sísmiques amb anàlisis gravimètrics i determinen el gruix cortical (capítol 4.3.2); per tant, s'han utilitzat l'elevació i el gruix cortical com a variables independents (apartat 5.1.2). En canvi, tant a Àfrica com a l'oest del meridià 15°W, no hi han dades de gruix cortical i, per tant, s'han utilitzat com a variables independents l'elevació i el flux de calor superficial (apartat 5.1.1).

El càlcul de les quatre variables dependents ( $e$ ,  $Q_s$ ,  $s$  i  $L$ ) necessiten d'un coneixement previ de determinats paràmetres, com ara les densitats i constants tèrmiques. Els paràmetres que s'han utilitzat són els de la Taula 5-1. Els valors assignats a la conductivitat tèrmica i a la producció de calor estan basats en resultats obtinguts per Cabal (1993) i Fernández *et al.* (1998a) a partir de mesures realitzades en mostres rocoses del nord-oest de la Península Ibèrica.

La producció radiogènica de calor és entre un i dos ordres de magnitud més gran en els materials de l'escorça continental superior que en els de l'escorça continental inferior i oceànica. Utilitzant mesures en roques granítiques, Cabal (1993) conclou que els materials de l'escorça continental superior tenen uns valors de producció radiogènica de calor compresos entre 0.9 i 3.6  $\mu\text{W}/\text{m}^3$ , mentre que per als de l'escorça inferior dona valors de 0.3  $\mu\text{W}/\text{m}^3$ . Per tal de tenir en compte aquesta disminució de la producció radiogènica de calor amb la fondària, en aquest treball s'ha considerat un decreixement exponencial. L'estructura litosfèrica resultant dependrà força del valor de la producció de calor, i aquest és considerablement diferent entre l'escorça oceànica i la continental; per tant, s'ha utilitzat una producció de calor superficial dependent de l'elevació (Taula 5-1).

Per a la conductivitat tèrmica, Fernández *et al.* (1998a) obtenen els valors més elevats per als granits, entre 3.2 i 3.0  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Les roques sedimentaries presenten valors entre 2.2 i 2.5  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Mentre que al mantell litosfèric assigna un valor de 3.2  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . D'acord amb aquestes dades, s'han utilitzat uns valors mitjos per a l'escorça i el mantell litosfèric de 3.0 i 3.2  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ .

Per a les densitats s'ha utilitzat un valor mig per a l'escorça de 2780  $\text{kg}/\text{m}^3$  i, per a l'astenosfera de 3200  $\text{kg}/\text{m}^3$ . En el cas del mantell litosfèric, la densitat mitjana depèn de la temperatura segons la relació (5.3), amb un coeficient d'expansió tèrmica de  $3.5 \cdot 10^{-5} \text{K}^{-1}$ .

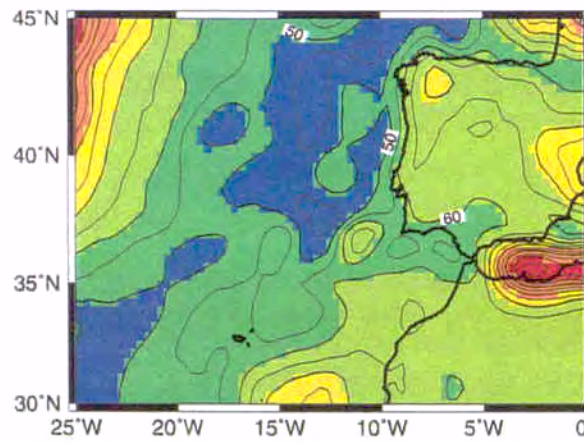
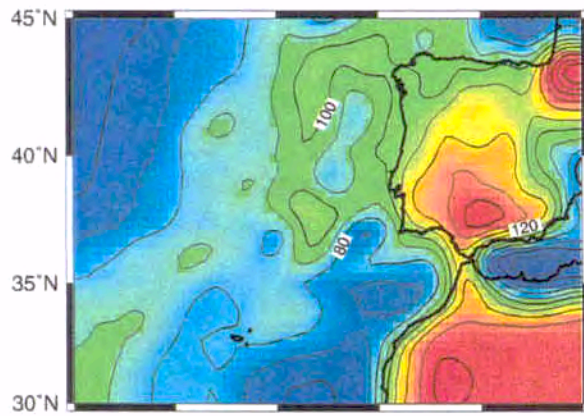
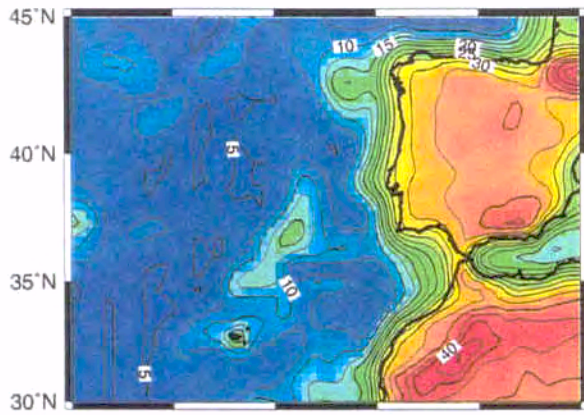
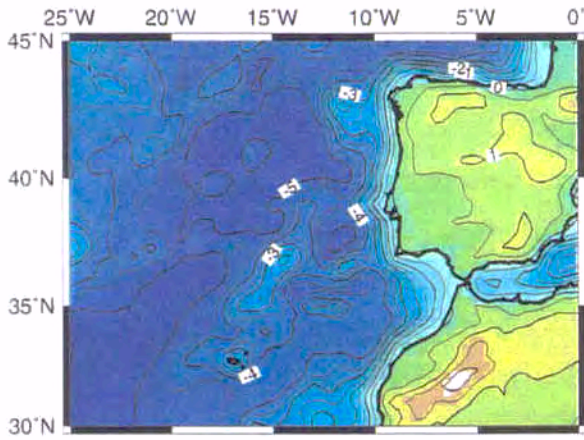
$\rho_c$	densitat cortical	2780 kg m <sup>-3</sup>
$\rho_a$	densitat de l'astenosfera	3200 kg m <sup>-3</sup>
$\rho_w$	densitat de l'aigua	1032 kg m <sup>-3</sup>
$\alpha$	coeficient d'expansió tèrmica al mantell	3.5 10 <sup>-5</sup> K <sup>-1</sup>
$K_c$	conductivitat tèrmica a l'escorça	3.0 W m <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup>
$K_m$	conductivitat tèrmica al mantell litosfèric	3.2 W m <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup>
$T_{sup}$	temperatura a la superfície ( $z=0$ )	0°C
$T_a$	temperatura a la base de la litosfera ( $z=L$ )	1300°C
$H_{sup}$	producció radiogènica de calor superficial:	
	si $0 \leq e$	2.5 10 <sup>-6</sup> W m <sup>-3</sup>
	si $-500 \text{ m} \leq e < 0$	1.25 10 <sup>-6</sup> W m <sup>-3</sup>
	si $e < -500 \text{ m}$	0.625 10 <sup>-6</sup> W m <sup>-3</sup>
$b$	coef. exponencial de la producció de calor cortical	15000 m
$H_m$	producció radiogènica de calor al mantell litosfèric	0 W m <sup>-3</sup>
$g$	acceleració gravitacional	9.8 m s <sup>-2</sup>
PARÀMETRES DE CÀLCUL		
$n, m, nz$	nombre de punts horitzontals ( $x, y, z$ )	(51, 51, 881)
$Dx, Dy, Dz$	discretització espacial ( $x, y, z$ )	(55597, 42312, 250) m

**Taula 5-1. Paràmetres utilitzats per al càlcul de la geometria litosfèrica i la distribució de temperatures. La producció de calor a l'escorça,  $H_c = H_{sup} \cdot \exp(-z/b)$ , s'ha pres diferent en funció de la batimetria.**

La Fig. 5-3 mostra els resultats obtinguts de l'estructura litosfèrica, elevació, gruixos cortical i litosfèric i flux de calor superficial.

Els valors més petits de gruix cortical (~5 km) es troben a les zones oceàniques abissals mentre que, al voltant de les illes Açores, el gruix cortical augmenta fins a valors de ~12 km. Aquesta tendència coincideix amb la que segueix l'anomalia de Bouguer (Fig. 5-4), on s'observa una anomalia molt positiva allongada en direcció NNE-SSO, la qual disminueix cap a la dorsal Medio-Atlàntica i el marge Ibèric. El gruix litosfèric segueix la tendència inversa; és a dir, amb valors mínims a prop de la dorsal i engruixint-se fins a la mateixa franja NNE-SSO. Aquest fet s'ajusta bé amb les dades del geoide reduït (Fig. 4-5), amb una alçada geoidal positiva a la dorsal Medio-Atlàntica disminuint aquesta fins a valors negatius amb el mínim orientat NNE-SSO a l'alçada de la falla de Glòria. Aquest aprimament litosfèric cap a la dorsal, ve acompanyat d'un augment del flux de calor superficial.

**Fig. 5-3- (Pàgina següent): Model litosfèric resultant de considerar isostàsia local i equilibri tèrmic: elevació (isolínies cada 0.5 km), gruix cortical (isolínies cada 2.5 km), gruix litosfèric (isolínies cada 10 km) i flux de calor superficial (isolínies cada 5 mW/m<sup>2</sup>). El gruix litosfèric i el flux de calor superficial han estat filtrats amb un filtre rectangular de 200 km d'amplada.**





El sector de l'est de la zona Açores-Gibraltar és molt més irregular, reflectint-se tant en el geoide com l'anomalia gravimètrica (Fig. 4-5). En general els alts batimètrics tenen associada un major gruix cortical (Madeira-Tore, Banc de Galícia, illa de Madeira), que es corresponen bé amb els mínims d'anomalia de Bouguer (Fig. 5-4). No és el cas del Banc de Gorringe, on l'anomalia de Bouguer és positiva i se sap que no existeix l'arrel cortical que caldria esperar observant la seva batimetria. Introduint un material d'alta densitat a poca fondària sota el Banc de Gorringe s'explicaria l'anomalia gravimètrica positiva, però això implicaria que el Banc de Gorringe no està en equilibri isostàtic (Purdy, 1975; Bergeron & Bonnin, 1991). Molts arguments afirmen que aquesta regió és i ha estat durant molt de temps sotmesa a deformació i, segons les estimacions d'aquests autors, els valors dels esforços verticals que es requereixen per suportar l'equilibri mecànic no suposen cap dificultat física (Minster & Jordan, 1978; Bergeron & Bonnin, 1991). Al fixar la fondària a la Moho i el fet que el model consideri compensació isostàtica, fa que resulti un gruix litosfèric força prim ( $\sim 70$  km) i un flux de calor superficial elevat ( $\sim 80$  mW/m<sup>2</sup>) a la zona del Banc de Gorringe.

Els majors gruixos tant litosfèric com cortical es troben a les Bètiques, Pirineus i a l'Atlas. En el mar d'Alboran, el fort aprimament litosfèric, és necessari per explicar l'elevat flux de calor mesurat ( $\sim 120$  mW/m<sup>2</sup>) (Polyak *et al.*, 1996).

Diversos experiment sísmics indiquen que el gruix cortical de l'Atlas és d'uns 40 km a la part més interna i 35 km als Atlas exteriors (Sandvol *et al.*, 1996), aprimant-se cap el marge Atlàntic fins uns 24 km (Makris *et al.*, 1985; Wigger *et al.*, 1992).

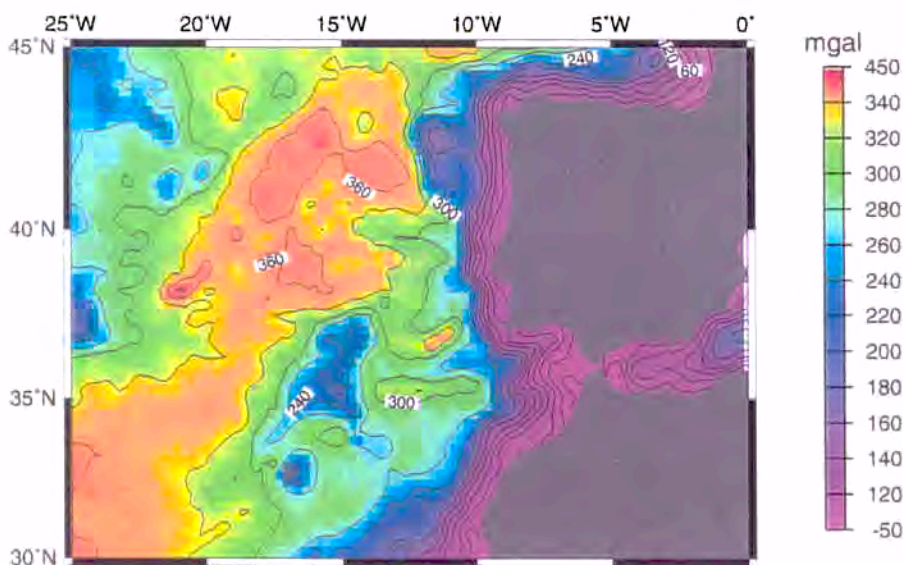


Fig. 5-4- Anomalia de Bouguer calculada segons un model 1-D a partir de l'anomalia d'aire lliure (Fig. 4-5), substituint l'aigua per sediments d'una densitat de  $2670$  kg/m<sup>3</sup>. Isolínies cada 30 mgal.

### 5.3 Resistència litosfèrica ( $F_{Lit}$ ) i número d'Argand ( $Ar$ )

Com ja s'ha comentat, el càlcul de les variacions laterals de la resistència litosfèrica requereix el coneixement previ del gruix cortical i de la distribució de temperatures a la litosfera. La resistència litosfèrica s'ha calculat a partir de l'envoltant d'esforços utilitzant, com a paràmetres reològics, els donats per *Lynch & Morgan* (1987), (Taula 1-1).

La zona d'estudi inclou tant litosfera continental com oceànica. No obstant, atès que el gruix de l'escorça oceànica és molt petit, l'efecte de considerar valors d'escorça oceànica o continental no té pràcticament cap influència. Així doncs, s'utilitzen els mateixos paràmetres reològics continentals tant a terra com a mar.

Ja que es tracta d'una àrea que majoritàriament es troba sota compressió, finalment s'ha considerat pel càlcul de l'esforç fràgil la  $\beta_{compressió}$  de la Taula 1-1. S'observa que el valor de la resistència litosfèrica segueix bastant la tendència del gruix litosfèric, més concretament el mantell litosfèric. Això és així ja que aquesta és la part més resistent de la litosfera i, per tant, la que tindrà un major efecte sobre  $F_{Lit}$ .

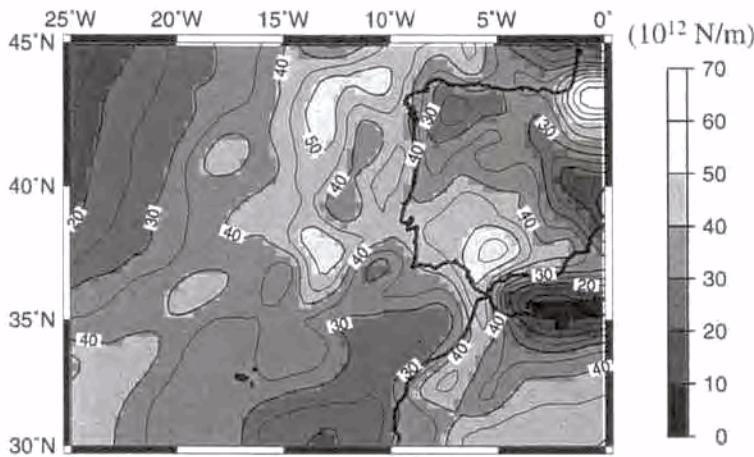


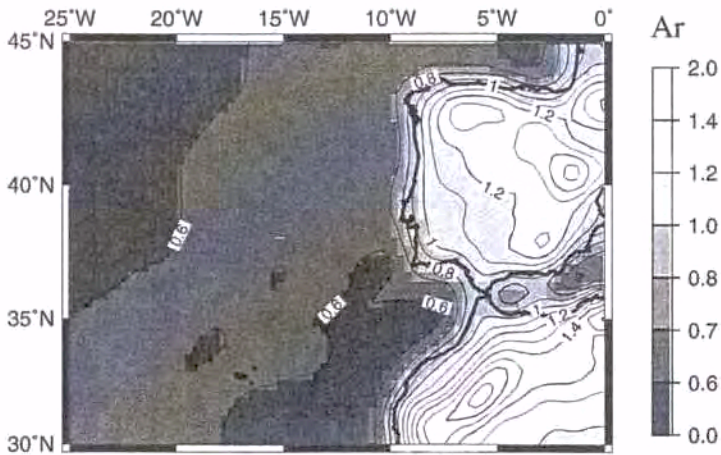
Fig. 5-5- Resistència litosfèrica del model de la Fig. 5-3 amb uns paràmetres reològics segons *Lynch & Morgan* (1987) (Taula 1-1). Isolínies cada  $5 \cdot 10^{12}$  N/m.

Com ja s'ha vist, existeix una relació entre la resistència litosfèrica i el número d'Argand, equació (1.14),

$$Ar = \frac{g\rho_c(1 - \rho_c / \rho_m)\sqrt{2}^{\left(\frac{1}{n}-1\right)} L^2}{F_{Lit}}$$

Coneixent els gruixos litosfèrics i la seva resistència es pot saber quin valor d'Argand li correspon a cada punt, el que dona idea de quines són les zones que poden suportar un major contrast en el gruix cortical (Fig. 5-6). S'observa que el número d'Argand no segueix la mateixa forma del gruix del mantell litosfèric com en el cas de la resistència litosfèrica. El número d'Argand és una relació, tant del gruix litosfèric com de

la seva resistència. A mar, al tractar-se, en general, d'una litosfera molt prima i resistent, el número d'Argand és més petit que 1, indicant que té una viscositat molt elevada i pot suportar grans variacions del gruix cortical. Per contra, els valors més grans d'Argand corresponen a l'Atlas i l'interior de la Península Ibèrica.



**Fig. 5-6-** Número d'Argand del model litosfèric trobat als apartats anteriors (Fig. 5-3 i Fig. 5-5). Isolínies cada 0.1.

## CAPÍTOL 6

# **LÍMIT DE PLAQUES ACTUAL EN EL SEGMENT AÇORES- GIBRALTAR. DISTRIBUCIÓ D'ESFORÇOS, DEFORMACIÓ I POLS DE ROTACIÓ**

## 6. LÍMIT DE PLAQUES ACTUAL EN EL SEGMENT AÇORES-GIBRALTAR. DISTRIBUCIÓ D'ESFORÇOS, DEFORMACIÓ I POLS DE ROTACIÓ

En els capítols anteriors s'han determinat les propietats geomètriques i tèrmiques de la litosfera, en una àmplia zona que conté el límit de les plaques Africana i Eurasiàtica a l'oest de la Península Ibèrica. Aquesta estructura litosfèrica s'ha utilitzat per a conèixer les variacions laterals de la viscositat i resistència litosfèrica.

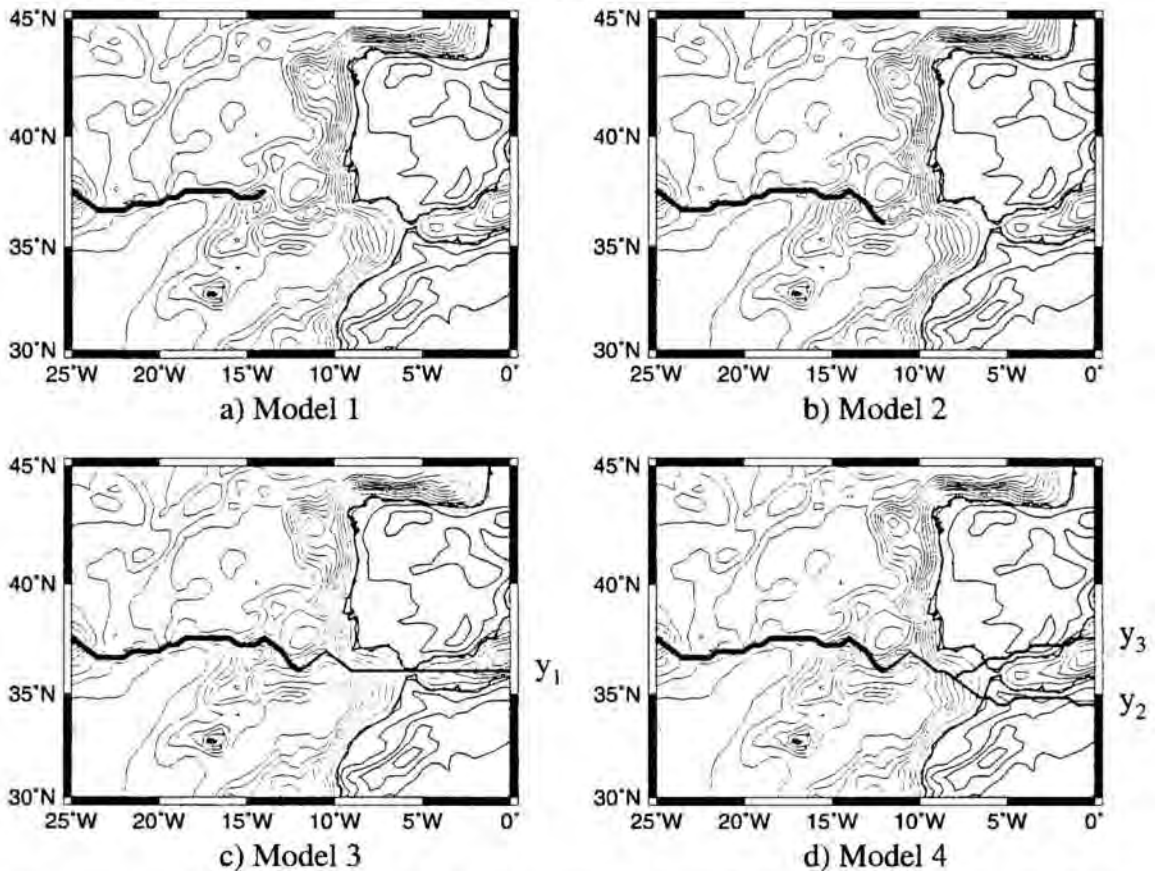
Els objectius d'aquest capítol són, per una banda estudiar la possible geometria, resistència i deformació del límit de plaques entre Àfrica i Euràsia a la zona d'Açores-Gibraltar i, per l'altra, la cinemàtica entre ambdues plaques definida per diversos pols de rotació, proposats per diferents autors. Per fer això s'ha utilitzat la metodologia descrita en els primers capítols d'aquest treball, tot i que en aquest cas s'ha considerat el model en estat estacionari, és a dir, s'estudien les deformacions infinitesimals actuals. S'utilitza l'aproximació de la placa prima (programa *UHURU*) per al càlcul de la distribució del camp de velocitats, direccions d'esforços i deformacions actuals. Aquest mètode considera que la litosfera es comporta com un material viscos, la deformació del qual dependrà de la seva geometria i temperatura. El límit de placa es defineix com una zona més dèbil; és a dir, amb una viscositat menor on es pot acomodar una major deformació. El pol de rotació serà el que determinarà les condicions de contorn per, a partir d'aquestes, poder fer el càlcul de les velocitats a l'interior de la zona seleccionada.

Els resultats es compararan amb els observables que es disposen: a) velocitats de deformació obtingudes a partir dels terratrèmols; b) mesures de direccions d'esforços; i c) direccions de les velocitats relatives entre les dues plaques a la zona Açores-Gibraltar.

### 6.1 Possibles límits de placa

Com ja s'ha comentat en els capítols anteriors, el límit entre les plaques Africana i Eurasiàtica a l'est de 13°W no està ben determinat, variant la seva posició i geometria segons els autors. Això ha portat a que es consideressin diferents geometries per al límit de plaques (pe: Purdy, 1975; Grimison & Chen, 1986; Buforn et al., 1988; Argus et al., 1989; Pierce & Barton, 1991; Ribeiro et al., 1996, Morel & Meghraoui, 1996). Per a la simulació numèrica, aquest límit de plaques s'ha definit amb un conjunt de nodes en els que la seva resistència és menor a la que caldria esperar segons la seva estructura litosfèrica. L'amplada del límit de plaques és d'un sol node i la distància entre el nodes en latitud és de 43 km (Taula 5-1); per tant, s'està considerant una zona de debilitat d'uns 43 km d'amplada.

S'han estudiat cinc models, un primer sense definir cap límit de placa i, els altres quatre, amb geometries diferents d'aquest límit entre les plaques Africana i Eurasiàtica al segment entre Açores i Gibraltar, (Fig. 6-1):



**Fig. 6-1- Models assajats de límit de plaques. En els Models 3 i 4 les latituds de les posicions  $y_1 = 36.1^\circ\text{N}$ ,  $y_2 = 34.5^\circ\text{N}$  i  $y_3 = 37.5^\circ\text{N}$ , mesurat en quilòmetres amb l'origen a la latitud de  $30^\circ\text{N}$  es troben a 590, 805 i 1000 km respectivament. En els Models 3 i 4 el límit de placa de l'oest (línia més gruixuda) és més dèbil que el de l'est (més prima). El Model 0 és aquell que no té cap zona de debilitat.**

- **Model 0:** No es defineix cap límit de plaques o zona de debilitat. Serà el model de referència a partir del qual es compararà la influència de considerar el límit de plaques.
- **Model 1:** Es considera el segment del límit de plaques que està ben determinat per sismicitat i batimetria, des d'Açores fins a la longitud de  $14^\circ\text{W}$  (Laughton & Whitmarsh, 1974; Grimison & Chen, 1986).
- **Model 2:** Alguns autors identifiquen la prolongació del límit de plaques cap a l'est fins al Banc de Gorringe, passant pel nord de la serralada de Madeira-Tore, (Buforn et al., 1988; Argus et al., 1989; Pierce & Barton, 1991). S'estudiarà la influència d'allargar el límit de plaques, experimentant un canvi bruscat en l'orientació, fins el Banc de Gorringe.

- **Model 3:** Segons *Morel & Meghraoui* (1996) el límit de placa a l'est del Gorringe, és una zona de 50-100km d'amplada que creua l'estret de Gibraltar i el mar d'Alboran fins al Tell-Atlas. L'objectiu d'aquest model és veure la influència d'un límit senzill entre Ibèria i Àfrica.
- **Model 4:** Algunes interpretacions de l'evolució del mar d'Alboran i el sistema Rif-Bètiques, inclouen en els seus esquemes una migració cap a l'oest de la microplaca d'Alboran (*Andrieux et al.*, 1971) o del domini d'Alboran (*Balanyá & García-Dueñas*, 1987). El moviment cap a l'oest és una conseqüència directa del moviment de convergència entre les plaques Africana i Eurasiàtica, causant un efecte tectònic d'escapada de la regió d'Alboran (*Tapponier*, 1977). Segons aquests autors el domini d'Alboran, entre les Bètiques i el Rif, pot actuar com un bloc independent. En aquest últim model és vol estudiar la influència d'un límit de plaques doble, que afecta el sud de la Península Ibèrica (Bètiques) i el nord d'Àfrica (Rif i Tell-Atlas).

El fet que el límit de plaques a litosfera oceànica estigui molt més marcat que a l'àrea continental, ha fet que es consideressin diferents valors per a reduir la resistència al límit de plaques a l'oest i a l'est de 13°W.

## 6.2 Condicions de contorn. Pol de rotació

Tal com s'ha explicat en el capítol 2, per a la resolució de les equacions diferencials cal imposar unes condicions al contorn del domini, i així poder calcular el camp de velocitats a l'interior de la placa litosfèrica. Per a calcular la distribució de velocitats cal fixar una de les plaques i conèixer el moviment relatiu de l'altra. En aquest treball s'ha considerat com a referència la placa Eurasiàtica, al nord-est de la Península Ibèrica. El mètode seguit per a tenir en compte la rotació d'Àfrica ha sigut considerar la posició i velocitat angular del seu pol de rotació, referent a Euràsia. Aquests varien depenent dels autors (apartat 4.3.4); en aquest treball se n'han considerat 5, els més utilitzats i que presenten majors diferències entre ells (Fig. 6-2 a). S'ha de tenir en compte que el càlcul d'aquests pols de rotació s'ha fet considerant plaques rígides i, en canvi, en aquest treball s'està assumint que la litosfera es deforma com un material viscos. El fet que la utilització del pol de rotació sigui només per a determinar les velocitats als contorns del model, no comporta cap restricció important que aquest s'hagi calculat suposant les plaques rígides. Per altra banda, un model de plaques rígides no permet la deformació intraplaca, i se sap que en aquesta zona la deformació intraplaca és important (*Udias & Buforn*, 1991), proposant-se fins i tot un moviment independent d'Ibèria (*Albarelló et al.*, 1995). El fet de considerar que la litosfera té un comportament viscos, permetrà fer una estimació de la deformació intraplaca.

### 6.2.1 Càlcul de les velocitats a partir dels pols de rotació

Donat un pol de rotació, amb posició  $(x_p, y_p)$  i velocitat angular ( $\omega$ ), considerant una geometria plana es pot trobar la velocitat,  $\vec{v} = (u, v)$ , en qualsevol punt  $(x, y)$  segons la relació,

$$u = -\omega \cdot (y - y_p) \quad \text{i} \quad v = \omega \cdot (x - x_p)$$

on la velocitat angular,  $\omega$ , és positiva en sentit antihorari, i  $(x, y)$  són positives cap a l'est i al nord, respectivament.

S'ha de tenir en compte que la Terra està formada per capes esfèriques, no sent el mateix la rotació d'una placa plana que la d'un casquet esfèric. Aquestes diferències tenen importància a grans distàncies del pol de rotació (majors a 3000 km) on, en el cas de geometria plana, les velocitats resultants són més elevades. El fet que el pol de rotació sigui força proper al contorn del model, fa que aquesta aproximació planar no suposi un problema important.

### 6.2.2 Condicions de contorn aplicades

En el domini del model hi intervenen dues plaques i el que es pretén és estudiar el moviment d'una respecte l'altra, considerant la placa Eurasiàtica com a fixa. La zona d'interès és al voltant del límit de plaques, quedant els contorns del model suficientment lluny com per a que no influeixin les condicions que s'hi apliquen.

Les condicions de contorn que s'imposen són de velocitat o esforç, depenent de la posició o orientació del contorn del model. Així, es diferencien els quatre contorns del model:

#### 1. Contorn nord del model

Aquest contorn del model pertany tot ell a la placa Eurasiàtica, podent considerar-se que a partir d'aquesta latitud les velocitats ja són les de la part estable d'aquesta placa. Per tant, al prendre's com a sistema de referència Euràsia, aquest contorn quedarà fixat. És a dir, el moviment relatiu a la placa Eurasiàtica del contorn nord serà nul,  $\vec{v} = \vec{0}$  ( $u = 0, v = 0$ ).

#### 2. Contorn oest del model

El contorn occidental del model està influenciat per la presència de la dorsal Medio-Atlàntica. Per tant, s'ha considerat una condició de contorn lliure per tal de permetre que les velocitats resultants del model siguin compatibles amb els pols de rotació, els quals inclouen la cinemàtica associada a les zones de divergència de plaques de la dorsal Atlàntica.



$$\bar{\tau}_{xy} = 0 \quad \text{i} \quad \bar{\tau}_{xx} = 0 \quad \Rightarrow \quad \dot{\varepsilon}_{xy} = 0 \quad \text{i} \quad \dot{\varepsilon}_{xx} = 0$$

D'aquesta forma s'evita que s'hagi de marcar amb la condició de contorn la transició de la placa Africana a l'Eurasiàtica, al llarg de la dorsal Atlàntica (punt triple d'Açores), variant el camp de velocitats de forma natural de sud a nord del model.

### 3. Contorn sud del model

El contorn meridional del model es troba completament a l'interior de la placa Africana, per tant està totalment controlat pel seu moviment de rotació. Coneguda la posició del pol ( $x_p, y_p$ ) i la seva velocitat angular ( $\omega$ ) es pot calcular quines serien les velocitats al contorn del model (apartat 6.2.1). Com ja s'ha comentat a l'apartat 4.3.4 s'han estudiat cinc pols de rotació proposats per diferents autors (Fig. 6-2 a).

### 4. Contorn est del model

El contorn oriental del model pertany a la placa Eurasiàtica i a l'Africana, on hi actuen condicions cinemàtiques diferents. El contorn del model que pertany a la placa Eurasiàtica ha d'estar fixat, ja que forma part de la placa de referència, per tant  $\bar{v} = \bar{0}$ ; el pertanyent a la placa Africana tindrà una velocitat dependent del pol de rotació. El problema que es planteja és que en aquesta zona no es coneix per on va el límit entre les dues plaques; és a dir, no està clar on es produeix el canvi de velocitat o condició de contorn. S'han realitzat molts estudis tant geològics com geofísics per explicar l'evolució geodinàmica d'aquesta complexa zona de contacte entre les dues plaques (*Olivet et al.*, 1984; *Dewey et al.*, 1989), incloent models que involucren un origen de rere-arc (*back-arc*), delaminació mantèlica, col·lapse extensional i *rifting* (*Zeck et al.*, 1992; *Royden*, 1993; *García-Dueñas et al.*, 1992; *Docherty & Banda*, 1995; *Dewey* 1988; *Vissers et al.*, 1995; *Cloetingh et al.*, 1992). Tot i que, fins ara cap d'aquests models ha estat analitzat amb èxit per a ajustar les dades tant en superfície com profundes. Segons les condicions tectòniques proposades per diferents autors i el tipus de límit de placa considerat, s'han adoptat condicions de contorn diferents per a la zona de transició entre les dues plaques.

Els Models 1, 2 i 3 no tenen en compte una bifurcació del límit de plaques a l'est del Golf de Cadis, passant-se directament de les condicions de contorn de la placa Africana a l'Eurasiàtica. Així en aquests models s'han aplicat les condicions CCE1 de la Taula 6-1, la rotació de la placa africana arriba fins a la latitud de 36.1°N ( $y_l$ , Fig. 6-1) i al nord d'aquesta el contorn est del model és fix. Per al Model 3 l'amplada de la zona de transició és la distància entre els nusos en latitud de la malla de discretització, 43 km (*Morel & Meghraoui*, 1996).

<b>CCE1</b>	si $0 < y \leq y_1$	velocitats degudes al pol de rotació.
Models 0, 1, 2 i 3	si $y > y_1$	contorn fix, $\bar{v} = \vec{0}$ .
<b>CCE2</b>	si $0 < y < y_2$	$\bar{v}$ deguda al pol de rotació.
Model 4a		a. Lliure d'esforços, $\dot{\epsilon}_{xx} = \dot{\epsilon}_{yy} = 0$
Model 4b	si $y_2 \leq y < y_3$	b. $\bar{v}$ cap a l'oest ( $u = -3$ mm/any, $v = 0$ )
Model 4c		c. $\bar{v}$ deguda al pol de rotació en el punt $y_2$ .
	si $y \geq y_3$	contorn fix, $\bar{v} = \vec{0}$ .

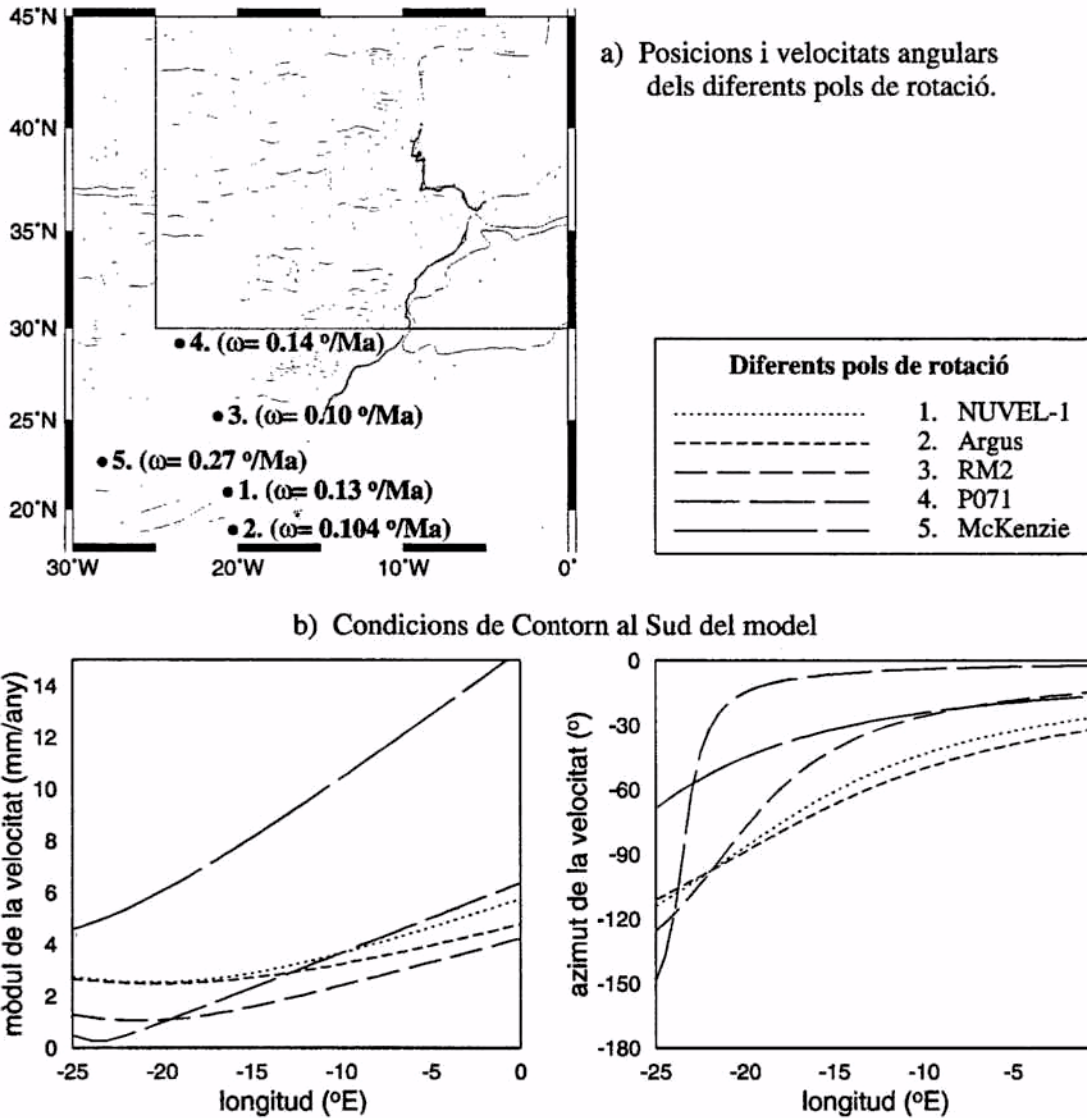
**Taula 6-1. Diferents condicions de contorn aplicades al límit oriental del model: CCE1, CCE2a, CCE2b i CCE2c. Els valors de  $y_1$ ,  $y_2$  i  $y_3$ , són els definits a la Fig. 6-1,  $y_1=36.1^\circ\text{N}$ ,  $y_2=34.5^\circ\text{N}$  i  $y_3=37.5^\circ\text{N}$ .**

La majoria d'autors proposen una zona de transició ampla, que discorre des del nord d'Àfrica fins al sud de la Península Ibèrica (*Seber et al.*, 1996; *Lonergan & White*, 1997), indicant alguns autors, un moviment independent cap a l'oest de la microplaca d'Alboran (*Andrieux et al.*, 1971). Per a simular aquestes condicions tectòniques s'ha adoptat el Model 4 (límit de plaques doble a l'est del Golf de Cadis) i, depenent de les condicions cinemàtiques proposades per diferents autors, les condicions al contorn oriental del model seran **CCE2a**, **CCE2b**, i **CCE2c** (Taula 6-1). Així, s'han aplicat tres condicions cinemàtiques diferents entre les latituds  $34.5^\circ\text{N}$  i  $37.5^\circ\text{N}$  ( $y_2$  i  $y_3$ ):

- Lliure d'esforços. No s'imposa cap velocitat, sinó que es deixa que evolucioni lliurement, depenent de les velocitats al nord i al sud de la zona de transició entre les dues plaques. Aquestes condicions fan que el límit de plaques es trobi predominantment al nord d'Àfrica, fent que el domini d'Alboran es deformi per arrossegament.
- Velocitat relativa a Euràsia cap a l'oest de 3 mm/any (*Andrieux et al.*, 1971), considerant un moviment independent del domini d'Alboran (*Balanyá & García-Dueñas*, 1987). Per tant, existirà un límit de plaques pel nord d'Àfrica i un altre pel sud de la Península Ibèrica.
- Velocitat del pol de rotació d'Àfrica en el punt  $y_2$ . Indicadors cinemàtics suggereixen una convergència NO o ONO a la zona de les Bètiques (*Dewey et al.*, 1989; *Lonergan et al.*, 1994; *Platt et al.*, 1995). D'aquesta forma es considera que el domini d'Alboran té un moviment nord-oest relatiu a Euràsia, degut a la convergència d'Àfrica, situant el límit entre les dues plaques a la zona de les Bètiques.

Per a definir el moviment relatiu entre Àfrica i Euràsia s'han considerat cinc possibles pols de rotació: 1. model global NUVEL-1 de *DeMets et al.*, 1990; 2. *Argus et*

al., 1989; 3. model global RM2 de *Minster & Jordan*, 1978; 4. model global P071 de *Chase*, 1978; 5. *McKenzie*, 1972, (Fig. 6-2).



**Fig. 6-2-** a) Posicions i velocitats angulars dels cinc pols de rotació utilitzats: 1. *DeMets et al.*, 1990; 2. *Argus et al.*, 1989; 3. *Minster & Jordan*, 1978; 4. *Chase*, 1978; 5. *McKenzie*, 1972. b) Mòdul de la velocitat i azimut (mesurat des del nord en sentit horari) aplicat al límit meridional del model d'acord amb els diferents pols de rotació.

La velocitat resultant al contorn meridional del model té una direcció aproximadament nord-oest a la zona més oriental del model, canviant cap a l'oest entre els 20-25°W, per passar a ser sud-oest al segment més occidental del límit de plaques (Fig. 6-2 b). Això vol dir que a l'est hi ha compressió en direcció NO-SE, aquesta es converteix progressivament en un moviment lateral fins que a l'oest de 23°W passa a haver-hi tensió en direcció NE-SO.

El fet que el pol de McKenzie estigui situat més a l'oest del contorn occidental del model, fa que no doni mai extensió. Per una altra banda, al ser el pol que es troba més allunyat i amb una velocitat angular major, les seves velocitats resultants al contorn meridional del model són molt elevades. El pol de rotació del model P071 és molt proper al contorn sud del model, pràcticament situat al seu límit occidental. Això fa que les velocitats a l'àrea més oriental tinguin una direcció pràcticament nord amb un mòdul més elevat que els altres (~6 mm/any), mentre que a l'oest la direcció és SSO amb velocitats molt petites ( $< 0.5$  mm/any).

Els models NUVEL-1, Argus i RM2 són els que passen d'una forma més suau de compressió a l'est del model a tensió a l'oest. Tot i que el model RM2 al trobar-se més proper al contorn sud del model passa d'una forma més ràpida, amb uns mòduls de les velocitats menors.

Com era d'esperar, el fet que el conjunt de dades utilitzat per al càlcul dels models NUVEL-1 i Argus hagi estat el mateix, fa que les velocitats resultants siguin similars.

### **6.3 Resultats d'UHURU**

Coneguda l'estructura litosfèrica i, per tant, les variacions laterals de la seva resistència, i adoptades les condicions al contorn del model, amb el programa *UHURU* s'obté un camp de velocitats horitzontal a tota l'àrea. Com ja s'ha comentat, es tracta de l'aproximació de placa prima que fa la mitjana vertical de la reologia i, considera que la litosfera es comporta com un material viscos depenent de la temperatura. En aquest cas només es té en compte una variació temporal infinitesimal per a calcular la distribució actual de velocitats i esforços. Això permet determinar les zones amb més o menys deformació, el règim tectònic predominant i les velocitats relatives entre les diferents zones.

Per a l'aplicació del model (*UHURU*) i el càlcul del camp de velocitats cal fixar una sèrie de paràmetres, part dels quals ja han estat utilitzats en el capítol anterior. Aquests paràmetres seran comuns per a tots els models estudiats en aquesta segona part del treball (Taula 6-2).

Atès que la resolució de les equacions s'ha fet mitjançant el mètode de les diferències finites (Capítol 2), els resultats s'obtidran en punts discrets del domini i, per a poder-los comparar amb els observables, caldrà fer interpolacions i càlculs estadístics. En aquest apartat s'explica com a partir de la distribució de velocitats horitzontal es troben les direccions d'esforços i les àrees amb màxima deformació, comparant aquests valors amb els observables recopilats.

$\rho_c$	densitat cortical	2780 kg m <sup>-3</sup>
$\rho_a$	densitat de l'astenosfera	3200 kg m <sup>-3</sup>
$\rho_w$	densitat de l'aigua	1032 kg m <sup>-3</sup>
$\alpha$	coeficient d'expansió tèrmica al mantell	3.5 10 <sup>-5</sup> K <sup>-1</sup>
$K_c$	conductivitat tèrmica a l'escorça	3.0 W m <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup>
$K_m$	conductivitat tèrmica al mantell litosfèric	3.2 W m <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup>
$T_{sup}$	temperatura a la superfície ( $z=0$ )	0°C
$T_a$	temperatura a la base de la litosfera ( $z=L$ )	1300°C
$H_{sup}$	producció radiogènica de calor superficial:	
	si $0 \leq e$	2.5 10 <sup>-6</sup> W m <sup>-3</sup>
	si $-500 \text{ m} \leq e < 0$	1.25 10 <sup>-6</sup> W m <sup>-3</sup>
	si $e < -500 \text{ m}$	0.625 10 <sup>-6</sup> W m <sup>-3</sup>
$b$	coef. exponencial de la producció de calor cortical	15000 m
$H_m$	producció radiogènica de calor al mantell litosfèric	0 W m <sup>-3</sup>
$g$	acceleració gravitacional	9.8 m s <sup>-2</sup>
$Q$	energia d'activació	470 kJ mol <sup>-1</sup>
$n$	exponent de la llei potencial	3
$\dot{\epsilon}_0$	velocitat de deformació de referència	3.17 10 <sup>-16</sup> s <sup>-1</sup>
$L_0$	gruix de referència de la litosfera	100 km
$R$	constant dels gasos	8.314 J mol <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup>
$\beta$	Factor de convergència de la velocitat	0.01
PARÀMETRES DE CÀLCUL		
$n, m, nz$	nombre de punts horitzontals ( $x, y, z$ )	(51, 51, 881)
$Dx, Dy, Dz$	discretització espacial ( $x, y, z$ )	(55597, 42312, 250) m
	Número màxim d'iteracions per al càlcul de la velocitat	50

**Taula 6-2- Paràmetres utilitzats per al càlcul del camp de velocitats amb el programa UHURU. Aquests paràmetres seran els mateixos per a tots els models estudiats.**

### 6.3.1 Direccions d'esforços i tipus de deformació

El tensor d'esforços depèn del camp de velocitats i la viscositat segons l'expressió definida en el capítol 1, (1.6),

$$(6.1) \quad \bar{\tau}_{ij} = 2\eta \dot{\epsilon}_{ij}, \quad i, j = 1, 2, 3$$

Tenint en compte la relació entre la velocitat de deformació i la distribució de velocitats horitzontals (1.7), les quatre components no nul·les del tensor d'esforços es determinaran a partir de,

$$\tau_{xx} = 2\eta \frac{\partial u}{\partial x}, \quad \tau_{xy} = \eta \left( \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right), \quad \tau_{yy} = 2\eta \frac{\partial v}{\partial y}, \quad \tau_{zz} = -2\eta \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$

Sempre existeixen unes direccions principals on els termes de la diagonal són els únics no nuls; és a dir, no hi han termes de cisalla. Degut a les aproximacions del mètode, un dels eixos principals és vertical, per tant només caldrà trobar les direccions dels dos eixos principals horitzontals ( $x', y'$ ). La direcció de l'eix principal ( $\theta$ ) és aquella tal que  $\tau_{x'y'} = 0$ ,

$$\operatorname{tg} 2\theta = \frac{2\tau_{xy}}{\tau_{xx} - \tau_{yy}}; \quad \text{si } \tau_{xx} = \tau_{yy} \quad \Rightarrow \quad \theta = 45^\circ$$

i els valors dels esforços principals,  $\tau_1$  i  $\tau_2$ , són (Turcotte & Schubert, 1982),

$$\tau_{1,2} = \frac{\tau_{xx} + \tau_{yy}}{2} \mp \left\{ \frac{(\tau_{xx} - \tau_{yy})^2}{4} + \tau_{xy}^2 \right\}^{1/2}$$

Per tant,  $\tau_1$  és l'esforç principal horitzontal més compressiu amb direcció  $\theta$ , i  $\tau_2$  l'altre esforç principal horitzontal perpendicular a  $\tau_1$ . Aquesta direcció ( $\theta$ ) és la que es comparà amb les dades del *World Stress Map (WSM97)*,  $\theta_{wsm}$  (apartat 4.3.5). En els punts on es tenen dades de la direcció d'esforç ( $\theta_{wsm}$ ), es calcularà el valor que dona el model interpolant amb la distància els valors dels quatre nodes més propers. Aquesta direcció de l'esforç més compressiu es compara amb la base de dades, i tenint en compte la qualitat de la dada s'obté la desviació mitjana de la màxima compressió,  $\Delta\theta$ ,

$$\Delta\theta = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^{ndat} [X_Q (\theta_{wsm} - \theta)]_k; \quad N = N_A X_A + N_B X_B + N_C X_C + N_D X_D + N_E X_E$$

on,  $ndat = 92$ , és el nombre total de dades del *WSM97* de la zona (capítol 4).  $X_Q$  és una funció pes que depèn de la qualitat de la dada; per una qualitat del tipus A (molt bona)  $X_A = 5$ ; qualitat B,  $X_B = 4$ ; qualitat C,  $X_C = 3$ ; qualitat D,  $X_D = 2$ ; i qualitat E,  $X_E = 1$ ;  $N_i$  és el nombre de dades de qualitat  $i$ .

El fet que no existeixi una gran quantitat de dades i que en molts casos es tracti de valors molt locals, fa que les desviacions, fins i tot en els casos més favorables, sigui relativament elevada, podent ser major a  $30^\circ$  (Bird, 1998).

El règim tectònic a cada punt (deformació normal, cisalla o inversa) es troba seguint el mateix criteri explicat a l'apartat 4.3.5.

### 6.3.2 Velocitat de deformació i coeficient de correlació

A l'apartat 4.3.6, s'ha explicat com a partir dels terratrèmols i les seves magnituds es pot trobar una velocitat de deformació sísmica,  $\dot{\epsilon}_{sismica}$ . Aquest valor el compararem amb la velocitat de deformació resultant del model. Prèviament però, és necessari transformar el tensor velocitat de deformació en un escalar, que serà la velocitat de deformació principal màxima.

Donat que ja es coneixen els esforços principals i les viscositats, el càlcul de les velocitats de deformació principals resulta immediat amb la relació (6.1), obtenint els tres termes  $\dot{\epsilon}_1$ ,  $\dot{\epsilon}_2$  i  $\dot{\epsilon}_z$ . Així, la màxima velocitat de deformació serà,

$$\dot{\epsilon} = \text{màxim} (|\dot{\epsilon}_1|, |\dot{\epsilon}_2|, |\dot{\epsilon}_z|) = \frac{1}{2} \cdot (|\dot{\epsilon}_1| + |\dot{\epsilon}_2| + |\dot{\epsilon}_z|)$$

sent aquest valor el que es relacionarà amb la velocitat de deformació sísmica.

Com ja s'ha comentat en l'apartat 4.3.6, no es volen comparar el valors absoluts, sinó els relatius. Això s'aconsegueix definint un coeficient de correlació ( $cc$ ) entre les dues variables,  $\dot{\epsilon}_{sismica}$  i  $\dot{\epsilon}$ ,

$$cc = \frac{\sum_{i=1}^N (\dot{\epsilon}_i - \bar{\dot{\epsilon}}) \cdot ((\dot{\epsilon}_{sismica})_i - \bar{\dot{\epsilon}_{sismica}})}{\left[ \left( \sum_{i=1}^N (\dot{\epsilon}_i - \bar{\dot{\epsilon}})^2 \right) \cdot \left( \sum_{i=1}^N ((\dot{\epsilon}_{sismica})_i - \bar{\dot{\epsilon}_{sismica}})^2 \right) \right]^{1/2}}$$

on  $N$  és el número de punts de la malla a l'interior del model,  $(n-1) \cdot (m-1)$ . Els valors possibles d'aquest coeficient varia entre 0 i 1. El cas  $cc = 1$ , implicaria una correlació perfecta, la qual no es podrà assolir mai, ja que s'està correlacionant la velocitat de deformació total amb la sísmica.

### 6.3.3 Moviments relatius en el límit de plaques

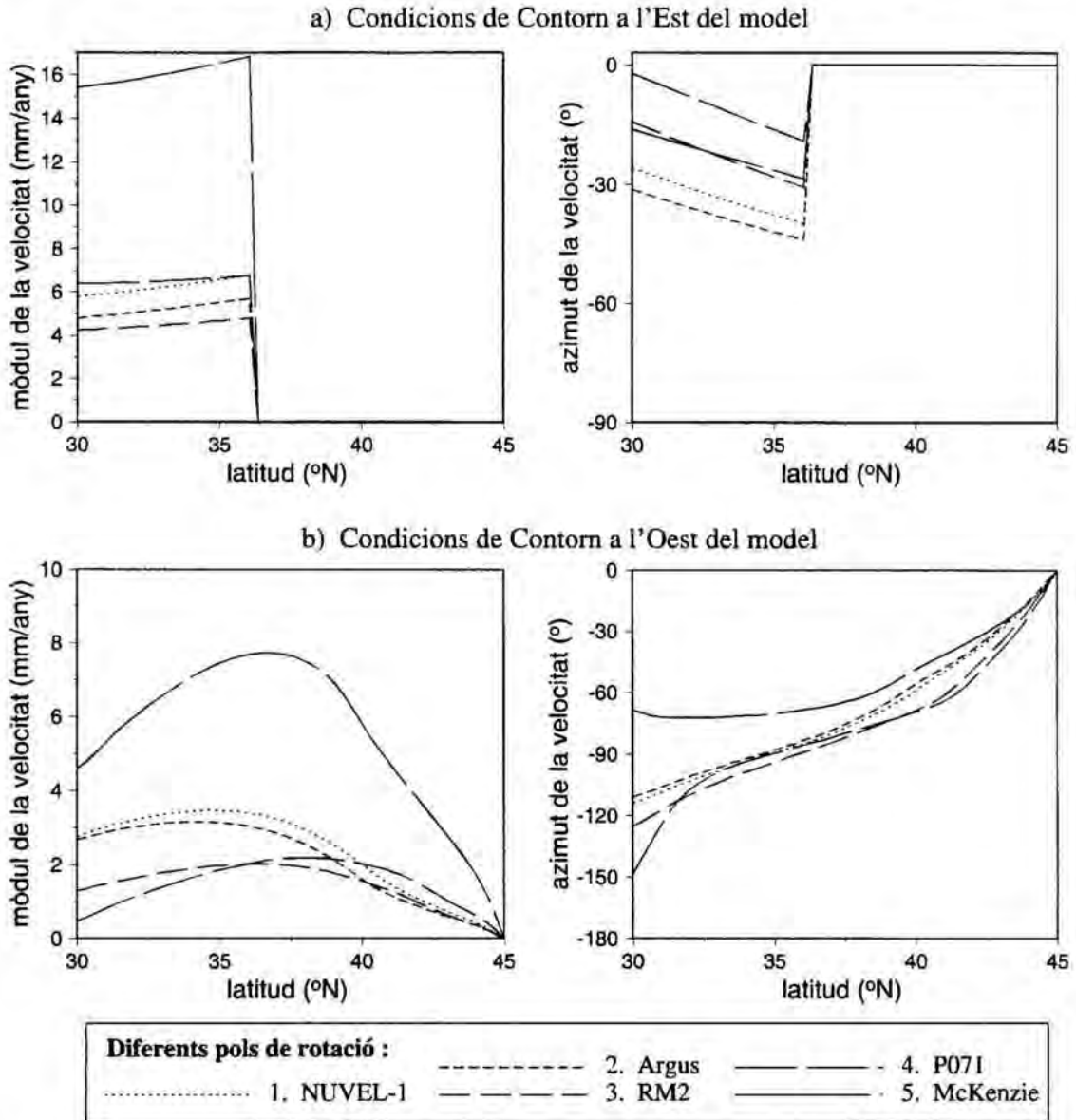
Els observables disponibles del moviment relatiu entre la placa Eurasiàtica i l'Africana, és a dir, la diferència entre les velocitats just al nord i al sud del límit de plaques, venen representats a la Fig. 4-10.

Les velocitats calculades amb el programa *UHURU*, són el resultat de considerar que la litosfera es deforma com un material viscos, sent totes aquestes velocitats referents a la part estable d'Euràsia. Les velocitats al nord i al sud del límit de plaques s'han trobat fent una mitjana de les velocitats existents en una franja de 500 km d'amplada a cada costat d'aquest límit de plaques. La diferència entre les dues velocitats donarà la velocitat relativa entre Euràsia i Àfrica sobre el límit de plaques. Aquests valors s'han calculat a tots els punts on es tenen dades (Fig. 4-10). S'ha buscat la desviació en l'orientació ( $\Delta v$ ), entre la velocitat calculada a partir d'*UHURU* i l'observada, fent una mitjana ponderada de les desviacions tenint en compte l'error associat per a cada observable (Taula 4-3).

## 6.4 Model 0, sense límit de plaques Àfrica-Euràsia

El primer que s'ha fet és estudiar el comportament d'aquest domini sense definir-hi cap zona de debilitat o límit de plaques. Això s'utilitzarà per a comparar amb els altres models i conèixer l'efecte de considerar el límit de plaques.

Al contorn oriental del model no s'ha considerat una zona de transició en les condicions de contorn, per tant, s'han aplicat les condicions CCE1 (Taula 6-1). Les velocitats s'han variat d'acord amb el pol de rotació considerat (Fig. 6-3a). A les figures Fig. 6-2b i Fig. 6-3a, s'observa que les direccions i mòduls de la velocitat aplicada als contorns sud i est del model, és força diferent depenent del pol de rotació considerat.



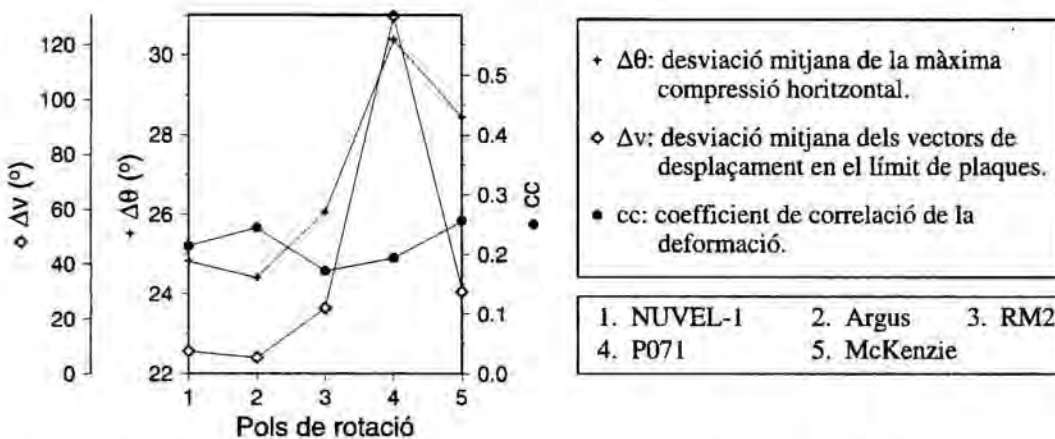
**Fig. 6-3-** Mòdul de la velocitat i azimuth (mesurat des del nord en sentit horari) amb la latitud, pels cinc pols de rotació considerats, segons les condicions de contorn CCE1, que s'aplica als contorns: a) est del model, i b) a l'oest del model.

El fet que les condicions de contorn que s'apliquin no siguin les mateixes, fa que s'obtinguin diferents distribucions del camp de velocitat. Això portarà a que les direccions dels esforços principals horitzontals variïn considerablement, obtenint-se diferents valors per a la desviació mitjana de la màxima compressió ( $\Delta\theta$ ). A la Fig. 6-4 està representada aquesta desviació per a cada pol de rotació. A la mateixa figura es veu



que la desviació del moviment relatiu entre les dues plaques ( $\Delta v$ ) segueix el mateix comportament que les direccions dels esforços. Segons aquests resultats, els pols que ajusten millor, tant el camp d'esforços mesurats, com el moviment relatiu entre les dues plaques, són el pol del model NUVEL-1 i el de l'*Argus et al.* (1989). En canvi, el coeficient de correlació de la màxima deformació ( $cc$ ) en tots els casos pren pràcticament el mateix valor ( $\sim 0.2$ , Fig. 6-4). Això és així ja que el que es comparen són valors relatius, no absoluts.

Al contorn occidental del model les condicions imposades han estat d'esforços ( $\bar{\tau}_{xy} = \bar{\tau}_{xx} = 0$ ), per tant, les velocitats resultants en aquest contorn dependran de la distribució existent a l'interior del model (Fig. 6-3b). Segons aquestes velocitats, s'observa que hi ha un canvi gradual en la direcció de la velocitat, passant de sud-oest a nord-oest a l'augmentar la latitud. Això no es compleix en el cas del pol de rotació de *McKenzie*, ja que, tal com s'ha comentat anteriorment, les condicions aplicades al contorn meridional del model, segons aquest pol de rotació, sempre tenen una direcció nord-oest, no existint tensió a la part occidental del contorn sud. El mòdul de la velocitat creix amb la latitud fins als 35 o 39°N, i després torna a disminuir arribant a la latitud de 45°N amb una velocitat nul·la. Aquest canvi de sud-oest a nord-oest de les velocitats ja suggereix l'existència de dues plaques diferents, amb el límit entre els 35 i els 39°N.



**Fig. 6-4-** Desviació mitjana de la màxima compressió ( $\Delta\theta$ ), coeficient de correlació de la deformació ( $cc$ ) i desviació mitjana dels moviments relatius entre les dues plaques ( $\Delta v$ ), per a cada un dels cinc pols de rotació considerats.

### 6.5 Models 1 i 2, límit de placa a la litosfera oceànica

En els Models 1 i 2 s'ha assajat l'efecte d'un límit entre les plaques Africana i Eurasiàtica, a la part oceànica. El Model 1 es correspon al límit de plaques ben determinat (*Laughton & Whitmarsh, 1974; Grimison & Chen, 1986*), mentre que el Model 2 es basa en una prolongació d'aquest límit fins al Banc del Gorringe, proposada

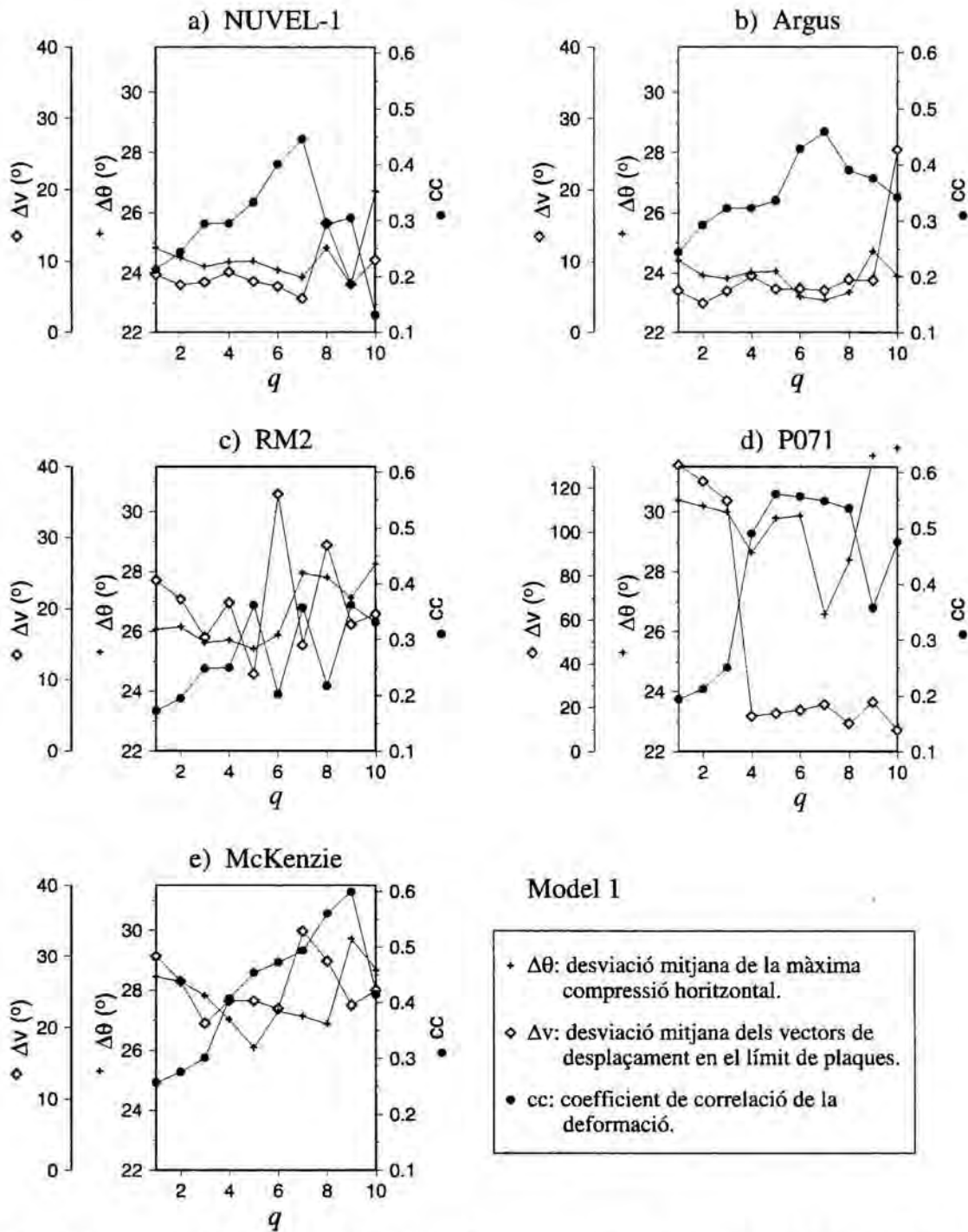
per alguns autors (*Bufo* *et al.*, 1988; *Argus et al.*, 1989; *Pierce & Barton*, 1991) (Fig. 6-1). L'objectiu d'aquest apartat és el de poder determinar la resistència que li correspon al límit de plaques en el domini oceànic, la distribució de la velocitat de deformació, i el règim tectònic al llarg d'aquest segment del límit de plaques.

Les condicions de contorn aplicades són les mateixes que les utilitzades en el Model 0, CCE1 (Taula 6-1). Tot i que en l'apartat anterior s'ha vist que els pols de rotació que millor ajusten les dades de direccions d'esforços i velocitats són els pols proposats per *Argus et al.* (1989) i el model global NUVEL-1, s'ha estudiat el comportament litosfèric amb la zona de fractura per als cinc pols proposats. Això permetrà estudiar l'efecte del límit de plaques, depenent de la rotació considerada d'Àfrica respecte Euràsia, i veure com aquest pot variar les condicions neotectòniques.

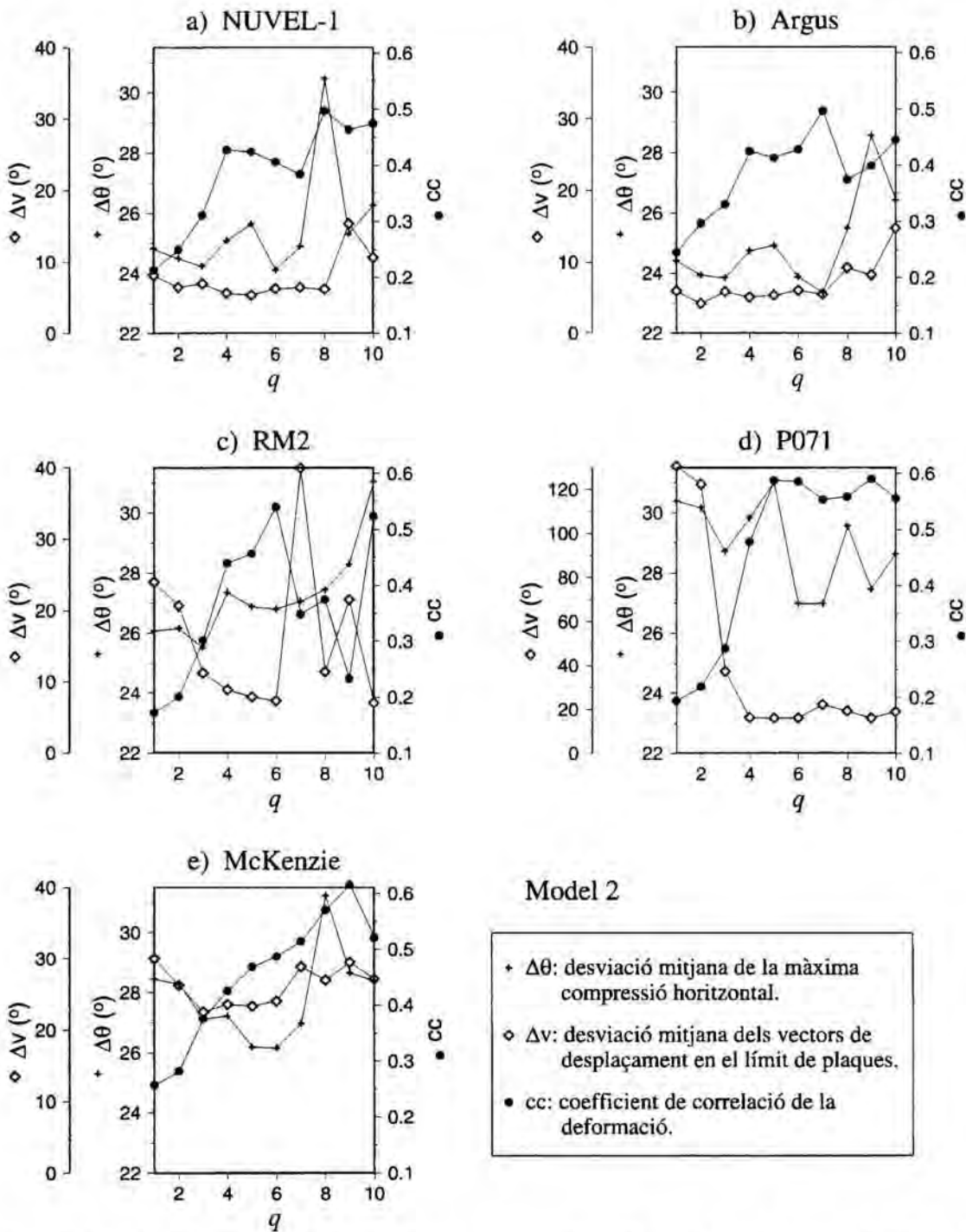
La zona de debilitat s'ha definit assignant-li una resistència més petita a la que li correspondria segons la seva geometria i distribució tèrmica. Això s'ha fet considerant un quocient de falla ( $q$ ), de tal manera que tots els nodes que es troben sobre el límit de placa la seva resistència es divideix per aquest quocient de falla. Aquests valors oscil·len entre 2 i 10. Valors superiors a 10 produeixen desajustos molt grans respecte les dades.

Per a cada model es calculen les desviacions de les direccions dels esforços horitzontals, les desviacions de les direccions de les velocitats relatives i la correlació de la màxima deformació. A la Fig. 6-5 es representa la dependència d'aquests valors amb el quocient de falla, per al Model 1 i per a cada pol proposat. Els pols del model P071 i el de McKenzie segueixen sense ajustar les direccions dels esforços principals i dels moviments relatius al límit de placa, tot i que, en el cas del pol P071 s'obté una clara millora en les direccions relatives entre les dues plaques,  $\Delta v$ . El pol resultant del model RM2 aconsegeix un millor ajust en les direccions de màxima compressió, però no en els moviments relatius entre les dues plaques i el seu coeficient de correlació de la velocitat de deformació sempre és menor a 0.4. Amb els pols del model NUVEL-1 i el proposat per *Argus* s'obté el millor ajust de les direccions dels esforços principals i de les velocitats relatives entre la placa Eurasiàtica i l'Africana, i en tots dos casos s'obté la màxima correlació amb la sismicitat quan  $q=7$ . Finalment, el millor ajust dels tres paràmetres ( $\Delta\theta$ ,  $cc$  i  $\Delta v$ ) s'aconsegueix amb un quocient de falla de 7 i el pol de rotació proposat per *Argus et al.* (1989).

L'efecte de considerar el límit de plaques fins el Gorringe (Fig. 6-6) és que la màxima deformació tingui una millor correlació amb la determinada a partir dels terratrèmols. També en aquest cas el millor quocient de falla és el 7 i el pol de rotació d'*Argus et al.* (1989).



**Fig. 6-5-** Desviació mitjana de la màxima compressió ( $\Delta\theta$ ), coeficient de correlació de la deformació ( $cc$ ) i desviació mitjana dels moviments relatius entre les dues plaques ( $\Delta v$ ), respecte diferents quocients de falla ( $q$ ) i amb un límit de plaques a litosfera oceànica (Model 1). Els resultats són diferents depenent del pol de rotació considerat: a) NUVEL-1, DeMets et al., 1990; b) Argus et al., 1989; c) RM2, Minster & Jordan, 1978; d) P071, Chase, 1978; e) McKenzie, 1972.



**Fig. 6-6-** Desviació mitjana de la màxima compressió ( $\Delta\theta$ ), coeficient de correlació de la deformació (cc) i desviació mitjana dels moviments relatius entre les dues plaques ( $\Delta v$ ), respecte diferents quocients de falla ( $q$ ) i amb un límit de plaques fins al Goringe (Model 2). Els resultats són diferents depenent del pol de rotació considerat: a) NUVEL-1, DeMets et al., 1990; b) Argus et al., 1989; c) RM2, Minster & Jordan, 1978; d) P071, Chase, 1978; e) McKenzie, 1972.

Atès que el pol de rotació que millor ajusta aquests paràmetres és el d'Argus, s'ha comprovat la distribució d'esforços i el camp de velocitats obtinguts en el Model 1 i Model 2 per aquest pol de rotació (Fig. 6-7 i Fig. 6-8).

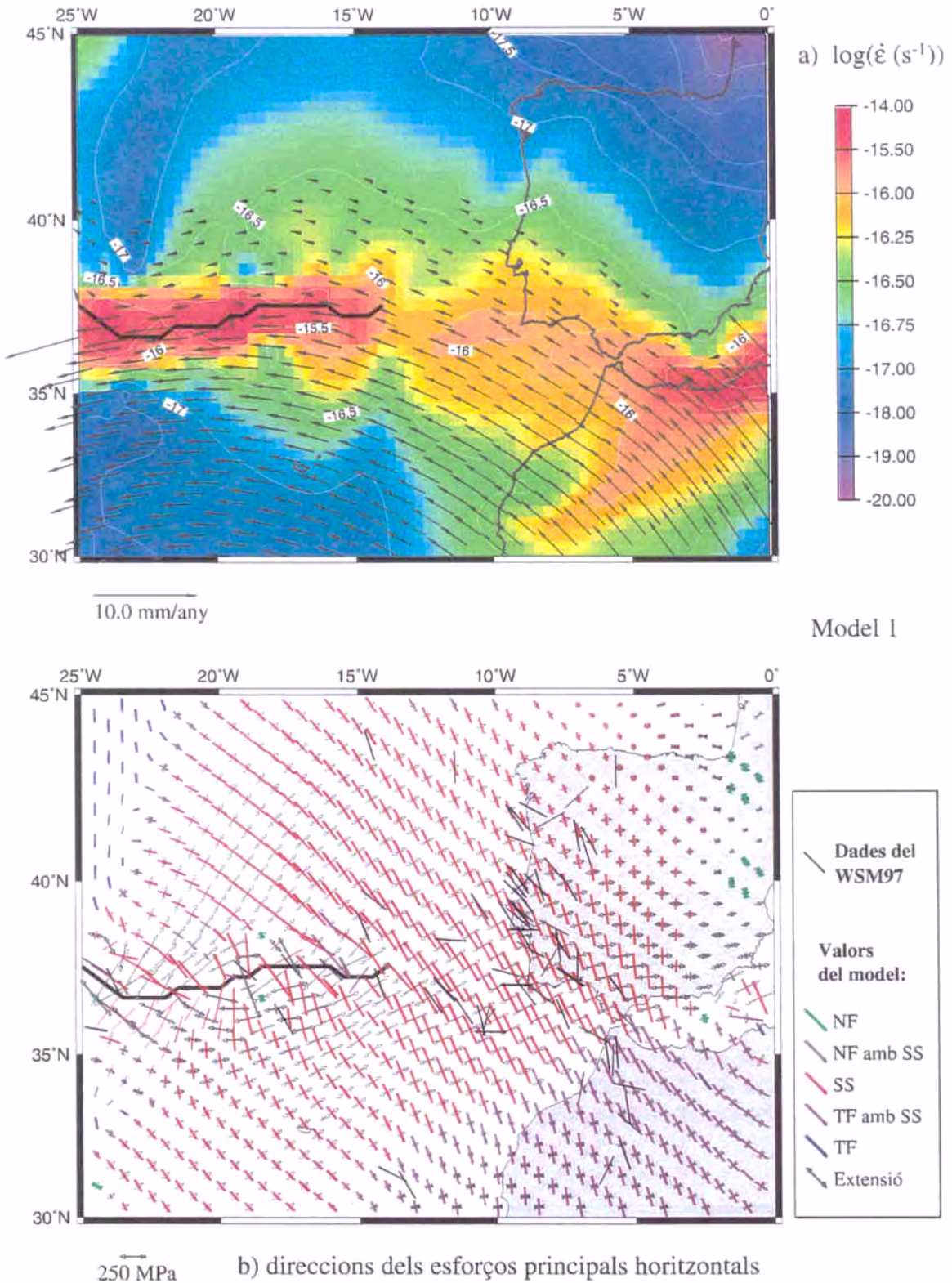
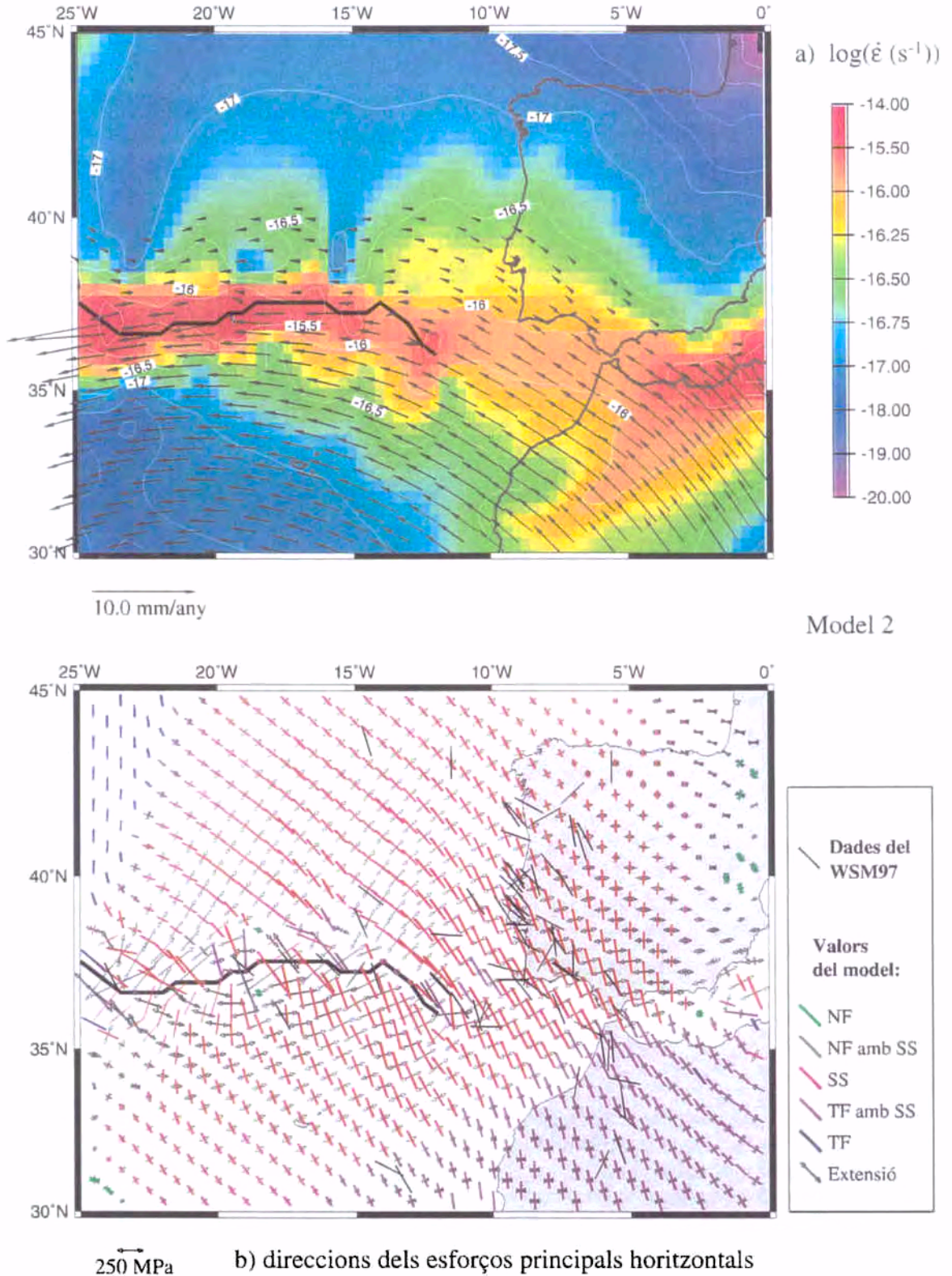


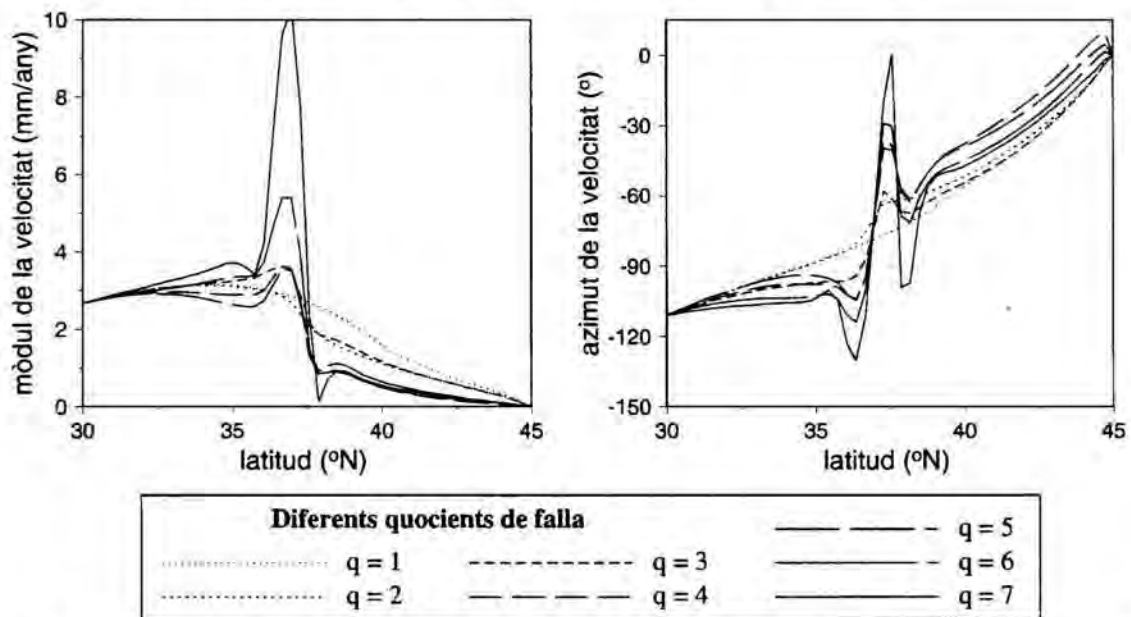
Fig. 6-7- Model 1 (límit de plaques a litosfera oceànica), segons el pol d'Argus et al. (1989). a) Velocitat de deformació màxima i camp de velocitats referents a la part estable d'Euràsia. b) Direccions dels esforços principals horitzontals. El símbols de color indiquen la direcció horitzontal més compressiva, el règim tectònic (NF:normal, TF:invers o SS:cisalla) i la longitud la magnitud.



**Fig. 6-8- Model 2 (límit de plaques fins al Goringe), segons el pol d'Argus et al. (1989). a) Velocitat de deformació màxima i camp de velocitats relatives a la part estable d'Euràsia. b) Direccions dels esforços principals horitzontals. El símbols de color indiquen la direcció horitzontal més compressiva, el règim tectònic (NF:normal, TF:invers o SS:cisalla) i la longitud la magnitud.**

Prolongant el límit de plaques fins el Gorringe, apareix en aquesta zona una velocitat de deformació més elevada (Fig. 6-8), fet que es correspon bé amb els terratrèmols registrats (Fig. 4-3). Això també fa que sobre el Gorringe, el tipus de deformació sigui de falla inversa, compressiu amb una direcció NNO-SSE, tal com han indicat diferents autors a partir dels mecanismes focals (*Grimison & Chen, 1986; Buforn et al., 1988*).

El límit dèbil provoca una discontinuïtat en el camp de velocitats. A la Fig. 6-9 es representa la velocitat al contorn occidental del model resultant de la condició de contorn lliure. S'observa que quan no existeix el límit de plaques (Model 0 o  $q=1$ ) la velocitat disminueix gradualment al créixer la latitud, alhora que la seva direcció canvia també de sud-oest a nord-oest de forma gradual. Amb el límit de plaques apareix un salt de la velocitat, sent més accentuat com menor sigui la resistència d'aquest límit (major quocient de falla). Així amb un quocient de falla de 7 les velocitats al nord del límit de plaques són pràcticament nul·les, respecte a la zona estable d'Euràsia.



**Fig. 6-9- Velocitats resultants al contorn occidental del model en funció del quocient de falla. Com menys resistent és el límit de placa (major quocient de falla), major és la diferència entre les velocitats a les dues plaques. Els càlculs s'han fet considerant el Model 2 i el pol de rotació d'*Argus et al. (1989)*.**

Així, es conclou que, tot i que els Model 1 i el 2 no presenten grans diferències, el fet que la zona de Gorringe presenti una activitat sísmica elevada i un tipus de deformació de falla inversa amb direcció NNO-SSE (*Grimison & Chen, 1986; Buforn et al., 1988; Sartori et al., 1994*), afavoreix el Model 2, on es considera que el límit de plaques s'estén fins el Gorringe. El quocient de falla sobre el límit de plaques és de 7, i el moviment relatiu entre Àfrica i Euràsia és el de rotació d'Àfrica amb el pol situat a

18.8°N i 20.3°W amb una velocitat angular de 0.104°/Ma en sentit antihorari (*Argus et al.*, 1989).

## **6.6 Límit de placa d'oest a est**

Com ja s'ha comentat en el capítol 4, el límit entre la placa Africana i l'Eurasiàtica a l'est del Banc de Gorringe, ja en zona continental, és molt difús. Això fa que es puguin suggerir diferents vores de placa.

El fet que en els apartats anteriors el pol de rotació que dona uns resultats més propers a les dades sigui el proposat per *Argus et al.* (1989), ha fet que s'utilitzi aquest pol per a l'estudi del límit de plaques a la part continental de la zona d'estudi.

De l'apartat anterior, també s'ha conclòs que el model que millor ajusta les dades és el Model 2, amb una resistència del límit de placa set vegades més petita de la que li correspondria segons la seva estructura litosfèrica; és a dir, un quocient de falla de 7. Per tant s'ha partit d'aquest valor al segment d'Açores-Gorringe i s'ha buscat quin seria aquest quocient per al límit de placa a l'est del Banc de Gorringe. El fet que aquest límit de placa no estigui ben localitzat, sent molt més difús, fa pensar que el seu quocient de falla ha de ser més petit.

### **6.6.1 Model 3, límit de placa senzill passant per l'estret de Gibraltar**

L'activitat tectònica d'acord amb la distribució de terratrèmols donen suport a una àrea de deformació més ampla a l'orient de l'estret de Gibraltar. *Morel & Meghraoui* (1996) proposen una zona de convergència d'una amplada entre 50 i 100 km. En aquest model (Model 3, Fig. 6-1) s'ha considerat un límit de plaques senzill d'oest a est, seguint el límit del Model 2 i prolongant-lo cap a l'est a través de l'Estret de Gibraltar. La distància entre els nusos de la malla en latitud és d'uns 43 km, per tant podríem estar parlant d'una amplada de la zona de deformació d'aquest ordre.

Com no es considera cap zona de transició entre Àfrica i Euràsia a l'est del domini, les condicions de contorn utilitzades seran les mateixes que en els apartats anteriors, passant directament de les velocitats de la placa Africana a l'Eurasiàtica, CCE1 (Taula 6-1).

S'han estudiat diferents quocients de falla per a la part oriental del límit de plaques, variant el seu valor entre 1 i 10. Finalment s'han considerat valors entre 1 i 3, ja que valors més elevats produeixen desajustos molt grans respecte les dades observades.



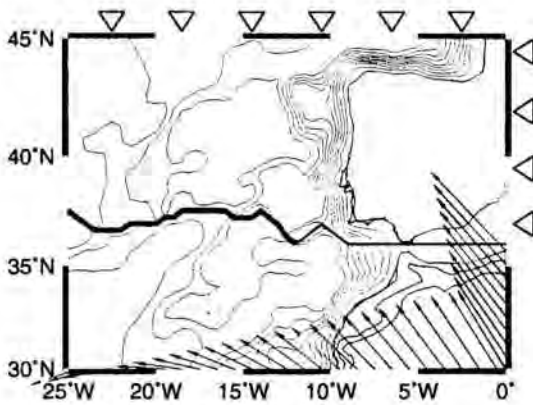


Fig. 6-10- Condicions de contorn utilitzades pel model 3. Es corresponent amb les CCE1 de la Taula 6-1, amb el pol de rotació segons Argus et al. (1989).

S'ha observat que, amb una prolongació senzilla del límit de plaques cap a l'est, la desviació entre les direccions dels esforços principals resultants i les dades és major, sent molt diferent quan el quocient de falla és major a 2 (Fig. 6-11). Per una altra banda, el coeficient de correlació per a la velocitat de deformació és força bo, amb valors al voltant de 0.5. El que s'aconsegueix amb un límit de placa d'oest a est és un salt major de les velocitats entre la placa Africana i l'Eurasiàtica (Fig. 6-12), fent que la deformació a la placa Eurasiàtica sigui menor i la correlació amb els terratrèmols més consistent. A la figura Fig. 6-12 es pot observar com varia aquesta diferència al llarg del límit de placa, d'oest a est. Atès que s'està considerant que la litosfera es deforma com un material viscos, aquests valors sempre seran menors als corresponents de considerar les plaques rígides.

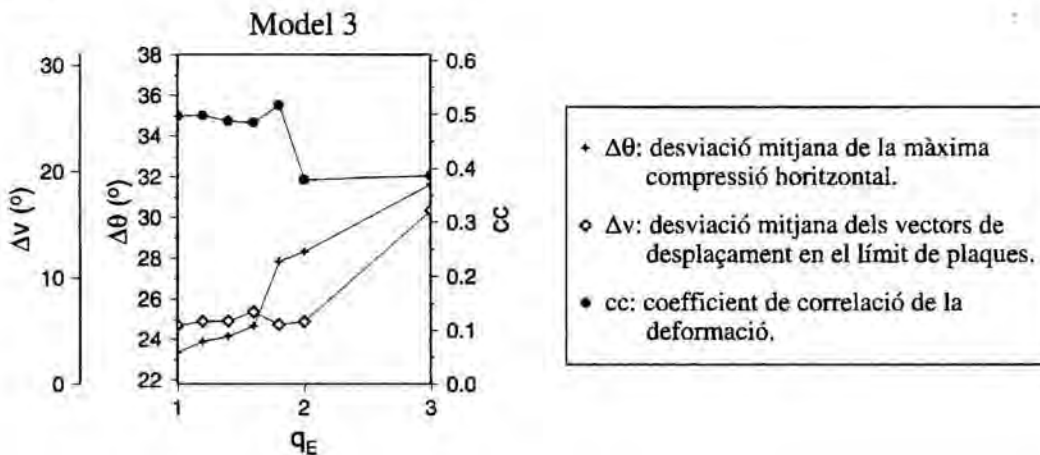
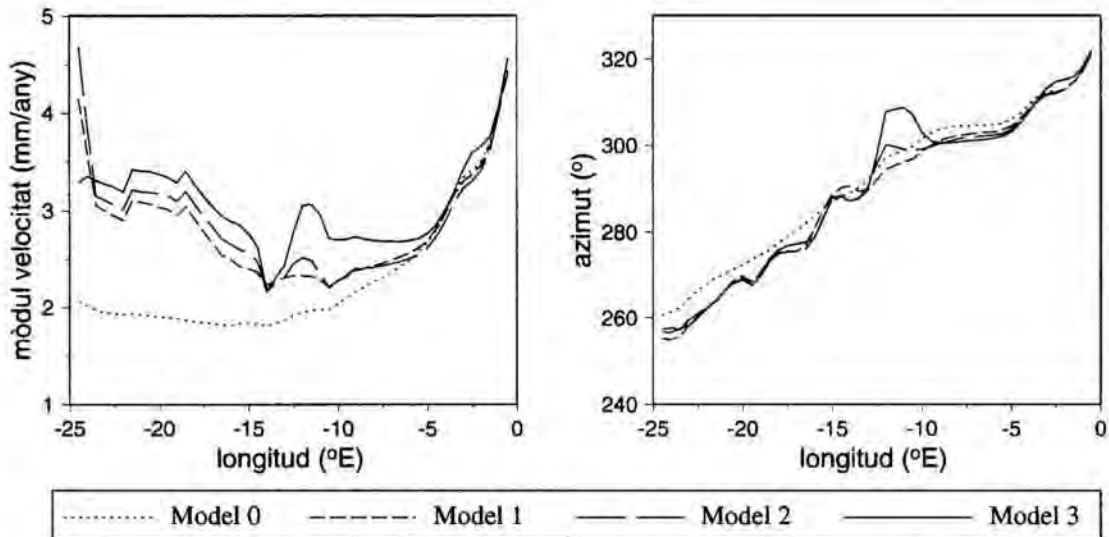


Fig. 6-11- Desviació mitjana de la màxima compressió ( $\Delta\theta$ ), coeficient de correlació de la deformació (cc) i desviació mitjana dels moviments relatius entre les dues plaques ( $\Delta v$ ), respecte diferents quocients de falla per al límit de plaques oriental ( $q_E$ ). El quocient de falla del límit de plaques a l'oest del Banc de Gorringe és sempre 7. Model 3.

Així doncs, la incorporació d'un límit de placa a través de l'estret de Gibraltar fa que les zones amb màxima deformació coincideixen millor amb les deduïdes a partir de dades de sismicitat, però no així les direccions de màxima compressió. Per tant, es

dedueix que la zona de Gorringe a Alboran correspon a una àrea menys resistent, tot i que la geometria del límit de plaques assajat en el Model 3 no sigui l'adequada.



**Fig. 6-12- Mòdul i azimut (mesurat des del nord en sentit horari) de la diferència entre la velocitat al nord i al sud del límit de placa, pels quatre models (Model 0, 1, 2, i 3), segons el pol de rotació d'Argus et al. (1989). El quocient de falla a l'oest del Banc de Gorringe és de 7, mentre que a l'est, pel Model 3, és de 1.8.**

### 6.6.2 Models 4, límit de placa doble a l'orient del Golf de Cadis, domini d'Alboran

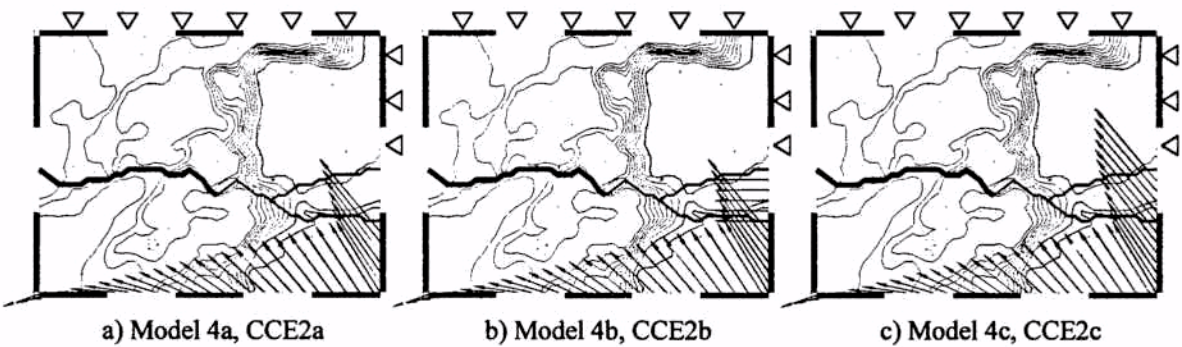
Com ja s'ha comentat en apartats anteriors, alguns autors proposen una zona de transició entre les dues plaques que va del nord d'Àfrica al sud de la Península Ibèrica, quedant el domini d'Alboran com una 'microplaca' (Andrieux et al., 1971; Balanyá & García-Dueñas, 1987). Això ha portat a considerar un límit de plaques doble a l'est del Golf de Cadis (Fig. 6-1); quedant definides, d'aquesta forma, tres zones al contorn oriental del model, a les que s'imposaran condicions de contorn diferents (Fig. 6-13). Les condicions de contorn que tenen en compte aquesta ampla zona de transició entre Euràsia i Àfrica són les **CCE2** (Taula 6-1) i, depenent dels diferents estats cinemàtics proposats (apartat 6.2), s'han considerat els tres models següents:

**Model 4a:** Condició de contorn **CCE2a**. No es fixa la velocitat a la zona de transició entre la placa Africana i l'Eurasiàtica, quedant lliure d'esforços. Aquesta condició afavoreix la zona del nord d'Àfrica com a límit de plaques, quedant el moviment del domini d'Alboran controlat per l'arrossegament d'Àfrica.

**Model 4b:** Condició de contorn **CCE2b**. Velocitat cap a l'oest del domini d'Alboran, relativa a Euràsia, de 3 mm/any. Això comporta que, tant la

velocitat relativa d'Alboran amb Àfrica com amb la Península, són importants; per tant, es dona el mateix pes com a límit de plaques tant la zona de les Bètiques com el nord d'Àfrica.

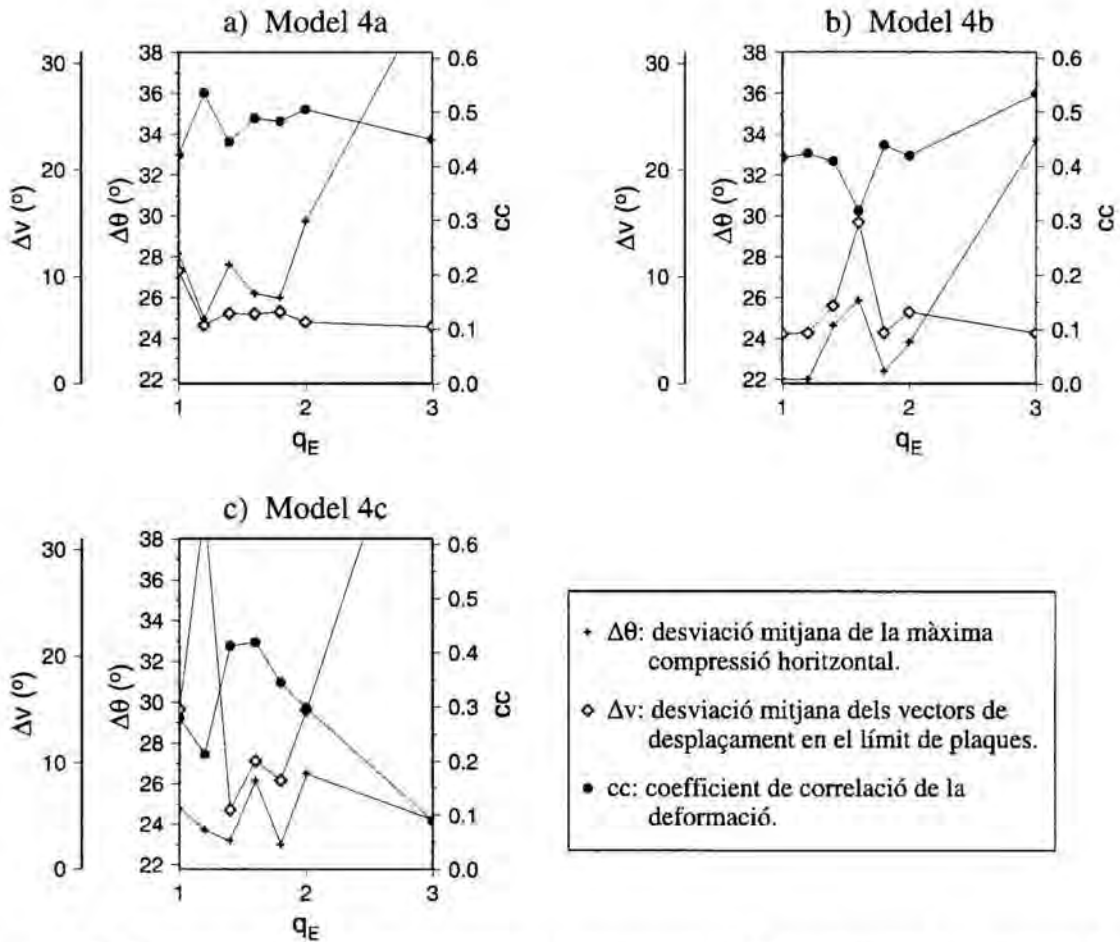
**Model 4c:** Condició de contorn CCE2c. El moviment del domini d'Alboran ve influenciat per la rotació de la placa Africana, tenint una velocitat depenent del seu pol de rotació. En aquest cas el domini d'Alboran tindria un moviment solidari amb Àfrica, localitzant-se el límit entre les plaques al sud de la Península Ibèrica.



**Fig. 6-13- Condicions de contorn utilitzades pels models 4: a) Model 4a amb la condició de contorn CCE2a, b) Model 4b, CCE2b, i c) Model 4c, CCE2c de la Taula 6-1, amb el pol de rotació segons Argus et al. (1989).**

Tot i que s'han estudiat valors més elevats, finalment a l'est del golf de Cadis s'han considerat quocients de falla entre 1 i 3, ja que és el rang que millor ajusta les dades (Fig. 6-14).

Al no fixar cap velocitat a la microplaca entre la Península i Àfrica (Model 4a), aquesta es mou depenent del moviment relatiu resultant entre les dues plaques majors (Fig. 6-15a). D'aquesta forma la deformació, deguda a la rotació de la placa Africana, pràcticament no s'estendrà ni cap a la Península Ibèrica, ni al nord del límit de plaques entre el Banc de Gorringe i les illes Açores. La velocitat és quasi nul·la a l'àrea septentrional del límit de placa, quedant la geometria del límit de plaques marcada amb una velocitat de deformació més elevada a la del voltant. Així, s'obté una bona relació amb la velocitat de deformació calculada a partir del sismes ( $\sim 0.5$ ). La velocitat de deformació màxima és troba a la part occidental del límit de placa (entre Açores i Gorringe), al Banc de Gorringe i al nord d'Àfrica (Rif i Tell Atlas). Sota aquestes condicions, el límit del sud de la Península Ibèrica, no actua com a límit de plaques; es pot dir que pràcticament el domini d'Alboran es mou solidari amb la Península Ibèrica. Per una altra banda, la desviació mitjana en les direccions de la màxima compressió horitzontal és força elevada ( $\sim 26^\circ$ ), Fig. 6-14a.



**Fig. 6-14-** Desviació mitjana de la màxima compressió ( $\Delta\theta$ ), coeficient de correlació de la deformació ( $cc$ ) i desviació mitjana dels moviments relatius entre les dues plaques ( $\Delta v$ ), respecte diferents quocients de falla per al límit de plaques oriental ( $q_E$ ). El quocient de falla del límit de plaques a l'oest del Banc de Gorringe és sempre 7, el pol de rotació d'Argus *et al.* (1989) i el límit de plaques és doble a l'est del Golf de Cadis (Model 4, Fig. 6-1). Les condicions de contorn a l'est del domini són les CCE2 i depenent de les considerades al domini d'Alboran: a) Model 4a: lliure d'esforços, CCE2a; b) Model 4b: moviment cap a l'oest, CCE2b; i c) Model 4c: moviment nord-oest, CCE2c.

Considerant un model cinemàtic en el que el domini d'Alboran té un moviment independent cap a l'oest de 3mm/any (Model 4b), la velocitat de deformació es propaga cap a la Península Ibèrica (Fig. 6-15b). La màxima velocitat de deformació està localitzada en els mateixos punts que en el cas anterior, tot i que en el Banc de Gorringe aquesta no és tan elevada. El segment occidental del límit de plaques, pertanyent a litosfera oceànica, segueix acumulant la màxima velocitat de deformació, marcant una línia clara, tot i que no tant com en el Model 4a, ja que s'observa una major deformació a la placa Eurasiàtica. Això fa que el coeficient de correlació sigui una mica menor ( $\sim 0.44$ ). Per una altra banda, les velocitats de deformació al límit del sud de la Península Ibèrica són més elevades, i no ho són tant les del nord d'Àfrica. Amb aquestes condicions, s'aconsegueix que les direccions dels esforços horitzontals siguin més properes a les dades ( $< 23^\circ$ ).

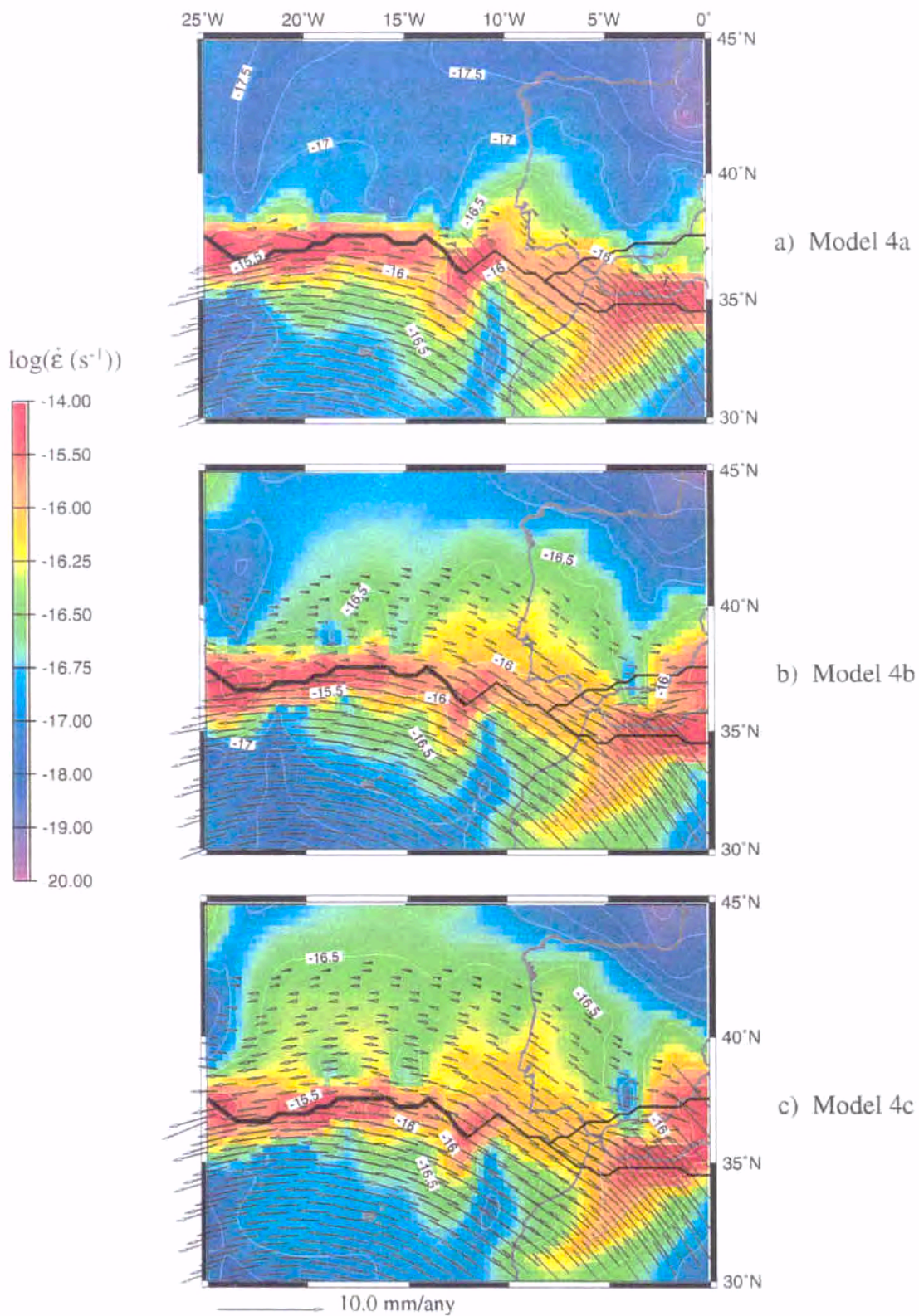


Fig. 6-15- Distribució del camp de velocitat i velocitat de deformació màxima per a les tres condicions de contorn: a) Lliure d'esforços, CCE2a; b) Moviment cap a l'oest, CCE2b; i c) Moviment nord-oest, CCE2c. Amb un quocient de falla a l'est del Goringe de 1.8.

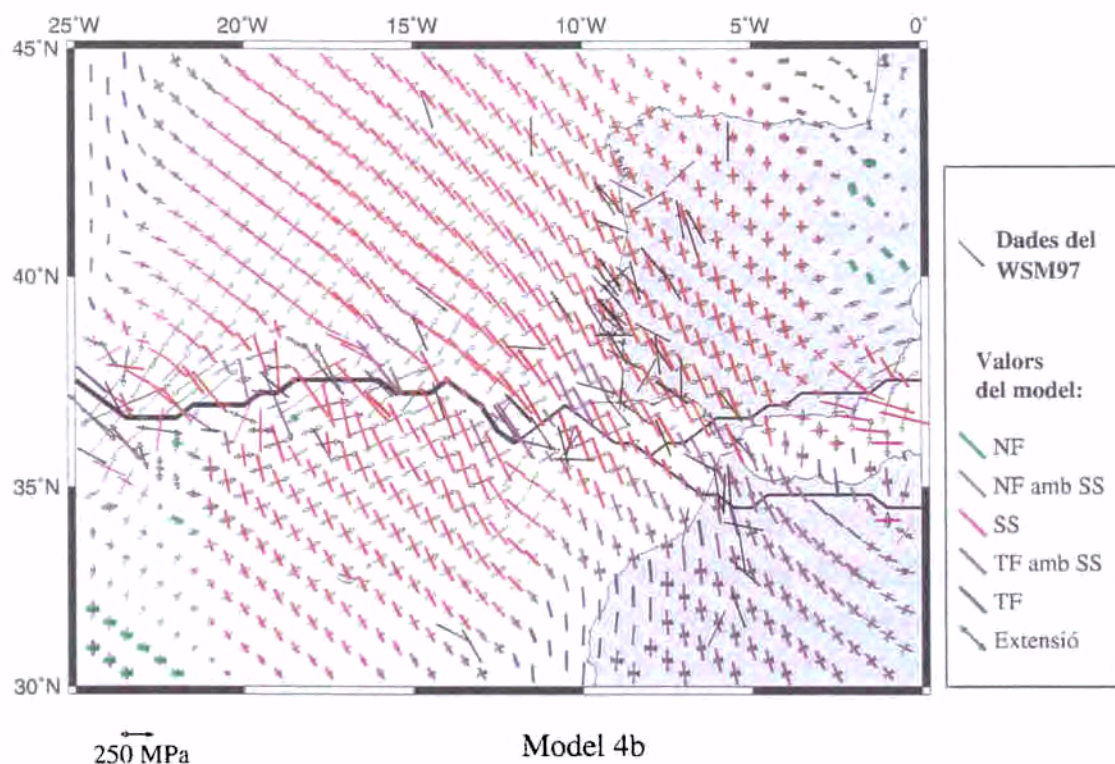
En l'últim cas (Model 4c), on es considera que el domini d'Alboran es mou depenent de la rotació de la placa Africana en direcció nord-oest, les velocitats de deformació augmenten considerablement al nord del límit de plaques en tot el domini (Fig. 6-15c). D'aquesta forma la velocitat de deformació sobre el límit de plaques queda molt més difusa, no assolint valors tan elevats com en els dos casos anteriors. Això fa que la correlació amb la deformació calculada a partir dels terratrèmols no sigui tan òptima ( $\sim 0.35$ ). En canvi, les desviacions dels esforços horitzontals segueixen tenint valors força petits, entre  $23^\circ$  i  $24^\circ$ .

Alguns models presenten certa inestabilitat, sobre tot en les direccions de les velocitats relatives entre les dues plaques ( $\Delta v$ ). Això passa, quan les velocitats entre les dues plaques són força similars, donant la seva diferència mòduls petits i direccions una mica aleatòries. Tot i això, el quocient de falla a l'est del Banc de Gorringe ( $q_E$ ) que millor ajusta els paràmetres es troba entre 1.4 i 1.8, depenent del model. Es tracta d'un valor petit, confirmant el fet que en aquesta zona el límit de placa és molt difús i per tant no hi ha cap línia clara amb una resistència menor.

Tenint en compte les direccions horitzontals de la màxima compressió i el coeficient de correlació amb la deformació sísmica, sembla que no es pugui afavorir amb rotunditat un dels tres models. Per altra banda, es coneix de l'existència de deformació intraplaca a la Península Ibèrica (Sanz de Galdeano, 1990; Udías & Buforn, 1991; Buforn et al., 1995; Ribeiro et al., 1996) i al seu marge occidental, arribant a proposar alguns autors un inici de subducció (Ribeiro et al., 1996). Aquesta deformació intraplaca disminueix clarament a litosfera oceànica. Per tant, a l'oest dels  $13$  o  $15^\circ W$  la deformació està pràcticament localitzada sobre el límit de plaques. A la Fig. 6-15b s'observa una major localització de la velocitat de deformació sobre el límit de plaques a l'oest del Banc de Gorringe i, alhora, s'estén la deformació pel marge est Ibèric i sud de la Península. Així doncs, sembla que el model 4b és el que millor prediu la deformació observada; és a dir, un moviment del domini d'Alboran independent tant de la Península Ibèrica com d'Àfrica. D'aquesta forma, un model amb un quocient de falla a l'oest del Banc de Gorringe de 7 i a l'est de 1.8, s'obté una desviació en les direccions dels esforços de  $22.4^\circ$  i una correlació amb la velocitat de deformació sísmica de 0.44.

Les direccions regionals dels esforços (Fig. 6-16) són l'efecte del moviment relatiu de rotació entre la placa Africana i l'Eurasiàtica. Aquesta rotació provoca, a l'est del segment del límit de plaques Açores-Gibraltar, una compressió en direcció NNO, amb un tipus de deformació principalment de cisalla amb certa component inversa. Això coincideix amb resultats obtinguts a partir de dades de sismicitat (Grimison & Chen, 1986; Buforn et al., 1989; Medina, 1995) i estudis fets a partir de imatges sísmiques

(Sartori *et al.*, 1994; Tortella *et al.*, 1997). Sobre el Goringe s'observa una forta compressió amb una major presència de component inversa. Aquesta concentració d'esforços explica que es tracti d'una zona altament anòmala i fracturada (Bergeron & Bonnin, 1991), proposant alguns autors un aixecament de la litosfera (Auzende *et al.*, 1978), mentre altres proposen un inici de subducció (Le Pichon *et al.*, 1970; Ribeiro *et al.*, 1996). Més cap a l'oest, la direcció compressiva NNO esdevé NO d'una magnitud menor, per arribar a la zona de la dorsal de Terceira on predomina l'extensió NNE. El domini del model només inclou la part més oriental de la dorsal de Terceira; això fa que no s'obtingui clarament un règim tectònic de falla normal al segment més occidental del límit de plaques considerat. Aquesta tendència regional dels esforços sobre el límit de plaques Açores-Gibraltar concorda bé amb els resultats obtinguts a partir dels mecanismes focals (Grimison & Chen, 1986; Buforn *et al.*, 1989; Kiratzi & Papazachos, 1995).



**Fig. 6-16- Direccions dels esforços principals horitzontals del Model 4b. El símbols de color indiquen la direcció horitzontal més compressiva, el règim tectònic (NF:normal, TF:invers o SS:cisalla) i la longitud la magnitud.**

## 6.7 Conclusions

El moviment de les plaques Africana i Eurasiàtica, està bàsicament controlat per l'obertura de l'Atlàntic. El fet que les velocitats d'obertura de la placa Africana i l'Eurasiàtica no siguin les mateixes, fa que existeixin zones transformants entre les dues.

Per una altra banda, la placa Africana, respecte l'Eurasiàtica, té un moviment de rotació en sentit antihorari, donant diferents localitzacions del seu pol de rotació i velocitat angular depenent dels autors.

El moviment relatiu entre les plaques Eurasiàtica i Africana provoca que en el límit de plaques es pugui distingir una zona extensiva, una transformant i, finalment, a la part més oriental, una compressiva. Aquests tres comportaments tectònics al llarg dels segment Açores-Gibraltar venen confirmats per estudis fets a partir de dades de sismicitat. El pol de rotació proposat per *McKenzie* (1972) és l'únic que no reproduïx la divergència a la part més occidental del límit de plaques, ja que la seva posició es troba a la mateixa longitud del punt triple de les Açores. El model global P071 (*Chase*, 1978) és el que situa el pol de rotació més proper al límit de plaques Euràsia-Àfrica, fent que la velocitat relativa entre les dues plaques sigui menor i que el segment més oriental presenti una convergència pràcticament en direcció nord. El fet que en els models globals P071 (*Chase*, 1978) i RM2 (*Minster & Jordan*, 1978) la latitud del pol de rotació sigui major, fa que el pas de la zona convergent a la divergent sigui més ràpida, obtenint un pitjor ajust de les direccions dels esforços horitzontals.

Per a l'estudi del moviment actual entre les plaques Africana, Nord Americana i Eurasiàtica, *Argus et al.* (1989) assumeixen un model amb tres plaques rígides, mentre que *DeMets et al.* (1990) assumeixen un model global amb 12 plaques rígides. En aquest treball s'ha vist que el pol de rotació calculat per *Argus et al.* (1989), situat a 18.8°N i 20.3°W i amb una velocitat angular de 0.104°/Ma, és el que millor prediu els moviments relatius entre les dues plaques, estant d'acord amb la distribució d'esforços. El fet que el pol calculat considerant 12 plaques rígides (*DeMets et al.*, 1990) sigui diferent i mostri un major desajust que el pol calculat considerant només les tres plaques rígides (*Argus et al.*, 1989), dóna suport a la idea que les plaques tectòniques no siguin totalment rígides. Per tant, l'aproximació de litosfera viscosa es mostra especialment adequada per a estudiar la deformació intraplaca.

El límit de plaques entre Açores i el Banc de Gorringe està molt ben definit, tenint una resistència clarament menor, amb un quocient de falla de 7. A l'est del Banc de Gorringe, ja en litosfera continental, aquest límit de plaques és molt més difús. S'ha vist que en aquesta zona el límit de plaques no està tant localitzat, formant una ampla franja de transició entre les dues plaques que va del nord d'Àfrica (Atlas) fins el sud de la Península Ibèrica (Bètiques). El fet que es tracti d'un límit difús, fa que no sigui tan dèbil, obtenint un quocient de falla de 1.8.

S'ha observat que el model que millor ajusta els observables és aquell que considera un moviment semi-independent cap a l'oest de la microplaca d'Alboran, tant de la



Península Ibèrica com d'Àfrica. Això provoca una convergència cap al NNO, tant al sud de la Península com a les costes de Portugal observada per molts autors (*Balanyá & García-Dueñas*, 1987; *Dewey et al.*, 1989; *Lonergan et al.*, 1994; *Platt et al.*, 1995; *Ribeiro et al.*, 1996).

Així, finalment, el model que s'afavoreix mostra les següents característiques:

- La rotació de la placa Africana relativa a l'Eurasiàtica ve definida pel pol de rotació proposat per *Argus et al.* (1989), amb la posició a 18.8°N i 20.3°W i una velocitat angular de 0.104°/Ma.
- Un límit de plaques des del punt triple d'Açores fins al Banc de Gorringe molt marcat i dèbil, amb una resistència litosfèrica set cops menor a la de l'entorn ( $q=7$ ).
- A l'est del Golf de Cadis aquest límit de plaques es bifurca en dos, estenent-se pel sud de la Península Ibèrica i pel nord d'Àfrica, respectivament. Al no ser un límit de plaques tant marcat, no és tant dèbil, sent la seva resistència litosfèrica quasi la meitat a la de l'entorn ( $q=1.8$ ).
- Entre la placa Africana i l'Eurasiàtica a l'est de l'estret de Gibraltar, es troba el domini d'Alboran. Aquest té un comportament semi-independent, entre les dues plaques majors, actuant com a límit de plaques tant la zona del nord d'Àfrica com la de les Bètiques.
- La màxima velocitat de deformació es concentra sobre el límit de plaques a l'est de 14°W i sobre el Banc de Gorringe. Més a l'est, la deformació s'estén per una àrea més ampla, des del nord d'Àfrica fins el sud de la Península Ibèrica.
- La tectònica regional entre Gibraltar i Açores és compressiva, en direcció NNO, al segment més oriental. Aquesta compressió esdevé en una direcció NO sobre la falla de Glòria on el tipus de deformació predominant és de cisalla. A l'apropar-se a les Açores, a l'oest dels 24°W, la deformació principal és extensiva en direcció NNE.

CAPÍTOL 7

**NEOTECTÒNICA DE LA  
ZONA AÇORES-GIBRALTAR**

## 7. NEOTECTÒNICA DE LA ZONA AÇORES-GIBRALTAR

En el capítol anterior s'ha determinat la geometria i la resistència del límit entre les plaques Africana i Eurasiàtica, i les condicions cinemàtiques que millor ajusten els observables. El fet que el programa *UHURU* s'hagi construït per a estudiar la deformació litosfèrica al llarg del temps, no permet un gran nombre de falles o zones de debilitat. L'única zona amb una resistència menor ha estat el propi límit de plaques. Tot i que el límit de plaques és el que més influeix a l'estat neotectònic de la regió, cal estudiar quins són els efectes d'altres falles principals sobre la deformació actual. Aquestes falles principals estan molt ben reconegudes al domini continental (Península Ibèrica, nord d'Àfrica i marges associats), la seva existència en el domini oceànic és molt més incerta.

Amb la finalitat d'estudiar les influències d'aquestes falles i la seva activitat actual, s'ha utilitzat el software (*SHELLS*, Kong & Bird, 1995) que permet la incorporació d'un major nombre de falles. En aquest capítol s'utilitza el programa *SHELLS* per a determinar el camp de velocitats i la distribució dels esforços en la zona Açores-Gibraltar, tenint en compte, no només el límit de plaques, sinó també totes les possibles zones de fractura importants. Això permetrà estudiar les velocitats de desplaçament de les falles i, per tant, la seva activitat tectònica actual.

Els resultats es compararan amb les direccions d'esforços coneguts i amb les velocitats de deformació trobades a partir dels terratrèmols, tenint en compte les velocitats de desplaçament de les falles.

### 7.1 Programa *SHELLS*

*SHELLS* és un programa d'elements finits, desenvolupat en llenguatge Fortran a la Universitat de Califòrnia, Los Angeles (Kong & Bird, 1995; Kong, 1995), per a fer estudis neotectònics. És a dir, calcula les velocitats, deformacions, esforços i les velocitats de desplaçament de les falles; però no evoluciona temporalment, és a dir, les deformacions són infinitesimals. L'avantatge d'aquest programa és que, al no trobar-se amb la dificultat de com tractar les falles durant una deformació finita, permet incloure un elevat nombre de falles discretes, definint el seu cabussament i una fricció menor a la dels blocs del voltant. El fet que el mètode utilitzat per a la resolució sigui els elements finits, dóna una major flexibilitat a l'hora de definir la geometria de les falles. *SHELLS* utilitza coordenades esfèriques i, per tant, incorpora els efectes associats a la curvatura terrestre, tot i que, en el nostre cas, són negligibles.

*SHELLS* també incorpora un comportament fràgil o dúctil per a la litosfera depenent de la temperatura. Els paràmetres, tant tèrmics com reològics, són diferents a l'escorça i

al mantell litosfèric. Per a una descripció completa veure *Kong & Bird (1995)*, *Bird (1989)*.

### 7.1.1 Paràmetres i resistència litosfèrica

La discretització utilitzada és d'elements triangulars de 3 nodes, i 4 nodes als elements de la falla. Per a aquest treball s'ha dividit el domini amb un total de 2485 elements, el que correspon 1443 nodes (Fig. 7-1).

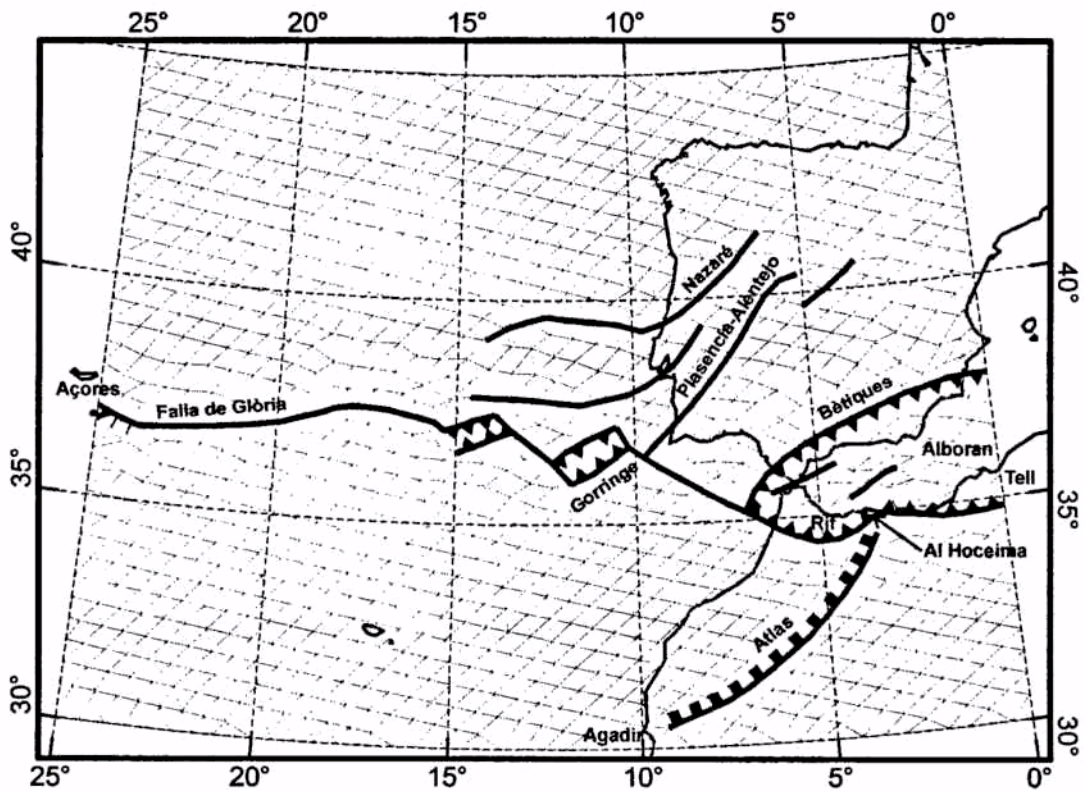


Fig. 7-1- Discretització en elements triangulars de la zona d'estudi, amb les falles que s'han considerat. Els elements són triangulars de tres nodes, amb quatre nodes pels elements de les falles.

En el capítol anterior s'ha vist que el millor ajust d'*UHURU*, era un model amb una geometria de límit de placa doble a l'est de l'estret de Gibraltar. Per a l'aplicació del programa *SHELLS*, s'ha partit d'aquesta mateixa geometria de límit de plaques, i s'han afegit les falles més importants. Per a la localització de les principals falles s'han tingut en compte diferents estudis realitzats a la zona (*Bufoin et al.*, 1988; *Kaz'min et al.*, 1990; *Bufoin et al.*, 1995; *Ribeiro et al.*, 1996; *Tortella et al.*, 1997) i els mapes realitzats per l'*Instituto Geográfico Nacional (IGN, 1992)* i l'*Instituto Geológico y Minero de España (1980)*. D'aquelles falles que, a partir d'estudis de camp de geologia i/o perfils sísmics de reflexió, es coneix que són actives, s'han inclòs les de més de 100 km de llarg. A mar, s'han inclòs altres possibles zones de debilitat si almenys presenten dos dels següents tres criteris: alineament topogràfic, sísmic o gravimètric. Aquelles falles amb una orientació

paral·lela al moviment relatiu entre les dues plaques se'ls hi ha assignat un cabussament de  $90^\circ$ ; mentre que les orientades perpendicularment tenen assignat un cabussament de  $65^\circ$  per a les falles normals (a l'oest de  $23^\circ\text{W}$ ), o de  $25^\circ$  per a les inverses (a l'est de  $16^\circ\text{W}$ ). El desconeixement de la zona de l'Atlas ha fet que es considerés un cabussament mig de  $45^\circ$ . El nombre total d'elements de falla és de 130, (Fig. 7-1).

El programa *SHELLS* necessita com a variables d'entrada, l'elevació ( $e$ ), el flux de calor superficial ( $Q_{sup}$ ), i els gruixos cortical ( $s$ ) i litosfèric ( $L$ ), a cada node. Aquests valors els utilitza per a calcular la resistència litosfèrica i viscositat. Una pressió anòmala a la base del model crea inestabilitats en el programa i, per tant, cal escollir aquestes quatre variables de manera que el model estigui en compensació isostàtica local tenint en compte els paràmetres litosfèrics considerats. Els paràmetres utilitzats són els mateixos que els dels capítols 5 i 6 (Taula 6-2), amb l'única diferència de la producció de calor cortical. Així com en el cas de l'*UHURU*, la producció de calor a l'escorça podia tenir una distribució decreixent exponencialment en fondària, en aquest cas ha de ser una constant per a tota l'escorça. Això fa que no es pugui utilitzar directament el model litosfèric calculat en el capítol 5 (Fig. 5-3), ja que no està compensat amb una producció de calor cortical constant.

Tenint en compte la producció de calor cortical exponencial que s'havia considerat en el capítol 5 (depenent de l'elevació i per tant, indirectament, del gruix cortical), se n'ha escollit una de constant de forma que la producció de calor total fos el més semblant possible (Fig. 7-2). Així doncs, s'ha considerat una producció de calor de  $0.8 \mu\text{W}/\text{m}^3$ , constant per a tota l'escorça, i nul·la al mantell litosfèric. El model litosfèric s'ha ajustat a partir de dades d'elevació i del flux de calor superficial trobat al capítol 5 (Fig. 5-3) seguint la metodologia explicada a l'apartat 5.1.1. La Fig. 7-3 mostra la geometria litosfèrica obtinguda.

Les diferències que s'observen entre els gruixos corticals i litosfèrics obtinguts en aquest capítol (Fig. 7-3) i els determinats en el capítol 5 (Fig. 5-3), són degudes a les diferents distribucions de producció radiogènica de calor considerades. Aquestes diferències poden arribar a ser de 2.5 km i 20 km per al gruix cortical i litosfèric, respectivament. No obstant, com la deformació depèn fonamentalment de les variacions relatives de la resistència litosfèrica o viscositats més que del seu valor absolut, els resultats obtinguts considerant ambdues estructures litosfèriques (Fig. 5-3 i Fig. 7-3) seran similars. De totes formes, al final d'aquest apartat es veurà que tot i aquestes diferències, les variacions relatives de la resistència litosfèrica resultant és força similar.

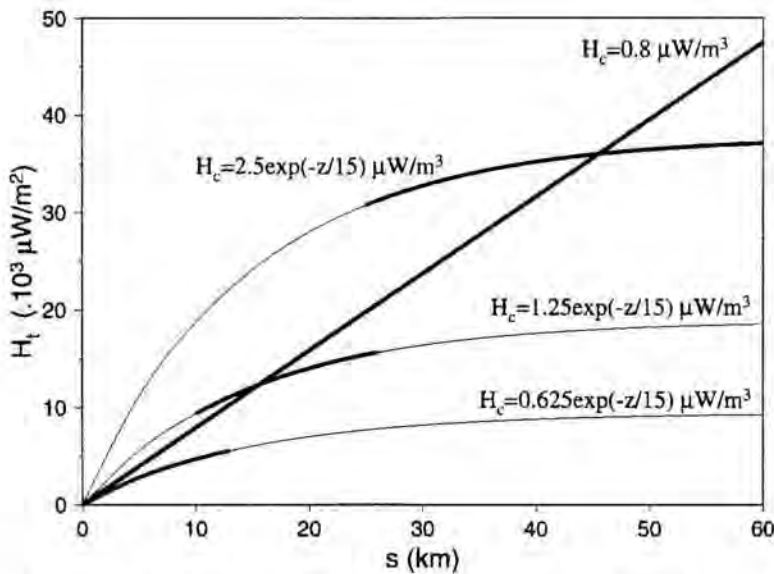


Fig. 7-2- Producció de calor cortical total ( $H_t$ ) en funció del gruix de l'escorça ( $s$ ), per a diferents distribucions de fonts radiogèniques. Els trams gruixuts de les corbes exponencials corresponen a la distribució de fonts radiogèniques considerada al programa *UHURU*. La línia recta gruixuda correspon a la distribució de fonts de calor considerada al programa *SHELLS*.

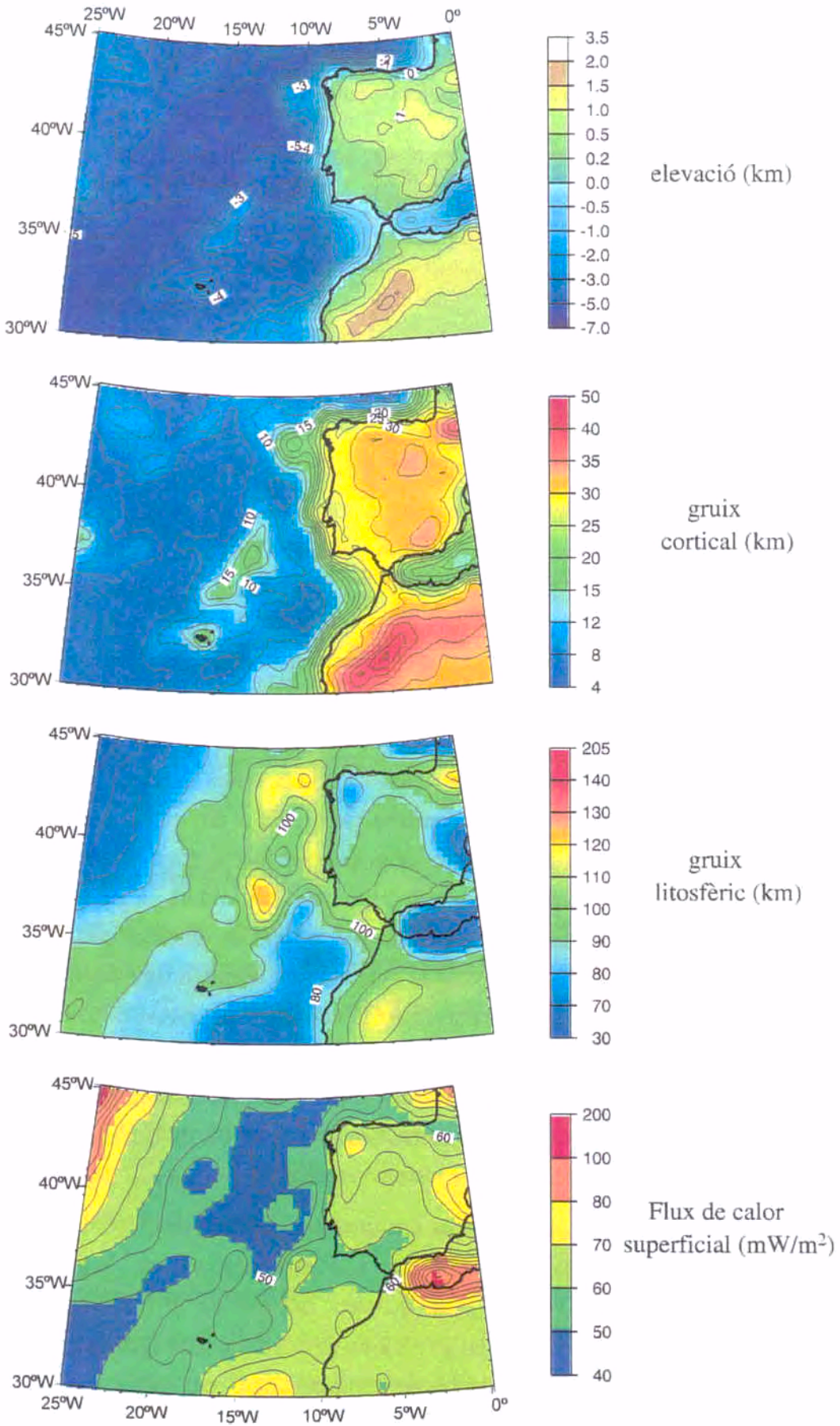
Com ja s'ha comentat anteriorment, la resistència fràgil és proporcional a la fondària considerant-se, en aquest cas, que el coeficient de fricció és la constant de proporcionalitat (*Bird*, 1989),

$$(7.1) \quad \sigma_f = \mu_f (-\sigma_n - P_w)$$

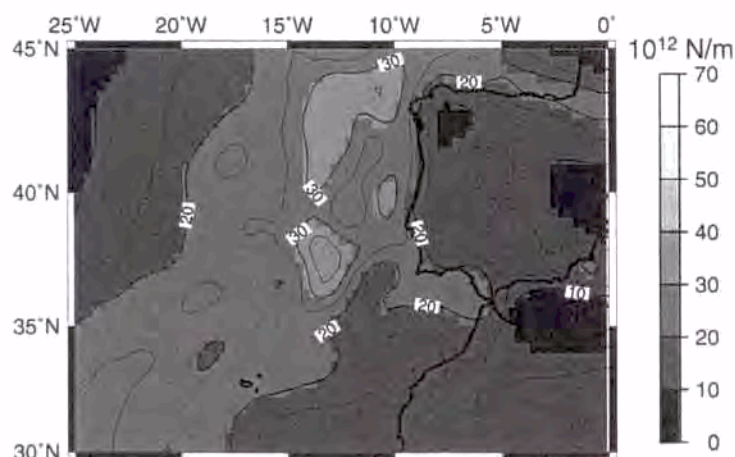
on  $\sigma_n$  és l'esforç normal sobre el mateix pla,  $\mu_f$  és el coeficient de fricció i  $P_w$  és la pressió de l'aigua intersticial. El coeficient de fricció serà el que diferenciarà les zones de fractura o falla de les altres. En un medi continu es considera un coeficient de fricció de 0.85 (*Bird*, 1989; *Sonder & England*, 1986). Aquest valor haurà de ser més petit a les zones on es consideri que existeix una falla, fent disminuir la resistència litosfèrica.

Per a la deformació dúctil es considera la mateixa *lleï del flux potencial*, equació (1.3), tot i que el programa *SHELLS* no distingeix entre escorça superior i inferior. En aquest treball s'han utilitzat els paràmetres per a la deformació dúctil de l'escorça superior de la Taula 1-1 per a tota l'escorça (*Lynch & Morgan*, 1987).

**Fig. 7-3- (Pàgina següent) Model litosfèric resultant, trobat a partir de l'elevació i el flux de calor superficial: elevació (isolínies cada 0.5 km), gruix cortical (isolínies cada 2.5 km), gruix litosfèric (isolínies cada 10 km) i flux de calor superficial (isolínies cada 5 mW/m<sup>2</sup>). Aquests valors compleixen la condició d'isostàsia local i l'equació d'equilibri tèrmic. El gruix litosfèric i el flux de calor superficial han estat filtrats amb un filtre rectangular de 200 km d'amplada.**



La Fig. 7-4 mostra la resistència litosfèrica obtinguda a partir del model litosfèric de la Fig. 7-3, i les condicions reològiques esmentades en aquest apartat. S'observa que les diferències relatives de la resistència litosfèrica entre les Fig. 5-5 i Fig. 7-4 es conserven.



**Fig. 7-4-** Resistència litosfèrica del model de la Fig. 7-3 amb uns paràmetres reològics segons Lynch & Morgan (1987) (Taula 1-1) i un coeficient de fricció de 0.85. Isolínies cada  $5 \cdot 10^{12}$  N/m.

### 7.1.2 Paràmetres de falla, coeficient de fricció

El paràmetre utilitzat per a definir la debilitat de les falles o límit de placa en l'*UHURU* i en el *SHELLS* és diferent. En el primer cas es definia un quocient de falla ( $q$ ), sent  $q$  el quocient entre la resistència litosfèrica que li correspondria segons la seva estructura i la resistència considerada. En canvi, en el cas del *SHELLS*, disminuint el coeficient de fricció a les falles ( $\mu_f$ , equació (7.1)) i mantenint la relació dúctil, fa que la transició fràgil/dúctil es trobi a una fondària major. És a dir, en un cas es redueix la resistència total, mentre que en l'altre és el pendent de la zona friccional la que es redueix. Per poder fer una comparació entre els dos valors, s'ha considerat una estructura litosfèrica oceànica (10 km d'escorça, 80 km de litosfera i un flux de calor superficial de  $54 \text{ mW/m}^2$ ) en una zona de falla amb un desplaçament de 1mm/any. S'ha calculat la resistència litosfèrica per a diferents coeficient de fricció de falla i, tenint en compte que a un  $\mu_f=0.85$  li correspon un  $q=1$ , s'ha estudiat la relació amb el quocient de falla (Fig. 7-5). S'ha calculat la mateixa relació per una litosfera continental, de 30 km i 110 km gruixos cortical i litosfèric respectivament i de  $65 \text{ mW/m}^2$  de flux de calor superficial, comprovant que les dues corbes coincideixen.

En el capítol anterior, s'han trobat uns quocients de falla de 7, pel límit de placa a l'oest del Banc de Gorrings, i de 1.8 per a la part més oriental. Segons la relació esmentada anteriorment (Fig. 7-5), un quocient de falla de  $q=7$  correspondria a un coeficient de fricció de  $\mu_f=0.06$  i, un  $q=1.8$  a un  $\mu_f=0.32$ . En el programa *SHELLS*, totes les falles es defineixen amb una mateix coeficient de fricció, per tant, sembla adequat un valor entre 0.06 i 0.32.



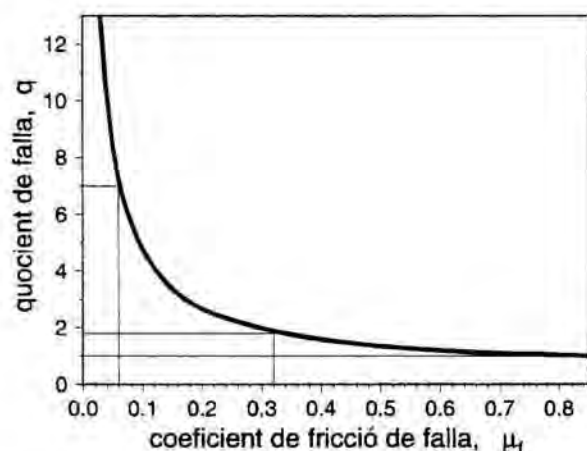


Fig. 7-5- Relació entre el coeficient de fricció de falla ( $\mu_f$ ) considerat al *SHELLS* i el quocient de falla ( $q$ ) considerat a l'*UHURU*.

### 7.1.3 Condicions de contorn

Al capítol anterior s'ha conclòs que el millor ajust d'*UHURU* era un model en el que es considerava el domini d'Alboran amb un moviment semi-independent entre les dues plaques. El moviment que s'havia considerat era, relatiu a Euràsia, cap a l'oest de 3mm/any. Per tant, a *SHELLS* s'han aplicat les condicions cinemàtiques que el programa *UHURU* havia afavorit, és a dir, les CCE2b de la Taula 6-1.

Finalment, s'estudia si l'existència de les falles podria afavorir un model amb unes condicions cinemàtiques diferents al domini d'Alboran. Això doncs, s'han considerat les condicions CCE2a, en les que al domini d'Alboran no s'imposa cap velocitat; i les CCE2c, on el domini d'Alboran té un moviment NNO depenent de la rotació de la placa Africana.

## 7.2 Resultats del *SHELLS*

Els valors obtinguts del programa *SHELLS* es comparen amb les dades de les direccions de màxima compressió (*WSM97*) i velocitat de deformació trobada a partir de dades de sismicitat. Tot i que aquest càlcul es fa de forma similar a com s'ha explicat en el capítol anterior, els resultats obtinguts amb els dos models no es poden comparar directament ja que, els paràmetres estadístics no coincideixen.

El programa *SHELLS* permet també calcular les velocitats de desplaçament de les falles i, per tant, es pot fer una estimació de quines són les falles més actives i en quines s'acumula una major deformació.

### 7.2.1 Discussió dels resultats

Un cop determinada l'estructura litosfèrica (Fig. 7-3), considerant les propietats reològiques i definit un coeficient de fricció de falla, ja es poden aplicar les condicions de contorn. A partir del camp de velocitats obtingut amb el *SHELLS* es determinen les direccions principals dels esforços i les velocitats de deformació. Comparant aquests

resultats amb les dades del *WSM97* i de sismicitat, s'obté l'error en l'azimut de la màxima compressió horitzontal i el coeficient de correlació amb la velocitat de deformació sísmica (Fig. 7-6).

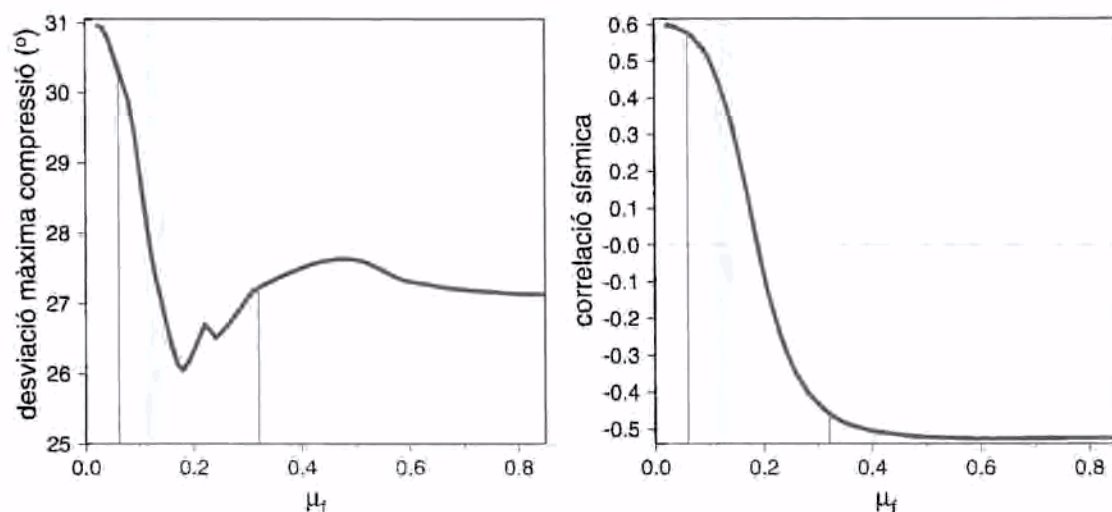
### **1. Coeficient de fricció de falla**

El primer que s'ha fet es estudiar un model amb un coeficient de fricció de 0.06, que es correspondria amb el trobat amb l'*UHURU* per al límit de placa a l'oest del Banc de Gorringe. El resultat és el d'un model que es correlaciona força bé amb les velocitats de deformació sísmica, amb un coeficient de correlació de 0.58; en canvi, la desviació amb les direccions de màxima compressió és deficient, 30.3°.

Considerant un coeficient de fricció de falla de 0.32, corresponent a un quocient de falla de 1.8 trobat amb l'*UHURU*, els resultats són molt diferents. La correlació amb la velocitat de deformació sísmica és negativa (-0.46); és a dir, la màxima deformació no es troba sobre el límit de plaques, sinó fora; en canvi, la desviació respecte les direccions de màxima compressió ha millorat (27.2°).

El fet que no es puguin considerar diferents coeficients de fricció per a cada falla, fa que s'hagi d'escollir un coeficient mig per a totes elles. Per a fer una estimació d'aquest valor mig, s'ha estudiat l'efecte de canviar  $\mu_f$ . A la Fig. 7-6 es representa la dependència entre l'error en la desviació dels esforços i la correlació sísmica, amb els coeficients de fricció de falla. S'observa que al disminuir el coeficient de fricció hi ha una millor correlació amb la sismicitat, obtenint-se la millor correlació per a valors quasi nuls del coeficient de fricció. L'error en la desviació de la màxima compressió presenta un mínim quan el coeficient de fricció de falla és de 0.15 aproximadament. Cal arribar a un compromís entre les dues variables; considerant una correlació amb la deformació sísmica acceptable major de 0.3 i una desviació dels esforços compressius menor a 29°, resulta un rang per al coeficient de fricció entre 0.1 i 0.15. Finalment, per a estudiar les velocitats de desplaçament de les falles i la distribució d'esforços resultants s'ha considerat, com a model més favorable, un amb un coeficient de fricció a les falles de 0.12.

És important destacar que el coeficient de fricció resultant (~0.12) correspon a un valor intermedi entre els coeficients típics de falla i els límits de plaques. En estudis neotectònics realitzats a Califòrnia i Alaska (*Bird & Kong, 1994; Bird, 1996*), el coeficient de fricció que millor ajusta les dades oscil·la entre 0.17 i 0.25. D'altra part, *Bird (1998)* proposa un coeficient de fricció de 0.03 per als límits de placa en base a un model tectònic global.



**Fig. 7-6-** Desviació de la direcció de la màxima compressió i coeficient de la correlació sísmica en funció del coeficient de fricció de falla. Les línies verticals corresponen als coeficients de fricció trobats amb el *UHURU* (0.06 i 3.2). La franja fosca correspon al rang més adequat pel coeficient de fricció a les falles.

## 2. Velocitats de desplaçament de les falles

Un cop fixat el coeficient de fricció a les falles, s'estudia la seva deformació i velocitats de desplaçament (Fig. 7-7). Al llarg del límit de plaques, entre Açores i l'estret de Gibraltar, les velocitats de desplaçament varien entre 1.6 i 2.2 mm/any, assolint algun valor major (3.2 mm/any) a les proximitats de les Açores. A l'est de l'estret de Gibraltar la deformació es bifurca, cap el sud de la Península Ibèrica i el nord d'Àfrica. Les velocitats de deformació són força elevades (entre 1.5 i 2 mm/any) al sud de la Península Ibèrica (Bètiques), la qual cosa concorda amb l'elevat nombre de terratrèmols que s'han enregistrat a la zona. Al nord d'Àfrica, entre el Rif i el Tell, també es concentra certa deformació tot i que, els valors màxims, es concentren a la zona de l'Al Hoceima i s'estenen al llarg dels front de l'Atlas fins a Agadir. Les zones de deformació coincideixen força bé amb l'ocurrència d'activitat sísmica, sent de destacar la zona de l'Al Hoceima on s'enregistren un gran nombre de terratrèmols.

Les falles que s'han inclòs a la Península, Nazaré i Plasencia-Alentejo, tot i donar desplaçaments molt petits (entre 0.1 i 0.2 mm/any) presenten certa activitat, i poden explicar les alineacions sísmiques que s'observen a l'oest de la Península i la seva prolongació cap a l'Atlàntic. El seu moviment és el de falla direccional amb certa component inversa per la falla de Nazaré, coincidint amb els resultats obtinguts a partir dels mecanismes focals i de camp (*Ribeiro et al.*, 1990; 1996).

El desplaçament de les falles i el límit de plaques obtingut amb aquest model, mostra un règim general de falla inversa a l'est de 14°W, el qual canvia a un moviment direccional dextrògir més a l'oest, fins a ser de falla normal a les proximitats de les Açores. Això coincideix amb la descripció que s'ha fet al capítol 4, dividint el límit de



Aquests resultats s'han obtingut de considerar les condicions cinemàtiques que millor ajustaven el programa *UHURU*; és a dir, amb un moviment del domini d'Alboran independent tant d'Àfrica com de la Península (condicions de contorn CCE2b). Podria quedar el dubte si, el fet d'afegir les falles secundàries, podria afavorir unes altres condicions cinemàtiques. Per això, s'han estudiat les velocitats de desplaçament de les falles per les altres condicions cinemàtiques possibles (Fig. 7-8): domini d'Alboran lliure (CCE2a) i amb una velocitat dependent de la rotació d'Àfrica (CCE2c), Taula 6-1.

La diferència en l'aplicació de les condicions cinemàtiques al contorn oriental del model entre els 34.5°N i els 37.5°N, no influeix en les velocitats de desplaçament de les falles més a l'oest dels 8°W o 10°W. Les màximes diferències es troben al sud de la Península Ibèrica i al nord d'Àfrica, per tant, seran aquestes les que es comentaran.

En el primer cas (Fig. 7-8 a), deixant la microplaca d'Alboran lliure d'esforços, les velocitats de desplaçament màximes es troben al nord de la placa africana, tant al Rif com a l'Atlas. La velocitat de desplaçament de la falla al sud de la Península Ibèrica pràcticament és nul·la. En aquest cas, es podria dir que el límit de plaques es situa bàsicament al nord d'Àfrica, jugant les Bètiques un paper poc important com a límit de plaques.

Considerant unes condicions cinemàtiques en les que la zona d'Alboran té un moviment relatiu a la Península Ibèrica cap al NNO, dependent del pol de rotació d'Àfrica (CCE2c), es transmet una major deformació al nord del límit de plaques (Fig. 7-8 b). Les velocitats més elevades es troben al sud de la Península Ibèrica (Bètiques), superant els 4mm/any. Les velocitats de deformació al nord d'Àfrica són clarament inferiors, arribant a 1 mm/any en zones puntuals. Aquesta situació cinemàtica situa el límit de placa clarament al sud de la Península Ibèrica.

En el cas considerat inicialment (Fig. 7-7), on s'assumeix un moviment semi-independent del domini d'Alboran (CCE2b), no s'absorbeix tota la deformació a la zona de l'Atlas, sinó que aquesta també es concentra al sud de la Península Ibèrica. Per tant, en aquest cas, el comportament del límit de plaques, bifurcat a l'est del Golf de Cadis, és el d'acomodar deformació tant al sud de la Península Ibèrica com al nord d'Àfrica, existint un moviment relatiu important del domini d'Alboran tan entre Euràsia com Àfrica.

Per tant, una diferència important en assumir una condició cinemàtica o una altra al domini d'Alboran, radica en la concentració de la deformació al marge sud de la Península Ibèrica o al marge nord-Africà i, en conseqüència, en l'afavoriment d'un dels dos marges com a límit entre les plaques Eurasiàtica i Africana.



S'han fet diferents estudis on s'evidencia que, actualment, existeix una deformació important al sud de la Península (*Sanz de Galdeano*, 1990; *Buforn et al.*, 1995), estant la seva evolució tectònica controlada pel moviment relatiu entre les plaques Africana i Eurasiàtica. *Dewey et al.* (1989) suggereix una convergència d'uns 200km en direcció N-S a la zona de l'Alboran entre l'Oligocè Mig i el Miocè Superior, seguida d'una convergència obliqua d'uns 50 km en direcció ONO fins a l'actualitat. El desplaçament del domini d'Alboran respecte les Bètiques varia segons els autors entre els 300 km (*Bouillin et al.*, 1986) i els 400-500 km (*Sanz de Galdeano*, 1990) en direcció oest. Es parla habitualment de l'existència d'una falla transcurrent dextra al sud de la Península Ibèrica (*Leblanc & Oliver*, 1984) amb una possible component de convergència obliqua (*De Smet*, 1984). Els mapes de sismicitat també evidencien una elevada activitat sísmica a la cadena Bètica (Fig. 4-3).

Per una altra banda, també s'observa una elevada sismicitat al nord d'Àfrica (*Medina*, 1995). D'acord amb diferents autors (p.e. *Andrieux et al.*, 1971; *Leblanc & Olivier*, 1984; *Philip*, 1987; *Rebaï et al.*, 1992) l'arc de Gibraltar pot ser el resultat de considerar la deformació del bloc d'Alboran entre Àfrica i Ibèria. Com a conseqüència de la convergència entre Àfrica i Ibèria Alboran, limitat al nord per les Bètiques i al sud pel Rif, està sent expulsat cap al OSO a on encavalca al Rif (*Rebaï et al.*, 1992).

Per tant, es pot concloure que el sud de la Península Ibèrica juga un paper important com a límit de plaques, fet que descarta l'aplicació de condicions de contorn lliure d'esforços al domini d'Alboran (CCE2a). D'altra part, els resultats obtinguts assumint un desplaçament del domini d'Alboran cap a l'oest (CCE2b) o un moviment cap al NO, solidari amb Àfrica (CCE2c), són, qualitativament, molt similars i no permeten afavorir amb rotunditat una entre aquestes dues condicions de contorn. Tot i que la condició CCE2b sembla ser que és la que dona un major suport al límit de plaques doble a l'est de Gibraltar, sent també la que millor ajustava el coeficient de correlació amb la deformació sísmica i la direcció de la màxima compressió.

### 3. Velocitats de deformació i direccions d'esforços

Donades les condicions CCE2b, és a dir, que la microplaca d'Alboran té un moviment relatiu a Euràsia cap a l'oest, la distribució de les velocitats de deformació són les de la Fig. 7-9. Tal com s'ha comentat, la màxima velocitat de deformació es troba, al llarg del límit de placa que va d'Açores a Gibraltar, al sud de la Península Ibèrica i al nord i nord-oest d'Àfrica. A la part oriental de l'estret de Gibraltar, les velocitats de deformació es reparteixen entre la zona de les Bètiques, el Rif i Tell, coincidint amb les dades de sismicitat. Per tant, el límit de plaques juga un paper important tant pel sud de la Península Ibèrica com pel nord d'Àfrica. La resta de falles de la Península juguen un

paper molt secundari en l'estat tectònic actual global, al costat del límit de plaques. En canvi, l'Atlas sí que té un paper important, obtenint velocitats de deformació elevades, del mateix ordre que el límit de plaques.

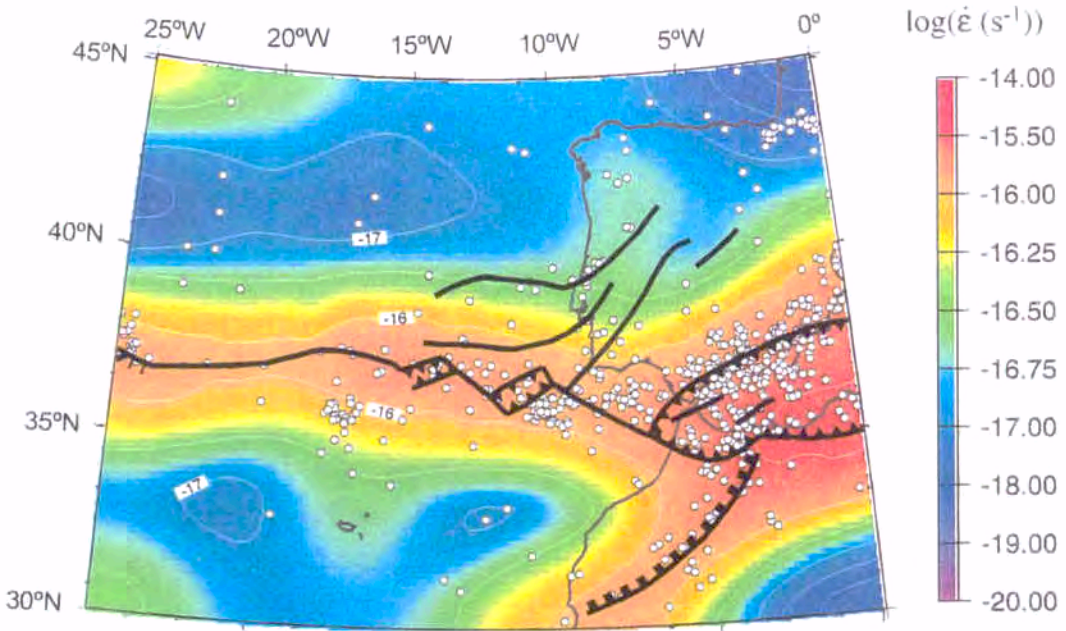


Fig. 7-9- Logaritme de la velocitat de deformació resultant del programa *SHELLS* i dades de sismicitat del *ISC Catalog*. Condició de contorn CCE2b.

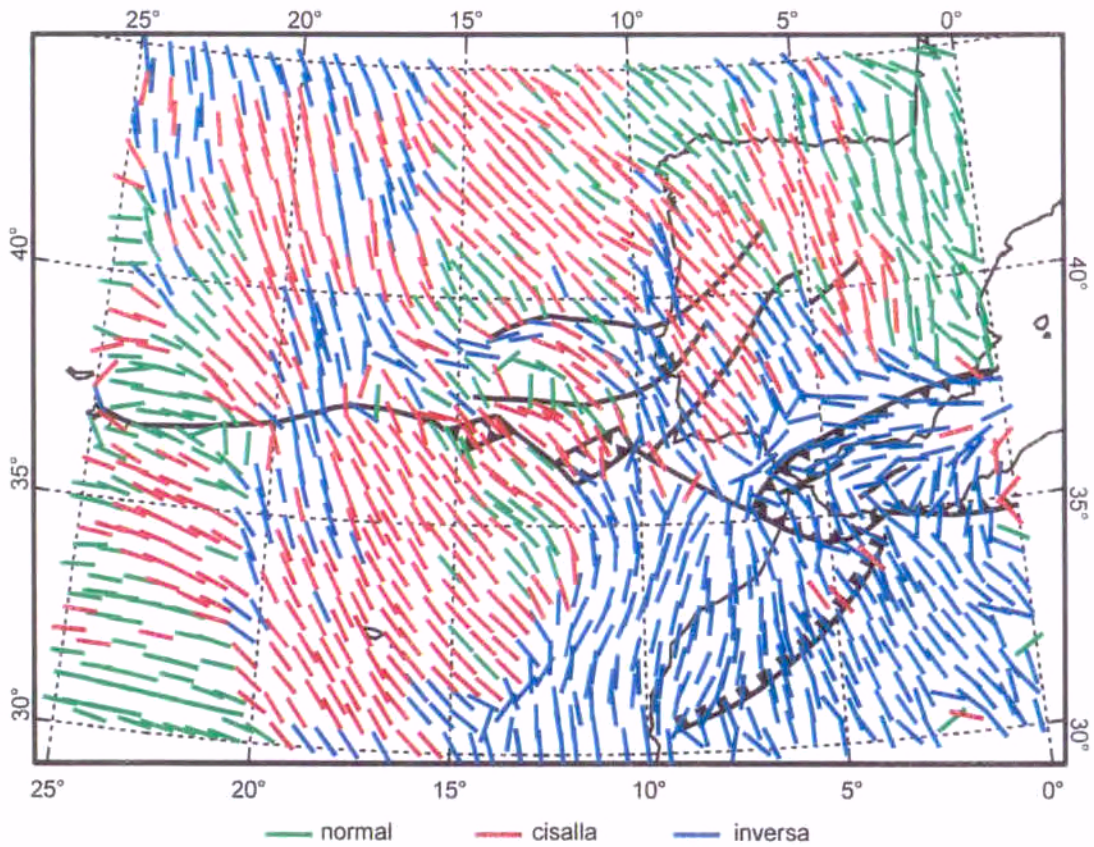


Fig. 7-10- Direcció de l'esforç principal horitzontal més compressiu i règim tectònic, resultant del *SHELLS* amb la condició de contorn CCE2b.



A la Fig. 7-10 es representa la direcció de la màxima compressió horitzontal i el règim tectònic predominant per a cada zona (normal, inversa o de cisalla). Cal destacar que al sud del límit de plaques es passa de deformació inversa, a la part oriental del model, a deformació normal a la part occidental. La transició de compressió a extensió es fa a través d'una zona amb deformació de cisalla.

Les falles de la Península Ibèrica influeixen en el tectonisme actual fent variar les direccions compressives. Al nord de la falla de Plasencia-Alentejo les línies de màxima compressió es corben cap a l'oest, sent aquest efecte encara més marcat al nord de la falla Nazaré. Més cap a l'occident, ja a mar, la compressió encara té una major component cap a l'oest. Aquesta tendència es correspon bé amb el mapa de recopilació d'esforços de la Península Ibèrica fet per *Andeweg et al.* (1999). Les direccions horitzontals de les Bètiques són compressives, amb totes dues direccions una magnitud molt similar i petita. Per tant, la direcció compressiva E-O representada a la Fig. 7-10, no és estricta, tenint una component important de cisalla.

Sobre el límit de plaques les direccions compressives a l'est del 15°W, són en direcció NNO tal com havien trobat *Grimison & Chen* (1986) o els N30°W calculats per *Bufo et al.* (1988). Aquestes direccions van rotant al llarg de la falla de Glòria, fins arribar a les proximitats de les illes Açores a un règim tectònic de falla normal amb extensió NNE, coincidint amb el N41°E calculat per *Kiratzi & Papazachos* (1995) i els N25°E de *Bufo et al.* (1988).

### 7.3 Conclusions

Amb el programa *SHELLS*, s'ha pogut fer una descripció més detallada de les falles que existeixen a la zona, determinant un coeficient de fricció mig pel límit de plaques i la resta de falles. Això ha permès estimar les velocitats de desplaçament de les principals falles, podent determinar la seva activitat tectònica en el marc global del límit de plaques.

La correlació amb les velocitats de deformació sísmiques és millor com menor és el coeficient de fricció de les falles. En canvi, l'error mínim en l'azimut de la màxima compressió horitzontal es troba per a un coeficient de fricció de falla de 0.15. Unes condicions que ajustin les dues variables serien amb un coeficient de fricció entre 0.1 i 0.15. El fet que part de les falles considerades coincideixin amb un límit de plaques, fa que el coeficient de fricció sigui petit (<0.17), però no tant com el que podria donar considerant només límits de plaques (~0.03), *Bird* (1998).

Amb les velocitats de desplaçament de les falles s'ha pogut confirmar que la deformació regional es concentra al límit de plaques d'Açores a Gibraltar, coincidint amb la sismicitat existent. A l'est de Gibraltar, la velocitat de deformació màxima es

concentra al sud de la Península Ibèrica i al nord d'Àfrica, coincidint amb la sismicitat. Al nord d'Àfrica s'ha pogut identificar la zona amb major deformació com la d'Al Hoceima, on s'ha enregistrat gran número de terratrèmols (*Medina, 1995*). Tant la sismicitat com la velocitat de deformació calculada amb el *SHELLS*, s'estén per l'Atlas fins a la ciutat d'Agadir.

Cal destacar l'elevada sismicitat que s'enregistra a la part oriental de Madeira Tore, al nord de l'illa de Madeira, que no s'ha pogut reproduir amb el model. Al no presentar un alineació sísmica, és a dir ser puntual, no s'ha interpretat com una falla i per tant com una zona sensible a acumular deformació. Tot i que, al haver-se enregistrar terratrèmols amb magnituds elevades (algun amb una magnitud d'ona interna superior a 6), resulta ser una zona amb una velocitat de deformació sísmica relativa elevada.

El resultat d'incloure les falles de la Península Ibèrica és el de corbar les direccions més compressives cap a l'oest, al nord de les falles, tot i que les seves velocitats de desplaçament són força petites (entre 0.1 i 0.2 mm/any). Aquestes falles presenten un moviment direccional, de cisalla. Això ha fet que alguns autor atribuïssin un moviment semi-independent a la Península Ibèrica (*Albarelo et al., 1995*). S'ha observat la importància tectònica de la falla de l'Atlas, assolint velocitats de deformació similars a les del límit de plaques. Aquesta prolongació del les velocitats de deformació al llarg de l'Atlas coincideix amb la sismicitat observada (*Bufoin et al., 1988; Medina, 1995*).

Estudiant les velocitats de desplaçament de les falles s'ha pogut descartar unes condicions cinemàtiques que deixin lliure d'esforços l'est del domini d'Alboran. Tot i que el model no permet afavorir amb rotunditat entre un moviment NNO (CCE2c) o O (CCE2b) del domini d'Alboran, s'ha considerat el segon cas, ja que, per una banda, és el que millor s'ajustava amb el programa *UHURU*, i per una altra, permet interpretar com una zona molt més difusa l'est de l'estret de Gibraltar, amb un límit de plaques pel nord i el sud del domini d'Alboran. En aquest sentit però, cal dir que el model ha estat dissenyat per a estudiar la deformació a la zona Açores-Gibraltar i, per tant, l'anàlisi precís de la deformació a la conca d'Alboran, Bètiques i Rif seguiria un estudi més rigorós de les principals estructures tectòniques i l'extensió del model cap a les conques sud Balear i Tirrena.

CAPÍTOL 8  
**DISCUSSIÓ GENERAL**

## 8. DISCUSSIÓ GENERAL

Les observacions geològiques globals mostren clarament que les plaques litosfèriques, lluny de ser rígides, es deformen considerablement no només als seus marges sinó també al seu interior. Això ha portat a descriure la deformació litosfèrica mitjançant la mecànica de medis continus, considerant la litosfera com un fluid que respon a diverses equacions constitutives. El fet que la descripció tridimensional del problema i la seva resolució comportin una enorme complexitat i temps de càlcul, ha fet que es busquessin mètodes alternatius amb hipòtesis simplificadores.

En aquest treball, s'ha desenvolupat un programa de càlcul numèric que resol les equacions termomecàniques que governen la deformació de la litosfera sota l'aproximació d'esforç planar (p.e., *Bird & Piper, 1980; Vilotte et al, 1982; England & McKenzie, 1982, 1983; Bird & Baumgardner, 1984*). Aquesta aproximació és adequada per estudiar la deformació litosfèrica regional, on les dimensions horitzontals són d'un 1000 km. Es tracta d'un model dinàmic, quasi tridimensional, en el que es fa la mitjana vertical de la reologia litosfèrica. La principal millora del programa desenvolupat en aquest treball és, l'acoblament entre la part tèrmica i la mecànica, i la incorporació de la producció radiogènica de calor.

D'acord amb els objectius del treball, aquest programa ha estat aplicat per a estudiar la influència de la producció radiogènica de calor en la deformació litosfèrica en contextos compressius, i en l'estudi del comportament neotectònic del límit de les plaques Eurasiàtica i Africana en la zona d'Açores-Gibraltar.

Atès que a cada capítol ja s'ha inclòs una discussió detallada dels resultats parcials i les principals conclusions, en aquest capítol final es presenta una discussió dels resultats globals.

### 8.1 Model numèric - limitacions

El model numèric desenvolupat, seguint la tècnica de les diferències finites, permet fer un estudi regional de la deformació litosfèrica sota un comportament viscos. Es tracta d'un model geodinàmic, on la temperatura juga un paper important en el comportament reològic del material. Coneixent aquesta dependència, s'ha fet un estudi detallat de la influència entre diferents produccions de calor i reologies.

Entre les limitacions del model cal assenyalar que, degut a les aproximacions fetes - isostàsia local o dependència de la densitat amb la temperatura només al mantell litosfèric -, i al reduït nombre de paràmetres que defineixen la deformació, les prediccions del model només són comparables amb les observacions a escala regional. Per una altra

banda, la pèrdua de detall respecte l'estructura vertical de l'escorça (distribució de densitats, paràmetres tèrmics, discontinuïtats mecàniques, etc.) inherents a l'aproximació de placa prima, fa que no es pugui reproduir la deformació local.

La hipòtesi de la no variació de les velocitats horitzontals en fondària, no permet l'aplicació del model en zones on hi hagi una important activitat tectònica depenent de la profunditat, o amb traccions a la base (*basal drag*) o superfície de la placa. El fet que s'assumeixi compensació isostàtica local, fa que no hi hagin variacions laterals de les forces verticals, impedit modelitzar la flexió litosfèrica.

Una altra limitació que cal tenir en compte en aquesta modelització és el fet que no s'inclouen processos en els que no es conservi la massa litosfèrica, com per exemple fusió parcial, canvis de fase o intrusió magmàtica.

Per a resoldre la part tèrmica s'ha assumit que la conducció de calor només és vertical. Això farà que aquest tipus de modelització temporal no sigui adequada en zones on el flux de calor horitzontal (gradient tèrmic lateral elevat) sigui important.

Finalment, les equacions involucrades són fortament no lineals i, per tant, petites variacions dels paràmetres poden donar resultats molt diferents. Per això, la validació del model només es pot fer comparant els resultats amb el màxim nombre d'observables independents, i avaluant la influència de cada paràmetre dins els marges d'errors de la seva determinació experimental.

## **8.2 Reologia i producció radiogènica de calor**

El número d'Argand és un número adimensional que relaciona les forces gravitatòries, que tendeixen a eliminar les variacions de gruix cortical, amb les forces degudes al fregament viscos. Per tant, el número d'Argand està relacionat amb l'estructura litosfèrica i els seus paràmetres mecànics. Estudis anteriors han considerat diferents números d'Argand per a definir el comportament reològic de la litosfera (p.e., *England & Houseman, 1986; Vilotte et al., 1986; Sonder & England, 1989; Sobouti & Arkani-Hamed, 1996; Neil & Houseman, 1997*). Sovint, el valor del número d'Argand es pren en funció de l'ajust del model respecte els observables seleccionats, sense que hi hagi una relació causal entre  $Ar$  i els paràmetres reològics de les roques i les condicions termomecàniques a les que estan sotmeses. Estudis de laboratori (*Goetze, 1978; Brace & Kohlstedt, 1980*) indiquen que les roques es deformen de forma fràgil o dúctil depenent de la seva composició, temperatura i règim d'esforços a la que estan sotmeses. En aquest treball s'ha relacionat el número d'Argand amb la resistència litosfèrica que s'obté a partir d'una reologia estratificada. A partir de paràmetres reològics determinats per a una litosfera estratificada, s'ha obtingut un rang de possibles valors del número d'Argand.

S'ha vist que, atès que el número d'Argand no depèn només de la resistència litosfèrica sinó també del seu gruix, el rang de valors d' $Ar$  dependrà de l'estructura litosfèrica. Així doncs, per a una litosfera continental amb una escorça de 30 km de gruix i un flux de calor superficial de  $65 \text{ mW/m}^2$ , el número d'Argand pot variar entre 1 i 16 depenent del gruix litosfèric; és a dir, de la distribució de temperatures en fondària, la qual depèn, alhora, de la producció radiogènica de calor. A litosferes oceàniques, on el gruix cortical oscil·la entre 5 i 12 km i el flux de calor superficial entre 40 i  $60 \text{ mW/m}^2$ , es poden assolir valors del número d'Argand menors a 1. Això vol dir que, en una litosfera oceànica, les forces viscoses són molt més importants que les gravitatòries i, per tant, suporta bé les variacions de gruix cortical sense tendir a propagar la deformació. Això podria explicar el comportament quasi rígid de les plaques oceàniques, on la deformació es troba a les vores de les plaques amb molt poca deformació intraplaca.

La dependència existent entre el número d'Argand i l'estructura litosfèrica fa que no sigui adequat considerar un mateix número d'Argand per a un domini heterogeni, ja que implicaria variar els paràmetres reològics dels materials en funció de l'estructura litosfèrica.

Les propietats mecàniques de la litosfera tenen una forta dependència amb la temperatura, fent que la deformació litosfèrica estigui influenciada per les seves condicions tèrmiques. En particular, té un fort efecte la distribució de la producció radiogènica de calor. El fet que la producció de calor associada a una distribució de fonts radiogèniques constant a l'escorça tingui una enorme dependència amb el volum cortical, a diferència d'una distribució exponencial, fa que la deformació resultant al llarg del temps sigui notablement diferent en un o altre cas.

S'ha observat que, per a que la deformació es centri en alguna zona, cal que existeixi alguna heterogeneïtat inicial, bé en la distribució de velocitats, en la temperatura o en la geometria de la litosfera. El comportament de la litosfera, a l'hora de concentrar la deformació, depèn tant de les propietats mecàniques del material com de les tèrmiques. Les propietats tèrmiques no influiran tant en una litosfera on les seves condicions mecàniques, ja per si soles, defineixin una litosfera poc resistent o amb una viscositat baixa. Per altra banda, la deformació es concentra en els límits entre les heterogeneïtats, transmetent-se més o menys en funció del contrast de viscositat efectiva. Això fa que la zona més deformada no sigui sempre la menys resistent i, per tant, el mode de deformació no depèn dels valors absoluts de la seva viscositat o resistència, sinó dels valors relatius entre les diferents àrees.

### 8.3 Estudi de la zona Açores-Gibraltar

L'objectiu de la segona part d'aquest treball ha estat l'estudi del límit entre les plaques Africana i Eurasiàtica, al segment d'Açores a Gibraltar. El contacte de plaques en aquest segment, presenta unes característiques tectòniques úniques. Es pot dividir en tres zones ben diferenciades: el segment més occidental està format per una dorsal, divergent en direcció NNE, incloent-hi el punt triple d'Açores; el segment central es tracta d'una fractura pràcticament rectilínia molt ben marcada, amb un moviment transformant dextrògir; i finalment, a l'est del Banc de Gorringe està format per una regió de deformació ampla, convergent en direcció NNO, a on es passa de litosfera oceànica a continental (*Grimison & Chen, 1986; Buforn et al., 1988*).

Diferents autors han proposat una rotació de la placa Africana relativa a l'Eurasiàtica en sentit antihorari per explicar la divergència a la part més occidental del segment del límit de plaques i la convergència a la zona de Gibraltar, amb una falla transformant al segment central (*DeMets et al., 1990; Argus et al., 1989; Minster & Jordan, 1978; Chase, 1978; McKenzie, 1972*).

Tot i tractar-se d'un model numèric que considera continuïtat del desplaçament, ha permès fer un estudi de l'estat actual del límit de plaques. El límit de plaques s'ha simulat com una zona de debilitat, amb una viscositat o resistència litosfèrica menor, obtenint-se d'aquesta forma un salt de les velocitats al nord i al sud del límit de plaques; és a dir, velocitats de deformació (*strain rate*) majors, en el contacte entre les dues plaques. El moviment independent entre les dues plaques augmenta al disminuir la viscositat del límit de plaques, existint una clara dependència entre la rigidesa del límit de plaques i la transmissió d'esforços. Un resultat destacable ha estat la poca resistència o baixa viscositat ( $q=7$ ) del límit de plaques a litosfera oceànica. Aquest valor correspon a un coeficient de fricció equivalent de  $\mu_f=0.06$ , fent que les dues plaques llisquin amb molta facilitat i, en conseqüència, la zona de contacte sigui molt marcada i ben localitzada. En canvi, a l'est del Banc de Gorringe, el fet que el límit de plaques es bifurqui cap el nord d'Àfrica i cap el sud de la Península Ibèrica, esdevenint una zona de contacte molt més difusa, fa que el coeficient de fricció que li correspon sigui més elevat,  $\mu_f=0.32$ . Aquests valors obtinguts de l'aplicació del model numèric estan amb relació amb el règim tectònic de cada sector, on el límit divergent i/o conservatiu té un coeficient de fricció menor que el convergent.

Per a calcular les variacions laterals de la resistència litosfèrica o viscositat, ha estat adequada la utilització de les condicions d'isostàsia local i d'equilibri tèrmic les quals han permès fer una estimació de l'estructura litosfèrica. Això ha estat possible ja que, com

s'ha vist a la primera part del treball, els resultats globals depenen bàsicament dels valors relatius entre les diferents àrees i no dels seus valors absoluts.

El principal problema que ens hem trobat a l'hora de validar els diferents models, és l'escassa quantitat de dades de que es disposa a la zona en qüestió.

La recopilació feta en el *WSM97*, de les direccions horitzontals més compressives, és força complerta a terra, però en canvi, a mar és molt escassa. Aquesta base de dades es podria millorar incloent-hi les solucions de plans de falla de mecanismes focals de terratrèmols, d'estudis fets per diferents autors. Tot i això, s'ha aconseguit reproduir el règim tectònic global entre Açores i Gibraltar: compressiva en direcció NNO al segment més oriental; compressió NO amb un règim tectònic de cisalla sobre la falla de Glòria; i extensió NNE a les proximitats de les Açores.

Per a fer un mapa de les velocitats de deformació s'han considerat les dades de sismicitat. Aquestes només tenen en compte la deformació fràgil del material. Atès que es coneix que la litosfera també té un comportament dúctil, caldria utilitzar mètodes alternatius per a quantificar aquesta deformació. El coeficient d'acoblament sísmic (*seismic coupling coefficient*), relaciona el moment sísmic amb, el moment calculat a partir de mesures geològiques de velocitats de desplaçament de falles i/o del moviment de les plaques (Scholz, 1990, p. 284). Aquesta és una mesura important de les propietats reològiques de les falles. Actualment s'estan calculant aquestes velocitats de desplaçament amb mesures de GPS, *global positioning system*, (p. e., Reilly et al., 1992); aquestes dades seran més importants d'aquí uns anys quan es tingui una bona cobertura.

De totes formes, les velocitats de deformació que s'han calculat, considerant la deformació de la litosfera com un material viscos, coincideixen, en termes generals, amb les zones de màxima sismicitat. La velocitat de deformació màxima resultant del model es troba al llarg del límit de placa d'Açores fins al Banc de Gorringe. A l'est del Gorringe la deformació abasta una zona més ampla, des del sud de la Península Ibèrica fins al nord d'Àfrica, estenent-se cap a l'Atlas.

La velocitat de deformació ve controlada pel límit de plaques, tot i això, la falla que s'estén per l'Atlas fins la ciutat d'Agadir presenta velocitats de deformació importants (1-1.7 mm/any). Aquesta deformació actual explicaria la sismicitat que s'observa al llarg de la cadena de l'Atlas. Les falles de la Península Ibèrica, com ara Nazaré, Bajo-Tajo i Plasencia-Alentejo, tenen velocitats de desplaçament entre 0.1 o 0.2 mm/any. Aquestes fractures són atribuïdes al període de ruptura i obertura de l'Atlàntic nord a la latitud d'Ibèria, amb un moviment E-O de les plaques nord Americana i Ibèrica (Malod & Mauffret, 1990). En l'actualitat, la deformació deguda a la convergència entre Àfrica i



Euràsia queda bàsicament absorbida pel límit de plaques presentant, aquestes falles, un lent moviment direccional, que coincideix amb algunes alineacions sísmiques. L'efecte tectònic d'aquestes falles és el de corbar cap a l'oest les direccions més compressives. Tot i això, alguns autors proposen un moviment semi-independent de la placa Ibèrica (*Albarello et al.*, 1995). En aquesta tesi, el fet de no considerar les plaques rígides, sinó viscoses, les falles de la Península Ibèrica s'han pogut interpretar com deformació intraplaca.

Un fet destacable és l'absència de sismicitat a la falla de Glòria. En canvi, tot i que en els models és el segment del límit de plaques on la velocitat de deformació es menor, els valors que s'obtenen no deixen de ser elevats. Per tant, el fet que aquesta deformació no generi activitat sísmica, fa pensar que es pot tractar d'una zona on la deformació es bàsicament dúctil. També cal destacar, que es tracta del segment del límit de placa en el que el moviment relatiu entre les dues plaques és direccional, i donat que s'ha trobat un coeficient de fricció força petit, llisca amb molta facilitat .

Un altre fet destacable és l'elevada sismicitat que s'enregistra a la part occidental de Madeira Tore, al nord de l'illa de Madeira, que no s'ha pogut reproduir amb el model. El fet que s'hagi produït algun sisme important (l'any 1975 amb  $m_b = 6.7$ ), fa que sigui un dels llocs on s'obtingui una velocitat de deformació sísmica més elevada. Al no presentar una alineació sísmica (sinó ser més aviat puntual), ni topogràfica, ni gravimètrica, no s'ha pogut interpretar com una falla i, per tant, com una zona sensible a acumular deformació. Tot i això, alguns autors (*Bufo* et al., 1983; *Bufo* et al., 1988; *Udías & Bufo*, 1991) han associat el mecanisme d'aquesta sismicitat a una falla secundària que en direcció SE es prolonga fins a la zona d'Agadir.

Aquestes zones amb sismicitat anòmala, podrien estar relacionades amb el període de recurrència de les falles de cada regió. Com s'ha comentat a l'apartat 4.3.6, l'interval de temps considerat és molt petit a escala geològica, sense saber en quina part del cicle sísmic ens trobem. En el cas de la falla de Glòria podríem estar a la part de baixa activitat sísmica, mentre que al nord de Madeira podria coincidir amb una època de màxima activitat.

La cinemàtica que millor ajusta els observables és la del moviment relatiu d'Àfrica respecte Euràsia calculat per *Argus et al.* (1989). El fet que s'ajusti millor aquest resultat, només considerant 3 plaques rígides, que el del model global NUVEL-1, considerant les 12 plaques rígides (*DeMets et al.*, 1990), dóna suport a la no rigidesa de les plaques. A l'est de l'estret de Gibraltar, el domini d'Alboran tindria un moviment semi-independent, relatiu a Euràsia en direcció ONO. No obstant, per un estudi més

precís, caldria prolongar el domini del model cap a l'est i descriure les principals estructures, amb més de detall, tant del Rif i Atlas com de les Bètiques.

El model numèric permet calcular molts paràmetres que no es poden comparar degut a una poca cobertura de les dades, com ara els moviments verticals (*uplift*) i la magnitud dels esforços. Seria desitjable per tant, que es destinessin més esforços a la recopilació d'aquests tipus de dades, ja que, per una part són de gran rellevància per a conèixer l'activitat neotectònica i els efectes associats, particularment aquells que fan referència a l'ocurrència de desastres naturals, i per l'altra permetrien validar les hipòtesis inherents a la modelització numèrica.

**ÍNDIX DE FIGURES I TAULES.  
NOTACIÓ UTILITZADA**

# ÍNDIX DE FIGURES I TAULES

- Fig. 1- Tres litosferes de 30 km d'espessor cortical, amb la mateixa temperatura ( $0^{\circ}\text{C}$ ) i flux de calor superficial ( $65 \text{ mW/m}^2$ ): una sense producció de calor cortical, l'altra amb una producció constant a l'escorça i, una tercera, amb una producció de calor cortical decreixent exponencialment en fondària. Les tres geotermes donen com a resultat temperatura a la Moho i gruix litosfèric força diferents. .... 12
- Fig. 1-1- Components de l'esforç en les tres cares d'un paral.lelepipede de volum  $dx_1 \cdot dx_2 \cdot dx_3$ . .... 15
- Fig. 1-2- Tres envoltants d'esforços trobades a partir de tres geotermes diferents. S'observa com s'obtenen resistències molt diferents a partir d'uns mateixos paràmetres reològics variant la distribució de temperatures en fondària, on una litosfera més calenta i més prima és menys resistent que una de més freda o gruixuda. Aquests envoltants d'esforços i resistències litosfèriques han estat calculats amb els paràmetres de la Taula 1-1, considerant una escorça superior de 20 km i una inferior de 10 km. .... 18
- Fig. 1-3- Geoterma i corresponents envoltants d'esforços que donen els valors mínim i màxim de la resistència litosfèrica, (2) *Braun & Beaumont*, 1989 i (9) *Mareschal*, 1994. L'escorça superior és de 20 km i l'inferior de 10 km. .... 22
- Fig. 1-4 - Dependència del número d'Argand amb la resistència litosfèrica, donada una distribució de temperatures en fondària com la de la Fig. 1-3. S'han marcat el valor màxim de la resistència (9) *Mareschal* 1994, el mínim (2) *Braun & Beaumont* 1989 i el (1) de *Lynch & Morgan* 1987. Això vol dir, que per aquesta litosfera, el possible rang de valors d'Argand són els marcats amb una línia més gruixuda, de 0.9 a 16.25. Les densitats a l'escorça i al mantell litosfèrica s'han considerat de  $2800$  i  $3270 \text{ kg/m}^3$  respectivament. El gruix cortical és de 30 km i el litosfèric de 100km. .... 23
- Fig. 2-1- La velocitat amb distribució esglaó és nul·la per a valors més petits a  $x_1$  i més grans a  $x_4$ . Entre  $x_1$  i  $x_2$  augmenta com un cosinus al quadrat ( $v=v_0 \cos^2(Ax+B)$ ) fins a un valor de  $v=v_0$ , que es manté constant fins a  $x_3$ . Entre  $x_3$  i  $x_4$  torna a disminuir també com un cosinus al quadrat. En aquest treball s'han pres els valors:  $x_1=AX/4$ ,  $x_2=3/8 \cdot AX$ ,  $x_3=5/8 \cdot AX$ ,  $x_4=3/4 \cdot AX$ , on  $AX$  és l'amplada horitzontal en la direcció  $x$ , i  $v_0=10 \text{ mm/any}$ . .... 35
- Fig. 2-2- Diagrama de flux del programa *UHURU*. .... 36
- Fig. 3-1- Models estudiats. Les dimensions horitzontals sempre són de  $2000 \times 2000 \text{ km}$ . A) Litosfera amb un gruix cortical i litosfèric constant per a tota la placa on s'aplica unes condicions de velocitat amb una distribució en forma d'esglaó. B) Litosfera amb una zona central engruixida on les condicions de contorn aplicades són de deformació uniforme. C) Litosfera amb diferents produccions de calor cortical, gruix cortical constant i deformació uniforme. .... 42
- Fig. 3-2- Producció de calor cortical total ( $H_i$ ) en funció del gruix de l'escorça ( $s$ ), per dues distribucions de les fonts radiogèniques,  $H_c=1 \mu\text{W/m}^3$  i  $H_c=3 \cdot \exp(-z/13) \mu\text{W/m}^3$ . .... 43
- Fig. 3-3- Temperatura en fondària pels tres models litosfèrics considerats. En els tres casos s'ha fixat el flux de calor i la temperatura superficials,  $Q_{sup} = 65.2 \text{ mW/m}^2$  i  $T_{sup} = 0^{\circ}\text{C}$ , mentre que els gruixos litosfèrics i la temperatura a la base de l'escorça resultants són de: 1)  $L=58 \text{ km}$  i  $T_{moho} = 782^{\circ}\text{C}$  per

- $H=0 \mu\text{W}/\text{m}^3$ , 2)  $L=99.6 \text{ km}$  i  $T_{\text{moho}}=604^\circ\text{C}$  per  $H_c=1 \mu\text{W}/\text{m}^3$  i 3)  $L=122.6 \text{ km}$  i  $T_{\text{moho}}=502^\circ\text{C}$  per  $H_c=3 \cdot \exp(-z/13) \mu\text{W}/\text{m}^3$ . ..... 45
- Fig. 3-4- Relació entre el número d'Argand i les resistències litosfèriques per als tres models litosfèrics de la Fig. 3-3. .... 46
- Fig. 3-5- Variació del gruix cortical amb el temps aplicant una deformació uniforme de velocitat constant de 10 mm/any (línia gruixuda) i tres esforços constant (línies primes) que inicialment produeix una velocitat de 10 mm/any, 17 mm/any i 80 mm/any. .... 48
- Fig. 3-6- Velocitat de deformació vertical ( $\dot{\epsilon}_{zz}$ ) pels casos de producció de calor nul·la, constant i exponencial, i  $Ar=1$  després de 50Ma. Les isolínies estan cada  $0.5 \cdot 10^{-16} \text{ s}^{-1}$ . .... 50
- Fig. 3-7- Màxima velocitat de deformació ( $\dot{\epsilon}_{\text{max}} = \max(|\dot{\epsilon}_1|, |\dot{\epsilon}_2|, |\dot{\epsilon}_{zz}|)$ , on 1 i 2 són les dues direccions horitzontals principals) pels casos de producció de calor nul·la, constant i exponencial, i  $Ar=1$  després de 50Ma. Les isolínies estan cada  $0.5 \cdot 10^{-16} \text{ s}^{-1}$ . .... 51
- Fig. 3-8- Gruixos corticals després de 50Ma, pels tres models de distribució radiogènica de calor i  $Ar=1$ . Les isolínies estan cada 2.5 km. .... 52
- Fig. 3-9- Gruixos corticals després de 50Ma, pels tres models de distribució radiogènica de calor i  $Ar=8$ . Les isolínies estan cada 2.5 km. .... 53
- Fig. 3-10- Viscositat efectiva, velocitat de deformació vertical i gruix cortical en un perfil a  $x=AX/2$  a 0Ma i 50Ma per cada un dels tres models de distribució radiogènica i  $Ar=1$ . El perfil és el marcat amb una línia discontinua negra a la Fig. 3-1. La distribució de temperatures en fondària és diferent depenent de la producció de calor, això fa que la constant C no sigui la mateixa en els tres casos, fent que la viscositat efectiva inicial sigui igual independentment de la producció de calor. La viscositat depèn del camp de velocitats, per tant, ja inicialment no és constant a tot al domini, tot i que la geometria sigui la mateixa. .... 55
- Fig. 3-11- Dependència de la concentració de la deformació ( $CD$ ) amb el número d'Argand ( $Ar$ ), per als tres models de distribució de producció de calor radiogènica que s'han considerat. Aquestes corbes s'han trobat calculant la deformació deguda a una velocitat en forma d'esglaó i unes propietats reològiques amb números d'Argand entre 0 i 20. Les línies gruixudes marquen el possible rang de valors d' $Ar$ , trobat a l'apartat 3.1, per a cada model. .... 56
- Fig. 3-12- Perfils a  $x=AX/2$  de l'estructura litosfèrica (base de l'escorça i el mantell litosfèric) i el flux de calor superficial a l'estat inicial, pels tres models litosfèrics ( $H_c=0$ ,  $H_c=1$  i  $H_c=3 \cdot \exp(-z/13) \mu\text{W}/\text{m}^3$ ). .... 58
- Fig. 3-13- Perfils a  $x=AX/2$  de  $y=0$  fins  $y=BY$  (línia discontinua de la Fig. 3-1) de la viscositat efectiva inicial per diferents reologies de la litosfera, *Braun & Beaumont, 1989*; *Lynch & Morgan, 1987*; *Mareschal, 1994*. .... 60
- Fig. 3-14- Gruixos corticals resultants després de 15Ma amb deformació uniforme per a diferents distribucions de fonts radiogèniques: produccions de calor,  $H_c=0$ ,  $H_c=1$  i  $H_c=3 \cdot \exp(-z/13) \mu\text{W}/\text{m}^3$  i paràmetres reològics segons *Braun & Beaumont, 1989*. .... 61

- Fig. 3-15- Gruixos corticals resultants després de 15Ma amb deformació uniforme per a diferents distribucions de fonts radiogèniques: produccions de calor,  $H_c=0$ ,  $H_c=1$  i  $H_c=3 \cdot \exp(-z/13)$   $\mu\text{W}/\text{m}^3$  i paràmetres reològics segons *Lynch & Morgan*, 1987..... 62
- Fig. 3-16- Gruixos corticals resultants després de 15Ma amb deformació uniforme per a diferents distribucions de fonts radiogèniques: produccions de calor,  $H_c=0$ ,  $H_c=1$  i  $H_c=3 \cdot \exp(-z/13)$   $\mu\text{W}/\text{m}^3$  i paràmetres reològics segons *Mareschal*, 1994..... 63
- Fig. 3-17- Diferències relatives de les viscositats inicials fora ( $\eta_1$ ) i dins ( $\eta_2$ ) de l'orògen relacionades amb la deformació final,  $\Delta s_1$  és la variació de gruix cortical fora de l'orògen i  $\Delta s_2$  la variació dins de l'orògen. El valor límit a partir del que la deformació màxima es produeix en l'orògen, en el cas d'una litosfera sense producció de calor es troba a 0.31 i quan existeix producció cortical a 0.44..... 64
- Fig. 3-18- Quatre possibles produccions radiogèniques de calor cortical  $H_A=2 \cdot \exp(-z/13)$ ,  $H_B=2.5 \cdot \exp(-z/13)$ ,  $H_C=3 \cdot \exp(-z/13)$ ,  $H_D=3.5 \cdot \exp(-z/13)$  i les seves temperatures en fondària. Les geotermes s'han calculat fixant les temperatures a la superfície i a la base de la litosfera,  $T_{sup}$  i  $T_o$ , tenint un gruix litosfèric de  $L=122.6\text{km}$  i una escorça de 30km. Per tant les temperatures a la Moho i el flux de calor superficial seran en cada cas de: 470°C i 54.5mW/m<sup>3</sup>, 486°C i 60mW/m<sup>3</sup>, 502°C i 65.2mW/m<sup>3</sup>, i 518°C i 70mW/m<sup>3</sup>..... 66
- Fig. 3-19- Gruixos corticals després de 30Ma en una litosfera amb una reologia segons *Braun & Beaumont*, 1989, resistència litosfèrica molt dèbil. a)  $H_B/H_D$ , b)  $H_A/H_C$ , c)  $H_A/H_D$ . Les isolínies estan cada 2.5 km. .... 68
- Fig. 3-20- Gruixos corticals després de 30Ma en una litosfera amb una reologia segons *Lynch & Morgan*, 1987. a)  $H_B/H_D$ , b)  $H_A/H_C$ , c)  $H_A/H_D$ . Les isolínies estan cada 2.5 km..... 69
- Fig. 3-21- Gruixos corticals després de 30Ma de col·lisió entre una litosfera amb una producció de calor cortical menor contra una altra amb una producció major, amb una reologia segons *Braun & Beaumont* (1989) i a)  $H_B/H_D$ , b)  $H_A/H_C$ , c)  $H_A/H_D$ . isolínies cada 2.5 km. .... 70
- Fig. 3-22- Diferències relatives de les viscositats inicials entre les dues zones ( $\eta_1$ ,  $\eta_2$ ) relacionades amb les seves deformacions finals,  $\Delta s_1$  (variació mitjana del gruix cortical en la zona 1) i  $\Delta s_2$  (variació mitjana del gruix cortical en la zona 2). A La banda dreta estarien els models en què la compressió es fa sobre la litosfera més resistent i a l'esquerra quan la regió 1 és la menys resistent..... 71
- Fig. 4-1- Límits de plaques i edat de la litosfera oceànica. Abreviacions de les plaques: EU-Euràsia, AF-Àfrica, AN-Antàrtida, NA-Nord Amèrica, CA-Carib, CO-Cocos, SA-Sud Amèrica, NZ-Nazca, SC-Scotia, PA-Pacífic, AU-Austràlia. .... 80
- Fig. 4-2- Reconstrucció del moviment de les plaques de Nord Amèrica, Ibèria i Àfrica relatives a la placa d'Euràsia, des del Juràssic superior fins el Miocè inferior, (*Srivastava et al.*, 1990). .... 84
- Fig. 4-3- Elevació (ETOPO5) i sismicitat, de magnitud major a 3 entre els anys 1961-1999 del *CNSS Catalog* (<http://quake.geo.berkeley.edu/cnss/catalog-search.html>). El quadre blanc delimita la zona d'aplicació..... 86
- Fig. 4-4- Principals estructures i règim tectònic al límit occidental de les plaques Eurasiàtica i Africana. B.: Banc, P.A.: Plana Abissal..... 87

- Fig. 4-5- Anomalia gravimètrica d'aire lliure (isolínies cada 25 mgals) i alçada geoidal (isolínies cada 2 metres). ..... 91
- Fig. 4-6- Elevació resultant de filtrar les dades originals (ETOPO5) amb un filtre rectangular de 100 km d'amplada. Isolínies cada 0.5 km. .... 94
- Fig. 4-7- Perfils sísmics i modelització gravimètrica feta a la Península i als seus marges. ECORS (*ECORS Pyrenees Team*, 1988), IAM (*Banda et al.*, 1993), VALSIS (*Torné et al.*, 1992), CONRAD-Alboran (*Watts et al.*, 1993), REFRACCIÓ (*ILIHA*, 1993; *Fernández-Viejo et al.*, 1998, 1999), ESCI (*García-Dueñas et al.*, 1994; *Pulgar et al.*, 1996). ..... 94
- Fig. 4-8- Dades disponibles de flux de calor superficial, obtingudes a partir del 'new global heat flow compilation' (*Pollack et al.*, 1993) i *Fernández et al.* (1998a). ..... 96
- Fig. 4-9- Anomalies magnètiques digitalitzades, *Klitgord & Schouten* (1986), i flux de calor superficial associat segons el model de *Parsons & Sclater* (1977). ..... 96
- Fig. 4-10- Dades dels vectors de desplaçament i direccions transformants (Taula 4-3), determinades a partir de terratrèmols. .... 99
- Fig. 4-11 - Mapa amb les direccions de màxima compressió. El color és funció del tipus de deformació: NF-normal, NS-transtensiu, TF-inversa, TS- transpressiu, SS-cisalla i U-índeterminat. La longitud de la barra és directament proporcional a la qualitat de la dada. .... 99
- Fig. 4-12- Histograma del nombre de mesures d'esforços respecte la seva qualitat per a diferents indicadors: a) mecanismes focals, b) ovalització de sondatges, c) mesures *in situ* i d) dades geològiques recents. Les lletres *A, B, C, D* i *E* indiquen la qualitat de la mesura: *A*, molt bona; *E*, molt dolenta. .... 100
- Fig. 4-13- Sismes amb magnitud major a 3, entre l'any 1964 i 1991, de la base de dades del *ISC Catalog*. Els punts negres són aquells terratrèmols dels que s'ha calculat la seva magnitud  $m_b$  (901 terratrèmols del 1316 totals), és a dir, els que s'han utilitzat finalment per trobar la velocitat de deformació. .... 103
- Fig. 4-14- Relació entre els valors de les magnituds i el nombre de terratrèmols, totals i els que es coneix la seva magnitud d'ona interna,  $m_b$ . La banda més fosca correspon als terratrèmols que es troben dins de la zona d'estudi (25°W a 0°E i 30°N a 45°N), tot i que per al càlcul de la velocitat de deformació s'han considerat tots els terratrèmols de la banda grisa (30°W a 5°E i 25°N a 50°N). 104
- Fig. 4-15- Velocitat de deformació sísmica,  $\dot{\epsilon}$ , determinada a partir de les magnituds  $m_b$  dels terratrèmols. Isolínies cada  $10 \text{ s}^{-1}$ . .... 105
- Fig. 5-1- Model de compensació isostàtica segons *Lachenbruch & Morgan* (1990). Relació del balanç de massa per una columna litosfèrica, amb densitat mitjana  $\rho_l$  i gruix  $L$ , suspesa a l'astenosfera de densitat  $\rho_a$ .  $H_0$  s'ha calculat prenent com a columna de referència una dorsal oceànica. .... 110
- Fig. 5-2- Diagrama de flux per a trobar els gruixos cortical i litosfèric ( $s, L$ ) coneixent l'elevació i el flux de calor superficial ( $e, Q_{sup}$ ). .... 113
- Fig. 5-3- (Pàgina següent): Model litosfèric resultant de considerar isostàsia local i equilibri tèrmic: elevació (isolínies cada 0.5 km), gruix cortical (isolínies cada 2.5 km), gruix litosfèric (isolínies

cada 10 km) i flux de calor superficial (isolínies cada 5 mW/m<sup>2</sup>). El gruix litosfèric i el flux de calor superficial han estat filtrats amb un filtre rectangular de 200 km d'amplada..... 115

Fig. 5-4- Anomalia de Bouguer calculada segons un model 1-D a partir de l'anomalia d'aire lliure (Fig. 4-5), substituint l'aigua per sediments d'una densitat de 2670k g/m<sup>3</sup>. Isolínies cada 30 mgal.... 117

Fig. 5-5- Resistència litosfèrica del model de la Fig. 5-3 amb uns paràmetres reològics segons *Lynch & Morgan* (1987) (Taula 1-1). Isolínies cada 5·10<sup>12</sup> N/m..... 118

Fig. 5-6- Número d'Argand del model litosfèric trobat als apartats anteriors (Fig. 5-3 i Fig. 5-5). Isolínies cada 0.1..... 119

Fig. 6-1- Models assajats de límit de plaques. En els Models 3 i 4 les latituds de les posicions  $y_1 = 36.1^\circ\text{N}$ ,  $y_2 = 34.5^\circ\text{N}$  i  $y_3 = 37.5^\circ\text{N}$ , mesurat en quilòmetres amb l'origen a la latitud de 30°N es troben a 590, 805 i 1000 km respectivament. En els Models 3 i 4 el límit de placa de l'oest (línia més gruixuda) és més dèbil que el de l'est (més prima). El Model 0 és aquell que no té cap zona de debilitat..... 124

Fig. 6-2- a) Posicions i velocitats angulars dels cinc pols de rotació utilitzats: 1. *DeMets et al.*, 1990; 2. *Argus et al.*, 1989; 3. *Minster & Jordan*, 1978; 4. *Chase*, 1978; 5. *McKenzie*, 1972. b) Mòdul de la velocitat i azimut (mesurat des del nord en sentit horari) aplicat al límit meridional del model d'acord amb els diferents pols de rotació..... 129

Fig. 6-3- Mòdul de la velocitat i azimut (mesurat des del nord en sentit horari) amb la latitud, pels cinc pols de rotació considerats, segons les condicions de contorn CCE1, que s'aplica als contorns: a) est del model, i b) a l'oest del model..... 134

Fig. 6-4- Desviació mitjana de la màxima compressió ( $\Delta\theta$ ), coeficient de correlació de la deformació ( $cc$ ) i desviació mitjana dels moviments relatius entre les dues plaques ( $\Delta v$ ), per a cada un dels cinc pols de rotació considerats..... 135

Fig. 6-5- Desviació mitjana de la màxima compressió ( $\Delta\theta$ ), coeficient de correlació de la deformació ( $cc$ ) i desviació mitjana dels moviments relatius entre les dues plaques ( $\Delta v$ ), respecte diferents quocients de falla ( $q$ ) i amb un límit de plaques a litosfera oceànica (Model 1). Els resultats són diferents depenent del pol de rotació considerat: a) NUVEL-1, *DeMets et al.*, 1990; b) *Argus et al.*, 1989; c) RM2, *Minster & Jordan*, 1978; d) P071, *Chase*, 1978; e) *McKenzie*, 1972..... 137

Fig. 6-6- Desviació mitjana de la màxima compressió ( $\Delta\theta$ ), coeficient de correlació de la deformació ( $cc$ ) i desviació mitjana dels moviments relatius entre les dues plaques ( $\Delta v$ ), respecte diferents quocients de falla ( $q$ ) i amb un límit de plaques fins al Gorringe (Model 2). Els resultats són diferents depenent del pol de rotació considerat: a) NUVEL-1, *DeMets et al.*, 1990; b) *Argus et al.*, 1989; c) RM2, *Minster & Jordan*, 1978; d) P071, *Chase*, 1978; e) *McKenzie*, 1972..... 138

Fig. 6-7- Model 1 (límit de plaques a litosfera oceànica), segons el pol d'*Argus et al.* (1989). a) Velocitat de deformació màxima i camp de velocitats referents a la part estable d'Euràsia. b) Direccions dels esforços principals horitzontals. El símbols de color indiquen la direcció horitzontal més compressiva, el règim tectònic (NF:normal, TF:invers o SS:cisalla) i la longitud la magnitud... 139

Fig. 6-8- Model 2 (límit de plaques fins al Gorringe), segons el pol d'*Argus et al.* (1989). a) Velocitat de deformació màxima i camp de velocitats relatives a la part estable d'Euràsia. b) Direccions dels



- esforços principals horitzontals. El símbols de color indiquen la direcció horitzontal més compressiva, el règim tectònic (NF:normal, TF:invers o SS:cisalla) i la longitud la magnitud... 140
- Fig. 6-9- Velocitats resultants al contorn occidental del model en funció del quocient de falla. Com menys resistent és el límit de placa (major quocient de falla), major és la diferència entre les velocitats a les dues plaques. Els càlculs s'han fet considerant el Model 2 i el pol de rotació d'*Argus et al.* (1989)..... 141
- Fig. 6-10- Condicions de contorn utilitzades pel model 3. Es corresponent amb les CCE1 de la Taula 6-1, amb el pol de rotació segons *Argus et al.* (1989). ..... 143
- Fig. 6-11- Desviació mitjana de la màxima compressió ( $\Delta\theta$ ), coeficient de correlació de la deformació ( $cc$ ) i desviació mitjana dels moviments relatius entre les dues plaques ( $\Delta v$ ), respecte diferents quocients de falla per al límit de plaques oriental ( $q_E$ ). El quocient de falla del límit de plaques a l'oest del Banc de Gorringe és sempre 7. Model 3..... 143
- Fig. 6-12- Mòdul i azimut (mesurat des del nord en sentit horari) de la diferència entre la velocitat al nord i al sud del límit de placa, pels quatre models (Model 0, 1, 2, i 3), segons el pol de rotació d'*Argus et al.* (1989). El quocient de falla a l'oest del Banc de Gorringe és de 7, mentre que a l'est, pel Model 3, és de 1.8..... 144
- Fig. 6-13- Condicions de contorn utilitzades pels models 4: a) Model 4a amb la condició de contorn CCE2a, b) Model 4b, CCE2b, i c) Model 4c, CCE2c de la Taula 6-1, amb el pol de rotació segons *Argus et al.* (1989)..... 145
- Fig. 6-14- Desviació mitjana de la màxima compressió ( $\Delta\theta$ ), coeficient de correlació de la deformació ( $cc$ ) i desviació mitjana dels moviments relatius entre les dues plaques ( $\Delta v$ ), respecte diferents quocients de falla per al límit de plaques oriental ( $q_E$ ). El quocient de falla del límit de plaques a l'oest del Banc de Gorringe és sempre 7, el pol de rotació d'*Argus et al.* (1989) i el límit de plaques és doble a l'est del Golf de Cadis (Model 4, Fig. 6-1). Les condicions de contorn a l'est del domini són les CCE2 i depenent de les considerades al domini d'Alboran: a) Model 4a: lliure d'esforços, CCE2a; b) Model 4b: moviment cap a l'oest, CCE2b; i c) Model 4c: moviment nord-oest, CCE2c..... 146
- Fig. 6-15- Distribució del camp de velocitat i velocitat de deformació màxima per a les tres condicions de contorn: a) Lliure d'esforços, CCE2a; b) Moviment cap a l'oest, CCE2b; i c) Moviment nord-oest, CCE2c. Amb un quocient de falla a l'est del Gorringe de 1.8..... 147
- Fig. 6-16- Direccions dels esforços principals horitzontals del Model 4b. El símbols de color indiquen la direcció horitzontal més compressiva, el règim tectònic (NF:normal, TF:invers o SS:cisalla) i la longitud la magnitud..... 149
- Fig. 7-1- Discretització en elements triangular de la zona d'estudi, amb les falles que s'han considerat. Els elements són triangulars de tres nodes, amb quatre nodes pels elements de les falles. .... 156
- Fig. 7-2- Producció de calor cortical total ( $H_t$ ) en funció del gruix de l'escorça ( $s$ ), per a diferents distribucions de fonts radiogèniques. Els trams gruixuts de les corbes exponencials corresponen a la distribució de fonts radiogèniques considerada al programa *UHURU*. La línia recta gruixuda correspon a la distribució de fonts de calor considerada al programa *SHELLS*..... 158

Fig. 7-3- (Pàgina següent) Model litosfèric resultant, trobat a partir de l'elevació i el flux de calor superficial: elevació (isolínies cada 0.5 km), gruix cortical (isolínies cada 2.5 km), gruix litosfèric (isolínies cada 10 km) i flux de calor superficial (isolínies cada 5 mW/m <sup>2</sup> ). Aquests valors compleixen la condició d'isostàsia local i l'equació d'equilibri tèrmic. El gruix litosfèric i el flux de calor superficial han estat filtrats amb un filtre rectangular de 200 km d'amplada. ....	158
Fig. 7-4- Resistència litosfèrica del model de la Fig. 7-3 amb uns paràmetres reològics segons <i>Lynch &amp; Morgan</i> (1987) (Taula 1-1) i un coeficient de fricció de 0.85. Isolínies cada 5·10 <sup>12</sup> N/m.....	160
Fig. 7-5- Relació entre el coeficient de fricció de falla ( $\mu_f$ ) considerat al <i>SHELLS</i> i el quocient de falla ( $q$ ) considerat a l' <i>UHURU</i> .....	161
Fig. 7-6- Desviació de la direcció de la màxima compressió i coeficient de la correlació sísmica en funció del coeficient de fricció de falla. Les línies verticals corresponen als coeficients de fricció trobats amb el <i>UHURU</i> (0.06 i 3.2). La franja fosca correspon al rang més adequat pel coeficient de fricció a les falles. ....	163
Fig. 7-7- Velocitats de desplaçament de les falles (mm/any). El coeficient de fricció a les falles és de 0.12. ....	164
Fig. 7-8- Velocitats de desplaçament de les falles (mm/any), per a les condicions de contorn: a) CCE2a, zona d'Alboran lliure d'esforços; i b) CCE2c, velocitat de la microplaca d'Alboran cap a l'oest. El coeficient de fricció a les falles és de 0.12. ....	166
Fig. 7-9- Logaritme de la velocitat de deformació resultant del programa <i>SHELLS</i> i dades de sismicitat del <i>ISC Catalog</i> . Condició de contorn CCE2b.....	168
Fig. 7-10- Direcció de l'esforç principal horitzontal més compressiu i règim tectònic, resultant del <i>SHELLS</i> amb la condició de contorn CCE2b.....	168
Taula 1-1. Valors típics dels paràmetres que determinen el comportament reològic d'una litosfera continental ( <i>Lynch &amp; Morgan</i> , 1987).....	17
Taula 1-2- Paràmetres de la llei de flux potencial, $A$ (MPa <sup>-n</sup> s <sup>-1</sup> ), $Q$ (kJ mol <sup>-1</sup> ). Referències: (1) <i>Lynch &amp; Morgan</i> , 1987; (2) <i>Braun &amp; Beaumont</i> , 1989; (3) <i>Fadaie &amp; Ranalli</i> , 1990; (4) <i>Bassi</i> , 1991; <i>hid.</i> es refereix a una reologia hidratada, (5) <i>Buck</i> , 1991; (6) <i>Liu &amp; Furlong</i> , 1993; (7) <i>Lowe &amp; Ranalli</i> , 1993; (8) <i>Boutillier &amp; Keen</i> , 1994; (9) <i>Mareschal</i> , 1994; (10) <i>Bassi</i> , 1995.....	21
Taula 3-1- Paràmetres utilitzats en aquest capítol.....	45
Taula 4-1- Anomalia magnètica, edat de la litosfera oceànica segons <i>Klitgord &amp; Schouten</i> (1986) i flux de calor superficial calculat segons el model de <i>Parsons &amp; Sclater</i> (1977). ....	95
Taula 4-2 - Posició i velocitat angular (sentit antihorari) del pol de rotació (Àfrica respecte Euràsia), i les velocitats relatives entre les plaques Africana i Eurasiàtica resultants per a cada sector, segons diversos autors. ....	98
Taula 4-3- Azimuts (sentit horari mesurats des del nord) de les velocitats relatives entre la placa Africana i l'Eurasiàtica. El referit amb CMT està calculat per ' <i>Harvard centroid-moment tensor solutions</i> ' ( <i>Dziewonski et al.</i> , 1983). ....	98

- Taula 5-1. Paràmetres utilitzats per al càlcul de la geometria litosfèrica i la distribució de temperatures:  
La producció de calor a l'escorça,  $H_c = H_{sup} \cdot \exp(-z/b)$ , s'ha pres diferent en funció de la batimetria. 115
- Taula 6-1. Diferents condicions de contorn aplicades al límit oriental del model: CCE1, CCE2a, CCE2b i CCE2c. Els valors de  $y_1$ ,  $y_2$  i  $y_3$ , són els definits a la Fig. 6-1,  $y_1=36.1^\circ\text{N}$ ,  $y_2=34.5^\circ\text{N}$  i  $y_3=37.5^\circ\text{N}$ . 128
- Taula 6-2- Paràmetres utilitzats per al càlcul del camp de velocitats amb el programa *UHURU*. Aquests paràmetres seran els mateixos per a tots els models estudiats. .... 131

## NOTACIÓ UTILITZADA

Símbol	Significat	Unitats
$A$	constant de la llei de flux potencial	$\text{MPa}^{-n} \text{s}^{-1}$
$Ar$	número d'Argand	adimensional
$\alpha$	coeficient d'expansió tèrmica al mantell litosfèric.	$\text{K}^{-1}$
$B$	coeficient reològic depenent de la temperatura	$\text{Pa s}^{1/n}$
$b$	coeficient exponencial de la producció de calor cortical	km
$\beta$	gradient de l'esforç límit fràgil	kPa/m
$\dot{E}$	segon invariant del tensor velocitat de deformació	$\text{s}^{-1}$
$e$	elevació	km
$\varepsilon$	deformació	adimensional
$\dot{\varepsilon}$	velocitat de deformació	$\text{s}^{-1}$
$\dot{\varepsilon}_{\text{sísmica}}$	velocitat de deformació sísmica	$\text{s}^{-1}$
$\dot{\varepsilon}_0$	velocitat de deformació de referència	$\text{s}^{-1}$
$\dot{\varepsilon}_D$	constant pre-exponencial per a la llei de Dorn	$\text{s}^{-1}$
$F_{Lit}$	resistència litosfèrica	N/m
$g$	acceleració gravitacional	$9.8 \text{ m/s}^2$
$\gamma$	gradient tèrmic del mantell superior	$^{\circ}/\text{m}$
$H_c, H_m$	producció radiogènica de calor a l'escorça i al mantell litosfèric	$\mu\text{W/m}^3$
$H_{sup}$	producció radiogènica de calor superficial	$\mu\text{W/m}^3$
$h_m$	gruix del mantell litosfèric	km
$\kappa$	difusivitat tèrmica	$\text{m}^2/\text{s}$
$K_c, K_m, K_a$	conductivitats tèrmiques a l'escorça, al mantell i a l'astenosfera	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$
$L$	gruix litosfèric	km
$(\lambda, \phi) (\lambda_0, \phi_0)$	longitud i latitud, longitud i latitud de la posició $(x, y)=(0, 0)$	$^{\circ}$
$M_0$	Moment sísmic	adimensional
$m_b$	magnitud d'ona interna	adimensional
$\mu$	mòdul de cisalla	Pa
$\mu_f$	coeficient de fricció	adimensional
$\eta$	viscositat	Pa/s
$n$	exponent de la llei de flux potencial	adimensional
$Q, Q_D$	energia d'activació i energia d'activació de la llei de Dorn	kJ/mol
$Q_{sup}, Q_{moho}$	flux de calor superficial ( $x=0$ ) i a la base de l'escorça ( $x=s$ )	$\text{mW/m}^2$
$q$	quocient de falla	adimensional
$R$	constant dels gasos	$8.314 \text{ J/mol K}$
$R_{\text{terre}}a$	radi terrestre	6371 km

Símbol	Significat	Unitats
$\rho_w, \rho_c, \rho_m, \rho_a$	densitats de l'aigua, l'escorça, el mantell i l'astenosfera	kg/m <sup>3</sup>
$\rho$	densitat mitjana de la litosfera	kg/m <sup>3</sup>
$s$	gruix cortical	km
$\sigma$	esforç total	MPa
$\sigma_D$	esforç de referència de Dorn	MPa
$T, T_c(z), T_m(z)$	temperatura, a l'escorça i al mantell litosfèric	K
$T_{sup}, T_{moho}$	temperatura a la superfície ( $z=0$ ) i a la base de l'escorça ( $z=s$ )	K
$T_a, T_{bol}$	temperatura a la base de la litosfera ( $z=L$ ), i del model ( $z=300$ km)	K
$\tau, \bar{\tau}$	esforç desviatori i mitjana vertical de l'esforç desviatori	MPa
$\tau_{fràgil}, \tau_{dúctil}$	esforç límit de deformació fràgil i dúctil	MPa
$\vec{u}=(u,v,w)$	camp de velocitats	mm/any
$x, y, z$	distàncies horitzontals i fondària	km

**REFERÈNCIES  
BIBLIOGRÀFIQUES**

## REFERÈNCIES BIBLIOGRÀFIQUES

- Airy, G.B., 1855, *On the computation of the effect of attraction*, Philos. Trans. R. Soc. London, 145, 101-104.
- Albarello D., Mantovani E., Babbucci D., Tamburelli C., 1995, *Africa-Eurasia kinematics: main constraints and uncertainties*, Tectonophysics, 243, 25-36.
- Alvarez-Marrón, J., A. Pérez-Estaún, J.J. Dañobeitia, L. Pulgar, J.R. Martínez-Catalán, A. Marcos, F. Bastida, P. Ayarza Arribas, J. Aller, J. Gallart, F. González-Lordeiro, E. Banda, M.C. Comas, D. Córdoba, 1996, *Seismic Structure of the northern continental margin of Spain from ESCIN deep seismic profiles*, Tectonophysics, 267, 153-174.
- Alvarez-Marrón, J., E. Rubio, M. Torné, 1997, *Subduction-related structures in the North Iberian Margin*, J. Geophys. Res., 102, 22497-22511.
- Anderson, E. M., 1951, *The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain*, 2<sup>nd</sup> ed., Oliver and Boyd, Edinburgh.
- Andeweg B., G. De Vicente, S. Cloetingh, J. Gineer, A. Muñoz Martín, 1999, *Local stress fields and intraplate deformation of Iberia: variations in spatial and temporal interplay of regional stress sources*, Tectonophysics, 305, 153-164.
- Andrieux J., J.M. Fontobé, M. Durand-Delga, 1971, *Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar*, Earth Planet. Sci. Lett., 12, 191-198.
- Argus D.F., R.G. Gordon, C. DeMets, S. Stein, 1989, *Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault*, J. Geophys. Res., 94, 5585-5602.
- Auzende J.M., J. Charvet, A. Le Lann, X. Le Pichon, J.H. Monteiro, A. Nicolas, J.L. Olivet and A. Ribeiro, (group CYAGOR I), 1978, *Sampling and observation of oceanic mantle and crust on Gorringe Bank*, Nature, 273, 45-49.
- Banda, E., M. Torne, IAM Group, 1995, *Iberian Atlantic margins group investigates deep structure of ocean margins*, EOS, 76, 3, pp.25, 28, 29.
- Bassi G., 1991, *Factors controlling the style of continental rifting: insights from numerical modelling*, Earth Planet. Sci. Lett., 105, 430-452.
- Bassi G., 1995, *Relative importance of strain rate and rheology for the mode of continental extension*, Geophys. J. Int., 122, 195-210.
- Bassi G., R. Sabadini, S. Rebaï, 1997, *Modern tectonic regime in the Tyrrhenian area: observations and models*, Geophys. J. Int., 129, 330-346.
- Bergeron A., J. Bonnin, 1991, *The deep structure of Gorringe Bank (EN Atlantic) and its surrounding area*, Geophys. J. Int., 105, 491-502.
- Birch F., R.F. Roy, E.R. Decker, 1968, *Heat flow and thermal history in the New York and New England.. A: Studies of Appalachian geology: Northern and maritime* (E. Zen, W.S. White, J.B. Haadley, J.B. Thompson, eds.) Inerscience, New York, 437-451.

- Bird, P., K. Piper, 1980**, *Plane-stress finite element models of tectonic flow in southern California*, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 21, 158-175.
- Bird, P., J. Baumgardner, 1984**, *Fault friction, required stress, and crust-mantle coupling in southern California from finite elements models*, *J. Geophys. Res.*, 89, 1932-1944.
- Bird, P., 1988**, *Formation of the Rocky Mountains, Western United States: A Continuum Computer Model*, *Science*, 239, 1501-1507.
- Bird, P., 1989**, *New finite element techniques for modeling deformation histories of continents with stratified temperature-dependent rheology*, *J. Geophys. Res.*, 94, 3967-3990.
- Bird, P., X. Kong, 1994**, *Computer simulations of California tectonics confirm very low strength of major faults*, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 106, 159-174.
- Bird, P., 1996**, *Computer simulations of Alaskan neotectonics*, *Tectonics*, 15, 225-236.
- Bird, P., 1998**, *Testing hypotheses on plate-driving-mechanism with global lithosphere models including topography, thermal structure, and faults*, *J. Geophys. Res.*, 103, 10115-10129.
- Boillot G., J. Malod, 1988**, *The North and North-West spanish continental margin: a review*. *Rev. Soc. Geol. España*, 1, 295-316.
- Boillot G., D. Mougnot, J. Girardeau, E.L. Winterer, 1989**, *Rifting Processes on the West Galicia Margin, Spain*. A: *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic margins*. Eds. A.J. Tankard and H.R. Balkwill. *AAPG Mem.* 46, 363-355.
- Bouillin J.P., M. Durand-Delga, P. Olivier, 1986**, *Betic Rifian and Tyrrhenian Arc: distinctive features, genesis and developement stages*. A: F.C. Wezel (ed.), *The Origin of Arcs*, Elsevier, New York, 221-304.
- Boutillier R.R., C.E. Keen, 1994**, *Geodynamic models of fault-controlled extension*, *Tectonics*, 13, 439-454.
- Brace, W.F., D.L. Kohlstedt, 1980**, *Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments*, *J. Geophys. Res.*, 85, 6248-6252.
- Braun J., C. Beaumont, 1987**, *Styles of continental rifting: results from dynamic models of lithospheric extension*. A: Beaumont, C. and Tankard, A.J. (Eds.), *Sedimentary Basins and Basin-Forming Mechanisms*, *Can. Soc. Petr. Geol. Mem.*, 12, 241-258.
- Braun J., C. Beaumont, 1989**, *Dynamic models of the role of crustal shear zones in asymmetric continental extension*, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 93, 405-423.
- Buck W.R., 1991**, *Modes of continental lithospheric extension*, *J. Geophys. Res.*, 96, 20161-20178.



- Bufo**n E., **M.J. Jiménez**, **A. Udías**, 1983, *Parámetros focales de los terremotos del 26 de mayo de 1975 y 1 de enero de 1980 en la región Azores-Gibraltar y sismotectónica regional*, Rev. de Geofísica, 39, 51-63.
- Bufo**n E., **A. Udías**, **M.A. Colombás**, 1988, *Seismicity, source mechanisms and tectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary*. Tectonophysics, 152, 89-118.
- Bufo**n E., **C. Sanz de Galdeano**, **A. Udías**, 1995, *Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian region*, Tectonophysics, 248, 247-261.
- Byerlee**, **J.D.**, 1978. *Friction of rocks*. Pure Appl. Geophys., 116, 615-626.
- Cabal**, **J.**, 1993, *Regimen tectónico en el noroeste de la Península Ibérica y sus margenes continentales: flujo de calor, producción radiogénica de calor y estructura térmica de la litosfera*. Tesi doctoral, Universidad de Oviedo, pp. 187.
- Cabral**, **J. M. L. C.**, 1993, *Neotectónica de Portugal Continental*, Tesi doctoral, Universidade de Lisboa.
- Carbonell**, **J.**, 1997, *Estudi de la subsidència i estructura litosfèrica del marge occidental de la Península Ibèrica*, Tesi doctoral, Universitat de Barcelona, pp. 183.
- Chase**, **C.G.**, 1978, *Plate kinematics: the Americas, east Africa, and the rest of the world*, Earth. Planet. Sci. Lett., 37, 355-368.
- Channel J.F.T.**, **J.C. Mareschal**, 1989, *Delamination and asymmetric lithospheric thickening in the development of the Tyrrhenian Rift*, A: Coward M.P., Dietrich, D. & Park, R.G. (Eds) Alpine Tectonics, Spec. Publ. Geol. Soc. London, 45, 285-302.
- Cianetti S.**, **P. Gasperini**, **M. Boccaletti**, **C. Giunchi**, 1997, *Reproducing the velocity and stress fields in the Aegean region*, Geophys. Res. Lett., 24, 2087-2090.
- Cloetingh**, **S.**, **P.A. Van der Beek**, **D. Van Rees**, **T.B. Roep**, **C. Biermann**, **R.A. Stephenson**, 1992, *Flexural interaction and the dynamics of Neogene extensional basin formation in the Alboran-Betic region*, Geo-Marine Letters, 12, 66-75.
- CMT Catalog**, 1999, Harvard Seismology: Centroid-Moment Tensor Project. <http://www.seismology.harvard.edu>.
- Coblentz D.D.**, **R.M. Richardson**, 1996, *Analysis of the South American intraplate stress field*, J. Geophys. Res., 101, 8643-8657.
- Cohen S.**, **R. Morgan**, 1986, *Intraplate deformation due to continental collisions: a numerical study of deformation in a thin viscous sheet*, Tectonophysics, 132, 247-259.
- DeMets**, **C.**, **R.G. Gordon**, **D.F. Argus** and **S. Stein**, 1990, *Current plate motions*, Geophys. J. Int., 101, 425-478.
- De Smet M.E.M.**, 1984, *Investigations of the Crevillente fault zone and its role in the tectonogenesis of the Betic Cordilleras, Southern Spain*. Free Univ. Press, Amsterdam.
- Dewey J.F.**, 1988, *Extensional collapse of orogens*, Tectonics, 7, 1123-1139.

- Dewey J.F., M.L. Helman, E. Turco, D.H.W. Hutton, S.D. Knott, 1989**, *Kinematics of the Western Mediterranean*, A: Coward M.P., Dietrich, D. & Park, R.G. (Eds.) *Alpine Tectonics*, Spec. Publ. Geol. Soc. London, 45, 265-283.
- Dunbar J.A., D.S. Sawyer, 1989**, *How pre-existing weaknesses control the style of continental breakup*, *J. Geophys. Res.*, 94, 7278-7292.
- Dutton, C.E., 1889**, *On some of the great problems of physical geology*, *Bull. Philos. Soc. Washington*, 11, 51-64.
- Dziewonski A. M., A. Friedman, D. Giardini, J. H. Woodhouse, 1983**, *Global seismicity of 1982: centroid-moment tensor solutions for 308 earthquakes*, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 33, 76-90.
- ECORS Pyrenees Team, 1988**, *The ECORS deep seismic reflection survey across the Pyrenees*, *Nature*, 331, 508-510.
- Ellis, S., P. Fullsack, C. Beaumont, 1995**, *Oblique convergence of the crust driven by basal forcing: implications for length-scales of deformation and strain partitioning in orogens*, *Geophys. J. Int.*, 120, 24-44.
- England, P.C., D.P. McKenzie, 1982**, *A thin viscous sheet model for continental deformation*, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 70, 295-321.
- England, P.C., D.P. McKenzie, 1983**, *Correction to: A thin viscous sheet model for continental deformation*, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 73, 523-532.
- England, P.C., 1983**, *Constraints on extension of continental lithosphere*, *J. Geophys. Res.*, 88, 1145-1152.
- England, P.C., G. Houseman, L. Sonder, 1985**, *Length scales for continental deformation in convergent, divergent, and strike-slip environments: Analytical and approximate solutions for a thin viscous sheet model*, *J. Geophys. Res.*, 90, 3551-3557.
- England, P.C., G. Houseman, 1985**, *Role of lithospheric strength heterogeneities in the tectonics of Tibet and neighbouring regions*, *Nature*, 315, 297-301.
- England, P.C., G. Houseman, 1986**, *Finite strain calculations of continental deformation 2. Comparison with the India-Asia collision zone*, *J. Geophys. Res.*, 91, 3664-3676.
- England, P.C., G. Houseman, 1989**, *Extension during continental convergence, with application to the Tibetan Plateau*, *J. Geophys. Res.*, 94, 17561-17579.
- ETOPO5, 1986**, *Relief map of the Earth's surface*, *EOS Trans. AGU*, 67, 121.
- Fadaie K., G. Ranalli, 1990**, *Rheology of the lithosphere in the East African Rift System*, *Geophys. J. Int.*, 102, 445-453.
- Fernàndez M., G. Ranalli, 1997**, *The role of rheology in extensional basin formation modelling*, *Tectonophysics*, 282, 129-145.

- Fernández M., I. Marzán, A. Correia, E. Ramalho, 1998a**, *Heat flow, heat production, and lithospheric thermal regime in the Iberian Peninsula*, *Tectonophysics*, 291, 29-53.
- Fernández M., X. Berástegui, C. Puig, D. García-Castellanos, M. J. Jurado, M. Torné, 1998b**, *Geophysical and geological constraints on the evolution of Guadalquivir foreland basin. A: Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 134, 29-48.
- Fernández-Viejo, G., J. Gallart, J.A. Pulgar, J. Gallastegui, J.J. Dañobeitia, D. Córdoba, 1998**, *Crustal transition between continental and oceanic domains along the North Iberian margin from wide angle seismic and gravity data*, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 4249-4252.
- Fernández-Viejo, G., J. Gallart, J.A. Pulgar, D. Córdoba, J.J. Dañobeitia, 1999**, *Seismic signatures of Variscan and Alpine tectonics in NW Iberia: crustal structure of the Cantabrian Mountains and Duero basin*, *J. Geophys. Res.*, submitted.
- Fukao Y., 1973**, *Thrust faulting at a lithospheric plate boundary: The Portugal earthquake of 1969*, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 18, 205-216.
- Galicia Group, 1979**, *The continental margin off Galicia and Portugal: Acoustic stratigraphy, dredge stratigraphy, and structural evolution. A: Deep Sea Drilling Project Leg 47B*, Eds. J.C. Sibuet and W.B.F. Ryan, 47, 633-662, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.
- García-Dueñas V., E. Banda, M. Torné, D. Córdoba, the ESCI-Béticas Working Group, 1994**, *A deep seismic reflection survey across the Betic Chain (southern Spain): first results*, *Tectonophysics*, 232, 77-89.
- Geist E.L., D.W. Scholl, 1994**, *Large-scale deformation related to the collision of the Aleutian Arc with Kamchatka*, *Tectonics*, 13, 538-560.
- Geist E.L., 1996**, *Relationship between the present-day stress field and plate boundary forces in the Pacific Northwest*, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 3381-3384.
- Geo Thermal Atlas of Europe, 1991**, Germany. Ed: E. Hurting, V. Čermák, R. Haenel, V. Zui. International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior International Heat Flow Commission Central Institute for Physics of the Earth. Figure 21.1.
- Grimison N., W. Chen, 1986**, *The Azores-Gibraltar plate boundary: focal mechanisms, depths of earthquakes, and their tectonic implications*, *J. Geophys. Res.*, 91, 2029-2047.
- Goetze, C., 1978**, *The mechanism of creep in olivine*, *Creep of Engineering Materials and of the Earth*, *Phil. Trans. Roy. Soc. London Ser. A*, 288, 99-119.
- Goetze, C., B. Evans, 1979**, *Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics*, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 59, 463-478.
- Gölke M., D. Coblenz, 1996**, *Origins of the European regional stress field*, *Tectonophysics*, 266, 11-24.
- González A., M. Torné, D. Córdoba, N. Vidal, L.M. Matias, J. Díaz, 1996**, *Crustal thinning in the Southwestern Iberian Margin*, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 2477-2480.

- Houseman, G., P. England, 1986**, *A dynamical model of lithosphere extension and sedimentary basin formation*, J. Geophys. Res., 91, 719-729.
- Houseman, G., P. England, 1986**, *Finite strain calculations of continental deformation. 1. Method and general results for convergent zones*, J. Geophys. Res., 91, 3651-3663.
- Houseman, G., P. England, 1993**, *Crustal thickening versus lateral expulsion in the Indian-Asian continental collision*, J. Geophys. Res., 98, 12233-12249.
- IGN, 1992**, *Análisis sismotectónico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias*. Publicación Técnica núm. 26. Madrid.
- ILIHA DSS Group, 1993**, *A deep seismic sounding investigation of lithospheric heterogeneity and anisotropy beneath the Iberian Peninsula*, Tectonophysics, 221, 35-51.
- Instituto Geológico y Minero de España, 1980**. Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Madrid.
- ISC Historical Hypocenter Catalog, 1993**, CD-ROM, International Seismological Center. University of Tokyo.
- Johnston, A.C., 1996**, *Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions - I. Instrumental seismicity*, Geophys. J. Int., 124, 381-414.
- Kanamori H., 1977**, *The energy release in great earthquakes*, J. Geophys. Res., 82, 2981-2987.
- Kaz'min V.G., N.A. Marova, G.N. Alekhina, N.F. Tikhonova, 1990**, *Neogene-quaternary deformation of the oceanic lithosphere in the vicinity of Goringe Bank, Atlantic ocean*, International Geology Review, 1241-1249.
- Kearey P., 1995**, *The Encyclopedia of the Solid Earth Sciences*, Blackwell Science, pp. 713.
- Kiratzi A., C. B. Papazachos, 1995**, *Active crustal deformation from the Azores triple junction to the Middle East*, Tectonophysics, 243, 1-24.
- Klitgord K.D., H. Schouten, 1986**, *Plate kinematics of the central Atlantic*. A: P.R. Vogt and B.E. Tucholke (Editors), *The Geology of North America. Vol. M, The Western North Atlantic Region*. Geol. Soc. Am., Boulder, Colo., pp. 351-378.
- Kohlstedt D.L., B. Evans, S.J. Mackwell, 1995**, *Strength of the lithosphere: Constraints imposed by laboratory experiments*, J. Geophys. Res., 100, 17587-17602.
- Kong X., P. Bird, 1995**, *Shells: A thin-plate program for modeling neotectonics of regional or global lithosphere with faults*, J. Geophys. Res., 100, 22129-22131.
- Kong X., 1995**, *Numerical modeling of the neotectonics of Asia: A new spherical shell finite element method with faults*. Ph.D. Thesis, University of California, Los Angeles.
- Kong X., A. Yin, T.M. Harrison, 1997**, *Evaluating the role of preexisting weaknesses and topographic distributions in the Indo-Asian collision by use of a thin-shell numerical model*, Geology, 25, 527-530.

- Kostrov V., 1974**, *Seismic moment and energy of earthquakes, and seismic flow of rock*. Izv. Acad. Sci. USSR Phys. Solid Earth, 1, 23-44.
- Kotz S., N.L. Johnson, C.B. Read, 1982**, *Encyclopedia of statistical sciences*. Wiley, New York., 9 volums.
- Kristoffersen, Y., 1978**, *Sea floor spreading and the early opening of the North Atlantic*, Earth Planet. Sci. Lett., 38, 273-290.
- Lachenbruch A., 1970**, *Crustal temperature and heat production: implications of the linear heat flow relation*. J. Geophys. Res., 75, 3291-3300.
- Lachenbruch A., P. Morgan, 1990**, *Continental extension, magmatism and elevation; formal relations and rules of thumb*, Tectonophysics, 174, 39-62.
- Laughton A.S., R.B. Whitmarsh, J.S. Rusby, M.L. Revie, B.S. MacCartney, J.E. Nafe, 1972**, *A continuous east-west fault on the Azores-Gibraltar Ridge*, Nature, 237, 217-220.
- Laughton A.S., R.B. Whitmarsh, 1974**, *The Azores Gibraltar plate boundary*, A: Geodynamics of Iceland and the North Atlantic area, edited by L. Kristjansson, Reidel Publishing Company, Dordrecht, pp. 63-81.
- Leblanc D., P. Olivier, 1984**, *Role of strike-slip faults in the Betic Rifian Orogeny*, Tectonophysics, 101, 344-355.
- Le Pichon X., J. Bonnin, G. Pautot, 1970**, *The Gibraltar end of the Azores-Gibraltar plate boundary: an example of compressive tectonics*, Abstract, Upper Mantle Committee Symposium, (p.A2). Flagstaff, USA.
- Liu M., K.P. Furlong, 1993**, *Crustal shortening and Eocene extension in the southeastern Canadian Cordillera: some thermal and rheological considerations*, Tectonics, 12, 776-786.
- Loneragan L., J.P. Platt, L. Gallagher, 1994**, *The internal-external zone boundary in the eastern Betic Cordillera, SE Spain*, J. Struct. Geol., 16, 175-188.
- Loneragan L., N. White, 1997**, *Origin of the Betic-Rif mountain belt*, Tectonics, 16, 504-522.
- Lowe C., G. Ranalli, 1993**, *Density, temperature, and rheological models for the southeastern Canadian Cordillera: implications for its geodynamic evolution*, Can. J. Earth Sci., 30, 77-93.
- Lundgren P.R., R.M. Russo, 1996**, *Finite element modeling of crustal deformation in the North America-Caribbean plate boundary zone*, J. Geophys. Res., 101, 11317-11327.
- Lyakhovsky V., Z. Ben-Avraham, M. Achmon, 1994**, *The origin of the Dead sea*, Tectonophysics, 240, 29-43.
- Lynch H.D., P. Morgan, 1987**, *The tensile strength of the lithosphere and the localization of extension*. A: Continental extension tectonics. Eds: Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock. Geol. Soc. Spec. Publ. 28, 53-65.
- Lynch H.D., P. Morgan, 1990**, *Finite-element models of continental extension*, Tectonophysics, 174, 115-135.
- Makris J., A. Demnati, J. Klubmann, 1985**, *Deep seismic soundings in Morocco and a crust and upper mantle model deduced from seismic and gravity data*, Ann. Geophys. Ser. A., 3, 369-380.

- Malod J.A., A. Mauffret, 1990**, *Iberian plate motions during Mesozoic*, *Tectonophysics*, 184, 261-278.
- Mareschal J.C., 1994**, *Thermal regime and post-orogenic extension in collision belts*, *Tectonophysics*, 238, 471-484.
- Masson D.G., P.R. Miles, 1984**, *Mesozoic seafloor spreading between Iberia, Europe and North America*, *Mar. Geol.*, 56, 279-287.
- McKenzie, D.P., 1972**, *Active tectonics of the Mediterranean region*, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 30, 109-185.
- Medina F., 1995**, *Present-day state of stress in northern Morocco from focal mechanism analysis*, *Journal of structural Geology*, 17, 1035-1046.
- Meijer P.Th., M.J.R. Wortel, 1996**, *Temporal variation in the stress field of the Aegean region*, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 439-442.
- Minster, J.B. and T.H. Jordan, 1978**, *Present-day plate tectonics*, *J. Geophys. Res.*, 83, 5331-5354.
- Molnar P., 1979**, *Earthquakes recurrence intervals and plate tectonics*, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 69, 115-133.
- Morel J.L., M. Meghraoui, Goringe-Alboran-Tell tectonic zone: A transpression system along the Africa-Eurasia plate boundary, 1996**, *Geology*, 24, 755-758.
- Neil, E., G. Houseman, 1997**, *Geodynamics of the Tarim Basin and the Tian Shan in central Asia*, *Tectonics*, 16, 571-584.
- Okaya, N., R. Freeman,, E. Kissling, St. Mueller, 1996**, *A lithospheric cross-section through the Swiss Alps-I. Thermokinematic modelling of the Nealpine orogeny*, *Geophys. J. Int.*, 125, 504-518.
- Olivet, J.L., J. Bonnin, P. Beuzard, J.M. Auzende, 1984**, *Cinématique de l'Atlantique nord et central*, *Cent. Natl. Exploit. Oceans, Paris, Papp. Sci. Tech.* 54, 108-112.
- Papazachos, C. B., A. A. Kiratzi, 1992**, *A formulation for reliable estimation of active crustal deformation and its application to central Greece*, *Geophys. J. Int.*, 111, 424-432.
- Parés, J.M., J. Dinarès-Turell, 1994**, *Iberian Triassic paleomagnetism revisited: Intraplate block rotations versus polar wandering*, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2155-2158.
- Parsons B., J.G Sclater, 1977**, *An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age*, *J. Geophys. Res.*, 82, 803-827.
- Philip, H, 1997**, *Plio-Quaternary evolution of the stress field in Mediterranean zones of subduction and collision*, *Annales Geophys.*, 5B, 301-320.
- Pierce, C., P. Barton, 1991**, *Crustal structure of the Madeira-Tore Rise, eastern North Atlantic-results of a DOBS wide-angle and normal incidence seismic experiment in the Josephine Seamount region*. *Geophys. J. Int.*, 106, 357-378.
- Pitman, W.C., M. Talwani, 1972**, *Sea floor spreading in the North Atlantic*, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 619-646.

- Platt, J.P., S. Allerton, A. Kirker, E.S. Platzman, 1995, *Origin of the western Subbetic arc (South Spain): Paleomagnetic and structural evidence*, *J. Struct. Geology*, 17, 765-775.
- Pollack H.N., D.S. Chapman, 1977, *On the regional variation of heat flow, geotherms and lithospheric thickness*, *Tectonophysics*, 38, 279-296.
- Pollack, H.N., S.J. Hurter, J.R. Johnson, 1993, *Heat loss from the Earth's interior: analysis of the global data set*, *Rev. Geophysics*, 31, 267-280.
- Polyak, B.G., M. Fernández, M.D. Khutorskoy, J.L. Soto, I.A. Basov, M.C. Comas, V.Ye. Khain, B. Alonso, G.V. Agapova, I.S. Mazurova, A.M. Negrodo, V.O. Tochitsky, J. de la Linde, N.A. Bogdanov, E. Banda, 1996, *Heat Flow in the Alboran Sea (the Western Mediterranean)*, *Tectonophysics*, 263, 191-218.
- Pratt J.H., 1859, *On the deflection of the plumb-line in India*, *Philos. Trans. R. Soc. London*, 149, 745-778.
- Pulgar J.A., J. Gallart, G. Fernández-Viejo, A. Pérez-Estaún, J. Álvarez-Marrón, ESCIN Group, 1996, *Seismic image of the Cantabrian Mountains in the western extension of the Pyrenees from integrated ESCIN reflection and refraction data*, *Tectonophysics*, 264, 1-19.
- Purdy G.M., 1975, *The eastern end of the Azores-Gibraltar plate boundary*, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 43, 973-1000.
- Ranalli G., 1995, *Rheology of the Earth*, 2<sup>nd</sup>ed., Chapman & Hall, London, pp. 413.
- Rebaï S., H. Philip, A. Taboada, 1992, *Modern tectonics stress field in the Mediterranean region: evidence for variation in stress directions at different scales*, *Geophys. J. Int.*, 110, 106-140.
- Reilly W.I., G. Fredrich, G.W. Hein, H. Landau, J.L. Almazán, J.L. Caturla, 1992, *Geodetic determination of crustal deformation across the Strait of Gibraltar*, *Geophys. J. Int.*, 111, 391-398.
- Ribeiro A., J. Cabral, R. Baptista, L. Matias, 1996, *Stress pattern in Portugal mainland and the adjacent Atlantic region, West Iberia*, *Tectonics*, 15, 641-659.
- Roest W.R., S.P. Srivastava, 1991, *Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present*, *Geology*, 19, 613-616.
- Rock N.M.S., 1988, *Numerical geology*. Lecture Notes in Earth Sciences.
- Royden L.H., 1993, *Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision*, *Tectonics*, 12, 629-638.
- Sandvol E., D. Seber, M. Barazangi, 1996, *Single-station receiver function inversions in the Middle East and North Africa: A grid search approach*, *Eos Trans., AGU*, 77, 46477.
- Sanz de Galdeano C., 1990, *Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present*, *Tectonophysics*, 172, 107-119.
- Sanz de Galdeano C., J.A. Vera, 1991, *Una propuesta de clasificación de las cuencas neógenas béticas*, *Acta Geol. Hispánica*, 26, 205-227.
- Sartori R., L. Torelli, N. Zitellini, D. Peis, E. Lodolo, 1994, *Eastern segment of the Azores-Gibraltar line (central-eastern Atlantic): An oceanic plate boundary with diffuse compressional deformation*, *Geology*, 22, 555-558.

- Savostin, L.A., J.C. Sibuet, L.P. Zonenshain, X. Le Pichon, M.J. Roulet, 1986**, *Kinematic evolution of the Tethys Belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic*, *Tectonophysics*, 123, 1-35.
- Scholz C.H., 1990**, *The mechanics of earthquakes and faulting*, Cambridge University Press, pp. 439.
- Searle, R., 1980**, *Tectonic pattern of the Azores spreading centre and triple junction*, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 51, 415-434.
- Seber D., M. Barazangi, A. Ibenbrahim, A. Demnati, 1996**, *Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif-Betic mountains*, *Nature*, 379, 785-790.
- Sibuet J.C., 1989**, *Paleoconstraints during rifting of the Northeastern Atlantic passive margins*, *J. Geophys. Res.*, 94, 7265-7277.
- Sibuet J.C., B.J. Colette, 1991**, *Triple junctions of the Bay of Biscay and North Atlantic: New constraints on the kinematic evolution*, *Geology*, 19, 522-525.
- Snyder, J.P., 1982**, *Map projection used by the USGS Bulletin*, 1532, pp.313.
- Sobouti, F., J. Arkani-Hamed, 1996**, *Numerical modelling of the deformation of the Iranian plateau*, *Geophys. J. Int.*, 126, 805-818.
- Sonder, L.J., P.C. England, 1986**, *Vertical averages of rheology of the continental lithosphere: relation to thin sheet parameters*, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 77, 81-90.
- Sonder, L.J., P.C. England, G.A. Houseman, 1986**, *Continuum calculations of continental deformation in transcurrent environments*, *J. Geophys. Res.*, 91, 4797-4810.
- Sonder, L.J., P.C. England, 1989**, *Effects of a temperature-dependent rheology on large-scale continental extension*, *J. Geophys. Res.*, 94, 7603-7619.
- Soriau, A., 1984**, *Geoid anomalies over Gorringe Ridge, North Atlantic Ocean*, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 68, 101-114.
- Srivastava S.P., C.R. Tapscott, 1986**, *Plate kinematics of the North Atlantic*. A: P.R. Vogt and B.E. Tucholke (Editors), *The Geology of North America*. Vol. M. The Western North Atlantic Region. Geol. Soc. Am. Boulder, Colo., 379-404.
- Srivastava S.P., W.R. Roest, L.C. Kovacs, G. Oakey, S. Lévesque, J. Verhoef and R. Macnab, 1990**, *Motion of the Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin*, *Tectonophysics*, 184, 229-260.
- Tommasi A., A. Vauchez, B. Daudré, 1995**, *Initiation and propagation of shear zones in a heterogeneous continental lithosphere*, *J. Geophys. Res.*, 100, 22083-22101.
- Tapponier P., 1977**, *Évolution tectonique du système alpine en Méditerranée: Poinçonnement et écrasement rigide-plasteique*, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 437-460.
- Torné M., G. Pascal, P. Buhl, A.B. Watts, A. Mauffret, 1992**, *Crustal and velocity structure of the Valencia Trough (Western Mediterranean), Part I. A combined refraction/wide angle reflection and near vertical study*, *Tectonophysics*, 203, 1-20.



- Torné M., M. Fernández, J. Carbonell, E. Banda, 1995**, *Lithospheric transition from continental to oceanic in the west Iberia Atlantic margin*, A: *Rifted Ocean-Continent Boundaries*, Eds. E. Banda, M. Torné, M. Talwani. Kluwer Academic Publishers. Netherlands. NATO ASI series. 247-263.
- Tortella, D., M. Torné, A. Pérez-Estaún, 1997**, *Geodynamic Evolution of the Eastern Segment of the Azores-Gibraltar Zone: The Goringe Bank and the Gulf of Cadiz Region*, *Mar. Geophys. Res.*, 19, 211-230.
- Turcotte, D.L., G. Schubert, 1982**, *Geodynamics*, John Wiley & Sons, 450 pp., New York.
- Udias, A., 1980**, *Tectonic stresses in the Alpine-Mediterranean region*, *Rock Mech. Suppl.* 9, 75-84.
- Udias, A., E. Buforn, 1991**, *Regional Stresses Along the Eurasia-Africa Plate Boundary Derived from Focal Mechanisms of Large Earthquakes*, *Pageoph*, 136, 433-448.
- Vilotte, J.P., M. Daignières, O. Zienkiewicz, 1982**, *Numerical modeling of intraplate deformation: simple mechanical models of continental collision*, *J. Geophys. Res.*, 87, 10709-10728.
- Vilotte, J.P., M. Daignières, R. Madariaga, O. Zienkiewicz, 1984**, *The role of a heterogeneous inclusion during continental collision*, *Phys. Earth Planet. Int.*, 36, 236-259.
- Vilotte, J.P., R. Madariaga, M. Daignières, O. Zienkiewicz, 1986**, *Numerical study of continental collision: influence of buoyancy forces and an initial stiff inclusion*, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 84, 279-310.
- Vissers R.L., J.P. Platt, D. Van der Wal, 1995**, *Late orogenic extension of the Betic Cordillera and the Alboran Domain: A lithospheric view*, *Tectonics*, 14, 786-803.
- Watts A.B., J.P. Platt, P. Buhl, 1993**, *Tectonic evolution of the Alboran Sea basin*, *Basin Research*, 5, 153-177.
- Wessel, P., W. H. F. Smith, 1995**, *New version of the Generic Mapping Tools released*. *EOS Trans. Amer. Geophys. U.*, 76, pp.329.
- Westaway, R., 1990**, *Present-day kinematics of the plate boundary zone between Africa and Europe, from the Azores to the Aegean*, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 96, 393-406.
- Wigger P., G. Asch, P. Giese, W.D. Heinsohn, S.O. El Alami, F. Ramdani, 1992**, *Crustal structure along a traverse across the Middle and High Atlas Mountains derived from seismic refraction studies*, *Geol. Rundsch.*, 81, 237-248.
- Zeck H.P., P. Monier, L.M. Villa, B.T. Hansen, 1992**, *Very high rates of cooling and uplift in the Alpine belt of the Betic Cordilleras, southern Spain*, *Geology*, 20, 79-82.
- Zoback, M. L., M.D. Zoback, 1980**, *State of stress in the conterminous United States*, *J. Geophys. Res.*, 85, 6113-6156.
- Zoback, M. L., M.D. Zoback, 1991**, *Tectonic stress field of North America and relative plate motions*, A: *Geology of North America*, Decade Map vol.1, *Neotectonics of North America*, edited by B. Stemmmons et al., Boulder, Colorado, pp. 339-366.

**Zoback, M. L., 1992, *First and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project*, J. Geophys. Res., 97, 11703-11728.**

**Zoback, M. L., K. Burke, 1993, *World Stress Map*, EOS.**

**ANNEX**

## ANNEX

El que suposa un major temps de càlcul en l'execució del programa *UHURU* és la resolució de les equacions (1.17) o (1.18), per a determinar el camp de velocitats. Es tracta de dues equacions acoblades que s'han de resoldre simultàniament.

$$(1) \quad \frac{\partial}{\partial x} \left[ 2L\eta \left( 2\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ L\eta \left( \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right] = T_x$$

$$(2) \quad \frac{\partial}{\partial x} \left[ L\eta \left( \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ 2L\eta \left( \frac{\partial u}{\partial x} + 2\frac{\partial v}{\partial y} \right) \right] = T_y$$

Els termes independents ( $T_x$  i  $T_y$ ) tenen la forma,

$$T_x = \frac{1}{2} \rho_c g \left( 1 - \frac{\rho_c}{\rho_m} \right) \frac{\partial^2}{\partial x^2} \quad \text{i} \quad T_y = \frac{1}{2} \rho_c g \left( 1 - \frac{\rho_c}{\rho_m} \right) \frac{\partial^2}{\partial y^2} \quad \text{per les equacions (1.17).}$$

$$T_x = Ar \left( \frac{D}{L_0} \right)^{(1+\frac{1}{n})} \frac{\partial^2}{\partial x^2} \quad \text{i} \quad T_y = Ar \left( \frac{D}{L_0} \right)^{(1+\frac{1}{n})} \frac{\partial^2}{\partial y^2} \quad \text{per les equacions (1.18).}$$

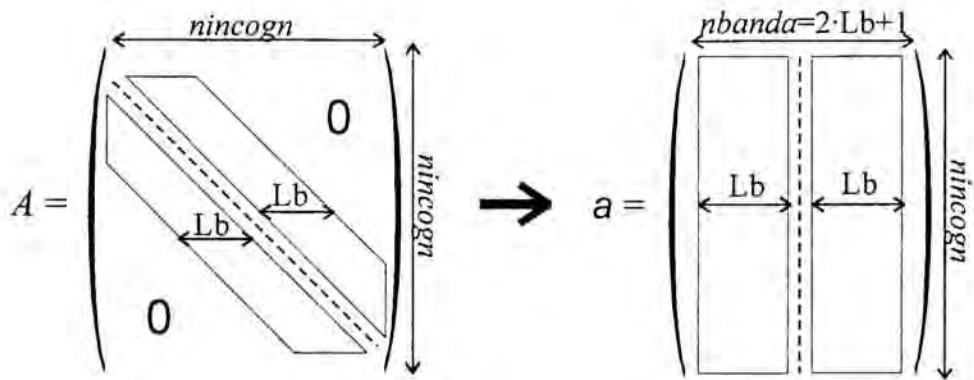
S'ha de tenir en compte que en el cas (1.18), és a dir, fixant el número d'Argand, totes les variables són adimensionals.

El domini s'ha dividit en una malla regular, amb  $ix=0, \dots, n$  i  $iy=0, \dots, m$  nodes en direcció  $x$  i  $y$  respectivament; és a dir, una malla amb un total de  $nm=(n+1) \cdot (m+1)$  nodes. La distància entre nodes és de  $Dx$  en direcció  $x$  i  $Dy$  en  $y$ . Per a cada node s'ha de calcular el vector velocitat horitzontal ( $u, v$ ); és a dir, es tenen dues equacions i dues incògnites. Això fa un total de  $nincogn=2 \cdot nm$  incògnites per a tot el domini. Discretitzant les equacions, segons el mètode de les diferències finites, resulta la relació lineal,

$$A \cdot \bar{x} = \bar{b}$$

on  $\bar{x}$  és el vector de les incògnites, que és la velocitat horitzontal per a cada node de la malla  $\bar{x} [nincogn] = (u_1, v_1, u_2, v_2, \dots, u_m, v_m)$ ;  $A [nincogn \times nincogn]$  és la matriu dels coeficients de les incògnites; i  $\bar{b} [nincogn] = (Tx_1, Ty_1, Tx_2, Ty_2, \dots, Tx_m, Ty_m)$  el vector dels termes independents.

El fet que la velocitat en el node  $(ix, iy)$  depengui només de les velocitats dels 8 nodes del seu voltant, i no dels altres nodes de la malla, fa que la majoria dels termes de la matriu  $A$  siguin nuls. Per tant, els termes de la matriu fora d'una diagonal d'amplada  $nbanda=(2 \cdot Lb+1)$  són nuls, on  $Lb=2 \cdot (n+1)+3$  és el número de termes no nuls per sobre i sota de la diagonal. Per a reduir espai en memòria i temps de càlcul, s'ha considerat només la banda de la matriu, ignorant tots els altres termes nuls,  $a [nincogn \times nbanda]$ .



Al node  $(ix, iy)$  li correspon la fila de coeficient de la matriu  $a$ ,  $l_1=2 \cdot ix+1+2 \cdot iy \cdot (n+1)$  per a l'equació (1), i la fila  $l_2=l_1+1$  per a l'equació (2). Això és per tots aquells nodes interiors al domini ( $ix=1, \dots, n-1$  i  $iy=1, \dots, m-1$ ). Als nodes de les vores del model se li aplicaran les condicions de contorn que interessin en cada cas.

Per comoditat defineixo les variables:

$$Lv \equiv L(ix, iy) \cdot \eta(ix, iy)$$

$$Lv_x \equiv \left[ \frac{\partial(L \eta)}{\partial x} \right]_{(ix, iy)} = \frac{L(ix+1, iy) \eta(ix+1, iy) - L(ix-1, iy) \eta(ix-1, iy)}{2 \cdot Dx}$$

$$Lv_y \equiv \left[ \frac{\partial(L \eta)}{\partial y} \right]_{(ix, iy)} = \frac{L(ix, iy+1) \eta(ix, iy+1) - L(ix, iy-1) \eta(ix, iy-1)}{2 \cdot Dy}$$

$$cof \equiv \begin{cases} \frac{1}{2} \rho_c g \left( 1 - \frac{\rho_c}{\rho_m} \right) & \text{per l'equació (1.17)} \\ Ar \left( \frac{D}{L_0} \right)^{(i+\frac{1}{2})} & \text{per l'equació (1.18)} \end{cases}$$

$Lb = 2 \cdot (n+1) + 3$  termes no nuls per sobre i per sota de la diagonal de la matriu  $A$ .

$Ld \equiv Lb+1$  columna de la matriu  $a$  que li correspon la diagonal de la matriu  $A$ .

Per tant, per a cada node de l'interior del domini,  $ix=1, \dots, n-1$  i  $iy=1, \dots, m-1$ , li correspondrà dues files de la matriu  $a$ , una per a l'equació (1) i l'altre per a l'equació (2):

equació (1),  $l_1=2 \cdot ix+1+2 \cdot iy \cdot (n+1)$ 

incògnita	element de la matriu
$u(ix+1, iy)$	$a[l_1, Ld+2] = 4 \cdot Lv/Dx^2 + 2 \cdot Lv_x/Dx$
$u(ix, iy+1)$	$a[l_1, Ld+2 \cdot (n+1)] = Lv/Dy^2 + Lv_y/(2 \cdot Dy)$
$u(ix, iy)$	$a[l_1, Ld] = -8 \cdot Lv/Dx^2 - 2 \cdot Lv/Dy^2$
$u(ix, iy-1)$	$a[l_1, Ld-2 \cdot (n+1)] = Lv/Dy^2 - Lv_y/(2 \cdot Dy)$
$u(ix-1, iy)$	$a[l_1, Ld-2] = 4 \cdot Lv/Dx^2 - 2 \cdot Lv_x/Dx$
$v(ix+1, iy+1)$	$a[l_1, Ld+2 \cdot (n+1)+3] = 3 \cdot Lv/(4 \cdot Dx \cdot Dy)$
$v(ix+1, iy-1)$	$a[l_1, Ld-2 \cdot (n+1)+3] = -a[l_1, Ld+2 \cdot (n+1)+3]$
$v(ix-1, iy+1)$	$a[l_1, Ld+2 \cdot (n+1)-1] = -a[l_1, Ld+2 \cdot (n+1)+3]$
$v(ix-1, iy-1)$	$a[l_1, Ld-2 \cdot (n+1)-1] = a[l_1, Ld+2 \cdot (n+1)+3]$
$v(ix, iy+1)$	$a[l_1, Ld+2 \cdot (n+1)+1] = Lv_y/Dy$
$v(ix, iy-1)$	$a[l_1, Ld-2 \cdot (n+1)+1] = -a[l_1, Ld+2 \cdot (n+1)+1]$
$v(ix+1, iy)$	$a[l_1, Ld+3] = Lv_x/(2 \cdot Dx)$
$v(ix-1, iy)$	$a[l_1, Ld-1] = -a[l_1, Ld+3]$
<b>Terme independent</b>	$b(l_1) = Tx =$ $cof \cdot 2 \cdot s(ix, iy) \cdot \frac{s(ix+1, iy) - s(ix-1, iy)}{2 \cdot Dx}$

equació (2),  $l_2=l_1+1$ 

incògnita	element de la matriu
$v(ix+1, iy)$	$a[l_2, Ld+2] = Lv/Dx^2 - Lv_x/(2 \cdot Dx)$
$v(ix, iy+1)$	$a[l_2, Ld+2 \cdot (n+1)] = 4 \cdot Lv/Dy^2 + 2 \cdot Lv_y/Dy$
$v(ix, iy)$	$a[l_2, Ld] = -2 \cdot Lv \cdot (1/Dx^2 + 4/Dy^2)$
$v(ix, iy-1)$	$a[l_2, Ld-2 \cdot (n+1)] = 4 \cdot Lv/Dy^2 - 2 \cdot Lv_y/Dy$
$v(ix-1, iy)$	$a[l_2, Ld-2] = Lv/Dx^2 + Lv_x/(2 \cdot Dx)$
$u(ix+1, iy+1)$	$a[l_2, Ld+2 \cdot (n+1)+1] = 3 \cdot Lv/(4 \cdot Dx \cdot Dy)$
$u(ix+1, iy-1)$	$a[l_2, Ld-2 \cdot (n+1)+1] = -a[l_2, Ld+2 \cdot (n+1)+1]$
$u(ix-1, iy+1)$	$a[l_2, Ld+2 \cdot (n+1)-3] = -a[l_2, Ld+2 \cdot (n+1)+1]$
$u(ix-1, iy-1)$	$a[l_2, Ld-2 \cdot (n+1)-3] = a[l_2, Ld+2 \cdot (n+1)+1]$
$u(ix+1, iy)$	$a[l_2, Ld+1] = Lv_x/Dx$
$u(ix-1, iy)$	$a[l_2, Ld-3] = -a[l_2, Ld+1]$
$u(ix, iy+1)$	$a[l_2, Ld+2 \cdot (n+1)-1] = Lv_y/(2 \cdot Dy)$
$u(ix, iy-1)$	$a[l_2, Ld-2 \cdot (n+1)-1] = -a[l_2, Ld+2 \cdot (n+1)-1]$
<b>Terme independent</b>	$b(l_2) = Ty =$ $cof \cdot 2 \cdot s(ix, iy) \cdot \frac{s(ix, iy+1) - s(ix, iy-1)}{2 \cdot Dy}$

Els nodes que corresponen al contorn del domini,  $(0, iy)$ ,  $(n, iy)$ ,  $(ix, 0)$ ,  $(ix, m)$  amb  $iy=0, \dots, m$  i  $ix=1, \dots, n-1$ , dependran de les condicions de contorn que s'apliquin.

Un cop conegut el vector de la velocitat horitzontal  $(u, v)$  per a cada node, es calcula la part de la viscositat que depèn del camp de velocitats. Amb aquesta nova viscositat es tornarà a determinar el nou camp de velocitats. Així s'anirà iterant fins a la convergència de les velocitats.