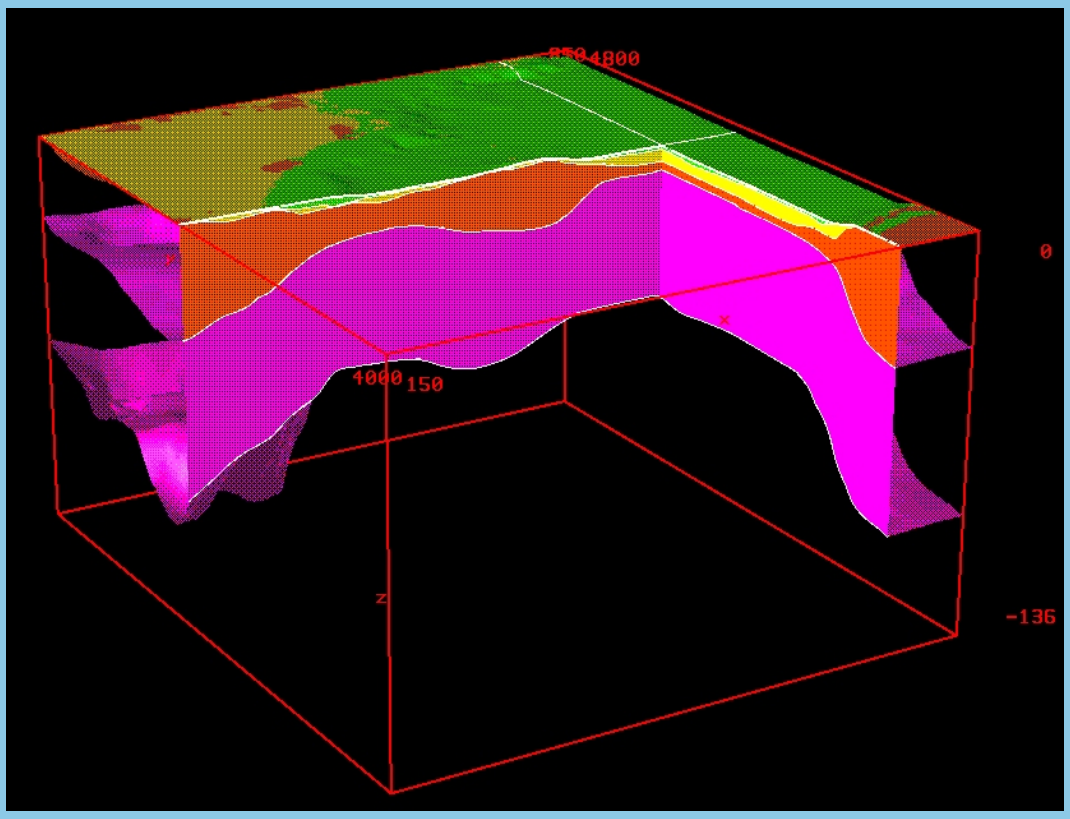
Tesi Doctoral
Concepció Ayala Galán.
Departament de Geodinàmica i Geofísica
Universitat de Barcelona

Modelització Conjunta d'Anomalies Gravimètriques i de Geoide. Aplicació a l'Estudi de l'Estructura Litosfèrica de la Mediterrània Nord Occidental.

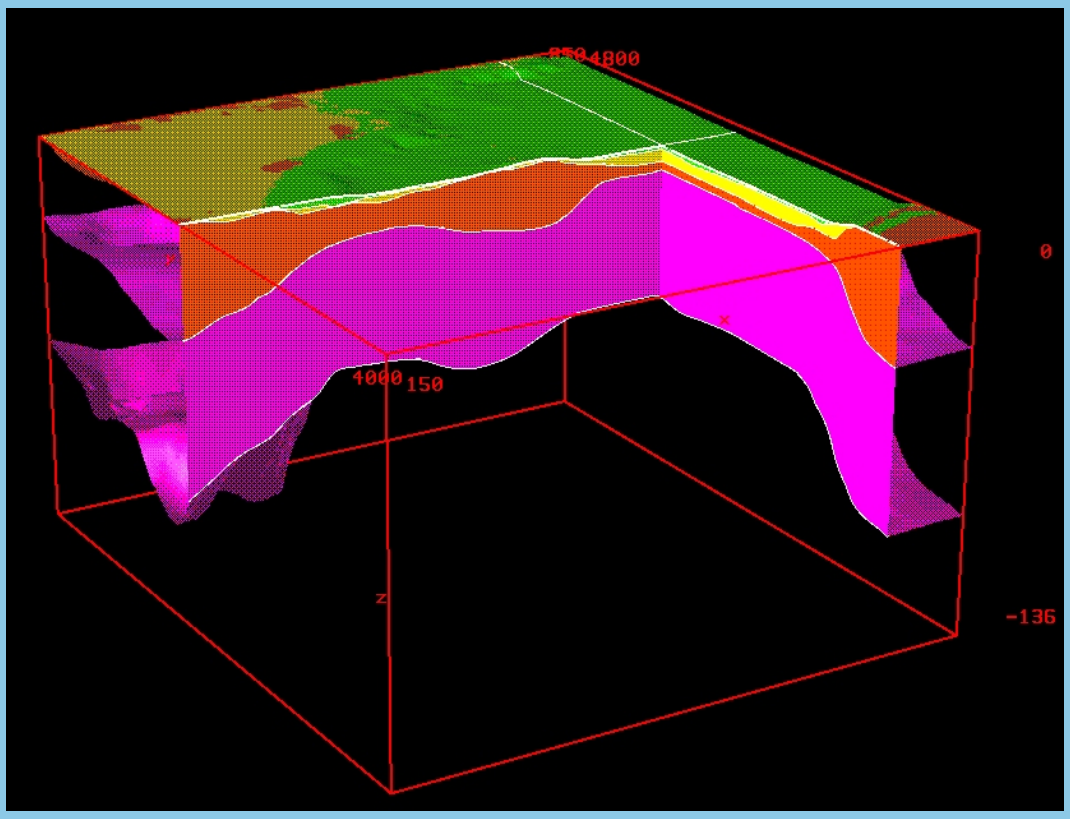


Institut de Ciències de la Terra
Jaume Almera
CSIC

Barcelona, Maig 2001

PhD. Thesis
Concepción Ayala Galán.
Department of Geodynamics and Geophysics
University of Barcelona

Joint Gravity and Geoid Modelling. Application to the study of the North Western Mediterranean Lithospheric Structure.



Institute of Earth Sciences
Jaume Almera
CSIC

Barcelona, May 2001

Programa de doctorat de Tectònica i Geofísica. Bienni 90-91

MODELITZACIÓ CONJUNTA D'ANOMALIES GRAVIMÈTRIQUES I DE GEOIDE. APLICACIÓ A L'ESTUDI DE L'ESTRUCTURA LITOSFÈRICA DE LA MEDITERRÀNIA NORD OCCIDENTAL

Memòria presentada per

Concepció Ayala Galán

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

Directors:

Dr. Jaume Pous i Fàbregas

Dra. Montserrat Torné i Escasany

Tutor: Dr. Josep Anton Muñoz de la Fuente

Barcelona, Maig 2001

To Richard Carruthers

AGRAÏMENTS

Aquesta tesi no hagués estat possible sense l'ajut i el recolzament de nombroses persones a les que vull expressar el meu agraïment.

Gràcies al Dr. Jaume Pous i a la Dra. Montserrat Torné, que han dirigit i supervisat aquest treball, recolzant-me en tot moment tant a nivell científic com a nivell humà.

Gràcies al Dr. Hermann Zeyen per les seves aportacions que han facilitat la tasca de la modelització del geoide en 3D.

Gràcies a la Natàlia D., la Jane E., l'Eulàlia N., la Joaquina A., l'Eva G., en Luís B., en Joan C, en Xavi L., la meva germana Ivón i en José Luís C pel seu ajut desinteresat i inefable per a millorar alguns aspectes d'aquest treball.

Gràcies als companys i a tot el personal del departament de Geologia Dinàmica i Geofísica de la Universitat de Barcelona, on es va començar aquesta tesi, així com als companys del departament de Geofísica i personal de gerència i administració de l'Institut de Ciències de la Terra Jaume Almera pel seu constant suport.

Gràcies a Mr. Kenneth F. Burke, Chief, Geodesy and Geophysics Department from Defense Mapping Agency, Aeroespace Center, St. Louis, Missouri, USA, que va cedir desinteresadament les dades gravimètriques, així com al Dr. Fernando Sansó, del International Geoid Service, que va cedir desinteresadament les dades del geoide de la Mediterrània.

Thanks to my friends and colleagues from the former Regional Geophysics group (at the British Geological Survey), specially to Richard Carruthers, Geoff Kimbell and Mick Lee who provided the infrastructure to carry out the 3D modelling as well as fruitful discussions to improve the calculations. They also provided the friendship to make me feel like at home. Thanks also to the secretaries, personnel from the Systems and Network Support, the Karate Club and, of course, all that wonderful friends that keep sending me their love.

Gràcies a la meva família i als meus amics pel seu suport incondicional en tot moment, els seus ànims i la seva estima.

Tots vosaltres feu que fer ciència tingui sentit.

ÍNDEX

CAPÍTOL 1. PRESENTACIÓ I OBJECTIUS DE LA TESI
1.1 Presentació 1
1.2 Objectius 1
CHAPTER 1. INTRODUCTION AND THESIS STRUCTURE
1.1 Introduction 7
1.2 Objectives 7
CAPÍTOL 2. CONTEXT GEODINÀMIC
Abstract 13
2.1 Introducció 14
2.1.1 Conques extensionals 17
2.1.2 Models d'extensió passiva 18
Extensió uniforme - cisalla pura 19
Extensió no uniforme 22
Extensió assimètrica - cisalla simple 24
Extensió asimètrica - cisalla combinada 24
2.1.3 Aplicació dels models d'extensió a les conques de la Mediterrània nord-occidental 25
2.2 Evolució geodinàmica de la Mediterrània nord-occidental 27
2.2.1 Introducció 27
2.2.2. Juràssic superior - Cretaci 28
2.2.3. Terciari 29
2.2.4. Plio-quaternari 32
2.2.5. Epíleg 32
CAPÍTOL 3. EL GEOIDE
Abstract 35
3.1 Introducció. Què és el geoide? 36
3.2 Elements de geodèsia física 39
El camp de gravetat anòmal. Ondulacions del geoide i desviacions de la vertical 39
Problema d'Stokes 44
Problema de Molodensky 46
Relació entre el problema d'Stokes i el problema de Molodensky 48
3.3 El geoide global 50
Representació del potencial gravitatori 51
La determinació del geoide a partir dels coeficients del potencial 51

Influència de la topografia en el càlcul del geoide global 54
Càlcul dels coeficients del model geopotencial global 56
Models geopotencials globals 58
Resolució espectral dels models geopotencials globals 59
Anàlisi de les anomalies del geoide global 59
3.4 El geoide regional 60
Efecte de la topografia en el càlcul del geoide regional 63
Càlcul del geoide mitjançant mesures GPS 65
Càlcul del geoide mitjançant geodèsia per satèl·lit 66
Càlcul del geoide per mètodes astrogeodètics 67
El geoide de la Mediterrània i la seva determinació 68
Càlcul del geoide de la Mediterrània 69
3.5 El geoide residual: aplicació a la modelització d'estructures litosfèriques 71
Anàlisi espectral del geoide 71
Obtenció del geoide residual 74
Aplicacions del geoide residual 75
CAPÍTOL 4. MODELITZACIÓ DE LES ANOMALIES DEL GEOIDE: METODOLOGIA
Abstract 79
4.1 Introducció 80
4.2 Relació entre ondulacions del geoide i anomalies gravimètriques 82
4.2.1 Modelització conjunta d'anomalies gravimètriques i del geoide 83
4.3 Modelització 85
4.3.1 Modelització en 2D: l'algorisme de Chapman 88
4.3.2 Modelització 3D: anomalia del geoide creada per un prisma 97
4.4 Limitacions dels models 2D i 3D 107
4.4.1 Control en les densitats 107
4.4.2 Construcció geomètrica dels models en 2D i 3D 108
4.5 Conclusions 109
CAPÍTOL 5. LA MEDITERRÀNIA NORD-OCCIDENTAL: CONTEXT GEOLÒGIC I GEOFÍSIC
Abstract 111
5.1 Context geològic i geofísic 111
5.1.1 Cobertora sedimentària 112
Solc de València 113
Golf de Lleó 115

Conca Provençal ... 116
5.1.2 estudis geofísics i geològics previs ... 118
Sísmica de reflexió i refracció ... 118
Solc de València ... 119
Golf de Lleó ... 122
Conca Provençal ... 124
Flux de calor ... 125
Vulcanisme ... 129
Magnetisme ... 131
Ones superficials i tomografia sísmica ... 132
Escorça oceànica ... 134
5.2 Dades geofísiques emprades en la modelització. Interpretació qualitativa ... 137
5.2.1 Batimetria ... 137
5.2.2 Anomalies gravimètriques ... 140
Anomalies d'aire lliure ... 140
Anomalies de Bouguer ... 142
5.2.3 Anomalia del geoide ... 145
CAPÍTOL 6. MODELITZACIÓ 2D: SOLC DE VALÈNCIA
Abstract ... 147
6.1 Antecedents ... 147
6.2 Estudis geofísics previs ... 150
6.2.1 Cobertora sedimentària ... 150
6.2.2 Escorça superior i mitjana ... 150
6.2.3 Escorça inferior ... 151
6.2.4 Topografia de la Moho ... 151
6.2.5 Estructura del mantell litosfèric ... 152
Mantell anòmal ... 153
6.2.6 Dades geofísiques complementàries ... 154
Informació a partir de dades de telesísmica ... 154
Sismicitat ... 155
Atenuació anelàstica: coda Q ... 155
Flux de calor ... 156
6.3 Localització dels perfils ... 156
6.4 Dades batimètriques, gravimètriques i del geoide ... 158
6.5 Metodologia ... 160

6.5.1 Determinació de densitats 161
6.6 Resultats de la modelització 162
Tests de sensibilitat 165
6.7 Discussió i conclusions 166
CAPITOL 7. MODELITZACIÓ 3D: APLICACIÓ A LES CONQUES DE LA MEDITERRÀNIA NORD OCCIDENTAL
Abstract 171
7.1 Introducció 173
7.1.1 Context geodinàmic i geofísic 174
7.1.2 Antecedents: estat actual del coneixement de l'estructura cortical i litosfèrica 176
Escorça continental 176
Escorça oceànica 177
Estructura litosfèrica 178
7.2 Interpretació qualitativa dels observables 179
7.2.1 Batimetria, topografia, gravimetria i geoide 180
7.2.2 Sediments Terciaris i Quaternaris 184
7.3 Modelització 185
7.3.1 Metodologia 187
Model inicial 188
7.3.2 Determinació de densitats 190
7.3.3 Resultats de la modelització 191
Sediments 192
Escorça i mantell litosfèric 193
Solc de València 193
Golf de Lleó i conca Provençal 193
Grau de l'ajust 194
Tests de sensibilitat 205
7.4 Discussió i conclusions 206
CAPÍTOL 8. CONCLUSIONS 213
CHAPTER 8. CONCLUSIONS 219
REFERÈNCIES BIBLIOGRÀFIQUES 225

ÍNDEX DE FIGURES

Fig. 2.1. Estructura interna de la Terra i els seus límits reològics. (Modificat d'Allen and Allen, 1997). 14

Fig. 2.2. Mecanismes que poden donar lloc a la formació de conques sedimentàries. (Modificat de Fowler, 1994). 16

Fig. 2.3. Esquema geològic de la part central i occidental de la Mediterrània. Ka – Kabilies; CCR – serralada Costanera Catalana; LPB – serralada Languedoc-Provença (Modificat de Roca, 1999). 17

Fig. 2.4. Diagrama simplificat del procés d'extensió: a) Inicialment, la litosfera està en equilibri tèrmic. L'horitzó de desacoblament està a una fondària y. b) Durant l'exensió uniforme, tota la litosfera s'estén un factor β i s'aprima un factor $1/\beta$. Com a conseqüència, el gradient tèrmic és lineal i elevat. c) Durant l'extensió no uniforme, la part superior de la litosfera (per sobre de la fondària y) s'estén un factor δ i s'aprima un factor $1/\delta$. La part inferior de la litosfera s'estén un factor β i s'aprima un factor $1/\beta$. Com a conseqüència, el gradient tèrmic té dos pendents (Modificat de Royden and Keen, 1980). 19

Fig. 2.5. Geometria del mecanisme d'extensió de cisalla pura. (Modificat d' Allen and Allen, 1997). 20

Fig. 2.6. (Pàgina següent) Diagrama de l'evolució d'una conca segons el model de Salveson (1978). Els esforços tensionals causen la debilitació de l'escorça continental per fractura fràgil, mentre que el mantell litosfèric es debilita aprimant-se d'una manera dúctil. La càrrega dels sediments pot causar desequilibri isostàtic, el qual tendeix a compensar-se per l'ascens de l'astenosfera, efecte que dóna lloc a un aixecament regional. La fusió parcial del mantell origina vulcanisme i transferència de calor a la superfície. Les vores del rift que havien estat prèviament aixecades són erosionades i la conca se segueix omplint de sediments. Si l'extensió continua, el procés porta a la formació d'escorça oceànica; el continent comença a refredar-se a mesura que l'extensió es va transferint cap a l'entorn oceànic i es desenvolupa un marge passiu. Sediments post-rift es depositen sobre els syn-rift i es van escampant sobre el fons oceànic acabat de crear. (Modificat d'Allen and Allen, 1997). 20

Fig. 2.7. Esquema que il·lustra tres tipus d'extensió litosfèrica: a) Extensió uniforme en què l'escorça i el mantell litosfèric s'estenen amb el mateix factor, segons el model de McKenzie (1978). b1) Extensió no uniforme, en que l'escorça i el mantell litosfèric s'estenen d'acord amb factors diferents; l'extensió a l'escorça i al mantell litosfèric són independents, però uniformes dins de cada capa. b2) Extensió no uniforme contínua on l'extensió és una funció contínua de la fondària; aquests tipus d'extensió fan que la hipòtesi del desacoblament entre l'escorça i el mantell no sigui necessària. *y*, gruix de l'escorça (c) i la litosfera (l); β, factor d'aprimament; X_i, distància horitzontal (Modificat d'Allen and Allen, 1997). 23

Fig. 2.8. Geometria del mecanisme d'extensió de cisalla simple. (Modificat d'Allen and Allen, 1997). 25

Fig. 2.9. Geometria del mecanisme d'extensió de cisalla combinada. (Modificat de Ziegler, 1992a). 25

Fig. 2.10. La Mediterrània occidental al Miocè Inferior- Aquitanià 33

Fig. 2.11. La Mediterrània occidental al Miocè Superior - Tortonià..... 34

Fig. 2.12. La Mediterrània occidental a l'actualitat..... 34

Fig. 3.1. A) i B): Efecte d'un dèficit/excés de massa sobre el geoide i com es "desvien" de la vertical les línies de gravetat. C) Geoide, superfícies equipotencials i línies de plomada. Modificat de Fowler (1994). Explicació al texte. 38

Fig. 3.2. Ondulacions del geoide calculades a partir del model geopotencial EGM96 desenvolupat fins a grau i ordre 360. La imatge està il·luminada des de l'est. ..... 38 bis

Fig. 3.3. Figura amitjanada de la Terra, assumint que la Terra és simètrica respecte al seu eix de rotació (línia sólida), comparada amb l'esferoide d'aplanament 1/298.25 (línia discontínua). (Modificada de Fowler, 1994)..... 39

Fig. 3.4. Paràmetres relacionats amb el geoide i el·lipsoide de referència. (Modificat de Heiskanen and Moritz, 1967)..... 40

Fig. 3.5. Funció de Stokes, S(ψ)..... 45

Fig. 3.6. Model per a la codensació topogràfica de Helmert. (Modificat de Heiskanen and Moritz, 1967). 46

Fig. 3.7. Geometria del problema de contorn d´Stokes (problema clàssic) i del problema de contorn de Molodensky. (Modificat de Sideris, 1994)..... 47

Fig. 3.8. Relació entre el número geopotencial C_P i el potencial (W i U). (Modificat de Rapp, 1994). Una explicació més detallada es pot trobar en el text. 57

Fig. 3.9. Contribució de les diferents longituds d'ona del geoide a la determinació del geoide regional. (Modificat de Sideris, 1994). 63

Fig. 3.10. Relació entre les diferents altures definides al text, l'el·lipsoide, el geoide i el quasigeoide. Modificat de Sjöberg (1994). 65
Fig. 3.11. Altura ortomètrica H, que es mesura al llarg de la línia de la plomada des del geoide. .. 66
Fig. 3.12. Determinació del geoide per altimetria de satèl·lit. 67
Fig. 3.13. Geoide de la Mediterrània occidental calculat per GEOMED.....73
Fig. 3.14. A) Geoide local a la Mediterrània occidental. B) Geoide regional a la Mediterrània Occidental (EGM96 desenvolupat fins a grau i ordre 12). C) Geoide residual a la Mediterrània Occidental, obtingut restant B) de A).....78 bis
Fig. 4.1. Comparació entre l'anomalia gravimètrica i l'anomalia del geoide creada per un prisma: A) en 2D; B) en 3D. El prisma és "infinit" (5000 km) en la direcció y. En la figura sols s'ha representat la cara xz. En els dos casos es veu el diferent comportament dels dos camps potencials: a mesura que hom s'allunya del cos anòmal, l'anomalia gravimètrica tendeix a zero mentre que la del geoide segueix disminuint. 86
Fig. 4.2. Explicació en el text. See explanation on the text. 87
Fig. 4.3. Geometria de l'aproximació poligonal a l'algorisme de Chapman (1979). 90
Fig. 4.4. Exemple del càlcul de les anomalies del geoide d'un model amb topografia. a) Anomalia calculada; b) Geometria del model amb contrastos de densitat; c) Geometria del model amb densitats absolutes..... 95
Fig. 4.5. Anomalia gravimètrica i del geoide associada a un marge continental en equilibri isostàtic. a) Anomalia del geoide calculada; b) Anomalia gravimètrica calculada; c) Geometria del model amb densitats absolutes; d) Geometria del model amb contrastos de densitat respecte a un model de referència de dues capes. 96
Fig. 4.6. Anomalia del geoide corresponent a un model sintètic amb les masses balancejades. I) Anomalia del geoide calculada; II) Geometria del model amb contrastos de densitat; III) Geometria del model amb densitats absolutes. 97
Fig. 4.7. Anomalia del geoide associada a dos cossos compensats amb isostàsia local (gràfic IV). Els gràfics superiors (I i II) mostren l'anomalia del geoide associada a cada cos. En ambdós casos l'anomalia del geoide no és plana a les vores del perfil. El gràfic III mostra l'anomalia resultant per als dos cossos, A i B. 98
Fig. 4.8. A) i B) Anomalies gravimètrica i del geoide, respectivament, generades pel model sintètic (C) corresponent al marge continental de la figura 4.4. L'anomalia s'ha calculat utilitzant densitats absolutes, i en aquest cas el model s'ha estès des de -3100000 km fins a 3101000 km en la direcció y (N-S) i des de -1555600 km fins a 1556400 km en la direcció x (W-E)..... 101

Fig. 4.9. A) i B) Anomalies gravimètrica i del geoide generades pel mateix model sintètic de la figura 4.8, però utilitzant contrastos de densitat referits a una sola capa de ρ=2866.6 kg/m^3. C) Els cossos anòmals que generen les anomalies. 102

Fig. 4.10. A) i B) Anomalies gravimètrica i del geoide generades pel marge continental de la figura 4.8 fent el càlcul amb contrastos de densitat utilitzant un model de referència de dues capes: l'escorça de 2800 kg/m^3 i el mantell litosfèric de 3200 kg/m^3. C) Els cossos anòmals que generen les anomalies. 103

Fig. 4.11. A) i B) Anomalies gravimètrica i del geoide generades pel marge continental de la figura 4.8 fent el càlcul amb contrastos de densitat utilitzant un model de referència de dues capes: l'escorça de 2800 kg/m^3 i el mantell litosfèric de 3200 kg/m^3. C) Els cossos anòmals que generen les anomalies. 104

Fig. 4.12. A) i B) Anomalies gravimètrica i del geoide generades pel mateix model sintètic de la figura 4.11, però utilitzant contrastos de densitat referits a una sola capa de ρ=2960 kg/m^3; en aquest cas el model (C) s'ha estès des de -10000 km fins a 11000 km en la direcció y (N-S) i des de -12000 km fins a 12000 en la direcció x (O-E). 105

Fig. 4. 13. A) i B) Anomalies gravimètrica i del geoide generades per un model amb topografia en equilibri isostàtic, fent el càlcul amb contrastos de densitat utilitzant un model de referència de dues capes: escorça, 0-30 km, ρ=2800 kg/m3 i mantell litosfèric, 30-50 km, ρ= 3200 kg/m3. C) Els cossos anòmals corresponents al model. 106

Fig. 5.1. Mapa tectònic del Mediterrani occidental. (Modificat de Roca, 1999). 112

Fig. 5.2. Síntesi dels experiments sísmics a la Mediterrània occidental i que són rellevants per a aquesta tesi. V.T: Solc de Valencia. Núms: ESP´s. Línies discontínues: sísmica de gran angle. Línia discontínua amb punts: CDP, programa ESCI. Línies contínues al VT: COP+CDP, projecte VALSIS. Línies en lila: projecte ANNA. (Mapa tectònic modificat de Roca, 1999). 119

Fig. 5.3. Profunditat de la Moho a la part E d'Ibèria. La zona ratllada indica la part que es va veure més afectada per l'extensio al Solc de Valencia. (Modificada de Zeyen et al., 1985. Veure explicació al text). 121

Fig. 5.4. (Pàgina següent) Observacions de flux de calor: blau < 80 mW/m2; verd, 80-100 mW/m2 i vermell > 100 mW/m2.(Modificat de Pasquale et al, 1995. Mapa tectònic modificat de Roca, 1999). 126

Fig. 5.5. Mapa geològic de la Mediterrània occidental amb la distribució i edat dels episodis de vulcanisme més importants. (Mapa tectònic modificat de Roca et al., 1999). 130

Fig. 5.6. Mapa d'anomalies magnètiques compilat per l'International Oceanic Comission. Coordenades geogràfiques en graus, latitud nord i longitud est. 133

Fig. 5.7. Límits de l'escorça oceànica a les conques de la Mediterrània occidental. Línia blava, segons Rehault et al. (19849; línia taronja, segons Burrus (1984); línia violeta, segons Pasquale et al. (1995 a), àrea blava, segons Roca et al., 1999.(Mapa geològic modificat de Roca, 1999).....136

Fig. 5.8. Mapa batimètric de la Mediterrània occidental. Dades procedents de l'IOC. Imatge en relleu il·luminada des de l'oest. Contorns cada 0.25 km. Coordenades UTM en km, meridià central 3E. Línies blaves: coordenades geogràfiques. 139

Fig. 5.9. Mapa d'anomalies de Free Air a les conques de la Mediterrània occidental. A Ibèria s'ha representat l'anomalia de Bouguer. Imatge en colors amb els contorns cada 10 mGal. Coordenades UTM en km, meridia central 3E. Línies blaves: coordenades geogràfiques..... 141

Fig. 5.10. Anomalia de Bouguer, a terra, i anomalia de Bouguer simple, al mar (explicació en el text). L'anomalia de Bouguer a Àfrica s'ha calculat sostraent l'efecte de la topografia, sense fer correccion del terreny. Imatge en colors amb els contorns cada 10 mGal. Coordenades UTM en km, meridià central 3E. Línies blaves: coordenades geogràfiques.....143

Fig. 5.11. Geoide residual a la Mediterrània occidental. Els mínims coincideixen amb les zones on la litosfera està aprimada, mentre que els màxims es troben en àrees on la litosfera s'engruixeix (més explicacions en el text)..... 146

Fig. 6.1. Esquema geològic de la part central i occidental de la Mediterrània. Ka – Kabilies; CCR – Serralada Costanera Catalana; LPB – Serralada Languedoc-Provençal. El rectangle vermell emmarca la zona d'estudi. Modificat de Roca (1999). 148

Fig. 6.2. Batimetria al Solc de València: imatge en relleu, il·luminada des de l'oest; contorns cada 0.25 km. Coordenades UTM en km, meridià central, 3E; línies blaves: coordenades geogràfiques; línies vermelles: localització dels perfils modelitzats..... 157

Fig. 6.3. (Pàgina anterior) Anomalies gravimètriques a la zona d'estudi. A) aire lliure al mar i Bouguer a terra; B) Anomalia de Bouguer simple. Imatge en colors, contorns cada 10 mGal. Coordenades UTM en km, meridià central 3E. Línies blaves: coordenades geogràfiques..... 160

Fig. 6.4. Anomalia del geoide (residual) al Solc de València, obtingut restant del geoide regional de la Mediterrània, el geoide global EGM96 desenvolupat fins a grau i ordre 12. (veure detalls en el text).....162

Fig. 6.5. Perfils batimètrics, gravimètrics i del geoide al llarg dels perfils modelitzats, superposats per comparar-los (veure discussió en el text). 164

Fig. 6.6. Resultats d'aprimar la litosfera 2 km (blau fosc). 169

Fig. 6.7. Estructura litosfèrica al llarg dels perfils modelitzats amb gravimetria i geoide (gràfic a). Gràfics b) i c): anomalies gravimètrica i del geoide observades (línia de punts) i calculades (línia continua). EB: conca de l'Ebre; CCR: serralada Costanera Catalana; IC: serralada Ibèrica; EI: illa d'Eivissa; SSB: conca Sud-balear; triangle: línia de costa. Els perfils estan centrats a l'eix del Solc de València, per a facilitar el fer-los comparables entre ells. ..... 170 bis

Fig. 7.1. Esquema tectònic de la Mediterrània Occidental. El rectangle vermell enmarca la zona d'estudi (Modificat de Roca, 1999). Ka: Kabilias. CCR: Catalan Coastal Ranges. CI: Columbrete Islands. 176

Fig. 7.2. Batimetria i topografia de la zona d'estudi. Coordenades UTM en km, meridià central 3ºE. Més explicació al text.....182

Fig. 7.3. Gràfic superior: anomalia de Bouguer simple. Gràfic inferior: anomalia del geoide residual. Coordenades UTM en km, meridià central 3ºE. Les dades gravimètriques utilitzades en aquest treball sols estan diponibles fins 43.25º N. Més comentaris al text.....183

Fig. 7.4. A) Profonditat dels sediments plio-quaternaris. B) Profonditat dels sediments miocens. Coordenades UTM en km, meridià central 3ºE. 186

Fig. 7.5. A) Batimetria, en km. B) Resposta gravimètrica (mGal). C) Resposta geoidal (m). En aquest càlcul es veu clarament com la resposta gravimètrica es fa zero pràcticament en quant s'arriba a la línia de costa mentre que els valors de l'anomalia del geoide calculada s'estenen terra endins.Coordenades UTM en km, meridià central 3ºE.....196

Fig. 7.6. A) Gruix dels sediements plio-quaternaris. B) Resposta gravimètrica (mGal). C) Resposta geoidal (m). En aquest càlcul es veu clarament el diferent contingut espectral entre aquests dos camps potencials. Per exemple, la influència dels sediments situats a la desembocadura de l'Ebre i el Roine es veu més clarament en la gravimetria. Coordenades UTM en km, meridià central 3ºE. Més discussió al text.....197

Fig. 7.7. A) Gruix dels sediments miocens. B) Resposta gravimètrica (mGal). C) Resposta geoidal (m). En aquest cas també es veu molt clar el diferent comportament de la gravimetria i el geoide: més contingut de longitud d'ona curta en la primera. Per exemple, la contribució dels sediments situats al Solc de València es veu clarament en la gravimetria però queda "difusa" en el geoide. Coordenades UTM en km, meridià central 3ºE. Més discussió al text. 198

Fig. 7.8. A) Profunditat de la Moho. B) Resposta gravimètrica (mGal). C) Resposta geoidal (m). Les dades gravimètriques observades de que es disposa en aquest treball sols arriben fins aproximadament 43.25N. En aquest cas no s'ha posat una màscara a la zona de tera perquè la profunditat de la Moho s'ha pogut estimar raonablement bé a partir de dades de sísmica. Coordenades UTM en km, meridià central 3ºE. Discussió al text. 199

Fig. 7.9. A) Profunditat de l'astenosfera. B) Resposta gravimètrica (mGal). C) Resposta geoidal (m). Les dades gravimètriques observades de que es disposa en aquest treball sols arriben fins a 43.25N. En aquest cas no s'ha posat una màscara a la zona de terra perquè la profunditat de la base de la litosfera s'ha estimat amb la modelització. Coordenades UTM en km, meridià central 3ºE. Discussió al text. 200

Fig. 7.10. A) Anomalia gravimètrica residual obtinguda restant de l'anomalia d'aire lliure, l'efecte de la capa d'aigua i dels sediments Miocens i Plio-quaternaris. B) Anomalia "residual" del geoide, obtinguda restant del geoide observat, la contribució de la capa d'aigua i dels sediments miocens i plio-quaternaris. Coordenades UTM en km, meridià central 3ºE..... 201

Fig. 7.11. Resultats de la modelització. A) Anomalia d'aire lliure observada (mGal); B) anomalia d'aire lliure calculada (mGal); C) anomalia gravimètrica residual (observada-calculada) (mGal). Coordenades UTM en km, meridià central 3ºE. 202

Fig. 7.12. Resultats de la modelització. A) Anomalia del geoide residual observada (m) ; B) anomalia del geoide residual calculada (m); C) anomalia "residual" (observada-calculada, en m). Coordenades UTM en km, meridià central 3ºE. 203

Fig. 7.13. Anomalia gravimètrica residual (gràfics de l'esquerra) i anomalia residual del geoide (gràfics de la dreta) corresponents als diferents límits escorça continental-escorça oceànica (OCB) que s'han assajat en la modelització. La línia vermella en cada pane indica el límit OCB. Coordenades UTM en km, meridià central 3ºE. 204

Fig. 7.14. Bloc diagrama del model 3D, dimensions en km. Vert i groc: sediments plio-quaternaris i miocens; taronja: escorça; magenta: mantell litosfèric. En aquest diagrama es mostra l'engruiximent cortical i litosfèric cap a Àfrica (que forma part de les vores del model).....210

Fig. 7.15. Gráfic superior: factor d'aprimament relatiu de l'escorça partint d'un gruix inicial de 32 km. Gráfic inferior: factor d'aprimament relatiu de la litosfera partint d'un gruix inicial de 110 km. Coordenades UTM en km, meridiá central 3°E..... 211

ÍNDEX DE TAULES

Taula 5.1 Nombre de mesures (n), valors mitjans de flux de calor corregit (q_0, mW/m^2), desviació estàndard (s.d., en mW/m^2) i rang de variació (en mW/m^2) per a les conques de la Mediterrània occidental i àrees adjacents (de Pasquale et al., 1996).....128

Taula 6.1. Variació de la fondària de la base de l'escorça (E) i de la base de la litosfera (L) al llarg dels cinc perfils, prenent l'origen al NO.....165

Taula 7.1. Direcció de l'extensió, mesurada perpendicularment a les falles normals (modificat de Mauffret and Gorini, 1996).....175

Taula 7.2. Sumari dels tests de sensibilitat variant el gruix de les capes. Anomalies gravimètriques en mGal i anomalies del geoide en m. 'Rang' és el rang de valors de les anomalies. FA és l'anomalia d'aire lliure calculada a partir de la resposta gravimètrica de la capa corresponent (ídem per al geoide).....205

CAPÍTOL 1. PRESENTACIÓ I OBJECTIUS DE LA TESI

1.1 Presentació

La tectònica actual de la Mediterrània occidental és el resultat d'una evolució molt complexa que es va produir fonamentalment com a resultat de la progressiva obertura de l'Atlàntic des del Mesozoic i dels moviments relatius entre les dues grans plaques africana i europea. A finals del Mesozoic, aquests moviments van conduir a la desaparició del mar Tethys que separava Europa d'Àfrica. A partir del Miocè van començar els processos que han donat lloc a la configuració actual d'aquesta part de la Mediterrània, amb la formació d'un conjunt de conques extensionals caracteritzades per una escorça continental molt aprimada —que en alguns casos esdevingué escorça oceànica— i una litosfera que també es va aprimar com a conseqüència de l'extensió. Tenint en compte aquests antecedents, en aquesta tesi s'ha realitzat un estudi de l'estructura litosfèrica de les conques que formen la part nord de la Mediterrània occidental: conca Sud-balear, Solc de València, golf de Lleó i la part nord de la conca Provençal mitjançant la modelització en dos i tres dimensions utilitzant com a observables dos camps potencials, el camp gravitatori i el geoide. Al mateix temps s'ha desenvolupat la metodologia necessària per a la modelització del geoide en 2D i 3D. Finalment, s'analitzen les implicacions geodinàmiques que es deriven de la configuració litosfèrica de les esmentades conques, així com els avantatges d'utilitzar el geoide en la modelització, posant de manifest que aquest camp potencial és una eina valuosa per a la determinació de l'estructura profunda de la Terra.

1.2 Objectius

Els objectius d'aquesta tesi són, en primer lloc, el desenvolupament de la metodologia necessària per a la modelització en dos i tres dimensions emprant conjuntament dades de gravimetria i geoide i, en segon lloc, aplicar aquesta metodologia

a la modelització de les conques de la Mediterrània nord-occidental per tal d'estudiar la distribució de densitats en profunditat i en particular la topografia del contacte litosfera-astenosfera. Aquest tipus de modelització és una eina important per a calcular la distribució de densitats en tota la litosfera, puix que la gravimetria permet resoldre amb detall les estructures corticals, mentre que el geoide és més sensible a les variacions de densitats a nivells més profunds (mantell litosfèric - astenosfera). Tanmateix, es poden detallar geometries, especialment al nivell cortical, que no queden ben resoltes per sísmica de reflexió, com per exemple zones de pendents importants que queden caracteritzades per gradients gravimètrics i/o del geoide, però no es veuen bé en un perfil sísmic perquè es perden les reflexions. També queda restringit el nombre de models equivalents possibles que es poden obtenir emprant cadascun d'aquests camps potencials per separat a causa del distint contingut espectral i de la seva diferent dependència amb la fondària ($1/r^2$ en el cas de la gravimetria i $1/r$ per al geoide).

El coneixement actual de les conques neògenes de la Mediterrània nord-occidental, principalment la seva estructura cortical i sedimentària, es basa bàsicament en els resultats de les campanyes sísmiques i de flux de calor que han tingut lloc en aquesta zona des dels anys setanta i l'estudi de dades de sondatges mecànics. Però encara queden molts aspectes poc coneguts, com per exemple la seva estructura litosfèrica actual, en particular la posició del límit entre la litosfera i l'astenosfera, i on està situada la transició entre l'escorça continental i l'escorça oceànica. D'altra banda, aquestes conques presenten problemes geodinàmics que encara no estan completament resolts: quin va ser el mecanisme que va generar la seva formació (cisalla pura *versus* cisalla simple o cisalla combinada), així com el tipus de processos extensionals que les van originar (extensió uniforme *versus* extensió no uniforme). És de particular interès el Solc de València, una conca caracteritzada per l'existència d'etapes extensives, algunes de les quals van coexistir amb processos de compressió. Els resultats de la modelització 2D i 3D que es presenten en aquest treball aporten nova informació que ajudarà a clarificar aquestes qüestions.

Aquesta tesi s'ha estructurat en tres parts:

- Una **primera part** introductòria (capítols 2 i 3). El capítol 2 es pot subdividir en dues parts: a la primera part d'aquest capítol es fa una descripció general dels mecanismes de formació de conques extensionals i la classificació de les conques objecte de la recerca desenvolupada en aquesta tesi d'acord amb aquesta descripció; a la segona part s'inclouen els aspectes geodinàmics de l'àrea d'estudi fent una descripció de l'evolució de la Mediterrània occidental des del Juràssic superior fins al present, inscrita dins de la tectònica global de plaques. El capítol 3 conté la definició i principals aplicacions del geoide en el camp de la modelització geofísica; al llarg d'aquest capítol es parla d'una manera detallada del geoide, com es defineix, com es calcula i el seu sentit físic. També s'explica la relació entre gravimetria i geoide, el càlcul del geoide residual i el seu ús com a eina per a la modelització, especialment pel que fa a l'estudi de les geometries i distribucions de densitat al nivell litosfèric. La utilització de la gravimetria en geofísica és habitual des de fa gairebé un segle, mentre que l'aplicació del geoide a la resolució de problemes geològics i geofísics és relativament recent donat que fins fa gairebé uns quinze anys no s'han tingut dades de geoide amb la resolució suficient per a la seva eficaç aplicació en aquest àmbit. Tanmateix, l'ús del geoide per a estudiar quantitativament estructures litosfèriques en dues i tres dimensions és infreqüent pels problemes involucrats en la modelització, com s'estudiarà al llarg de la segona part d'aquesta tesi (capítol 4).

- La **segona part** és metodològica (capítol 4) i s'hi presenta amb detall els algorismes 2D i 3D que s'han desenvolupat i emprat en la modelització del geoide. L'algorisme 2D es basa en l'algorisme de Chapman, reelaborat per l'autora d'aquest treball (Ayala et al., 1996b) amb l'objecte d'obtenir una expressió el més general possible que permeti calcular el problema directe i

sigui aplicable a la modelització de qualsevol tipus de geometria, incloent-hi zones amb relleu topogràfic. La modelització de zones amb relleu topogràfic no és trivial, ja que el geoide, essent una superfície harmònica, s'ha de calcular per sobre de la topografia (és a dir, totes les masses han d'estar per sota del geoide). Com que l'elevació varia d'un punt a un altre, donada una determinada cota topogràfica, sempre hi pot haver masses que en alguns llocs estiguin per sobre d'aquesta cota (per exemple, quan calculem la contribució d'una massa situada a 1000 m d'altitud en un punt situat a 800 m). Per tant a la pràctica es requereix o bé calcular el geoide (a terra, rigorosament parlant, s'hauria d'emprar el terme quasigeoide, però s'acostuma a parlar de geoide en sentit ampli) al llarg d'una superfície d'altitud constant h (on h és la cota màxima), o bé condensar la topografia en una làmina de gruix igual a l'altitud de la cota mínima i densitat variable al llarg de l'horitzontal. L'algorisme 3D forma part d'un programa que permet calcular el problema directe de gravimetria, geoide i magnetisme dissenyat pel Dr. Hermann Zeyen (com. pers.); l'autora d'aquesta tesi ha posat a punt aquest programa i ha desenvolupat la metodologia adequada per a la seva òptima utilització; un dels problemes que s'han resolt és la manera d'evitar els efectes de vora en el càlcul de les anomalies del geoide, fet que implica assumir que almenys les vores del model estan compensades isostàticament. Tanmateix es presenten els models sintètics amb els quals s'han assajat els algorismes i es fa una discussió dels resultats. La modelització emprant simultàniament dades de gravimetria i geoide és particularment important en àrees on es disposa de poca informació geològica i geofísica adicional, com és el cas de la conca Sud-balear o la conca Provençal. Essent aquest tipus de modelització una de les aportacions més importants d'aquesta tesi, els resultats obtinguts en utilitzar aquest tipus de modelització per a l'estudi de les conques de la Mediterrània nord-occidental suggereix que la seva aplicació en d'altres llocs del món pot contribuir d'una manera important al coneixement de l'estructura litosfèrica en una determinada regió, cosa que pot aportar noves

dades per a conèixer millor tant la seva estructura actual com la seva evolució tectònica.

- En la **tercera part** (capítols 5, 6 i 7), es presenten les dades emprades en la modelització, així com dades geofísiques obtingudes per d'altres autors i que s'han utilitzat com a restriccions adicionals; també s'inclou la metodologia seguida en la modelització de les esmentades conques, es fa una descripció detallada dels models en dues i tres dimensions de l'estructura litosfèrica de la Mediterrània nord-occidental que s'ha obtingut com a resultat dels càlculs i s'analitzen les conseqüències geodinàmiques que es deriven d'aquest estudi: al llarg del capítol 5 es fa una anàlisi qualitativa de les dades de batimetria, gravimetria i geoide, així com d'altres dades geofísiques i geològiques disponibles a la zona i com es correlacionen entre elles. Les anomalies gravimètriques i de geoide han estat utilitzades com a observables geofísics amb els quals comparar la resposta del model de densitats; en el capítol 6 es presenten els models 2D de l'estructura litosfèrica del Solc de València, cinc perfils que creuen el Solc perpendicularment a les anomalies gravimètriques i del geoide, i que cobreixen tota la conca de NE a SO donant una imatge de com varia la seva estructura en aquesta direcció: la conca s'aprima tant al nivell cortical com al litosfèric de NO a SE, i en canvi, al llarg del seu eix, l'astenosfera es troba a una fondària pràcticament constant d'uns 60-65 km mentre que la Moho varia d'uns 19 km al SE fins a menys de 12 km al NE. En el capítol 7 es presenta el model litosfèric 3D, que inclou la conca Sud-balear, el golf de Lleó i la part nord de la conca Provençal; els resultats obtinguts tant en els models 2D com en els 3D indiquen un aprimament diferencial de l'escorça i el mantell litosfèric, i una litosfera molt aprimada a tota la zona com a conseqüència dels processos d'extensió. A la part S del golf de Lleó i a la conca Provençal, l'astenosfera es manté a una fondària entre 57 i 60 km i la fondària de la Moho es manté a 11-12 km.

- Finalment, en el capítol 8 es fa una síntesi de les **conclusions** a que s'ha arribat en aquesta tesi i es discuteixen les principals hipòtesis sobre l'estructura i formació de les conques neògenes a la Mediterrània nord-occidental a la llum dels resultats de les estructures que s'han modelitzat.

CHAPTER 1. INTRODUCTION AND THESIS STRUCTURE

1.1 Introduction

The present day tectonics of the Western Mediterranean are the result of a complex evolution that took place mainly as a result of the progressive opening of the Atlantic since Mesozoic times, and the relative movements between the European and African plates. At the end of the Mesozoic, these movements initiated the closure of the Tethys Ocean that separated Europe from Africa. The processes that have shaped the Western Mediterranean to its actual configuration started in Miocene times. As a consequence, extensional basins were formed. These are characterised by a very thin continental crust —that in some cases became oceanic— and a lithosphere that was also thinned as a consequence of the extension. Bearing in mind this history, this PhD. thesis is a study of the lithospheric structure of the North Western Mediterranean basins: South Balearic Basin, Valencia Through, Gulf of Lions, and the Northern part of the Provençal Basin. This work consists of a 2D and 3D combined gravity and geoid modelling. At the same time, has been developed a suitable methodology to perform the geoid modelling in 2D and 3D. Finally, consideration is given to the geodynamic implications derived from the lithospheric structure of the forenamed basins obtained from the modelling, as well as the advantages of using the geoid in modelling, showing that this potential field is an important tool to study the deep structure of the Earth.

1.2 Objectives

The objectives of this PhD thesis are: first, to develop a suitable methodology for joined gravity and geoid modelling in 2D and 3D; and second, applying this methodology to the modelling of the North Western Mediterranean basins in order to study the density distribution with depth and the geometry of the lithosphere-asthenosphere boundary. Joined gravity and geoid modelling is a powerful tool to

calculate the density distribution of the entire lithosphere. Gravity allows the resolution of detailed crustal structures, whereas the geoid is more sensitive to density variations at deeper levels (lithospheric mantle-asthenosphere density boundary). It also allow us to identify geometries (especially at crustal levels) that cannot be resolved with seismic reflection data, for example, steep zones that are characterised by gravimetric and/or geoidal gradients but cannot be seen in a seismic profile because the reflections can be diffuse or even lost. Also, the number of equivalent models that can be obtained using each of these potential fields separately is reduced because of the different spectral content as well as the different depth dependence ($1/r^2$ for gravity and $1/r$ for the geoid).

The present day knowledge of the Neogene North Western Mediterranean basins, mainly their crustal and sedimentary structure, comes predominantly from the results obtained in seismic experiments, heat flow data acquisition, and well data that have been acquired in this area since the 1970's. Nonetheless, there are several issues that are still not well known: for example, the lithospheric structure, in particular the location of the lithosphere-asthenosphere boundary and the location of the Ocean-Continent boundary in the Provençal Basin. In addition, these basins present geodynamic problems that have not been resolved yet: for example, what was the mechanism that formed the basins (simple shear *versus* pure shear or combined shear) as well as the type of rifting processes that was important in its formation (uniform extension *versus* non uniform extension). Of particular interest is the Valencia Trough, a basin characterised by several episodes of extension, some of them coexistent with compressional processes. The results of the modelling presented in this PhD. thesis gives new information that will help to clarify these questions.

This PhD. thesis is structured in three parts:

- The **first part** is an introduction (chapters 2 and 3). Chapter 2 can be subdivided into two parts: in the first part, there is a general description of how extensional basins form and classification of the North Western Mediterranean extensional basins according to that description; the second part includes the geodynamic

evolution of the study area since Jurassic times, in the frame of plate tectonics. Chapter 3 includes the definition and main applications of the geoid in geophysics; this chapter explains the definition, determination and physical meaning of the geoid. It also explains the relationship between gravity and geoid, how to calculate the residual geoid, and its application in modelling, especially in the study of lithospheric density distributions. Gravity has been used in geophysics for more than a hundred years whereas the application of the geoid to solve geological and geophysical problems is relatively recent, (c. 15 years) because the geoid data did not have enough resolution before that time. In addition, the use of the geoid to study lithospheric structures is infrequent due to the problems involved in modelling, as will be described in the second part of this PhD. thesis (chapter 4).

- The **second part** is methodology (chapter 4): it presents the detailed description of the 2D and 3D algorithms developed and applied in the modelling of the geoid. The 2D algorithm is based on Chapman's algorithm, that has been recalculated in this PhD. thesis to obtain a general expression that allows forward modelling and application to model any type of geometry, including zones with topography. Modelling topographic areas is not straightforward because the geoid, being a harmonic surface, it must be calculated above the topography (i.e., all masses must be below the geoid). Since elevation varies from one point to the next, given a topographic level, some points could be above this level (for instance, when calculating the contribution of a mass located at 1000 m of altitude in a point located at 800m). This implies that either we have to calculate the geoid (on land, strictly speaking, the term "quasigeoid" should be used, but the term geoid is also used in a *late senso*) along a surface of constant height h (where h is the maximum topographic level) or we have to condense the topography to a layer with the thickness of the lower topographic level and variable density along the horizontal. The 3D algorithm is part of a program designed by Dr. Hermann Zeyen (pers. com.) that allows forward modelling of gravity, geoid, and magnetism. In this PhD. thesis, Zeyen's

program has been optimised and a suitable methodology for using it has been developed. One of the problems that has been solved is how to avoid edge effects in geoid modelling, which implies the assumption that the edges of the model are isostatically compensated. Moreover, the synthetic models used to test the algorithms are presented and the results are discussed. The simultaneous use of gravity and geoid data in modelling is important in arees where additional geological and geophysical information is scarce, such as the Sud Balearic basin or the Provençal Basin. The join gravity and geoid modelling is one of the most important contributions of this PhD. Thesis. The results obtained using this modelling to study the North Western Mediterranean basins suggest that its application in other parts of the world could be very useful to investigate the lithospheric structure of a given region. This type of investigation will contribute to the knowledge not only an area's deep structure but will also give insights into its tectonic evolution.

- The **third part** includes chapters 5, 6 and 7. In chapter 5, there is a qualitative analysis of bathymetry, gravity, and geoid data. Gravity and geoid data are the geophysical observations used to compare the response of the density model. This chapter also includes the description of other available geological and geophysical data in the area and a correlation between these data. 2D lithospheric modelling of the Valencia Trough is presented in chapter 6: five profiles, that cross the Trough perpendicular to the trend of the gravity and geoid anomalies, have been modelled. These profiles "cover" the basin from NE to SW, giving an image of how its structure varies. The crust and the lithosphere of the basin thin in the NW-SE direction. By contrast, along the axis of the Trough, the asthenosphere is at an almost constant depth of c. 60-65 km and the Moho varies from c. 19 km depth in the SE to less than 12 km in the NE. A 3D lithospheric model is presented in chapter 7 and includes the Sud Balearic basin, the Gulf of Lions and the northern part of the Provençal Basin; the results obtained from both, the 2D and the 3D models, indicate a differential thinning of the crust, and lithospheric mantle, as well as a thinned lithosphere in the whole

area as a result of the extension. In the southern part of the Gulf of Lions and in the Provençal Basin, the asthenosphere is c. 57-50 km deep and the Moho depth is c. 11-12 km.

- Finally, a synthesis of the **conclusions** reached in this PhD. thesis is presented in chapter 8. This chapter includes the discussion of the main hypothesis about the structure and origin of the Neogene basins of the North Western Mediterranean on the basis of the results of the modelled structures.

CAPÍTOL 2. CONTEXT GEODINÀMIC

Abstract

Basins that form by lithospheric stretching fall within a sequence that evolve with time and goes from intracontinental rifts to passive margins. Extensional modes in continental rifts and the patterns of observed strain, however, show great variability. Available analysis and modelling of subsidence history of rifts often suggest pure shear extension. A mechanism of simple shear extension has been proposed to explain the asymmetry of fault patterns associated to lithosphere scale detachments. A variety of tectonic models combining extensional detachments and tilted or listric normal faults explain extension geometries above the brittle-ductile transition of the crust. Moreover, cases of symmetric or asymmetric lithospheric stretching have been distinguished from those cases in which simple shearing restricted to part of the crust is combined with pure shearing at deeper levels.

The study area, the Neogene extensional basins of the North-Western part of the Mediterranean sea, is characterised by the following structural units, (see Fig. 2.3 for location): the Liguro-Provençal Basin, the Gulf of Lions, the Valencia Trough and the Balearic Promontory. This structures are surrounded by different orogens of Alpine age —the Pyrenees, Catalan Coastal Ranges and Iberian Chain— and their associated foreland basins: Ebro Basin and Aquitanian Basin. Recent studies suggest that the process of formation of the North-Western Mediterranean basins could involve pure shear mechanisms as well as non uniform stretching in depth.

In the Western Mediterranean, the Oligocene-earliest Miocene rifting took place in the Valencia Trough and Gulf of Lions and culminated in the opening of the Liguro-Provençal Basin, which involved the counter-clockwise rotation of the Corsica-Sardinia block. Crustal extension in the N-Western Mediterranean basins was accompanied by variable levels of rift magmatism. The crustal extension was of the type “passive margins”. The basins are made up by newly formed oceanic crust (Liguro-Provençal Basin) and extended continental lithosphere (Valencia Trough, Gulf of Lions). The two main hypothesis considered as the best explanation for the possible origin of these basins are: The Cenozoic rift system that affected

Western and Central Europe, which began to evolve during the middle-late Eocene in the European Alpine foreland and, according to some authors, propagated northward and southward during the Oligocene and the result of a back-arc opening related to the displacement to the East of the Neogene Apeninic subduction. It is likely that both processes are interrelated.

2.1 Introducció

L'interior de la Terra és format per capes de distinta composició química i propietats reològiques (Fig. 2.1). Segons la seva composició, podem distingir l'escorça, formada per roques de relativament baixa densitat (aproximadament 2.65-2.95 Mg/m^3) sota una cobertora sedimentària (que pot tenir, en general, una densitat d'entre 2 i 2.5 Mg/m^3), el mantell (amb una densitat que va d'uns 3.3 a uns 4.0 Mg/m^3 per al mantell superior i de 4.4-5.56 Mg/m^3 per al mantell inferior) i el nucli (la densitat del qual és de 10-13 Mg/m^3). Aquestes capes no coincideixen necessàriament amb les corresponents segons el comportament mecànic: a escala global, la capa més externa de la terra és la litosfera, que inclou l'escorça i la part més superior del mantell (el mantell litosfèric), i actua com una capa rígida, localitzada per sobre d'una capa més plàstica del mantell anomenada astenosfera.

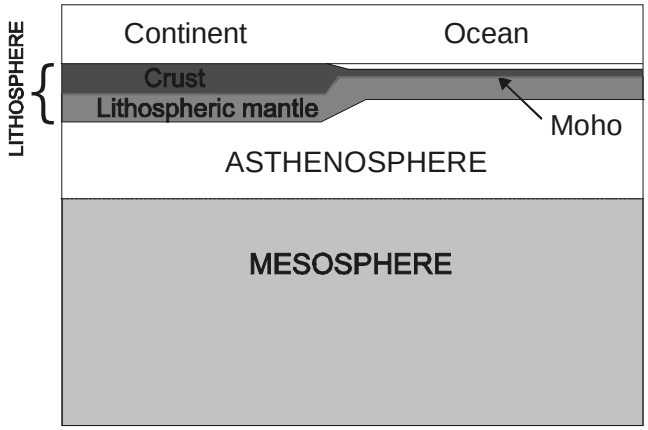


Fig. 2.1. Estructura interna de la Terra i els seus límits reològics. (Modificat d'Allen and Allen, 1997).

Earth internal structure and its rheological boundaries. (Modified from Allen and Allen, 1997).

El concepte de litosfera, definida com la capa externa rígida de la Terra que està per sobre de l'astenosfera dèbil, la qual pot fluir per a mantenir l'equilibri isostàtic, va ser formulat per Barrell (1914). Posteriorment, aquest concepte ha anat evolucionant i actualment és ben conegut que el gruix de la litosfera varia d'acord amb la seva edat, composició mineralògica, temperatura i les forces tectòniques que hi actuen. Així, es poden establir diferents "litosferes", segons els paràmetres emprats en la definició:

La litosfera tèrmica, així definida perquè les seves propietats depenen de la temperatura. La superfície que separa la litosfera tèrmica i l'astenosfera és un límit fonamental en reología; aquesta superfície ve marcada per una isoterma característica (1350 ^{o}C). També es pot definir la litosfera sísmica, en funció de la variació de les seves propietats elàstiques i on el límit amb l'astenosfera es caracteritza per una discontinuïtat en les velocitats sísmiques i una litosfera mecànica, caracteritzada pel seu perfil d'esforços: la variació en profunditat del perfil d'esforços en la litosfera continental suggereix una escorça superior amb un comportament fràgil, una escorça inferior amb un comportament dúctil, i un mantell superior fràgil. A la litosfera oceànica, la seva resistència (*strength)* creix amb la fondària fins a la zona de transició fràgil-dúctil, litosfera-astenosfera.

La litosfera es compon de plaques que estan en moviment les unes respecte de les altres, interactuant i deformant-se. Per tant, per a entendre els mecanismes que donen lloc a la dinàmica i evolució d'aquestes plaques, es requereix el coneixement de l'estructura litosfèrica. A grans trets, la interacció entre la litosfera i els processos que tenen lloc a la part profunda del mantell, així com la contínua evolució del mosaic de plaques de la Terra donen com a resultat diversos entorns tectònics en els quals podem destacar la formació de *rifts*, on la litosfera s'estèn i, com a conseqüència, s'aprima. Els *rifts* poden evolucionar donant lloc a la formació de conques sedimentàries; si l'extensió progressa, es pot arribar a la ruptura continental i a la formació de nova escorça oceànica. L'estudi del rebliment sedimentari pot ajudar a esbrinar els processos que han tingut lloc a la superfície de la Terra al llarg de la seva història. A més, l'anàlisi de la seva evolució tectònica permet entendre millor els processos que donen lloc a la ruptura dels continents.

La formació de conques sedimentàries comporta diferents processos que es poden classificar en tres grups (Fig. 2.2): a) Mecanismes purament tèrmics: l'escalfament de la

litosfera produeix expansió i aixecament; l'erosió i el posterior refredament de la litosfera donen lloc a un procés de subsidència que origina la formació de la conca. b) Flexió de la litosfera deguda a la presència de càrregues superficials i profundes; aquesta deformació va seguida de subsidència; les conques d'avanpaís en són un exemple. c) Conques que es formen com a resultat de processos d'extensió o compressió: si hi ha extensió, es produeixen canvis en el gruix litosfèric i cortical mentre que si hi ha compressió, es poden produir falles a l'escorça amb la conseqüent formació de *grabens* que poden evolucionar com a conques. Durant els processos d'extensió, l'aprimament de l'escorça va acompanyat de subsidència controlada per falles extensionals, mentre que l'aprimament de la litosfera produeix aixecament tèrmic. L'origen i desenvolupament d'una conca pot ser el resultat de l'intervenció d'un o més d'aquests processos.

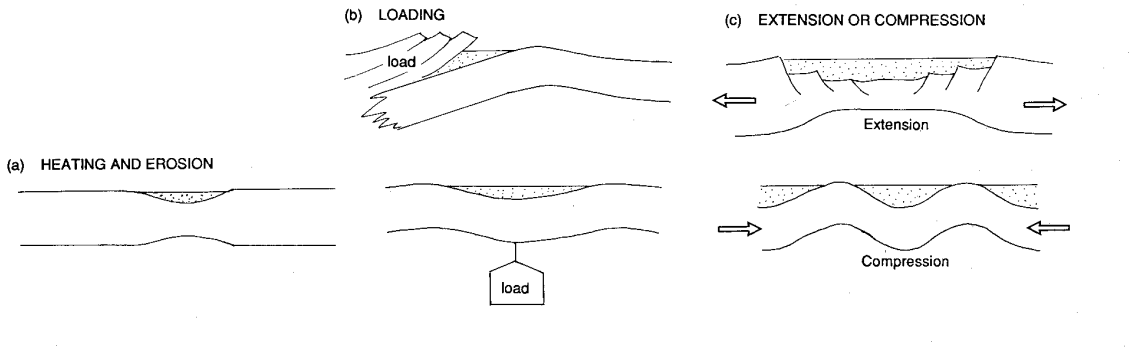


Fig. 2.2. Mecanismes que poden donar lloc a la formació de conques sedimentàries. (Modificat de Fowler, 1994).

Mechanisms that can form sedimentary basins. (Modified from Fowler, 1994).

Les conques de la part nord-oest de la Mediterrània (Solc de València, golf de Lleó i conca Liguro-Provençal, Fig. 2.3) són conques sedimentàries que es van formar principalment a conseqüència de processos extensionals que van tenir lloc al llarg del Terciari. Els mecanismes de formació d'aquestes conques són encara objecte de discussió a causa de la seva complexitat, conseqüència del seu entorn geodinàmic — estan situades en una zona de col·lisió entre les plaques europea i africana, i, per tant, en un entorn compressiu—, alhora que es veuen afectades per la possible influència de la propagació cap al sud del *rift* cenozoic de l'Oest d'Europa i de la zona de subducció localitzada actualment a la mar Tirrena.

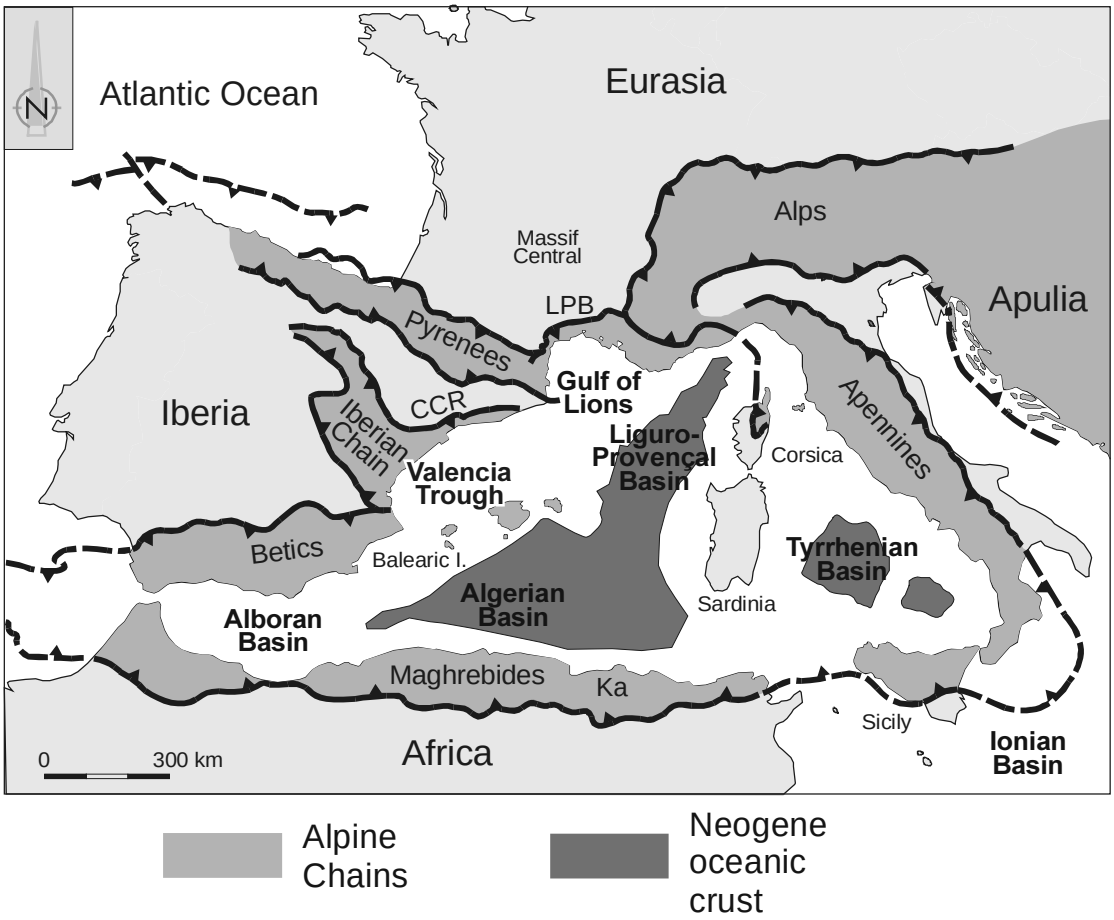


Fig. 2.3. Esquema geològic de la part central i occidental de la Mediterrània. Ka – Kabilies; CCR – serralada Costanera Catalana; LPB – serralada Languedoc-Provença (Modificat de Roca, 1999).

Geological sketch of the Western and Central Mediterranean. Ka – Kabilies; CCR Catalan Coastal Ranges; LPB – Cordillera Languedoc-Provença (Modified from Roca, 1999).

2.1.1 Conques extensionals

Les conques originades per l'extensió de la litosfera estan compreses en una seqüència que descriu la seva evolució des de *rifts* intracontinentals a marges passius.

Es poden distingir dos tipus de processos de *rifting:*

a) *Rifting* actiu, on l'ascensió d'una ploma mantèl·lica que empeny la base de la litosfera, causa aprimament convectiu, aixecament mecànic de la litosfera (*domal uplift*) i extensió.

b) *Rifting* passiu, en el qual un camp d'esforços extensius causa l'aprimament de la litosfera i ascensió passiva de l'astenosfera.

Ambdós processos poden ser complementaris (Khain, 1992**;** Negredo, 1996), és a dir, l'extensió produïda en el *rifting* actiu pot afavorir la propagació de l'anomalia tèrmica i, alternativament, és més fàcil que es produeixin processos d'extensió en zones afeblides per anomalies tèrmiques.

L'evolució dels marges continentals de tipus atlàntic o marges passius comença per episodis inicials d'extensió que precedeixen a la ruptura dels continents i a l'inici de l'expansió del fons marí. Aquests processos tectònics poden portar al col·lapse o bé a l'aixecament al llarg de la zona en extensió, alhora que modifiquen l'estructura tèrmica de la litosfera (Royden and Keen, 1980). Com a mecanismes proposats per aquesta etapa inicial destaquen: extensió i aprimament, aixecament i erosió, fusió parcial i intrusió magmàtica, així com altres mecanismes que alteren l'anatomia prèvia del continent. Després de completar-se el procés d'extensió, la litosfera es refreda fins a aconseguir l'equilibri tèrmic. Aquest procés és el que millor permet explicar la subsegüent subsidència i sedimentació en aquests marges (Royden and Keen, 1980). Segons el model de McKenzie (1978), refinat per Sclater and Christie (1980), la subsidència es pot dividir en dues etapes: la subsidència inicial i la subsidència tèrmica. Durant i immediatament després de l'extensió, hi ha un canvi ràpid en l'elevació; això succeeix com a resposta isostàtica als canvis de densitat resultat de l'aprimament litosfèric (escorça i mantell litosfèric), l'escalfament i l'expansió tèrmica; aquest procés es denomina subsidència inicial. La segona etapa de subsidència, subsidència tèrmica, és un procés relativament llarg causat pel refredament i la contracció tèrmica de la litosfera, amb posterioritat a l'extensió. La suma de la subsidència inicial i la subsidència tèrmica es denomina subsidència tectònica, la qual es pot veure amplificada per l'acció del pes de la cobertora sedimentària.

2.1.2 Models d'extensió passiva

Com ja s'ha comentat en el paràgraf anterior, l'extensió de la litosfera continental pot ser deguda a processos de *rifting* actiu i/o passiu. En els models d'extensió 'passiva', en els quals es centrarà aquest capítol, els esforços extensius (*tensional stresses*) a la litosfera continental causen el debilitament d'aquesta capa i, com a conseqüència, l'ascens passiu de

l'astenosfera, més calenta. Els canvis en l'estructura tèrmica de la litosfera i l'aprimament cortical i litosfèric estan interrelacionats i no és fàcil discriminar quin és el mecanisme responsable de l'extensió.

Extensió uniforme - cisalla pura

Durant el *rifting* (Fig. 2.4), diferents processos extensionals produeixen l'aprimament de la litosfera i l'elevació del gradient tèrmic.

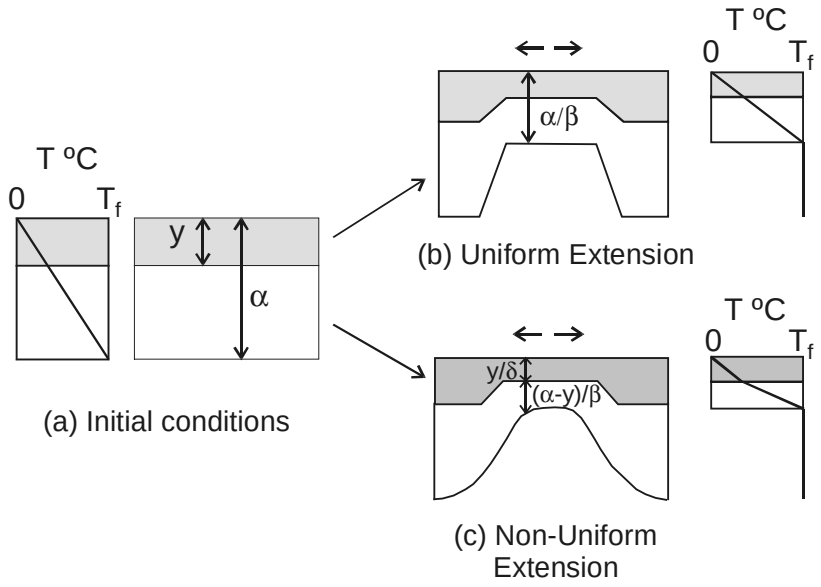


Fig. 2.4. Diagrama simplificat del procés d'extensió: a) Inicialment, la litosfera està en equilibri tèrmic. L'horitzó de desacoblament està a una fondària y. b) Durant l'exensió uniforme, tota la litosfera s'estén un factor β i s'aprima un factor 1/ β. Com a conseqüència, el gradient tèrmic és lineal i elevat. c) Durant l'extensió no uniforme, la part superior de la litosfera (per sobre de la fondària y) s'estén un factor δ i s'aprima un factor 1/ δ. La part inferior de la litosfera s'estén un factor β i s'aprima un factor 1/ β. Com a conseqüència, el gradient tèrmic té dos pendents (Modificat de Royden and Keen, 1980).

Simplified diagram of the rifting process: a) Initially, the lithosphere is in thermal equilibrium. The level of detachment is at depth y. *b) During the uniform extension, the whole lithosphere extends by β and thins by 1/ β. As a consequence, the thermal gradient is linear and high. c) During non-uniform extension, the upper part of the lithosphere (above* y*) expands by δ and thins by 1/ δ. The lower part of the lithosphere extends by β and thins by 1/ β. As a consequence, the thermal gradient shows two slopes (Modified from Royden and Keen, 1980).*

L'extensió uniforme, discutida en detall a McKenzie (1978), requereix que la quantitat d'extensió sigui constant a tota la litosfera independentment de la profunditat (extensió en cisalla pura, Fig. 2.5). L'aprimament litosfèric és compensat per l'ascensió passiva de material calent procedent de l'astenosfera. Com a resposta a l'extensió es produeix un canvi en l'elevació inicial: si el gruix cortical és menor que 20 km es produeix en general aixecament, mentre que quan el gruix cortical és superior a 20 km es produeix habitualment

subsidència (Royden and Keen, 1980). El subsegüent refredament de la litosfera per a assolir l'equilibri tèrmic dóna lloc a la subsidència d'aquestes zones. Tant als marges continentals que han sofert processos d'extensió com a les conques extensives, la subsidència tectònica sol estar magnificada per l'efecte de la càrrega dels sediments acumulats.

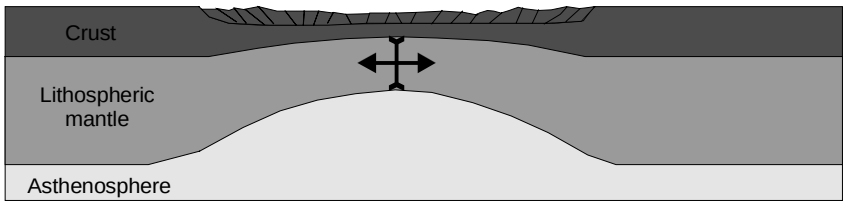
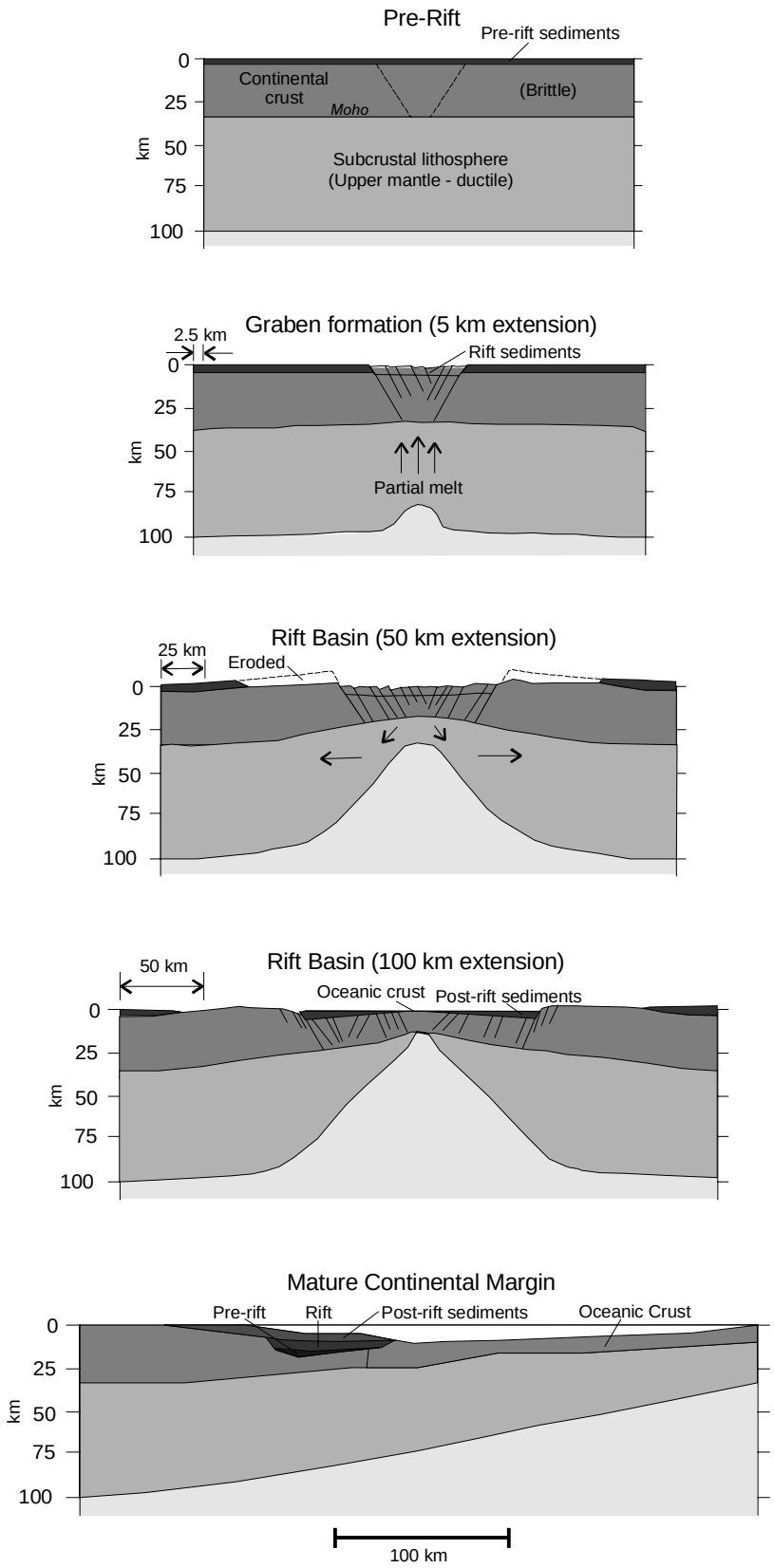


Fig. 2.5. Geometria del mecanisme d'extensió de cisalla pura. (Modificat d' Allen and Allen, 1997). Geometry of pure shear mechanism (Modified from Allen and Allen, 1997).

Salveson (1976, 1978) en el seu model d'extensió uniforme (Fig. 2.6) assumeix que l'escorça es trenca per fractura fràgil (*brittle fracture)* i el mantell litosfèric flueix plàsticament. L'extensió i consegüent aprimament de la litosfera creen un desequilibri isostàtic. Per a restablir l'equilibri isostàtic, hi ha una pujada de material menys dens procedent del mantell astenosfèric que produeix un aixecament regional. La fusió parcial de l'astenosfera aixecada comporta vulcanisme i posterior transferència de calor vers la superfície. Eventualment, es pot arribar a la ruptura de la litosfera continental i a la generació de nova escorça oceànica.

Fig. 2.6. (Pàgina següent) Diagrama de l'evolució d'una conca segons el model de Salveson (1978). Els esforços tensionals causen la debilitació de l'escorça continental per fractura fràgil, mentre que el mantell litosfèric es debilita aprimant-se d'una manera dúctil. La càrrega dels sediments pot causar desequilibri isostàtic, el qual tendeix a compensar-se per l'ascens de l'astenosfera, efecte que dóna lloc a un aixecament regional. La fusió parcial del mantell origina vulcanisme i transferència de calor a la superfície. Les vores del rift *que havien estat prèviament aixecades són erosionades i la conca se segueix omplint de sediments. Si l'extensió continua, el procés porta a la formació d'escorça oceànica; el continent comença a refredar-se a mesura que l'extensió es va transferint cap a l'entorn oceànic i es desenvolupa un marge passiu. Sediments* post-rift *es depositen sobre els* syn-rift *i es van escampant sobre el fons oceànic acabat de crear. (Modificat d'Allen and Allen, 1997).*

(Next page) Diagram of rift basin evolution following Salveson (1978). Tensional stresses cause the continental crust to fail by brittle fracture, whereas the mantle lithosphere thins by ductile necking. Sediments loading can cause isostatic disequilibrium that tends to be compensated by a rise of the asthenosphere; this leads to regional uplift. Partial melting of the mantle promotes surface volcanism and an upward transfer of heat. The uplifted rift shoulders become eroded and the rift continues to fill with sediment. Eventually, as crustal extension continues, oceanic crust is created and the continent starts to cool as extension is transferred to the oceanic realm and a passive margin develops. Post-rift sediments drape the syn-rift fill and spread onto the newly created ocean floor. (Modified from Allen and Allen, 1997).


Pre-Rift
Pre-rift sediments
Continental crust
(Brittle)
Moho
Subcrustal lithosphere
(Upper mantle - ductile)
km
0
25
50
75
100
Graben formation (5 km extension)
2.5 km
Rift sediments
Partial melt
Rift Basin (50 km extension)
25 km
Eroded
Rift Basin (100 km extension)
50 km
Oceanic crust
Post-rift sediments
Mature Continental Margin
Pre-rift
Rift
Post-rift sediments
Oceanic Crust
100 km

Extensió no uniforme

La reologia de la litosfera varia amb la temperatura i la pressió, per tant, és d'esperar que la litosfera no es deformi homogèniament sota l'acció d'un camp d'esforços. En particular, l'escorça superior es deforma amb un comportament fràgil, mentre que la part inferior de la litosfera tendeix a deformar-se (en particular, estendre's) amb un comportament dúctil. L'extensió no uniforme es produeix quan les parts superior i inferior de la litosfera es desacoblen a una fondària *'y'*, que no sempre correspon al límit entre l'escorça i el mantell. Per sobre d'aquest horitzó o nivell de desenganxament, la part superior de la litosfera s'estén segons un factor δ; per sota d'aquest horitzó, la part inferior de la litosfera s'estén independentment segons un factor β (per $\delta=\beta$ estaríem en el cas d'extensió uniforme). Com a resposta a l'extensió es produeix un canvi inicial en l'elevació, que depèn del gruix cortical inicial, de la fondària de desacoblament, *'y'*, i de les magnituds relatives de δ i β (Fig. 2.4). La dependència de l'elevació respecte dels esmentats paràmetres és funció del balanç entre l'increment de densitat degut a l'aprimament cortical, i la disminució de la densitat deguda a l'escalfament i a l'expansió tèrmica que afecta tota la litosfera (Royden and Keen, 1980). Aquests autors indiquen que encara que el desacoblament complet entre les parts superior i inferior de la litosfera és una representació simplificada de la deformació a l'interior de la placa, qualsevol gradient de temperatura real que es pugui donar durant l'extensió es pot aproximar pel gradient tèrmic calculat per aquest model (Fig. 2.4). Aquesta aproximació es pot considerar correcta, car les variacions de longitud d'ona curta en temperatura desapareixen en pocs milions d'anys.

El desacoblament al llarg d'una interfase entre el sòcol cristal·lí i la cobertora sedimentària i entre capes de sediments no consolidats i sediments consolidats és ben conegut i s'atribueix a contrastos en els esforços reològics (*rheological strength)*. Molts perfils de sísmica de reflexió profunda indiquen que les falles a l'escorça continental poden desacoblar-se en profunditat a l'interior de l'escorça o a la Moho. Els horitzons de desacoblament són, inicialment, zones en les quals hi ha variacions en el flux dels esforços a causa de diferències mineralògiques entre els principals tipus de roques. És a dir, la delaminació pot ser deguda a variacions del tipus de roca en una escorça heterogènia en tant que aquestes variacions proporcionen interfases que propicien la delaminació, o bé a la presència d'antigues falles que propicien horitzons de desacoblament, si es poden reactivar fàcilment (White and

Bretan, 1985). Els càlculs revelen marcades diferències entre els esforços que actuen al nivell cortical i els esforços al mantell superior. Es postula que mentre es manté l'activitat tectònica, l'escorça continental no actua, en profunditat, com una única entitat rígida; d'una banda, l'escorça superior pot tenir un comportament fràgil, mentre que l'escorça inferior pot tenir un comportament dúctil; d'altra banda, la Moho pot actuar com a nivell de desenganxament i, per tant, l'escorça es pot moure independentment del mantell superior (White and Bretan, 1985). En la figura 2.7 s'esquematitzen els tipus d'extensió litosfèrica descrits en aquest apartat.

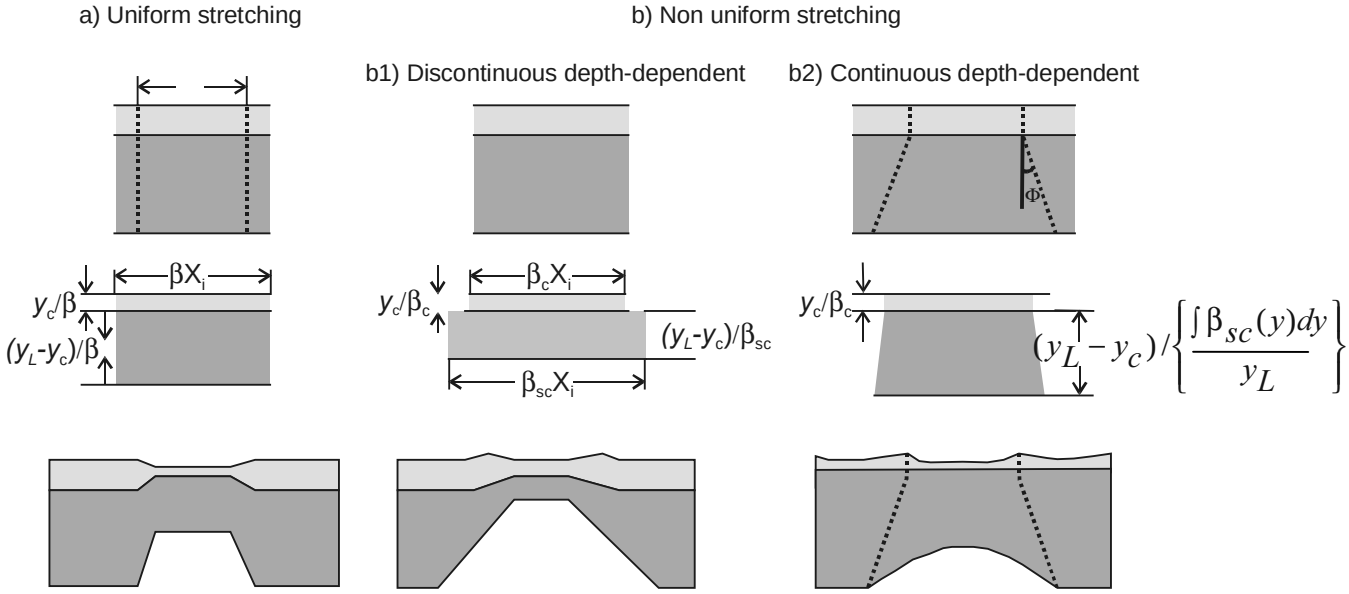


Fig. 2.7. Esquema que il·lustra tres tipus d'extensió litosfèrica: a) Extensió uniforme en què l'escorça i el mantell litosfèric s'estenen amb el mateix factor, segons el model de McKenzie (1978). b1) Extensió no uniforme, en que l'escorça i el mantell litosfèric s'estenen d'acord amb factors diferents; l'extensió a l'escorça i al mantell litosfèric són independents, però uniformes dins de cada capa. b2) Extensió no uniforme contínua on l'extensió és una funció contínua de la fondària; aquests tipus d'extensió fan que la hipòtesi del desacoblament entre l'escorça i el mantell no sigui necessària. (Modificat d'Allen and Allen, 1997). β, factor d'aprimament; β_c, factor d'aprimament de l'escorça; β_{sc}, factor d'aprimament del mantell litosfèric; y_L, gruix de la litosfera; y_c, gruix de l'escorça.

Scheme to illustrate three types of lithospheric extension: a) Uniform extension where the crust and the lithospheric mantle extend the same amount, according to McKenzie's model (1978). b1) Non uniform extension in which the extension factors of the crust and the lithospheric mantle are different but constant inside each layer. b2) Continuous depth-dependent stretching in which the extension is a continuous function of depth; this model makes unnecessary the hypothesis of the decoupling between crust and mantle (Modified from Allen and Allen, 1997). β, stretching factor; β_c, crustal stretching factor; β_{sc}, stretching factor for the subcrustal lithosphere; y_L, lithospheric thicness; y_c, crustal thickness.

L'extensió no uniforme presenta problemes d'espai; no és possible conservar la massa al llarg de l'extensió sense serioses conseqüències per a les regions adjacents que no han sofert extensió. És necessari proposar una combinació d'extensió i intrusió magmàtica durant el *rifting* per a evitar aquesta dificultat (Royden and Keen, 1980). Si l'extensió és no uniforme però contínua en fondària (extensió no uniforme contínua), els problemes d'espai al mantell queden resolts (Rowley and Sahagian, 1986). El mantell tendeix a respondre a l'extensió en funció de la fondària: la taxa d'esforços decreix a mesura que l'extensió es va propagant a una regió més àmplia.

Extensió assimètrica - cisalla simple

Aquest model proposa que durant els períodes d'extensió litosfèrica es desenvolupa una zona de cisalla intracortical al llarg de la qual es propaga l'extensió cap a l'escorça inferior i el mantell superior fins a la base de la litosfera, mitjançant falles que s'originen a l'escorça superior. L'extensió és asimètrica, com en el model proposat per Wernicke (1981, 1985). En aquest model, la zona on l'escorça superior i inferior estan aprimades es troba desplaçada lateralment respecte de la zona d'aprimament del mantell litosfèric. Això implica una separació física entre la zona d'extensió controlada per falles i la zona on l'astenosfera està aixecada. D'altra banda, la transferència d'esforços extensionals al nivell del mantell litosfèric vers un cantó del respectiu *rift* pot originar un aixecament asimètric dels seus flancs (Wernicke 1981, 1985) (Fig. 2.8). Els models de cisalla simple satisfan moltes de les geometries evidenciades en la interpretació de les dades de sísmica de reflexió al nivell cortical i poden explicar l'absència de subsidència *post-rift* dels *grabens* marginals que estan aparentment a sobre d'una escorça inferior no aprimada (Ziegler, 1992b).

Extensió asimètrica - cisalla combinada

Lister et al. (1986) i Kusznir et al. (1987) han modificat el model de cisalla simple combinant-lo amb el de cisalla pura i assumint una zona de cisalla intracortical (per exemple, el nivell de desenganxament), que coincideix amb la zona de transició entre deformació fràgil (acomodada per falles) a l'escorça superior i deformació dúctil a l'escorça inferior i mantell litosfèric (Fig. 2.9). Aquest model suggereix, com el model d'extensió amb dependència

contínua en fondària (també anomenat extensió no uniforme contínua), que els esforços tensionals es dissipen plàsticament als nivells de l'escorça inferior i de la part superior del mantell litosfèric en una àmplia àrea que s'estén més enllà de la zona on s'ha estès l'escorça superior. En aquest cas també es té en compte l'aixecament asimètric dels flancs del *rift*.

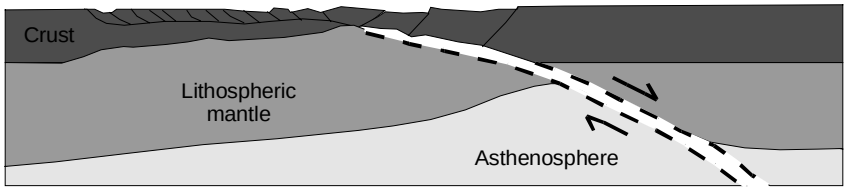


Fig. 2.8. Geometria del mecanisme d'extensió de cisalla simple. (Modificat d'Allen and Allen, 1997). Geometry of simple shear mechanism. (Modified from Allen and Allen, 1997).

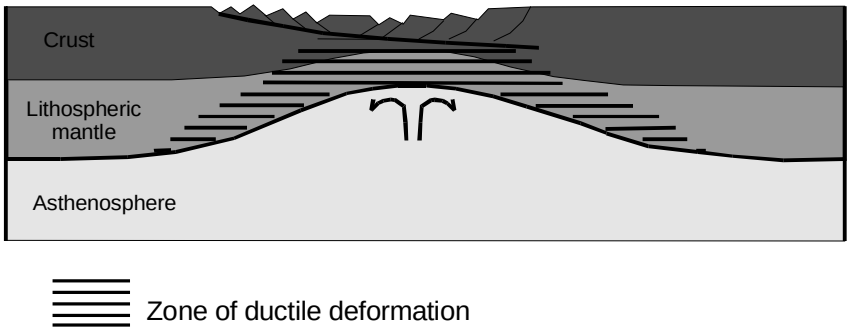


Fig. 2.9. Geometria del mecanisme d'extensió de cisalla combinada. (Modificat de Ziegler, 1992a). Geometry of combined shear mechanism. (Modified from Ziegler, 1992a).

2.1.3 Aplicació dels models d'extensió a les conques de la Mediterrània nord-occidental

Per a explicar la formació i evolució de les conques de la Mediterrània nord-occidental s'han proposat diferents models d'extensió. En els capítols 6 i 7 es tractarà aquesta problemàtica més extensament, d'acord amb els resultats de la modelització. En aquest apartat es farà un breu resum de les diferents hipòtesis que s´han anant publicant.

El model d'extensió uniforme dóna una predicció raonable per al flux de calor a la part oest i central del golf de Lleó i per a la subsidència *syn-rift*, però no per a la subsidència *post-rift* ni la seva història recent (Kooi et al. 1992, Burrús et al., 1987). Les dades sísmiques indiquen un aprimament cortical major que l'extensió horitzontal (Burrús et al., 1987), conclusió a què també s'arriba a partir de la modelització conjunta de gravimetria i geoide d'un perfil 2D que creua aquesta conca NO-SE (Ayala et al., 1995). D'acord amb els resultats de la modelització amb dades gravimètriques i del geoide de cinc perfils que creuen el Solc de València de NO a SE (Ayala et al. 1996a), el tipus d'extensió que es troba és clarament no uniforme, cosa que és coherent amb les dades de flux de calor i vulcanisme enregistrats al Solc. A la conca Provençal, el model d'extensió uniforme explica raonablement bé les dades actuals de flux de calor, però no l'"excés" de batimetria a la seva part central ni l' "excés" de flux de calor cap a l'est, prop de Sardenya (Burrús et al. 1987).

D'acord amb Maufrett et al. (1995), el mecanisme de cisalla simple seria el responsable de la formació de la conca Provençal, el golf de Lleó i possiblement del Solc de València com a part del mateix procés de *rifting*. Aquests autors es basen en la interpretació de dades sísmiques i la forma asimètrica d'aquestes conques. També consideren la possibilitat de processos de delaminació de la litosfera a la conca Provençal abans del desplaçament de la zona de subducció des de sota de Sardenya a sota de Calàbria. Aquests autors associen el vulcanisme calcoalcalí amb el flanc sud del *rift*, a prop d'aquesta zona de subducció, relacionant aquest tipus de vulcanisme amb el mecanisme de cisalla simple i el fet que aquestes conques extensionals es van formar darrere d'una tectònica compressiva.

Torres et al. (1993), basant-se en la interpretació de dades de sísmica de reflexió profunda (projecte VALSIS) i estudis de subsidència i flux de calor, també suggereixen un mecanisme de cisalla simple per a explicar l'origen del Solc de València i la seva estructura asimètrica en *horsts* i *grabens.* Els seus resultats indiquen un procés d'extensió no uniforme fa entre 25.2 i 20 Ma, seguit d'un segon episodi de *rifting,* possiblement amb extensió uniforme, d'edat aproximada 15.2 Ma. Aquesta predicció és coherent amb les taxes de subsidència i les dades de flux de calor, tot i que l'extensió cortical horitzontal sembla menor que l'aprimament cortical. Tanmateix, una posterior interpretació de les mateixes dades sísmiques per Collier and Watts (1997) indiquen un mecanisme de cisalla pura per a la part nord del Solc de València (com ja havien suggerit en estudis previs, com per exemple, Torné

et al, 1992b i Collier et al., 1994) i argumenten que no és possible distingir entre els mecanismes de cisalla simple i cisalla pura a partir de les dades de subsidència, la seva història tèrmica i la geometria dels estrats (*onlap* i *offlap*). De fet, Watts and Torné (1992b) mostren que el model de cisalla pura, modificat pels efectes d'extensió finita, explica tant la subsidència tectònica com l'aixecament dels seus marges. D'altra banda, Collier and Watts (1997) fan referència a una comunicació personal de Burrus, indicant que també hi ha problemes per a aplicar els mecanismes de cisalla simple en altres conques de la Mediterrània occidental, com per exemple, el golf de Lleó.

2.2 Evolució geodinàmica de la Mediterrània nord-occidental

S'han proposat diferents hipòtesis per a explicar la gènesi i evolució de les conques de la Mediterrània nord-occidental. Aquestes hipòtesis es poden agrupar en dos: les que consideren el Solc de València, el golf de Lleó, la conca Liguroprovençal i el bloc Corsosard com a segments del *rift* Cenozoic de l'Europa occidental (Julivert et al 1972; Mauffret, 1976; Vegas et al. 1980; Ziegler, 1992a) i les que consideren que aquestes conques es van originar com a resultat del procés de rere-arc generat per la subducció d'Àfrica sota Europa (Boccaletti and Guazzone, 1974; Biju-Duval et al., 1977; Banda and Channel, 1979; Burrús, 1984). Aquests dos models han estat sintetitzats en una tercera hipòtesi que considera la gènesi d'aquestes conques neògenes com a resultat de la superposició d'ambdós processos (Rehault et al., 1984; Burrús et al. 1987, Doglioni et al., 1997)

2.2.1 Introducció

L'encaix de la Pangea i la seva desintegració al llarg del Mesozoic i Cenozoic, va estar acompanyada de canvis en els límits entre plaques i en el seu moviment relatiu. La ruptura de la Pangea va donar lloc a l'extensió de l'escorça herciniana que ocupava l'àrea que actualment correspon a la Mediterrània, procés que va conduir a l'obertura de noves conques, algunes de les quals van arribar a l'estat d'oceanització, i a l'acumulació de gruixudes seqüències sedimentàries. Durant el cicle orogènic Alpí, es van tancar conques oceàniques i es van aixecar serralades importants. Aquesta dinàmica va condicionar la configuració actual de la Mediterrània occidental (Fig. 2.3).

2.2.2. Juràssic superior - Cretaci

El desenvolupament de la part sud d'Europa i l'Oest de la Mediterrània al Juràssic superior - Cretaci inferior va estar controlat principalment per l'obertura de l'Atlàntic nord que va establir una cisalla regional de direcció sinistra entre Àfrica i Europa. Apúlia va rotar en sentir antihorari fins a finals del Cretaci inferior, quan va quedar fixada a Àfrica; com a conseqüència d'aquest moviment, es va obrir la Mediterrània (Dewey et al., 1973, Biju-Duval et al. 1977). En aquest context es van desenvolupar marges passius, mentre que el moviment sinistre entre Europa i Àfrica va continuar.

L'expansió del fons oceànic de l'Atlàntic, que es va començar a propagar durant el Cretaci inferior cap al nord entre Ibèria i Amèrica del Nord, va culminar al Cretaci mitjà amb la separació d'Ibèria i Europa. El moviment entre Àfrica i Europa, que era sinistre des del Juràssic fins al Cretaci inferior va canviar, tornant-se progressivament convergent en direcció pràcticament normal al marge europeu fins a l'Eocè. Aquest moviment convergent va donar lloc a l'orogènia alpina i la progressiva desaparició del Tethys, l'oceà que vorejava el sud-est de la Pangea des del Triàssic, al mateix temps que va propiciar el desenvolupament de noves conques dins del domini de la megasutura alpina.

Al Cretaci superior, la rotació antihoraria d'Ibèria relativa a Europa va derivar en la col·lisió i posterior sutura d'Iberia amb Europa al Terciari. Aquesta col·lisió, que va estar acompanyada pel desenvolupament de la falla Nord-Pirinenca (a conseqüència del moviment sinistre de cisalla), va donar lloc a l'edificació dels Pirineus, amb un escurçament cortical d'aproximadament 150 km (Muñoz, 1990). L'escorça superior i el mantell d'Ibèria van ser progressivament subduïts (ex. Pous et al. 1995a, 1995b), mentre que la cobertora Mesozòica i part del sòcol hercinià van ser desplaçats cap al sud en sèries d'encavalcaments al temps que va tenir lloc un llarg procés de sedimentació. La càrrega topogràfica associada amb els encavalcaments desplaçats cap al nord i al sud va originar dues conques d'avantpaís: la conca d'Aquitània al nord i la conca de l'Ebre al sud, amb una reactivació de les falles ENE-WSW i NW-SE. A l'àrea pirinenca, la deformació de cisalla al llarg de la falla Nord-Pirinenca (Galdeano et al., 1989, Roure et al., 1989) va afectar també la serralada Ibèrica, a l'est de la península Ibèrica. El caràcter d'aquesta cisalla va ser predominantment transtensiu i es va

manifestar en la formació de conques extensives. Aquesta fase de compressió va originar l'aixecament de l'àrea que actualment és ocupada pel Solc de València (Stoeckinger, 1976).

2.2.3. Terciari

Durant l'Eocè, la deformació al llarg de la falla Nord-Pirinenca va originar la sutura d'Ibèria amb Europa (Roure et al. 1989, Ziegler, 1990).

Des del Paleocè superior l'apilament dels encavalcaments sud-pirinencs amb el consegüent engruiximent cortical i l'aixecament de l'orogen, va ocasionar la progressiva subsidència de la conca de l'Ebre cabussant cap al nord, mentre que a la part sud-est de la conca es va aixecar la serralada costanera Catalana.

A partir de l'Oligocè mitjà, al sud de la península Ibèrica, la tectònica compressiva alpina va donar lloc a la serralada Bètica. Actualment, la part est de les Zones Externes de les Bètiques s'estenen cap al NE vers la Mediterrània formant el Promontori Balear, la part emergida del qual són les Illes Balears i representen el límit SE del Solc de València. Al mateix temps, la deformació compressiva del sistema pirinenc va anar decreixent gradualment fins a detenir-se al llarg del Miocè.

Des de finals de l'Oligocè, l'escenari tectònic es fa més complicat: el rift cenozoic que va afectar l'oest d'Europa, i que possiblement es va iniciar a la vall del Roine, es va propagar progressivament cap al sud al domini que actualment està ocupat pel golf de Lleó, la conca Provençal i la zona compressivament deformada del Solc de València. Aquest episodi és coetani amb la migració cap a l'est de la zona de subducció dels Apenins-Tirrè (la qual està inclinada cap a l'Oest).

El desenvolupament del Solc de València va començar durant l'Oligocè superior sota la influència de la deformació compressiva dels encavalcaments Bètic-balears (que va afectar principalment la part sud-est del Solc); aquesta deformació va durar des de l'Oligocè superior fins al Miocè mitjà (Fontboté et al., 1990). Les àrees prèviament aixecades de la zona ocupada actualment pel Solc de València es van enfonsar, originant el desenvolupament

d'aquesta conca en un sistema de *horts* i *graben* al llarg de la seva part nord-oest (domini Catalano-valencià). Aquest episodi de *rifting* que va tenir lloc des de l'Oligocè superior - Miocè inferior va ser contemporani a l'escurçament cortical al cinturó Bètic-balear. Durant l'esmentat període d'extensió, es van separar el bloc de Còrsega i Sardenya del sud de França i Ibèria, i la regió Balear-Alborà del bloc de les Kabilies.

Durant l'Oligocè superior - Miocè inferior el bloc d'Alborán va xocar amb el marge sud-est d'Ibèria i el marge nord-est d'Àfrica. El bloc de les Cabílies es va moure en direcció sud i va col·lisionar amb el nord d'Àfrica per formar les muntanyes Tellides a Algèria i Tunísia.

La separació del bloc Corso-sard de la placa Europea mitjançant una rotació antihorària, durant finals de l'Oligocè i principis del Miocè (Aquitanià), va crear la conca Provençal i el golf de Lleó (Auzende et al. 1973; Burrús, 1984; Rehaul et al., 1984), però tan sols la conca Provençal va assolir l'etapa oceànica. Evidències d'aquest moviment es troben en correlacions geològiques amb els marges del mar de Ligúria (Álvarez, 1972), dades paleomagnètiques i anomalies magnètiques d'expansió del fons marí identificades en la conca Algero-Provençal i el mar de Ligúria (Burrús, 1984). Tot aquest procés d'extensió va durar aproximadament 8 Ma (Burrús, 1984; Ziegler, 1990, 1992a,b).

Durant l'Aquitanià-Serravalià, dos processos de subducció van estar actius al llarg de dos amples arcs en l'àrea Mediterrània, un cabussant N-NE a la part est de la Mediterrània i l'altre cabussant O-NO a la part oest. A la Mediterrània occidental, la formació d'escorça oceànica a la conca Provençal es va completar pràcticament al Miocè inferior, juntament amb la principal fase extensiva d'obertura del Solc de València (Fig. 2.10). L'obertura del Solc de València va produir una sèrie de *grabens* creats per fractures d'orientació paral·lela a la línia de costa, així com un important aprimament cortical i gran quantitat de vulcanisme tant a terra com al mar. Aquest primer cicle de vulcanisme està caracteritzat per roques calcoalcalines, andesítiques i silíciques. Es pot alinear amb el vulcanisme calcoalcalí de Sardenya i pot ser interpretat com a afí a una fase d'extensió rere-arc damunt de la zona de subducció cabussant cap el NO (Martí et al. 1992). A conseqüència de l'extensió, durant l'Oligocè superior - Miocè inferior, es va produir subsidència i es van dipositar seqüències deposicionals d'edat miocena sobre el sòcol triàsic i mesozoic. Algunes falles mesozoiques es van reactivar i

afectaren els dipòsits terciaris. La subsidència va ser contemporània a una fase de compressió que va tenir lloc al llarg del marge sud-est d'Ibèria i va afectar el marge del Promontori Balear (les Bètiques i les illes Balears) (ex. Fontboté et al., 1990), mentre que la part NO de la conca es va veure afectada per un episodi extensional que va donar lloc a la formació de *horst* i *grabens* vorejats per falles normals d'orientació ENE-OSO. Maillard et al. (1992) suggereixen que aquestes etapes d'extensió que van tenir lloc a finals del Terciari-Quaternari i sols van afectar la regió catalano-valenciana, podrien estar relacionades amb la col·lisió entre les plaques africana i europea. En contrast, la part corresponent al Promontori Balear es caracteritza per encavalcaments i falles inverses d'orientació SE-NO que es van desenvolupar durant la fase compressional que va tenir lloc durant l'Oligocè superior - Miocè mitjà (Serravalià) (Roca and Deselgaux, 1992). Durant el Burdigalià l'activitat extensiva al Solc de València va minvar i la conca va entrar en una etapa post-rift. Quan va finalitzar l'activitat orogènica a la regió de les Bètiques al Serravalià, es va reanudar l'extensió al Solc de València, la qual ha continuat fins al present, particularment a la part nord-est del Solc, encara que d'una manera atenuada. Com a conseqüència, aquestes estructures compressionals van ser reactivades i van desenvolupar estructures en *horst* i *graben,* que són especialment visibles a l'illa de Mallorca.

El golf de Lleó i la conca Provençal també es van veure afectats per la convergència entre Àfrica i Europa al llarg del neògen. Al golf de Lleó el procés de subsidència va finalitzar aparentment al final del Miocè inferior, possiblement a conseqüència de la tensió alliberada en el moment en què es va assolir la màxima separació cortical a la conca Provençal (Rehault et al. 1984). La subsidència de la conca Provençal es va accelerar i va estar acompanyada d'una important taxa de sedimentació, fet que podria explicar la "anormal" subsidència total (és a dir, major de la prevista teòricament) de parts distals de la plataforma del golf de Lleó i de la jove i, per tant, dèbil litosfera oceànica de la conca Provençal (Vially and Trémolières, 1996) (una taxa de sedimentació gran el que fa és incrementar la subsidència total, però no la tectònica, que és igual a la subsidència tèrmica en sentit makenzià).

Al voltant de 9 Ma (Tortonià) es va produir un important canvi en la direcció de convergència entre Àfrica i Euràsia, que aparentment va influir en els moviments a tota l'àrea Mediterrània (Dewey et al., 1989, fig. 2) (Fig. 2.11). Un procés de *rift* va separar Calàbria del

bloc de Còrsega-Sardenya i es va crear la mar Tirrena com una conca de rere-arc. En aquesta configuració tectònica va tenir lloc la crisi salina del Messinià, deguda possiblement al fet que els moviments tectònics de les Bètiques van tancar el pas entre la Mediterrània i l'Atlàntic.

2.2.4. Plio-quaternari

El Plio-quaternari a la Mediterrània occidental (Fig. 2.12) va estar dominat per la subducció a la mar Tirrena i la formació d'encavalcaments al marge continental nord africà i Apúlia, així com per la subsidència tèrmica *post-rift* a les conques que s'havien format a l'oest (Solc de València, golf de Lleó i conca Provençal). El Solc de València va ser reactivat tectònicament i va tenir lloc un segon cicle de vulcanisme des del Miocè superior (Tortonià) fins a l'actualitat. Aquest segon cicle està caracteritzat per basalts alcalins pobrament diferenciats, la composició dels quals és compatible amb un procés d'extensió cortical intraplaca, evident per les falles normals que afecten materials del Neogen superior i Quaternari (Martí et al., 1992). El golf de Lleó mostra poca evidència de reactivació tectònica; anàlisis quantitatives mostren que la subsidència en aquesta conca es va accelerar durant el Plio-pleistocè, possiblement com a resposta a la configuració del camp d'esforços actual (Cloething and Kooi, 1992). Al llarg del Pliocè superior hi va haver un segon període d'extensió a la serralada Ibèrica, que va donar lloc a la configuració actual del marge continental de la conca de l'Ebre (Dañobeitia et al., 1990), coincidint amb una fase d'extensió al Solc de València que va anar acompanyada d'una activitat volcànica poc important, i de la que no es té registre a la part central de la conca.

2.2.5. Epíleg

Auzende et al. (1973) i Le Pichon and Sibuet (1981), basant-se en perfils de sísmica de reflexió, suggereixen que existeix una connexió entre la rotació del bloc Corso-Sard i l'evolució del *rift* Oligocè que va afectar la part occidental d'Europa; aquesta hipòtesi coincideix amb les de Biju-Duval (1978), Rehault et al. (1984) i Ziegler (1990), entre altres. Aquests autors afirmen que la conca Provençal constitueix un dels segments del *rifting* regional que va tenir lloc durant l'Oligocè - Miocè a l'oest d'Europa, que inclou el golf de Lleó i el Solc de València i que es va estendre al llarg de més de 1500 km de nord a sud.

D'altres autors com Dewey et al., 1989 i Cohen, (1980) consideren que la conca Algero-provençal es va obrir com una conca de rere-arc abans de l'emplaçament dels encavalcaments a la part nord dels Apenins perquè la subducció cabussant cap al nord-oest de l'escorça oceànica del Tethys va continuar a la regió d'Alborán-Còrsega-Sardenya. La conca de rere-arc que es va formar darrere d'aquesta subducció va separar les illes Balears, les Cabílies i els blocs d'Alborán i Còrsega i Sardenya d'Europa al Miocè inferior emplaçant-les en la seva posició actual (Cohen, 1980; Vially and Trémolières, 1996). Segons Cohen (1980), la temperatura relativament alta de la tot just formada escorça oceànica i el baix contrast amb el mantell circumdant podrien resultar en *underplating* a la conca Algeriana. D'altres autors (eg. Doglioni et al., 1997) consideren el *roll-back* de la subducció com a causa principal de l'obertura de les conques de la Mediterrània occidental com a conques de rera-arc, però no descarten certa influència del *rifting* de l'Europa occidental. La integració de dades geològiques i geofísiques a la zona NW de la Mediterrània ha permès analitzar la seva estructura profunda així com esbossar la seva evolució geodinàmica al llarg del temps. No obstant això, la complexitat dels episodis tectònics que han configurat aquesta regió fa que encara quedin aspectes per investigar per tal de completar la seva arquitectura i història evolutiva. Alguns d'aquests aspectes, concretament el que fa referència a l'estructura litosfèrica, seran més extensament estudiats als capítols 5 i 6.

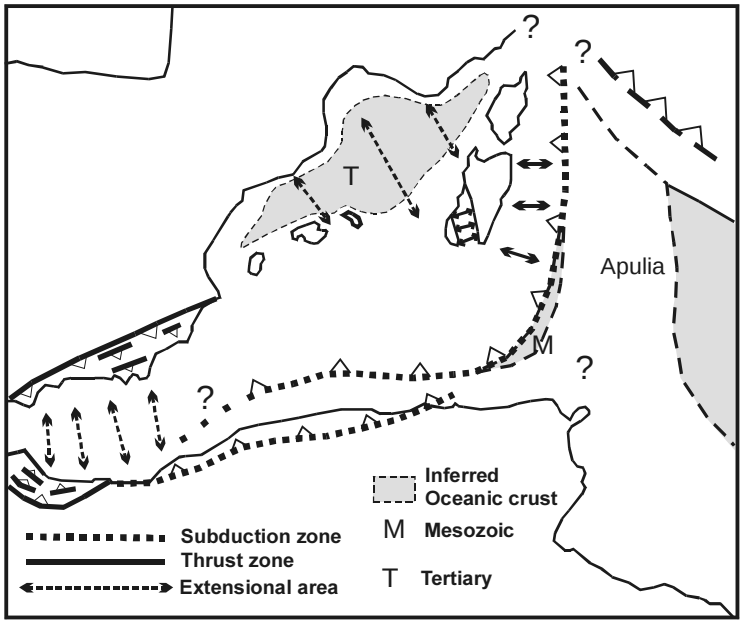


Fig. 2.10. La Mediterrània occidental al Miocè Inferior – Aquitanià.
The Western Mediterranean at Early Miocene - Aquitanian times.

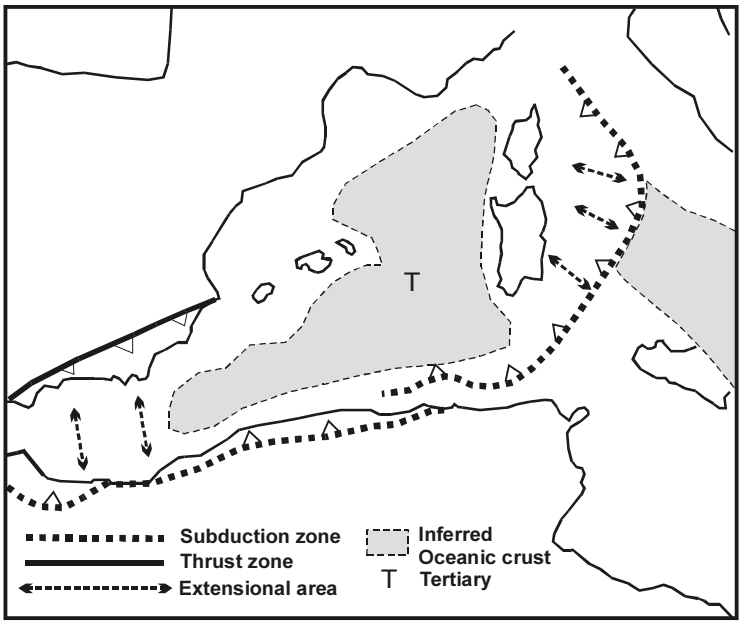


Fig. 2.11. La Mediterrània occidental al Miocè Superior - Tortonià.
The Western Mediterranean at Late Miocene - Tortonian times.

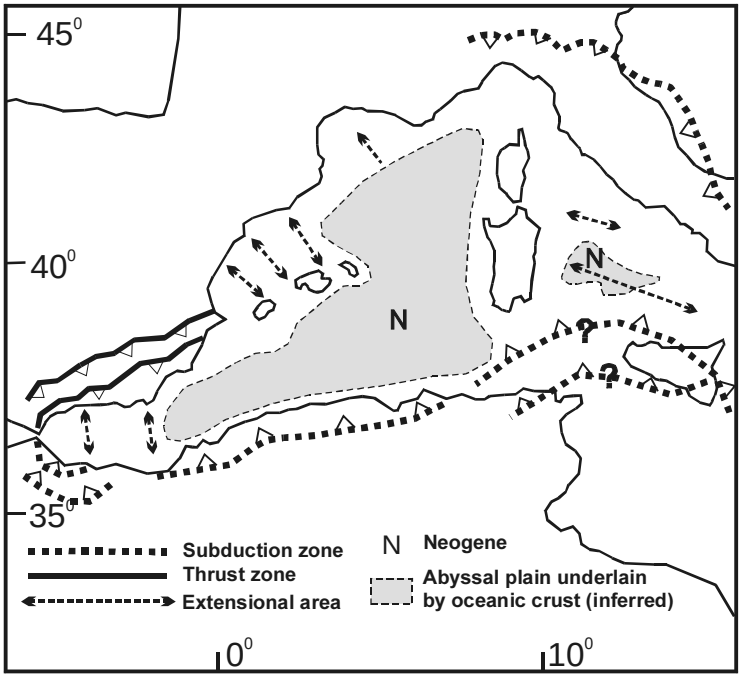


Fig. 2.12. La Mediterrània occidental a l'actualitat.
The Western Mediterranean at Present times.

CAPÍTOL 3. EL GEOIDE

Abstract

The geoid is the figure of the Earth described as the equipotential surface of the actual Earth's gravity field, resultant of rotational and gravitational potentials, which corresponds closely with the mean sea level and extends through the continents below topography. The geoïdal undulation N is defined as the height of the geoid above (positive) or below (negative) the defined reference ellipsoid and can be calculated from techniques based on terrestrial data (eg. Stokes integral), satellite altimetry and/or combined techniques as GPS and levelling.

Knowing the disturbing potential T as the difference between the Earth´s gravitational potential and the normal potential associated to the reference ellipsoid, geoid undulations can be derived. If T is defined outside the topography, height anomalies are obtained. If we assume that we use a global representation for the Earth´s gravitational potential in terms of a serie of spherical harmonic coefficients, we can then obtain a global representation and determination of geoid undulations (or height anomalies).

The geoid has a fundamental geodetic application and contains valuable information to better understand the deep structure of the Earth. The long wavelength of the geoid undulations is thought to have their origin in the relief of the core-mantle boundary and the convection of the mantle. Therefore, it is logical to assume that the short and intermediate wavelength come mainly from the lithosphere and the upper part of the asthenosphere, and consequently they could be used to model the crustal and lithospheric structures. As there is non-uniqueness associated with the geoid interpretation, other geophysical and geological restrictions should be applied in order to restrict the number of possible solutions.

3.1 Introducció. Què és el geoide?

La Terra no és una esfera perfecta: està aplanada pels pols i eixamplada a l'equador. La força total que actua sobre un cos en repòs sobre la superfície terrestre s'anomena gravetat (essent W el potencial de la gravetat) i és la resultant de la força gravitatòria, que es pot expressar en funció del potencial gravitatori V_T, i la força centrífuga de rotació de la Terra, que es pot formular en funció d'un potencial que depèn de la velocitat angular de rotació.

Quan parlem de superfície terrestre o figura de la Terra, ens podem referir tant a la seva superfície matemàtica com a la seva superfície física. Matemàticament, la figura de la Terra es pot aproximar per un el·lipsoide de revolució de massa M, que gira amb velocitat angular ω, l'el·lipticitat o aplanament polar del qual es pot definir com:

$$f = \frac{R_e - R_p}{R_e}$$

on R_e és el radi equatorial i R_p és el radi polar. A un el·lipsoide definit amb els seus quatre paràmetres, R_e , R_p, M i ω propers als de la Terra real, se l'anomena el·lipsoide mitjà terrestre. Aquest el·lipsoide, en principi arbitrari, queda fixat en adoptar uns paràmetres determinats i s'anomena el·lipsoide de referència. El camp gravitatori de l'el·lipsoide de referència s'anomena camp gravitatori normal; la diferència entre aquest i el camp gravitatori real de la Terra s'anomena camp pertorbador; anàloga nomenclatura es fa servir per al potencial gravitatori.

L'el·lipsoide de referència que millor s'aproxima a la figura de la Terra és el WSG84, que té una el·lipticitat de 1/298.257223563 i un radi equatorial de 6378137.0 metres. Un altre el·lipsoide molt utilitzat en càlculs geodèsics és el GRS80, amb una el·lipticitat de 1/298.257222101 i un radi equatorial de 6378137.0 metres. A la superfície de l'el·lipsoide de referència se la obliga a ser una superfície equipotencial. El potencial corresponent s'anomena potencial normal, U, i es calcula en funció de ω i M (la velocitat de rotació i la massa de la Terra, respectivament). El punt essencial és que postulant que l'el·lipsoide de referència sigui una superfície equipotencial del camp de gravetat normal i considerant la

massa total de la Terra, M, el potencial normal U queda determinat d'una manera completa i única (Heiskanen and Moritz, 1967). A més, no és necessari conèixer la distribució detallada de densitats dins de l'el·lipsoide que genera el potencial U, ja que aquest queda completament determinat per la forma d'aquest el·lipsoide (definida pels seus semieixos), M i ω; Sigui V_e el potencial gravitatori creat per l'el·lipsoide, el potencial normal U es pot expressar com:

$$U = V_e + \frac{1}{2}\omega^2\left(x^2 + y^2\right)$$

Com que la Terra no és un el·lipsoide de revolució perfecte — les muntanyes i les foses oceàniques en són exemple — no podem descriure amb absoluta precisió la seva superfície mitjançant una relació matemàtica simple (aquesta apreciació s'explicarà amb més detall a la Secció 3.2). Com que la força de la gravetat varia d'un lloc a un altre, les superfícies equipotencials al voltant de la Terra són suaus però irregulars. Una superfície equipotencial de particular interès és el geoide, que es pot descriure com la que segueix el nivell mitjà del mar sense els efectes dels corrents oceànics, la influència del temps meteorològic o les marees (també es parla de topografia de la superfície del mar o SST, *sea surface topografhy*). El geoide en qualsevol punt de la Terra es pot imaginar com el nivell de l'aigua en un canal imaginari que connectés els oceans i que passaria per sota de la topografia. La forma del geoide està influènciada per la distribució de masses a l'interior de la Terra; presenta màxims sobre els llocs amb "excés de massa" i depressions sobre els llocs amb "defecte de massa" (Fig. 3.1(a) i (b)). Com que el geoide és una superfície equipotencial, la força de la gravetat, **g**[1], és perpendicular a la seva superfície i, per tant, es pot definir "vertical" i "superfície de nivell" a cada punt (Fig. 3.1(c)). La vertical o línia de plomada és la línia definida per la direcció del vector **g**; les superfícies tallades ortogonalment per la línia de plomada s'anomenen superfícies de nivell o superfícies equipotencials. De fet, el geoide ja va ser mencionat per Gauss en 1828, que el va descriure com: "El que anomenem superfície de la Terra en sentit geomètric no és res més que la superfície que intersecta, en qualsevol lloc, la direcció de la gravetat en angle recte, i part d'ella coincideix amb la superfície dels oceans".

1 Un vector s'identificarà amb negreta, o bé amb una fletxa sobre la lletra que el designa.

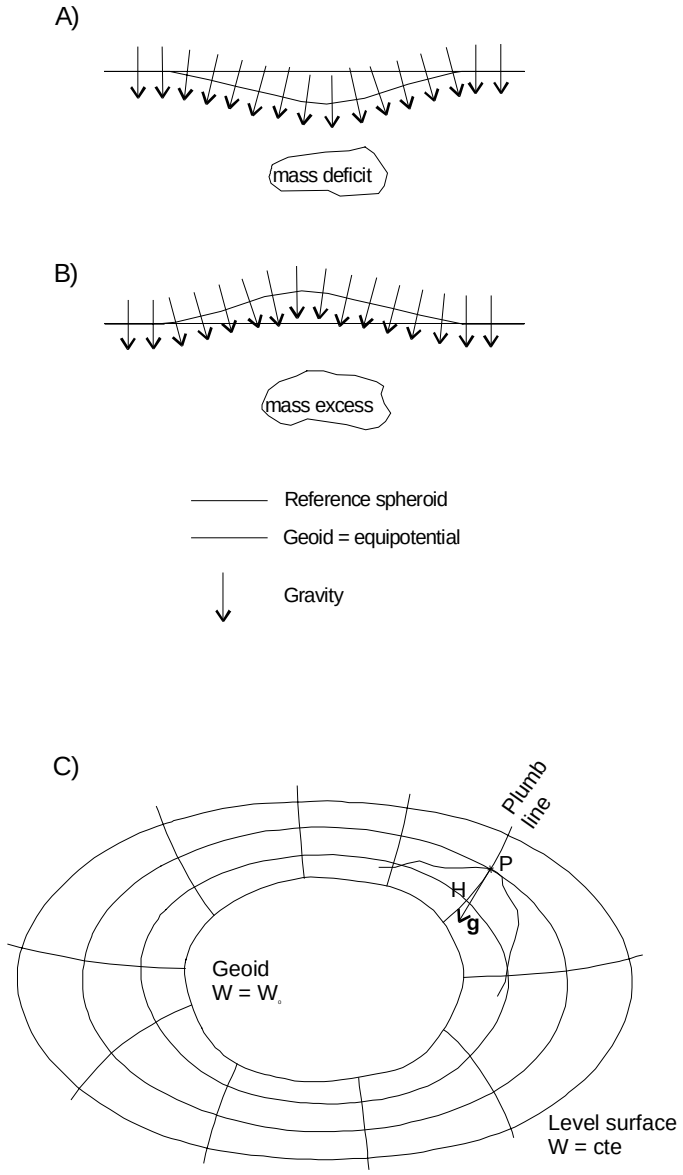


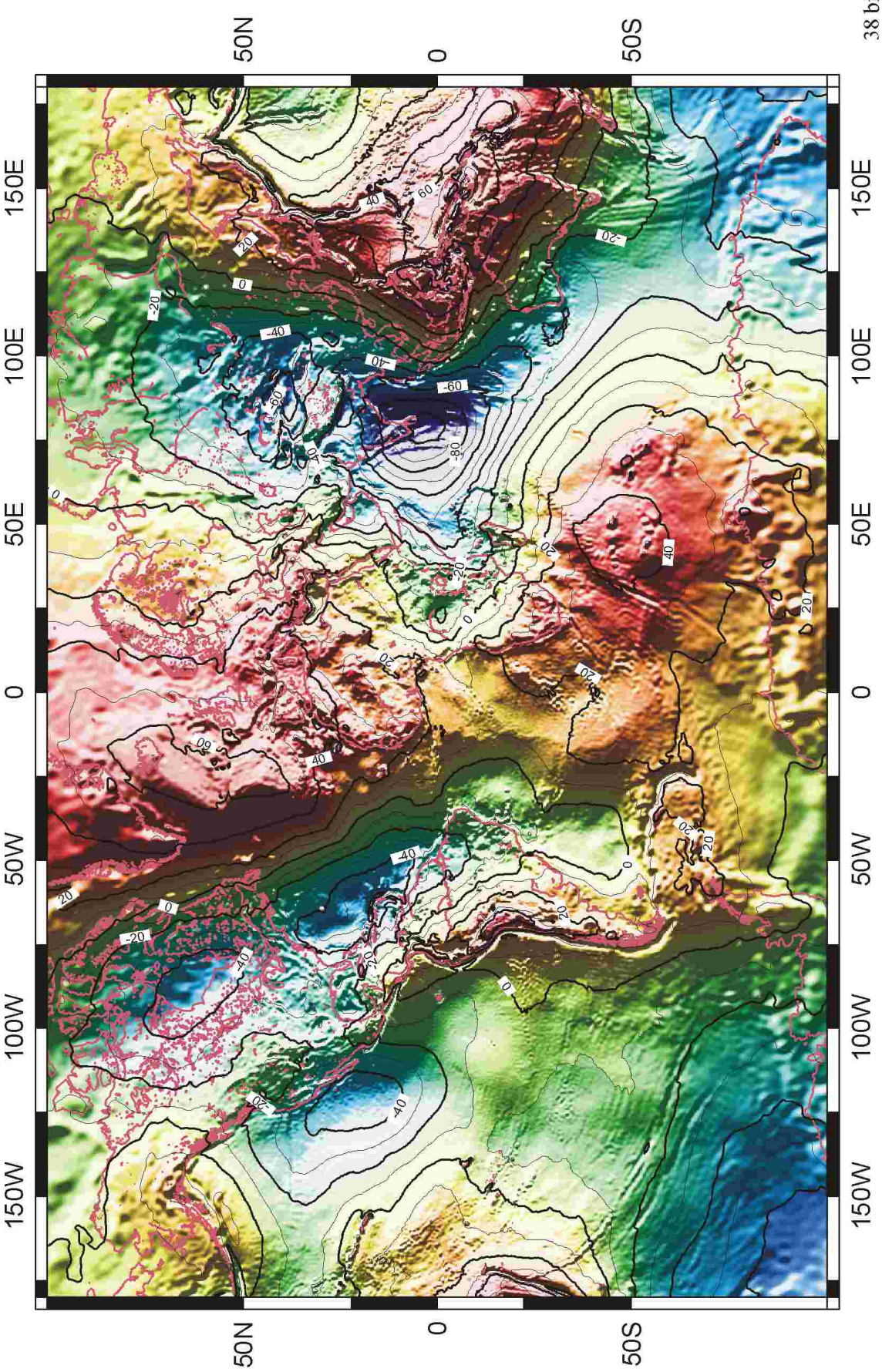
Fig. 3.1. A) i B): Efecte d'un dèficit/excés de massa sobre el geoide i com es "desvien" de la vertical les línies de gravetat. C) Geoide, superfícies equipotencials i línies de plomada. Modificat de Fowler (1994). Explicació al texte.

A) and B): Effect of mass deficit/excess on the geoid and the effect on the vertical. C) Geoid, equipotential surfaces and plumb line. Modified from Fowler (1994). Explanation in the text.

Pàgina A3; A3 page:

Fig. 3.2. Ondulacions del geoide calculades a partir del model geopotencial EGM96 desenvolupat fins a grau i ordre 360. La imatge està il·luminada des de l'est.

Geoid undulations calculated from the geopotential model EGM96 developed up to degree and order 360. Equal contour colour shaded relief image illuminated from the East.



38 bis

La figura 3.2 mostra la "desviació" del geoide respecte a l'el·lipsoide de referència o ondulacions del geoide. En aquest cas, el geoide ha estat calcular a partir dels coeficients del model geopotencial global EGM96 (Lemoine et al., 1996) desenvolupat fins a grau i ordre 360 (veure Secció 3.3). Una de les característiques més sorprenents és el mínim localitzat cap al sud de l'Índia, on s'assoleixen valors de l'ordre de -80 m. Un vaixell navegant a través d'aquest mínim pot "baixar" al voltant de 100 m (des del punt de vista merament geomètric) i tornar a "pujar" la mateixa quantitat sense fer treball en contra de la gravetat. La figura 3.3 mostra la figura de la Terra amitjanada, comparada amb l'el·lipsoide de referència.

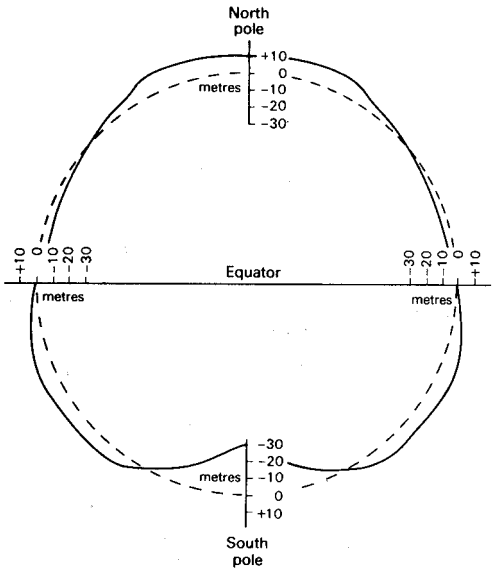


Fig. 3.3. Figura amitjanada de la Terra, assumint que la Terra és simètrica respecte al seu eix de rotació (línia sólida), comparada amb l'esferoide d'aplanament 1/298.25 (línia discontínua). (Modificada de Fowler, 1994).

Averaged figure of the Earth assuming symmetry around its axis of rotation (solid line) compared with a spheroid of flattening 1/298.25 (dashed line). (Modified from Fowler, 1994).

3.2 Elements de geodèsia física

El camp de gravetat anòmal. Ondulacions del geoide i desviacions de la vertical

Sigui W, el potencial gravitatori de la Terra real, i U, el potencial normal associat a l'el·lipsoide de referència. El potencial anòmal o potencial pertorbador *T* és la diferència entre el potencial de la gravetat real, W, i el potencial de la gravetat normal, U. Per tant, aquestes magnituds compleixen que

$$W(x,y,z) = U(x,y,z) + T(x,y,z) \qquad (3.2.1)$$

Si comparem el geoide amb un el·lipsoide de referència que tingui el mateix potencial, $W_0 = U_0$, i obligant que un punt P del geoide es projecti en el punt Q de l'el·lipsoide mitjançant la normal el·lipsòidica (Fig. 3.4), tenim que la distància PQ entre el geoide i l'el·lipsoide es denomina altura del geoide o ondulació del geoide i es designa per *N*.

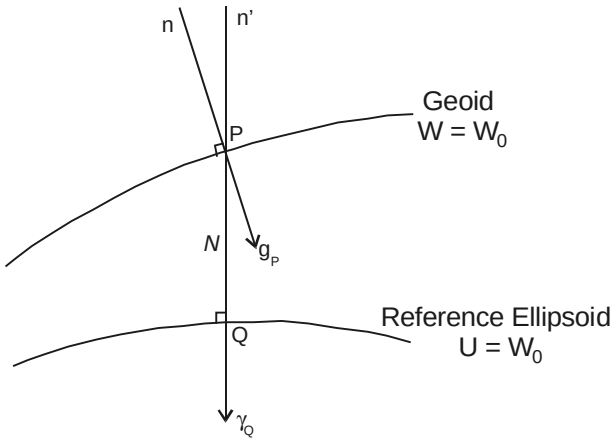


Fig. 3.4. Paràmetres relacionats amb el geoide i el·lipsoide de referència. (Modificat de Heiskanen and Moritz, 1967).
Parameters related with the geoid and the reference ellipsoid. (Modified from Heiskanen and Moritz, 1967).

Considerem el vector gravetat **g** en P i el vector gravetat normal γ en Q. El vector anomalia de la gravetat Δ**g** es defineix com la seva diferència:

$$\Delta\mathbf{g} = \mathbf{g}_P - \gamma_Q \qquad (3.2.2)$$

Com tot vector, **g** està caracteritzada per la seva magnitud i direcció. La diferència en magnitud és l'anomalia de la gravetat,

$$\Delta g = g_p - \gamma_Q \qquad (3.2.3)$$

i la diferència en direcció és la desviació de la vertical (Heiskanen and Moritz, 1967). La desviació de la vertical és també l'angle entre la normal al geoide, ***n***, i la normal a l'el·lipsoide, ***n'***, al punt P (Fig. 3.4)

Si comparem els vectors **g** i γ al mateix punt P, sobre el geoide, obtenim el vector pertorbació de la gravetat,

$$\delta = \mathbf{g}_P - \gamma_P \qquad (3.2.4)$$

Així, la diferència en magnitud és la pertorbació de la gravetat,

$$\delta g = g_P - \gamma_P \qquad (3.2.5)$$

i la diferència en direcció —és a dir, la desviació de la vertical— és la mateixa que abans, perquè les direccions de γ_P i γ_Q pràcticament coincideixen (Heiskanen and Moritz, 1967).

Es poden establir diverses relacions matemàtiques bàsiques entre les quantitats definides anteriorment.

Donat que $$U_P = U_Q + \left(\frac{\partial U}{\partial n}\right)_Q N = U_Q - \gamma N \qquad (3.2.6)$$

tenim que $$W_P = U_P + T_P = U_Q - \gamma N + T_P \qquad (3.2.7)$$

com $$W_P = U_Q = W_0$$

obtenim $$T_P = \gamma N \qquad (3.2.8)$$

i aïllant N queda

$$N = \frac{T_P}{\gamma} \qquad (3.2.9)$$

Aquesta és la fórmula de Bruns, que relaciona l'ondulació del geoide amb el potencial pertorbador.

Donat que $\mathbf{g} = \nabla W$ (3.2.10)

$\gamma = \nabla U$ (3.2.11)

i recordant la definició de vector pertorbació de la gravetat, δ (eq. 3.2.4),

$$\delta = \nabla(W - U) = \nabla T \equiv \left(\frac{\partial T}{\partial x}, \frac{\partial T}{\partial y}, \frac{\partial T}{\partial z} \right)$$

tenim: $$\vec{g} = -\frac{\partial W}{\partial \vec{n}}$$

<u>Nota</u>: a partir d'ara, com que no hi pot haver confusió entre escalars i vectors, per a simplificar la notació, es deixarà de posar la fletxa o bé negreta per a indicar vector.

Com que les direccions de les normals a l'el·lipsoide i al geoide pràcticament coincideixen, es pot escriure:

$$\gamma \approx -\frac{\partial U}{\partial n}$$

en aquestes dues derivades *n* és la normal al geoide, però pràcticament coincideix amb *n'*, la normal a l'el·lipsoide. Per tant, la pertorbació de la gravetat vindrà donada per:

$$\delta g = -\frac{\partial T}{\partial n}$$

Com que l'altura *h* es mesura al llarg de la normal, també es pot escriure:

$$\delta g = -\frac{\partial T}{\partial h}$$

Donat que

$$\gamma_P = \gamma_Q + \frac{\partial \gamma}{\partial h} N$$

substituint en (3.2.5), tenint en compte les expressions anteriors que relacionen δg i *T,* recordant la definició d'anomalia de la gravetat, Δg (eq. 3.2.2) i considerant la fórmula de Bruns (eq. 3.2.9) (cf. Heiskanen and Moritz 1967, secció 3.13), s'arriba a l'expressió:

$$\frac{\partial T}{\partial h} - \frac{1}{\gamma}\frac{\partial \gamma}{\partial h} T + \Delta g = 0 \qquad (3.2.12)$$

anomenada equació fonamental de la geodèsia física, perquè relaciona la quantitat mesurada Δg amb el potencial anòmal (o pertorbador) desconegut *T*.

Com que Δg (eq. 3.2.3) està mesurada a la superfície del geoide, l'equació fonamental només es pot utilitzar com a condició de contorn, ja que per si mateixa no és suficient per a calcular *T*. Addicionalment s'ha de complir que el potencial tendeixi a zero a l'infinit. També es fa la hipòtesi que no hi ha masses fora del geoide, fet que implica que el potencial pertorbador és harmònic per sobre i fora de la superfície del geoide, on satisfà l'equació de Laplace:

$$\Delta T \equiv \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = 0 \qquad (3.2.13)$$

Suposant Δg coneguda a tota la superfície del geoide, i utilitzant l'equació de contorn 3.2.12, podem determinar *T* en tots els punts fora del geoide. Un cop conegut *T*, es poden calcular les ondulacions del geoide amb la fórmula de Bruns.

Problema d'Stokes

El problema d'Stokes consisteix en la determinació del geoide *N* utilitzant el potencial obtingut a partir de les anomalies gravimètriques sobre la superfície del geoide. Com que no hi poden haver masses fora del geoide, la topografia de la Terra s'ha d'eliminar matemàticament (ex. utilitzant el mètode de condensació o reducció de Helmert, o bé resolent el problema de Molodenski, com es veurà en la secció següent). De moment, s'assumirà que la superfície del geoide inclou totes les masses (és a dir, es fa la hipòtesi que la topografia està per sota de la superfície del geoide).

S'ha vist que la solució de (3.2.13) amb la condició de contorn (3.2.12) per al potencial pertorbador *T* ens dóna la figura del geoide utilitzant la fórmula de Bruns. Però a la pràctica, per a poder-la resoldre s'han de fer una sèrie d'hipòtesis i aproximacions (veure, per exemple, Heiskanen and Moritz, 1967): la solució de l'equació laplaciana de *T* igual a zero sota la condició de contorn (3.2.12), considerant que T tendeix a zero a l'infinit i utilitzant en lloc d'un el·lipsoide una esfera, ens proporciona *T* com a funció de les anomalies de la gravetat i ve donada per la integral d'Stokes:

$$N=\frac{R}{4\pi\gamma}\iint_{\sigma}\Delta g S(\psi)d\sigma \qquad (3.2.14)$$

on R és el radi mitjà de la terra i σ denota la superfície de la Terra (aquesta aproximació fa que el càlcul del geoide s'obtingui amb un r.m.s d'aproximadament 3 cm, Albertella and Sansó (1994)). Les anomalies de la gravetat emprades en 3.2.14 són les anomalies d'aire lliure. S(ψ) és la funció d'Stokes i ve donada per l'expressió:

$$S(\psi)=\frac{1}{sin\left(\psi/2\right)}-6sin\frac{\psi}{2}+1-5\cos\psi-3\cos\psi\ln\left(sin\frac{\psi}{2}+sin^2\frac{\psi}{2}\right) \qquad (3.2.15)$$

on ψ és l'argument de la funció d'Stokes (Fig. 3.5), la distància esfèrica entre el punt on es troben les dades i el punt on s'efectuen els càlculs.

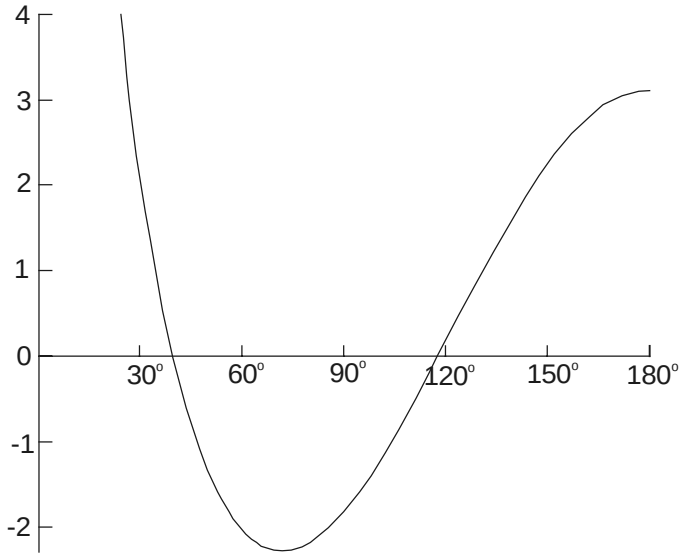


Fig. 3.5. Funció de Stokes, S(ψ).
Stokes function, S(ψ).

Aquesta fórmula, és vàlida sota les següents condicions (ex. Featherstone, 1992)

1) La massa de l'el·lipsoide de referència és igual a la massa de la Terra.

2) El potencial gravitatori normal a l'el·lipsoide, U, és igual al potencial gravitatori de la Terra al geoide, W_0.

3) El centre de l'el·lipsoide de referència coincideix amb el centre de la Terra.

4) No hi ha masses fora del geoide (per harmonicitat de *T*).

5) Es considera la Terra esfèrica.

Rigorosament parlant, el terme geoide es reserva a una superfície equipotencial particular de la Terra, la que coincideix aproximadament amb el nivell mitjà del mar Aquesta superfície als continents pot estar per sota de la topografia i, per tant, deixa de ser la superfície equipotencial d'una funció harmònica (*T* no és harmònic dins de la topografia, ja que W no és harmònic i *T* = W-U). La topografia es pot eliminar, per exemple, amb la reducció per condensació de Helmert, que consisteix a condensar la topografia formant una làmina superficial sobre el geoide de densitat superficial $\sigma = \rho h$ (Fig. 3.6), on *h* és la

distància des de la superfície topogràfica abans de ser condensada, fins al geoide, de manera que la massa total no varia (Heiskanen and Moritz, 1967).

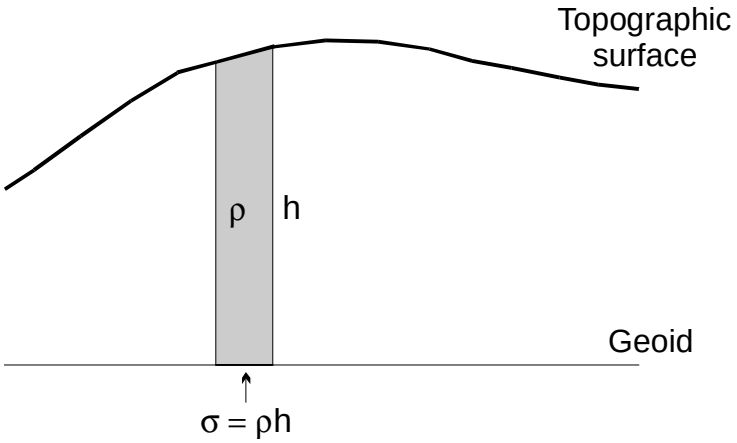


Fig. 3.6. Model per a la codensació topogràfica de Helmert. (Modificat de Heiskanen and Moritz, 1967).

Model of topographic Helmert condensation. (Modified from Heiskanen and Moritz, 1967).

Problema de Molodensky

Per a eliminar les masses per sobre del geoide amb el mètode de condensació de Helmert s'ha de conèixer (o assumir) la densitat d'aquestes masses. Molodensky va proposar un mètode per a obviar-ho introduint el concepte de tel·luroide (Σ) (veure Molodensky et al., 1962). Aquesta és una superfície auxiliar tal que la distància entre el tel·luroide i l'el·lipsoide de referència és H^* (que s'anomena altura normal) i la distància entre el tel·luroide i la superfície de la Terra és ζ (anomenada anomalia d'altura) (Figs. 3.7 i 3.10). Així s'obté una nova relació per a l'altura geomètrica:

$$h = H^* + \zeta \qquad (3.2.16)$$

essent H^* l'altura normal, que substitueix a H i ζ és l'anomalia d'altura, que substitueix *N* .

Si es tria Σ com la superfície dels punts Q per on passa la normal el·lipsoïdal dels punts P (situats sobre la superfície de la Terra),

$$U_Q = W_P \Leftrightarrow \Delta W = 0$$

aleshores la condició de contorn 3.2.12 s'obté sobre el tel·luroide.

El problema de resoldre l'equació de Laplace per al potencial T sota la condició de contorn 3.2.12 aplicada a la superfície Σ s'anomena problema lineal de Molodensky i determina T a tot arreu, a la superfície Σ i fora d'ella. Ara, les anomalies d'altura, ζ, s'obtenen aplicant la fórmula de Bruns

$$\zeta = \left.\frac{T}{\gamma}\right|_Q \qquad (3.2.17)$$

Com ja s'ha vist, la distància entre la superfície física de la Terra i el tel·luroide és ζ. Quan els valors de ζ se situen per sobre de l'el·lipsoide, la superfície resultant és anomenada quasigeoide (Fig. 3.7) (òbviament, el quasigeoide coincideix amb el geoide en zones marines). És a dir, d'acord amb la teoria de Molodensky, en les àrees amb topografia, el geoide és substituït pel quasigeoide i les ondulacions del geoide per les anomalies d'altura. Ni el tel·luroide ni el quasigeoide no són superfícies equipotencials. Però el quasigeoide es pot considerar com l'altura del geoide sobre la superfície topogràfica, com se suggereix a Forsberg (1994) i es pot utilitzar per a la modelització d'estructures litosfèriques en regions que estiguin per sobre del nivell del mar.

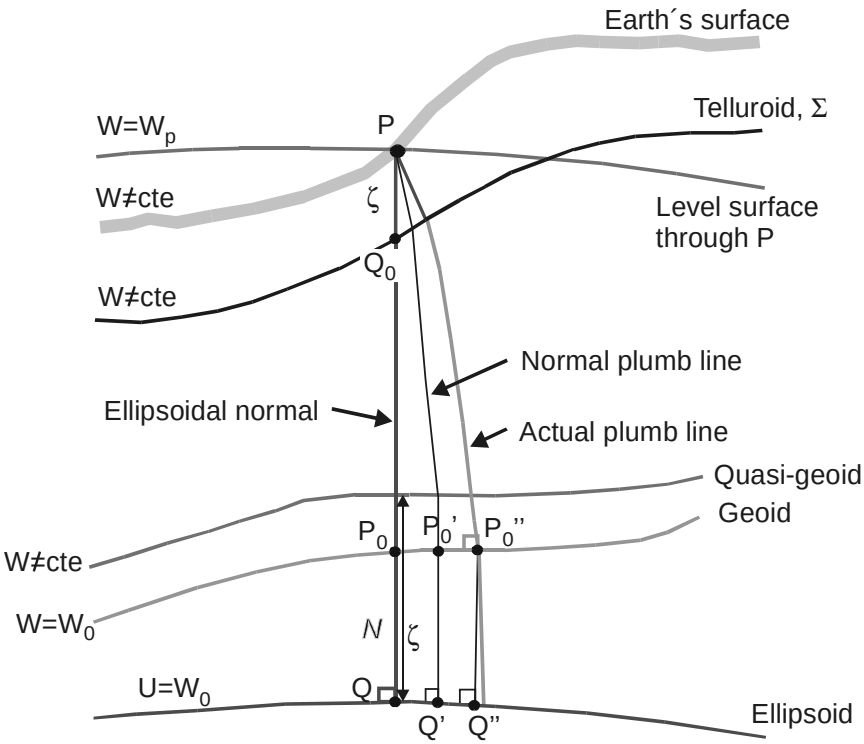


Fig. 3.7. Geometria del problema de contorn d´Stokes (problema clàssic) i del problema de contorn de Molodensky. (Modificat de Sideris, 1994).

Geometry of the Stokes boundary problem (classical problem) and the Molodensky´s boundary problem. (Modified from Sideris, 1994).

Relació entre el problema d'Stokes i el problema de Molodensky

Com es pot veure en la figura 3.7, per sobre dels continents les anomalies d'altura ζ, no són numèricament iguals a les ondulacions del geoide, N. Tot i que el geoide i el quasigeoide (o anomalies d'altura) es calculen a partir de la fórmula de Bruns (eqs. 3.2.9 i 3.2.17, respectivament) és important tenir present que a 3.2.17, T es calcula a l'altura de la cota topogràfica. En els següents apartats es veurà que la conversió entre el geoide i el quasigeoide consisteix simplement a aplicar una correcció que depèn de l'anomalia de Bouguer i de l'altura ortomètrica H.

(A) En el cas del problema de contorn clàssic (és a dir, en el cas que no hi hagi masses per sobre del geoide), les ondulacions del geoide es calculen a partir de les anomalies gravimètriques en el geoide, definides per l'equació 3.2.2 . El valor de la gravetat al punt P_0 del geoide és habitualment calculat a partir de la gravetat mesurada al punt P sobre la superfície de la Terra utilitzant el gradient de la gravetat normal γ per a aproximar l'actual gradient de la gravetat, i la altura ortomètrica[2] H del punt P sobre la superfície de la Terra (Fig. 3.8):

$$g_{P_0} \approx g_P - \frac{\partial \gamma}{\partial h} H \; ; \; \mathrm{H} = \mathrm{PP_o}'' \sim \mathrm{PP_0} \qquad (3.2.18)$$

el terme $\frac{\partial \gamma}{\partial h} H$ és la reducció d'aire lliure i les anomalies resultants són les clàssiques anomalies d'aire lliure. Les ondulacions del geoide, $N = \mathrm{QP_0}$, es calculen a partir de la fórmula d'Stokes utilitzant les anomalies d'aire lliure com a dades. Q és un punt sobre l'el·lipsoide.

(B) En el cas del problema de contorn de Molodensky (quan hi ha masses per sobre el geoide, és a dir, quan hi ha topografia), es calcula l'anomalia d'altura amb l'equació 3.2.17

2 Les altures ortomètriques són la distància entre el punt P sobre la superficie de la Terra i el punt P_0 sobre el geoide i es calculen per anivellament, assumint com a conegut el valor de la gravetat al llarg de la vertical entre la superficie topogràfica i el geoide.

a nivell del mar a partir de les anomalies gravimètriques d'aire lliure, definides per l'equació 3.2.2, que són diferents de las clàssiques anomalies d'aire lliure que s'obtenen a partir de l'equació 3.2.18.

De la Fig. 3.7 es poden obtenir les següents relacions per a l'altura el·lipsoïdal[3] h:

$$h = \zeta + H^* = N + H, \quad \text{on} \quad H^* = Q_0Q, \qquad h = PQ \quad (3.2.19)$$

on H^* és l'altura normal[4] i Q és un punt sobre la superfície del tel·luroide.

Aïllant N en funció de ζ queda

$$N = \zeta + (H - H^*) = \zeta + \delta\zeta \qquad (3.2.20)$$

Si escrivim les definicions d'altura ortomètrica, H, i altura normal, H^*, en termes del potencial gravitatori i de la gravetat, seguint la formulació de Heiskanen and Moritz (1967), obtenim:

$$\delta\zeta = \frac{\bar{g} - \bar{\gamma}}{\bar{\gamma}} H \approx \frac{\Delta g_B}{\bar{\gamma}} H \qquad (3.2.21)$$

(N i ζ en m, H en km)

on $\bar{g}$ és el valor mitjà de g al llarg de la línia de plomada PP_0, $\bar{\gamma}$ és el valor mitjà de γ al llarg de la normal Q_0Q, i Δg_B és l'anomalia de Bouguer (en Gal) al punt P.

Com que $\delta\zeta = N - \zeta$ (de l'eq. 3.2.20), 3.2.21 és la correcció que s'ha d'aplicar per a convertir el geoide en quasigeoide i viceversa.

---

3 L'altura el·lipsoïdal h és la distància entre el punt P de la superficie de la Terra i el punt Q_0 del el·lipsoide de referència, mesurada al llarg de la normal el·lipsoidica, n_e.

4 L'altura normal és la distància vertical de l'el·lipsoide al tel·luroide.

Que el terme $\bar{g}-\bar{\gamma}$ és aproximadament igual a l'anomalia de Bouguer es dedueix substituint a 3.2.21 les següents equacions:

$\bar{\gamma} \cong \gamma - \frac{1}{2}\frac{\partial \gamma}{\partial h}H$ i $\bar{g} = g - \left(\frac{1}{2}\frac{\partial \gamma}{\partial h} + 2\pi k\rho\right)H$, on ρ és una densitat constant arbitrària (en general 2.67 g/cm^3) i k= 66.7x10^{-9} en unitats c.g.s.

En l'equació 3.2.21, δζ es pot interpretar com el terme que s'ha d'aplicar a les anomalies del geoide per a prolongar-les analíticament des del nivell del mar a l'altura de la topografia. En mitjana, δζ varia des d'uns quants centímetres a uns quants decímetres, encara que en el cas d'altes muntanyes pot ser de més d'un metre. Les anomalies d'altura corregides per δζ són directament comparables a les ondulacions del geoide derivades, per exemple, de la combinació d'anivellament ortomètric i interferometria GPS (Sideris, 1994).

3.3 El geoide global

Definit l'el·lipsoide de referència i el seu potencial normal associat, i conegut el potencial gravitatori de la Terra, es pot definir el potencial pertorbador *T* per sobre i fora de la topografia.

T es pot expressar com la diferència entre el potencial gravitatori de la Terra, V_T, i el potencial normal de l'el·lipsoide, V_E, ja que els termes del potencial degut a la rotació de la Terra i de l'el·lipsoide es cancel·len en fer aquesta resta (e.x., Featherstone, 1992, Albertella and Sansó, 1994). Si representem el potencial gravitatori de la Terra i el potencial normal de l'el·lipsoide per un desenvolupament en sèrie d'harmònics esfèrics, *T* també quedarà representat per un desenvolupament en sèrie. El conjunt de coeficients del desenvolupament en sèrie s'anomena **model geopotencial global** (GM), ja que s'ha obtingut mitjançant una representació global de V_T i V_E.

Representació del potencial gravitatori

Així, al punt P definit per la distància geocèntrica *r*, la colatitud geocèntrica θ i la longitud λ, V_T ve donat per la següent expressió en harmònics esfèrics:

$$V_T(r,\theta,\lambda) = \frac{GM}{r}\left[1 + \sum_{n=2}^{\infty}\left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=-n}^{n} C_{nm} Y_{nm}(\theta,\lambda)\right] \quad (3.3.1)$$

on GM és la constant gravitatòria geocèntrica; *a* (el radi equatorial de l'el·lipsoide de revolució escollit com a el·lipsoide de referència) és el factor d'escala associat als coeficients normalitzats del geopotencial C_{nm} . Els coeficients Y_{nm} es troben en funció dels polinomis associats de Legendre de primera classe, $P_{n|m|}$

$$\begin{aligned} Y_{nm}(\theta,\lambda) &= P_{n|m|}(\cos\theta)\cos m\lambda \qquad si \;\; m \geq 0 \\ Y_{nm}(\theta,\lambda) &= P_{n|m|}(\cos\theta)\; sin|m|\lambda \qquad si \;\; m < 0 \end{aligned} \quad (3.3.2)$$

A la pràctica, l'equació 3.3.1 sols es pot calcular fins a grau *n* i ordre *m*. En el cas de models geopotencials globals per a tota la Terra, *n* i *m* són actualment igual a 360 i està previst arribar almenys fins a *n*=*m*=720 (Rapp, com.pers); però existeixen models geopotencials globals *fets a mida* (*tailored)* per regions concretes, com per exemple el model geopotencial global GPM3E97A, calculat per Wenzel (1998), desenvolupat fins a grau i ordre 1800 (només per a Europa). Les limitacions en el grau i ordre del desenvolupament es deuen a la resolució i incompleta cobertura de les dades geodèsiques i al fet que la distribució de densitats a l'interior de la Terra no es coneix amb detall.

La determinació del geoide a partir dels coeficients del potencial

Estrictament, potencial pertorbador *T* a un punt $\mathbf{P}_0$ sobre el geoide (és a dir, sobre el nivell mitjà del mar, fet que implica altura topogràfica zero) és la diferència entre el potencial

gravitatori de la Terra , W, i el potencial normal, U, corresponent a un el·lipsoide de revolució la superfície del qual és equipotencial:

$$T_{\mathbf{P}0} = W_{\mathbf{P}0} - U_{\mathbf{P}0} \qquad (3.3.3)$$

Sigui W_0 el potencial en el geoide, U el potencial a la superfície de l'el·lipsoide i $N_{\boldsymbol{P}0}$ l'ondulació del geoide al punt $\mathbf{P}_0$ (Fig. 3.7). Essent Q un punt sobre la superfície de l'el·lipsoide tenim:

$$W_{\mathbf{P}0} = U_Q - \gamma N_{\mathbf{P}0} + T_{\mathbf{P}0} \qquad (3.3.4)$$

com que

$$U_Q = U_0 \text{ i } W_0 = W_{\mathbf{P}0} \qquad (3.3.5)$$

substituint aquests valors a 3.2.4 queda

$$\gamma N_{\mathbf{P}0} = T_{\mathbf{P}0} - (W_0 - U_0) \qquad (3.3.6)$$

i aïllant, queda:

$$N_{P0} = \frac{T_{P0} - (W_0 - U_0)}{\gamma} \qquad (3.3.7)$$

Sigui $$T_{\mathbf{P}0} = T_0 + T'_{\mathbf{P}0} \qquad (3.3.8)$$

on T_0 és el terme de grau zero del potencial pertorbador i $T'_{\mathbf{P}0}$ és el potencial pertorbador excloent aquest terme. Tenim que T_0 es pot expressar com a:

$$T_0 = \frac{GM - GM_0}{r} \qquad (3.3.9)$$

on GM_0 és la constant gravitatòria de l'el·lipsoide de referència. Si substituïm 3.3.8 i 3.3.9 a 3.3.7 i definim N_0 com

$$N_0 = \frac{GM - GM_0}{r\gamma} - \frac{(W_0 - U_0)}{\gamma} \qquad (3.3.10)$$

aleshores, 3.3.7 esdevé

$$N_{P0} = N_0 + \frac{T'_{P0}}{\gamma} \qquad (3.3.11)$$

on el punt $\mathbf{P}_0$ està situat sobre la superfície del geoide.

En el cas d'aproximació esfèrica, és a dir, n=0 i, per tant, $V_T = \frac{GM}{r}$, el terme N_0 s'anomena ondulació del geoide d'ordre zero. El càlcul d'aquest terme refereix les ondulacions del geoide a un el·lipsoide específic, per a la qual cosa s'ha de conèixer GM i W_0. Com que W_0 és en alguns casos difícil d'obtenir, en calcular el geoide, es fa $N_0 = 0$ en algun punt particular, cosa que equival a definir un datum al qual estaran referides tant les dades com els càlculs. Escollir un datum vol dir imposar unes certes condicions, ja que és necessari establir un zero com a referència (també es pot considerar un punt amb les desviacions de la vertical zero, etc.). De fet, fer $N_0 = 0$ és equivalent a determinar el nivell mitjà del mar. Això implica que les ondulacions del geoide resultants estan referides a un el·lipsoide ideal que compleix $GM = GM_0$ i $W_0 = U_0$ (cal diferenciar datum horitzontal i datum vertical: $N_0 = 0$ vol dir datum vertical, les desviacions de la vertical igual a zero defineixen el datum horitzontal).

El potencial pertorbador, expressat en una sèrie infinita d'harmònics esfèrics, a causa de la simetria de rotació sols contindrà coeficients zonals, i a causa de la simetria respecte al pla equatorial, sols contindrà harmònics zonals parells; els harmònics zonals imparells canvien de signe per latituds negatives i, per tant, és cancel·len (Heiskanen and Moritz, 1967, secció 2).

Així doncs, el potencial pertorbador al punt $\mathbf{P}_0$, en terme dels harmònics esfèrics, exclòs el terme de grau zero, és:

$$T_{P0}(r,\theta,\lambda) = \frac{GM}{r_{P0}} \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=-n}^{n} C_{nm} Y_{nm}(\theta,\lambda) \qquad (3.3.12)$$

Aquesta expansió de coeficients del potencial pertorbador fins a grau *n* i ordre *m* és el que s'anomena **model geopotencial global**. Amb el model geopotencial global es poden calcular diferents magnituds geodèsiques com les ondulacions del geoide (obtenint d'aquesta manera el **geoide global**), les anomalies gravimètriques d'aire lliure o les components de la desviació de la vertical.

A partir de l'equació 3.3.12, l'altura del geoide al punt $\mathbf{P}_0$ es pot expressar de la forma:

$$N_{p0} = N_0 + \frac{GM}{\gamma_{P0} \quad r_{P0}} \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=-n}^{n} C_{nm} Y_{nm} \quad (\theta, \lambda) \qquad (3.3.13)$$

on N_0 ve donat per l'equació 3.3.11. A la pràctica, la suma fins a ∞ del primer sumatori és reemplaçada pel grau màxim del desenvolupament del potencial que es vagi a utilitzar.

Influència de la topografia en el càlcul del geoide global

Ja s'ha vist que essent el geoide una superfície equipotencial del camp gravitatori de la Terra, és necessari que no hi hagi masses per sobre d'aquesta superfície. Per tant, quan estem per sobre del nivell del mar (és a dir, en una zona amb topografia), no es pot calcular directament el geoide. Una manera de resoldre el problema de la topografia —les masses per sobre del geoide— és calcular les anomalies d'altura o quasgeoide, ζ, i convertir-les en ondulacions del geoide, com ja s'ha vist en l'apartat del problema de Molodensky. Alternativament, es pot treballar directament amb el quasigeoide.

Suposem que estem en algun punt de la superfície de la Terra on l'altura sobre el nivell del mar no sigui zero. La separació entre un punt P de la superfície topogràfica i el punt Q sobre la superfície de l'el·lipsoide és l'anomalia d'altura o ondulació del quasigeoide, ζ , mentre que la separació entre l'el·lipsoide i el geoide és l'ondulació del geoide *N* (Figs. 3.7 i 3.10; d'ara en endavant, per a simplificar la notació, s'ometran els subíndexs que fan referència al punt on es mesuren les magnituds amb les quals s'està treballant). L'altura *h*

sobre l'el·lipsoide (altura el·lipsoïdal) ve donada en funció de l'altura ortomètrica H i de les ondulacions del geoide *N*, per l'expressió:

$$h = \mathrm{H} + N \qquad (3.3.14)$$

i també és pot expressar en termes de l'altura normal i de les ondulacions del quasigeoide com:

$$h = \mathrm{H}^* + \zeta \qquad (3.3.15)$$

D'aquestes equacions obtenim

$$N = \mathrm{H}^* + \zeta - \mathrm{H} \qquad (3.3.16)$$

Les dues altures estan definides per

$$H = \frac{C}{\bar{g}}, \qquad H^* = \frac{C}{\bar{\gamma}} \qquad (3.3.17)$$

on C és el numero geopotencial (que es defineix com la diferència de potencial W_0 - W, veure Heiskanen and Moritz, 1967, secció 4; Fig. 3.8), $\bar{g}$ és la gravetat mesurada en la direcció de la línia de la plomada entre el geoide i el terreny (punt P) i $\bar{\gamma}$ és la gravetat normal calculada en la direcció de la línia de la plomada entre l'el·lipsoide i el tel·luroide (punt Q_0).

Per a passar de ζ a *N* s'ha d'aplicar una correcció, per exemple, eliminant C entre les equacions 3.3.17 i substituint en 3.3.16; així s'obté l'ondulació del geoide en funció de l'anomalia d'altura o ondulació del quasigeoide:

$$N = \zeta + \frac{\bar{g} - \bar{\gamma}}{\bar{\gamma}} H \qquad (3.3.18)$$

Heiskanen and Moritz (1967) demostren que[5]:

$$\frac{\bar{g}-\bar{\gamma}}{\bar{\gamma}} \approx \frac{\Delta g_B}{\gamma} \qquad (3.3.19)$$

on Δg_B és l'anomalia de Bouguer. Substituint 3.3.19 en 3.3.18 queda

$$N = \zeta + \frac{\Delta g_B}{\gamma} H \qquad (3.3.20)$$

Utilitzant aquesta darrera equació, l'ondulació del geoide es pot expressar en funció dels coeficients del potencial de grau M com:

$$N = N_0 + \frac{GM}{\gamma_P r_P} \sum_{n=2}^{M} \left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=-n}^{n} C_{nm} Y_{nm}(\theta, \lambda) + \frac{\Delta g_B}{\gamma} H \qquad (3.3.21)$$

Aquesta equació dóna una estimació global de les ondulacions del geoide (en endavant, s'utilitzarà la notació N_G per a referir-se al geoide global). Al mar, H és zero perquè la superfície mitjana del nivell del mar coincideix amb la superfície del geoide.

Càlcul dels coeficients del model geopotencial global

Els coeficients del model geopotencial global es calculen utilitzant diverses tècniques combinades per a d'obtenir major precisió: anàlisi de les pertorbacions de les òrbites dels satèl·lits; gradiometria de satèl·lit, que implica la mesura del gradient del tensor gravimètric mitjançant balances de torsió o acceleròmetres; observacions gravimètriques terrestres combinades amb anomalies gravimètriques derivades d'altimetria de satèl·lit. Totes aquestes dades estan relacionades amb el potencial gravitatori de la Terra i són transformades en els

5 Utilitzant $\bar{\gamma} \approx \gamma - \frac{1}{2}\frac{\partial \gamma}{\partial h} H$ i $\bar{g} = g + 0.024H$, per a ρ=2.67 g/cm^3, on g en Gal i H en km.

coeficients dels harmònics esfèrics del model geopotencial global mitjançant equacions integrals (e.g. Rapp and Pavlis, 1990).

La formulació matemàtica emprada en aquest càlcul es pot trobar, per exemple, a Rapp and Pavlis (1990) i Lemoine et al., (1996). Fent un resum molt breu es pot dir que el procediment habitual és calcular primer uns coeficients a partir de l'anàlisi de les pertorbacions de les òrbites del satèl·lits (en aquest cas, el conjunt de coeficients obtinguts sols permet un desenvolupament en harmònics esfèrics del potencial fins a grau 50. Un exemple és el model geopotencial GEM-T2, Marsh et al., (1990). Utilitzant mesures de gradiometria i altimetria de satèl·lit, es calculen les anomalies gravimètriques al mar. Les dades gravimètriques terrestres i marines es combinen per calcular els coeficients corresponents al desenvolupament en sèrie de grau 51 fins a 360. Aquests dos conjunts de coeficients es combinen amb un ajust per mínims quadrats amb pes (Rapp, 1989; Rapp and Pavlis, 1990) per a calcular un model geopotencial global en termes d'harmònics esfèrics de grau i ordre màxims. El grau i ordre màxims depenen de les dimensions de la malla de les dades gravimètriques terrestres.

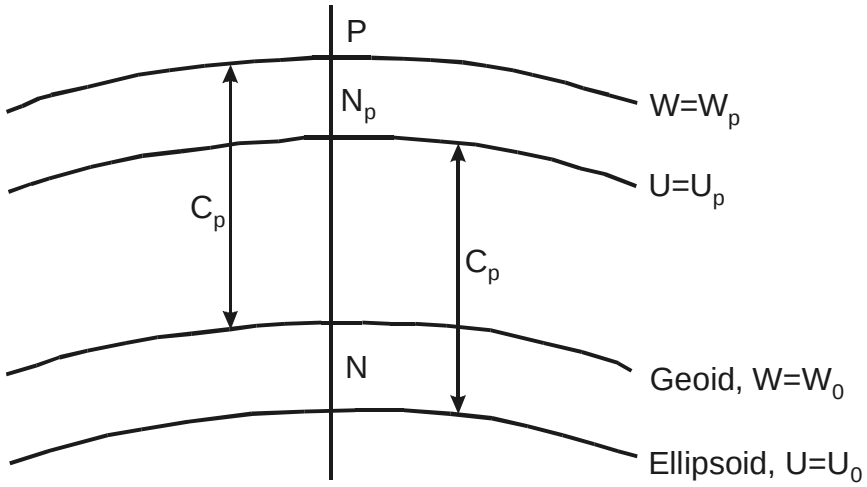


Fig. 3.8. Relació entre el número geopotencial C_P i el potencial (W i U). (Modificat de Rapp, 1994). Una explicació més detallada es pot trobar en el text.

Relationship between the geopotential number C_P and the potential (W and U). Modified from Rapp (1994). More detailed explanation can be found in the text.

Models geopotencials globals

Com ja s'ha mencionat en l'apartat anterior, el grau i ordre màxims del desenvolupament en harmònics esfèrics del potencial depenen de les dimensions de la malla de les dades gravimètriques terrestres. Des que es van començar a calcular models geopotencials globals, a principis dels anys seixanta, el increment en el nombre de dades (tant gravimètriques terrestres com de satèl·lit) ha permès augmentar els termes del desenvolupament en harmònics esfèrics del potencial, així com la precisió de cada un dels coeficients del desenvolupament. Per exemple, els dos darrers models geopotencials calculats fins al present són l'OSU91A (Rapp et al., 1991) i l'EGM96 (Lemoine et al., 1996). Tant el model geopotencial global OSU91A com l'EGM96 han estat calculats utilitzant dades gravimètriques terrestres en una malla de 30'x30', cosa que fa que el desenvolupament en sèrie sigui com a màxim fins a grau i ordre 360. El model geopotencial global utilitzat per al càlcul del geoide de la Mediterrània (Sevilla, 1992) és l'OSU91A (Rapp et al., 1991). Per a aquest model geopotencial global, el màxim grau i ordre d'expansió disponible és 360. Els errors estimats per al OSU91A són: ±26 cm als oceans; ±38 cm a terra, en zones amb una bona cobertura de dades gravimètriques; ±56 cm a terra, en àrees amb escassa cobertura de dades gravimètriques; i ±200 cm a les zones de terra on no es disposa de dades gravimètriques (Rapp, 1994).

El model geopotencial global utilitzat en aquest treball per a calcular el geoide residual (veure apartat 3.5) és el EGM96, calculat per Lemoine et al. (1996) (més recent que l'OSU91A i lògicament més precís) i presentat a l'International Symposium on Gravity, Geoid and Marine Geodesy a Tokio (GRAEOMAR, 30 Septembre-5 Octubre, 1996). Aquest model geopotencial global, que es pot expandir fins a grau i ordre 360, ha estat desenvolupat utilitzant dades derivades de l'anàlisi de les òrbites de més de vint satèl·lits així com dades altimètriques del TOPEX, GEOSAT i ERS-1; dades gravimètriques de superfície en una malla de 30'x30' procedents dels arxius de NIMA (abans conegut com el Defense Mapping Agency, DMA), que inclouen dades noves de l'Unió Soviètica, Amèrica del sud, Àfrica i Groenlàndia, i anomalies gravimètriques en una malla de 30'x30' derivades d'altimetria del satèl·lit GEOSAT i del ERS-1. El mètode de càlcul ha consistit a calcular primer els coeficients fins a grau i ordre 70, afegir-hi els coeficients d'ordre 71 fins a 359 (anàlogament

a com s'han calculat l'OSU91A) i finalment afegir-hi el coeficient de grau 360 obtingut amb *the quadrature solution.* Els errors a l'EGM96 oscil·len entre 11 i 30 cm.

Resolució espectral dels models geopotencials globals

La màxima resolució que es pot aconseguir a partir d'un model geopotencial global és directament proporcional al grau màxim del desenvolupament. La longitud d'ona per grau ve donada per $\lambda_n = \frac{360^0}{n}$, on n és el grau del desenvolupament.

En el cas de l'OSU91A i de l'EGM96, el grau màxim del desenvolupament és $n_{max}=M=360$ i per tant la mínima longitud d'ona que es pot obtenir és $\lambda_M = \frac{360^0}{M} = 1^0$, i així, doncs, la resolució màxima serà $0.5^o \cong 55$ km. Això implica que només es podran resoldre estructures geològiques que tinguin una resposta geoïdal amb una longitud d'ona igual o més gran que 55 km. És a dir, aquests models geopotencials globals són útils en la modelització d'estructures al nivell litosfèric, però el seu contingut freqüencial no els fa adequats per a resoldre estructures superficials.

Anàlisi de les anomalies del geoide global

Les anomalies del geoide són el resultat de la desigual distribució de la densitat a l'interior de la Terra. Les seves longituds d'ona depenen tant de l'extensió vertical com de l'extensió horitzontal de les heterogeneïtats locals de densitat. A grans trets es pot dir que les components de longitud d'ona llarga del geoide estan originades principalment per variacions de densitat a l'interior del mantell i el nucli. Part d'aquestes longituds d'ona llarga són degudes a efectes dinàmics de convecció al mantell, estan controlades per les variacions de densitat al mantell i s'expliquen mitjançant models de convecció (ex. Wen and Anderson, 1977). Successives longituds d'ona més curtes són degudes a anomalies de densitat situades a menys fondària, és a dir, les anomalies d'ona mitjana i curta tenen el seu origen en variacions de densitat al nivell litosfèric i a efectes de la topografia i, per tant, reflecteixen l'estructura

cortical i litosfèrica de les diferents zones de la Terra. Anomalies del geoide induïdes per contrastos de densitat a petita escala poden quedar emmascarades per les originades al mantell llevat que estiguin localitzades a poca profunditat (Lecroart et al., 1997).

Les components de grau 2 i 3 del geoide global estan probablement generades per la part més profunda del mantell, a prop —o coincidint— amb el límit nucli-mantell, on el mantell i la part fosa del nucli extern estan en contacte (ex. Runcorn, 1967). Les components de graus 4-12 s'atribueixen a heterogeneïtats en la densitat del mantell inferior, especialment les associades amb les zones de transició entre 400-700 km (ex. Bowin, 1983). Aquestes regions van ser identificades per un increment sobtat del gradient de les velocitats sísmiques P i S degut als canvis de fase mineralògics que tenen lloc en incrementar-se la pressió i la temperatura. Al voltant de 400 km està la zona de transició corresponent al canvi de fase de l'olivina a espinel·la, amb un increment en la densitat del 10% i alliberament de calor; a aquesta fondària també es dóna la transició de fase de piroxè a granat. Cap als 700 km es troba possiblement la zona de transició en què l'espinel·la es descompon en els seus constituents òxids, formant postespinel.la (Fowler, 1994). Segons Bowin (1994), hi ha una bona correspondència entre els límits de convergència entre plaques, els resultats de tomografia sísmica a fondàries d'aproximadament 1200 km i les anomalies positives del geoide corresponents al graus 4-10, fet que indica que aquestes anomalies tenen el seu origen predominantment al mantell inferior. Els graus intermedis (11-36) es poden explicar per variacions de densitat en el mantell fins a una fondària d'uns 400 km (Lambeck, 1988) i, per tant, poden reflectir la presència d'anomalies al nivell del mantell superior. Finalment, a partir del grau 36 queden reflectides les anomalies de densitat originades al mantell litosfèric i l'escorça.

3.4 El geoide regional

El geoide global es calcula per a tota la Terra. No obstant això, les limitacions en quant a la cobertura de dades (principalment gravimètriques) fan que el terme màxim del desenvolupament sigui actualment fins a grau i ordre 360 (excepte en el cas dels models geopotencials "fets a mida" per a una zona concreta, com els de Wenzel (1998). Això implica

que les longituds d'ona més petites que es poden aconseguir amb aquest càlcul són aproximadament d'uns 110 km (un grau de latitud, aproximadament). El geoide regional, com el seu nom suggereix, es calcula per a una determinada regió de la Terra on es tenen dades suficients per a obtenir un geoide que contingui totes les longituds d'ona.

La fórmula d'Stokes permet el càlcul d'*N* a partir de les anomalies de la gravetat (aire lliure), però aquesta fórmula (eq. 3.2.14) requereix les anomalies gravimètriques sobre tota la Terra per al càlcul d'una sola ondulació del geoide. A la pràctica, això no és possible (bàsicament perquè ni la distribució ni l'abast de les dades gravimètriques no són suficients) i, per tant, són necessàries algunes modificacions.

Si fem l'aproximació planar de la funció d'Stokes, el primer terme de S(ψ) és el terme dominant. D'acord amb Heiskanen and Moritz (1967), tenim:

$$\frac{1}{sin\left(\psi/2\right)} \approx \frac{2}{\psi} \approx \frac{2R}{l} \qquad (3.4.1a)$$

com que $R^2\, d\sigma = dx\, dy$ (3.4.1b)

substituint en la fórmula d'Stokes (eq. 3.1.14) i simplificant (Heiskanen and Moritz, 1967) queda:

$$N = \frac{1}{2\pi\gamma}\iint_{\sigma} \frac{\Delta g}{l} dx\, dy = \frac{1}{\gamma}\, S\, \Delta g \qquad (3.4.2)$$

on *l* es pot expressar com a:

$$l = \left[\left(x - x_P\right)^2 + \left(y - y_P\right)^2\right]^{1/2}$$

(x , y) són les coordenades; (x_P , y_P) són les coordenades del punt on es fa el càlcul i S és l'operador d'Stokes $S = \frac{1}{2\pi}\iint_{\sigma}\frac{1}{l}dxdy$ (Sideris, 1994).

Aquesta aproximació implica que l'integral d'Stokes (i, per tant, el geoide) es calcula sobre una zona limitada de la Terra i no sobre tota la Terra. A conseqüència d'aquesta aproximació, les longituds d'ona llarga del geoide no seran presents en els resultats i, per tant, s'han de calcular a partir del desenvolupament en harmònics esfèrics del potencial, com hem vist en l'apartat 3.3. Habitualment, les dades gravimètriques vénen donades en una malla amb un pas que, de mitjana, no supera els 5'x 5' (uns 10 km x 10 km). Per tant, tampoc no hi seran presents les longituds d'ona curta. Aquestes es calculen a partir d'alçades topogràfiques, les quals vénen donades usualment en forma de Model Digital del Terreny (DTM), en malles de 1 km x 1 km. La contribució de totes aquestes freqüències es pot veure en la figura 3.9.

A causa d'aquestes limitacions, en els resultats de la fórmula d'Stokes no estará inclosa la contribució de la topografia ni la del model geopotencial global (GM). Per tant, cal treure de les anomalies de la gravetat la contribució de la topografia i la del model geopotencial global (és el preprocessat anomenat *remove*). Posteriorment es restitueix aquesta part a $N_{\Delta g}$, és a dir, s'afegeix la contribució del GM (N_{GM}) i del terreny (via el terme de l'efecte indirecte N_h) als resultats del càlcul (és el que s'anomena postprocesat o *restore*). Així, les anomalies gravimètriques emprades en la fórmula d'Stokes vindran donades per:

$$\Delta g = \Delta g_{FA} - \Delta g_{GM} - \Delta g_h \qquad (3.4.3a)$$

Finalment, el geoide regional s'obté combinant la contribució del model geopotencial global (N_{GM}), la contribució de les anomalies d'aire lliure (Δg_{FA}), calculades amb la fórmula d'Stokes ($N_{\Delta g}$) i la contribució de l'efecte de la topografia, (N_h) on les alçades h corresponent a un model digital del terreny. El geoide regional queda descrit, a partir d'aquestes contribucions, amb la següent fórmula (ex Sideris, 1994):

$$N = N_{GM} + N_{\Delta g} + N_h \qquad (3.4.3b)$$

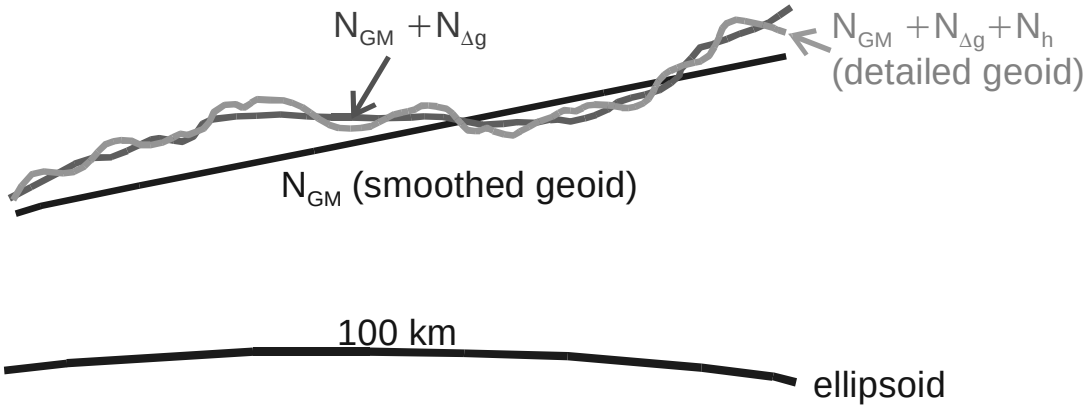


Fig. 3.9. Contribució de les diferents longituds d'ona del geoide a la determinació del geoide regional. (Modificat de Sideris, 1994).
Contribution of the different wavelength components of the geoide in the regional geoid determination. (Modified from Sideris, 1994).

Efecte de la topografia en el càlcul del geoide regional

Com ja s'ha comentat en seccions anteriors, la topografia fa el càlcul del geoide més complicat perquè en els llocs on la superfície del geoide passa per sota, deixa de ser una superfície equipotencial. La contribució de l'efecte de la topografia en les anomalies gravimètriques Δg i el seu efecte indirecte a *N* en un punt P, es pot calcular amb la fórmula (Sideris, 1994):

$$\delta N_P = -\frac{\pi k \rho}{\gamma} h_P^2 - \frac{k\rho}{6\gamma} \iint_E \frac{h^3 - h_P^3}{l^3} dxdy \qquad (3.4.4)$$

on γ és la gravetat normal, *k* és la constant gravitatòria de Newton, ρ és la densitat de la topografia (que s'assumeix constant) i *l* és la mateixa que a 3.4.2.

La topografia en àrees muntanyoses afecta el camp gravitatori en dos sentits:

1) A causa de l'atracció gravitatòria de les masses muntanyoses apareix un senyal gravimètric, dominat per longituds d'ona curta i, per tant, la informació sobre la topografia s'ha d'utilitzar per a suavitzar el camp gravitatori abans de començar qualsevol procés de modelització, ja que el que es vol modelitzar són distribucions anòmales de densitat al subsòl.

2) La topografia implica que les dades observades, les anomalies gravimètriques, estan mesurades en una superfície que no és el geoide i, per tant, no és compleixen els requeriments de la integral d'Stokes (eq. 3.2.14).

En el primer cas, el camp gravitatori es pot suavitzar mitjançant les reduccions del terreny; en el segon cas, es poden aplicar les correccions de Molodensky o de condensació de Helmert.

El camp gravitatori que mesurem sobre la topografia és el camp total, amb el seu potencial W. Utilitzant el camp normal de l'el·lipsoide, U, es construeix el potencial anòmal *T*, i a partir de *T* el que es calcula amb la fórmula de Bruns són les anomalies d'altura ζ o quasigeoide (eq. 3.2.17), que han de ser corregides (eqs. 3.2.20 i 3.2.21) per a obtenir les ondulacions del geoide, *N*.

El problema clàssic per a la determinació de *N* és que cal conèixer la densitat de les masses topogràfiques per sobre del geoide. El mateix problema és present en la definició de les altures ortomètriques (altures al llarg de la línia de la plomada des del geoide fins al punt de la superfície on estem mesurant, Fig. 3.11). L'observable bàsic en l'anivellament geodèsic és el número geopotencial C (definit en l'apartat 3.3) al punt P de la superfície, i les fórmules 3.3.17 per a calcular l'altura ortomètrica i l'altura normal esdevenen (Forsberg, 1994; Heiskanen and Moritz, 1967) (Fig. 3.8):

$$H_{Helmert} = \frac{C}{\bar{g}} \approx \frac{C}{g_P + 0.024[mGal/m]H}$$

$$H^* = \frac{C}{\bar{\gamma}} \approx \frac{C}{\gamma_0 - 0.1543[mGal/m]H^*} \qquad (3.4.5)$$

Les altures ortomètriques es calculen assumint una densitat constant per a la placa de Bouguer de 2.67 g/cm^3 (Heiskanen and Moritz, 1967).

Les dues altures de l'equació 3.4.5 es calculen a partir del potencial al punt P de la superfície, no al geoide. És relativament senzill a partir de les aproximacions fetes a 3.4.5 la conversió entre geoide i quasigeoide: per al punt P de la superfície topogràfica, utilitzant 3.3.16, s'arriba a l'equació 3.3.20, que expressa la relació entre geoide i quasigeoide.

Si s'utilitzen les altures ortomètriques de Helmert (que és el que s'acostuma a fer a la pràctica), la fórmula 3.3.20 es pot considerar exacta (Forsberg, 1994).

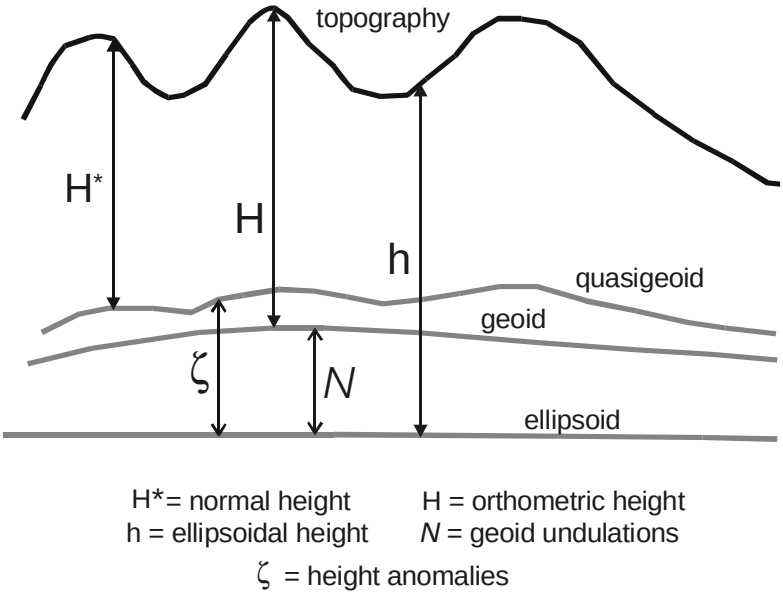


Fig. 3.10. Relació entre les diferents altures definides al text, l'el·lipsoide, el geoide i el quasigeoide. Modificat de Sjöberg (1994).
Relationship between the different heights defined in the text, the ellipsoid, the geoid and the quasigeoid. Modified from Sjöberg (1994).

Càlcul del geoide mitjançant mesures GPS

A la superfície de la Terra, mitjançant posicionament de satèl·lit es poden conèixer les coordenades geodèsiques de les estacions d'observació. La coordenada vertical obtinguda a partir del GPS és l'altura geomètrica o el·lipsoïdal, h. Si es coneixen les altures ortomètriques, H, obtingudes per anivellament (Fig. 3.11) i mesurades sobre el geoide, es pot calcular l'ondulació del geoide, *N*, que és la diferència entre aquestes dues altures (Fig. 3.10):

$$N = h - \mathrm{H} \qquad (3.4.6)$$

L'altura ortomètrica es mesura al llarg de la línia de la plomada mentre que l'altura geomètrica es mesura al llarg de la normal el·lipsoïdal i aquestes normals no coincideixen (Fig. 3.4). No obstant això, la discrepància és tan petita comparada amb l'error associat a la mesura GPS o la mesura de l'altura ortomètrica, que es pot menysprear. Així, la fórmula 3.3.6 és pot aplicar per obtenir el geoide a punts discrets.

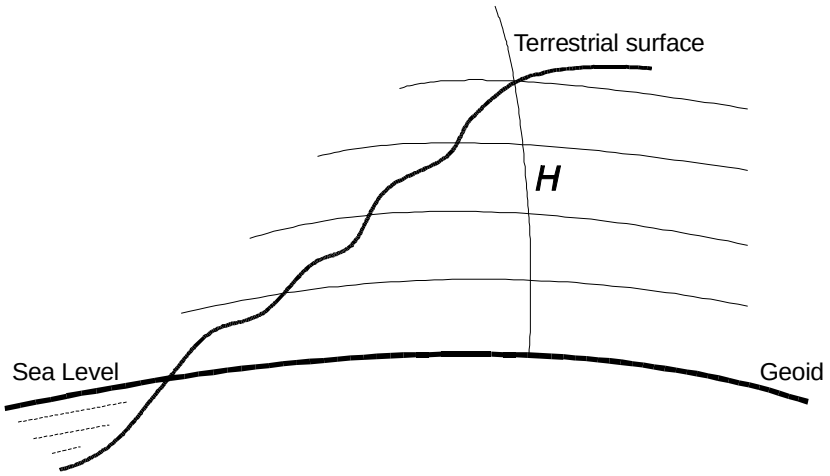


Fig. 3.11. Altura ortomètrica H, que es mesura al llarg de la línia de la plomada des del geoide. Orthometric height H, measured along the plumb line from the geoid.

Càlcul del geoide mitjançant geodèsia per satèl·lit

Les ondulacions del geoide regional als oceans es poden obtenir directament a partir de la geodèsia per satèl·lit, utilitzant altimetria sobre la superfície del mar.

En primer lloc es mesura la distància *d* entre el satèl·lit i la superfície instantània del mar. Restant *d* de l'altura del satèl·lit sobre l'el·lipsoide de referència s'obté una altura topogràfica de la superfície del mar (Fig. 3.12) que difereix $\pm$ 0.5 m del geoide a causa de les marees, corrents marins, vents, variacions de salinitat, etc. (això és el que en la literatura s'anomena SST o *Sea Surface Topography*). En aquest cas, el major problema en la determinació del geoide és corregir aquests efectes pertorbadors. Com que la gravimetria a mar acostuma a ser escassa, l'altimetria de satèl·lit mitjançant satèl·lits com GEOS-3,

SEASAT i GEOSAT també ha permès conèixer amb més detall el camp gravitatori global de la Terra ja que les dades gravimètriques es poden obtenir a partir del geoide.

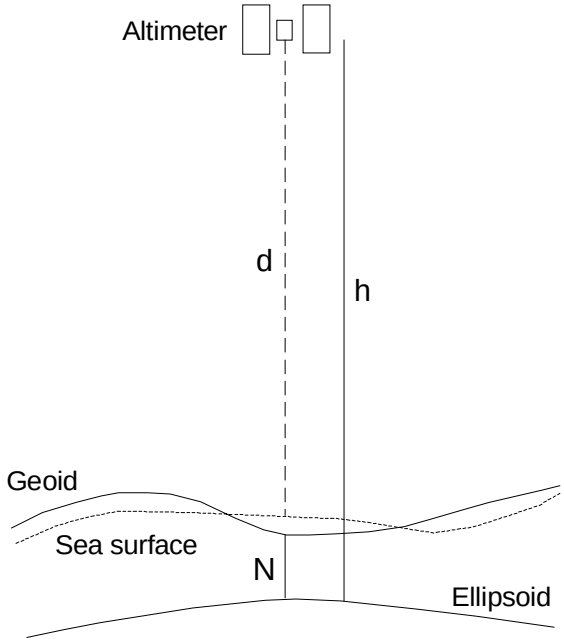


Fig. 3.12. Determinació del geoide per altimetria de satèl·lit.
Geoid determination from satellite altimetry.

Càlcul del geoide per mètodes astrogeodètics

Com ja hem vist en l'apartat 3.2, la desviació de la vertical θ és la diferència entre la normal al geoide i la normal a l'el·lipsoide en un mateix punt P, i és una mesura directa del gradient del geoide respecte a l'el·lipsoide a P:

$$\frac{\partial N}{\partial s} = \theta_P \qquad (3.4.7)$$

Integrant 3.4.7 entre dos punts arbitraris A i B separats per una distància *s*, tenim la fórmula de Helmert per l'anivellament astrogeodètic:

$$N_B = N_A - \int_A^B \theta \, ds \qquad (3.4.8)$$

Com que el que coneixem a la pràctica són les components de la desviació de la vertical ξ i η (veure secció *El camp de gravetat anòmal...*), escrivint θ a (3.4.8) en funció de les seves components obtenim:

$$N_B = N_A - \int_A^B \left(\xi \cos\alpha + \eta sin\alpha\right) ds \qquad (3.4.9)$$

on α és l'azimut.

L'equació 3.4.9 sols proporciona la diferència de l'altura del geoide entre els punts A i B. Per a estimar l'altura absoluta del geoide cal conèixer almenys les components de la desviació de la vertical i l'ondulació del geoide en un dels punts.

Les coordenades astronòmiques s'observen directament amb el teodolit en primera aproximació, encara que és més propi fer-ho, per exemple, amb un telescopi amb un objectiu especial per a controlar passos d'estels o amb un astrolabi. Les coordenades geodèsiques es determinen per triangulació regional i depenen de l'el·lipsoide de referència escollit (Heiskanen and Moritz, 1967), per tant, les ondulacions del geoide obtingudes a partir de l'equació 3.4.9 estaran referides a aquest el·lipsoide.

El geoide de la Mediterrània i la seva determinació

El 1990 es va constituir el grup internacional GEOMED, amb l'objectiu fonamental de determinar i estudiar el geoide i la superfície topogràfica marina en mars tancats, i en particular la mar Mediterrània. El grup GEOMED és constituït per centres d'investigació d'Àustria, Dinamarca, Finlàndia, Epanya, Grècia, Portugal i Turquia; com a observadors permanents hi ha la Ohio State University i el Bureau Gravimetrique International (BGI). Per al càlcul del geoide de la Mediterrània s'han utilitzat tot tipus de dades geofísiques i geodèsiques disponibles. Aquestes pertanyen al banc de dades del grup GEOMED i estan agrupades en dades gravimètriques (anomalies d'aire lliure, 175000 mesures), dades d'altimetria de satèl·lit (procedents principalment del ERS-1, 75000 mesures), models digitals

del terreny, models geopotencials globals (en el moment que es va dur a terme el càlcul, el més recent era l'OSU91A, que va ser el que finalment es va emprar), batimetria de la mar Mediterrània, dades de mareògrafs, models digitals de densitats i dades geofísiques de la Moho.

Càlcul del geoide de la Mediterrània

En aquesta tesi no s'ha calculat el geoide de la Mediterrània; aquest ha estat un dels observables emprats en aquest treball. Per tant, en aquesta secció simplement es farà un resum del treball realitzat per grup GEOMED, on es descriurà breument la metodologia emprada. El desenvolupament matemàtic detallat es pot trobar, per exemple, a Sevilla (1992).

El mètode emprat per al càlcul d'aquest geoide és el de col·locació per mínims quadrats, que permet combinar sistemàticament tot tipus de dades geofísiques i geodèsiques, com per exemple tant dades gravimètriqes terrestres com mesures de satèl·lit. Seguint un treball de Krarup (1969), el mètode de col·locació és una generalització dels mètodes d'estimació estadística (predicció per mínims quadrats) per a mesures geodèsiques arbitràries i combinat amb l'ajust per mínims quadrats. Aquest mètode requereix la homogeneïtzació de les dades perquè siguin consistents, per tant:

- El primer pas va ser transformar totes les dades per referir-les al mateix datum geodètic global: les coordenades, gravetats teòriques i gradients es van referir al GRS80 (Sistema geodèsic de referència 1980) (Moritz, 1984) i les gravetats observades es van referir al datum IGSN71 (International Gravity Standarization Network, 1971).

- El següent pas va ser la determinació d'un model estadístic (funció de covariança) per a les dades a la regió que s'està estudiant (eg. Heiskanen and Moritz, 1967). En el càlcul del geoide de la Mediterrània s'ha emprat una funció de covariança local, ja que les dades estan distribuïdes en una regió petita de la Terra. La covariança caracteritza la correlació estadística de les anomalies gravimètriques. Si la

covariança de dues anomalies és zero, aquestes no estan correlacionades, és a dir, són independents. Per a la determinació del geoide de la Mediterrània es van estimar 330 funcions de covariança locals i els valors mitjans de les anomalies van ser pròxims a zero, amb excepció d'algunes zones amb poques dades o pròximes a la costa. Per tant, d'aquestes funcions sols 289 van ser emprades en els càlculs (Sevilla, 1992). Aquest procés permet una elecció homogènia de las dades que s'empraran en la determinació del geoide, examinar que no hi hagi errors importants i verificar els errors estimats en les dades. Es tracta d'un mètode de depuració que permet decidir, per exemple, si s'ha escollit l'escala de mostreig més adequada (podria donar-se el cas que, malgrat tenir dades cada 5', resulti que estan massa correlacionades a distàncies de 10' i s'han de fer servir malles de 15'). Després es determina el camp gravitatori per col·locació per mínims quadrats (LSC) (Moritz, 1980) i es fa el càlcul de les ondulacions del geoide i els seus errors; aquest és un procés iteratiu, de manera que si els errors són molt grans (s'apliquen tests estadístics, com ara el càlcul del rms, per eliminar observacions que no ajusten bé) i hi ha més dades disponibles, s'afegeixen aquestes dades i es repeteix el càlcul. Amb aquest mètode el que es determina són les longituds d'ona intermèdia del geoide. Així, per a obtenir el geoide regional per a la Mediterrània es va sumar el geoide global calculat amb el model geopotencial global OSU91A (que representa la contribució d'ona llarga) i l'efecte de les masses topogràfiques, calculades a partir d'un model digital del terreny (la contribució d'ona curta) (c.f.,eq. 3.4.3a).

El mètode de col·locació per mínims quadrats no sols és un mètode adequat per combinar dades heterogènies que estiguin relacionades amb el camp de gravetat, sinó que permet també tractar aquestes dades encara que no estiguin distribuïdes en una malla regular ni que la seva distribució sigui contínua (és a dir, permet tenir "llacunes" en les dades) com és el cas del mètode d'Stokes.

Per al càlcul de les ondulacions del geoide s'ha utilitzat el programa GEOCOL (Tscherning, 1985, 1991, 1993, 1995). El mapa de les ondulacions del geoide de la Mediterrània occidental es pot veure en la figura 3.13. Els dos trets més destacables d'aquest

mapa són el mínim de 4 m al SE de Grècia i el constant gradient negatiu NO-SE des de l'Atlàntic fins a Turquia i la zona dels Balcans. Aquest gradient fa difícil correlacionar les ondulacions del geoide amb la geologia, però es pot veure que màxims del geoide es troben on la topografia és elevada (per exemple, els Pirineus, els Alps) i, per tant, la litosfera està engruixida, mentre que els mínims del geoide es corresponen amb les zones d'escorça oceànica, on la litosfera és més prima. La resolució del geoide calculat per GEOMED és d'entre 20 i 30 cm.

3.5 El geoide residual: aplicació a la modelització d'estructures litosfèriques

A més de les seves aplicacions geodèsiques, el geoide conté valuosa informació de la distribució de la densitat a l'interior de la Terra. Com es descriu en l'apartat 3.3, el model geopotencial global es descriu per una complexa funció matemàtica que inclou implícitament la distribució de la massa de la Terra amb les altures positives del geoide produïdes per anomalies de densitat positives i les negatives, per deficiències de massa. Per a posar de relleu les anomalies del geoide de longitud d'ona mitjana i curta que reflecteixen els canvis laterals de densitat en les estructures corticals i litosfèriques, s'ha d'eliminar la contribució de les anomalies de longitud d'ona llarga que s'assumeix que tenen el seu origen a les zones més profundes de la Terra, obtenint-se així el geoide residual. Un cop eliminada aquesta contribució, estudiar la morfologia de les anomalies del geoide residual (canvis en l'amplitud i/o en els pendents) aportarà informació sobre les estructures geològiques al nivell litosfèric.

Anàlisi espectral del geoide

Hi ha una relació aproximada entre el contingut espectral del geoide i la profunditat de les anomalies de densitat que produeixen aquest senyal. Aquesta relació ha de ser utilitzada amb precaució a causa de la inherent no unicitat del potencial: la mateixa anomalia del geoide pot ser deguda a distintes distribucions de densitat en fondària. D'altra banda, aquesta fórmula s'ha obtingut per una massa puntual, quan en realitat la Terra no esta formada per

masses puntuals situades a profunditats que es poden considerar discretes, sinó per cossos on la densitat pot variar lateralment i amb la fondària.

La profunditat z a la qual una anomalia de massa puntual δm genera el potencial anòmal és:

$$T = \frac{G\delta m}{z} \qquad (3.5.1.1)$$

L'anomalia gravimètrica corresponent produïda per la mateixa massa puntual és:

$$\Delta g = \frac{G\delta m}{z^2} \qquad (3.5.1.2)$$

Si a (3.5.1.1) se substitueix T per la seva expressió (fórmula de Bruns, 3.2.9) i es combina amb la fórmula (3.5.1.2), s'obté la profunditat màxima aproximada a què es pot trobar aquesta massa puntual en funció de la relació entre l'altura del geoide i l'anomalia gravimètrica:

$$z = \gamma \frac{N}{\Delta g} \qquad (3.5.1.3)$$

és a dir, com major sigui el quocient entre N i Δg, a més profunditat estarà situada la massa anòmala i viceversa. Aquest quocient es calcula amb el geoide regional i l'anomalia d'aire lliure (Featherstone, 1992).

El quocient entre el desenvolupament en harmònics esfèrics del geoide (i.e, el geoide global) fins a grau i ordre n, N_n i el desenvolupament en harmònics esfèrics de les anomalies de la gravetat fins al mateix grau i ordre n, és:

$$\frac{N_n}{\Delta g_n} = \frac{r}{\gamma(n-1)} \qquad (3.5.1.4)$$

on r és el radi medi de la Terra i γ és la gravetat normal.

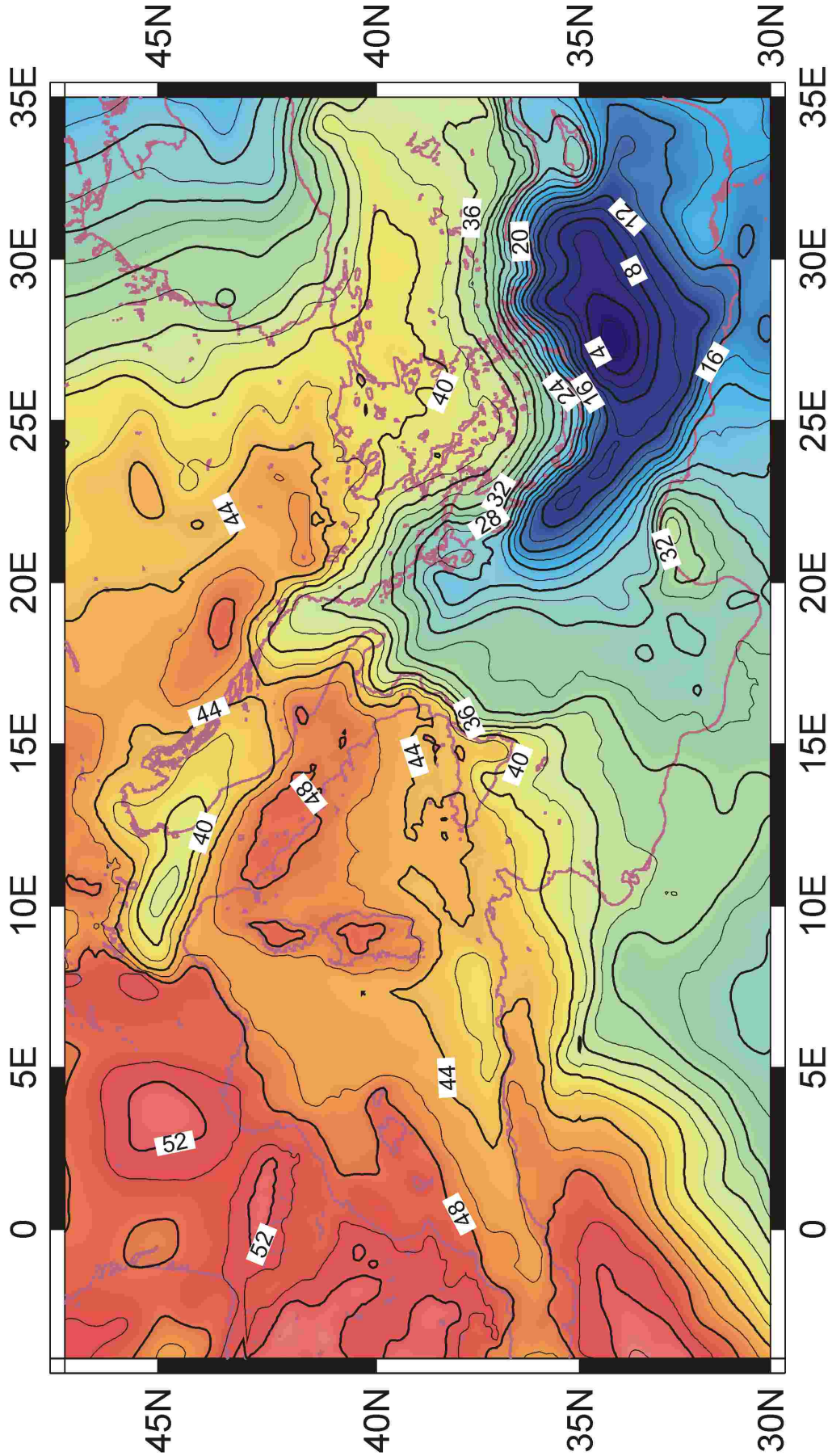


Fig. 3.13. Geoide de la Mediterrània occidental calculat per GEOMED.
Western Mediterranean Geoid calculated by GEOMED.

Si és combina aquesta equació amb la 3.5.1.3, queda una fórmula que dóna una estimació, per a cada grau i ordre del desenvolupament en harmònics esfèrics, de la profunditat a què es troba la massa puntual que genera l'anomalia del potencial (calculat a partir del model geopotencial global) en funció del radi mitjà de la Terra.

$$z_n = \frac{r}{n-1} \quad (3.4.1.5)$$

Obtenció del geoide residual

Encara no està completament resolta la qüestió de quina proporció del geoide global és generat per cada una de les capes de la Terra, a causa de la no unicitat de les solucions del potencial (calculat a partir del model geopotencial global) i l'efecte d'apantallament de les heterogeneïtats en la densitat de la part més profunda del mantell sobre la litosfera (Lambek, 1988). No obstant això, d'acord amb estudis previs (ex. Souriau 1984; Marquard and Lelgemann, 1992; Featherstone, 1992) es pot assumir que les anomalies del geoide associades a estructures tectòniques tenen longituds d'ona inferiors a uns 3000-4000 km. Per a obtenir aquest senyal, s'han d'eliminar les longituds d'ona llarga del geoide associades amb les variacions de densitat de les estructures sublitosfèriques. Si considerem que aquestes estructures estan a una fondària d'almenys 400 km, amb l'equació 3.5.1.5 tenim que per a aquesta fondària, n = 16. D'altra banda, segons la fórmula $\lambda_n = \frac{360^0}{n}$ (apartat 3.3), longituds d'ona igual o majors que 3000-4000 km corresponen a graus dels harmònics esfèrics menors o iguals a 12. Alguns autors (ex. Bowin, 1994) són de l'opinió que el geoide global fins a grau 10 pot ser considerat com un camp regional apropiat, mentre que d'altres autors (ex. Souriau, 1984; Featherstone, 1992) suggereixen un desenvolupament fins a grau i ordre 12-16.

Per tant, el mètode emprat per a posar de manifest les longituds d'ona que reflecteixen les estructures litosfèriques, consisteix a substreure del geoide regional, N, el geoide global, N_{GM} , desenvolupat fins a grau i ordre n entre 10 i 16, segons la zona d'estudi (ex. Cazenave, 1994):

$$N_{res} = N - (N_{GM})_n$$

on N és el geoide regional i $(N_{GM})_n$ és el geoide global desenvolupat fins a grau i ordre n.

S'obté així el **geoide residual**, N_{res}. La manera de comprovar que s'ha eliminat la tendència regional del geoide residual és extreure una sèrie de perfils i comparar-los amb perfils extrets del geoide regional fins que es verifiqui que l'efecte regional ha estat efectivament remogut. Es van fer alguns tests a la zona de les conques de la Mediterrània occidental per determinar el grau i ordre més adequat del desenvolupament del model geopotencial que s'havia d'utilitzar per a eliminar l'efecte de les anomalies sublitosfèriques. Per a aquest estudi va ser el de grau i ordre 12 (Fig. 3.14), ja que d'aquesta manera s'elimina el gradient regional NO-SE que afecta tota l'àrea mediterrània (Figura 3.13).

A mesura que se sostreu un grau i ordre més gran es remouen òbviament longituds d'ona més curtes, corresponents a anomalies de densitat cada vegada més superficials, cosa que és equivalent a aplicar un filtre passa-alta (*high pass*). Això permet l'estudi espectral del geoide residual en termes de l'estructura de la Terra per sobre d'una fondària determinada.

Aplicacions del geoide residual

El geoide (en particular el geoide residual) no sols és útil quan es fa servir juntament amb d'altres dades geofísiques (principalment gravimetria), sino que també té utilitat per si mateix. El geoide residual permet definir l'extensió lateral i en profunditat de grans estructures geològiques, en alguns casos molt més clarament que el camp gravitatori, perquè inclou longituds d'ona més llargues i, per tant, pot donar una imatge en 3D de l'estructura més profunda de la Terra a la zona que s'està estudiant, en el nostre cas, les conques de la Mediterrània occidental. A la inversa, el geoide residual no pot resoldre amb detall estructures caracteritzades per longituds d'ona curta, de manera que la gravimetria és millor per a estudis més locals.

Això és degut a la diferent sensibilitat que aquests camps potencials tenen amb la fondària (ex. Featherstone, 1997), ja que el geoide, que és proporcional al potencial, és la integral del camp gravitatori i, per tant, més "suau": cal tenir present que el geoide decau amb

l'invers de la distància, mentre que el camp gravitatori decau segons l'invers de la distància al quadrat. Aquestes relacions queden ben exemplificades amb els resultats del treball de Jordan (1978), que fent una anàlisi estadística de la Terra, va trobar que la contribució més important a l'anomalia gravimètrica és generada per les variacions de densitat a l'escorça i a la Moho, mentre que la majoria de les ondulacions del geoide s'originen al mantell. Tenint en compte els avantatges i desavantatges abans esmentats, una de les aplicacions més interessants del geoide residual és quan es combina amb la gravimetria per a estudiar la distribució de densitats a la litosfera i la part superior de l'astenosfera i interpretar-la d'acord amb models geofísics.

Les ondulacions del geoide es poden interpretar com a generades per estructures geològiques situades a diferents fondàries. És raonable pensar que altures positives del geoide residual estaran generades per estructures de densitat elevada, com per exemple, roques metamòrfiques (característiques de zones geològicament antigues tal com escuts i plataformes continentals), mentre que mínims del geoide residual indicaran estructures de menys densitat, com per exemple, conques sedimentàries i grans intrusions ígnies. Els màxims del geoide residual també es poden relacionar en general amb zones on la litosfera s'engruixeix i els mínims corresponen a zones de litosfera aprimada. D'altra banda, els canvis de gradient en les anomalies del geoide residual permetent estimar la fondària a què es troben els cossos anòmals: com més abrupte és el pendent del gradient, més superficial es troba la massa anòmala. Per tant, les estructures geològiques es poden deduir a partir de l'estudi de les ondulacions del geoide, sempre que es coneguin les densitats de les roques. I, viceversa, si es té bon control sobre les estructures geològiques (mitjançant, per exemple, perfils sísmics), es pot deduir la densitat modelitzant les anomalies del geoide residual.

El geoide residual s'ha utilitzat per a estudis en àrees oceàniques, on el geoide regional es pot calcular d'una manera relativament fàcil i precisa. Per exemple, com s'indica a Bowin (1984), moltes anomalies del geoide residual presenten bona correlació amb coneguts punts calents (*hot-spots*) com Hawaii; les dorsals centre-oceàniques ,com per exemple a l'Índic, a l'Atlàntic nord i parcialment a l'Atlàntic sud coincideixen amb eixos d'anomalies positives del geoide residual; parells elongats d'anomalies positives i negatives es troben en zones on es combinen arcs d'illes i fosses com Indonèsia o el Carib, etc. A terra, el geoide

residual no s'utilitza tan sovint per la dificultat d'obtenir un geoide regional amb bona precisió (de l'ordre de cm). Malgrat la restricció imposada per la precisió dels càlculs, les anomalies del geoide també són una eina valuosa per a la modelització de les estructures profundes de la litosfera continental, l'estudi de les anomalies del mantell superior, prèviament detectades per mètodes sísmics i l'evolució tèrmica de la litosfera (Doin et al. 1996). Altres exemples d'aplicació del geoide residual a l'estudi d'estructures litosfèriques es poden trobar a Featherstone (1992), on es fa una interpretació geofísica del geoide sobre les illes Britàniques, i Marquard and Lelgemann (1992), on s'interpreten les anomalies del geoide residual en els tres perfils més importants de l'European Geo Traverse i es discuteix l'estructura litosfèrica que es deriva d'aquesta interpretació.

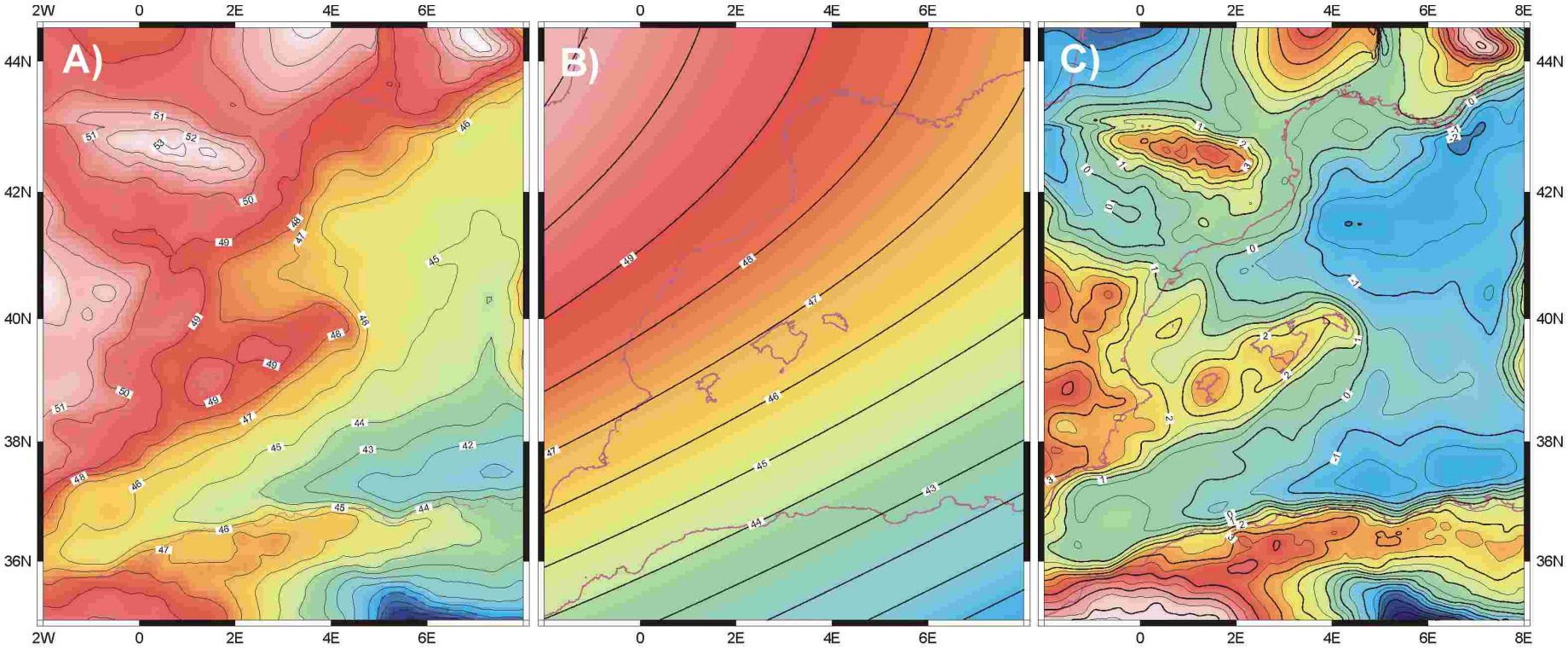


Fig. 3.14. A) Geoide local a la Mediterrània occidental. B) Geoide regional a la Mediterrània occidental (EGM96 desenvolupat fins a grau i ordre 12). C) Geoide residual a la Mediterrània occidental, obtingut restant B) de A).

A) Local Western Mediterranean geoid. B) Regional geoid for the Western Mediterranean (EGM96 developed up to degree and order 12). C) Residual geoid obtained by substracting B) from A).

CAPÍTOL 4. MODELITZACIÓ DE LES ANOMALIES DEL GEOIDE: METODOLOGIA

Abstract

The mass/density distribution within the Earth is one of the fundamental physical parameters determining the structure and dynamics of the Earth's interior. Lateral variations in density generate the geoid undulations and therefore, geophysical techniques can be usefully applied to solve the direct or inverse problem of trying to evaluate these density variations from geoid undulations. Long wavelength anomalies originate mainly from within the mantle, and the shorter wavelength anomalies, from the crust/lithosphere. For this reason, and according to the fundamentals described in Chapter 3, residual geoid modelling can be a good tool to study the density distribution in the lithosphere. The knowledge of the regional and the local density variations in an area can provide key information about its internal structure and give a more comprehensive understanding especially when combined with seismic or other geophysical data. An analytical solution and its application to the computation of geoid anomalies in the two dimensions, based on Brun's formula (Heiskanen and Moritz, 1967), was developed by Chapman (1979). In this chapter, the solution derived from a thorough review of Chapman's algorithm (Ayala et al., 1996b) is presented. One of the most interesting aspects of this reappraisal is that the precautions in applying the algorithm set out by the author are less restrictive than implied originally; in particular, those regarding the units system, topography and density contrast. A new algorithm that computes the 3D geoid anomaly is also presented. This algorithm, designed by Hermann Zeyen (pers. com.), calculates the geoid anomaly created by a prism directly using the integral of the potential. The techniques required for practical application of this algorithm were developed by the author of this PhD thesis and applied to the Western Mediterranean basins (as it will be described in Chapter 7).

4.1 Introducció

L'objectiu fonamental de la geofísica és l'estudi de l'interior de la Terra. Aquest fi s'aconsegueix mitjançant l'adquisició de dades físiques i geològiques recollides amb instruments situats a la superfície de la Terra (ex. gravimetria, sísmica), per sobre d'ella (per exemple, els vols gradiomètrics o aeromagnètics) o bé amb observacions directes com les procedents dels sondatges. El posterior processat i interpretació d'aquestes dades permet investigar les estructures geològiques en profunditat i els processos físics que tenen lloc a les entranyes de la Terra. Les dades que descriuen el camp gravitatori de la Terra, com les anomalies gravimètriques, la desviació de la vertical o les altures del geoide són una de les fonts d'informació menys costoses d'adquirir i, per tant, més abundants. Tenen, però, el desavantatge que aquestes dades reflecteixen la distribució de la densitat de tota la Terra i, doncs, la seva interpretació no té una solució única. Així, les interpretacions més acurades s'obtindran combinant simultàniament diferents conjunts de dades per a restringir al màxim el nombre de models equivalents.

Les dades derivades del camp gravitatori de la Terra utilitzades habitualment en la interpretació geofísica són les anomalies gravimètriques, ja sigui soles o juntament amb d'altres dades —anomalies magnètiques, dades sísmiques, etc—. Mentre que a terra s'adquireixen directament a partir de les mesures amb els gravímetres, a mar se solen obtenir habitualment a partir de les dades de satèl·lit, derivant-les del potencial gravitatori (el geoide), ja que aquestes són més nombroses que les mesurades *in situ.*

Des de fa aproximadament dues dècades, la determinació del camp gravitatori de la Terra a partir de les dades procedents dels satèl·lits artificials ha experimentat avenços notables. Per una banda, el potencial gravitatori obtingut a partir de les òrbites dels satèl·lits té qualitat suficient per a determinar les components de longitud d'ona mitjana i llarga del geoide. De l'altra, successives missions d'altimetria de satèl·lit (GEOS-3, SEASAT, GEOSAT, TOPEX/POSEIDON i ERS-1) han donat lloc a la determinació d'un geoide marí cada vegada més precís i amb un coveratge global cada vegada més ampli. El geoide es pot convertir en anomalies gravimètriques, obtenint-se les anomalies d'aire lliure. Aquesta tècnica s'empra fonamentalment quan no es pot disposar de dades gravimètriques directes, ja

que les anomalies d'aire obtingudes per aquest mètode no contenen les longituds d'ona curta i, per tant, no es poden utilitzar per a resoldre estructures de la part més superior de l'escorça.

El geoide, pel seu caràcter (és proporcional al potencial gravitatori), no té el mateix contingut d'altes freqüències que les anomalies gravimètriques. Com ja s'ha indicat al capítol 3, l'efecte de les anomalies de densitat en les ondulacions del geoide és inversament proporcional a la distància, mentre que l'efecte en les anomalies gravimètriques és inversament proporcional al quadrat de la distància. Per tant, si el que es busca és la determinació d'estructures superficials —longituds d'onda curta—, aquestes difícilment podran ser caracteritzades mitjançant les anomalies del geoide. En canvi, les anomalies gravimètriques van perdent sensibilitat a mesura que augmenta la profunditat a què es troben les anomalies de densitat que es volen estudiar. En zones on es coneix la geologia de superfície, la correlació de les estructures geològiques amb la gravimetria i el geoide permet estudiar l'extensió lateral i en profunditat d'aquestes estructures. Així, tenint en compte que les dades geològiques proporcionen el coneixement de les estructures en superfície, el fet de combinar les anomalies gravimètriques i del geoide en la mateixa modelització permet extrapolar aquestes geometries als nivells cortical i litosfèric, cosa que és especialment útil en àrees on la informació disponible procedent d'altres mètodes geofísics és escassa. En la modelització del geoide és important tenir en compte que el nivell absolut de les altures del geoide és arbitrari, ja que depèn del nivell de referència escollit (Chapman and Talwani, 1982) .

La utilització del geoide en la modelització no és un procediment habitual en geofísica a causa de la complexitat inherent als càlculs. En aquest treball es presenta una versió generalitzada de l'algorisme de Chapman (1979) que permet la seva aplicació a zones amb topografia (Chapman en el seu article sols fa referència a la modelització del geoide en zones marines). Primer es va resoldre la integral del potencial logarítmic sense posar cap tipus de restricció *a priori* (Ayala et al.,1996b) i a continuació es va desenvolupar el *software* necessari per a la implementació de l'algorisme i poder dur a terme la modelització 2D de les anomalies del geoide; l'aplicació pràctica d'aquest algorisme ha estat l'estudi del Solc de València (cap. 6), on s'ha calculat simultàniament la resposta gravimètrica i geoïdal al llarg de cinc perfils orientats NO-SE. Per tal d'optimitzar el procès de modelització, l'autora

d'aquest treball, durant la seva estada al British Geological Survey (URO network, 1996-2000), va desenvolupar la versió beta del programa *gravgeo* de modelització conjunta de gravimetria i geoide en 2D a partir del programa *gravmag* (modelització 2.5 D de gravimetria i magnetisme, comercialitzat pel British Geological Survey). Aquest programa té una *interface* gràfica que fa més àgil la seva utilització.

Quant a la modelització 3D, s'ha posat a punt un algorisme dissenyat per Hermann Zeyen (com. pers), on es calcula directament l'anomalia del geoide creada per un prisma resolent la integral del potencial; com a exemple d'aplicació de l'algorisme 3D s'han modelitzat les conques de la Mediterrània nord-occidental (cap. 7).

4.2 Relació entre ondulacions del geoide i anomalies gravimètriques

Sigui **g** el vector corresponent al camp gravitatori generat pel potencial gravitatori W. La relació entre el potencial gravitatori de la Terra i el seu camp gravitatori és

$$\vec{g} = -\frac{d\ W}{d\ \vec{r}}$$

on **r** és la distància radial des del punt d'observació al centre de la Terra. Com ja hem vist en el capítol anterior, la superfície equipotencial de potencial constant W_0 és el geoide.

Com que l'acceleració de la gravetat és la derivada del potencial, si es coneixen les anomalies del geoide, aquestes es poden transformar en anomalies gravimètriques. És a dir, l'amplitud de les anomalies gravimètriques es pot posar en funció de les ondulacions del geoide. Per exemple, si es transformen les ondulacions del geoide en anomalies gravimètriques, un centímetre en l'ondulació del geoide és equivalent a un mGal per a longituds d'ona de aproximadament 60 km (Hayling, 1994). No obstant això, aquesta transformació té l'inconvenient que les anomalies gravimètriques d'ona llarga queden suprimides i les longituds d'ona curta queden amplificades. Un problema anàleg es té quan es transformen les anomalies gravimètriques en ondulacions del geoide, ja sigui integrant directament **g** o bé mitjançant, per exemple, la transformada de Fourier (el principi d'aquesta

conversió és la separació espectral de les ondulacions del geoide; es multiplica cada longitud d'ona discreta per un número, que depèn de l'extensió de l'anomalia, i així es calcula el gradient del potencial gravitatori, que és igual al camp gravitatori, eq. 3.2.1, Cap. 3). Per tant, el geoide obtingut a partir del potencial anòmal calculat integrant les anomalies de la gravetat no conté ni les longituds d'ona llarga, contingudes en el model geopotencial, ni les d'ona curta, degudes a l'efecte de la topografia (veure la demostració a Sleep and Fujita, 1997, pag. 112). D'aquí la importància de calcular el geoide regional combinant dades gravimètriques, topogràfiques i un Model Geopotencial Global, com és el cas del geoide regional obtingut per GEOMED per a tota la Mediterrània, que és el que s'ha emprat tant en els càlculs 2D com en els 3D, ja que en aquest cas, les anomalies del geoide són independents de les anomalies de la gravetat.

4.2.1 Modelització conjunta d'anomalies gravimètriques i del geoide

Un aspecte important que convé tenir en compte en calcular simultàniament la resposta gravimètrica i geoïdal d'un model al llarg d'un perfil és el fet que l'anomalia gravimètrica creada per un cos bidimensional tendeix ràpidament a zero a mesura que hom s'allunya del cos. En el cas d'un model complex, l'anomalia gravimètrica tendeix a assolir un valor constant (horitzontalitzar-se), és a dir, a posar-se paral·lela a l'eix de les distàncies, mentre que l'anomalia del geoide sempre decreix (Fig. 4.1A); això es degut al fet que les anomalies del geoide en 2D es calculen a partir de l'expressió del potencial logarítmic, el qual no tendeix mai a zero o a un valor constant. En tres dimensions, l'anomalia del geoide tendeix a horitzontalitzar-se, però més "lentament" que l'anomalia gravimètrica perquè, com ja s'ha anat mencionant al llarg d'aquest treball, la primera tendeix a zero com a $1/r$, mentre que la segona tendeix a zero com a $1/r^2$. Una de les conseqüències que es deriven d'aquest comportament diferent entre la gravimetria i el geoide és que els efectes de vora en el cas de la modelització del geoide s'han de tractar amb precaució. Això implica estendre el model a més distància que en el cas de modelitzar únicament l'anomalia gravimètrica, comprovant que les vores estan isostàticament compensades, perquè d'aquesta manera s'elimina en el model la influència de les longituds d'ona llarga del geoide generades per les vores del model. Una altra diferència entre les anomalies del geoide i les gravimètriques és que, donada una

geometria que presenta variacions laterals de densitat a una determinada fondària, l'anomalia del geoide corresponent a aquesta geometria conté longituds d'ona més llargues que en el cas de les anomalies gravimètriques. Aquesta diferència en contingut espectral fa que un model basat en la combinació de dades gravimètriques i de geoide estigui més ben determinat que si s'hagués utilitzat solament gravimetria o geoide.

Ja s'ha descrit en el capítol 3 (apartat 3.4.1), que el geoide de la Mediterrània és un geoide calculat amb les contribucions de la topografia, les anomalies gravimètriques i el Model Geopotencial Global OSU91A. D'aquesta manera les anomalies del geoide i les anomalies gravimètriques són independents i, per tant, té sentit utilitzar simultàniament ambdós conjunts de dades en la modelització. El fet que aquestes dues magnituds tinguin una sensibilitat diferent a mesura que augmenta la fondària implica que en treballar amb aquests dos camps potencials obtinguts d'una manera independent (veure cap. 3, secció 3.4), sigui possible estudiar amb detall estructures als nivells cortical i litosfèric. Un dels avantatges de la interpretació conjunta de les anomalies gravimètriques i del geoide és que permet obtenir un model bidimensional o tridimensional de l'estructura litosfèrica a zones extenses de la Terra. Si no es té en compte l'esfericitat de la Terra, un perfil 2D té sentit per distàncies de fins a 650-700 km, i per a models 3D, àrees de fins a aproximadament 650x650 km. El desenvolupament d'algorismes que tinguin en compte la esfericitat de la Terra formarà part de futures línies de recerca.

Teòricament, com que l'acceleració de la gravetat és la derivada del potencial, tant el camp gravimètric com el geoide haurien de contenir tota la informació possible sobre les variacions de densitat a l'interior de la Terra. No obstant això, a causa del soroll en les mesures, de les limitacions en la resolució del instruments amb els que s'adquireixen les dades, de les limitacions en el càlcul del geoide i de la desigual cobertura de dades a tota la Terra (hi ha zones on la densitat de dades és molt gran i d'altres on és pràcticament inexistent, cf. Rapp, 1994), la gravimetria i el geoide proporcionen informació complementària per a estudiar les heterogeneïtats en les distribucions de densitat. Per tant, combinant d'una manera adequada la informació obtinguda a partir d'aquests dos camps potencials es poden restringir els models de densitat que descriuen l'estructura de la Terra, principalment al nivell litosfèric: les longituds d'ona llarga quedaran acotades principalment pel geoide, mentre que les

longituds d'ona curta quedaran acotades principalment per les dades gravimètriques (Chapman and Talwani, 1982). És a dir, el nombre de models equivalents possibles que satisfacin al mateix temps la gravimetria i el geoide queda restringit: amb la gravimetria es determina principalment la geometria de la part superficial, sediments i escorça, ja que la sensibilitat de la gravimetria disminueix ràpidament amb la fondària; amb el geoide es determinen les estructures més profundes, però el fet que la seva sensibilitat decreixi amb 1/r fa que el geoide també es vegi influenciat per les estructures superficials, de manera que dos models similars poden satisfer l'anomalia gravimètrica però no la del geoide (Fig. 4.2). En el procés de modelització és força difícil ajustar al mateix temps els valors observats de gravimetria i geoide. Aquesta és una observació qualitativa basada en l'experiència (cf. Chapman and Talwani, 1982) i demostra que les anomalies gravimètriques i del geoide proporcionen informació complementària. Amb tot el que s'ha indicat anteriorment, també es constata que el geoide és més sensible a canvis en l'estructura del mantell i en la geometria de la base de la litosfera. A més, si la geometria de les estructures és ben coneguda a partir de dades de sísmica, per exemple, la modelització gravimètrica i de geoide pot servir per a determinar (o refinar) la distribució de densitats del model.

4.3 Modelització

Per a la modelització conjunta de gravimetria i geoide en dues i tres dimensions (les aplicacions a models reals es presenten en els capítols 6 i 7) ha estat imprescindible d'una banda, la millora de l'algorisme de Chapman, per a poder estendre la modelització del geoide en 2D en zones amb relleu topogràfic i la implementació d'aquest algorisme en un *software* adequat; i de l'altra, revisar i millorar el *software* de modelització 3D (Zeyen, pers. com), així com establir uns criteris per a estendre els models i evitar els efectes de vora. Al llarg dels següents apartats, el terme 'geoid' farà referència al geoide observat emprat en la modelització, ja sigui el geoide regional, residual o el derivat d'un model geopotencial global (això quedarà clar segons el context). Tanmateix, aquest terme es farà servir en un sentit ampli referint-se també al quasigeoide o anomalies d'altura quan es parli de zones amb relleu topogràfic.

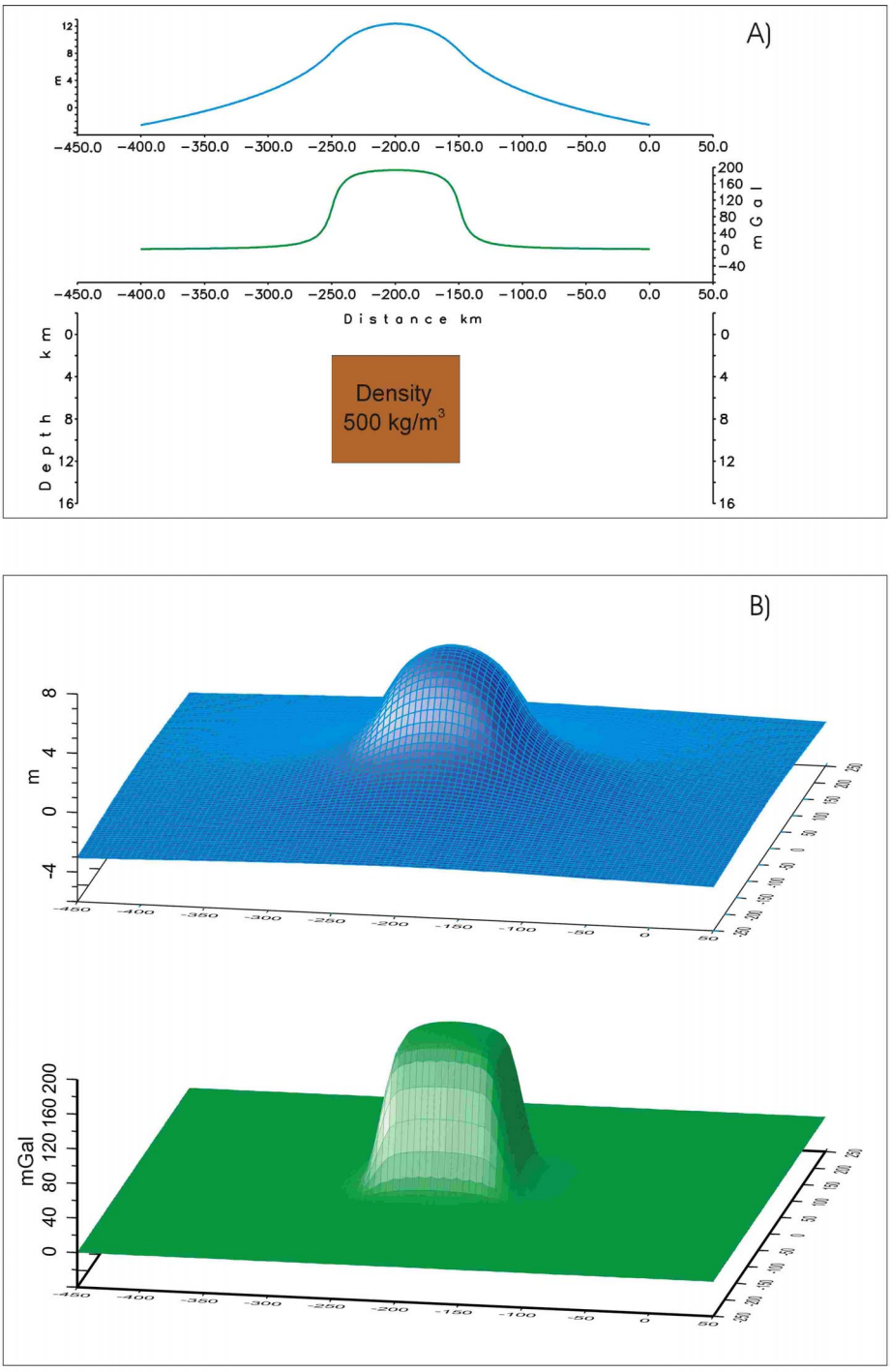


Fig. 4.1. Comparació entre l'anomalia gravimètrica i l'anomalia del geoide creada per un prisma: A) en 2D; B) en 3D. El prisma és "infinit" (5000 km) en la direcció y. En la figura sols s'ha representat la cara xz. En els dos casos es veu el diferent comportament dels dos camps potencials: a mesura que hom s'allunya del cos anòmal, l'anomalia gravimètrica tendeix a zero mentre que la del geoide segueix disminuint.

Comparison between gravity and geoid anomalies created by a prism: A) in 2D; B) in 3D. The prism is "infinit" (5000 km) in the y direction. Only the face xz has been represented in the draw. In the two cases the different behaviour of the two potential fields is clearly seen: away from the anomalous body, gravity anomaly tends to zero whereas geoid anomaly tends to decrease.

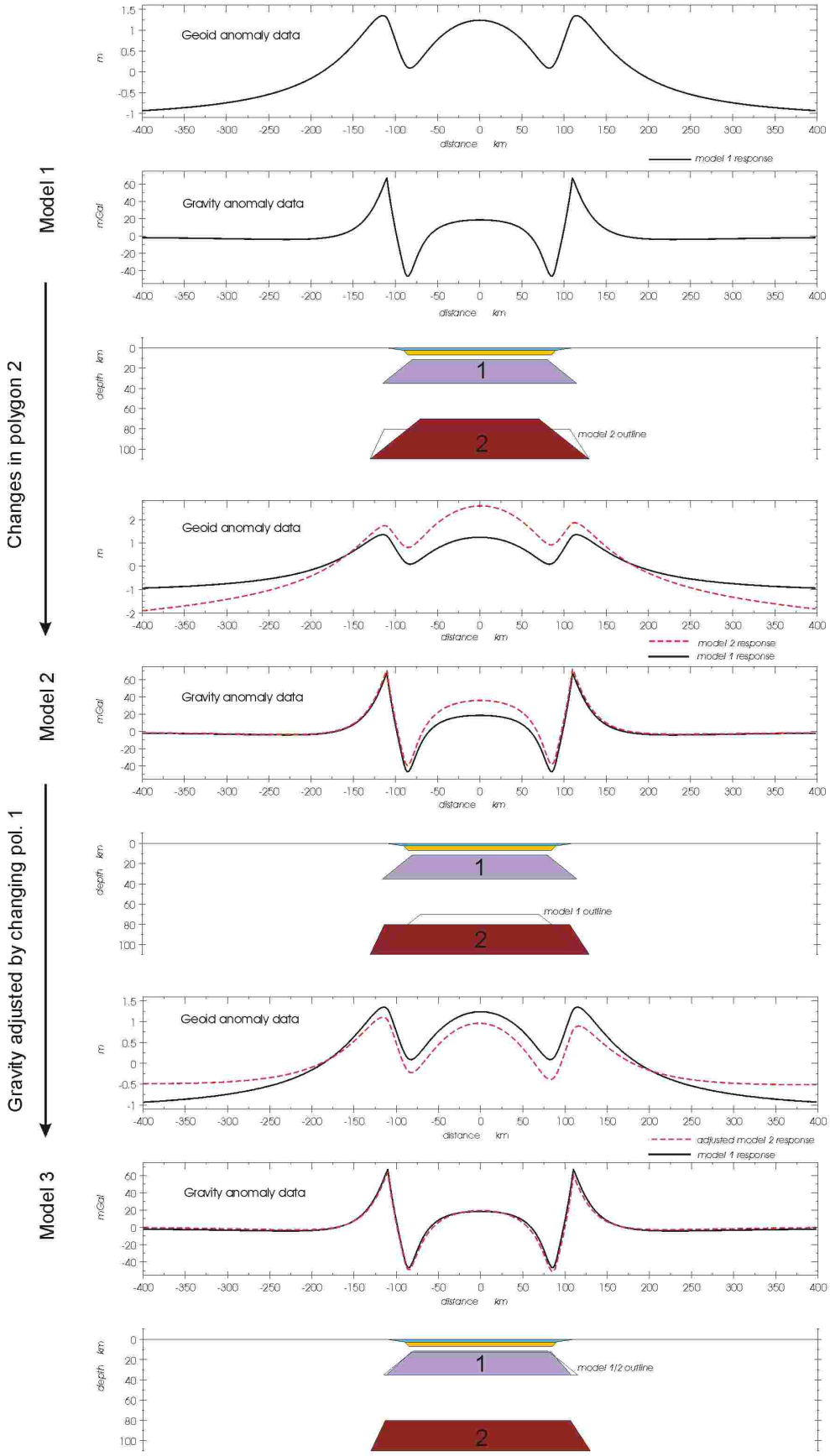


Fig. 4.2. Explicació al text. See text for explanation

4.3.1 Modelització en 2D: l'algorisme de Chapman

L'algorisme de Chapman (1979), basat en la fórmula de Bruns, és una eina que permet calcular les anomalies del geoide de cossos bidimensionals arbitraris. Però, a causa de les restriccions imposades en la construcció de l'algorisme, aquest està limitat a la modelització de zones oceàniques. Per a estendre les aplicacions d'aquest algorisme a qualsevol zona de la Terra s'ha recalculat la integral del potencial logarítmic que, en substituir-la en la fórmula de Bruns, dóna l'anomalia del geoide per un cos bidimensional de forma arbitrària descrit per un polígon (Chapman, 1979):

$$N = -\frac{G\rho}{\gamma}\iint_S \log_e\left[(y-y')^2 + (z-z')^2\right]dydz \qquad (4.3.1.1)$$

on ρ és la densitat, G és la constant gravitatòria, $6.67\text{x}10^{-11}$ $m^3/kg\,s^2$; γ és la gravetat normal, 9.81 m/s^2; les coordenades amb prima indiquen el punt d'observació; les coordenades sense prima són les variables d'integració; *y* és la distància horitzontal i *z* és la fondària, positiva cap a l'interior de la Terra. En la resolució d'aquesta integral, Chapman utilitza el teorema d'Stokes per convertir la integral de superfície en una integral de línia:

$$N = -\frac{G\rho}{\gamma}\oint\left\{(y-y')\log_e\left[(y-y')^2 + (z-z')^2\right] - 2(y-y') + 2(z-z')atan\frac{(y-y')}{(z-z')}\right\}dz$$

amb les següents restriccions: 1) z-z'>0, i 2) z'=0, z>0 (veure el cas 3 a Chapman, 1979). Mentre que la primera és una condició implícita per a calcular l'anomalia del geoide, ja que el potencial sols és harmònic fora de les masses (i.e, el potencial ha de complir la equació de Laplace), la segona es refereix a un cas particular on no es considera la topografia.

Seguint Chapman (1979), cada costat del polígon (Fig. 4.3) es defineix com a:

$$z = m_i y + b_i$$

on m_i és el pendent del costat *i* i b_i és el terme independent de la recta a la qual pertany aquest costat.

Després de resoldre la integral sense cap restricció a priori (c. f. Chapman, 1979), es troba que l'anomalia del geoide deguda al costat *i-èsim* d'un polígon de forma arbitrària és:

$$
\begin{aligned}
n_i = & \left[\frac{m_i}{2}(y-y')^2 \log_e\left[(y-y')^2+(z-z')^2\right] - \frac{m_i}{2}(y-y')^2 + \frac{m_i^2 a_2}{(1+m_i^2)}(y-y') \right. \\
& - \frac{m_i a_2^2 (m_i^2-1)}{2(1+m_i^2)^2}\log_e\left[(y-y')^2+(z-z')^2\right] - \frac{2m_i^2 a_2^2}{(1+m_i^2)^2} atan\left[\frac{(1+m_i^2)(y-y')+m_i a_2}{a_2}\right] \\
& - m_i(y-y')^2+(z-z')^2 atan\left[\frac{(y-y')}{(z-z')}\right] + \frac{c_i z'+d_i}{1+c_i^2}(z-z') \\
& - \frac{c_i(c_i z'+d_i)^2}{(1+c_i^2)^2} * \log_e\left[\frac{(z-z')^2(1+c_i^2)+2c_i(c_i z'+d_i)(z-z')+(c_i z'+d_i)^2}{(c_i z'+d_i)^2}\right] \\
& \left. + \frac{(c_i z'+d_i)^2(1-c_i^2)}{(1+c_i^2)^2} atan\left[\frac{(y-y')}{(z-z')}\right] \right] \Bigg|_{y_{i-1}}^{y_i}
\end{aligned}
$$

on $a_2 = m_i y' + b_i - z'$, $c_i = \frac{1}{m_i}$, $d_i = \frac{-b_i}{m_i} - y'$

Aquesta expressió difereix de la que apareix a Chapman (1979) bàsicament en el fet que s'ha considerat $z' \neq 0$ a tots els termes. És a dir, el geoide es pot calcular en àrees emergides i el càlcul s'efectua a l'altura de la cota topogràfica.

L'anomalia total per a un polígon definit per L segments (costats) és:

$$N = -\frac{G\rho}{\gamma}\sum_{i=1}^{L} n_i$$

També s'han considerat els tres casos especials deguts a singularitat a la integral que apareixen a Chapman (1979):

1. Si m_i =0 (el pendent del costat *i-èsim* és zero, i.e., aquest costat és paral·lel a l'eix de les distàncies), n_i =0

2. Si c_i =0 (el pendent del costat *i-èsim* és infinit, i.e., aquest costat és perpendicular a l'eix de les distàncies),

$$n_i = (y_i - y')\left[(z-z')\log_e\left[(y_i-y')^2+(z-z')^2\right] - 2(z-z') + 2|y_i - y'|atan\frac{(z-z')}{|(y_i-y')|}\right]$$
$$-2(y_i-y')z + \left[(y_i-y')^2+(z-z')^2\right]atan\frac{(y_i-y')}{(z-z')} + (y_i-y')(z-z')\Big|_{z_{i-1}}^{z_i}$$

3. Si z'= m_iy'+b_i (la prolongació del costat *i-èsim* passa pel punt d'observació),

$$n_i = \frac{(z-z')^2}{2m_i}\log_e\left[\left(1+\frac{1}{m_i^2}\right)(z-z')^2\right] - \frac{3(z-z')^2}{2m_i} + (z-z')^2 atan\left(\frac{1}{m_i}\right)\Big|_{z_{i-1}}^{z_i}$$

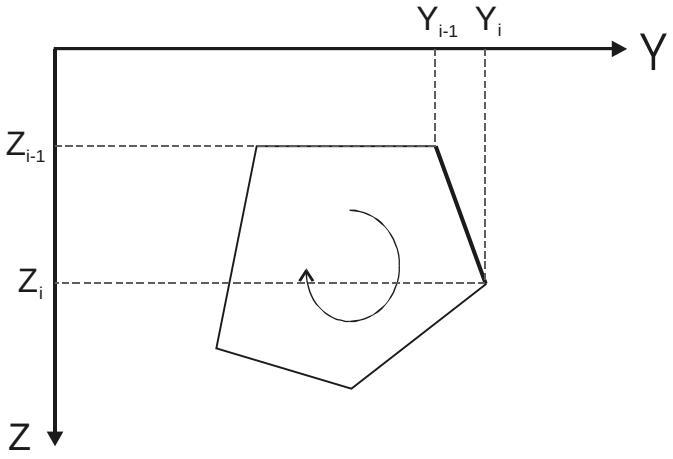


Fig. 4.3. Geometria de l'aproximació poligonal a l'algorisme de Chapman (1979).
Geometry of the polygonal approximation used in Chapman's algorithm (1979).

Els resultats obtinguts en resoldre la integral sense fer cap hipòtesi *a priori* permetent ampliar les aplicacions de l'algorisme proposat per Chapman:

1. **Influència de la topografia**

No fer cap restricció en resoldre la integral equival a incorporar la topografia i, per tant, ja no és necessari considerar z'=0, z>0. Quan es té en compte la topografia, l'anomalia del geoide es calcula sobre la superfície de la Terra. Això implica que, en realitat, amb aquest càlcul el que s'obté és el quasigeoide (Heiskanen and Moritz, 1967).

2. **Densitats**

És possible utilitzar densitats absolutes o contrastos de densitat amb la precaució que en ambdós casos el model s'ha d'estendre suficientment per a evitar efectes de vora. Quan s'utilitzen densitats absolutes, la distribució de densitats en el model ha d'estar balancejada (com s'explica a continuació) o, com a cas particular, el model ha d'estar en equilibri isostàtic local. En els dos casos, el model s'ha d'estendre amb capes planes i paral·leles que han d'estar compensades isostàticament per a assegurar que els efectes de vora queden completament eliminats.

- *Exemples dels casos 1 i 2*

- Per a il·lustrar els dos comentaris anteriors s'ha calculat l'anomalia del geoide per un model sintètic en equilibri isostàtic local i que inclou topografia (Fig. 4.4) Els càlculs s'han fet, primer, utilitzant densitats absolutes i, posteriorment, emprant contrastos de densitat referits a un model de referència de dues capes: l'aire, amb una densitat que s'ha assumit zero, i l'escorça de densitat 2800 kg/m^3. Per a simplificar el model, s'ha definit una escorça uniforme que inclou el relleu topogràfic, amb una densitat constant de 2800 kg/m^3 i un mantell superior amb una densitat de 3200 kg/m^3. L'inconvenient d'aquest exemple tan simplificat és que, en haver-se definit una escorça uniforme, la topografia té una densitat irreal (la densitat mitjana de la topografia és aproximadament 2670 kg/m^3). D'aquesta manera, en el cas del càlcul amb contrastos de densitat, el model queda reduït a dos polígons rectangulars que corresponen a la topografia i l'arrel cortical. Els constrastos de densitat són, respectivament, 2800 kg/m^3 (contrast topografia/aire) i –400 kg/m^3 (contrast escorça/mantell). L'anomalia del geoide calculada és la mateixa en els dos casos

i esdevé pràcticament plana a les vores del perfil i sobre el cos anòmal. Quan els cossos s'estenen suficientment de manera que el model es pot considerar unidimensional, l'anomalia del geoide calculada tendeix a l'obtinguda per Turcotte and Shubert (1982) per a l'aproximació 1D.

- Un altre exemple és un marge continental sintètic, en equilibri isostàtic local, que també s'ha modelitzat amb densitats absolutes (1000 kg/m^3 per a la capa d'aigua, 2800 kg/m^3 per a l'escorça i 3200 kg/m^3 per al mantell superior) i contrastos de densitat respecte a un model de referència de dues capes, l'escorça (0-25.8 km) i el mantell superior (a partir de 25.8 km de fondària) (Fig. 4.5). Com és pot veure en la figura, el comportament de l'anomalia gravimètrica i la del geoide és essencialment diferent: l'anomalia del geoide conté un esglaó amb el valor màxim a la zona continental, mentre que l'anomalia gravimètrica tendeix cap al mateix valor a les vores, canviant abruptament d'amplitud —com un esglaó— a la zona on es passa del continent al mar. En aquest cas també es veu com l'anomalia gravimètrica tendeix a horitzontalitzar-se més ràpidament que l'anomalia del geoide. D'aquest comportament diferent entre les dues anomalies es pot concloure que el geoide és més sensible que l'anomalia gravimètrica tant a variacions de densitat en profunditat com a variacions laterals de densitat. És a dir, donada una massa anòmala, si ens n'hi anem allunyant i anem calculant les anomalies gravimètriques i del geoide, hi haurà una certa distància a partir de la qual aquesta massa no influirà en l'anomalia gravimètrica calculada, però sí en l'anomalia del geoide calculada: la distància a què aquesta massa anòmala deixarà d'influir en l'anomalia del geoide és significativament més gran que per a l'anomalia gravimètrica.

3. **Isostàsia**

La modelització del geoide amb contrastos de densitat requereix que la integral sobre les masses dels cossos que s'estan modelitzant sigui zero; si no és així, com es puntualitza a Chapman (1979), el resultat és l'aparició d'una curvatura de longitud d'ona llarga a l'anomalia del geoide. Si es treballa amb densitats absolutes, la condició equivalent és que l'esmentada integral sigui constant.

- La figura 4.6 és un exemple de l'anomalia del geoide associada a cossos anòmals les masses dels quals estan balancejades però no estan en equilibri isostàtic local. És a dir, la integral sobre les masses és zero quan es fan servir contrastos de densitat en el model (Fig. 4.6.I) i constant quan es fan servir densitats absolutes (Fig. 4.6.II). En aquest cas, tant si es treballa amb densitats absolutes com amb contrastos de densitat, la distància a la qual l'anomalia calculada tendeixi a zero o bé es faci plana a les vores dels cossos anòmals dependrà de la seva dimensió i de la fondària i la distància a la qual estiguin situats. Amb aquest exemple es demostra que per a eliminar la curvatura d'ona llarga que apareix invariablement en la modelització del geoide en 2D a causa de l'expressió del potencial logarítmic hi ha dues alternatives: s'ha d'assegurar que la integral sobre les masses modelitzades sigui zero/constant (utilitzant contrastos de densitat/densitats absolutes) o bé el model ha d'estar en equilibri isostàtic local (que és un cas particular de la condició abans esmentada). La longitud total de la secció que s'està modelitzant queda restringida a una distància màxima de sis graus, distància en què l'aproximació que la Terra és plana es pot considerar vàlida, car transsectes més llargs requeririen, d'una banda, estendre el model a una distància tan gran que es generarien inestabilitats numèriques a la solució i de l'altra, tenir en compte la curvatura de la Terra.

- En la figura 4.7 es pot veure com les anomalies del geoide associades a dos cossos (anòmals) tendeixen a cancel·lar-se mútuament (és a dir, en sumar-les, l'anomalia total tendeix a zero) a curta distància dels esmentats cossos quan aquests estan compensats isostàticament (gràfic III en la Fig. 4.7). Per cada cos per separat (gràfics I i II en la Fig. 4.7), l'anomalia del geoide té una component de longitud d'ona llarga (és a dir, l'anomalia no tendeix a fer-se plana als extrems). D'altra banda, l'anomalia associada als dos cossos compensats isostàticament presenta una forma plana als extrems; prenent com a exemple aquest cas (dos cossos anòmals), s'ha de tenir em compte que treballar amb cossos anòmals implica que implícitament s'està treballant amb contrastos de densitat. Això és degut al fet que aquests cossos anòmals representen la diferència entre una Terra formada per capes planes i paral·leles, i la Terra real, amb les seves estructures geològiques. Treballar amb contrastos de densitat implica més estabilitat en el càlcul de les anomalies del geoide, ja que les densitats emprades tindran una magnitud més petita que les densitats reals; d'altra banda també implica (si es treballa respecte a un model de referència de més

d'una capa) una certa simplificació geomètrica del model. És evident que algunes àrees i, en particular, estructures geològiques de petita escala, pot ser que no estiguin en equilibri isostàtic i/o les seves masses no equilibrades. En aquest cas, s'han de prendre precaucions en la modelització de l'anomalia del geoide per a evitar la contribució de cossos distants (és a dir, la part del model que s'estén per evitar els efectes de vora ha d'estar en equilibri isostàtic; en cas contrari, aquests cossos distants afectaran el model perquè la seva component de longitud d'ona llarga no s'haurà eliminat; els gràfics I i II de la figura 4.7 il·lustren aquest punt).

4. **Sistemes d'unitats**

Finalment, queda el problema de quines unitats s'han d'emprar quan es treballa amb el potencial logarítmic. Per a cossos bidimensionals, la altura del geoide, N es pot escriure en termes del potencial logarítmic com a:

$$\mathrm{N} = -\frac{\mathrm{G}\rho}{\gamma}\left[\log_{\mathrm{e}}(\mathrm{y}^2 + \mathrm{z}^2) - \log_{\mathrm{e}}(\mathrm{y}_0^2 + \mathrm{z}_0^2)\right]$$

on $y_0^2 + z_0^2$ és una constant arbitrària k. Aquesta constant, que s'ha d'afegir sempre al potencial (Kellogg, 1929) ha estat determinada perquè el potencial sigui zero a distància k del cos:

$$y_0^2 + z_0^2 = k.$$

N serà independent del sistema d'unitats emprat en el càlcul del geoide sempre que es fixi el valor de k per a un sistema d'unitats donat. Així, la integral del potencial logarítmic es pot escriure:

$$N = -\frac{G\rho}{\gamma}\iint_S \log_e\left[(y - y')^2 + (z - z')^2 - \log_e k\right] dydz$$

En el Sistema Internacional, k=1 m^2 i, per tant, $\log_e k = 0$, i queda la integral 4.3.1.1; si treballem en el sistema c. g. s., k=10 000 cm^2, i aquest valor s'ha de tenir en compte quan es resol la integral (i així successivament per cada sistema d'unitats que vulguem utilitzar en el càlcul).

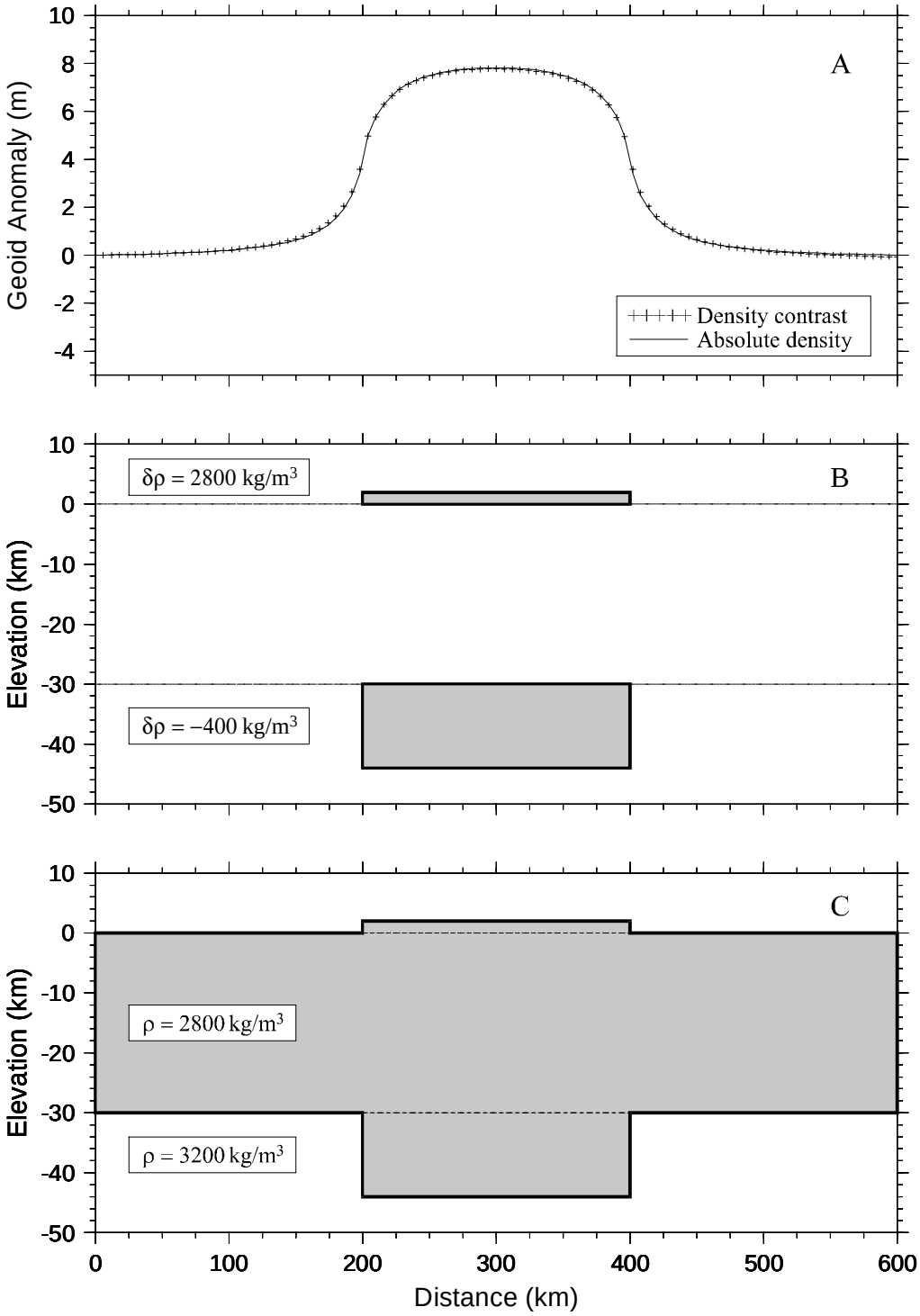


Fig. 4.4. Exemple del càlcul de les anomalies del geoide d'un model amb topografia. a) Anomalia calculada; b) Geometria del model amb contrastos de densitat; c) Geometria del model amb densitats absolutes.

Example of geoid calculations including topography. a) Calculated geoid anomaly; b) Model geometry with density contrast; c) Model geometry with absolute densities.

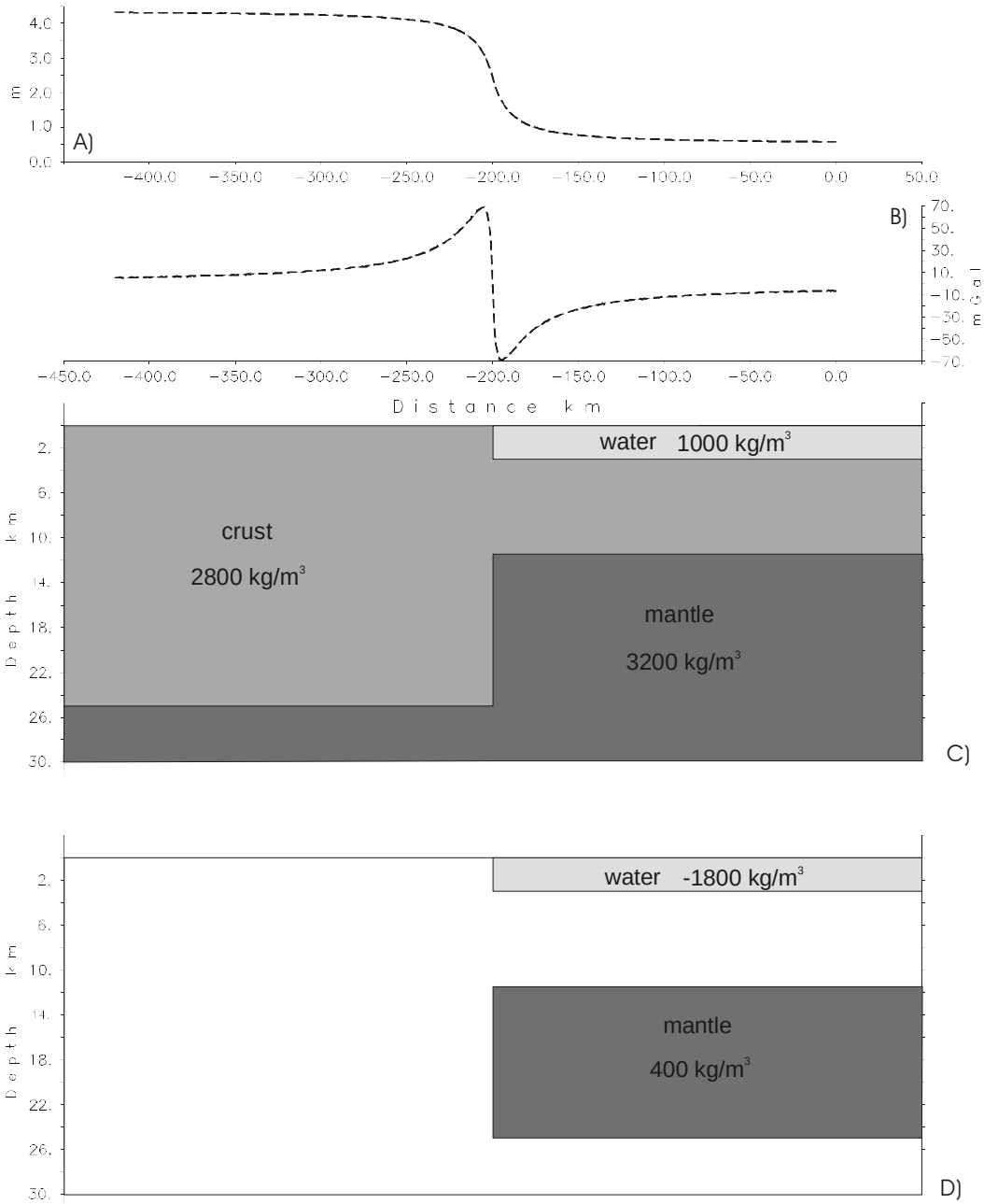


Fig. 4.5. Anomalia gravimètrica i del geoide associada a un marge continental en equilibri isostàtic. a) Anomalia del geoide calculada; b) Anomalia gravimètrica calculada; c) Geometria del model amb densitats absolutes; d) Geometria del model amb contrastos de densitat respecte a un model de referència de dues capes.

Gravity and geoid anomaly associated to a continental margin in isostatic equilibrium. a) Calculated geoid anomaly; b) Calculated gravity anomaly; c) Model geometry with absolute densities; d) Model geometry with density contrasts using a two layers reference model.

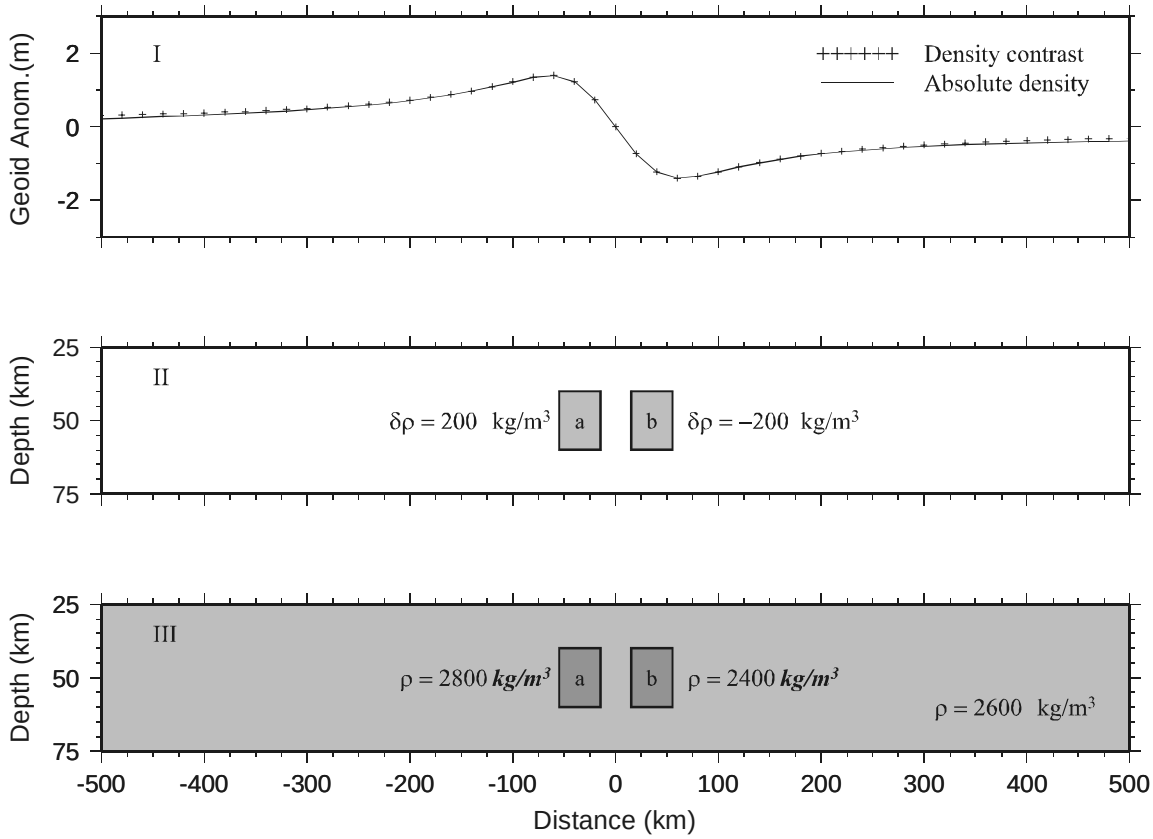


Fig. 4.6. Anomalia del geoide corresponent a un model sintètic amb les masses balancejades. I) Anomalia del geoide calculada; II) Geometria del model amb contrastos de densitat; III) Geometria del model amb densitats absolutes.

Geoid anomaly corresponding to a mass balanced synthetic model. I) Calculated geoid anomaly; II) Model geometry with density contrast; III) Model geometry with absolute densities.

4.3.2 Modelització 3D: anomalia del geoide creada per un prisma

El mètode emprat en la modelització 3D de les anomalies del geoide es basa en l'aplicació de la fórmula de Bruns per a calcular el potencial anòmal T creat per una sèrie de prismes que representen el model. Aquests prismes han d'estar orientats segons la direcció *x* e *y* de les coordenades escollides, que han de ser rectangulars (UTM, per exemple) i estar expressades en quilòmetres. Com que no es té en compte la curvatura terrestre, els models poden tenir una extensió màxima de 6^0x6^0 (això és una zona de la projecció UTM, que equival a uns 650x650 km^2, tot i que aquesta superfície depèn de la latitud a què s'estigui efectuant el càlcul). Per a models més grans, es comencen a introduir errors a les vores a causa de la curvatura de la Terra.

En general es treballa amb contrastos de densitat per a evitar possibles inestabilitats numèriques en el càlcul del geoide quan els models tridimensionals són complexos.

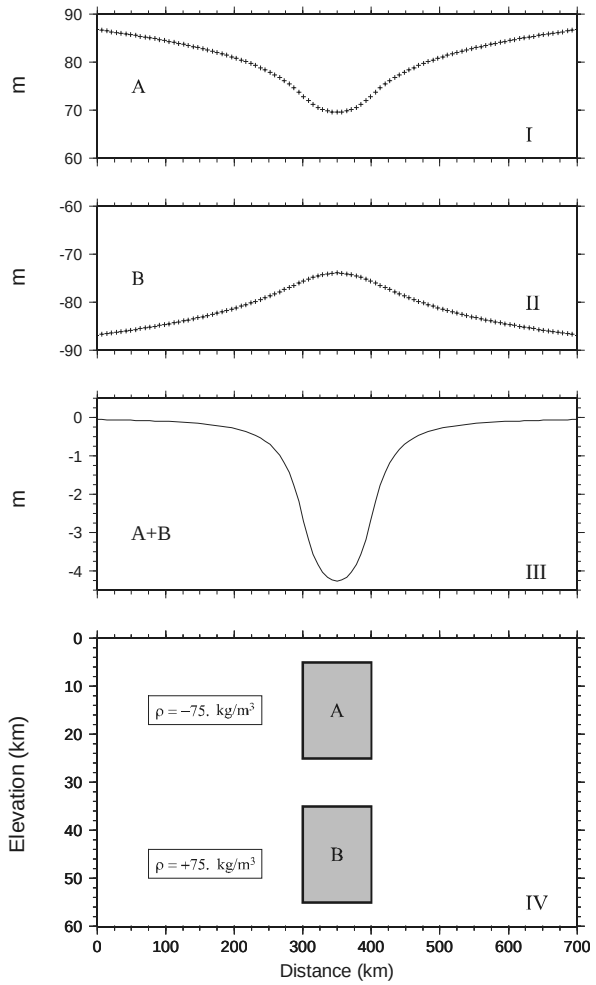


Fig. 4.7. Anomalia del geoide associada a dos cossos compensats amb isostàsia local (gràfic IV). Els gràfics superiors (I i II) mostren l'anomalia del geoide associada a cada cos. En ambdós casos l'anomalia del geoide no és plana a les vores del perfil. El gràfic III mostra l'anomalia resultant per als dos cossos, A i B.

Geoid anomaly associated with a coupled body compensated by local isostasy (panel IV). Top panels (I and II) show the geoid anomaly associated with each individual body. Note that in both cases the geoid anomaly is not flat at the edges of the profile. Panel III shows the resulting geoid anomaly for bodies A and B.

El potencial anòmal en 3D que correspon a l'efecte d'un prisma s'ha calculat directament a partir de la integral del potencial com segueix:

$$T = G\rho \int_{x1}^{x2} \int_{y1}^{y2} \int_{z1}^{z2} \frac{1}{R} dxdydz =$$

$$\left| zy\ln(z+R) + xz\ln(y+R) + yz\ln(x+R) - \left[\frac{x^2}{2} arcsin\left(\frac{x^2+y^2+yR}{(y+R)\sqrt{x^2+y^2}} \right) + \frac{y^2}{2} arcsin\left(\frac{x^2+y^2+xR}{(x+R)\sqrt{x^2+y^2}} \right) + \frac{z^2}{2} arcsin\left(\frac{x^2+z^2+xR}{(x+R)\sqrt{(x^2+z^2}} \right) \right] \right|_{x1y1z1}^{x2y2z2}$$

$R = \sqrt{x^2+y^2+z^2}$, essent: x=ζ-*x* , y=η-*y* , z=ξ-*z* ; (ζ,η,ξ) les coordenades on es calcula l'anomalia; (*x,y,z*) les coordenades del prisma.

Aplicant la fórmula de Bruns, $N = \frac{T}{\gamma}$, obtenim l'anomalia del geoide.

G és la constant gravitatòria, 6.67 10^{-11} m^3/kg^1s^2; ρ és la densitat en kg/m^3 del cos del qual volem calcular l'anomalia; γ és l'acceleració de la gravetat, 9.81 m/s^2; el potencial anòmal T expressat per aquesta integral és harmònic.

- **Exemples**

Per tal de provar l'algorisme de modelització del geoide en tres dimensions, s'ha calculat l'anomalia del geoide en 3D corresponent a un marge continental (Figs. 4.8, 4.9 i 4.10) i un altre que correspon a una zona amb topografia (Figs. 4.11, 4.12 i 4.13). Les densitats de les estructures són les mateixes que les dels seus anàlegs en 2D: 1000 kg/m^3 per la capa d'aigua, 2800 kg/m^3 per a l'escorça i 3200 kg/m^3 per al mantell. Ambdós models estan en equilibri isostàtic i s'han estès una distància suficient per a considerar-los 2D i poder comparar els resultats amb els obtinguts per als exemples 2D amb l'algorisme de Chapman. Les profunditats s'han pres com a positives i les altures negatives respecte al nivell del mar. En els dos exemples, els càlculs s'han efectuat utilitzant densitats absolutes, contrastos de densitat referits a una sola capa i contrastos de densitat referits a un model de referència de dues capes: escorça, amb una densitat de 2800 kg/m^3 i mantell, amb una densitat de

3200 kg/m^3. Aquests exemples serveixen per a demostrar que l'anomalia del geoide calculada és independent de treballar amb densitats absolutes o contrastos de densitat, tot i que utilitzar contrastos de densitat presenta l'avantatge que no causa problemes d'inestabilitat numèrica en els càlculs. En el cas d'utilitzar una sola capa per a calcular els contrastos de densitat, perquè el model estigui en equilibri isostàtic, la densitat de l'esmentada capa (*background density*) ha de ser:

$$\rho = \frac{\sum_i \rho_i z_i}{\sum_i z_i}$$

on i és el nombre de capes del model, ρ_i és la densitat de la capa i i z_i és el gruix de la capa i. Com era d'esperar, els resultats d'aquests càlculs 3D coincideixen amb els obtinguts amb els seus anàlegs en el cas 2D, fet que prova la validesa de l'algorisme 3D que s'ha implementat en aquest treball.

D'una manera anàloga a les dificultats que hom es troba en la modelització 2D, un dels problemes de la modelització 3D de les anomalies del geoide és com eliminar els efectes de vora. En aquest cas el model també s'ha d'estendre de manera que els extrems estiguin isostàticament compensats. Quan els models es construeixen utilitzant contrastos de densitat, aquests s'han d'estendre a menys distància que quan s'utilitzen densitats absolutes. Si no és possible treballar amb contrastos de densitat respecte a un model de, per exemple, tres capes, sempre és millor treballar amb contrastos de densitat respecte a una capa que amb densitats absolutes. En aquest darrer cas, el model s'ha d'estendre uns 100000 km (o més, depenent de la complexitat del model) i això pot causar problemes numèrics. En les figures 4.8 i 4.11 es pot veure com els efectes de vora no s'han pogut eliminar completament malgrat la distància a la què s'han estès el models. Quan es treballa amb una zona amb relleu topogràfic, la metodologia és anàloga a l'emprada en el cas bidimensional: es calcula l'anomalia del geoide a una altura constant igual a l'altura de la cota màxima, o bé es condensa la topografia en una làmina la densitat de la qual varia lateralment i es calcula l'anomalia del geoide (quasigeoide, en aquest cas) a la cota corresponent a cada punt.

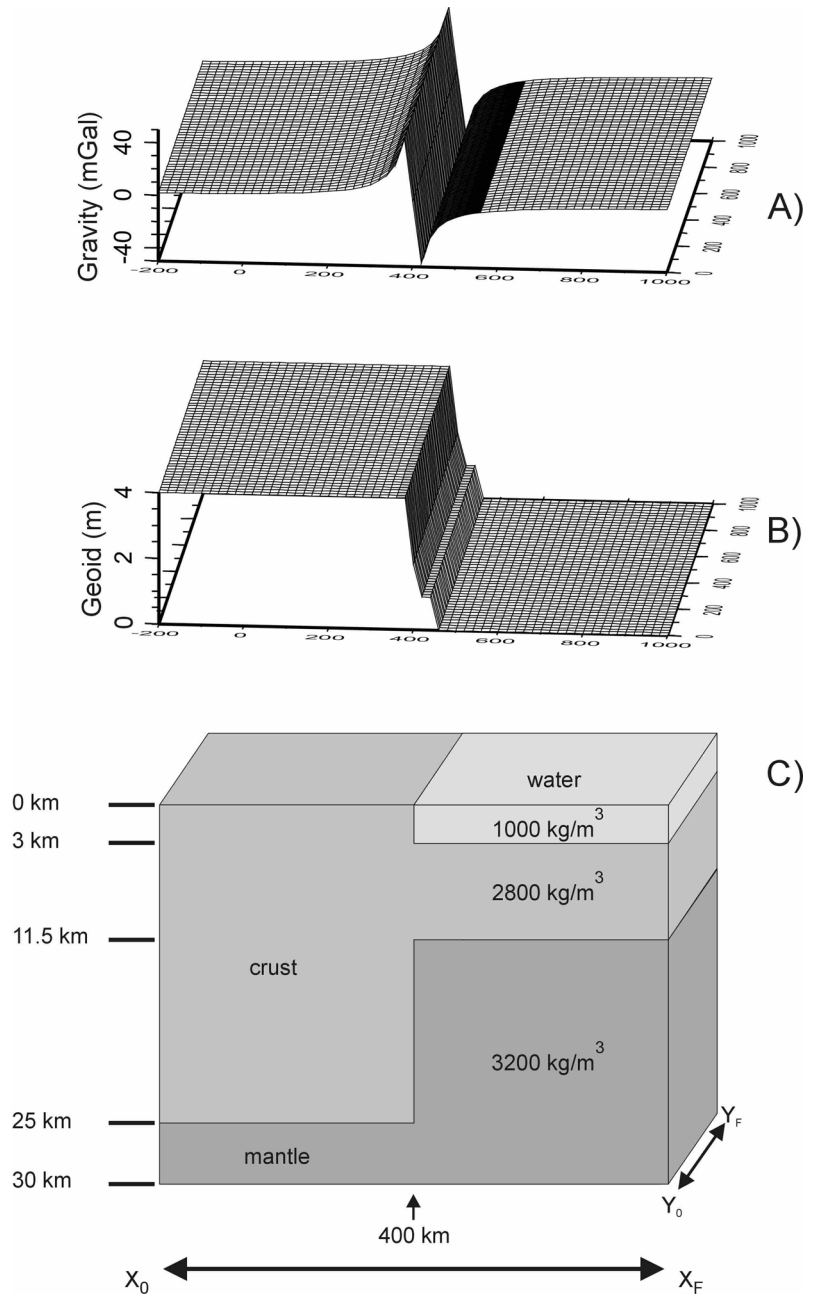


Fig. 4.8. A) i B) Anomalies gravimètrica i del geoide, respectivament, generades pel model sintètic (C) corresponent al marge continental de la figura 4.4. L'anomalia s'ha calculat utilitzant densitats absolutes, i en aquest cas el model s'ha estès des de -3100000 km fins a 3101000 km en la direcció y *(N-S) i des de -1555600 km fins a 1556400 km en la direcció* x *(O-E).*

A) and B) Gravity and geoid anomalies, respectively, generated by a synthetic continental margin (C) like the one shown in figure 4.4. The anomaly has been calculated using absolute densities and in ths case the model has been extended from -3100000 km to 3101000 km in the y direction (N-S) and from -1555600 km to 1556400 km in the x direction (W-E).

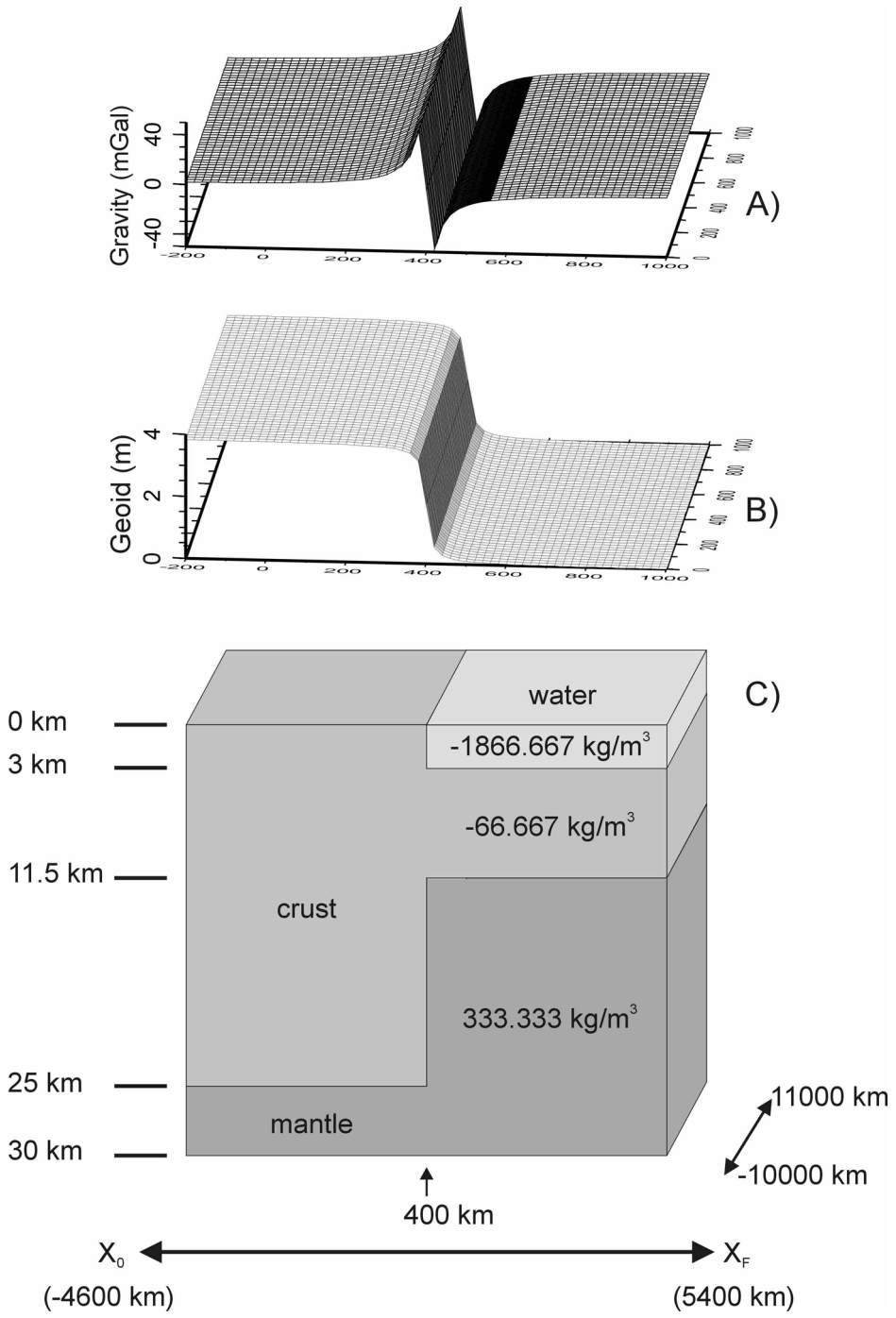


Fig. 4.9. A) i B) Anomalies gravimètrica i del geoide generades pel mateix model sintètic de la figura 4.8, però utilitzant contrastos de densitat referits a una sola capa de ρ=2866.6 kg/m^3. C) Els cossos anòmals que generen les anomalies.

A) and B) Gravity and geoid anomalies generated by the same synthetic model as in figure 4.8 but using density contrast referred to a single layer of ρ=2866.6 kg/m^3. C) Anomalous bodies that generate the anomalies.

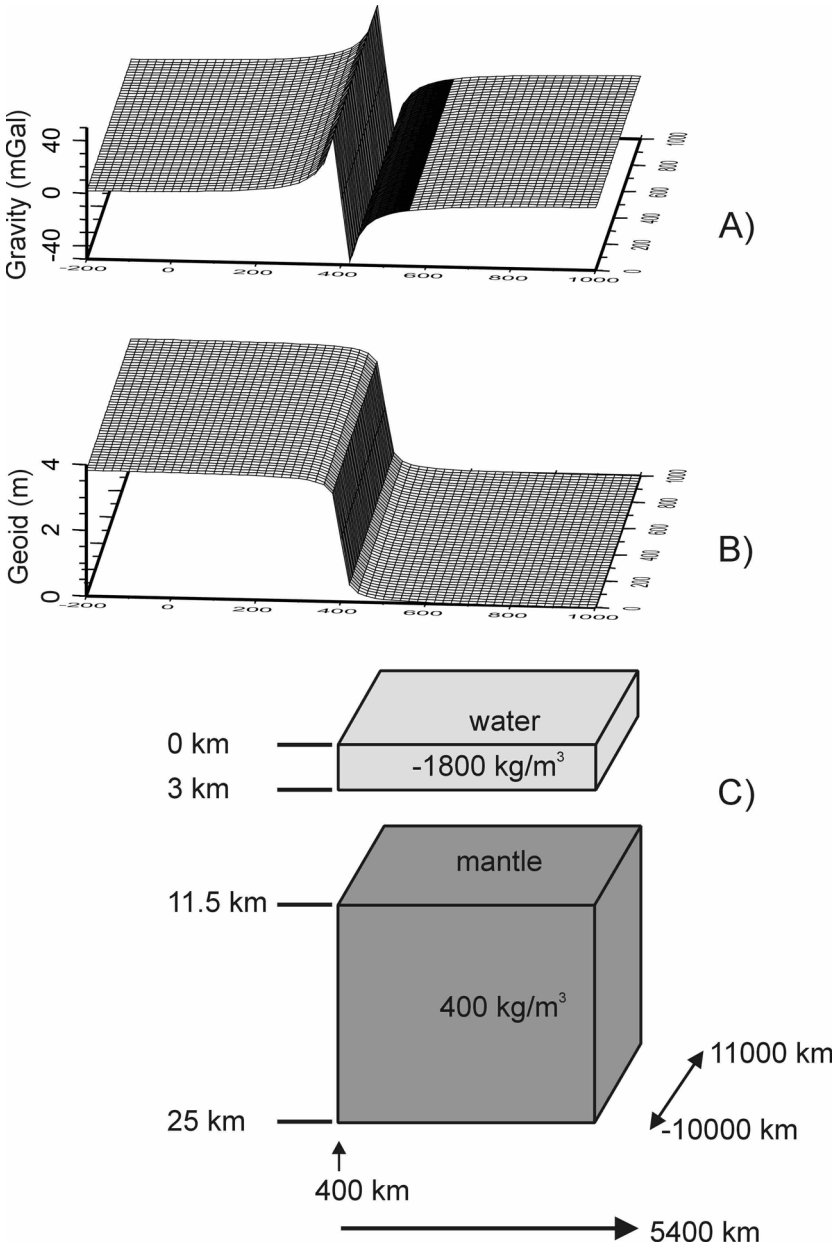


Fig. 4.10. A) i B) Anomalies gravimètrica i del geoide generades pel marge continental de la figura 4.8 fent el càlcul amb contrastos de densitat utilitzant un model de referència de dues capes: l'escorça de 2800 kg/m^3 i el mantell litosfèric de 3200 kg/m^3. C) Els cossos anòmals que generen les anomalies.

A) and B) Gravity and geoid anomalies generated by the continental margin of figure 4.8 calculated with density contrast using a two layers reference model: the crust, with a density of 2800 kg/m^3 and the lithospheric mantle, with a density of 3200 kg/m^3. C) Anomalous bodies corresponding to the model.

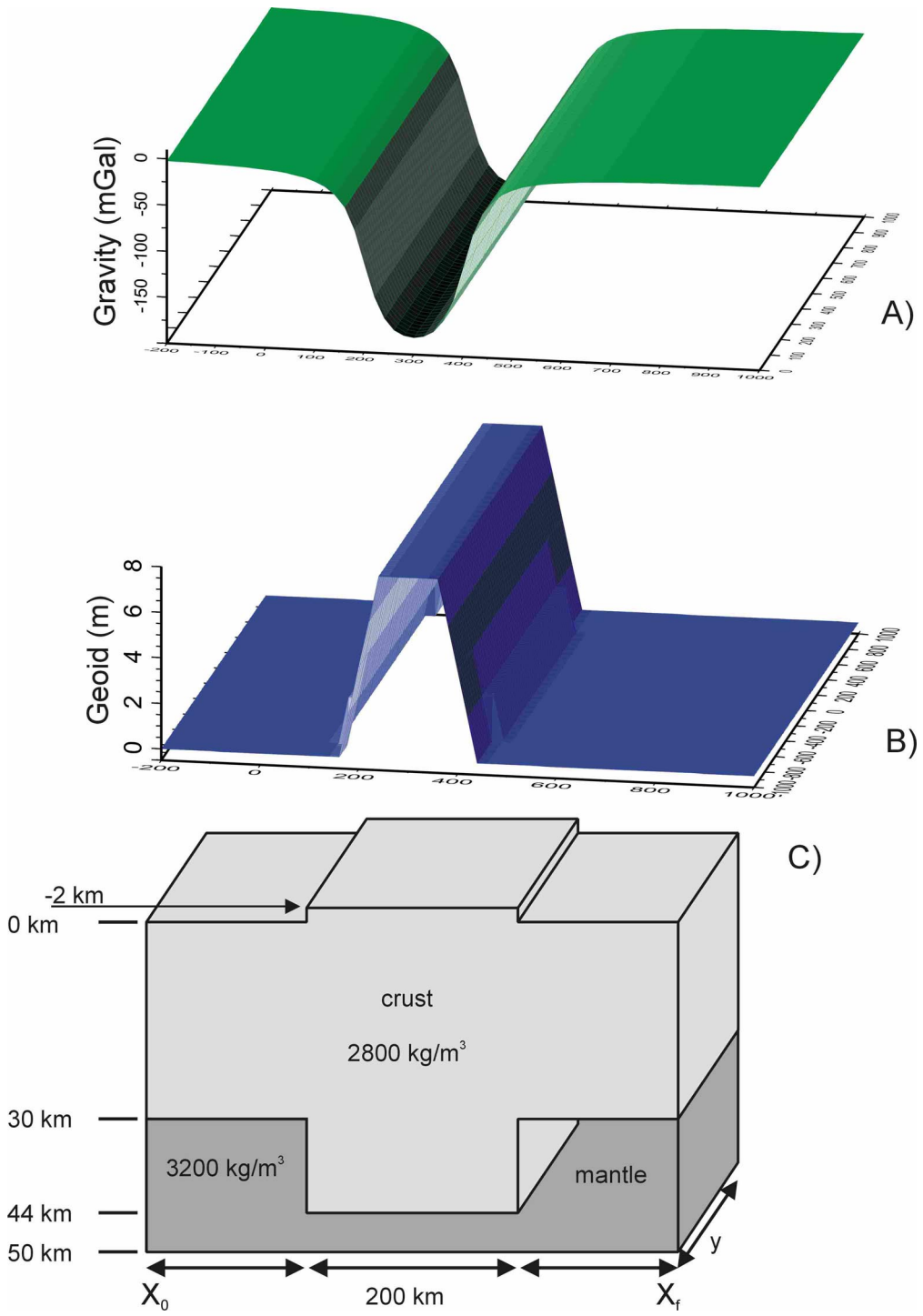


Fig. 4.11. A) i B) Anomalies gravimètrica i del geoide generades pel marge continental de la figura 4.8 fent el càlcul amb contrastos de densitat utilitzant un model de referència de dues capes: l'escorça de 2800 kg/m^3 i el mantell litosfèric de 3200 kg/m^3. C) Els cossos anòmals que generen les anomalies.

A) and B) Gravity and geoid anomalies generated by the continental margin of figure 4.8 calculated with density contrast using a two layers reference model: the crust, with a density of 2800 kg/m^3 and the lithospheric mantle, with a density of 3200 kg/m^3. C) Anomalous bodies corresponding to the model.

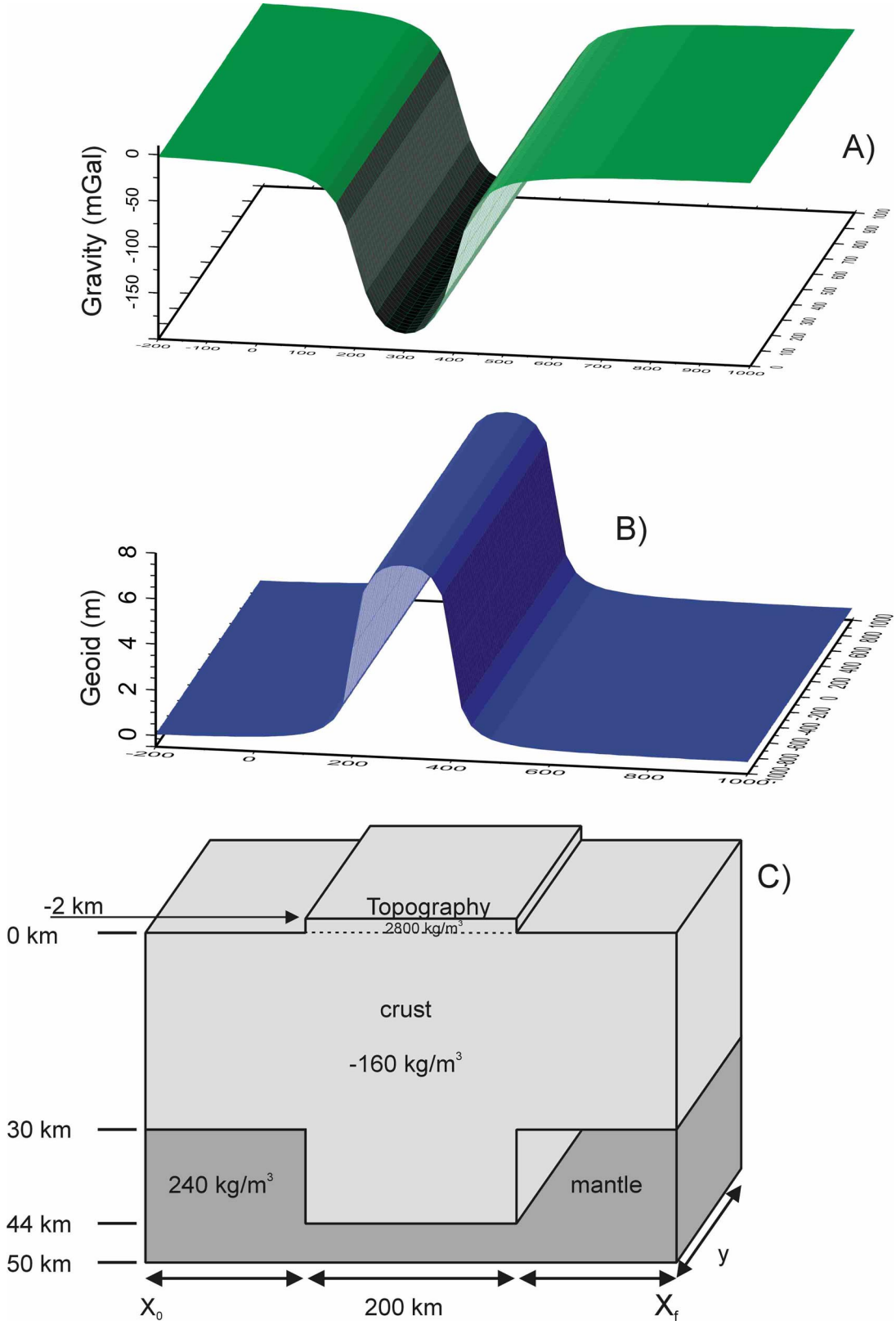


Fig. 4.12. A) i B) Anomalies gravimètrica i del geoide generades pel mateix model sintètic de la figura 4.11, però utilitzant contrastos de densitat referits a una sola capa de ρ=2960 kg/m^3; en aquest cas el model (C) s'ha estès des de -10000 km fins a 11000 km en la direcció y (N-S) i des de -12000 km fins a 12000 en la direcció x (O-E).

A) and B) Gravity and geoid anomalies generated by the same synthetic model de la figura 4.11 but using density contrast referred to a single layer of ρ=2960 kg/m^3; in this case the model (C) has been extended from -10000 km to 11000 km in the y direction (N-S) and from -12000 km to 12000 in the x direction (W-E).

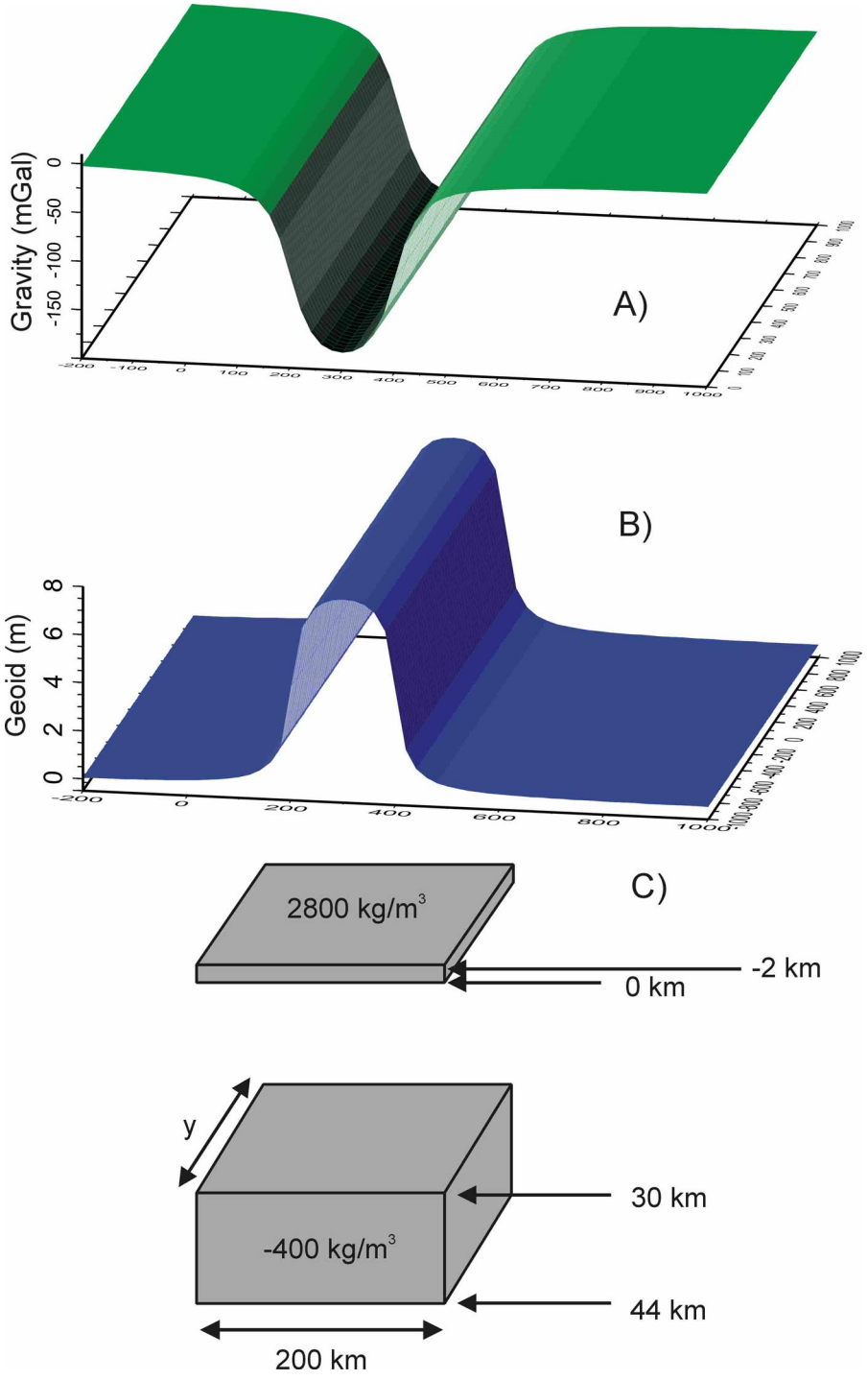


Fig. 4.13. A) i B) Anomalies gravimètrica i del geoide generades per un model amb topografia en equilibri isostàtic, fent el càlcul amb contrastos de densitat utilitzant un model de referència de dues capes: escorça, 0-30 km, ρ=2800 kg/m3 i mantell litosfèric, 30-50 km, ρ= 3200 kg/m3. C) Els cossos anòmals corresponents al model.

A) and B) Gravity and geoid anomalies generated by a model with topography in isostatic equilibrium, calculated with density contrast using a two layers reference model: crust, 0-30 km, ρ=2800 kg/m3 and lithospheric mantle, 30-50 km, ρ=3200 kg/m3.C) Anomalous bodies corresponding to the model.

4.4 Limitacions dels models 2D i 3D

Els algorismes discutits al llarg d'aquest capítol són una eina per a representar l'estructura cortical i litosfèrica de la Terra en dues i tres dimensions. L'objectiu de la modelització dels camps potencials descrits en aquest treball és estudiar la distribució de densitats en fondària amb el model més senzill possible i que alhora satisfaci tots els observables geològics i geofísics disponibles. En el procés de modelització, a més del problema de com estendre els models més enllà de la zona d'interès, hom es troba amb les complicacions que es deriven de com construir el model inicial perquè és necessari fer una sèrie d'assumpcions i simplificacions abans de començar els càlculs. Una altre dificultat és la no unicitat de la gravimetria i el geoide; encara que en modelitzar ambdós camps potencials alhora aquesta no unicitat queda reduïda d'una manera important, és necessari afegir restriccions provinents de la geologia o d'altres dades geofísiques per a assegurar la bondat del model. Per exemple, informació estructural d'on es troben els contactes entre les diferents litologies, l'angle de cabussament entre les capes, el gruix de la cobertora sedimentària, etc.

4.4.1 Control en les densitats

Control en les densitats assignades a les estructures que s'estan modelitzant poden provenir del coneixement de les litologies, si es tenen dades estratigràfiques o dades de sondatges, o bé es poden calcular a partir d'altres dades geofísiques, com per exemple convertint les velocitats sísmiques de les ones P en densitats, mitjançant relacions empíriques que es troben en la literatura (e.g. Nafe and Drake, 1961; Cristensen and Shaw, 1970; Barton, 1986, etc). Aquestes relacions empíriques no són biunívoques i, per tant, les densitats s'han d'acotar tenint en compte l'evolució tectònica i els trets geològics rellevants de la zona, dades petrològiques (si existeixen), etc. També hi ha publicacions on es poden trobar taules de densitats mesurades en mostres al laboratori (e.g., Carmichael, 1989). En ocasions, l'amplitud de les anomalies gravimètriques i del geoide, així com el seu contingut espectral, ajuda a tenir una idea de la distribució de densitats més plausible.

4.4.2 Construcció geomètrica dels models en 2D i 3D

L'algorisme de modelització del geoide en 2D permet introduir cossos poligonals amb qualsevol geometria, on a cada cos se li assigna una densitat constant, essent aquesta una de les limitacions de l'algorisme de Chapman, modificat en aquest treball. Una de les futures línies de recerca podria ser calcular l'algorisme amb el mètode dels elements finits, cosa que permetria variar introduir funcions de densitat variable amb la pressió i la temperatura. Una altra limitació és que cossos que siguin molt petits respecte de les dimensions totals del model o que continguin geometries convexes, poden generar inestabilitats en el càlcul; això no presenta major problema, ja que la resolució espacial de les anomalies del geoide disponibles no està indicada per a estudiar estructures molt superficials (per exemple, detallar geometries a la cobertora sedimentària).

Com ja s'ha mencionat anteriorment, les geometries per a calcular la gravimetria i el geoide en 3D es construeixen amb prismes de qualsevol dimensió però que en planta han d'estar orientats en direcció NS-EO. En general, s'ha d'arribar a un compromís entre la mida en planta dels prismes i les dimensions del model, en relació amb la geometria de les estructures que es volen resoldre. Això fa que certes geometries detallades, com algunes falles relativament superficials o encavalcaments, siguin difícils de reproduir. Tot i que la densitat ha de ser constant per a cada prisma, aquesta pot variar d'un prisma a l'altre, tenint en compte que canvis bruscos en la densitat evidenciaran els contactes entre un prisma i el del costat al calcular el camp potencial corresponent, que resultarà en un salt de longitud d'ona curta que no serà real (llevat que altres dades geofísiques indiquin canvis bruscos de litologies i, doncs, de densitat). Per tant, les variacions de densitat hauran de ser graduals o bé s'haurà d'augmentar el nombre de prismes que defineixen el model, amb el consegüent increment en el temps de càlcul.

Per a facilitar la construcció del model en 3D, és útil disposar de seccions prèviament modelitzades que ajudin a acotar les geometries tridimensionals. Addicionalment, la modelització 3D pot servir per a comprovar la bondat dels models 2D. Quan es tracta de modelitzar àrees de grans dimensions, una manera d'agilitzar la construcció del model és definir les diferents capes que constituiran la geometria amb malles regulars, on el pas de

malla dependrà de les característiques de les estructures que es volen investigar i estarà en funció de les dimensions del model/temps de càlcul.

4.5 Conclusions

Malgrat les limitacions discutides al llarg d'aquest capítol, els algorismes de modelització 2D i 3D de gravimetria i geoide proporcionen una eina important per a assolir un major coneixement de l'estructura de la Terra. La qualitat de la informació derivada dels models calculats amb aquestes tècniques dependrà del nombre de restriccions que s'hagin aplicat en construir el model. A més, el model final obtingut haurà de ser compatible amb els observables geològics i les dades geofísiques disponibles. Una futura línia de recerca consistirà a incorporar d'altres paràmetres als algorismes de modelització (com, per exemple, l'assumpció del grau de compensació isostàtica del model), així com funcions de densitat dependents de les variacions de la pressió i la temperatura amb la fondària.

CAPÍTOL 5. LA MEDITERRÀNIA NORD-OCCIDENTAL: CONTEXT GEOLÒGIC I GEOFÍSIC

Abstract

The Mediterranean basins resulted from a complex set of tectonic events, related to the collision and interaction between the European and African plates and their subsidiary microplates. The present study focuses in the Northwestern Mediterranean basins that include the Valencia Trough, the Gulf of Lions and the Provençal Basin), that formed as a consequence of a rifting process that took place during the Neogene.

The sedimentary fill of these basins come basically from the erosion of the orogens that bound the Mediterranean as well as the sedimentary transport of the rivers. The thickness of the Tertiary and Plio-quaternary sediments is evenly distributed, reaching up to 7 km in places. The continental crust thins from c. 27 km on land to c. 12 km towards the centre of the basins, reaching the oceanic stage beneath the Provençal Basin. The lithosphere-asthenosphere boundary, that has been previously estimated mainly from surface P-waves analysis and seismic tomography, is thought to be at a depth of c. 50 km. A minimum in the residual geoid anomaly over the region suggests the presence of a relatively thin lithosphere underlying these basins. The values of the free-air anomaly are around zero over the basins as a whole, suggesting that the area is close to local isostatic equilibrium.

5.1 Context geològic i geofísic

La zona Mediterrània s'ha format com a resultat d'un complex conjunt de fets: col·lisions i interaccions entre les grans plaques europea i africana i algunes microplaques (Dewey, 1989). El Solc de València, el golf de Lleó i la conca Provençal formen part del conjunt de conques extensives Neògenes de la Mediterrània nord-occidental (Fig. 5.1). Aquestes conques estan envoltades per orogens alpins (com els Pirineus i els Alps), les respectives conques d'avant país (ex. conca de l'Ebre i conca d'Aquitània) i muntanyes que es van formar al llarg del

Terciari com a conseqüència de deformacions intraplaca a Ibèria, com la serralada Costanera Catalana i la serralada Ibèrica. Tots aquests episodis han contribuït a formar la present configuració d'aquesta regió. L'estructura geològica de la zona és complexa i respon a la seva evolució tectònica en un règim controlat principalment per una litosfera jove i calenta i el predomini d'esforços extensionals. Aquestes conques estan encara evolucionant, fet que fa el seu estudi encara més important. Aprofundir en el coneixement de la configuració actual de l'estructura litosfèrica d'aquesta regió pot ajudar a entendre millor la seva evolució geodinàmica i aportar informació valuosa per a altres disciplines, com l'estudi de riscos sísmics o de maduració d'hidrocarburs.

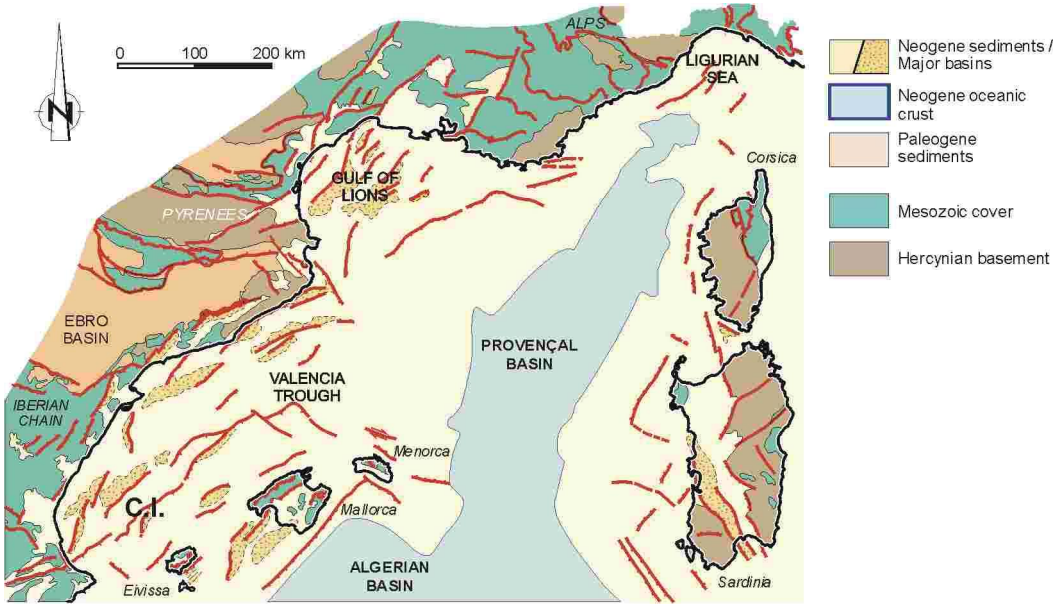


Fig. 5.1. Mapa tectònic del Mediterrani occidental. (Modificat de Roca, 1999).
Tectonic summary map of the Western Mediterranean. (Modified from Roca, 1999).

5.1.1 Cobertora sedimentària

Els sediments terciaris que omplen les conques del Mediterrani occidental provenen fonamentalment de l'erosió dels orogens que les envolten i de l'aportació dels rius que hi desemboquen (e.g. Homewood and Caron, 1982.). La distribució dels sediments i de les falles que voregen les conques indiquen que en la disposició dels sediments plio-quaternaris hi ha dos factors principals: l'aport fluvial (e. x. els deltes de l'Ebre i del Roine, format per dipòsits

terrígens i turbidítics) i la tectònica compressiva, resultat de la convergència entre Àfrica i Europa (Genneseaux et al., 1998).

Solc de València

El Solc de València està estructurat en sèries de *horsts* i *grabens* vorejats per falles normals d'orientació ENE-WSW. Mentre que els *horsts* estan formats per roques paleozoiques i mesozoiques, els *grabens* estan omplerts per argiles d'edat oligocena superior - miocena inferior (Torres et al., 1993).

Les sèries estratigràfiques al Solc de València es poden dividir en duess unitats separades per una discordança: el basament paleozoic-mesozoic i la cobertora sedimentària terciària i quaternària. Roques sedimentàries pre-terciaries afloren en àrees veïnes del Solc de València com la serralada Costanera Catalana i les illes Balears; els sediments pre-terciaris tenen gruixos de fins a 2400 m cap al nord i més de 6000 m cap al sud de la conca (Torné et al., 1992b). El Paleozoic, d'edat entre Càmbric i Carbonífer, és format per roques sedimentàries, metamòrfiques i plutòniques que es van veure afectades per l'orogènia hercínica. El Mesozoic, des del Permo-Triàssic fins al Cretaci superior, omple algunes conques com la del Maestrat i la conca dels Columbrets. Aquestes conques estan relacionades amb l'obertura del Tethys i estan formades per carbonats, materials silicoclàstics i evaporites (Roca and Desegaulx, 1992). Aquestes roques poden assolir gruixos de fins a 2000 m prop de les costes catalanes, però s'aprimen ràpidament cap al centre del Solc. A les illes de Mallorca i Eivissa sèries d'edat Juràssic-Cretaci Superior es van desenvolupar com a fàcies de talús i de base del talús, reflectint la seva localització al llarg del marge passiu del Tethys (Banda and Santanach, 1992).

La darrera fase de compressió intraplaca al Cretaci i Paleogen va ser responsable de la inversió de les conques mesozoiques i l'aixecament de les actuals parts emergides del Solc de València. La inversió de la serralada Ibèrica va ser acompanyada del desenvolupament d'encavalcaments d'orientació NO-SE i E-O (Guimerà, 1984), mentre que la serralada Costanera Catalana va evolucionar com a resposta als moviments convergents i lliscants al llarg de falles NE-SE (Anadón et al., 1985). Al mar, a prop de la costa, els dipòsits paleogens

més importants es troben al *graben* de Barcelona (Bartrina et al., 1992). En contrast, els carbonats lacustres i les lignites d'edats Eocè-Oligocè estan àmpliament representades a l'illa de Mallorca (Ramos-Guerrero et al., 1989).

El rebliment sedimentari oligo-quaternari al Solc de València es pot subdividir en quatre seqüències deposicionals separades per discordances (Clavell and Berastegui, 1991**;** Roca and Deselgaux, 1992; Torné et al., 1996):

La primera seqüència és d'edat Oligocè superior - Langià. Al flanc oest de la conca, aquesta seqüència és formada per sediments clàstics de caràcter continental-transicional i argiles (*shales*) basals, acumulades en conques poc profundes vorejades per falles; aquests sediments van ser dipositats després de la primera fase d'extensió (Catià-Aquitanià) i al llarg de la fase compressional de les Bètiques (Torres et al., 1993). A la part sud-est del Solc, els sediments d'edat Catià-Aquitanià són formats per roques carbonatades i clàstiques (Rodríguez-Perea, 1984), mentre que les sèries pertanyents al Burdigalià i Langià consisteixen en turbidites calcàries pelàgiques que van ser dipositades durant la formació del Promontori Balear.

La segona seqüència, amb edats compreses entre el Serravalià i el Messinià inferior, és anomenada Grup Castelló. Un important complex deltaic, format per material clàstic, va progradar des de la costa d'Ibèria vers el Solc de València; aquest material es va enfonsar ràpidament en resposta a la subsidència tèrmica *post-rift*. Al Promontori Balear, aquesta seqüència està representada per carbonats dipositats sota un règim tectònicament inactiu. El Grup Castelló està separat de la primera seqüència per una conspícua discontinuïtat interpretada com el final de la principal activitat tectònica a la conca.

La tercera seqüència, anomenada Grup Messinià per haver-se dipositat al llarg d'aquesta època, sols està representada a les parts més profundes del Solc. Això és degut al fet que al llarg del Messinià, el descens del nivell del mar a la Mediterrània occidental va donar lloc a una important erosió de la plataforma continental que es veu per una clara discontinuïtat i la deposició de sèries evaporítiques d'espessor variable al centre i NE de la conca (Roca and Deselgaux, 1992; Ziegler, 1988).

La quarta seqüència, que es va dipositar des del Messinià superior fins al Quaternari correspon al Grup de l'Ebre que, d'una manera similar al Grup Castelló, és format per un gran complex deltaïc edificat des de la costa vers les aigües més profundes. En aquesta seqüència hi ha l'evidència d'una nova etapa d'extensió acompanyada per episodis de vulcanisme alcalí, que va formar els Columbrets. No s'han trobat falles extensives corresponents a aquesta fase a les zones centrals de la conca (Banda and Santanach, 1992). En total, les sèries *post-rift* poden arribar als 4 km de gruix.

Golf de Lleó

El golf de Lleó (veure localització a la figura 5.1.) es pot dividir en dues zones (Gorini et al., 1993): un domini NE on els *grabens* són estrets i un domini SW on dues depressions de 7-8 km de fondària es troben emplenades per una potent capa de sediments *syn-rift*. Per exemple, el *graben* de Roses, a la frontera amb el Solc de València, es troba omplert per una gruixuda capa de sediments *syn-rift* formada per una sèrie evaporítica d'edat Eocè superior-Oligocè (Bartrina et al., 1992).

A la plataforma continental del golf de Lleó, els sediments oligocens i neògens estan dipositats discordantment sobre les seqüències sedimentàries i metamòrfiques paleozoiques i mesozoiques que van ser deformades durant les orogènies varisca i alpina. En zones de plataforma, el ràpid descens del nivell del mar al Messinià va donar lloc a una discordança erosional important, mentre que en aigües més profundes es van acumular potents gruixos de sals amb continuïtat respecte a la unitat precedent, donant lloc a la formació de prominents estructures diapíriques. El basament pre-terciari del golf de Lleó forma la prolongació cap a l'est de la serralada Pirinenca. Aquesta serralada mostra una prominent curvatura al SE de França i s'estén cap a l'est vers Provença i els Alps. Per sota de la cobertora terciaria del golf de Lleó es troben roques paleozoiques, lleugerament deformades, metamorfitzades i intruïdes per granits (Bois, 1993).

Els sediments dipositats des del Paleocè superior-Neogen es poden dividir en quatre seqüències principals (Gorini et al., 1993):

La primera és una seqüència *syn-rift* d'edat Oligocè-Aquitanià mitjà, restringida a *grabens* estrets vorejats per falles normals o lístriques i està formada per gruixudes successions de margues llimoses i roques evaporítiques i ocasionalment, es poden trobar sediments carbonatats a la seva base. Els sediments dipositats abans de l'acreció oceànica estan recoberts per potents sèries sense cap discordança clara. Aquestes sèries són principalment argiles (*shale*) dipositades durant el període de subsidència (Bois, 1993). Els sediments del delta del Roine formen la part més superior d'aquestes sèries. Un total de 5-7 km de sediments està dipositat sobre el basament pre-terciari a l'àmplia plataforma continental del golf de Lleó (Bois, 1993).

La segona seqüència pertany a l'Aquitanià-Tortonià, va ser dipositada després de la formació de l'escorça oceànica de la conca Provençal; en funció de la discordança messiniana, es pot dividir en dos grups: grup inferior transgressiu (Aquitanià superior-Burdigalià mitjà), amb un espessor important que se superposa transgressivament (*onlapa*) sobre la topografia de la conca i comprèn una plataforma carbonatada amb variacions laterals vers fàcies calcarenítiques; i un grup superior progradant (Burdigalià superior-Tortonià superior), format per argiles amb intercalacions de turbidites que es poden relacionar amb l'enfonsament de la conca Provençal.

La tercera seqüència, d'edat messiniana, és formada per sals i evaporites a la conca, però correspon a una prominent discordança al marge.

La quarta, d'edat Pliocè-Quaternari, registra la restauració de les condicions marines a la Mediterrània occidental. A la part sud del golf de Lleó els sediments plio-quaternaris assoleixen gruixos d'aproximadament 1.5 km. Les sèries *post-rift* formen la part més important del rebliment sedimentari de la conca i estan dipositades directament sobre les sèries *pre-rift* (Vially and Trémolières, 1996).

Conca Provençal

La localització de la conca Provençal es pot veure en la figura 5.1. La part més profunda del basament de la conca Provençal, d'edat herciniana i compost principalment per

roques metamòrfiques, es troba entre 7 i 10 km de fondària. Passat el marge de Menorca, un esglaó de 1 km separa un basament moderadament profund (6-8 km) i el basament profund (més de 9 km). Aquest esglaó, d'orientació NE-SO, està delineat per un cinturó de doms salins (Mauffret et al., 1995).

El rebliment sedimentari de la conca Provençal està representat principalment per roques detrítiques i argiles sota una seqüència evaporítica. En diferents sondatges també s'han trobat argiles arenoses d'edat oligo-miocena. La deposició d'aquestes sèries va estar controlada per un sistema de *grabens* i *half-grabens*. El gruix dels sediments *syn-rift* canvia ràpidament des de pràcticament inexistent als alts estructurals fins a uns quants quilòmetres als *half-grabens* (Burrús et al., 1987). Les sèries terciàries de la conca Provençal estan formades per seqüències detrítiques, principalment conglomerats oligocens *syn-rift*; seqüències miocenes formades per argiles i sorres amb alguns horitzons calcaris; evaporites del Miocè superior que inclouen capes gruixudes d'halites i argiles pelàgiques d'edat Plio-Pleistocè (Rehault et al, 1984).

Les sèries pre-evaporítiques poden arribar a gruixos de 4 km, mentre que les evaporites miocenes tenen aproximadament 2 km de gruix i les unitats plio-pleistocenes tenen en general 1 km de gruix (Burollet, 1984). Les seqüències oligocenes *syn-rift* es troben al marge oest de la conca, a la plataforma de Menorca, al llarg del marge sud de Provença (golf de Lleó; ex. Rehault et al., 1984) i al marge est de la conca Provençal. A Còrsega i Sardenya aquests conglomerats estan dipositats en discordança amb la resta de formacions d'edats entre Paleozoic i Eocè mitjà. Tant a Sardenya com al llarg del marge continental balearic-provençal, aquests conglomerats estan parcialment coberts per dipòsits aquitanians; addicionalment, la part inferior dels conglomerats que aflora a Sardenya té intrusions andesítiques datades en 29.9±1.5 Ma, el que mostra que aquests conglomerats van ser dipositats abans de l'obertura de la conca Provençal (Carminyani et al., 1995). El domini continental caracteritzat per aquests dipòsits de conglomerats conté també sediments lacustres d'edat Aquitaniana.

Els sediments *post-rift* (Rehault et al., 1984) estan formats per una potent capa miocena dipositada sobre els sediments *syn-rift*, directament sobre el basament acústic, o

sobre l'escorça oceànica. Poden tenir potències d'entre 3 i 6 km i inclouen una seqüència turbidítica del Miocè inferior; per sobre es troba una seqüència d'evaporites i sal dipositades durant la regressió messiniana amb gruixos entre 1.5 i 2.7 km; aquesta capa de sal està recoberta per una gruixuda sèrie sedimentària plio-quaternaria d'argiles deltaiques (*deltaïc shales*), relacionades amb els cons fluvials del Roine. Les sals messinianes estan afectades per diapirisme salí amb algunes estructures salines a prop o per sobre del nivell del mar. El gruix de les seqüències *post-rift* creix uniformement vers el centre de la conca, on assoleix potències de més de 7 km (Guennesseaux et al., 1998). Els sediments plio-quaternaris presenten gruixos d'aproximadament 1 km al est del mar de Ligúria i el nord de la conca Algeriana.

5.1.2 estudis geofísics i geològics previs

L'àrea d'estudi ha estat objecte de múltiples projectes geofísics i geològics des del principi dels anys setanta, molts d'ells conduïts per companyies petrolieres (Allan and Morelli, 1972; Finetti and Morelli, 1972; Giese et al., 1982; Recq et al., 1984). La majoria han estat campanyes de sísmica de reflexió i refracció, per a estudiar l'estructura cortical. També s'han realitzat un gran nombre de sondatges, alguns dels quals dins del *Deep Sea Drilling Project*, cosa que ha aportat valuosa informació sobre la cobertora sedimentària (ex. Banda and Channel, 1979), complement fonamental en la interpretació dels perfils de sísmica de reflexió i en la modelització de camps potencials.

En aquest apartat es farà un resum dels resultats més importants obtinguts a partir de les dades geofísiques publicades i una anàlisi qualitativa dels camps potencials emprats en la modelització, emfatitzant el que es pot deduir sobre l'estructura litosfèrica a partir de l'estudi d'aquestes dades.

Sísmica de reflexió i refracció

A la figura 5.2 es presenta una síntesi dels experiments de sísmica que s'han dut a terme a la regió de la Mediterrània nord-occidental.

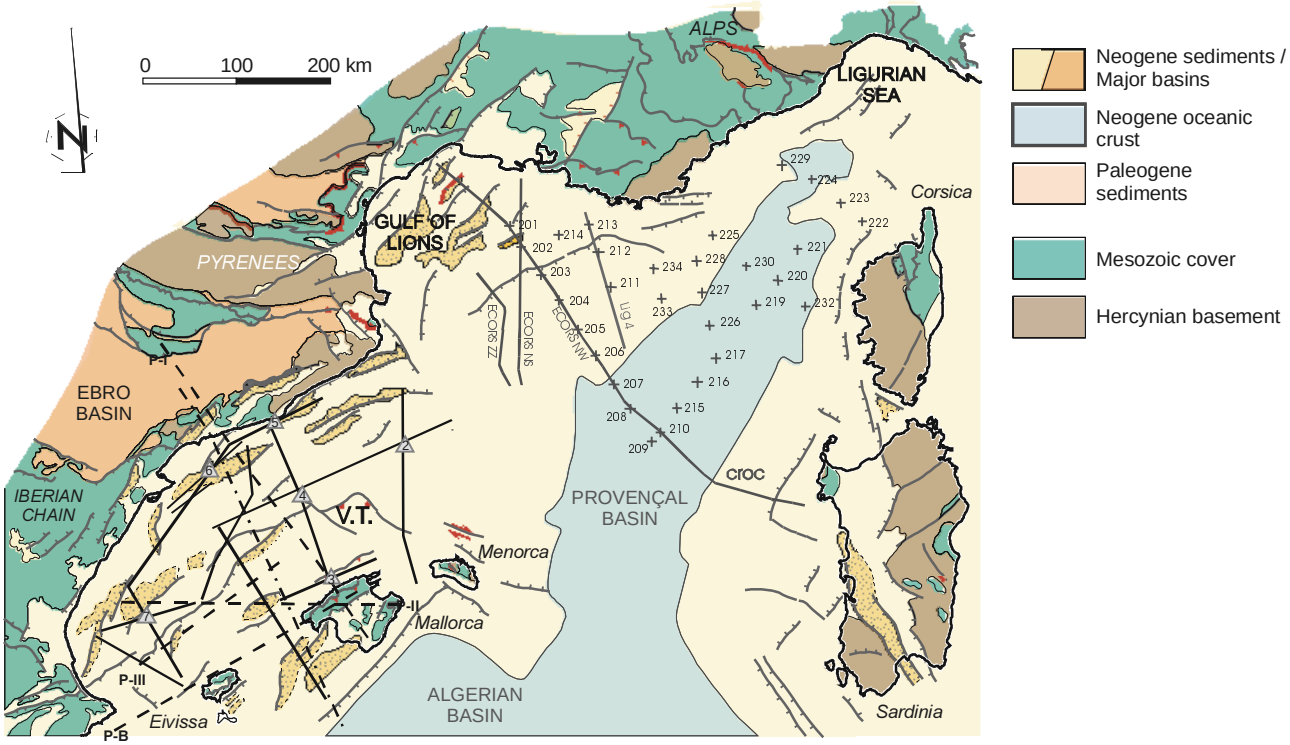


Fig. 5.2. Síntesi dels experiments sísmics a la Mediterrània occidental i que són rellevants per a aquesta tesi. V.T: Solc de Valencia. Núms: ESP´s. Línies discontínues: sísmica de gran angle. Línia discontínua amb punts: CDP, programa ESCI. Línies contínues al VT: COP+CDP, projecte VALSIS. Línies en lila: projecte ANNA. (Mapa tectònic modificat de Roca, 1999).

Synthesis of the seismic experiments in the Western Mediterranean that are relevant for this Ph.D. thesis. V.T: Valencia Through. Nums.: ESP´s. Dashed lines: Wide angle seismics. Dotted dashed line: CDP, ESCI program. Continuous lines at the VT: COP+CDP, Valsis project. Purple lines: ANNA project. (Tectonic map modified after Roca, 1999).

Solc de València

Els primers experiments geofísics van començar a principis dels anys setanta, amb l'adquisició de dos perfils sísmics de refracció al nord i al sud de l'illa de Mallorca (Hinz, 1972; Gobert et al., 1972). Els perfils de sísmica de refracció realitzats per Hinz (1972) dins del projecte Anna, van posar de manifest una escorça molt aprimada, 12-14 km, a la part central del Solc de València, que s'anava engruixint cap a Mallorca i es tornava a aprimar cap a la conca Sud-balear assolint de nou uns 12 km i suggerint una transició cap a l'escorça oceànica de la conca Algeriana, així com unes velocitats de les ones P anòmalament baixes pel mantell superior (7.2-7.8 km/s); aquestes velocitats augmenten fins a 7.9-8.2 a mesura que

els perfils entren a la conca Algeriana. En 1980 es va adquirir un perfil de refracció/reflexió de gran angle creuant el Promontori Balear (Banda et al., 1980). Aquests autors també van trobar uns espessors corticals al Promontori Balear entre 20 km sota Eivissa i 25 km sota l'illa de Mallorca, així com valors baixos de les velocitats de les ones P (7.7 km/s) a la part superior del mantell litosfèric.

Els resultats de Zeyen et al. (1985) en dos perfils que travessen la serralada Ibèrica des de la Meseta fins al Solc de València mostren també la presència d'un mantell anòmal amb V_p menor que 7.9 km/s així com d'una escorça aprimada (al voltant de 20 km de gruix) sota la serralada Ibèrica a 40 km de la línia de costa. Tanmateix, Gallart et al. (1994) troben un mantell anòmal cap a l'oest de la serralada Costanera Catalana, el que implica, segons aquests autors, que el procés d'extensió que va tenir lloc al Solc de València l'Oligo-Miocè va afectar també la serralada Ibèrica i part de la regió valenciana (Fig. 5.3).

Al llarg de 1988 i 1989 es va desenvolupar el projecte VALSIS; es van fer mesures de flux de calor al llarg de quatre transsectes creuant el Solc de València, i es van adquirir noves dades sísmiques: dotze perfils de sísmica de reflexió multicanal (CDP, *common depth point*) els resultats dels quals es discuteixen a Mauffret et al. (1992), Maillard et al. (1992) i Torné et al. (1992b) i vuit perfils de sísmica multicanal de gran obertura (COP, *constant offset profile*), interpretats per Collier et al. (1994). Aquests autors reporten la Moho a una fondària mínima de 12-13 km sota el nivell del mar al centre de la conca. Assumint un gruix cortical inicial de 35 km, troben un factor d'aprimament $2.2 \leq \beta \leq 2.9$, suficient perquè al llarg del procés d'extensió es produís fusió parcial del mantell superior. A més, es van adquirir sis ESP (*expanded spread profiles*), interpretats per Pascal et al. (1992) i Torné et al. (1992b). Les dades de sísmica marina van ser completades amb enregistraments a terra (Gallart et al., 1990). Els resultats obtinguts per Gallart et al. (1990) posen de manifest un basament (Mesozoic) entre 3 i 5 km sota el nivell del mar, la Moho a fondàries de 20-21 km sota la costa de Barcelona aprimant-se fins a 15-17 km a 60 km de distància cap al centre de la conca i 20-25 km sota el Promontori Balear, així com velocitats anòmalament baixes de les ones P a la part superior del mantell litosfèric de uns 7.7 km/s, coincidint amb els estudis previs i posteriors. A l'estiu de 1989 es va dur a terme un altre experiment de refracció-reflexió de gran angle al llarg de tres perfils que creuen el Solc de València (Dañobeitia et al., 1992). Una

nova campanya de sísmica de reflexió de gran angle i de sísmica de reflexió vertical es va portar a terme al 1992 dins del projecte ESCI (estudios Sísmicos de la Corteza Ibèrica) els resultats dels quals van ser publicats per Gallart et al. (1994, 1995) i Vidal et al. (1995, 1998) i han permès conèixer amb més detall l'estructura cortical a la part central del Solc en un transsecte que s'estén fins al SO de la conca Balear.

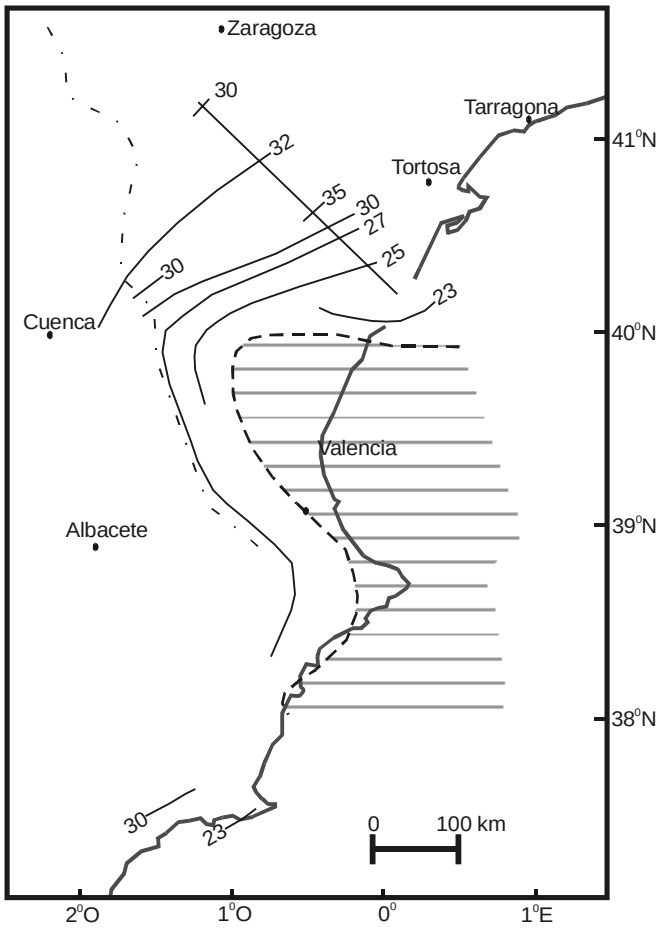


Fig. 5.3. Profunditat de la Moho a la part E d'Ibèria. La zona ratllada indica la part que es va veure més afectada per l'extensio al Solc de Valencia. (Modificada de Zeyen et al., 1985. Veure explicació al text).

Moho depth at the eastern part of Ibèria. Hatched zone indicates the area most affected by the extension at the Valencia Though. (Modified from Zeyen et al., 1985. See explanation on the text).

En resum, els resultats d'aquests experiments confirmen que el Solc de València està caracteritzat per:

- Una escorça continental molt aprimada al centre de la conca amb un gruix de 12-15 km que va augmentant cap a les vores d'una manera asimètrica assolint uns 20-25 km al marge d'Ibèria, al voltant de 24 km sota Mallorca i de nou, aprimament cap a la conca Sud-balear fins a assolir 11-13 km. El gradient amb què l'escorça s'engruixeix cap a la península és força suau, mentre que cap a les Balears és més abrupte. Al llarg dels flancs de la conca, l'escorça superior i mitjana estan caracteritzades per formar una capa quasi transparent amb V_p entre 6.4 i 6.9 km/s i estan gairebé absents sota la seva part axial. A la part més al nord del Solc, la modelització de l'ESP 2 (projecte *Valsis*), d'acord amb Pascal et al. (1992) i Torné et al. (1992b), mostra distribució de velocitats en profunditat similar a la que s'observa a l'escorça oceànica, encara que aquest ESP no es pot emplaçar al mateix domini oceànic que la conca Provençal. Cap a la conca Sud-balear i cap el golf de Lleó hi ha evidències de l'existència d'una zona de transició vers a l'escorça oceànica de la conca Provençal.

- Un mantell litosfèric la part superior del qual es caracteritza per unes V_p anòmalament baixes (7.6-7.8 km/s). Valors baixos de les V_p a la part superior del mantell es troben també sota el flanc nord-est de la península Ibèrica en què les dades sísmiques indiquen un engruiximent cortical cap a l'interior de la Península, on s'arriba a 32-33 km a la part nord-est i a més de 35 km sota la serralada Ibèrica (Gallart et al., 1990., Watts et al., 1990, Dañobeitia et al., 1992). Valors similars de les V_p s'han trobat en algunes zones del golf de Lleó (Le Douaràn et al., 1984), així com en altres àrees de *rift* continental (ex. Vidal et al., 1995). Al mar d'Alborán també s'observa un mantell anòmal (Torné and Banda, 1992a), amb característiques similars a les que s'observen al Solc de València, fet que suggereix que sota la part més occidental del Mediterrani es troba un mantell superior de baixa velocitat o una zona de transició escorça-mantell (Torné and Banda, 1992a)**.**

Golf de Lleó

L'estructura cortical del golf de Lleó ha estat extensament investigada al llarg de la dècada dels vuitanta durant el projecte ECORS-CROP que va permetre revelar l'estructura cortical fins a la Moho al llarg dels perfils sísmics investigats. Durant el projecte ECORS-

CROP es van adquirir quatre perfils sísmics de refracció de penetració profunda. Addicionalment, es van enregistrar trenta ESP (*Expanding Spread Profiles*) (Le Douaràn et al., 1984) (localització a la Fig. 5.2). Segons els resultats de Le Douaràn et al. (1984), a l'àrea del golf de Lleó i la conca Provençal es poden distingir tres dominis geològics diferents: un domini continental caracteritzat per unes velocitats sísmiques de 6.2 km/s i un gruix cortical de més de 20 km; aquest domini continua en direcció al mar formant el segon domini, una escorça continental aprimada, de gruixos entre 5-7 km; el tercer domini, localitzat al centre de la conca Provençal, és constituït per una escorça de dues capes caracteritzada per unes velocitats sísmiques de les ones P de 5.8 i 6.9 km/s i un gruix total de 5 km, que ha estat interpretat com escorça oceànica, amb el basament aproximadament a 10 km sota el nivell del mar. Al 1988 es va dur a terme un experiment de sísmica profunda al golf de Lleó en un projecte conjunt de França (ECORS, Étude de la Croûte Continentale et Océanique par Réflexion et Réfraction Sismiques) i Itàlia (CROP, CROsta Profonde). Aquest experiment va incloure tres línies (ECORS NS, NW i ZZ) des del golf de Lleó fins a Sardenya. Els primers resultats d'aquests perfils sísmics, presentats per de Voodg et al. (1991), mostren que en la plataforma i el talús continental s'observen diversos paquets de reflectors d'orientació S-SE que corresponen probablement a la continuació de les arrels dels Pirineus. D'acord amb els resultats d'aquests experiments sísmics, la Moho és més superficial al mar de Ligúria i al sud de Provença (està situat aproximadament a 12-13 km de fondària) que a la part central de la conca Provençal. Al mar de Ligúria, l'escorça té un gruix de 2-4 km, i correspon al domini oceànic. Al sud de Provença, la Moho poc profunda i l'escorça prima (ESP 211, 212 i 233) estan emplaçats probablement al domini continental, separats del marge Provençal per un gradient abrupte relacionat amb una zona de fractura orientada NW-SE (Burrús et al., 1984, Le Douaràn et al., 1984). A prop de la costa de Sardenya, el basament acústic està lleugerament aixecat en relació amb la plana abissal i pot correspondre a l'extensió de l'escorça continental prima a la base del talús insular. Les mateixes característiques es troben a prop de la costa de Còrsega (Mauffret et al., 1995)

Els perfils de sísmica de refracció localitzats al golf de Lleó mostren un important aprimament de l'escorça des de 25 km al nord, a la costa francesa, fins a 5 km a la plataforma continental actual sota el peu del pendent (Le Douaràn et al., 1984, Pascal et al., 1993). Més cap a l'oest, les mesures efectuades a la part oriental dels Pirineus evidencien una remuntada

de la Moho cap a l'est, situant-lo a uns 28 km de profunditat cap a la línia de costa (Gallart et al., 1990). Els perfils ECORS NW-SE i N-S realitzats a la part central-oriental del marge (de Voogd et al., 1991) mostren que la zona d'aprimament cortical està limitada essencialment al domini extern, sota la vora de la plataforma i el talús continental. A una part de la plana abissal i el talús es troba una escorça fortament aprimada i amb una estructura corresponent a una escorça continental que ha sofert importants transformacions (V_p entre 7.0-7.7 km/s a l'escorça inferior), possiblement una escorça de transició, com es dedueix de la reinterpretació dels ESP (Pascal et al., 1993), mentre que el contacte entre l'escorça i el mantell és abrupte amb velocitats corticals "normals" sota la part més profunda de la conca (Le Douaràn et al., 1984).

Conca Provençal

A la conca Provençal, els experiments de sísmica de refracció i de reflexió han servit per a determinar l'estructura cortical tant al nivell superficial (cobertora sedimentària) com al nivell més profund. Sèries miocenes i plio-pleistocenes van ser perforades als sondatges corresponents al DSDP (*Deep Sea Drilling Project*). Prop del marge de Provença o al llarg de la costa oest de Còrsega i Sardenya, aquests sediments són principalment sèries paleozoiques hercinianes més o menys metamòrfiques (Burollet, 1984).

L'estructura profunda de la conca Provençal es va investigar durant l'experiment sísmic CROC2 (ex. Le Douaràn et al., 1984). Els resultats d'aquest experiment indiquen que el centre de la conca és format per escorça oceànica caracteritzada, en termes de velocitats sísmiques, per una estructura de dues capes (5.8 i 6.9 km/s respectivament) (Le Douaràn et al., 1984; Burrús, 1984). L'escorça continental s'aprima en direcció al centre de la conca i sota la zona axial es troba una escorça oceànica prima amb una Moho superficial localitzada a uns 10-12 km de fondària. En direcció a la costa, sobre l'escorça continental poden existir sediments pre-terciaris, com s'han trobat prop de les illes Balears i al Solc de València. En algunes zones, el pas d'escorça continental a escorça oceànica és abrupte, mentre que en d'altres àrees s'observa una escorça de transició entre ambdues.

Alguns dels ESP adquirits per Le Douaràn et al. (1984) van ser reinterpretats posteriorment (Pascal et al., 1993). Com a complement d'aquestes dades, Pascal et al. (1993) va utilitzar perfils de sísmica de reflexió multicanal (LIGO). Els resultats de Pascal et al. (1993) mostren: a) una ràpida remuntada de la Moho de 20 a 14 km de fondària sota el talús continental del marge Provençal i l'existència d'una capa de velocitats anòmales (7.2-7.4 km/s) al mantell superior; b) des de la base del talús fins al domini extensiu dels doms salins, una escorça prima, de 5-6 km de gruix, que no sembla de naturalesa típicament oceànica; c) una escorça oceànica típica fins al marge de Sardenya. A la vorada sud-est de la conca Provençal, sota Sardenya, la Moho s'enfonsa ràpidament des de 20-25 km de fondària al marge fins a 30 km sota l'illa (Pascal et al. 1993). D'acord amb aquests autors, la frontera entre l'escorça continental i oceànica (OCB) es pot emplaçar al nord respecte de la postulada per autors anteriors, on les dades indiquen una transició molt estreta entre l'escorça continental i oceànica, o bé cap al sud, on s'ha determinat una típica escorça oceànica, que es correlaciona amb el domini de doms salins i amb les anomalies magnètiques.

Flux de calor

A la figura 5.4. es pot veure la localització de les dades de flux de calor al Mediterrani occidental. Les dades localitzades entre 6° E i 10° E van ser compilades per Cermák et al. (1992) dins del projecte de la *European Geotransverse* A l'oest de 6° E, les dades provenen de diferents treballs: Fernàndez et al. (1989) i Albert-Beltrán (1979) per la conca de l'Ebre, la part espanyola dels Pirineus, la serralada Costanera Catalana i les serralades Ibèrica i Bètica; Fernàndez and Cabal (1992) per les illes Balears; Lucazeau and Vasseur (1989) per a la part francesa dels Pirineus, els Alps occidentals i el Masís Central i, finalment, Burrús and Foucher (1986) i Foucher et al. (1992) per a les zones marines.

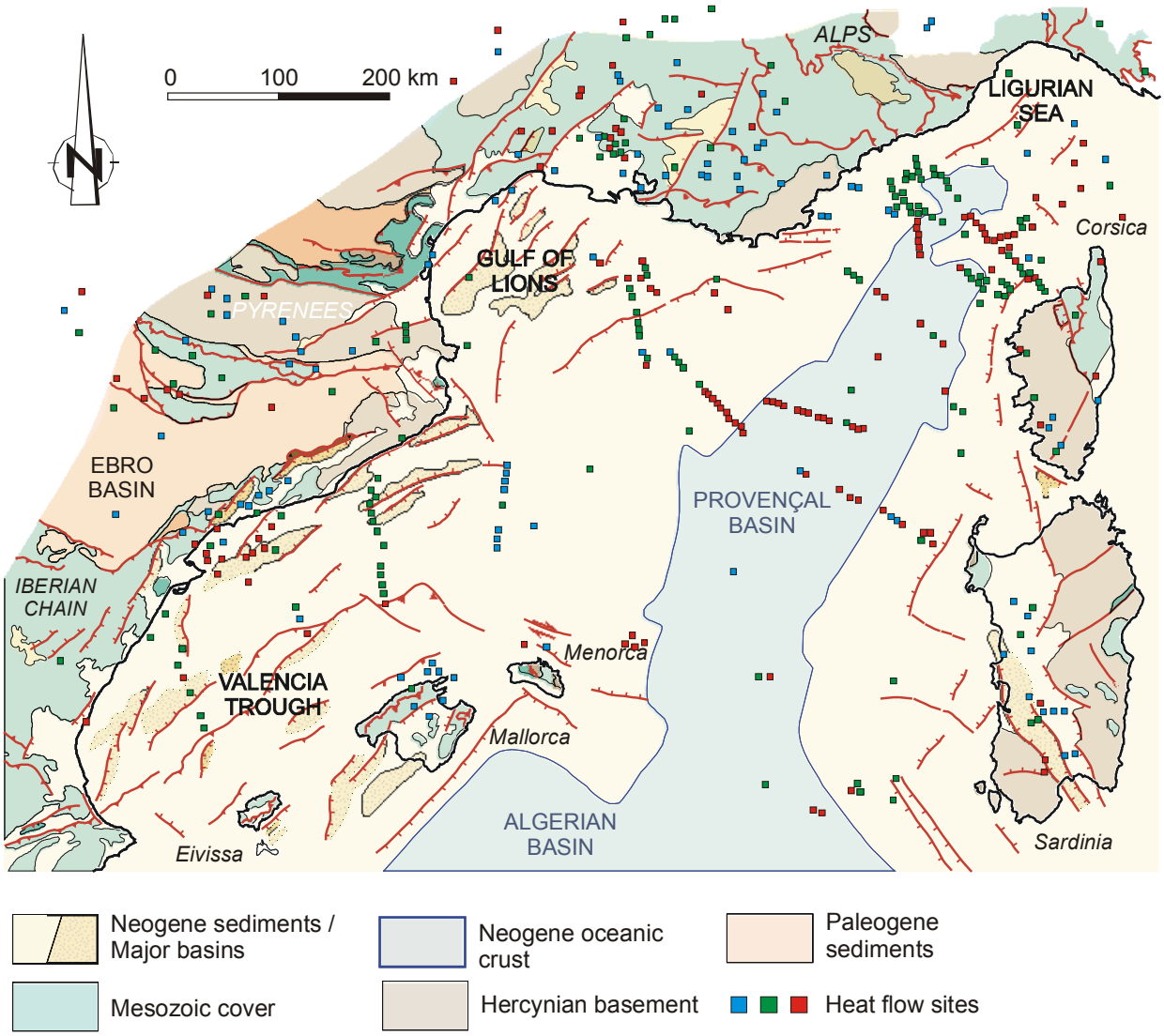
Recents compilacions de dades tèrmiques al NE de la península Ibèrica mostren un suau increment del gradient tèrmic des de 20-25 mK/m al NO (Pirineus) fins 40-45 mK/m cap el SE (vers la plataforma continental), d'acord amb l'aprimament cortical i litosfèric associat a la presència del Solc de València (Banda et al., 1991, 1992). Els models de litosfera tèrmica indiquen que valors elevats de flux de calor no sols estan restringits a la zona estesa del Solc

de València sinó que també afecten al flanc NO, a la serralada Costanera Catalana (Fernàndez et al., 1990; Morgan and Fernàndez, 1992).

Els valors de flux de calor mesurat al Solc de València i àrees adjacents (Foucher et al., 1992) mostren per a la part axial de la conca valors que varien entre 88 mW/m^2 a la part sud-oest, entre València i Eivissa, i 66 mW/m^2 a la part nordest, a la transició amb la conca Provençal; per tant, hi ha un significatiu decreixement del flux de calor vers la zona de la conca on la batimetria és més profunda. A Mallorca i Menorca, la mitjana és al voltant de 75 mW/m^2 (Fernández and Cabal, 1992). Entre Mallorca i la costa catalana, les fortes oscil·lacions que s'observen (entre 49 i 114 mW/m^2), s'han explicat per la circulació de fluids o activitat volcànica superposada a l'efecte tèrmic induït pel procés de *rifting*.

Tant al golf de Lleó com a la conca Provençal la distribució de flux de calor és asimètrica, com s'indica per l'increment en el flux de calor des del golf de Lleó fins al marge NW de Sardenya (ex. Burrús and Foucher, 1986, Burrús et al., 1987, Pasquale et al., 1996): el flux de calor és més alt cap a l'est de la conca (70-90 mW/m^2) que a l'oest (50-70 mW/m^2); el flux de calor és significativament més elevat a Còrsega, 80-90 mW/m^2, que a Sardenya, amb valors menors de 60 mW/m^2, i varia entre 70-80 mW/m^2 a través de les illes Balears. És a dir, en general, els valors de flux de calor augmenten del domini continental al domini oceànic, mentre que els valors més elevats es localitzen al golf de Lleó i als marges de Còrsega i Sardenya (94-98 mW/m^2). El flux de calor al domini oceànic oscil·la al voltant de 105 mW/m^2. Aquestes dades elevades de flux de calor poden ser causades per la presència d'una escorça oceànica jove (Morelli, 1990).

Fig. 5.4. (Pàgina següent) Observacions de flux de calor: blau < 80 mW/m2; verd, 80-100 mW/m2 i vermell > 100 mW/m2.(Modificat de Pasquale et al, 1995. Mapa tectònic modificat de Roca, 1999).
(Next page) Heat flow observations: blue < 80 mW/m2; green, 80-100 mW/m2 and red > 100 mW/m2. (Modified from Pasquale et al, 1995. Tectonic map modified after Roca, 1999).



D'acord amb Pasquale et al. (1996), en els marges continentals, el decreixement en la producció de calor radiogènic i la pertorbació tèrmica deguda a l'extensió donen com a resultat un augment del flux de calor des del continent cap a la zona batial. Aquests autors afirmen que aquesta tendència es pot explicar força bé per un mecanisme de cisalla pura. És difícil aplicar aquesta hipòtesi a la zona del golf de Lleó i la conca Provençal a causa del comportament asimètric del flux de calor, que és major cap a l'oest de Còrsega i Sardenya i decreix cap al marge Provençal i el golf de Lleó. Aquest fet podria induir a aplicar el model de Wernike (1981) fent la hipòtesi d'un procés de cisalla simple al llarg d'una falla amb una inclinació d'angle petit cap al sud-est, que va actuar com a nivell de desenganxament per raó del moviment del bloc Corso-sard. No obstant això, aquesta hipòtesi és difícil de demostrar, ja que l'anomalia tèrmica és d'ona llarga i el seu origen també podria ser degut a intrussions

magmàtiques (Burrús and Foucher, 1986). De les anomalies de flux de calor en aquest àrea també es pot deduir la presència d'una escorça de transició que separa el domini continental de l'oceànic, amb unes característiques petrològiques i tèrmiques intermèdies entre aquests dos dominis. D'altra banda, els valors màxims de flux de calor es correlacionen amb els màxims a l'anomalia de Bouguer, fet que suggereix que intrusions mantèl·liques poden ser responsables d'ambdues observacions (Burrús et al., 1987).

Taula 5.1 Nombre de mesures (n), valors mitjans de flux de calor corregit (q_0, mW/m^2), desviació estàndard (s.d., en mW/m^2) i rang de variació (en mW/m^2) per a les conques de la Mediterrània occidental i àrees adjacents (de Pasquale et al., 1996).

Table 5.1 Number of measurements (n), medium values of corrected heat flow (q_0, mW/m^2), standard deviation (s.d., en mW/m^2) and rang of variation (in mW/m^2) in the Western Mediterranean basins and adjacent areas (from Pasquale et al., 1996).

Domini	**Àrea**	**n**	**q_0**	**s.d.**	**Rang**
Continental	Solc de València	82	84	10	59-103
	Golf de Lleó	22	94	24	56-146
	Marge Alps-Provença	41	74	12	47-104
	Marge Còrsega-Sardenya	41	98	15	65-125
Transició	Solc de València	19	109	20	74-148
	Golf de Lleó	7	103	28	82-165
	SE Alps-Provença	24	90	15	47-165
	O Corsega-Sardenya	31	105	15	76-131
Oceànic	Pla batial	100	105	20	57-194

Vulcanisme

Diferents episodis de vulcanisme han tingut lloc a les conques de la Mediterrània occidental des de l'inici del Terciari. Els principals centres volcànics, amb la seva edat i característiques, estan localitzats en la figura 5.5.

Segons Martí et al. (1992), el magmatisme cenozoic al Solc de València està caracteritzat per dos cicles volcànics clarament separats tant en el temps com en la seva petrologia i origen tectònic. El primer cicle volcànic (Catià superior-Burdigalià inferior) coincideix amb la fase inicial i principal de *rifting* i és caracteritza per roques calcoalcalines, andesítiques i piroclàstiques. Com al golf de Lleó (veure paràgraf següent), aquest vulcanisme calcoalcalí podria indicar la subducció cap al nord-oest de la placa d'Àfrica-Apúlia associada amb la fase de compressió de les Bètiques. El segon cicle (des del Tortonià fins al present) es caracteritza per basalts alcalins pobrament diferenciats i va estar acompanyat per un episodi menor d'extensió litosfèrica. Dades de sísmica de reflexió i dades aeromagnètiques proporcionen una evidència indirecta de la localització i dimensió dels edificis i centres volcànics (ex. Mauffret, 1976; Maillard et al., 1992; Martí et al., 1992; Galdeano et al., 1974). L'evidència directa d'activitat volcànica ve dels afloraments i sondatges comercials (Lanaja, 1987); també s'ha trobat activitat volcànica de caràcter alcalí i edat Miocè mitjà fins al present a la part est de la conca de l'Ebre, amb una progressiva migració des de la vora NW del Solc de València vers l'interior de la península; aquestes evidències, entre altres, juntament amb la relativa elevació de la zona (500 m en contrast amb els 300 m a la part central de la conca de l'Ebre), suggereixen que durant l'obertura del Solc de València l'aprimament al mantell litosfèric es va estendre vers l'interior de la península Ibèrica, com s'evidencia sota la part NE de la conca de l'Ebre.

Contemporàniament a l'obertura de la conca Provençal, un important episodi de vulcanisme calcoalcalí va tenir lloc a Sardenya, Còrsega, al golf de Lleó i al nord de la conca Provençal (Carmingnani et al., 1995; Collier et al., 1994). Aquest vulcanisme, de caràcter alcalí, va començar a l'Oligocè inferior i va continuar fins al Miocè. L'inici del vulcanisme és anterior a la rotació antihorària de Sardenya, datada entre 20.5 Ma i 19 Ma (Maillard and Mauffret, 1993), mentre que l'època de major activitat volcànica va ser sincrònica amb el

desplaçament del bloc corso-sard durant el Miocè mitjà. La distribució i composició de les laves ha estat relacionat amb la subducció del Tethys l'Oligocè-Miocè inferior sota el marge del continent Iberoeuropeu (ex. Biju-Duval et al., 1977). Amb posterioritat a aquest cicle, un altre episodi de vulcanisme va tenir lloc al Plio-Quaternari.

Per tant, tant el golf de Lleó com la conca Provençal presenten una evolució magmàtica anàloga a la del Solc de València. Per exemple, Biju-Duval et al., (1977) suggereixen que el primer cicle podria ser conseqüència de la subducció de la placa africana sota Europa. La geoquímica del segon cicle es pot explicar per la fusió parcial de roques mantèl·liques per descompressió deguda a processos d'extensió recent (Maillard and Mauffret, 1993).

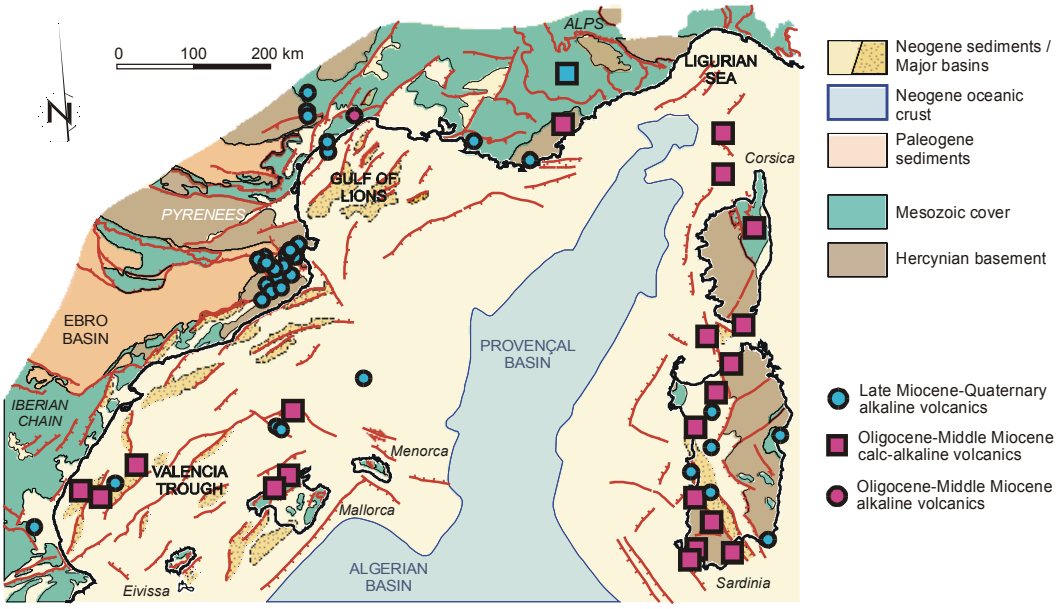


Fig. 5.5. Mapa geològic de la Mediterrània occidental amb la distribució i edat dels episodis de vulcanisme més importants. (Mapa tectònic modificat de Roca et al., 1999).
Geological sketch of the Western Mediterranean with the distribution, composition and age of the main Cenozoic volcanic events.(Tectonic map modified after Roca et al., 1999).

Magnetisme

El mapa de les anomalies magnètiques de la zona d'estudi (Fig. 5.6) ha estat compilat per l'Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC) i publicat al *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicatta (1998)*. Les anomalies magnètiques a la Mediterrània estan causades per variacions, ja sigui en composició, extensió o relleu de les roques magnètiques a l'escorça oceànica (capes 2 i 3, generalment anomalies de tipus regional), o bé per intrusions magmàtiques (a la capa sedimentària, per exemple), o bé per vulcanisme submarí (en general, anomalies locals). L'origen, doncs, depèn de l'activitat tectònica a la zona.

Al Solc de València s'observen anomalies d'alta freqüència que poden assolir més de 500 nT. Moltes d'aquestes anomalies estan relacionades amb el vulcanisme neògen i quaternari, que està concentrat al llarg de l'eix de la conca (Martí et al., 1992). El Promontori Balear es caracteritza per anomalies magnètiques de poca amplitud i de tipus continental (Galdeano and Rossignol, 1977).

Les anomalies magnètiques al golf de Lleó mostren zones de longitud d'ona curta associades a fonts poc profundes a la part nord-est del golf de Lleó que corresponen a la zona de substrat *pre-rift* poc profund (per sota de dos o tres quilòmetres sota el nivell del mar). El mapa d'anomalies magnètiques mostra que la direcció estructural predominant al golf de Lleó és NE-SW, encara que també es poden apreciar estructures N-S. Algunes d'aquestes estructures es poden relacionar amb les degudes a l'extensió oligo-miocena (Guennoc et al., 1994).

El domini del golf de Lleó i el domini Provençal estan separats per una zona de gradient NW-SE que s'alinea perfectament amb una zona d'acomodació, la qual, a partir de l'anàlisi de dades sísmiques, es pot deduir que està situada al nivell del sostre del *rift* o del substrat *ante-rift* (Guennoc et al., 1994). Algunes anomalies magnètiques de magnitud important estan relacionades amb intrusions volcàniques i marquen la seva extensió. El patró de les anomalies magnètiques a la zona (Galdeano and Rossignol, 1977) no permet una interpretació única, essent aquesta ambigüitat un dels motius de discussió de la localització de les vores de l'escorça oceànica.

D'acord amb Burrús (1984), si es comparen les alineacions magnètiques amb la magnetoestratigrafia de l'Oligo-Miocè, entre 23 i 19 M.a. s'observen curtes inversions del camp magnètic que podrien correspondre a les anomalies 6A i 6B, seguides per un període normal (anomalia 6) que va durar fins 1 Ma abans del final de l'acreció oceànica. La interpretació de les anomalies magnètiques a l'escorça oceànica de la conca Provençal, d'acord amb les hipòtesi de Vine and Matthews (1963) sembla raonablement consistent, un cop reconstruïda la zona ocupada per l'escorça oceànica i datada amb precisió la fase d'acreció oceànica. L'anàlisi de les anomalies magnètiques fa possible descriure els processos d'acreció de la següent manera:

- Segons les alineacions observades i correlacionades amb l'escala geomagnètica de temps, l'acreció va ser força similar a l'observada actualment als grans oceans.
- Al golf de Lleó, l'acreció sembla força simètrica.
- La conca Provençal es pot considerar com una mena de mar marginal relacionat amb una zona de subducció localitzada en algun lloc cap a l'est. Còrsega i Sardenya podrien formar l'arc d'illes i Euràsia i Ibèria, les plaques que es van superposar (*overriding).*

Ones superficials i tomografia sísmica

Els resultats de l'estudi de dispersió d'ones superficials de Calcagnile and Scarpa (1985) per la part oest d'Europa i la Mediterrània mostren fortes variacions laterals tant en el gruix com en les característiques elàstiques del mantell superior. Segons aquests resultats, es poden distingir diverses regions: a) regions estables d'avantpaís caracteritzades per una escorça continental madura, gruix litosfèric al voltant de 90-100 km i valors de rigidesa típics de dominis continentals (ex. la península Ibèrica, Europa Central); b) àrees de *rift* continental, caracteritzades per una escorça molt aprimada i amb gruixos litosfèrics de menys de 50 km (ex. la Vall del Rhin); c) orogens alpins: als Alps centrals i de l'est, la litosfera té gruixos de uns 130 km i el mantell litosfèric és fàcilment reconeixible, mentre que en altres àrees de col·lisió recent, com la serralada Bètica, el mantell litosfèric engruixit té característiques intermèdies i és difícil diferenciar litosfera i astenosfera, perquè la disminució en els valors de

la velocitat no són suficientment clars; d) la conca Algeroprovençal, caracteritzada per una litosfera molt aprimada (menys de 30 km al pla abissal) i corresponent al tipus oceànic jove.

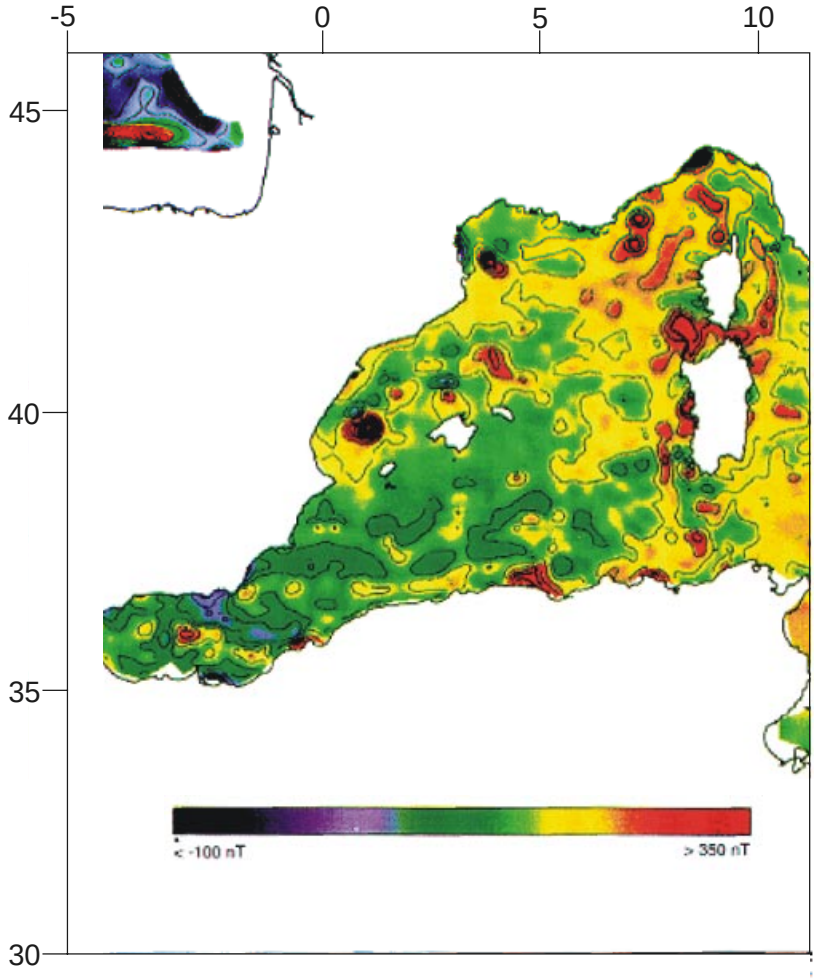


Fig. 5.6. Mapa d'anomalies magnètiques compilat per l'International Oceanic Comission. Coordenades geogràfiques en graus, latitud nord i longitud est.

Magnetic anomaly map compiled by the International Oceanic Comission. Geographical coordinates in degrees, latitude North and longitude East.

Marillier and Mueller (1985), fent una anàlisi de les velocitats de les ones Rayleigh, conclouen que mentre que el mantell superior de la conca Provençal mostra una estructura oceànica, el Promontori Balear i en particular el Solc de València mostren una estructura del mantell superior de característiques pròximes a les d'un *rift* continental i suggereixen que al mantell superior el limit entre les plaques europea i africana es pot considerar com una àmplia zona de transició involucrant el mantell superior de tota la regió de la Mediterrània occidental

al llarg de la qual té lloc aquesta interacció entre plaques. Els resultats d'aquests autors mostren un gruix litosfèric de 30 km a la conca Provençal.

En l'àrea europea, incloent-hi la Mediterrània occidental, els canvis laterals en les velocitats de les ones de cisalla al sistema litosfera-astenosfera (*lithosphere-asthenosphere system*) són bastant pronunciades. A partir de l'estudi de les ones de cisalla, Suhadolc and Panza (1988) i Suhadolc et al. (1990) troben un gruix pel mantell litosfèric a la part occidental del Mediterrani d'uns 15 km i un gruix litosfèric de 30 km al centre de la conca, resultat que coincideix amb els resultats de Marillier and Mueller (1985). Suhadolc et al. (1990) indiquen que les àrees amb un mantell litosfèric aprimat estan associades, en general, amb una zona de velocitats de les ones P anòmalament baixes i que la complexa estructura litosfèrica a Europa i el Mediterrani occidental indica que el sistema litosfera-astenosfera ha estat fortament modificat per la interacció entre les plaques europea i africana.

Escorça oceànica

L'escorça oceànica no es pot diferenciar d'una escorça continental molt aprimada o altament intruïda utilitzant un sol mètode geofísic. Per tant, cal examinar totes les dades geològiques i geofísiques (profunditat del basament, presència o absència de sediments *syn-rift*, estructura sísmica de l'escorça, dades gravimètriques, dades de magnetisme, etc.) per a delimitar l'extensió de l'escorça oceànica i definir el contacte escorça continental – escorça oceànica (*Ocean-Continent Boundary, OCB*).

El conjunt de dades sísmiques i geològiques adquirides al llarg de les dues darreres dècades a la conca Provençal, Còrsega i Sardenya fan possible delimitar l'extensió de l'escorça oceànica en molts llocs al golf de Lleó i al mar de Ligúria i datar l'acreció oceànica entre el Aquitanià superior i el Burdigalià inferior (Burrús, 1984, Suhadolc et al., 1990). Abans de l'acreció oceànica, el basament continental va ser prèviament aprimat al llarg de l'Oligocè superior. Algunes d'aquestes dades han servit com a marc de referència per a interpretar les dades magnètiques de la zona d'acord amb les hipòtesi de Vine and Mattews (1963).

Rehault et al. (1984), a partir de dades sísmiques de refracció i reflexió multicanal, l'estudi de les anomalies magnètiques a la zona, dades de flux de calor i dades petrològiques, evidencien la presència d'escorça oceànica entre Còrsega i Provença, les illes Balears i Sardenya i al nord d'Algèria, en un estret cinturó de menys de 100 km d'ample. Dañobeitia et al. (1990) situen l'escorça oceànica que es va formar durant l'obertura de la conca Provençal cap al nord-est de Menorca, vorejada per una llarga fractura cabussant NO-SE amb una sèrie de *horsts* i *grabens* orientats en la mateixa direcció. També Hinz (1972) amb sísmica de refracció i Leenhardt (1972), a partir de l'estudi dels perfils adquirits durant el projecte ANNA posen de manifest la presència d'escorça oceànica a la conca Provençal, vorejada per uns marges molt aprimats.

Una imatge aproximada de l'abast del domini oceànic al golf de Lleó i al mar de Ligúria es deriva dels resultats de sísmica de refracció del projecte CROC (Le Douaràn et al., 1984). El límit d'aquest domini a la costa de Sardenya i les Balears no està encara ben determinat, per la manca de dades de sísmica de refracció, malgrat que alguns autors han utilitzat dades de reflexió prèviament adquirides i amb resolució suficient i d'altres autors han correlacionat els límits de l'escorça oceànica amb determinades anomalies magnètiques.

Le Douaràn et al. (1984) proposen emplaçar el límit nord-occidental del domini oceànic entre els ESP 205 i 206 (Fig. 5.2), que mostren una variació en la velocitat de l'escorça superior de 5.3-5.4 km/s fins a 5.7 km/s i que coincideix amb la transició entre una zona magnèticament tranquil·la i una zona d'anomalies magnètiques de gran magnitud. Les anomalies magnètiques mostren un patró complex que ha estat interpretat com a expressió de l'expansió del fons marí (ex. Burrús, 1984).

D'acord amb els resultats de Pascal et al. (1993), l'escorça oceànica es podria emplaçar a tres llocs diferents (Fig. 5.7): a) entre els ESP 203 i 204, on s'observa un dràstic canvi lateral de les velocitats sísmiques a l'escorça i una escorça molt aprimada. En aquesta zona, la capa amb velocitats entre 7.2 i 7.4 km/s pot correspondre bé a la serpentinització de les peridotites o bé al característic *underplating*; b) entre els ESP 205 i 206. Aquesta darrera hipòtesi va ser prèviament postulada per Le Douaràn et al. (1984) i Burrús (1984), que posen

la OCB en aquesta posició perquè observen un important canvi de velocitat al basament i la possible presència de sediments *syn-rift* en direcció a terra del ESP 205; no obstant això, els resultats de Pascal et al. (1993) no mostren cap diferència important en la distribució de les velocitats entre els ESP 204 i 206. c) Des del ESP 207, que correspon a una àrea de doms salins prominents i anomalies magnètiques de gran magnitud en contrast amb una zona magnèticament tranquil·la en direcció a terra (ex. Le Cann, 1987). La modelització dels ESP 207, 215 i 216 mostra que l'escorça en aquesta zona té una estructura molt similar a la de l'escorça oceànica tant pel que fa referència al seu gruix com a la distribució de velocitats en profunditat. En aquesta interpretació, el límit oceà-continent coincideix amb un cinturó de grans doms salins fàcilment reconeguts a partir de la batimetria (Le Cann, 1987).

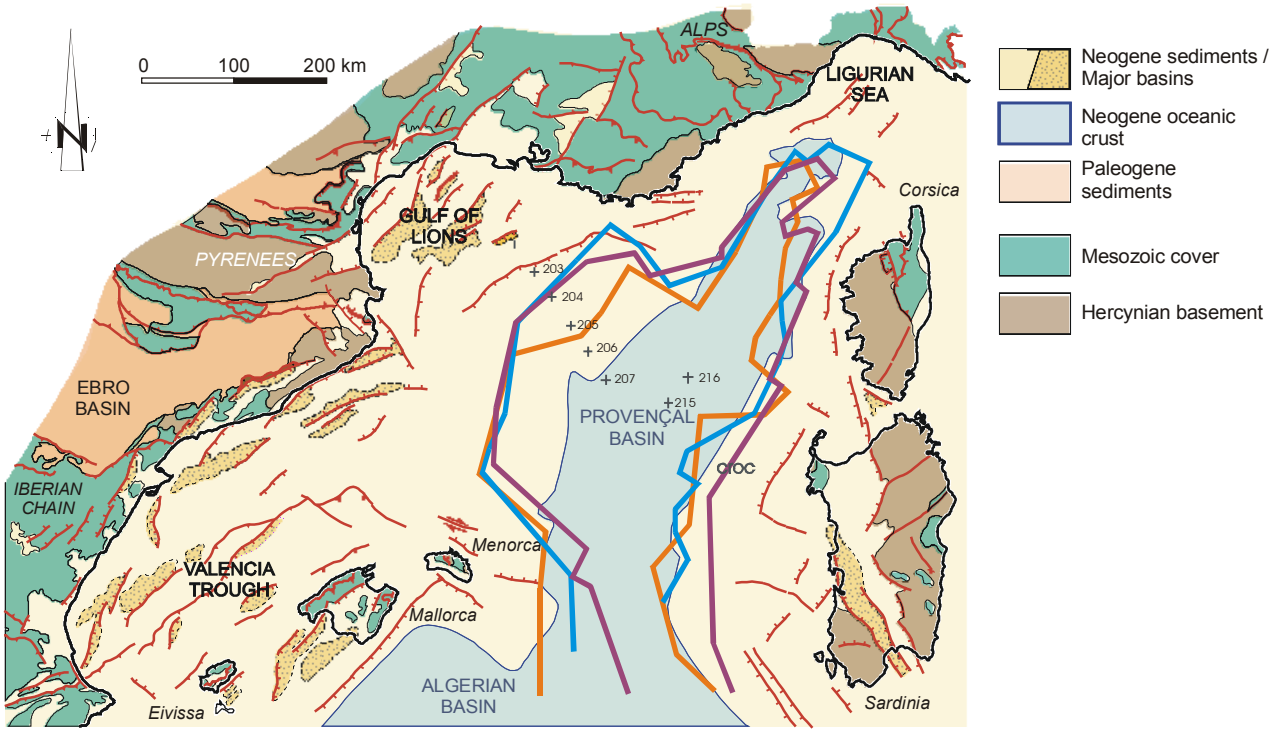


Fig. 5.7. Límits de l'escorça oceànica a les conques de la Mediterrània occidental. Línia blava, segons Rehault et al. (19849; línia taronja, segons Burrus (1984); línia violeta, segons Pasquale et al. (1995 a), àrea blava, segons Roca et al., 1999.(Mapa geològic modificat de Roca, 1999).

Oceanic boundaries at the Western Mediterranean basins. Blue line after Rehault et al. (1984); prange line after Burrus (1984); purple line, after Pasquale et al. (1995 a), blue area, after Roca et al., 1999. (Tectonic map modified after Roca, 1999).

En la figura 5.7 es mostra l'extensió del domini oceànic obtingut a partir de les anàlisis de subsidència (Pasquale et al., 1995 a). En la mateixa figura s'han afegit també les interpretacions d'altres autors. Les diferències més importants es troben al mar de Ligúria, al nordest de Menorca i a l'oest de Sardenya. La interpretació de dades sísmiques és coherent amb la interpretació que es deriva d'estudis gravimètrics (Morelli et al., 1975; Morelli, 1990, Ayala et al., 1995**)** i magnètics (Bayer et al., 1973; Galdeano and Rossignol, 1977; Burrús, 1984). Els trets principals d'aquesta escorça oceànica són: una capa sedimentària amb V_p des de 4.1 a 5 km/s, per als nivells inferiors; una escorça molt aprimada (entre 3 i 5 km) que probablement inclou les capes oceàniques 3A (V_p entre 5.88 i 6.7 km/s) i 3B (V_p entre 6.7 i 7.4 km/s) i en alguns llocs, la capa volcànica 2 (V_p entre 5.2 i 5.4 km/s).

5.2 Dades geofísiques emprades en la modelització. Interpretació qualitativa

5.2.1 Batimetria

La batimetria prové de l'International Bathymetric Chart of the Mediterranean, publicat per The Intergovernamental Oceanographic Commision (IOC) of UNESCO (Fig. 5.8). La batimetria és conseqüència de l'evolució tectònica i configuració geològica d'una àrea determinada i, a diferència de la topografia a terra, menys subjecte a canvis deguts a l'erosió. Per això la batimetria reflecteix els resultats de l'evolució geodinàmica i faci visibles característiques geològiques importants com són els marges, les zones de fractura, els canons submarins etc.

A la part nord-occidental de la mar Mediterrània es poden distingir tres unitats morfològiques principals:

1. La <u>plana abissal</u>, delimitada per marges continentals escarpats, tallats per canons submarins profunds, es defineix per l'isobata de c. 2700 m, correspon a la part més profunda de la conca i està situada cap al centre. La part superior d'alguns doms salins enterrats formen petits promontoris al sud i a l'est de la conca Provençal. Tanmateix, també es poden observar

nombrosos diapirs salins a la cobertora sedimentària, en direcció NE-SO o NO-SE a la conca Liguroprovençal i en direcció N-S a la part sud del golf de Lleó. El fet que la plana abissal no presenti relleu important indica una subsidència uniforme. Aquestes conques són post-orogèniques i el fet que la plana abissal està delimitada per un sistema de falles gairebé verticals indica el predomini de moviments quasi-verticals; l'edat d'aquestes falles és principalment postmiocena (Morelli and Val'chuck, 1997).

2. Cons submarins profunds (entre 2000 i 2700 m sota el nivell del mar) estan àmpliament desenvolupats a la part nord de la conca, on es troben tres zones sedimentàries importants: el con submarí del Roine, que és el de major extensió; els aports sedimentaris procedents principalment dels rius Var i Roya, al mar de Ligúria, i la major part del Solc de València, amb una fondària entre 1000 m al SO i 2200 m al NE. El canyó de l'Ebre i d'altres barrancs submarins tallen el talús i convergeixen en un complex con fluvial coalescent que inclou altres cossos sedimentaris.

3. Plataformes continentals i talús. El golf de Lleó i el Solc de València es caracteritzen per posseir una plataforma continental extensa i regular. També es pot trobar una amplia plataforma continental a l'oest de Sardenya, al sud del Promontori de Menorca i a la Plataforma d'Eivissa. A la resta de conques de la Mediterrània occidental, la plataforma continental i el talús són estrets. L'edat de la plataforma continental és pliocena i quaternària. El pendent del talús és, en general, d'uns 6^0-10^0 i està recobert per una fina capa de sediments; a la seva base es poden trobar formacions sedimentàries de potències variables. En alguns llocs on la costa és muntanyosa (Provença, Alps de Ligúria, Còrsega, sud de les Balears), el pendent és més abrupte (més de 15^0), els nombrosos canyons submarins que tallen l'elevació continental assoleixen el seu màxim desenvolupament i algunes incisions profundes arriben a tallar els sediments pre-pliocens i, en algunes ocasions arriben al basament mesozoic.

A l'àrea balear tenim dos escarpaments de tipus abrupte: el d'Emile Baudot (amb una longitud de 270 km) i el de Menorca. són fractures antigues reactivades al Plio-Quaternari i no presenten cap recobriment sedimentari, és a dir, aflora directament el substrat.

Els accidents que formen el fons oceànic són part del gran *rift* que forma tot el Mediterrani occidental conseqüència del règim distensiu que abasta des de l'Oligocè fins a l'actualitat. Aquests accidents van acompanyats per manifestacions volcàniques, presents al llarg de tot el marge continental (ex. els Columbrets) incloent el vulcanisme de la regió de Girona i d'Olot.

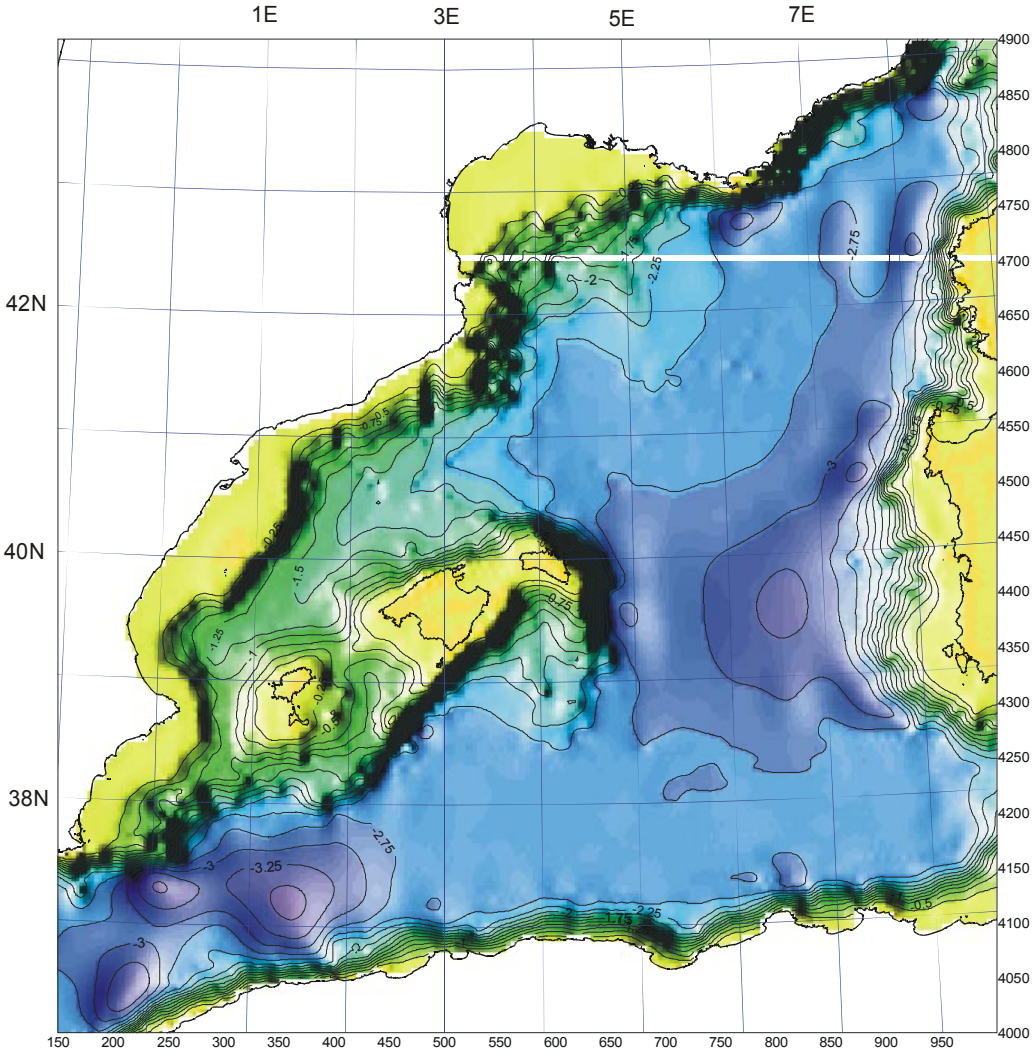


Fig. 5.8. Mapa batimètric de la Mediterrània occidental. Dades procedents de l'IOC. Imatge en relleu il·luminada des de l'oest. Contorns cada 0.25 km. Coordenades UTM en km, meridià central 3E. Línies blaves: coordenades geogràfiques.

Bathymetric map of the Western Mediterranean. Data from the IOC. Shaded relief illuminated from the West. Contours every 0.25 km. UTM coordinates in km, central meridian 3E. Blue lines: geographical coordinates.

5.2.2 Anomalies gravimètriques

Com ja s'ha mencionat anteriorment, amb la gravimetria és possible detectar distribucions de densitat en profunditat, fet que permet estudiar les estructures geològiques. En general, les anomalies gravimètriques de longitud d'ona llarga estan associades a les variacions laterals de densitat de les estructures més profundes, mentre que les de longitud d'ona curta es deuen a cossos més superficials, principalment els sediments. El coneixement detallat de la batimetria, així com el control relativament bo que es té sobre els sediments permet ajustar amb bona precisió les anomalies d'ona curta, mentre que les anomalies de longitud d'ona llarga s'ajustaran amb la modelització de l'escorça i el mantell litosfèric fins al seu límit amb l'astenosfera. Com es veurà en els capítols 6 i 7, tant en la modelització 2D com en la 3D s'ha utilitzat, al mar, l'anomalia d'aire lliure (a partir de la qual s'ha calculat l'anomalia de Bouguer simple) i, a terra, l'anomalia de Bouguer.

Anomalies d'aire lliure

Les dades de les anomalies gravimètriques d'aire lliure (Fig. 5.9) s'han obtingut del banc de dades del *Defense Mapping Agency* (DMA). Les mesures estan referides a la *International Gravity Standardization Net* (IGSN) 1971. A la superfície del mar, l'anomalia d'aire lliure ha estat calculada emprant la següent fórmula:

$$\Delta g_f = g_{obs} - \gamma + \delta g_a$$

on Δg_f és l'anomalia d'aire lliure
g_{obs} és l'anomalia observada
γ és la gravetat normal
δg_a és la correcció atmosfèrica

De totes les dades disponibles, s'han utilitzat les que tenien un error més petit o igual que 5 mGal (el mètode emprat per a calcular aquest error no estava inclòs en la documentació que acompanyava les dades), resolució suficient per al propòsit del nostre treball. A més,

l'anomalia d'aire lliure s'ha utilitzat per a modelitzar principalment les estructures corticals. El conjunt de dades resultant té un coveratge —abans de passar les dades a malla regular— de almenys un punt cada 2 km^2.

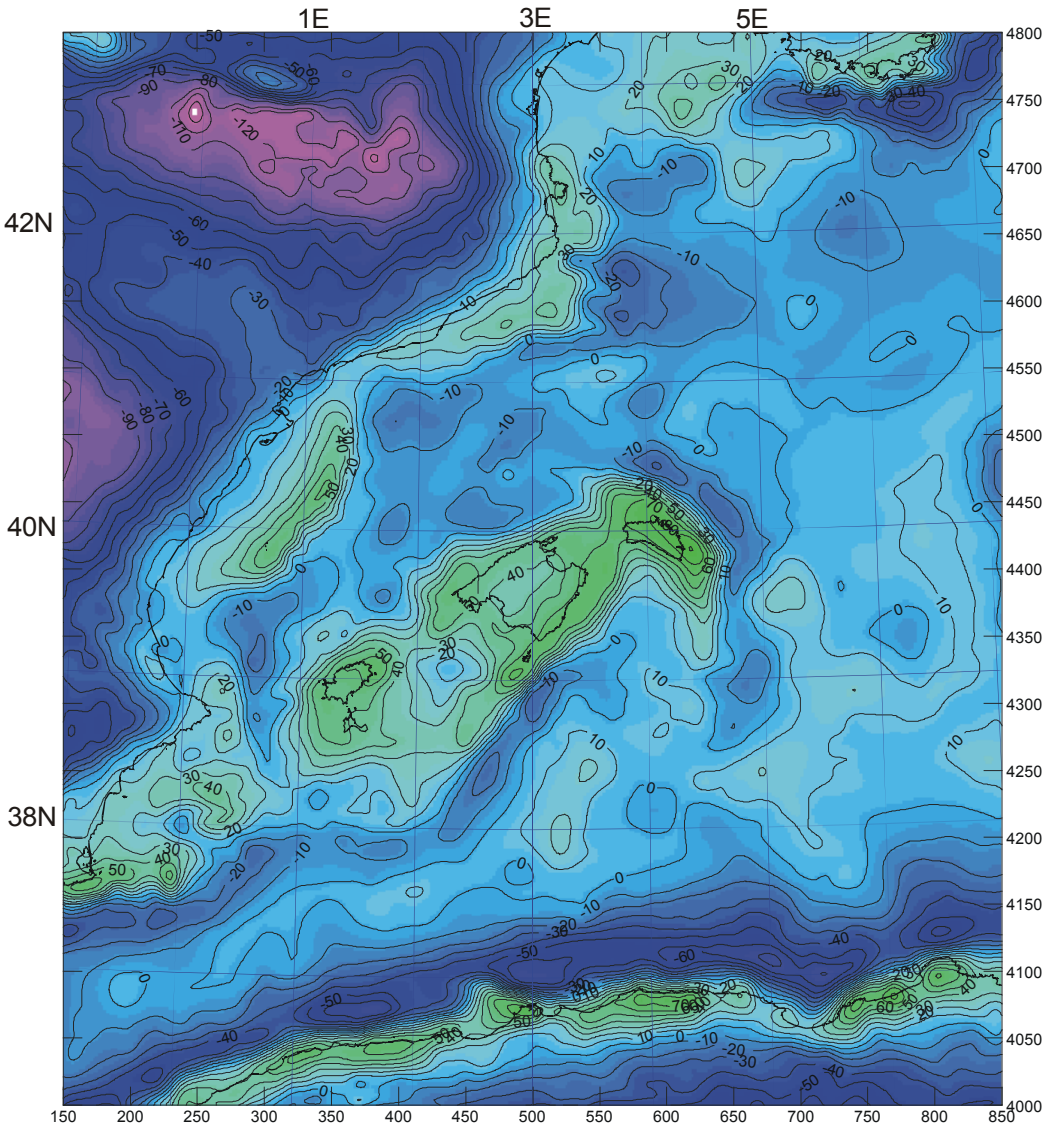


Fig. 5.9. Mapa d'anomalies de Free Air a les conques de la Mediterrània occidental. A Ibèria s'ha representat l'anomalia de Bouguer. Imatge en colors amb els contorns cada 10 mGal. Coordenades UTM en km, meridia central 3E. Línies blaves: coordenades geogràfiques.

Free Air anomaly map of the Western Mediterranean. Bouguer anomaly in Iberia. Colour contour image, contours every 10 mGal. UTM coordinates in km, central meridian 3. Blue lines: geographical coordinates.

Les anomalies d'aire lliure de longitud d'ona llarga ($\lambda \geq 50$ km) són zero quan hi ha equilibri isostàtic local perquè a una determinada fondària (nivell de compensació) la suma de

les masses de qualsevol columna és la mateixa. Però, encara que hi hagi equilibri isostàtic local, apareixen anomalies diferents de zero de longitud d'ona curta ($\lambda < 50$ km) a les vores de les masses topogràfiques o bé en petites àrees que encara no han assolit l'equilibri isostàtic.

En el mapa d'anomalies d'aire lliure (Fig. 5.9) es pot distingir que les parts axials del Solc de València i el centre de la conca Provençal estan dominades per valors al voltant de 0 mGal. Aquest comportament suggereix que les estructures regionals d'aquesta zona estan en equilibri isostàtic local. Els valors de l'anomalia d'aire lliure són positius al Promontori Balear i a la costa d'Ibèria, on localment es poden assolir fins a 40 mGal: per exemple, a la zona propera al delta de l'Ebre, on es troben acumulacions de sediments de potències importants. A la zona al voltant dels Columbrets, que es van aixecar durant l'activitat volcànica miocena (Martí et al., 1992), les anomalies són negatives: -10 mGal. Cap al nord de Menorca i al sud de Mallorca s'observen gradients positius importants, ambdós coincidint amb zones d'escarpament. A la conca Provençal, certes anomalies negatives es poden correlacionar amb edificis volcànics, indicant la presència de material lleuger sota aquestes estructures, mentre que certes anomalies positives coincideixen amb àrees on el gruix de sediments és considerable.

Anomalies de Bouguer

A terra s'ha utilitzat l'anomalia de Bouguer. Les anomalies de Bouguer a Catalunya s'han obtingut del treball de Casas et al. (1987). La densitat de reducció de la Bouguer és 2670 kg m^{-3}. Les anomalies de Bouguer a França s'han obtingut del DMA i tenen la mateixa densitat de reducció que les anomalies de Bouguer a Catalunya.

Al mar s'ha calculat l'anomalia de Bouguer simple, la qual s'ha obtingut a partir de les anomalies d'aire lliure restant l'efecte gravimètric de la capa d'aigua. Aquest efecte es calcula reemplaçant la capa d'aigua per una capa amb la mateixa densitat de reducció utilitzada per a calcular l'anomalia de Bouguer a terra, 2670 kg m^{-3}, però sense aplicar cap correcció del terreny (Fig. 5.10). D'aquesta manera, l'anomalia de Bouguer simple és comparable a l'anomalia de Bouguer emprada a terra.

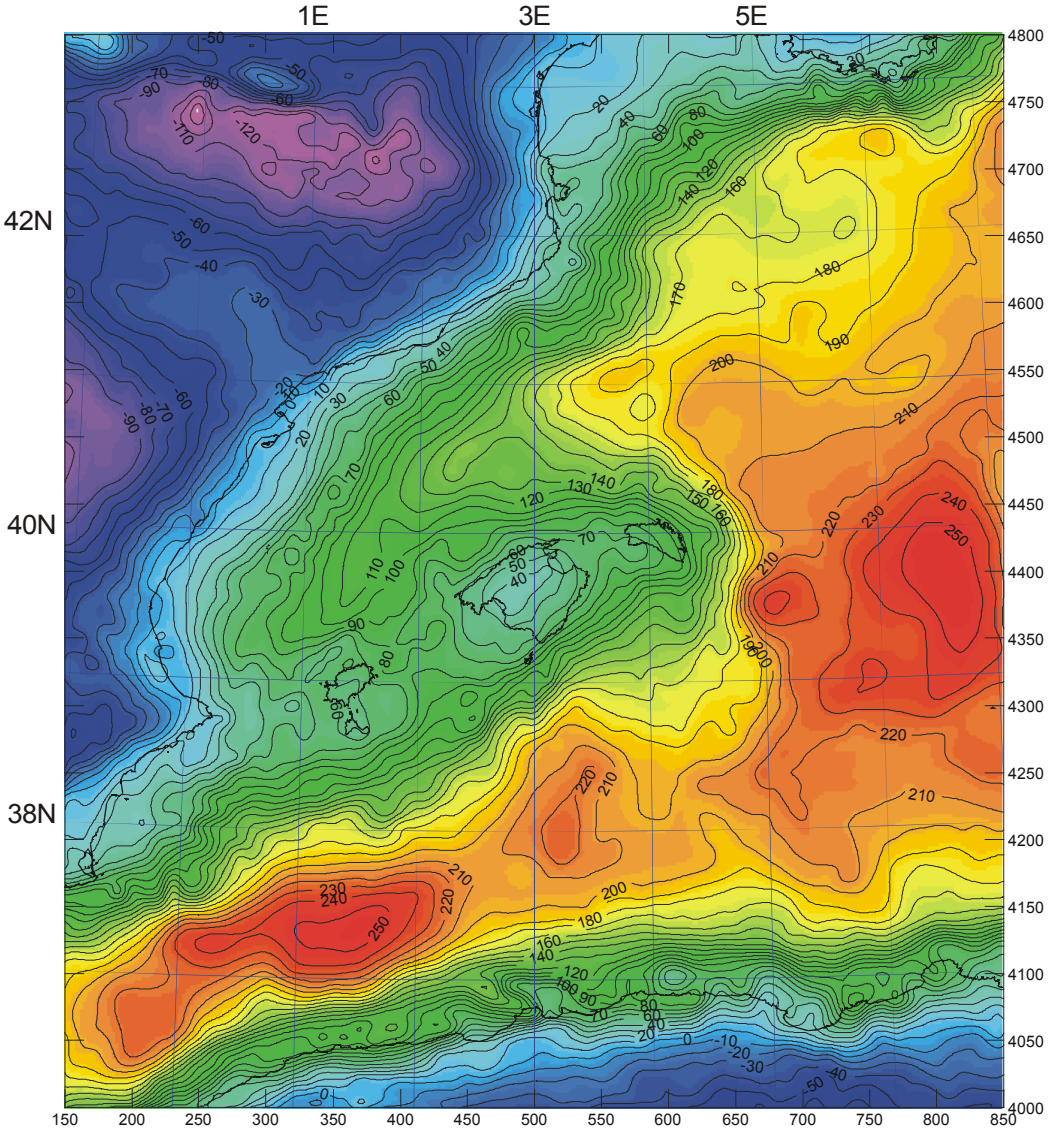


Fig. 5.10. Anomalia de Bouguer, a terra, i anomalia de Bouguer simple, al mar (explicació en el text). L'anomalia de Bouguer a Àfrica s'ha calculat sostraent l'efecte de la topografia, sense fer correccion del terreny. Imatge en colors amb els contorns cada 10 mGal. Coordenades UTM en km, meridià central 3E. Línies blaves: coordenades geogràfiques.

Bouguer anomaly on land and simple Bouguer anomaly at sea (explanation on the text). In Africa, the Bouguer anomaly has been calculated by substraction of the topographic effect; no terrain correction has been applied. Color contour image, contours every 10mGal. UTM coordinates in km, central meridian 3E. Blue lines: geographical coordinates.

L'anomalia d'aire lliure està molt influenciada per l'efecte gravimètric de la capa d'aigua i, per tant, és difícil interpretar aquesta anomalia en termes d'estructures corticals, d'aquí la importància de calcular l'anomalia de Bouguer simple, que permet fer un estudi qualitatiu de les estructures corticals. Canvis en el gruix i/o la densitat de l'escorça tenen una

profunda influència en les variacions de l'anomalia de Bouguer regional. En general, els valors d'aquesta anomalia oscil·len al voltant de -200 mGal en àrees continentals on l'escorça assoleix gruixos d'aproximadament 60 km i al voltant de +200 mGal en zones d'escorça oceànica amb gruixos d'uns 5 km (Robinson and Coruh, 1988). L'anomalia de Bouguer reflecteix també trets geològics de l'estructura de l'escorça com, per exemple, els contrastos de densitat relacionats amb falles importants o les diferències en els gruixos de sediments acumulats en conques sedimentàries amples, com la conca de l'Ebre, on les anomalies oscil·len entre -30 i -50 mGal.

A la zona d'estudi, l'anomalia de Bouguer simple és positiva a totes les conques. Les diferències relatives es troben en la magnitud de les esmentades anomalies: en alguns casos, com a la conca Provençal, assoleixen valors entre 190 i 220 mGal a la zona on la batimetría és igual o major que 2750 m, cosa que suggereix la presència d'escorça oceànica (Morelli, 1990), amb gruixos de pocs quilòmetres i un mantell litosfèric molt superficial. Al Solc de València l'anomalia de Bouguer simple presenta un màxim al llarg de tota la seva part axial entre uns 50 i 150 mGal de sud a nord, fet que indica la presència d'una escorça continental molt aprimada. Com ja s'ha mencionat anteriorment, l'escorça a les conques de la Mediterrània nord-occidental es va aprimar a causa dels fenòmens d'extensió que van tenir lloc durant diferents episodis a finals del Terciari i inicis del Quaternari. Com a conseqüència de l'extensió, una de les característiques a destacar en l'anomalia de Bouguer són els importants gradients gravimètrics a prop de la costa, on les isolínies transcorren paral·lelament a la línia de costa. Aquests gradients es poden associar amb sistemes de falles que voregen tant la conca Provençal com el Solc de València i la conca Sud-balear. Aquests sistemes de falles són els responsables de la formació d'aquestes conques des del Miocè fins al present. L'anomalia de Bouguer segueix la morfologia del Promontori Balear amb un mínim relatiu d'uns 40 mGal a Mallorca. El principal tret que revela el mapa d'anomalies de Bouguer al golf de Lleó és l'existència d'un fort gradient positiu a la part externa de la conca que va de +20 a +150 mGal i es pot relacionar amb el fort aprimament cortical en aquest domini. La presència d'escorça oceànica en el pla abissal de la conca Provençal encara no està ben establerta, però la seva extensió podria correspondre aproximadament a l'isoanòmala de 170 mGal (Morelli, 1990).

5.2.3 Anomalia del geoide

Les dades del geoide global van ser obtingudes del grup GEOMED, amb una resolució entre 20 i 30 cm (Geoid of the Mediterranean, Arabelos et al., 1991; Sevilla, 1992; International Geoid Service, 1994). Com ja s'ha detallat en el capítol 3, el geoide global inclou l'efecte de tota la massa de la Terra. En el present treball, per a eliminar l'efecte d'anomalies de densitat localitzades al nivell sublitosfèric, que corresponen a les anomalies de longitud d'ona llarga, a les altures del geoide regional (és a dir, el de la Mediterrànea calculat per GEOMED) se'ls va restar un camp regional calculat a partir del Model Geopotencial Global EGM96 (Lemoine et al., 1996) desenvolupat fins grau i ordre 12 (que correspon a longituds d'ona fins a uns 3300 km, veure capítol 3, secció 3.3 i secció 3.4.1); així es van obtenir les anomalies residuals, que són les que s'han emprat en la modelització. La figura 5.11 és el mapa de les anomalies residuals del geoide. El geoide residual obtingut seguint aquesta metodologia és un camp potencial sensible a variacions en l'estructura més profunda de la litosfera, per tant, l'estudi d'aquestes anomalies permet determinar la topografia del límit entre la litosfera i l'astenosfera.

El Solc de València està associat amb una àmplia anomalia d'uns 0.5 m al centre de la conca, la magnitud de la qual disminueix cap al nord-est fins a -0.5 m i augmenta cap al sud-oest fins a 1.5 m, mentre que als seus flancs, especialment al Promontori Balear, les anomalies són positives amb valors de fins a 2.5 m. El gradient que s'observa a les vores del Promontori Balear (vers el centre del Solc cap a l'oest i vers la conca Sud-balear cap a l'est) coincideix amb un increment tant en la profunditat del mar com en els valors de l'anomalia de Bouguer (Figs. 5.8 i 5.10). En canvi, el gradient des de la costa d'Ibèria vers al centre del Solc de València és més suau. En aquest treball, la diferència en el pendent dels esmentat gradients s'interpreta com una indicació que la variació en el gruix litosfèric és més abrupte des de les vores del Promontori Balear cap a les conques (Solc de València i conca Provençal) que des de l'est d'Ibèria vers el centre del Solc. Una primera avaluació de les anomalies del geoide suggereix la hipòtesi que la litosfera s'aprima vers el centre del Solc de València i que la seva estructura litosfèrica és asimètrica.

A la conca Provençal l'anomalia del geoide es manté pràcticament plana a la zona límit amb el golf de Lleó i el Solc de València (aprox. -1.5 m), amb un lleuger gradient cap al sud (des de -1.5m fins -0.5m) i un gradient més abrupte cap al nord (des de -1.5m fins 1.5m), vers el golf de Lleó i França. Aquest comportament pot indicar un ràpid aprimament litosfèric des de la costa de França cap al centre de la conca Provençal, mentre que cap al sud d'aquesta conca la litosfera es va engruixint més lentament.

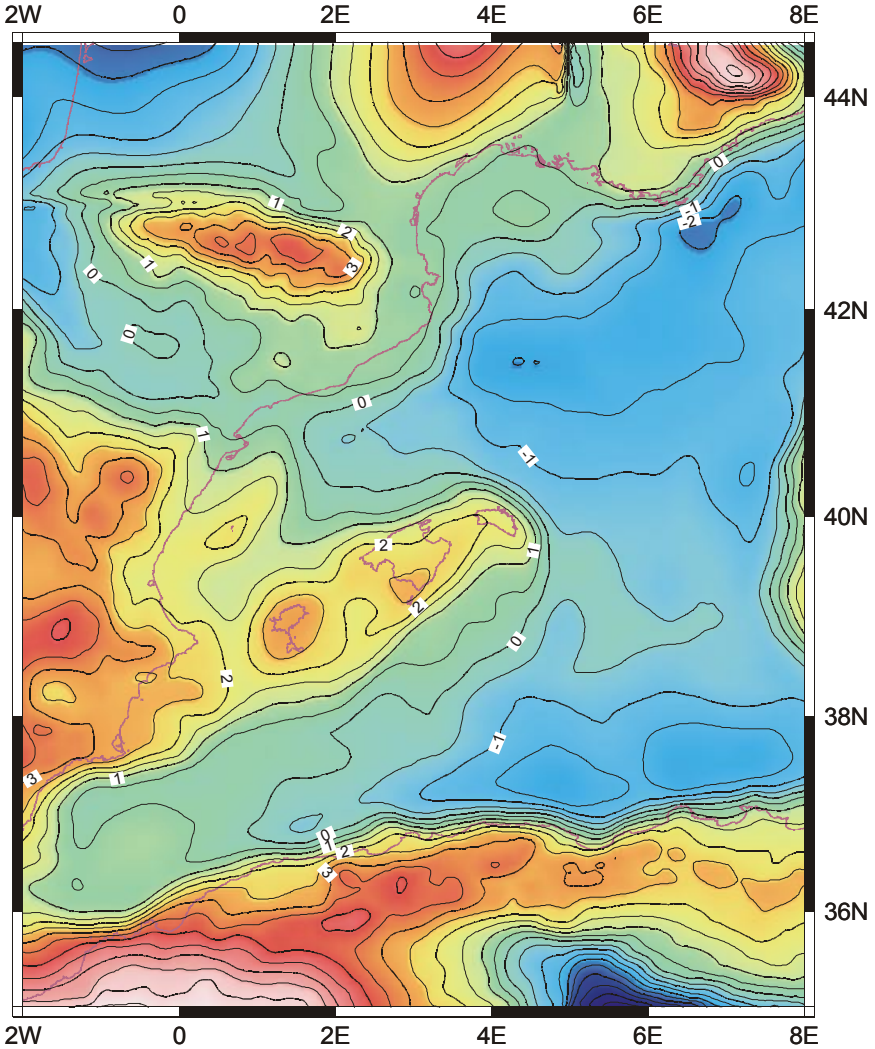


Fig. 5.11. Geoide residual a la Mediterrània occidental. Els mínims coincideixen amb les zones on la litosfera està aprimada, mentre que els màxims es troben en àrees on la litosfera s'engruixeix (més explicacions en el text).

Residual geoid at the Western Mediterranean. Lows coincide whith zones were lithosphere is "thin" whereas highs are found in areas where the lithosphere is "thick" (see text for explanation).

CAPÍTOL 6. MODELITZACIÓ 2D: SOLC DE VALÈNCIA

Abstract

In this chapter, the results from 2D modelling based on the modified Chapman algorithm are presented. The area chosen is the Valencia Trough, a Neogene extensional basin where the sedimentary fill as well as the geometry of the crust are quite well known from seismic and borehole data. In this chapter, the lithosphere-asthenosphere boundary and crustal structure of the Valencia Trough have been investigated by integrated 2D geoid and gravity forward modelling along five regional profiles across the Trough, perpendicularly to the general trend of the anomalies. Results of this modelling show that the base of the lithosphere maintains an almost constant depth of about 60 km along the axis of the basin whereas the crust thickens in a NE-SW direction from 12-13 km to 19 km. These results suggest that a non-homogeneous lithospheric stretching mechanism with a greater horizontal extension of the lithospheric mantle was responsible for the opening of the Trough, particularly in the southern area. To the north of the basin the crust thins significantly, however, there are not well constrained evidences about this crust being of oceanic type.

6.1 Antecedents

El Solc de València (Fig. 6.1) és una conca extensional neògena orientada NE-SO i situada entre la costa nord-est de la península Ibèrica i el Promontori Balear. Alguns autors (ex. Díaz del Rio et al., 1986) han descrit el Solc de València com una conca simètrica. Però a partir de dades geològiques i geofísiques (ex. Fontboté et al., 1990), que indiquen una etapa compressiva al domini Bètic-Balear al Miocè mitjà, altres autors consideren el Solc de València com una conca asimètrica amb un marge extensional al nord-oest i un marge compressional al sud-est (ex. Fontboté et al., 1990). Segons Fontboté et al., (1990), Roca et al., (1990) i Roca and Guimerà, (1992) durant el Terciari, el Solc de València es va veure afectat per processos extensius i compressius que van coexistir, originant dos dominis que reflecteixen clarament el seu origen tectònic diferent:

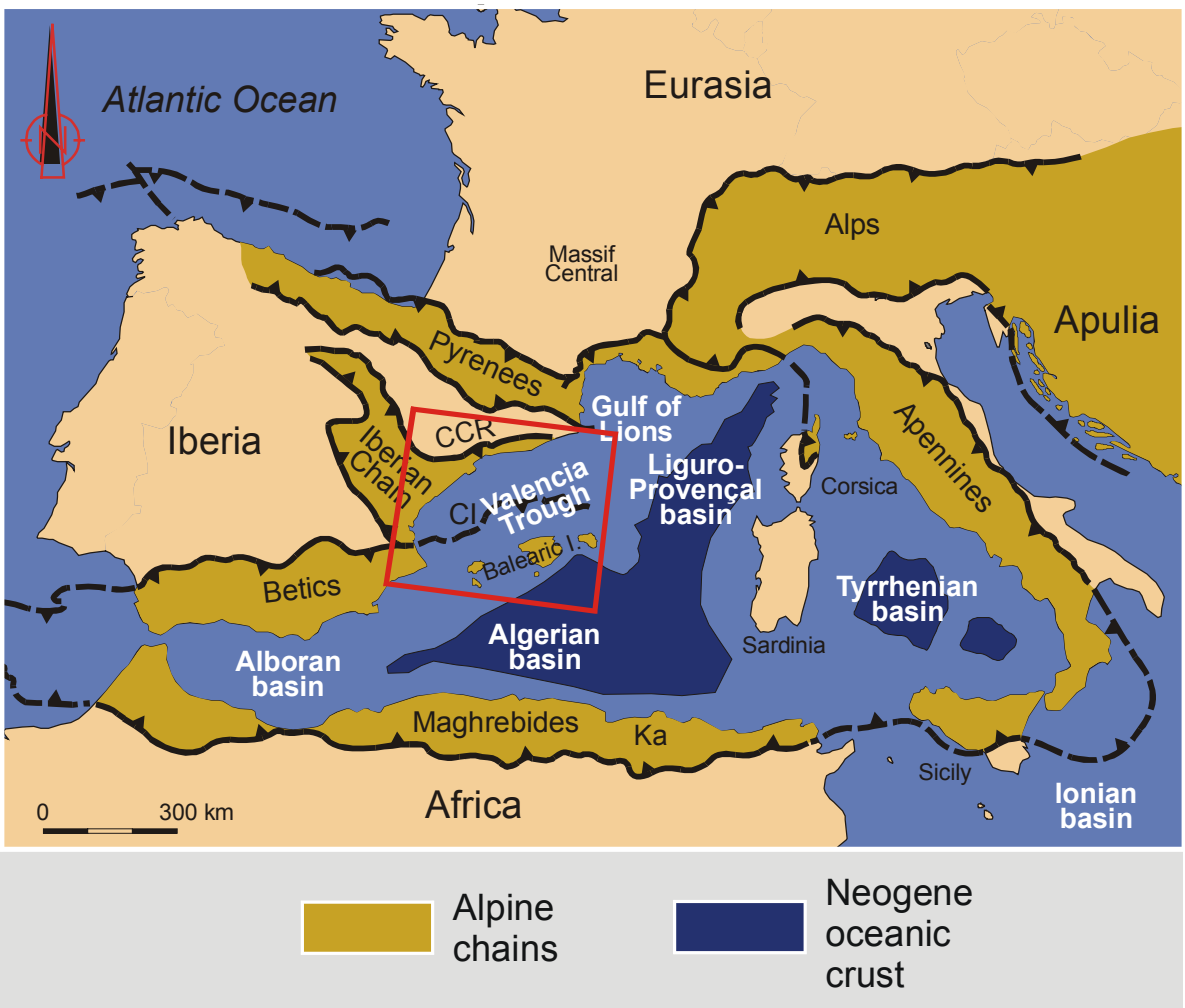


Fig. 6.1. Esquema geològic de la part central i occidental de la Mediterrània. Ka – Kabilies; CCR – Serralada Costanera Catalana; LPB – Serralada Languedoc-Provençal. El rectangle vermell emmarca la zona d'estudi. Modificat de Roca (1999).

Geological sketch of the Western and Central Mediterranean. Ka – Kabilies; CCR - Catalan Coastal Ranges; LPB – Cordillera Languedoc-Provençal. The study ares is outlined in red. Modified from Roca (1999).

1. El domini *catalano-valencià*, que correspon al marge nord-occidental del Solc de València i inclou també la part més oriental de la península Ibèrica, com la conca de Barcelona i la conca del Vallès-Penedès. Es caracteritza per un règim tectònic extensiu que es va originar a l'Aquitanià-Catià, va restar actiu durant tot el Neogen (fins a principis del Burdigalià) i va produir els principals trets morfològics i estructurals d'aquest domini. Es tracta d'un període d'intensa activitat tectònica en què la conca es forma principalment com a resultat de dos factors: l'aprimament produït per la progressió del sistema de *horsts* i *grabens* en aquest domini i per la flexió deguda a la càrrega dels encavalcaments al domini Bètic-Balear (e.g. Roca and Deselgaux, 1992). A partir del Miocè Mitjà aquesta activitat tectònica es va atenuar d'una manera important i es va restringir a les principals falles

localitzades a la vora oest del domini. El resultat d'aquests processos extensius, és, doncs, l'extens sistema de *horsts* i *grabens* vorejats per falles normals orientades de NE-SO a N-S.

2. El domini *betico-balear* correspon al marge sud-est i inclou la meitat SE del Solc de València, el Promontori Balear i la part oriental de les Bètiques. Aquest domini mostra un episodi compressiu que va tenir lloc principalment al Miocè inferior-mitjà, coetani a l'extensió al domini catalano-valencià, i una fase posterior extensiva des del Serraval·lià fins al present relacionada amb l'obertura de la conca Algeroprovençal i coincidint amb una important reducció de l'activitat tectònica al domini catalano-valencià. L'estructura del domini betico-balear és més complexa i consisteix en un intricat sistema d'encavalcaments orientats ONO i afectats per falles extensionals.

En aquest capítol es presenten els resultats de la modelització combinada de gravimetria i geoide al llarg de cinc perfils orientats NO-SE i situats al llarg de la conca, fet que ha permès determinar la distribució de densitats a la litosfera a tot el Solc i, en particular, la geometria de la base de la litosfera des de la seva part sud fins a la part nord, on es produeix la transició amb la conca Provençal, ja clarament domini oceànic. La figura 6.2 mostra la localització dels perfils. Si es compara amb les figures 6.3A) i B) (anomalies gravimètriques, aire lliure i Bouguer simple respectivament) i 6.4 (anomalia del geoide residual), s'observa que a la zona d'interès els perfils modelitzats són perpendiculars a la tendència regional de les anomalies gravimètriques i del geoide. Aquest fet ens permet assumir un model 2D, cosa que és perfectament raonable, particularment pel que fa a les estructures més profundes. Malgrat que, per la seva geometria, la cobertora sedimentària no es pot considerar bidimensional, els seus efectes tridimensionals es poden considerar menyspreables si es té en compte la escala de la modelització que es presenta en aquest treball.

Com ja s'ha vist en els capítols 3 i 4, resulta avantatjós utilitzar simultàniament les anomalies gravimètriques i del geoide en la modelització, donat que la seva diferent dependència amb la fondària les fa adequades per a estudiar tant estructures superficials com profundes. La interpretació combinada d'aquests camps potencials utilitzant les restriccions aportades pel resultat de la interpretació de les dades de sísmica i d'altres dades geofísiques

adquirides a la zona d'estudi (per exemple, dades de magnetisme, flux de calor, etc.) permet restringir el nombre de models equivalents. Aquest és, doncs, un mètode apropiat per a obtenir una millor imatge de la distribució de densitats en profunditat i, per tant, de l'estructura de la litosfera, que permetrà entendre millor el procés d'aprimament cortical i litosfèric associat amb els processos d'extensió i compressió que van tenir lloc simultàniament al llarg del Terciari.

6.2 Estudis geofísics previs

L'estructura sedimentària i cortical del Solc de València ha estat extensament estudiada mitjançant, per exemple, nombroses dades de sondatges i campanyes sísmiques. Els resultats de les investigacions més rellevants pel que fa a aquest capítol —alguns dels quals estan detallats al llarg del capítol 5— , es resumeixen a continuació:

6.2.1 Cobertora sedimentària

En general, els sediments neogens tenen un gruix promig de 3 km, arribant a assolir localment gruixos de més de quatre quilòmetres. Les velocitats sísmiques de les ones P (Vp) tenen valors des de 1.6 km/s per la part superior, on els sediments estan poc consolidats, fins a uns 5 km/s per als sediments del Miocè inferior (ex. Torné et al., 1992).

6.2.2 Escorça superior i mitjana

Per sota d'aquesta cobertora sedimentària, les dades sísmiques indiquen la presència d'un important reflector que marca la part superior del basament acústic (ex. Maillard et al., 1992), d'edat mesozoica, que per la modelització 2D s'ha considerat part de l'escorça superior, ja que els events que es discutiran en aquest treball van esdevenir a partir de l'Oligocè. Els perfils de sísmica de reflexió mostren que l'escorça superior i mitja és gairebé transparent mentre que les dades de gran angle mostren que el seu gruix varia entre 6-10 km

amb Vp entre 6.1-6.2 km/s. El basament Mesozoics *pre-rift* presenta velocitats de les ones P entre 5.4 i 5.9 km/s (Pascal et al., 1992; Torné et al., 1992; Dañobeitia et al., 1992). Al llarg del eix del Solc, els resultats dels COP i CDP cap a la regió sud suggereixen la presència de potents sèries Mesozoiques que podrien representar la prolongació mar endins de la Serralada Ibèrica (Mauffret et al., 1992, Torné et al., 1992). Cap al centre de la conca, aquestes sèries es van aprimant o, si més no, no hi han evidències de l'existència de sèries tan potents. El gruix de l'escorça superior i mitja en aquesta zona és de l'ordre de 7-8 km.

Les dades de sísmica de refracció i de reflexió de gran angle indiquen que l'escorça superior i mitja s'aprima vers al centre de la conca (Dañobeitia et al., 1992; Gallart et al., 1995; Vidal et al., 1995; Vidal et al., 1998) mentre que el seu gruix no varia significativament al centre del Solc, en la direcció SO-NE, resultats que concorden amb els dels ESP (*Expanding Spread Profiles*) (Torné et al., 1992; Pascal et al., 1992)

6.2.3 Escorça inferior

Els perfils de sísmica de reflexió mostren que sota de la Plataforma de l'Ebre l'escorça inferior és reflectiva i té un gruix de 6-7 km, amb unes Vp de 6.6 km/s (Torné et al., 1992; Collier et al., 1994), en contrast amb l'escorça inferior sota Mallorca, de 9 a 10 km de gruix, amb les mateixes Vp però menys reflectiva. En direcció a l'eix del Solc, l'escorça inferior s'aprima ràpidament fins a 1-2 km de gruix, arribant fins i tot a desaparèixer en alguns llocs (Ayala et al., 1996a); les Vp es mantenen al voltant de 6.4-6.5 km/s (Dañobeitia et al., 1992; Gallart et al., 1995; Torné et al., 1992; Vidal et al., 1995). A la zona sud de la conca l'escorça inferior té uns 5 km de gruix i es caracteritza per una Vp al voltant de 6.8 km/s.

6.2.4 Topografia de la Moho

Una de les maneres de caracteritzar la discontinuïtat de la Moho és mitjançant un salt brusc a la velocitat de propagació de les ones P entre la part més profunda de l'escorça inferior i la part superior del mantell litosfèric. Aquestes velocitats, en general, passen de uns 6.6-7

km/s a almenys uns 8.0-8.2 km/s. A la zona axial del Solc de València, en canvi, els experiments sísmics indiquen unes Vp anòmalament baixes, de 7.6-7.8 km/s. Sota la costa d'Iberia les Vp són de 7.9-8.0 km/s mentre que al Promontori Balear es tornen a trobar unes Vp de 7.8-7.9 km/s, suggerint la presència d'un mantell anòmal a la regió central i oriental del Solc.

D'acord amb la interpretació de les dades sísmiques discutides prèviament, la Moho passa gradualment des d'una fondària de 27-30 km sota la península Ibèrica fins a 13-16 km sota el eix de la conca i descendeix vers el Promontori Balear fins a una profunditat de 22-24 km. Al llarg de l'eix del Solc, la Moho es va enfonsant des de 13-14 km a la part nord-est, en el límit amb la conca Provençal, fins a 18-19 km al sud-oest. La configuració de la Moho és lleugerament asimètrica de NO a SE, amb un flanc més abrupte cap a les illes Balears.

6.2.5 Estructura del mantell litosfèric

La informació sobre l'estructura del mantell litosfèric del Solc de València prové principalment de dades de sísmica profunda (e.g., Dañobeitia et al., 1992, Gallart et al., 1995) i dels resultats obtinguts mitjançant modelització 2D de la part central de la conca utilitzant diferents observables geofísics. Aquests models, a partir de dades gravimètriques, tèrmiques i de geoide (Watts and Torné 1992b), d'anàlisi de subsidència (Janssen et al., 1993) i de la modelització integrada de flux de calor, dades d'elevació i gravimetria (Zeyen and Fernàndez, 1994), mostren que la litosfera s'aprima vers al centre de la conca on arriba a valors al voltant de 60-65 km i es torna a engruixir fins a 65-75 km sota el Promontori Balear. Zeyen and Fernàndez (1994) arriben a la conclusió de que el fet de trobar una litosfera tan prima en aquest àrea suggereix que el procés d'extensió responsable d'aquesta configuració va finalitzar recentment. Aquests resultats coincideixen amb els estudis d'ones superficials (Marillier and Mueller, 1985) i tomografia sísmica (Spakman, 1990) on s'indica que el Solc de València es troba en una regió de litosfera aprimada i velocitats de les ones P al mantell superior sublitosfèric anòmalament baixes.

Mantell anòmal

És generalment acceptat que molts episodis de *rifting* estan associats a activitat magmàtica l'origen de la qual resideix al mantell superior o a l'astenosfera. Aquests episodis poden alterar l'estructura i composició de l'escorça inferior i/o de la part superior del mantell litosfèric.

Les velocitats de les ones P (Vp) anòmalament baixes que els experiments de sísmica de refracció troben al mantell litosfèric del Solc de València tenen valors de 7.6-7.8 km/s (eg. Hinz, 1972; Banda et al., 1980; Torné et al., 1992; Pascal et al., 1992). Watts and Torné (1992b) consideren que aquestes velocitats estan referides sols a la part més superior del mantell litosfèric i no necessàriament reflecteixen ni la velocitat ni l'estructura de la part inferior de la litosfera.

Aquestes Vp subcrustals anòmalament baixes sota el Solc de València i regions adjacents són similars als valors que s'han mesurat en d'altres *rifts* continentals recents (ex. Morgan, 1983) les quals han estat interpretades com degudes al excessiu escalfament del mantell durant l'extensió degut a l'ascens de material astenosfèric. Aquest material es pot haver emplaçat a la base de la litosfera (Doblas and Oyarzun, 1990), anàlogament al que es dedueix a d'altres *rifts* continental joves (com el de Kenya). A més de les baixes Vp, hi ha altres dades geofísiques que suggereixen la presència d'un mantell anòmal i fusió parcial sota *rifts* continentals joves; per exemple, estudis geofísics al *rift* de Kenya mostren anomalies gravimètriques i de flux de calor elevades (Massoti et al., 1996). Aquestes són dues característiques que també s'observen al Solc de València (cf. Cap. 5).

A Gallart et al., (1995) s'indica que marges atlàntics de tipus no volcànic, com el marge Atlàntic d'Iberia, la conca de Newfoundland o el Solc de Carolina a la costa est dels Estats Units, estan caracteritzats per una escorça prima amb velocitats de les ones P corticals elevades sota la qual es troba un mantell superior anòmal. En aquest casos, s'ha considerat l'*underplating* o bé un mantell litosfèric alterat format per serpentinita com la hipòtesi més acceptada per explicar l'origen d'aquestes Vp. No obstant això, hi ha diferències fonamentals

entre l'estructura d'aquests marges i la del Solc de València on les Vp a l'escorça inferior són més aviat baixes (6.4-6.5 km/s, ex. Dañobeitia et al., 1992; Gallart et al., 1994; Vidal et al., 1995; Vidal et al., 1998), el que permet descartar l'argument de l'*underplating*. També es pot descartar la serpentinització perquè no hi ha evidències de que hi hagués al mantell la quantitat d'aigua necessària per produir el procés de serpentinització (per exemple, l'obertura del Solc de València es va produir relativament lluny de la zona de subducció, ara situada als Apenins)

Per tant, les baixes Vp a l'escorça inferior i la part superior del mantell es poden interpretar com a conseqüència de la fusió parcial del mantell durant el procés d'extensió i la intrusió de material mantel·lic a l'escorça inferior (Hinz, 1972; Dañobeitia et al., 1992; Banda and Santanach, 1992; Collier et al., 1994). Aquest procés explicaria els canvis de reflectivitat a l'escorça inferior i a la Moho tant al llarg de l'eix del Solc com en una transecta NO-SE (veure discussió a Collier et al., 1994, pp. 177 i segs.) així com les baixes Vp a l'escorça inferior i la part superior del mantell litosfèric.

6.2.6 Dades geofísiques complementàries

En aquest apartat es presenten de manera resumida diverses dades geofísiques adquirides al Solc de València i les seves rodalies, juntament amb la seva interpretació. Aquests resultats són importants perquè ajuden a completar la imatge tectònica de la zona i, per tant, s'han tingut en compte en la modelització:

Informació a partir de dades de telesísmica

És conegut que les ones P procedents de telesismes, un cop s'ha extret l'efecte de la regió d'origen i de l'influencia de la part més profunda del mantell, reflecteixen l'estructura i composició de la litosfera i l'astenosfera. Segons l'estudi de residus de les ones P procedents de telesismes, Plomerová et al., (1993), troben a la península Ibèrica tres gruixos litosfèrics diferents: una litosfera de gruix mitjà on la transició litosfera-astenosfera es troba a uns 80 km (part N, O, centre i part de les Bètiques), una litosfera gruixuda d'uns 110 km de gruix als

Pirineus i la part mes SE de les Bètiques i una litosfera molt prima, de 50 km de gruix o menys a la part més oriental de les Bètiques i a la zona de València (entre 38N, 40N, -1E, 0E) coincidint amb la zona on Zeyen et al., (1985) troben una escorça molt aprimada. Aquestes dades s'han utilitzat per acotar la fondària de la frontera litosfera-astenosfera a a l'extrem NE dels perfils modelitzats quan s'endinsen cap a l'interior de la península Ibèrica.

Sismicitat

La sismicitat associada al Solc de València és moderada i es concentra principalment al llarg de la costa d'Iberia. L'àrea s'ha vingut monitoritzant des dels anys vuitanta, la qual cosa ha permès calcular un cert nombre de solucions de plans de falla. Els mecanismes focals dels que es disposa indiquen que actualment la zona es troba sotmesa a un règim compressiu. Dades de Neotectònica suporten la presència d'aquest règim compressiu (Olivera et al., 1992).

Models de moviments globals de plaques prediuen una velocitat de convergència entre Africa i Europa de fins a 6 mm/any a la zona de la Mediterrània occidental. La major part d'aquesta deformació s'acomoda possiblement als orògens que envolten aquesta regió els quals mostren en general una activitat sísmica moderada i difusa així com un relleu topogràfic important: els Pirineus, els Alps, els Apenins, els Magrèbids. En aquestes estructures la deformació és complexa ja que d'una banda es detecta activitat compressiva degut a la convergència entre plaques i d'altra banda encara hi ha zones d'extensió activa, com a la part est dels Pirineus o a la part sud dels Apenins.

Atenuaciò anelàstica: coda Q

La coda Q és un indicador de com s'atenua l'energia sísmica en una regió i , per tant, és un paràmetre indicatiu de la rigidesa de la litosfera: quan més elevats són els valors de la coda Q, major és la rigidesa litosfèrica. El rang de valors de la coda Q a la part nord del Solc de València és de 300-450, mentre que a la part sud aquest rang és de 200-300 el que indica que en aquesta regió l'energia sísmica s'atenua de la mateixa manera que el sistema Bètic, on la coda Q varia entre 150 i 250 (Canas and Pujades, 1992). De les dades anteriors es pot inferir que les estructures anelàstiques definides per la coda Q poden ser diferents als nord que al sud de la conca. En el Solc de València, existeix una correlació inversa entre aquestes dades i les de flux de calor: els valor de la coda Q són més petits on els valors de flux de calor són més elevats.

Flux de calor

El flux de calor regional augmenta des de 66 ± 4 mW/m^2 al nord de Menorca fins 88 ± 4 mW/m^2 a la part sud de la conca, entre València i Eivissa (Foucher et al., 1992). Aquests autors constaten el sorprenent resultat del augment del flux de calor cap a la part sud de la conca on l'aprimament cortical associat amb l'extensió Oligo-Miocena decreix (Torné et al., 1992) coincidint amb una disminució de la batimetria al llarg de l'eix de la conca des de 2.2 km al nord fins a 1.1 km al sud, a l'alçada d'Eivissa.

Un model d'extensió uniforme assumint que l'extensió va durar des de 28 fins a 22 Ma està d'acord amb el flux de calor, el gruix cortical i la batimetria al nord del Solc (Foucher et al., 1992). Hi ha també d'altres models que poden explicar l'actual configuració de l'escorça a la part central (ex. Jansen et al., 1993). Però cap d'aquests models expliquen el increment de flux de calor cap al sud acompanyat per un decreixement de la profunditat del mar i un engruiximent de l'escorça. Aquests resultats són difícilment reconciliables amb un model d'estirament uniforme, inclús si es consideren com a condicions inicials una litosfera gruixuda i calenta o un multi-episodi d'extensió previ. Aquests fets apunten a la necessitat d'estudiar la geometria de la base de la litosfera i, en particular, la seva evolució de NE a SO.

6.3 Localització dels perfils

Els cinc perfils modelitzats estan situats com indica la figura 6.2. La seva ubicació, perpendicular a la tendència general de les anomalies gravimètriques i del geoide, es va seleccionar per a tenir una bona cobertura de tota la conca i poder estimar les variacions de les estructures perpendicularment a l'eix de la conca (NO-SE). Per a la seva localització també es van tenir en compte les zones on hi havia altres dades geofísiques, especialment dades sísmiques, la qual cosa va permetre restringir la geometria dels sediments i l'escorça el màxim possible, puix l'objectiu principal d'aquesta modelització és delimitar la frontera litosfera-astenosfera.

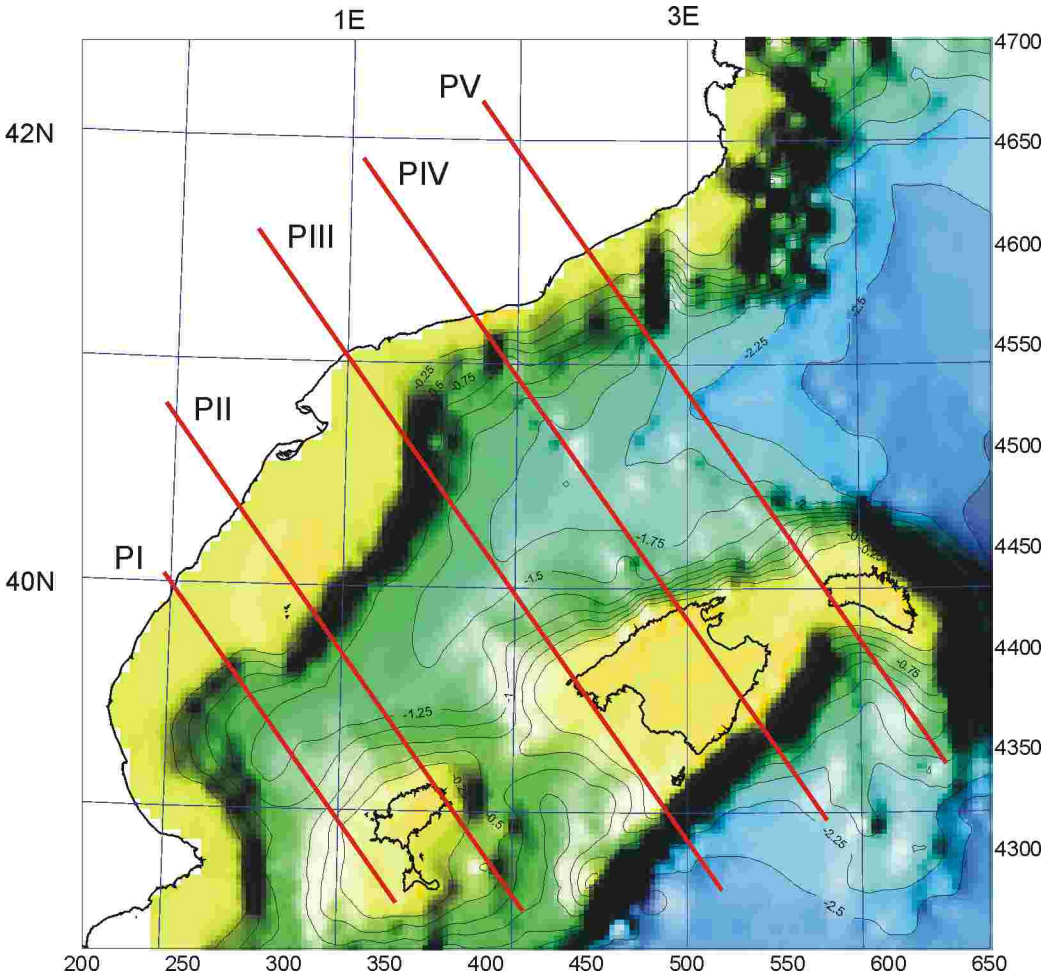


Fig. 6.2. Batimetria al Solc de València: imatge en relleu, il·luminada des de l'oest; contorns cada 0.25 km. Coordenades UTM en km, meridià central, 3E; línies blaves: coordenades geogràfiques; línies vermelles: localització dels perfils modelitzats.

Bathymetry at the Valencia Through: colour shaded relief, illuminated from the West; contours every 0.25 km. UTM coordinates in km, central meridian 3E; blue lines: geographical coordinates; red lines: location of modelled profiles.

El perfil I es va localitzar al sud de la conca, on les mesures de flux de calor són més elevades, a pocs quilòmetres del COP 818 (Collier et al., 1994); El perfil II està situat prop del perfil ESCI (Gallart et al., 1994); el perfil III està localitzat entre el perfil I de Dañobeitia et al. (1992) i el perfil BC de Zeyen and Fernàndez (1994); El perfil IV coincideix fins a Mallorca amb el perfil III de Dañobeitia et al., (1992); Finalment, el perfil V es troba al sud de Menorca, creuant l'illa seguint la seva línia de costa en direcció el SE vers la conca sud-Balear, encara a la zona corresponent al domini continental (veure Fig. 5.2 al cap. 5 per la localització de les dades sísmiques mencionades en el text).

6.4 Dades batimètriques, gravimètriques i del geoide

La interpretació qualitativa tant de la batimetria (Fig. 6.2) com dels camps potencials (Figs. 6.3A, 6.3B i 6.4), emprats en la modelització, ha estat objecte de l'apartat 5.2 del capítol anterior. En aquest apartat es compararan els trets més significatius d'aquest conjunt d'observables geofísics en relació a l'estructura cortical i litosfèrica a la regió del Solc de València.

La tendència general de la batimetria mostra una variació des de 2.2 km al nord de la conca fins 1.1 km a la seva part sud-est (Fig. 6.2). Si es compara la topografia del fons marí, l'anomalia de Bouguer simple al mar i les anomalies del geoide al llarg dels cinc perfils (Fig. 6.5) s'observa que els màxims de l'anomalia de Bouguer simple coincideixen amb els màxims batimètrics i els mínims de les anomalies del geoide. D'altra banda, els pendents d'aquests observables no són simètrics respecte al centre de la conca: tant a la batimetria com a l'anomalia de Bouguer i a les anomalies del geoide s'observen gradients més importants des d'Iberia vers a l'eix de la conca que des de l'eix vers al Promontori Balear. Els valors de la Bouguer fins pràcticament al km –75 (en distància horitzontal) són molt similars (± 20 mGal), el que suggereix que, per aquesta part de la zona d'estudi, no hi hauran grans variacions en el gruix cortical en la direcció NE-SO; vers al centre del Solc, en canvi, el rang de valors entre 40 i 160 mGal és un indicatiu de les variacions del gruix cortical al llarg de l'eix. En el cas del geoide, l'asimetria de les anomalies respecte al centre de la conca també suggereix asimetria en quant a l'engruiximent litosfèric: els canvis de gruix són més importants des d'Iberia fins al centre del Solc que des del centre de la conca vers al Promontori Balear.

Aquest comportament de l'anomalia de Bouguer simple i les anomalies del geoide es deu en gran part, a l'efecte combinat de l'aprimament de l'escorça (on el contrast de densitat del mantell respecte de l'escorça és positiu) i la litosfera (on el contrast de densitat de l'astenosfera respecte del mantell litosfèric és negatiu) vers l'eix del Solc. El contrast positiu de densitat degut a la remuntada de la Moho, és l'efecte que predomina en l'anomalia de Bouguer simple fent-la màxima en aquest àrea, mentre que el contrast de densitat negatiu degut a l'aprimament litosfèric fa que, com a conseqüència, s'obtinguin anomalies del geoide mínimes.

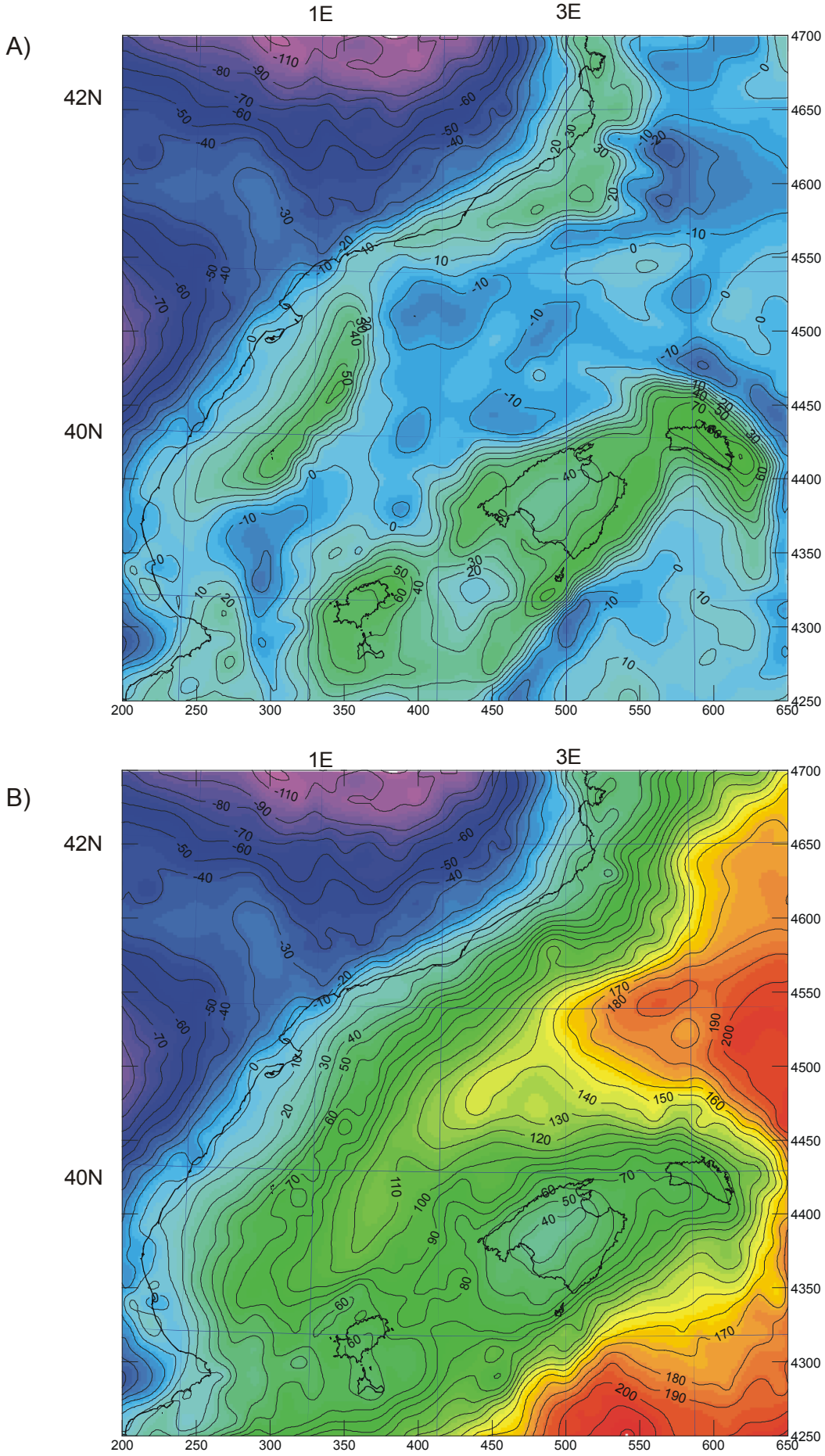

A)
B)
1E
3E
42N
40N
200
250
300
350
400
450
500
550
600
650
4250
4300
4350
4400
4450
4500
4550
4600
4650
4700

Fig. 6.3. (Pàgina anterior) Anomalies gravimètriques a la zona d'estudi. A) aire lliure al mar i Bouguer a terra; B) Anomalia de Bouguer simple. Imatge en colors, contorns cada 10 mGal. Coordenades UTM en km, meridià central 3E. Línies blaves: coordenades geogràfiques.

(Previous page) Gravity anomalies of the study area. A) Free Air at sea, Bouguer on land; B) Simple Bouguer anomaly. Color contours every 10 mGal. UTM coordinates in km, central meridian 3E. Blue lines: geographical coordinates.

6.5 Metodologia

La metodologia emprada en la modelització ha estat la següent: en primer lloc es va sostreure de l'anomalia observada —anomalia d'aire lliure— l'efecte gravitatori de la capa d'aigua. D'aquesta manera s'obté el que s'anomena anomalia de Bouguer simple, ja que no es va aplicar cap correcció per efecte del terreny (el relleu batimètric en aquest cas) (veure Figura 5.10, Cap. 5.)

La morfologia i el gruix de la capa sedimentària —sediments Plio-Quaternaris i Miocens— és relativament ben coneguda a partir de les dades de sísmica multicanal i de sondatges (ex. Maillard et al., 1992), per tant, no és d'esperar que la modelització gravimètrica i del geoide pugui contribuir a una millor definició de la seva geometria. La geometria de l'escorça superior també queda força ben definida a partir de la interpretació dels perfils sísmics a la zona (ex. Dañobeitia et al., 1992).

Un cop eliminat l'efecte gravimètric i geoidal de la capa d'aigua, per obtenir l'anomalia de Bouguer simple, es va definir una geometria inicial dels sediments Neògens, de l'escorça superior e inferior i de la Moho a partir de les dades de sísmica multicanal i de gran angle disponibles (ex. Dañobeitia et al., 1992). També es va definir una geometria inicial del límit litosfera/astenosfera, basada en els resultats de Zeyen and Fernàndez (1994), que modelitzen flux de calor, anomalia de Bouguer i elevació al llarg d'una transecta NO-SE que creua el Solc passant aproximadament pel centre de Mallorca (entre els perfils III i IV, veure Fig. 6.2 per la localització d'aquests perfils). A partir d'aquí, es va determinar la base de la litosfera per tota la conca resolent el problema directe simultàniament pels dos camps potencials. Per tant, la contribució més important de la modelització gravimètrica i del geoide ha estat la determinació de la base de la litosfera i delimitar la fondària de la Moho en els llocs

on les dades sísmiques no tenien prou resolució o eren pràcticament inexistents. L'obtenció de les densitats emprades en la modelització s'explicarà a l'apartat següent.

6.5.1 Determinació de densitats

Les densitats s'han deduït a partir de les dades de velocitats de les ones P obtingudes als ESP (Pascal et al., 1992, Torné et al., 1992) utilitzant les relacions de Nafe & Drake (1961) per als sediments i les de Christensen & Shaw (1970) per l'escorça i el mantell litosfèric. A més de les relacions empíriques esmentades, la modelització gravimètrica pot servir per refinar la densitat dels cossos modelitzats. Per exemple, tant la densitat dels sediments com la de l'escorça superior es van deduir inicialment a partir de les dades de les velocitat de les ones P (i de les mesures de les mostres obtingudes als sondatges en el cas de la cobertora sedimentària) i es va modificar lleugerament d'acord amb els resultats de la modelització.

A la modelització s'ha considerat una capa sedimentària que inclou els sediments post-Messinians i Miocens, caracteritzada per una densitat promig de 2400 kg/m^3. Una densitat de 2750 kg/m^3 ha estat assignada a l'escorça superior i 2930 kg/m^3 a l'escorça inferior. La densitat de la part superior del mantell litosfèric, 3240 kg/m^3, s'ha derivat de les velocitats anòmales de les ones P per tota la conca. S´ha assumit que les velocitats anòmales al mantell litosfèric al Solc de València sols es refereixen a la seva part superior (Torné et al., 1992, Watts and Torné, 1992b) i no reflecteixen la distribució de densitats a la seva part inferior. A la resta del mantell litosfèric s'ha utilitzat una densitat de 3310 kg/m^3 (ex. Pascal et al., 1992). Per a l'astenosfera hem considerat una densitat de 3245 kg/m^3 a partir del treball de Zeyen and Fernàndez, (1994). S´ha assumit que el contrast de densitat entre la part inferior del mantell litosfèric i l'astenosfera és constant a tota la conca. Cal indicar que els valors de les densitats emprats en la modelització estan d'acord amb valors emprats per altres autors (ex. Torné et al., 1992, Zeyen and Fernàndez, 1994).

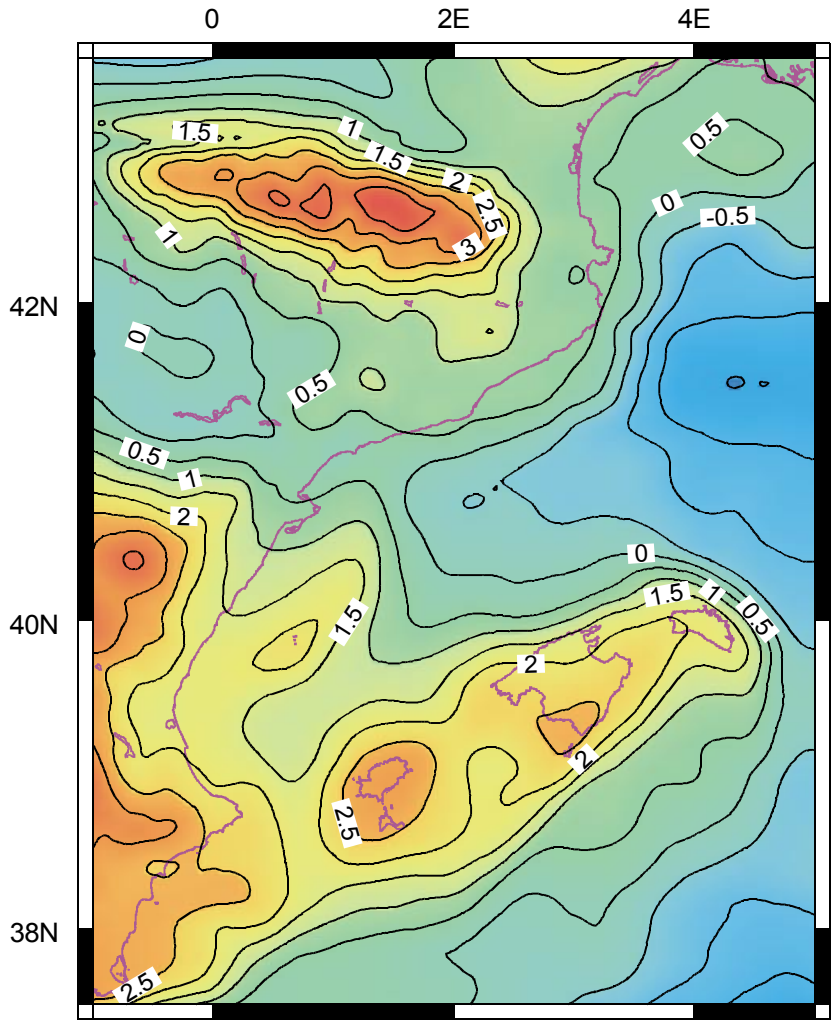


Fig. 6.4. Anomalia del geoide (residual) al Solc de València, obtingut restant del geoide regional de la Mediterrània, el geoide global EGM96 desenvolupat fins a grau i ordre 12. (veure detalls en el text).
(Residual) geoid anomaly map of the Valencia Through, obtained by subtracting from the regional geoid of the Mediterranean the global geoid EGM96 developed up to degree and order 12. (see text for details).

6.6 Resultats de la modelització

Els resultats de la modelització al llarg dels cinc perfils es presenta a la figura 6.6. Les anomalies gravimètriques es van calcular mitjançant l'algorisme de Talwani et al., (1959) i les anomalies del geoide utilitzant l'algorisme descrit a Chapman (1979) modificat per Ayala et al., (1996b).

Els models, que inclouen la topografia corresponent a la zona emergida dels perfils, es van estendre suficientment per evitar efectes de vora (del ordre de 100000 km). Les diferències entre les anomalies observada i calculada són menors de 15 mGal en el cas de les anomalies gravimètriques i menors de 20 cm en el cas del geoide. Aquests petits desajustos que apareixen a les anomalies de longitud d'ona curta es deuen a petites variacions en l'estructura de la capa sedimentària i no afecten a la geometria litosfera-astenosfera, ja que aquesta està associada amb anomalies de longitud d'ona més llarga. La topografia de la Moho i l'efecte de topografia de la base de la litosfera ajusta la tendència regional tant de les anomalies gravimètriques com les del geoide, que és l'objectiu fonamental d'aquesta modelització.

Els principals resultats pel que fa referència a l'estructura cortical i litosfèrica al Solc de València es poden resumir de la manera següent:

- Tots els perfils il·lustren l'aprimament litosfèric des de la península Ibèrica vers la part central de la conca, on es pot veure que el procés d'aprimament ha afectat principalment l'escorça inferior i el mantell litosfèric, que estan proporcionalment més aprimats que l'escorça superior (en alguns punts vers al centre de la conca, l'escorça inferior te gruixos de menys de 2 km o inclús desapareix). També s'observa una clara asimetria als nivells cortical i del mantell litosfèric en direcció perpendicular a l'eix de la conca, coincidint amb els canvis en la batimetria: la batimetria té un gradient més suau des de Iberia fins al centre de la conca que des del centre de la conca fins al Promontori Balear. La base de l'escorça així com la base de la litosfera mostren un enfonsament gradual vers la península Ibèrica, on a la línia de costa es troben gruixos corticals de 25-27 km i gruixos litosfèrics entre 66-75 km. Cap a l'interior de la península, el gruix cortical assoleix 33 km i el gruix litosfèric arriba als 80-90 km per exemple, sota la conca de l'Ebre. Tant l'escorça com la litosfera es segueixen engruixint en direcció als Pirineus; al perfil V, per exemple, els gruixos són de 36 i 100 km respectivament. En contrast, el gradient és més abrupte vers el Promontori Balear on la Moho està al voltant de 24-25 km de fondària sota l'illa de Mallorca des d'on s'aixeca fins 23 km sota Menorca, mentre que la litosfera en aquesta zona té un gruix que varia de 65 a 70 km. Tant l'escorça com la litosfera es tornen a aprimar en direcció SE, vers la conca sud Balear, en una zona que podria pertànyer al

domini oceànic. Al final dels perfils III, IV i W, els gruixos corticals són d'11 km i els gruixos litosfèrics arriben als 55 km.

- Al llarg del eix del Solc s'observa com la Moho s'eleva des de 19 km a la part SO de la conca fins 12-13 km a la part NE, coincidint amb un increment en la profunditat a la que es troba el fons marí, mentre que el límit litosfera-astenosfera es troba a una fondària aproximadament constant de 60-65 km. Al llarg del Promontori Balear, l'escorça té un gruix de 24-25 km sota les illes de Eivissa i Mallorca, aprimant-se vers l'illa de Menorca on el gruix és inferior a 23 km. La base de la litosfera es troba a una profunditat de 70 km sota Eivissa i Mallorca i 65 km sota Menorca.

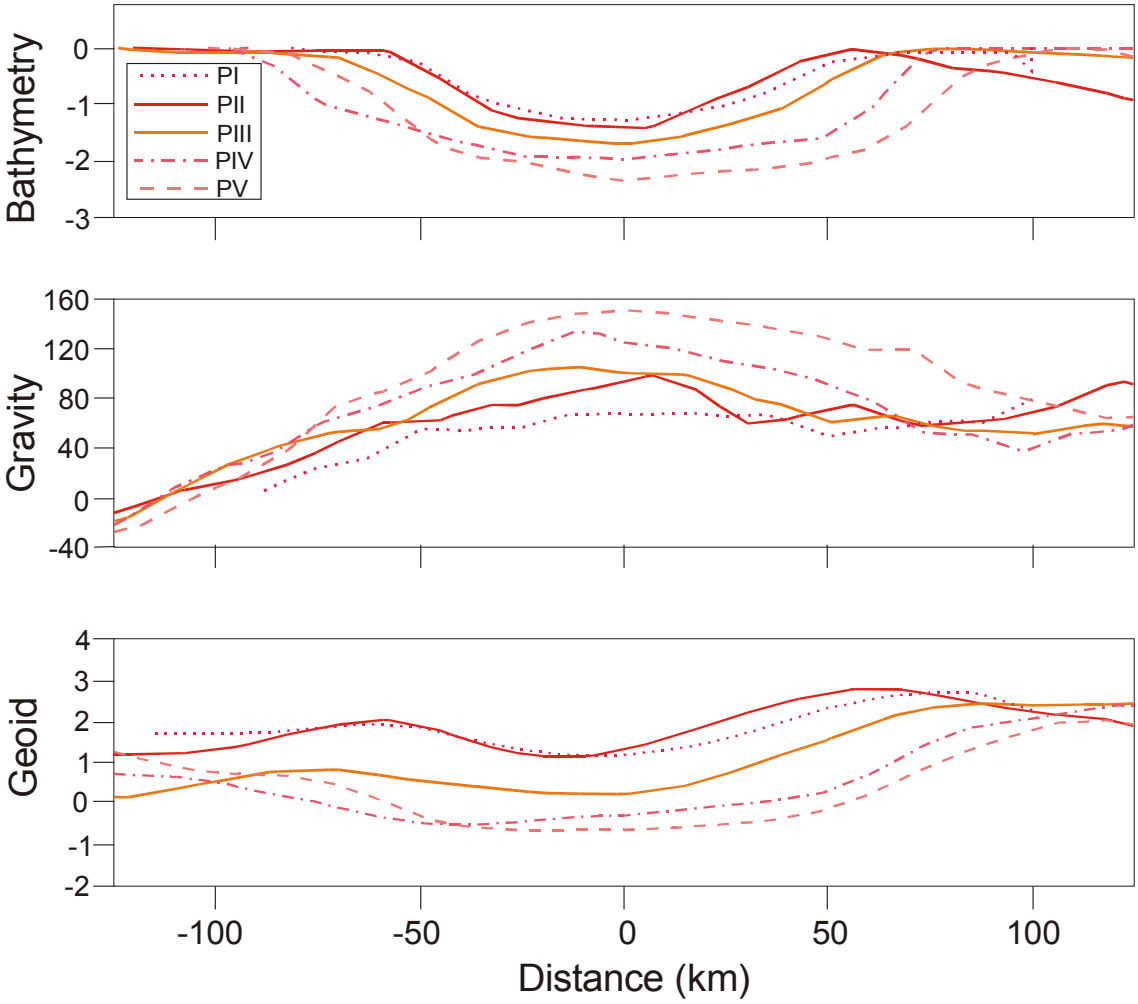


Fig. 6.5. Perfils batimètrics, gravimètrics i del geoide al llarg dels perfils modelitzats, superposats per comparar-los (veure discussió en el text).

Stacks of the observed bathymetry, gravity and geoid along the modelled profiles (see text for discussion).

És a dir, transversalment l'aprimament cortical i litosfèric tenen característiques similars, mentre que en la direcció de l'eix del Solc l'aprimament cortical és important mentre que l'aprimament litosfèric és comparativament més petit (Taula 6.1).

Zona del perfil on es mesura la fondària		**Profunditats aproximades en km per l'escorça (E) i la litosfera (L)**				
		Perfil I Origen: 25 km O línia de costa	**Perfil II** Origen: 50 km O línia de costa	**Perfil III** Origen: 75 km O línia de costa	**Perfil IV** Origen: 100 km O línia de costa	**Perfil V** Origen: 100 km O línia de costa
Ibèria (origen perfil)	E	27	30	30	34	36
	L	75	75	80	95	100
Ibèria (línia de costa)	E	25	25	27	25	25
	L	75	70	66	66	70
Eix Solc de València	E	19	16	15	13	12
	L	65	60	60	60	60
Promontori Balear	E	24	24	24	25	23
	L	72	70	70	70	65
conca sud Balear (final perfil)	E	--	15	11	11	11
	L	--	65	60	55	57

Taula 6.1. Variació de la fondària de la base de l'escorça (E) i de la base de la litosfera (L) al llarg dels cinc perfils, prenent l'origen al NO.

Table 6.1. Depth variations of the base of the crust (E) and the base of the lithosphere (L) along the five profiles, taking the origin at the NW.

Tests de sensibilitat

Per a assegurar la bondat d'aquests resultats es van realitzar tests de sensibilitat amb tots els perfils variant el gruix litosfèric i la profunditat de la Moho per separat. Assumint que la geometria de la capa sedimentària i de l'escorça així com els valors assignats a les densitats

estan ben determinats a partir de les dades disponibles (principalment sísmiques i geològiques) i dels resultats de la modelització (ja que totes aquestes dades són compatibles), s'implica que la base de la litosfera al Solc de València es pot resoldre amb un marge de variació de ± 2km per seguir ajustant simultàniament les dades gravimètriques i del geoide. Variacions de entre 2 i 5 km a la base de la litosfera no tenen pràcticament influència pel que fa a l'anomalia gravimètrica, mentre que desajusta l'anomalia del geoide. A la figura 6.7 es mostren els resultats corresponents als perfil III. També s'ha assumit que la base del mantell superior anòmal roman plana, d'acord amb d'altres treballs previs (ex. Watts and Torné, 1992b; Zeyen and Fernàndez, 1994) ja que els resultats d'aquests treballs no suggereixen que el mantell anòmal s'estengui a nivells més profunds. Si s'assumeix que les dades sísmiques poden tenir un cert rang de incertesa al nivell de la Moho, aquesta es pot resoldre en els models aquí presentats amb un marge de variació de ± 0.5 km.

6.7 Discussió i conclusions

L'estudi integrat de gravimetria i geoide a llarg de cinc perfils creuant el Solc de València ha proporcionat una bona imatge de la geometria del límit entre la litosfera i l'astenosfera a tot el Solc i al llarg de la zona de transició vers la litosfera més gruixuda de la península Ibèrica cap al NO i vers la litosfera més prima cap a l'E, en direcció a la conca Provençal i la conca sud Balear. El resultat més sorprenent d'aquests estudi és que la base de la litosfera es manté a una fondària pràcticament constant de 60±2 km al llarg de l'eix de la conca, mentre que l'escorça s'engruixeix en direcció NE-SO de 12 a 19 km. Aquest resultat suggereix, sempre que s'assumeixin condicions inicial homogènies, un aprimament diferencial no sols a través del Solc, en la direcció NO-SE (ex. Watts and Torné, 1992b; Zeyen and Fernàndez, 1994), sinó també al llarg del seu eix.

Un model d'extensió litosfèrica no homogènia, assumint intrusions magmàtiques a gran escala o una major extensió del mantell a la part sud de la conca va ser proposada per Foucher et al., (1992) per a explicar l'elevat flux de calor i poca profunditat de la batimetria observats al sud del Solc de València. Des d'aquest punt de vista, els resultats obtinguts en la modelització afavoreixen la segona hipòtesi proposada per aquests autors; aquesta hipòtesi és

compatible amb totes les dades geofísiques observades. Una major extensió del mantell en aquesta zona també permet explicar el segon cicle de vulcanisme alcalí que s'ha anat observant des del Miocè mitjà fins al present (Martí et al., 1992). Com indiquen aquests autors, la fusió parcial de les roques del mantell, causada per un procés de descompressió durant l'episodi d'extensió, seria la causa del vulcanisme alcalí (i estaria d'acord amb els valors de flux de calor en aquesta àrea). En particular, la composició de les roques volcàniques dels Columbrets (veure Fig. 6.1 per a la seva localització) indica que van ser el resultat d'un major grau de fusió parcial que les altres roques volcàniques del segon cicle que s'han trobat a la part NE de l'àrea d'estudi (Martí et al., 1992). No obstant això, l'extensió no uniforme afecta a tota la conca, encara que el mantell litosfèric estigui més estès a la zona sud que a la zona nord del Solc. Una altra conseqüència d'aquest procés d'extensió no uniforme és el fet que l'escorça inferior està molt més aprimada que l'escorça superior, —sobretot vers al centre de la conca— com indiquen tant els resultats de la modelització com les dades de sísmica profunda (ex. Vidal et al., 1998).

Una altra dada interessant, que indica que l'extensió al Solc de València no és uniforme prové dels càlculs dels factors d'aprimament. A Collier et al. (1994), per exemple, assumint un gruix inicial per a l'escorça de 35 km, s'obtenen uns factors d'aprimament cortical de c. 1.6 a la costa d'Ibèria, 2.4-3.4 a l'eix de la conca i c. 1.8 al Promontori Balear. Els resultats de Negredo et al. (1999), mostren que l'aprimament màxim al Solc de València es va produir durant el Miocè inferior, amb un factor d'aprimament per a l'escorça superior de 2.43 i per a l'escorça inferior de 3.28.

Aquest procés d'extensió no uniforme que es dedueix dels resultats de la modelització és més compatible amb un mecanisme de cisalla combinada que de cisalla pura, per l'estructura asimètrica de la zona. Un mecanisme de cisalla simple es pot descartar, ja que no és compatible ni amb dades de sísmica, on no es detecta la presència de cap falla de desenganxament (*detachment fault)* que "talli" l'escorça fins al mantell (ex. Collier and Watts, 1997), ni per altres dades geofísiques (gravimetria, flux de calor, subsidència, etc, ex. Watts and Torné, 1992b, Negredo et al., 1999).

La interacció entre el procés d'extensió i el règim compressional que van tenir lloc al domini betico-balear va jugar un paper important en la configuració asimètrica de la zona. Com s'indica a Vidal et al., (1998), les seccions sísmiques suggereixen diferències entre els estils estructurals del domini catalano-valencià (amb predomini de falles extensionals) i el domini betico-balear (amb estructures de plecs i encavalcaments).

Queda la discussió sobre l'origen i evolució de la conca, encara que, com ja s'ha mencionat en altres capítols, és lògic pensar que es van combinar, d'una banda, la propagació del *rift* cenozoic que va afectar tota l'Europa occidental amb el procés de *backarc* degut a la propagació vers l'est de la subducció dels Apenins (Doglioni et al., 1997). Com es diu a Negredo (1996), l'important grau d'aprimament del mantell litosfèric suggereix un cert component de *rifting* actiu o escalfament sublitosfèric, que és coherent amb un mecanisme de *backarc.* Alguns autors (ex. Vidal et al., 1998; Negredo et al., 1999) indiquen que durant el Terciari, el Solc de València es va veure afectat per dos episodis successius de *rifting*. Un primer episodi a l'Oligocè superior - Miocè inferior, que es podria haver iniciat com a conseqüència de la propagació cap al sud del sistema de *rifts* del Rin-Roine (Ziegler, 1992a); aquest episodi també va influenciar l'extensió al golf de Lleó, el desplaçament de Còrsega i Sardenya i almenys l'inici de l'obertura de la conca Algeroprovençal. Aquesta fase extensiva, que va afectar principalment les parts nord-est i central del Solc, va ser coetània de la compressió al Promontori Balear per l'efecte de la convergència entre la placa africana i l'europea. El segon episodi d'extensió va tenir lloc durant el Serravalià i Tortonià, principalment a causa de la migració cap a l'est de la llosa (*slab*) de la subducció actualment situada als Apenins; l'extensió va afectar principalment el Promontori Balear i, amb menor intensitat, al Solc de València (Negredo et al., 1999). Al llarg d'aquest període, a mesura que el *slab* anava migrant cap al SE, s'anava obrint la conca Algeroprovençal. Els resultats de la modelització presentada en aquest capítol és compatible amb aquest escenari geodinàmic.

Fins a l'article d'Ayala et al., (1996a), que es va publicar basat en el treball presentat en aquest capítol, no hi havia informació sobre l'estructura profunda de la litosfera al llarg de l'eix del Solc i la seva transició vers la conca Algeroprovençal, clarament de caràcter oceànic. Els presents resultats afegeixen noves restriccions a les possibles explicacions de l'evolució tectònica i formació del Solc de València en mostrar com varien les estructures corticals i

litosfèriques, no sols en la direcció transversal al Solc sinó també longitudinalment, oferint una imatge gairebé tridimensional. Aquesta imatge mostra el caràcter asimètric de la conca, així com els diferents estils d'aprimament de l'escorça superior, l'escorça inferior i el mantell litosfèric. Tanmateix, el fet que la coda Q sigui menor al sud que al nord de la conca coincideix amb l'aprimament cortical vers al NE al llarg de l'eix del Solc; tot i que no es disposa d'un perfil de temperatures per a tots els perfils modelitzats (sols el perfil III està situat a prop del perfil modelitzat per Zeyen and Fernàndez, 1994 i, per tant, es podria considerar una distribució de temperatures similar), aquesta coincidència podria suggerir un canvi en la rigidesa de la litosfera, que aniria augmentant vers al NE.

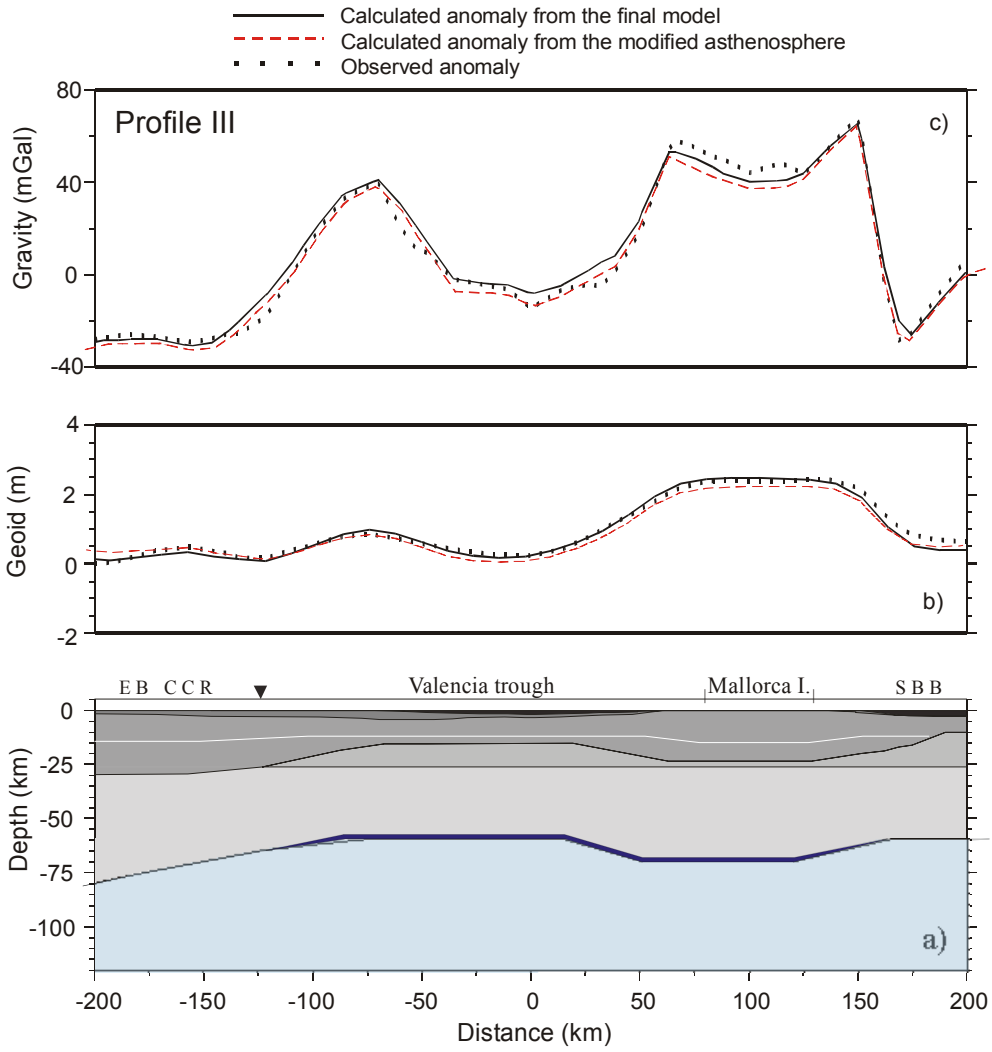
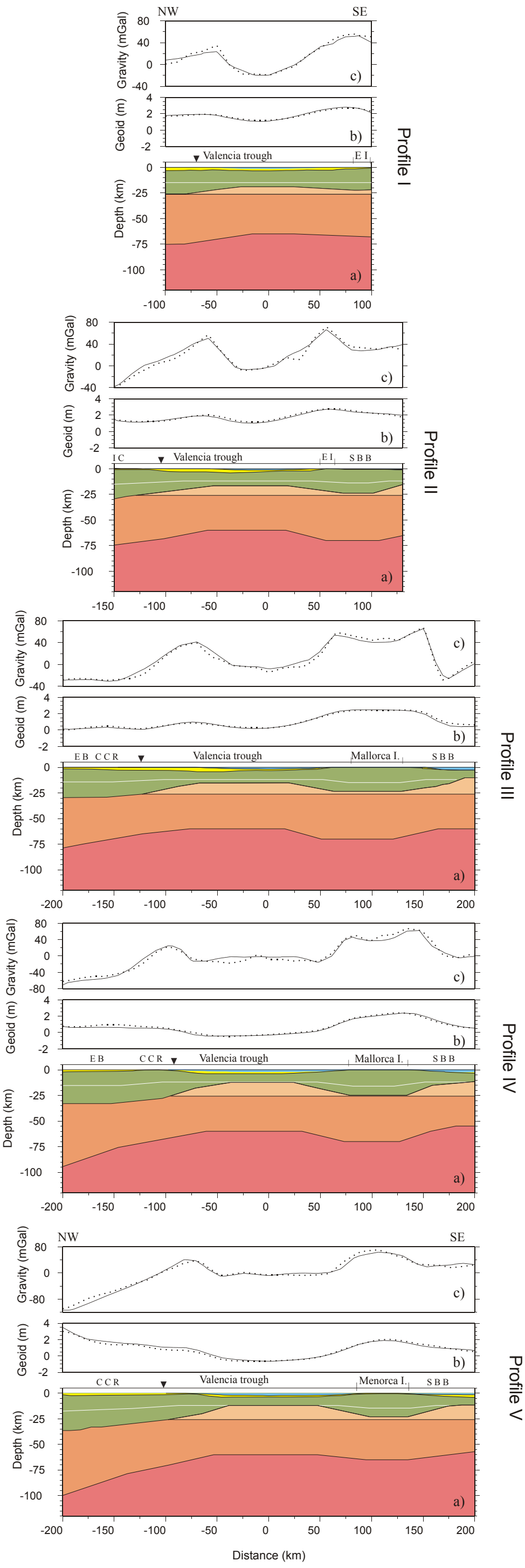


Fig. 6.6. *Resultats d'aprimar la litosfera 2 km (blau fosc).*
Results of thinning the lithosphere 2 km (dark blue).



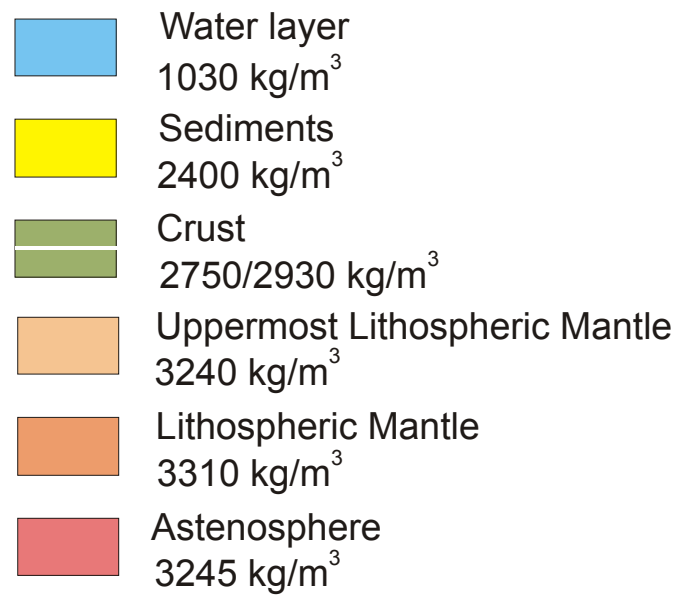


Fig. 6.7. Estructura litosfèrica al llarg dels perfils modelitzats amb gravimetria i geoide (gràfic a). Gràfics b) i c): anomalies gravimètrica i del geoide observades (línia de punts) i calculades (línia continua). EB: conca de l'Ebre; CCR: serralada Costanera Catalana; IC: serralada Ibèrica; EI: illa d'Eivissa; SSB: conca Sud-balear; triangle: línia de costa. Els perfils estan centrats a l'eix del Solc de València, per a facilitar el fer-los comparables entre ells.

Lithospheric structure along the modelled profiles as derived from gravity and geoid modelling (gràfic a). Observed (dotted line) and computed (solid line) geoid and gravity anomalies are shown in panels b) and c) respectively. EB: Ebro Basin; CCR: Catalan Coastal Range; IC: Iberian Chain; EI: Eivissa Island; SSB: South Balearic Basin; solid triangle: shore line. Profiles are centered at the axis of the Valencia trough to make easiest comparison between them.

CAPITOL 7. MODELITZACIÓ 3D: APLICACIÓ A LES CONQUES DE LA MEDITERRÀNIA NORD OCCIDENTAL

Abstract

Integrated three dimensional (3D) gravity and geoid forward modelling has been used to investigate the lithospheric structure of the Northwestern Mediterranean Basins within an area of 650x600 km. The thickness of the sedimentary cover has been compiled from different authors and used as input for the model. Seismic data, when available, have been used to constrain the thickness of the crust. The Moho boundary has also been constrained by the results of the 2D gravity and geoid modelling presented in Chapter 6. Seismic velocities help in assigning densities to the sediments and the crust using standard P-wave velocity to density empirical relationships (e. g. Barton, 1986). The gravity data (with a minimum resolution of ± 5 mGal) were obtained from the former Defence Mapping Agency (DMA), now part of NOAA-NIMA; the GEOMED group provided the geoid data with a resolution of ± 20 cm.

The 3D program used in this study (see Chap. 4) calculates simultaneously both the gravity and geoid anomalies. In this work, the results were matched respectively to the free-air anomaly and to a residual geoid derived by subtracting from the global geoid of GEOMED a regional geoid obtained from the coefficients of the EGM96 global model developed in spherical harmonics up to degree and order 12, in the same way that it was done in the 2D modelling (Chap. 6).

The model has been taken deep enough to include the upper part of the asthenospheric mantle and comprises six layers: seawater, Plio-Quaternary sediments, Miocene sediments, crust, lithospheric mantle and asthenosphere. The interfaces defining these layers were generated in the form of grids which were then converted into sets of vertical prisms of variable height and a horizontal cross-section of 10x10 km. The density contrasts assigned to the prisms have been calculated relative to a two-layer reference model comprising the crust and the lithospheric mantle. As geoid anomalies are related to the inverse of distance from their source (compared to an inverse square for the gravity effect) it is important to model the

observed anomalies well beyond the study area itself. In this case, a margin of 700 km on each side of the model has been added.

The best fit to the observed gravity and geoid anomalies occurs when the crustal and lithospheric structure is as follows:

- The Moho rises from 22 km to less than 12 km from SW to NE beneath the Valencia Trough and from 28 km to less than 12 km from NW to SE in the Gulf of Lions; it reaches depths of 10-12 km beneath the Provençal Basin. Upper mantle densities vary between 3240 kg/m^3 beneath the Valencia Trough (where P-wave velocities are anomalously low, suggesting the presence of an abnormal uppermost mantle), to 3320 kg/m^3 beneath the Gulf of Lions and Provençal Basin, where 'normal' P-wave velocities are found.

- The base of the lithosphere rises from 65-70 km below sea level, beneath the southernmost part of the Valencia Trough and near the shore of the Gulf of Lions, to 55-60 km at the centre of the Provençal Basin; the density contrast between the lithosphere and the asthenosphere is –75 kg/m^3 and the area of oceanic crust is outlined by the bathymetric isolines of 2500-2700 m (as previously suggested by Morelli, 1990).

The structure of the crust and lithospheric mantle obtained from the modelling indicates differential thinning. Moreover other geophysical observations, like the uneven distribution of heat flow values, point out to an asymmetric extensional model. Sensitivity tests have been performed to assure the quality of the results. Remaining residual anomalies from this model are generally < 20 mGal and < 0.5 m for the gravity and geoid data respectively with rms errors of 11.4 mGal and 0.29 m over the study area as a whole (the range of anomaly values being 240 mGal and 5.87 m).

7.1 Introducció

L'objectiu d'aquest capítol és utilitzar la modelització conjunta de gravimetria i geoide en tres dimensions per a determinar l'estructura litosfèrica del Solc de València, golf de Lleó, conca Provençal i conca Sud-balear (Fig. 7.1). Si bé existeixen models de l'estructura cortical d'aquesta zona tant en 2D (ex. Le Douaràn et al, 1984; Torné et al., 1992) i en 3D (ex. Chamot-Rooke, 1999), és poc el que es coneix de l'estructura litosfèrica profunda. Els estudis sobre l'estructura litosfèrica de la Mediterrània occidental provenen principalment de dades de sísmica, per exemple dels treballs de Panza and Suhaldoc (1990) o Suhaldoc et al. (1990), utilitzant ones superficials; de dades de tomografia sísmica (ex. Wortel and Spakman, 1992; Martínez et al., 2000). També Yegorova et al. (1995, 1998), a partir del mapa gravimètric d'Europa, fent la mitjana de les anomalies en una malla d'1º x 1º i fent inversió d'aquestes dades, obtenen una distribució de densitats pel mantell litosfèric per a tot Europa, incloent-hi la Mediterrània i donen una imatge molt general del sistema litosfera-astenosfera en aquesta àrea.

En aquest treball s'han utilitzat per primera vegada les anomalies gravimètriques i del geoide per a construir un model tridimensional al nivell litosfèric profund emprant una malla de 10 x 10 km, el qual permet resoldre estructures de longituds d'ona mitjana-llarga. L'aplicació a l'estudi de l'estructura de les conques de la Mediterrània occidental s'anirà descrivint al llarg d'aquest capítol. En el procés de modelització una de les problemàtiques que s'han abordat en l'aspecte pràctic és la de com estendre el model per a d'evitar els efectes de vora, que en tres dimensions és complicat per la complexitat de les geometries de les diferents capes que formen el model. En el cas de modelitzar les anomalies del geoide, aquests efectes de vora poden ser importants.

La modelització que es presenta en aquest capítol permet visualitzar en tres dimensions com varia la geometria de l'escorça i la litosfera en aquesta zona, la configuració de la qual és força complexa a causa dels processos extensius i compressius que l'han anat afaiçonant durant més de 35 milions d'anys (des de l'Oligocè). Els resultats de la modelització s'utilitzaran per a tractar de resoldre algunes de les incògnites que es plantegen sobre

l'estructura i l'evolució geodinàmica d'aquesta regió: per exemple, es tractarà de definir l'abast de l'escorça oceànica a la conca Provençal i d'esbrinar quin va ser el mecanisme o mecanismes que van influir en l'evolució tectònica d'aquesta zona.

7.1.1 Context geodinàmic i geofísic

El *rift* cenozoic que va afectar l'oest d'Europa, es va estendre en direcció E-O a partir de l'Eocè superior (Ziegler, 1992a) i, d'acord amb aquest autor, es va propagar en direcció N-S al llarg de Oligocè, generant l'obertura de la conca Algeroprovençal —amb la formació d'escorça oceànica— al Miocè. No obstant això, les estructures extensionals d'edat oligocena-aquitanià mitjà al golf de Lleó estan orientades en direcció NE-SW (Gorini, 1994). En la Taula 7.1 (modificada de la taula 3 de Mauffret and Gorini 1996) hi ha un resum de les direccions de l'extensió en algunes conques de la Mediterrània occidental on l'extensió està mesurada en direcció perpendicular a les falles normals (veure, per exemple, Fig. 5.1 per a la localització d'aquestes falles normals). La distribució d'aquestes direccions d'extensió suggereixen que el *rift* cenozoic no va ser l'únic episodi extensiu involucrat en la formació de les conques de la Mediterrània occidental.

El golf de Lleó es pot dividir en dues parts: la part NE, on els *grabens* són paral·lels a la direcció N135 i la part SO, on dues petites però profundes conques —Cathares i Catalan (Mauffret and Gorini, 1996)— estan limitades per falles extensionals de direcció N-S. La mateixa direcció és també evident al llarg de la part est del marge català i el seu marge conjugat a Sardenya (Mauffret and Gorini, 1996) fet que suggereix que l'episodi d'extensió de la zona del Roine, que va ser en direcció E-O, es va propagar a través del marge català a partir de l'Eocè superior. Gairebé al mateix temps (Eocè mitjà-Eocè superior), a causa de la convergència entre Àfrica i Europa, es va desenvolupar una zona de subducció entre aquestes dues plaques (subducció d'Apúlia sota les Cabílies) que es va iniciar capbussant vers el NO i va anar girant i desplaçant-se en direcció E, amb el capbussament del *slab* direcció oest. Des del Serravalià fins a l'actualitat (en que la subducció està localitzada als Apenins), la inclinació de l'*slab* ha estat oest i la direcció del desplaçament ha estat est. Vulcanisme calco-alcalí al Solc de València (edat Catià superior-Burdigalià inferior, Martí et al., 1992), la conca

Provençal (Burdigalià, eg. Mauffret et al., 1995) i Sardenya (Oligocè inferior-Serravalià, eg. Séranne et al., 1999) evidencien l'influencia d'aquesta subducció en el procés de *rifting*.

L'activitat extensiva va anar cessant progressivament a partir del Burdigalià (al Solc de València) i Serravalià (golf de Lleó i conca Provençal).

Localització	**Direcció de l'extensió**	**Edat**	**Referències**
Rift Cenozoic de l'oest d'Europa	N90 (E-O)	Eocè superior-Oligocè	Ziegler, 1992a
Conques del NE del golf de Lleó	N135	Oligocè-Aquitanià mitjà	Gorini, 1994
Conques del SO del golf de Lleó	N90 (E-O)	Eocè superior-Aquitanià mitjà	Gorini et al., 1994
Part E del marge Català	N110	Eocè superior-Aquitanià mitjà	Mauffret et al., 1995
Part O del marge Català	N0 (N-S)	Eocè superior-Aquitanià mitjà	Bartrina et al., 1992
Solc de València	N150	Oligocè-Miocè inferior	Maillard et al., 1992
Rift de Sardenya	N140	Oligocè Mitjà-Aquitanià	Cherchi and Montadert, 1982
Rift central entre Sardenya i el golf de Lleó	N155	Oligocè-Aquitanià mitjà	Mauffret et al., 1995

Taula 7.1. Direcció de l'extensió, mesurada perpendicularment a les falles normals (modificat de Mauffret and Gorini, 1996).

Table 7.1. Direction of extension, measured perpendicularly to the normal faults (modified from Mauffret and Gorini, 1996).

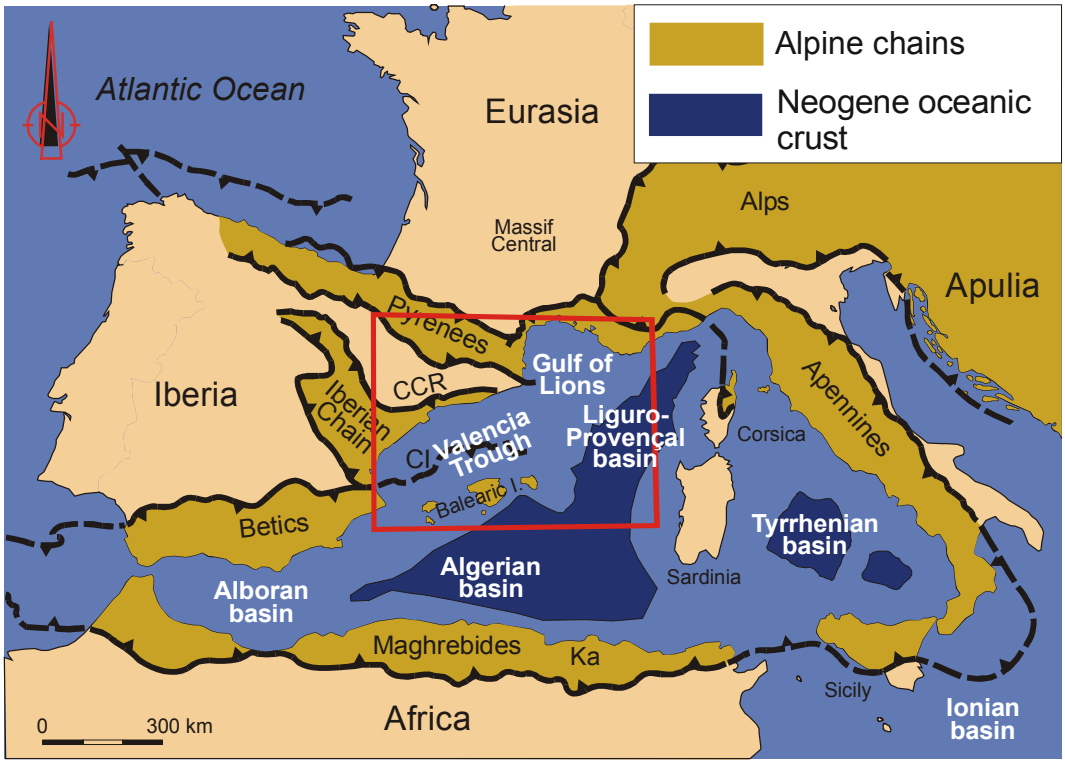


Fig. 7.1. Esquema tectònic de la Mediterrània Occidental. El rectangle vermell enmarca la zona d'estudi (Modificat de Roca, 1999). Ka: Kabilias. CCR: Catalan Coastal Ranges. CI: Columbrete Islands.
Tectonic summary map of the Western Mediterranean. The study area is outlined in red. (Modified from Roca, 1999). Ka: Kabilias. CCR: Catalan Coastal Ranges. CI: Columbrete Islands.

7.1.2 Antecedents: estat actual del coneixement de l'estructura cortical i litosfèrica

A continuació, es recull l'estat actual del coneixement de l'estructura cortical i litosfèrica a les conques de la Mediterrània nord-occidental. Aquestes dades s'han utilitzat com a lligams per a construir el model tridimensional inicial en aquesta zona el qual s'ha anat modificant en aquelles zones amb manca de dades o que la seva qualitat era baixa, per tal de millorar l'ajust entre les anomalies gravimètriques i del geoide observades i calculades.

Escorça continental

L'estructura cortical a les conques de la Mediterrània occidental experimenta variacions importants d'un punt a l'altre d'aquestes conques: des de l'àrea propera a la costa

del golf de Lleó, on l'escorça esta poc estesa, fins a la conca Provençal, on l'escorça s'ha estès fins a assolir l'estat d'escorça oceànica. El gruix cortical és també molt variable, fet que dóna idea de la complexitat d'aquesta regió. Les dades de la profunditat de la Moho procedents dels experiments sísmics es troben distribuïdes irregularment tant al golf de Lleó com a les àrees circumdants, la qual cosa fa que sigui complicat extrapolar d'un lloc a un altre a partir de les dades sísmiques adquirides en una zona concreta. En aquesta secció es presenten els trets més rellevants per a la modelització 3D de l'escorça del golf de Lleó i la conca Provençal (per al Solc de València, veure cap. 6)

La informació sobre l'estructura cortical al golf de Lleó i la conca Provençal provenen principalment de dades sísmiques (cf. Fig. 5.2, i secció 5.1.1, cap. 5; ex. Le Douaràn et al., 1984, Rehault et al., 1984, Mauffret et al., 1995): a prop de la costa, vers l'oest, l'escorça té un gruix de 22 km o fins i tot menys (per exemple, 17 km a la costa de Mònaco) i una velocitat mitjana de les ones P de 6.2 km/s; aquesta capa s'aprima cap al sud-est, vers el centre de la conca Provençal, on la Moho es troba a 12 km de fondària o menys, i es torna a engruixir sota l'illa de Còrsega, on la Moho es troba a 35 km de fondària. A la zona de transició escorça continental-escorça oceànica, la velocitat de les ones P (Vp) és d'uns 6.8 km/s i a l'escorça oceànica, les Vp varien entre 6.7 i 7.4 km/s. És a dir, els valors de les Vp estan dins del rang típic que correspon als diferents dominis corticals de l'àrea d'estudi.

Escorça oceànica

La conca Liguro-provençal ja forma part del domini corresponent a l'escorça oceànica (ex. Burrús, 1984) però els límits de l'escorça oceànica són encara objecte de discussió (veure cap. 5, apartat 5.1.8). L'escorça es va aprimant progressivament des del golf de Lleó en direcció a la conca Provençal (ex. Le Douaràn et al., 1984), on la Moho es pot trobar a fondàries de 10-12 km. Al domini corresponent a la part oceànica (per exemple, la part central de la conca Provençal) l'escorça és molt prima (3-5 km de gruix) i possiblement inclou les capes 3A i 3B, amb Vp entre 5.8-6.7 km/s i 6.7-7.4 km/s respectivament; la capa oceànica 2, amb Vp entre 5.2 i 5.4 km/s és difícil d'identificar. Com que és complicat establir clarament l'extensió del domini oceànic, ja que no existeix un únic criteri que permeti delimitar aquest

domini i donat que les dades sísmiques a la conca Provençal són escasses i les dades magnètiques poc concloents, en el present treball s'han provat quatre possibles límits entre l'escorça continental i l'escorça oceànica (veure Fig. 5.7): el proposat per Burrús (1984); l'establert per Rehault et al., (1984); l'indicat per Pasquale et al., (1996); i el suggerit per Roca (1999). Tenint en compte les indicacions de Morelli (1990), basat en la relació entre la batimetria i les anomalies de Bouguer, també s'ha provat un límit escorça continental - escorça oceànica basada en els criteris presentats per aquest autor, que en alguns llocs coincideix amb els límits proposats pels autors abans esmentats, i és compatible tant amb la distribució de dades magnètiques com amb les dades sísmiques; considerar aquest límit en els càlculs és el que millor ha permès ajustar les anomalies gravimètriques i del geoide (veure secció 7.3)

Estructura litosfèrica

Com ja s'ha mencionat en la introducció, les dades sobre l'estructura del mantell litosfèric provenen fonamentalment de dades de sísmica profunda a escala regional (ex. ones superficials, tomografia). Dades més detallades procedeixen de models bidimensionals, com per exemple el calculat modelitzant flux de calor, elevació i anomalies gravimètriques en un transsecte que passa pel centre del Solc de València (Zeyen and Fernàndez, 1994) i la modelització bidimensional de les anomalies gravimètriques i del geoide al llarg de perfils que travessen el Solc de València i el golf de Lleó (Ayala et al., 1996a i 1995, respectivament; veure també capítol 5, apartat 5.1.7. i capítol 6). En resum es pot dir que els processos d'extensió han generat una litosfera molt aprimada, amb gruixos que poden arribar a menys de 60 km al centre de la conca Provençal. A la part superior del mantell litosfèric al golf de Lleó i la conca Provençal, les Vp oscil·len entre 8.0 i 8.4 km/s, per tant, en aquesta zona no hi ha evidència de la presència d'un "mantell anòmal", com al Solc de València. Els detalls de l'estructura litosfèrica, com es dedueix dels resultats del model 3D, es presenten en l'apartat 7.3.

Són destacables els resultats de Yegorova et al., 1998, que en la seva anàlisi de les inhomogeneïtats del mantell superior a Europa i la Mediterrània a partir d'un model

gravimètric 3D per a tot Europa i la Mediterrània utilitzant un interval de malla d'1º x 1º, troben a la Mediterrània occidental una litosfera molt aprimada i, assumint una temperatura de 1600ºC a una fondària de 200 km, arriben a la conclusió que l'astenosfera pot estar escalfada i assolir fusió parcial. També troben que el mantell litosfèric en aquesta zona està caracteritzat per dominis de velocitats baixes (en comparació amb la resta d'Europa) i elevades temperatures; aquests autors assumeixen que aquestes anomalies són degudes a l'expansió tèrmica del material astenosfèric.

En la modelització 3D que s'exposa i es discuteix en aquest capítol també s'han tingut en compte els resultats de la modelització gravimètrica 2.5D al llarg d'un perfil que va des del NO d'Ibèria fins al S d'Itàlia creuant el golf de Lleó, la conca Provençal, Sardenya i la mar Tirrena (Cella et al., 1998), on els autors troben gruixos litosfèrics de menys de 40 km al centre de la conca Provençal, així com els resultats de Cermák (1993), que a partir de la modelització 3D emprant dades de flux de calor troba una litosfera tèrmica a la zona del golf de Lleó i la conca Provençal amb gruixos entre 50 i 70 km.

7.2 Interpretació qualitativa dels observables

En aquest apartat es presenten les característiques més importants dels observables geofísics a la zona d'estudi en relació amb el model tridimensional emprat en els càlculs. Una detallada descripció de la batimetria i de les dades gravimètriques i del geoide es pot trobar en el capítol 5 (Seccions 5.2.1, 5.2.2 i 5.2.3). D'ara endavant quan es parli de 'geoide' hom es referirà al geoide residual, obtingut restant del geoide de la Mediterrània calculat pel grup GEOMED, un camp regional calculat desenvolupant en harmònics esfèrics el potencial gravitatori de la Terra fins a grau i ordre 12 mitjançant els coeficients del model geopotencial EGM96.

A més de la batimetria, la topografia, la gravimetria i el geoide, també s'incorporen com a observables els sediments plio-quaternaris i miocens, la geometria dels quals s'ha considerat pràcticament fixa en el procés de modelització.

7.2.1 Batimetria, topografia, gravimetria i geoide

- La batimetria (Fig. 7.2) s'ha obtingut de l'*International Bathymetric Chart of the Mediterranean* (IBCM) publicada per The Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC) of UNESCO. La batimetria reflecteix les conseqüències de l'evolució tectònica de les àrees marines, així com importants trets geològics. La geometria dels diferents dominis batimètrics (plataforma, talús i pla abissal) permeten estimar en primera aproximació la possible geometria de l'escorça: sota la plataforma continental al golf de Lleó i al Solc de València, la Moho té un gruix de 18-26 km (com es deriva dels resultats d'aquest treball i que coincideixen amb els resultats d'altres interpretacions de dades geofísiques), fet que correspon a una escorça continental estesa. Les zones on el talús és més abrupte (per exemple, al golf de Lleó, a la zona davant de la costa Catalana i a l'escarpament d'Emile Baudot, a la part sud-est del Promontori Balear), corresponen a zones de ràpid aprimament de l'escorça continental i la plana abissal pràcticament coincideix amb el domini oceànic o amb una escorça de transició molt aprimada.

- La topografia (els orogens alpins que voregen les conques de la Mediterrània occidental, Fig. 7.2) s'ha obtingut de la base de dades ETOPO5 i sols s'ha emprat en la modelització litosfèrica amb dades del geoide. Tot i que en el senyal del geoide les estructures litosfèriques profundes tenen una contribució més important que en el cas de la gravimetria, també la topografia influeix notablement en l'anomalia del geoide, de manera que s'observa una correlació entre el senyal topogràfic i el geoide sobretot pel que fa a les anomalies d'ona curta. En aquest treball, en el qual l'estudi s'ha centrat en les conques de la Mediterrània occidental i, per tant, les zones muntanyoses s'han considerat part de les vores del model, la resolució de la topografia proporcionada per l'ETOPO5 s'ha considerat suficient.

- L'anomalia gravimètrica observada emprada en la modelització és l'anomalia d'aire lliure a la zona marina (de la base de dades del *Defence Mapping Agency*) i l'anomalia de Bouguer a terra (Casas et al., 1986) (Fig. 7.3; les dades disponibles sols arriben fins a c. 43.25 N, que equival al km 4800 N, coordenades UTM en km, meridià central 3). Si es

corregeix l'anomalia d'aire lliure per l'efecte de l'aigua, substituint aquesta per una escorça de densitat 2670 kg/m^3, s'obté l'anomalia de Bouguer simple. Un cop corregit l'efecte de la capa d'aigua, l'anomalia de Bouguer simple mostra una morfologia que ja indica la variació del gruix cortical segons els diferents dominis: anomalies entre 200 i 240 mGal a la zona on s'infereix l'existència d'escorça oceànica, al centre de la conca Provençal; valors més petits, 120-200 mGal, a les zones on es pot tenir escorça continental molt aprimada o escorça de transició; forts gradients, de 60 a 120 mGal, a les zones on l'escorça va canviant ràpidament de gruix i, finalment, valors de 0 a 60-100 mGal a les zones on l'escorça continental esta poc aprimada, com a la part corresponent a la plataforma al golf de Lleó o a la zona compresa entre la costa d'Ibèria i Eivissa.

- Les components de longitud d'ona llarga del geoid (en aquest cas, el geoide residual, Fig. 7.3) són independents de la superfície topogràfica i es poden correlacionar amb variacions de l'estructura litosfèrica al nivell profund; la comparació entre les ondulacions del geoide de longitud d'ona intermèdia amb estructures geològiques tant a terra com a mar indiquen que aquestes anomalies reflecteixen principalment contrastos laterals de densitat a les distribucions de masses a l'escorça i la litosfera (Doncoure and Antoine, 1994). El geoide, a la regió d'estudi, presenta valors menors que zero que es poden associar a zones que pertanyen al domini oceànic i/o bé a zones on tant l'escorça com la litosfera estan molt aprimades, mentre que valors més grans es poden associar a un progressiu engruiximent tant cortical com litosfèric. En qualsevol cas, els canvis en els gruixos litosfèrics són els que més influència tenen en la forma i distribució d'aquestes anomalies: el caràcter de les anomalies del geoide, on no es veuen gradients tan marcats com a l'anomalia de Bouguer simple, suggereix que l'aprimament litosfèric des de terra vers el centre de la conca Provençal es realitza d'una manera més 'suau', sense canvis tan abruptes com en el cas de l'escorça.

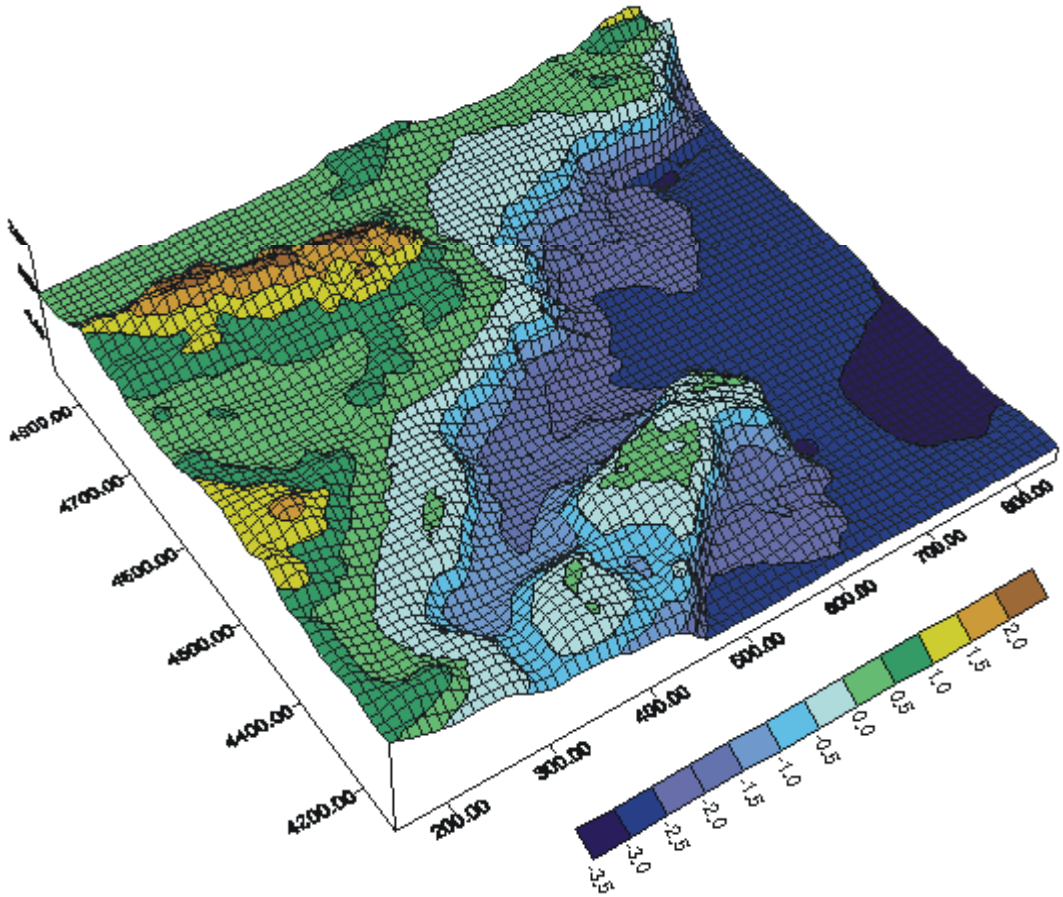


Fig. 7.2. Batimetria i topografia de la zona d'estudi. Coordenades UTM en km, meridià central 3ºE. Més explicació al text.

Bathymetry and topography of the study area. UTM coordinates in km, central meridian 3ºE. See text for more explanation.

Si es compara la batimetria, l'anomalia de Bouguer simple i el geoide (Figs. 7.2 i 7.3), es pot veure que la zona on la batimetria és mes profunda (més de 2700 m, cap al centre de la conca Provençal i vers el sud d'Eivissa, al mar d'Alborán) correspon amb els valors màxims de l'anomalia de Bouguer simple (200-250 mGal). El geoide, en canvi, assoleix els valors mínims (de –1 fins –1.5 m, arribant puntualment a –2m davant de la costa de Provença) vers el sud-est del golf de Lleó, en una zona on s'observa un cert gradient tant en la batimetria com l'anomalia de Bouguer; això pot suggerir que hi pot haver una disminució del gruix cortical vers la conca Provençal, mentre que la litosfera manté un gruix pràcticament constant (és a dir, l'aprimament cortical i litosfèric presenten característiques diferents).

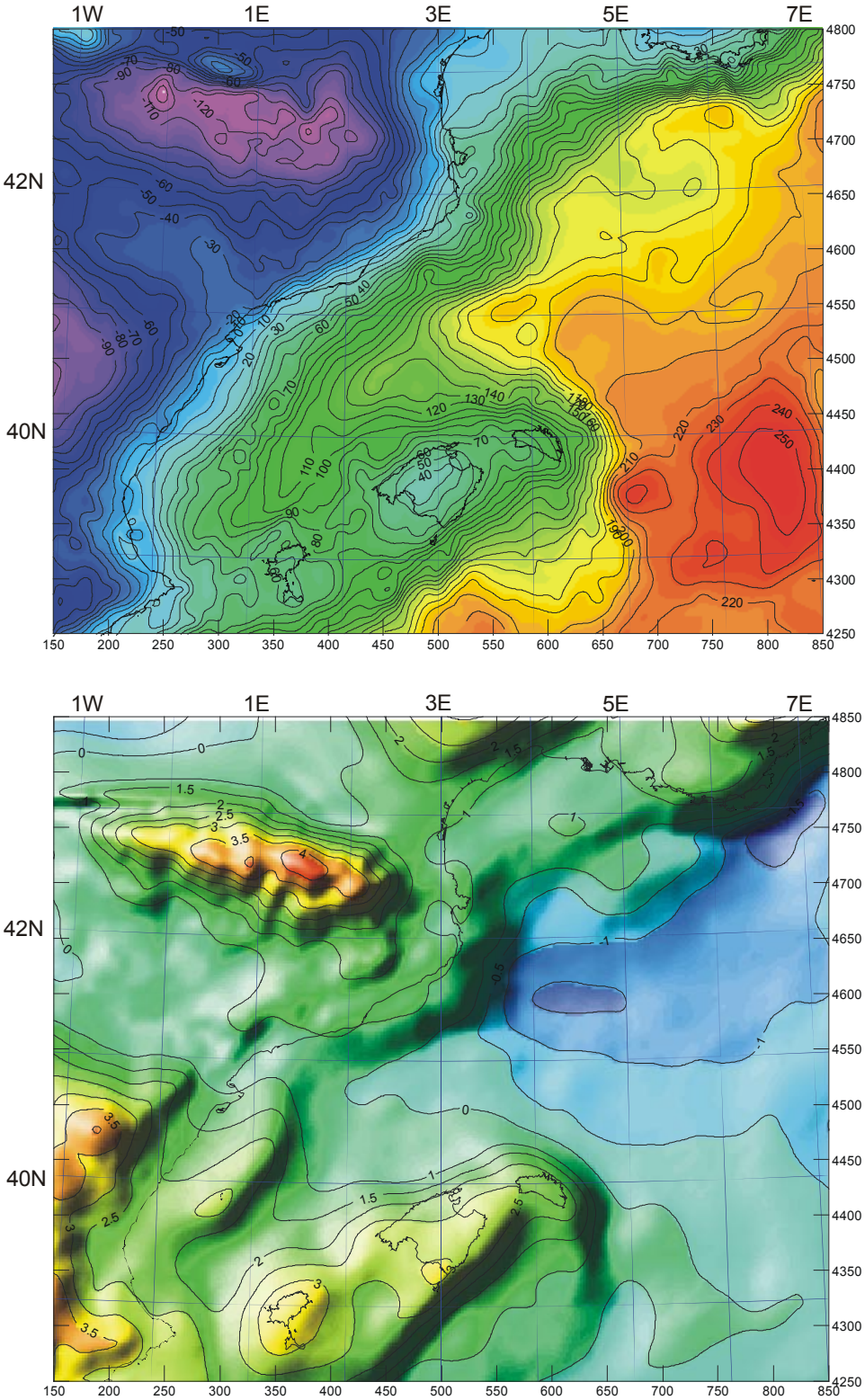


Fig. 7.3. Gràfic superior: anomalia de Bouguer simple. Gràfic inferior: anomalia del geoide residual. Coordenades UTM en km, meridià central 3ºE. Les dades gravimètriques utilitzades en aquest treball sols estan diponibles fins 43.25º N. Més comentaris al text.

Upper panel, simple Bouger anomaly. Lower panel, residual geoid anomaly. UTM coordinates in km, central meridian 3ºE. The gravity anomaly was only available up to c. 43.25ºN. See text for more comments.

7.2.2 Sediments Terciaris i Quaternaris

La cobertora sedimentària (c. f. cap. 5) és força ben coneguda al Solc de València i al golf de Lleó, d'on es disposa d'abundants dades sísmiques, dades de sondatges i dades geològiques, però no tant a la conca Provençal (que inclou la conca Sud-balear), d'on es disposa de moltes menys dades geològiques i geofísiques. No obstant això, com que incerteses en la geometria dels sediments només afectaran les longituds d'ona curta dels camps potencials i l'objectiu d'aquest treball és modelitzar estructures litosfèriques, la cobertora sedimentària s'ha considerat com una dada inicial del model 3D.

Les dues capes de sediments emprades en la modelització s'han obtingut compilant dades prèviament publicades: per als sediments plio-quaternaris s'ha digitalitzat el mapa publicat per la International Oceanographic Commission, IOC (les dades digitalitzades es presenten en la Fig. 7. 4 A) (Gennesseaux et al., 1998); els sediments miocens (Fig. 7. 4 B) del golf de Lleó i la conca Provençal s'han compilat de Rehault et al. (1984), Le Douaràn et al. (1984) i Mauffret et al. (1995). Els sediments miocens al Solc de València provenen de Clavell and Berastegui (1991), Díaz del Rio et al., (1986) i Maillard et al. (1992).

En molts sectors de la Mediterrània occidental, la presència d'una important cobertora sedimentària (amb gruixos que poden arribar fins a 7 km) emmascara l'estructura del basament acústic (Serra-Raventós et al, 1979). L'estructura de la cobertora sedimentària a la zona d'estudi es pot resumir com segueix (ex. Rehault et al., 1984, Le Douaràn et al., 1984, Maillard et al, 1992). Els sediments plio-quaternaris poden arribar a gruixos de fins a 3 km i velocitats sísmiques de les ones P (Vp) de fins a 2.9 km/s al golf de Lleó i conca Provençal, i fins a 2.7 km/s al Solc de València. Generalment, el límit entre els sediments miocens i els sediments plio-quaternaris està ben definit: als talusos, per superfícies d'erosió i a les parts més profundes de les conques per l'alta reflectivitat dels dipòsits de sals Messinienses (Genneseaux et al., 1998). Per sota d'aquest sediments, (excepte en els llocs on hi han superfícies d'erosió, com el talús) es troba la sèrie evaporítica messiniana, amb gruixos entre 0.5 i 2.7 km i Vp de 4.0-4.3 km/s al golf de Lleó i la conca Provençal, mentre que al Solc de València les Vp oscil·len entre 2.3 i 3.8 km/s. Sota d'aquesta sèrie, les capes corresponents als sediments miocens tenen gruixos que localment poden ser superiors a 3.5 km i Vp de 4.5 a 5.1

km/s al golf de Lleó i conca Provençal; al Solc de València, les Vp per aquests sediments són menors de 5.1 km/s. En el cas del Solc de València, les Vp experimenten un lleuger increment prop del límit amb la conca Provençal, però en general tendeixen a ser més baixes que en la resta de les conques, fet que justifica que en la modelització s'hagin emprat densitats més baixes en aquesta zona (veure secció 7.3.2).

El basament presenta una estructura general en *horsts* i *grabens*; localment, els blocs donen lloc a la presència d'alts estructurals que arriben a aflorar fins i tot a la plataforma continental. Als marges on la plataforma continental és més àmplia i el talús és menys abrupte no s'observa, en general, continuïtat entre l'estructura del basament i la cobertora sedimentària del Neogen-Quaternari, la qual és netament discordant. Això implica que el basament acústic va ser estructurat amb anterioritat als dipòsits neogens, principalment d'edat Miocè mitjà; la presència de potents sèries *progradants* posa de manifest que en aquestes àrees la velocitat de sedimentació va ser igual o superior a la de subsidència. La unitat sedimentària superior presenta fàcies someres i continentals del Quaternari i en el seu desenvolupament ha jugat un paper important els canvis eustaticoclimàtics; la presència d'aquestes sèries implica l'existència d'una forta subsidència fins a èpoques recents. Als marges on el talús és més abrupte, l'estructura del basament és més evident perquè la cobertora sedimentària és prima o nul·la (Serra-Raventós et al, 1979).

7.3 Modelització 3D

La geometria de les diferents capes que formen l'estructura litosfèrica de les conques objecte d'aquest estudi es representa per una sèrie de malles regulars amb un pas de malla de 10 km. Cada malla correspon al gruix o bé a la base de la capa corresponent. A partir d'aquestes malles regulars es creen els prismes que reproduiran la distribució de densitats per tota la litosfera i que constituiran el model de densitats. El coneixement de la batimetria i de la cobertora sedimentària, així com dels lligams per a l'estructura cortical obtinguts principalment a partir de les dades sísmiques disponibles a la zona han permès obtenir amb bona precisió la topografia de la base de la litosfera.

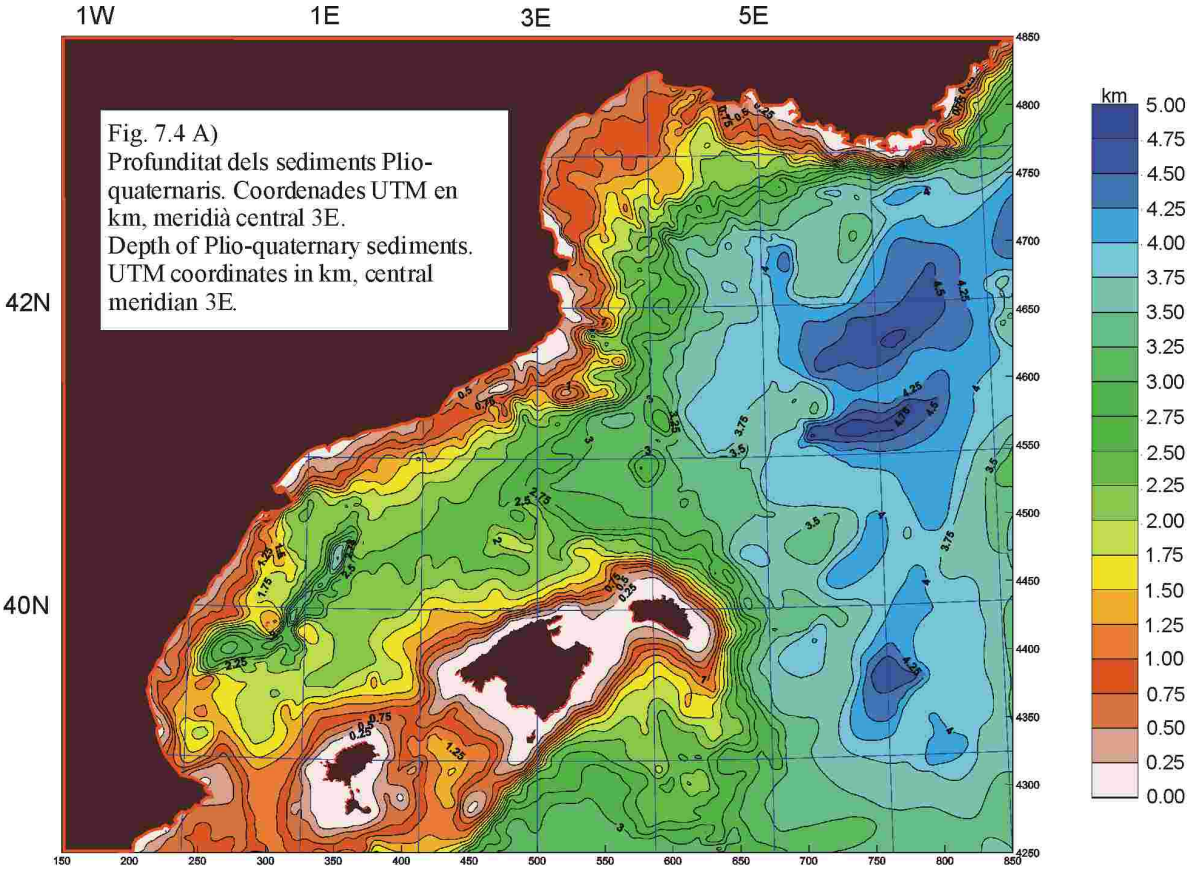


Fig. 7.4 A)
Profunditat dels sediments Plio-quaternaris. Coordenades UTM en km, meridià central 3E.
Depth of Plio-quaternary sediments. UTM coordinates in km, central meridian 3E.

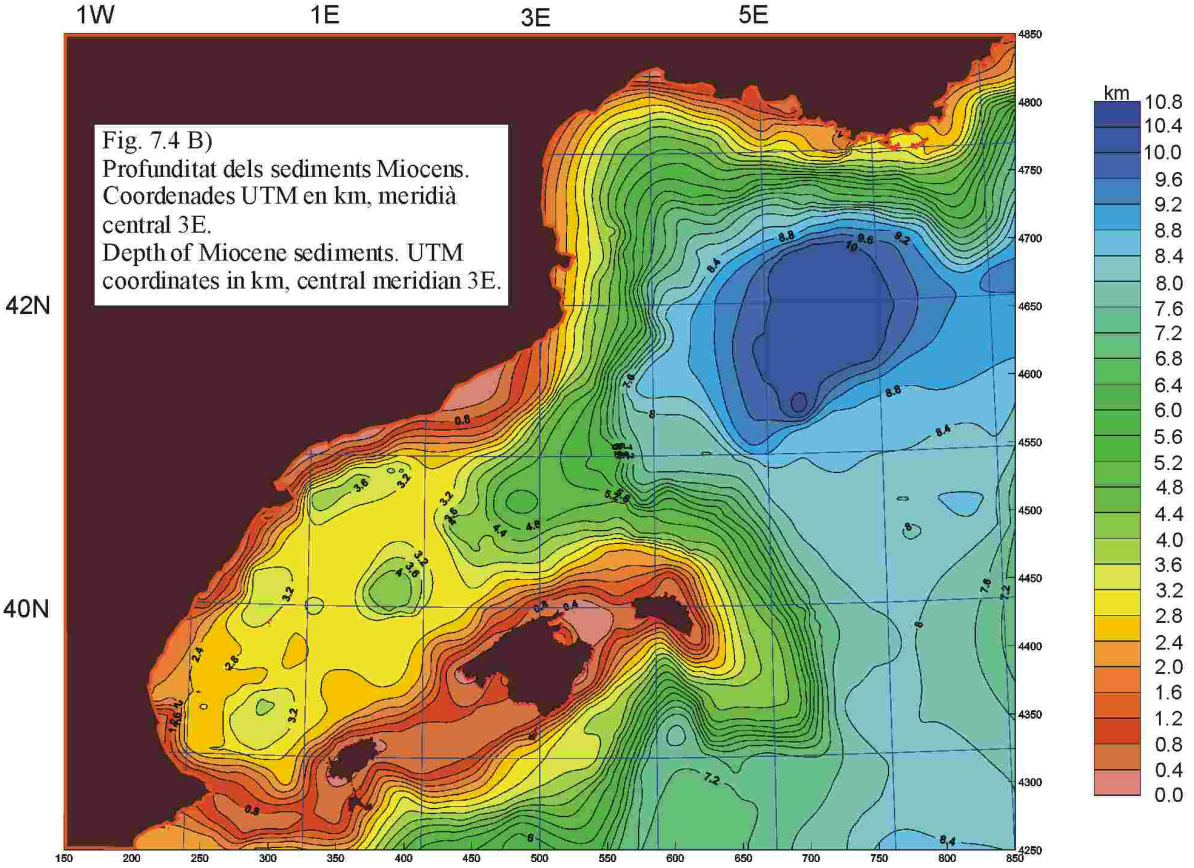


Fig. 7.4 B)
Profunditat dels sediments Miocens. Coordenades UTM en km, meridià central 3E.
Depth of Miocene sediments. UTM coordinates in km, central meridian 3E.

7.3.1 Metodologia.

En la modelització 3D que s'ha dut a terme en aquest treball, s'han utilitzat com a observables dades de gravimetria (l'anomalia d'aire lliure) i geoide (anomalia del geoide residual, com ja s'ha explicat al principi d'aquest capítol).

Les dimensions de la zona d'estudi són aproximadament 6x6 graus (és a dir, 650x600 km). D'aquesta manera no és necessari tenir en compte la curvatura de la terra. Per a evitar els errors deguts als efectes de vora, el model s'ha estès suficientment per tots els extrems, més enllà dels límits de la zona d'estudi mostrada en la Figura 7.1. El model s'ha estès en dos trams utilitzant dues 'filosofies' diferents: fins a c. 400 km per cada costat, el model s'ha estès tenint en compte les estructures geològiques conegudes a la zona (és a dir, anant a ajustar la tendència regional del geoide) i a partir d'aquesta distància, els prismes corresponents a cada capa s'han anat aprimant progressivament fins a fer-los coincidir amb el model de referència (el qual es descriurà més endavant). En aquest sentit, de la zona mostrada en les figures d'aquest capítol, es consideren vores del model els Pirineus, la serralada Ibèrica, la part de la conca de l'Ebre situada a l'est del meridià zero i les zones emergides de França. En el cas del geoide, a més d'estendre el model, s'ha de complir que la part estesa estigui en equilibri isostàtic local. D'aquesta manera s'assegura que les longituds d'ona llarga del geoide generades a les vores no afecten el model en si, ja que es cancel·len mútuament. Part del procés d'assaig i error que s'ha seguit en el procés de modelització ha estat estimar quant s'havia d'estendre el model cap a les vores. La conclusió és que es necessita estendre'l almenys quatre vegades l'àrea d'interès. Tot això fa que la modelització 3D utilitzant conjuntament dades de gravimetria i geoide adquireixi una complexitat afegida a diferència, per exemple, de la modelització tridimensional emprant gravimetria i magnetisme, on per a evitar els efectes de vora n'hi ha prou amb estendre el model en capes planes i paral·leles sense fer cap hipòtesi *a priori*.

Model inicial

El model tridimensional arriba a una fondària d'aproximadament 145 km (sota els Pirineus i els Alps) i està format per sis capes de gruix variable: la capa d'aigua, els sediments plio-quaternaris, els sediments miocens, l'escorça (que no s'ha subdividit en escorça superior i escorça inferior perquè no es disposa de suficient informació a tota la zona per a fer aquesta distinció), el mantell litosfèric i la part més superior del mantell astenosfèric. Per a la capa d'aigua i els sediments plio-quaternaris s'han considerat fixes tant les densitats com els gruixos. En el cas dels sediments miocens, sols s'han modificat lleugerament les fondàries en les zones on les dades no estan prou ben constrenyides (principalment a la conca Provençal) i la longitud d'ona de les anomalies residuals ha suggerit que el seu origen està a la capa de sediments. Per a l'escorça i el mantell litosfèric, s'han considerat fixes les densitats, mentre que els gruixos d'aquestes capes han estat els paràmetres a modificar.

La topografia inicial de la Moho s'ha construït tenint en compte dades de sísmica de reflexió, principalment les procedents dels ESP disponibles al Solc de València i al golf de Lleó (veure cap. 5, secció 5.1.1), i les dades procedents de la modelització conjunta de gravimetria i geoide 2D al Solc de València (ex. Ayala et al., 1996a) i al golf de Lleó (ex. Ayala et al., 1995). Inicialment, la frontera litosfera-astenosfera s'ha construït amb les dades dels models 2D abans esmentats, els resultats de Zeyen and Fernàndez (1994) que modelitzen un transsecte que creua el Solc de València des dels Pirineus fins a la conca Sud-balear emprant dades de flux de calor, gravimetria i elevació i els resultats de Cella et al. (1998), que modelitzen una transecta que creua el golf de Lleó i la conca Provençal utilitzant dades de gravimetria; també s'han tingut en compte els resultats procedents de la tomografia sísmica (ex. Panza and Suhaldoc, 1990; Spakman et al., 1993; Martínez et al., 2000), de la modelització 3D de dades de flux de calor (Cermák, 1993) i de la inversió 3D de dades gravimètriques (Yegorova et al., 1998).

Aquest model inicial, un cop fixades les densitats i el gruix d'algunes capes (l'aigua i els sediments), s'ha anat variant per a minimitzar les diferències entre les anomalies calculades i les observades tant gravimètriques com del geoide. El nombre mitjà de prismes

per cada capa, tenint en compte la zona estesa més enllà dels límits de l'àrea d'interès, oscil·la entre 36000 i 39000, essent cada prisma de base quadrada de 10x10 km. Una altra dificultat, a més de la problemàtica dels efectes de vora, rau en el fet que modificacions en una zona del model poden afectar l'anomalia del geoide calculat a tota la regió modelitzada i , per tant, el model s'ha d'anar millorant amb precaució, retocant la geometria d'una capa, veient com canvia el resultat, etc. Així es té control de com va 'evolucionant' el model fins que les diferències entre les anomalies observades i calculades són adequades per a donar el model per finalitzat (en general, es considera un bon ajust que les diferències entre les anomalies observades i calculades presentin un rms que tingui un valor igual o menor que el 10% de l'amplitud total de les anomalies).

Per a canviar els gruixos del prisma o prismes que es volien modificar en una capa determinada, s'ha utilitzat una *interface* gràfica que permet editar el *grid* corresponent i rectificar-lo. Un cop modificat el *grid*, la geometria dels prismes s'aconsegueix mitjançant un programa (elaborat per l'autora d'aquest treball) que, a partir de les esmentades malles regulars, construeix els prismes amb una base quadrada de 10x10 km, calcula el gruix de cada prisma a partir de la fondària i el model de referència i assigna a cada prisma la densitat corresponent. Per al càlcul s'han utilitzat contrastos de densitat referits a un model de referència de dues capes: l'escorça (amb una densitat mitjana de 2850 kg/m^3 i una fondària entre 0 i 33 km) i el mantell litosfèric (amb una densitat mitjana de 3320 kg/m^3 i una fondària entre 33 i 100 km).

El programa emprat en els càlculs (c. f. cap. 4, secció 4.2.2) resol el problema directe per gravimetria i geoide simultàniament en el domini espacial. Donades les grans dimensions del model, la resposta gravimètrica i del geoide s'ha calculat separadament per cada una de les capes i l'ajust entre les observacions i els càlculs s'ha aconseguit amb el procediment d'assaig i error. Aquest programa permet entrar diferents densitats per cada prisma. No obstant això, les úniques variacions laterals de densitat que s'han introduït han estat per a tenir en compte variacions en les densitats dels sediments al Solc de València respecte al golf de Lleó i la conca Provençal (d'acord amb les dades geofísiques disponibles) i la presència del mantell anòmal al Solc de València, evidenciat per les dades sísmiques, i que no es troba a les altres

conques. No s'ha disposat de dades suficients per a haver creat una malla de densitats on es pogués assignar una densitat diferent per a cada prisma.

Els càlculs s'han realitzat utilitzant una *Silicon Graphics*, model O2, amb una CPU MIPS R 5000, 32 kbtes de memòria *cache*, 64 Mb de memòria principal i un processador IP32 a una velocitat de 180 MHz. Per a cada capa el temps real de càlcul ha estat com a mínim de sis hores.

És difícil establir un criteri per a modificar o retocar els gruixos dels prismes per tal de millorar l'ajust del model.Un dels problemes rau en la dificultat de predir l'efecte que tindran aquests canvis en l'anomalia del geoide, per raó de la inherent longitud d'ona llarga que caracteritza aquesta anomalia i que, per tant, afecta zones més extenses que en el cas de l'anomalia gravimètrica. En general, es comença tractant d'ajustar l'anomalia gravimètrica amb els sediments i l'escorça i, després, es va variant el gruix del mantell litosfèric per ajustar l'anomalia del geoide. Un cop fet això, es va refinant el model fins que l'ajust és adequat (rms amb un valor menor o igual que l'equivalent al 10% de l'amplitud total de l'anomalia).

La contribució total del model s'ha obtingut sumant els resultats per a cada capa. Les anomalies residuals s'han obtingut restant de les anomalies observades l'efecte calculat del model.

- Donada la manca de dades per a caracteritzar l'escorça de transició que possiblement separa el domini continental de l'oceànic, s'ha suposat que la transició escorça continental - escorça oceànica (OCB) és una línia. Mantenint la geometria de les diferents capes del model, s'han utilitzat les OCB suggerides per Rehault et al. (1984), Burrús (1984), Pasquale et al. (1996), Roca (1999) i Morelli (1990) (veure Fig. 5.7, al capítol 5 i Fig. 7.13).

7.3.2 Determinació de densitats.

La cobertora sedimentària neògena s'ha subdividit en dues capes: una de sediments plio-quaternaris, de densitat entre 2220 kg/m^3 (al Solc de València) i 2400 kg/m^3 (al golf de

Lleó i la conca Provençal) i una altra de sediments miocens amb una densitat mitjana entre 2400 kg/m^3 (al Solc de València) i 2550 kg/m^3 (al golf de Lleó i la conca Provençal); com que no es tenien dades suficients per a acotar el límit entre l'escorça superior i inferior a tota la zona, s'ha considerat una escorça uniforme amb una densitat mitjana de 2850 kg/m^3. A la conca Provençal, on s'assumeix la presència d'escorça oceànica, s'ha emprat una densitat de 2870 kg/m^3. Per al mantell litosfèric, s'ha utilitzat una densitat de 3240 kg/m^3 al mantell litosfèric anòmal al Solc de València i de 3320 kg/m^3 per al mantell litosfèric "normal" a la resta de la regió modelitzada. Per a l'astenosfera s'ha emprat un valor de 3245 kg/m^3.

Aquestes densitats s'han obtingut a partir de les relacions empíriques de Nafe and Drake (1961) per als sediments i en les relacions empíriques de Christensen & Shaw (1970) i Barton (1986) per a l'escorça i el mantell, utilitzant les velocitats sísmiques de les ones P (Vp) dels ESP disponibles tant al Solc de València (Torné et al., 1992) com al golf de Lleó (ex., Pascal et al., 1993). Per a l'escorça oceànica s'ha utilitzat el valor mitjà obtingut a Carlson and Herrick (1990). Aquests valors de la densitat són coherents amb les densitats emprades per altres autors (ex., Burrús et al., 1987, Torné et al., 1992, Pascal et al., 1993, Zeyen and Fernàndez, 1994; Yegorova et al., 1998). La densitat a l'astenosfera s'ha assignat d'acord amb els resultats de Zeyen and Fernàndez (1994). Un cop fixades les densitats, els paràmetres que queden per ajustar són bàsicament el gruix de l'escorça i de la litosfera.

7.3.3 Resultats de la modelització

El procés de modelització ha estat lent, ja que és difícil predir l'efecte que tindran en les anomalies del geoide els canvis en la geometria d'un àrea concreta del model, a causa de la component de longitud d'ona llarga d'aquest camp potencial. A més, sols ha estat possible fer un càlcul diari (és a dir, s'ha modificat una zona d'una capa del model, s'ha calculat la resposta gravimètrica i geoidal, s'ha comparat amb les observacions, etc.), cosa que ha implicat una feina d'uns quants mesos. Els resultats del model 3D es presenten com a mapes amb les isolínies corresponents a la fondària.

Sediments

L'efecte gravimètric i geoidal dels sediment plio-quaternaris es mostra a la Figura 7.6. La màxima contribució d'aquests sediments està localitzada davant de la costa de València (al S de la desembocadura de l'Ebre) i a la part N de la conca Provençal (vers la desembocadura del Roine), on els valors de les anomalies gravimètriques arriben a valors de –70 i –40 mGal, respectivament. El mateix s'observa a les anomalies del geoide, on els valors arriben a –7 i –8 m, respectivament; la longitud d'ona de les anomalies del geoide és considerablement més llarga que la de les anomalies gravimètriques.

L'efecte gravimètric i geoidal dels sediments miocens es pot veure en la Figura 7.7. D'una manera similar al cas dels sediments plio-quaternaris, els valors més importants d'aquestes anomalies es troben a la zona N de la conca Provençal, on s'arriben a valors de –70 mGal i -20.5 m, i vers el S de Menorca, on s'observen valors de –80 mGal i –21.5 m respectivament.

Si a l'anomalia de Bouguer simple se li treu l'efecte dels sediments, es pot considerar que l'anomalia que queda és deguda bàsicament a l'efecte de la topografia de la Moho (encara que variacions de densitat a nivell més profund també tenen certa influència) (Chamot-Rooke et al., 1999). Un cop corregida l'anomalia de Bouguer simple per l'efecte dels sediments (els miocens i els plio-quaternaris), la característica més destacable de l'anomalia residual regional (Fig. 7.10 A) és la zona pràcticament plana cap al centre de la conca Provençal, coincidint aproximadament amb una zona on els sediments tant miocens com plio-quaternaris presenten gruixos importants. També s'observa que aquestes variacions gravimètriques a tota la conca Provençal són menors i més "suaus" que les observades a l'anomalia de Bouguer simple, fet que pot indicar que en aquesta àrea la base de l'escorça presenta poques variacions laterals. El resultat de corregir el geoide de la capa de sediments (un cop extreta la contribució de la topografia i de la capa d'aigua, Fig. 7.10 B) és una anomalia amb un màxim de 110 m centrat a la conca Provençal i que va disminuint gradualment cap a les vores.

Escorça i mantell litosfèric

Solc de València

Els resultats de la modelització es presenten en les figures 7.8 (profunditat de la Moho) i 7.9 (profunditat de la base de la litosfera), i els trets més rellevants són que la Moho s'aprima a l'eix de la conca en direcció SO-NO amb fondàries des de 22 km fins a menys de 12 km mentre que la litosfera s'aprima ràpidament des de 75 km fins a 60 km de fondària i es manté pràcticament a la mateixa fondària fins al golf de Lleó. En la direcció perpendicular a l'*strike*, la Moho s'aprima vers el centre del Solc amb gradients més importants vers la costa d'Ibèria que vers el Promontori Balear. El mantell litosfèric s'aprima d'una manera similar, però els gradients vers la costa d'Ibèria són encara més acusats que vers el Promontori Balear.

Les anomalies gravimètriques corresponents a l'escorça (amb valors que van des d'uns 40mGal a la línia de costa d'Ibèria i la part sud del Solc fins a uns 320 mGal a la part més cap al N, a la vora de la conca Provençal) i al mantell litosfèric (amb valors al llarg de l'eix del Solc des de –70mGal al SO fins a uns –100mGal al NE, en el límit amb la conca Provençal) ja donen idea d'aquestes característiques, mentre que les anomalies del geoide transcorren aproximadament de nord a sud, possiblement a causa de la influència de la configuració litosfèrica de la conca Provençal.

Golf de Lleó i conca Provençal

Al golf de Lleó (Fig. 7.8), la Moho s'aprima des terra vers el centre de la conca (en direcció NO-SE), seguint gairebé el gradient batimètric, des de 26-28 km a la línia de costa fins a 10-12 km ja a la conca Provençal. El senyal gravimètric corresponent a aquestes variacions del gruix de l'escorça presenta un gradient constant des de la costa de França (60-80 mGal) fins a la part nord de la conca Provençal (uns 380 mGal), on les variacions gravimètriques són relativament poc importants (380-400 mGal aproximadament). El senyal geoidal, en canvi, presenta un gradient continu fins pràcticament al mateix centre de la conca Provençal.

D'altra banda, la litosfera (Fig. 7.9), es manté pràcticament a uns 70 km de fondària a la plataforma continental i s'aprima bruscament en direcció a la conca Provençal, on passa a tenir un gruix d'entre 55 i 60 km. Aquesta zona de brusc aprimament litosfèric coincideix pràcticament amb una de les falles normals indicades en la Fig. 5.1 (la falla que limita el golf de Lleó i la conca Provençal). Un altre resultat a destacar és l'aprimament litosfèric a Catalunya, vers la zona d'Olot, on no hi ha evidència d'un aprimament cortical important. Tant l'anomalia gravimètrica com la del geoide corresponents al mantell litosfèric presenten un comportament anàleg al cas de l'escorça, però amb longituds d'ona molt més llargues.

Si es comparen les característiques morfològiques de les anomalies gravimètriques calculades amb anomalies del geoide residual calculades (Figs. 7.5 fins 7.9), es pot veure com les variacions en longitud d'ona a mesura que les capes són més profundes són més grans en el cas del geoide residual que en les anomalies d'aire lliure, fet que dóna idea de la complexitat involucrada en el procés de modificar el model per a millorar els ajustos entre les anomalies observada i calculada, així com la dificultat d'establir criteris que permetin agilitzar aquest procés. Per il·lustrar simultàniament en 3D la geometria del conjunt de totes les capes, sediments plio quaternaris, sediments miocens, escorça i mantell litosfèric, s'ha construit la figura 7.14, que de forma qualitativa sintetitza els resultats comentats anteriorment per cada una de les capes.

Grau de l'ajust

El model s'ha calculat tenint en compte quatre límits diferents per a l'escorça oceànica (OCB, veure apartat 7.4 per la discussió): Rehault et al. (1984); Burrús (1984); Pasquale et al., (1996); Roca (1999) i Morelli (1990). Les diferències entre les anomalies d' aire lliure observades (que tenen una amplitud d'uns 240 mGal) i calculades són ± 20 mGal (Figs. 7.11 i 7.13), independentment de la OCB escollida; la morfologia d'aquestes anomalies suggereix que els errors provenen principalment de les indeterminacions en el gruix i/o densitat dels sediments; No obstant això, la OCB que presenta un rms menor és la corresponent a la suggerida per Morelli (1990), essent aquest rms de 11.4 mGal. En el cas del geoide, en canvi les diferències entre les anomalies del geoide residual observades i calculades a la zona marina, prenent com a OCB la suggerida per Morelli (1990) (Fig. 7.12) són en general de ±25 cm, arribant localment a ±50 cm, mentre que en el cas de les OCB restants (Fig. 7.13)

assoleixen valors de fins a un metre sobre regions de més de 100 km. A terra, a la zona dels Pirineus s'arriba localment a diferències en l'anomalia del geoide residual de fins a un metre, però aquesta diferència no es considera important, ja que s'està a les vores del model. És difícil determinar l'origen dels 'errors' obtinguts per al geoide residual: poden estar en part associats a errors en la geometria i/o la densitat dels sediments, a la presència de cossos intracorticals que no s'han tingut en compte en la modelització o a inhomogeneïtats a l'interior del mantell litosfèric. Farien falta més dades geofísiques per a acotar amb més precisió la provinença d'aquests errors.

Ja s'ha comentat que millorar el model per aconseguir un millor ajust de les anomalies del geoide residual calculades és un procés complex ja que variacions en una zona determinada afecten tot el model a causa de la component de longitud d'ona llarga del geoide. En les anomalies del geoide l'important és l'amplitud de l'anomalia, i un cop calculada la contribució de totes les capes del model, s'ha d'aplicar un desplaçament arbitrari a les anomalies calculades per tal de fer-les comparables amb les observades. Els ajustos que es presenten estan dins del 10% de l'amplitud total de l'anomalia del geoide residual (5.8m) amb un rms de 0.29 i , per tant, es poden considerar bons.

Les diferències entre les anomalies observades i calculades de longitud d'ona mitja-curta poden ser degudes a la simplificació que s'ha fet en la cobertora sedimentària, tant pel que fa a la seva geometria com a la seva densitat. En quant a les diferències de longitud d'ona llarga, aquestes poden ser degudes a inhomogeneitats en el mantell, que tampoc s'han tingut en compte en la modelització a causa de la manca de dades. També es poden haver introduit petits errors al assumir isostàsia local en zones on el gruix de sediments plio-quaternaris és considerable i encara no s'ha assolit l'equilibri isostàtic, com per exemple, a la plataforma de l'Ebre, on el gruix de sediments plio-quaternaris és en alguns llocs major de 3.5 km. En aquest sentit, Watts and Torné (1992a) troben un Te (*effective elastic thickness)* per al delta de l'Ebre de 80 km, justificat pel fet de que els sediments són relativament joves i , per tant, el temps transcorregut perquè la litosfera sota el delta assolis l'equilibri isostàtic ha estat insuficient. A la península Ibèrica, les discrepàncies entre les anomalies observades i calculades, sobretot en el cas del geoide, es deuen fonamentalment a la manca de dades per definir acuradament l'estructura litosfèrica; de fet, la península ja es considera com a vores del model.

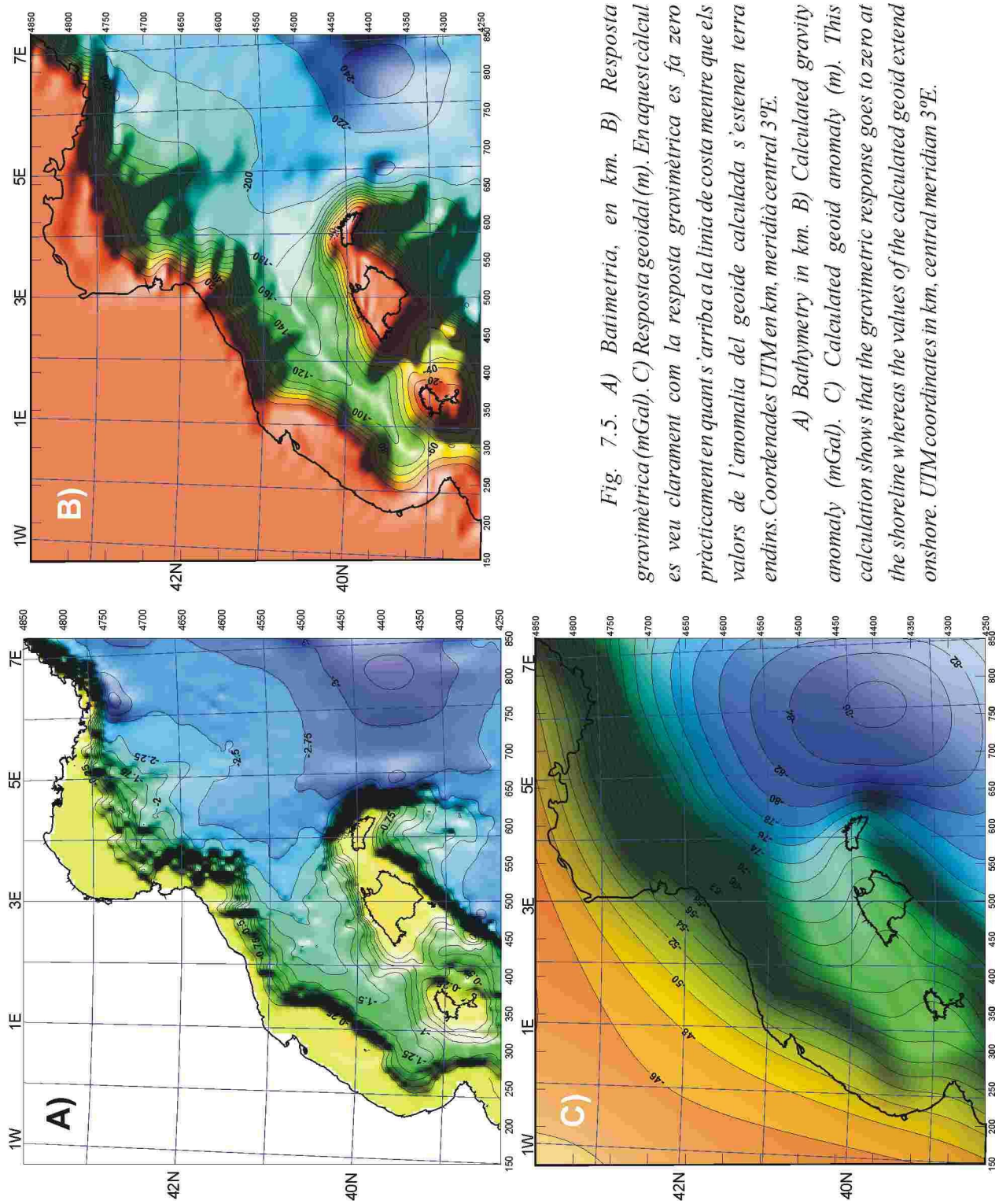


Fig. 7.5. A) Batimetria, en km. B) Resposta gravimètrica (mGal). C) Resposta geoidal (m). En aquest càlcul es veu clarament com la resposta gravimètrica es fa zero pràcticament en quant s'arriba a la línia de costa mentre que els valors de l'anomalia del geoide calculada s'estenen terra endins. Coordenades UTM en km, meridià central 3ºE.

A) Bathymetry in km. B) Calculated gravity anomaly (mGal). C) Calculated geoid anomaly (m). This calculation shows that the gravimetric response goes to zero at the shoreline whereas the values of the calculated geoid extend onshore. UTM coordinates in km, central meridian 3ºE.

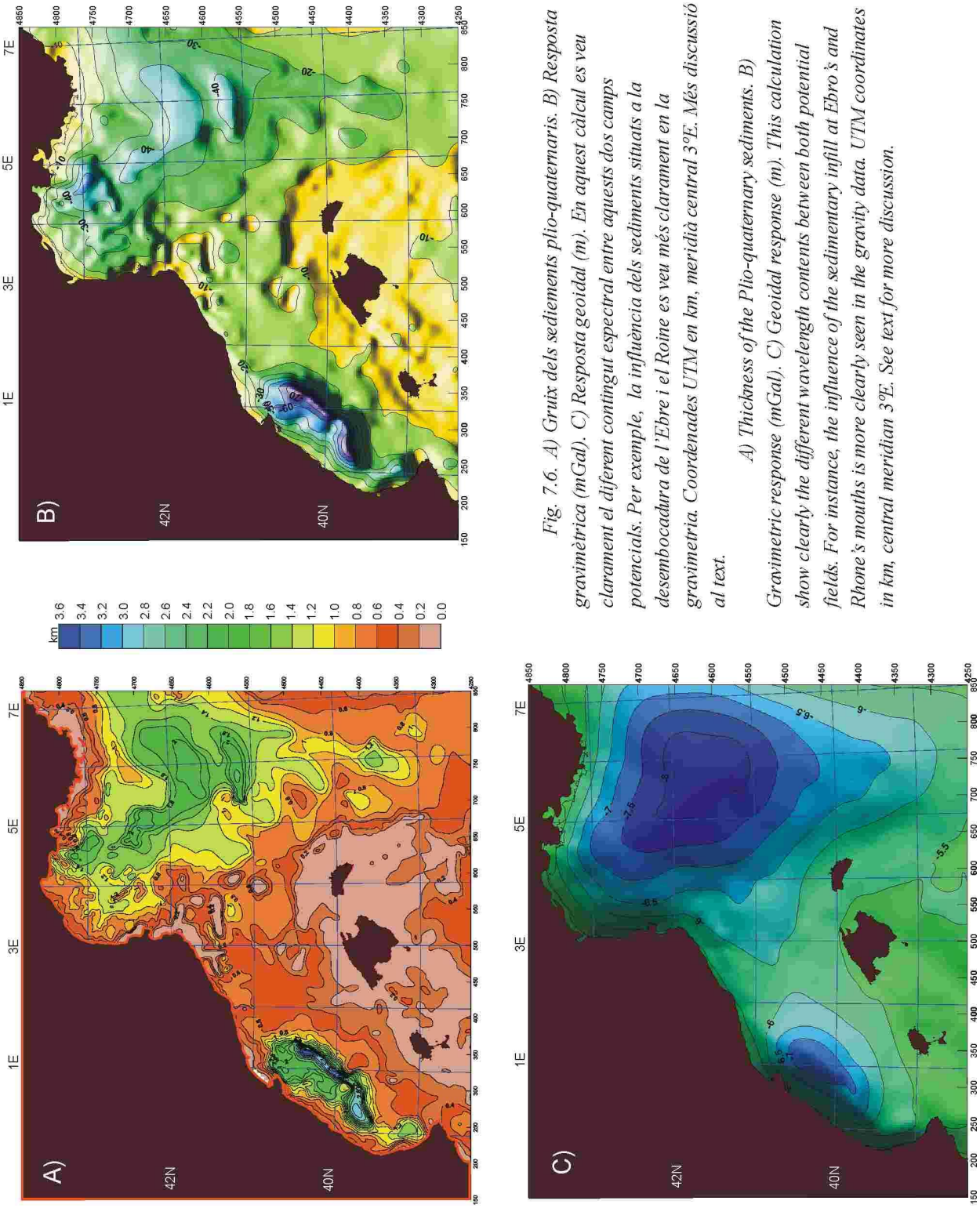


Fig. 7.6. A) Gruix dels sediments plio-quaternaris. B) Resposta gravimètrica (mGal). C) Resposta geoidal (m). En aquest càlcul es veu clarament el diferent contingut espectral entre aquests dos camps potencials. Per exemple, la influència dels sediments situats a la desembocadura de l'Ebre i el Roine es veu més clarament en la gravimetria. Coordenades UTM en km, meridià central 3ºE. Més discussió al text.

A) Thickness of the Plio-quaternary sediments. B) Gravimetric response (mGal). C) Geoidal response (m). This calculation show clearly the different wavelength contents between both potential fields. For instance, the influence of the sedimentary infill at Ebro's and Rhone's mouths is more clearly seen in the gravity data. UTM coordinates in km, central meridian 3ºE. See text for more discussion.

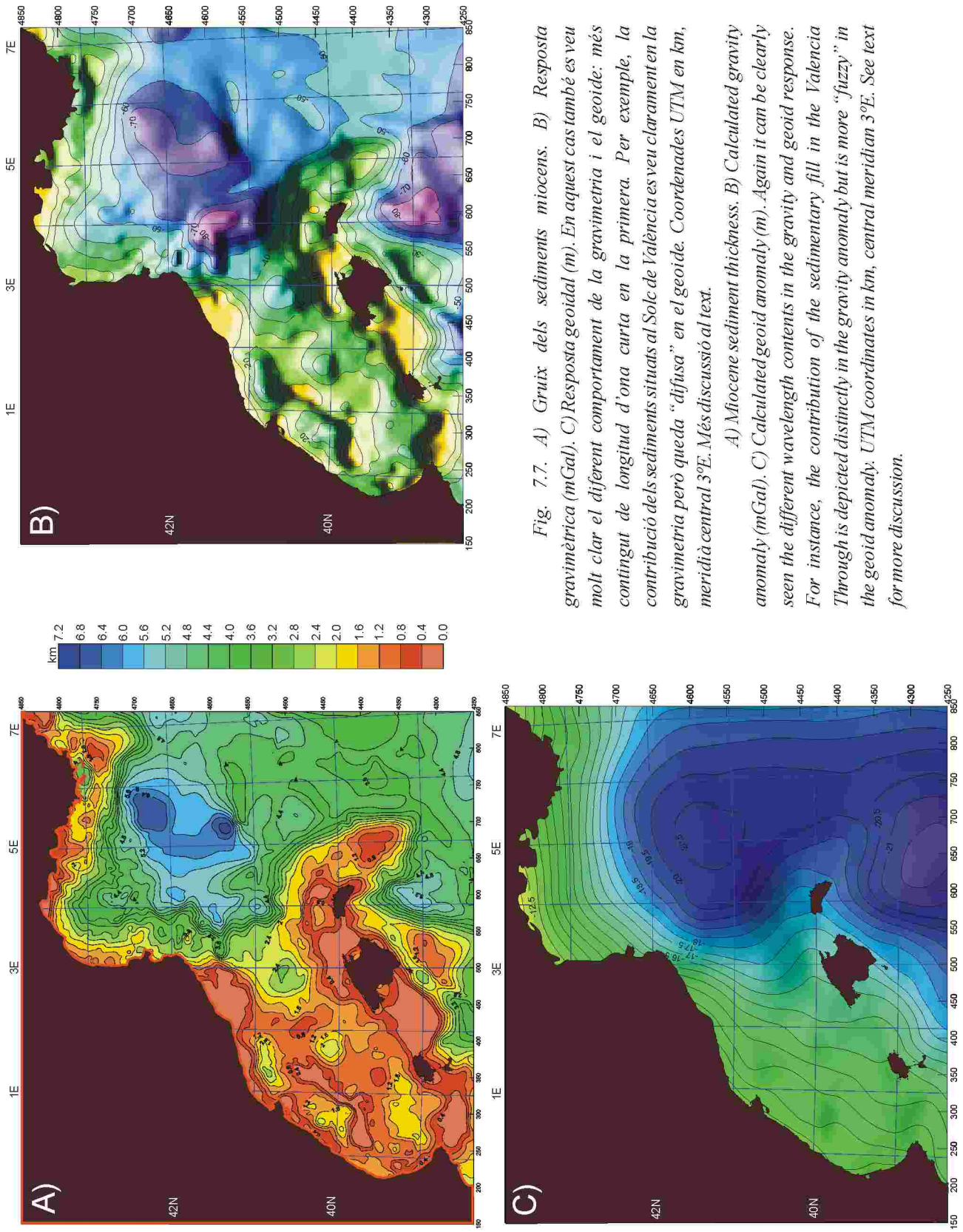


Fig. 7.7. A) Gruix dels sediments miocens. B) Resposta gravimètrica (mGal). C) Resposta geoidal (m). En aquest cas també es veu molt clar el diferent comportament de la gravimetria i el geoide: més contingut de longitud d'ona curta en la primera. Per exemple, la contribució dels sediments situats al Solc de València es veu clarament en la gravimetria però queda "difusa" en el geoide. Coordenades UTM en km, meridià central 3ºE. Més discussió al text.

A) Miocene sediment thickness. B) Calculated gravity anomaly (mGal). C) Calculated geoid anomaly (m). Again it can be clearly seen the different wavelength contents in the gravity and geoid response. For instance, the contribution of the sedimentary fill in the Valencia Through is depicted distinctly in the gravity anomaly but is more "fuzzy" in the geoid anomaly. UTM coordinates in km, central meridian 3ºE. See text for more discussion.

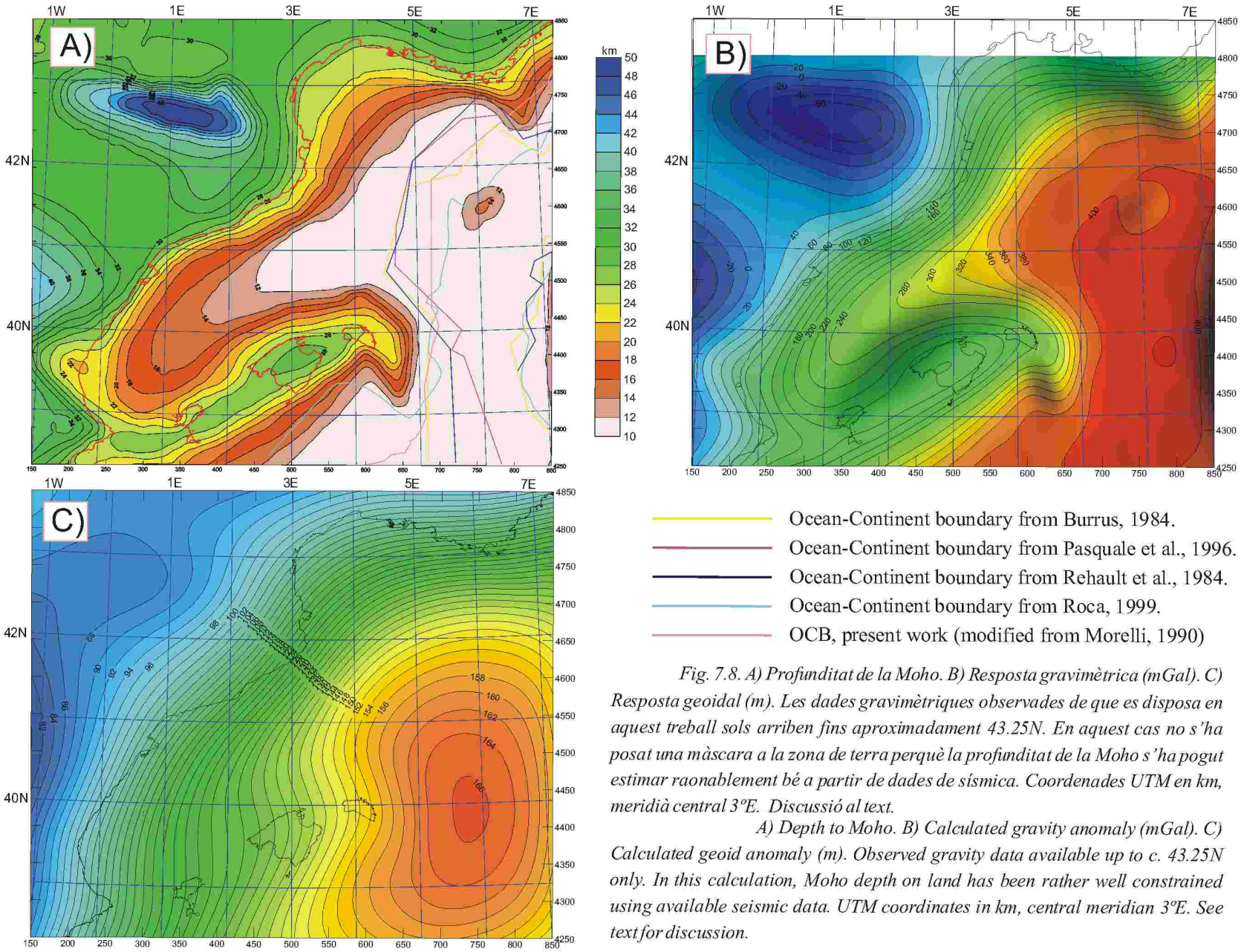


Fig. 7.8. A) Profunditat de la Moho. B) Resposta gravimètrica (mGal). C) Resposta geoidal (m). Les dades gravimètriques observades de que es disposa en aquest treball sols arriben fins aproximadament 43.25N. En aquest cas no s'ha posat una màscara a la zona de terra perquè la profunditat de la Moho s'ha pogut estimar raonablement bé a partir de dades de sísmica. Coordenades UTM en km, meridià central 3ºE. Discussió al text.

A) Depth to Moho. B) Calculated gravity anomaly (mGal). C) Calculated geoid anomaly (m). Observed gravity data available up to c. 43.25N only. In this calculation, Moho depth on land has been rather well constrained using available seismic data. UTM coordinates in km, central meridian 3ºE. See text for discussion.

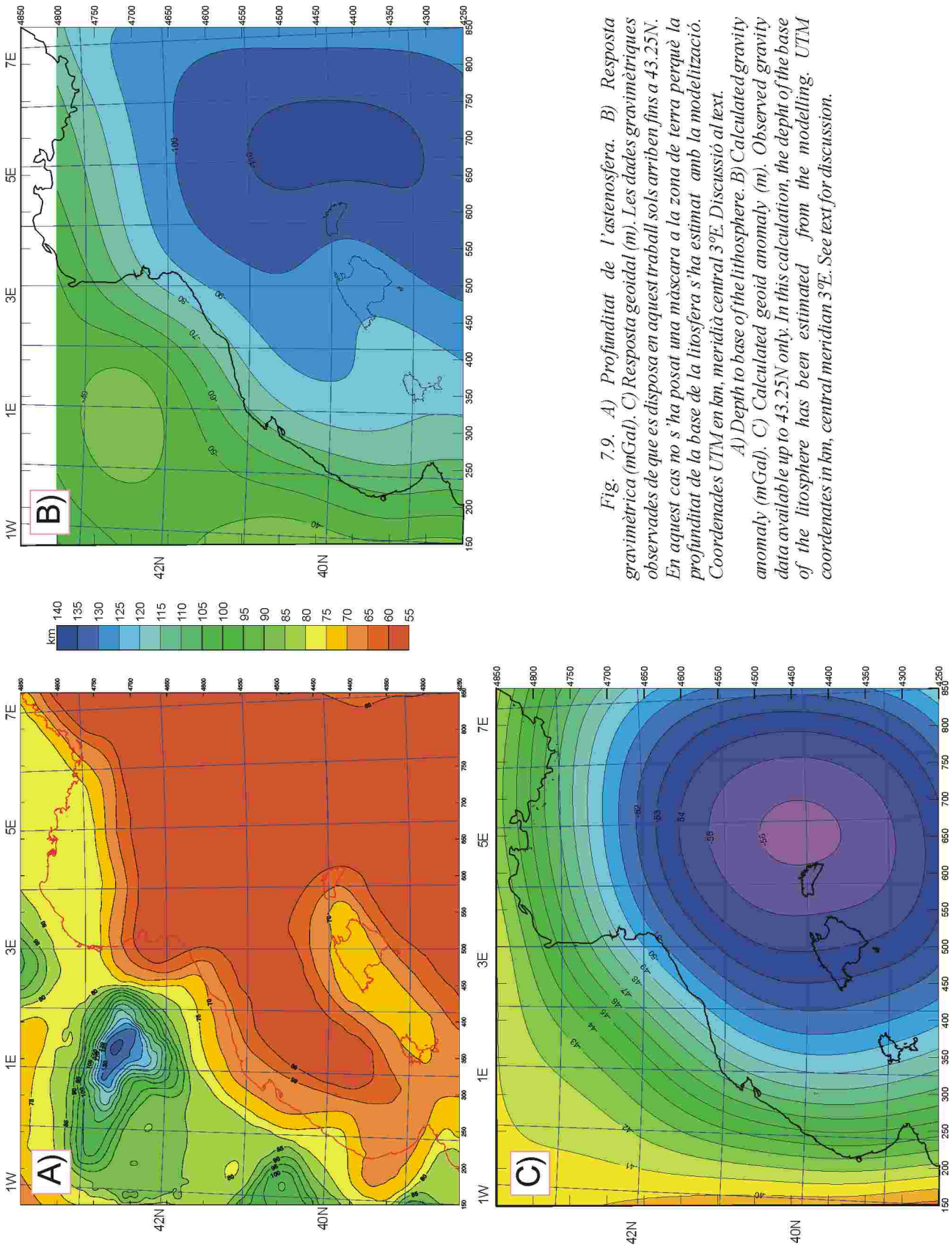


Fig. 7.9. A) Profunditat de l'astenosfera. B) Resposta gravimètrica (mGal). C) Resposta geoidal (m). Les dades gravimètriques observades de que es disposa en aquest traball sols arriben fins a 43.25N. En aquest cas no s'ha posat una màscara a la zona de terra perquè la profunditat de la base de la litosfera s'ha estimat amb la modelització. Coordenades UTM en km, meridià central 3ºE. Discussió al text.

A) Depth to base of the lithosphere. B) Calculated gravity anomaly (mGal). C) Calculated geoid anomaly (m). Observed gravity data available up to 43.25N only. In this calculation, the depht of the base of the litosphere has been estimated from the modelling. UTM coordenates in km, central meridian 3ºE. See text for discussion.

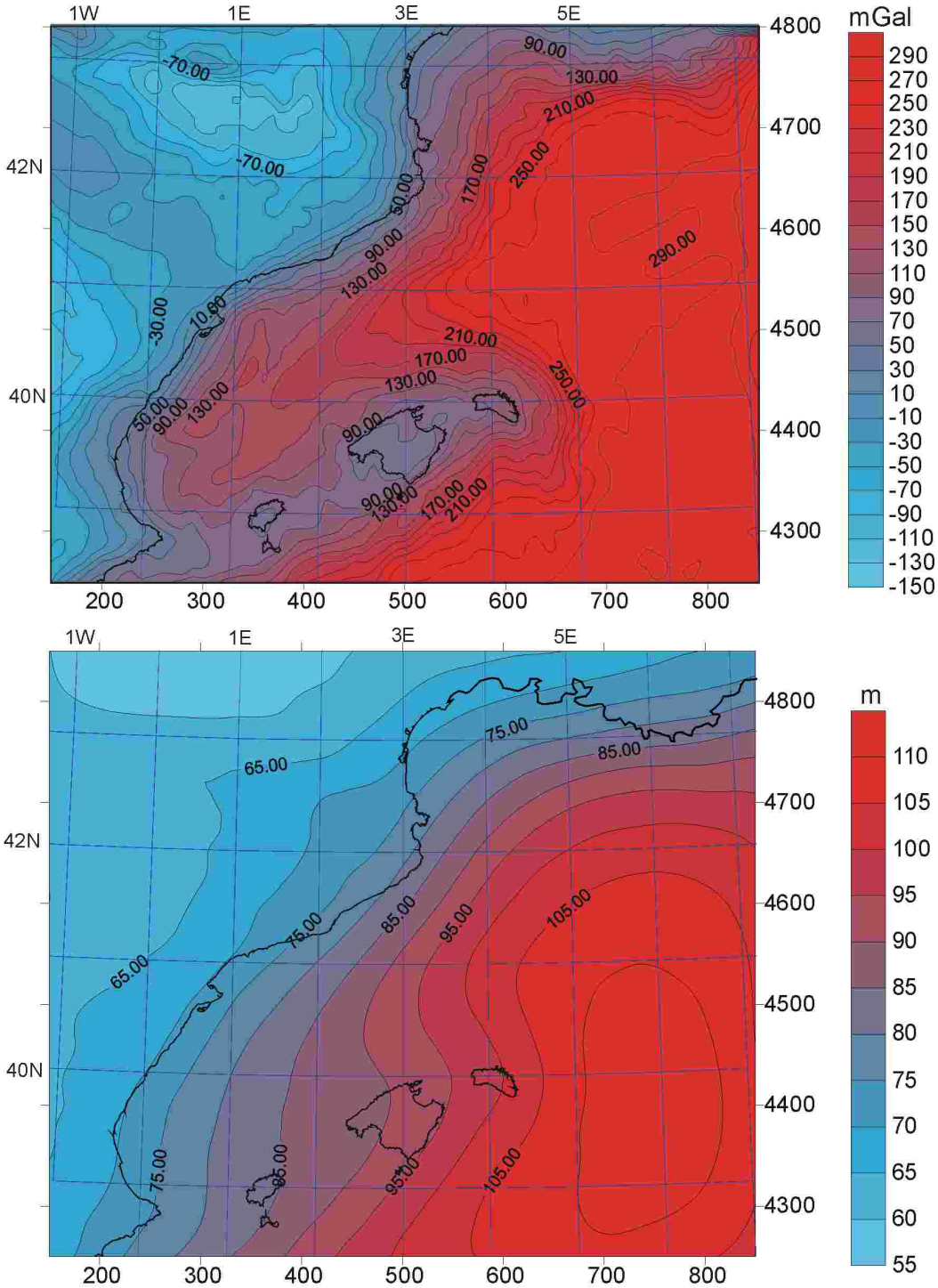
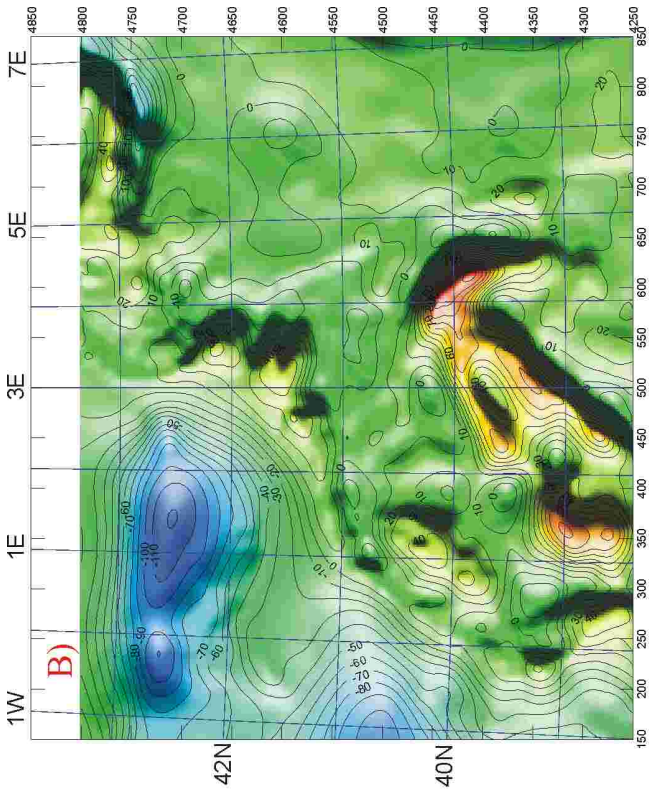


Fig. 7.10 A) Anomalia gravimètrica residual obtinguda restant de l'anomalia d'aire lliure, l'efecte de la capa d'aigua i dels sediments Miocens i Plio-quaternaris. B) Anomalia "residual" del geoide, obtinguda restant del geoide observat, la contribució de la capa d'aigua i dels sediments miocens i plio-quaternaris. Coordenades UTM en km, meridià central 3ºE.

A) Residual gravity anomaly obtained by substracting from the Free Air anomaly, the effect of the water layer and the Miocene and Plio-quaternari sediments. B) "Residual" geoid anomaly obtained by substracting from the observed geoid, the contribution of the water layes and Miocene and Plio-quaternari sediments. UTM coordinates in km, central meridian 3ºE.



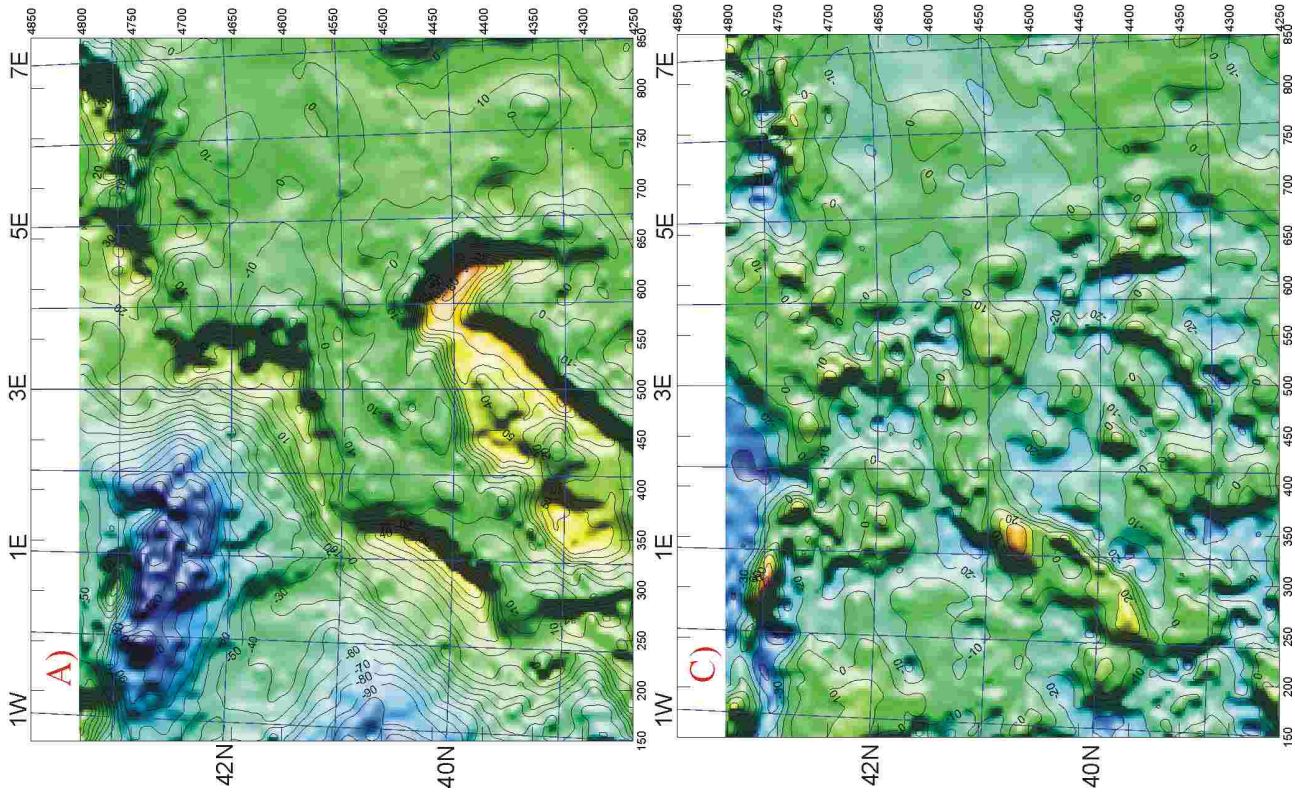


Fig. 7.11 Resultats de la modelització. A) Anomalia d'aire lliure observada (mGal); B) anomalia d'airelliure calculada (mGal); C) anomalia gravimètrica residual (observada-calculada) (mGal). Coordenades UTM en km, meridià central 3ºE.

Results of the modelling. A) Observed free-air anomaly (mGal); B) calculated free-air anomaly (mGal); C) residual gravity anomaly (observed-calculated) (mGal). UTM coordinates in km, central meridian 3ºE.

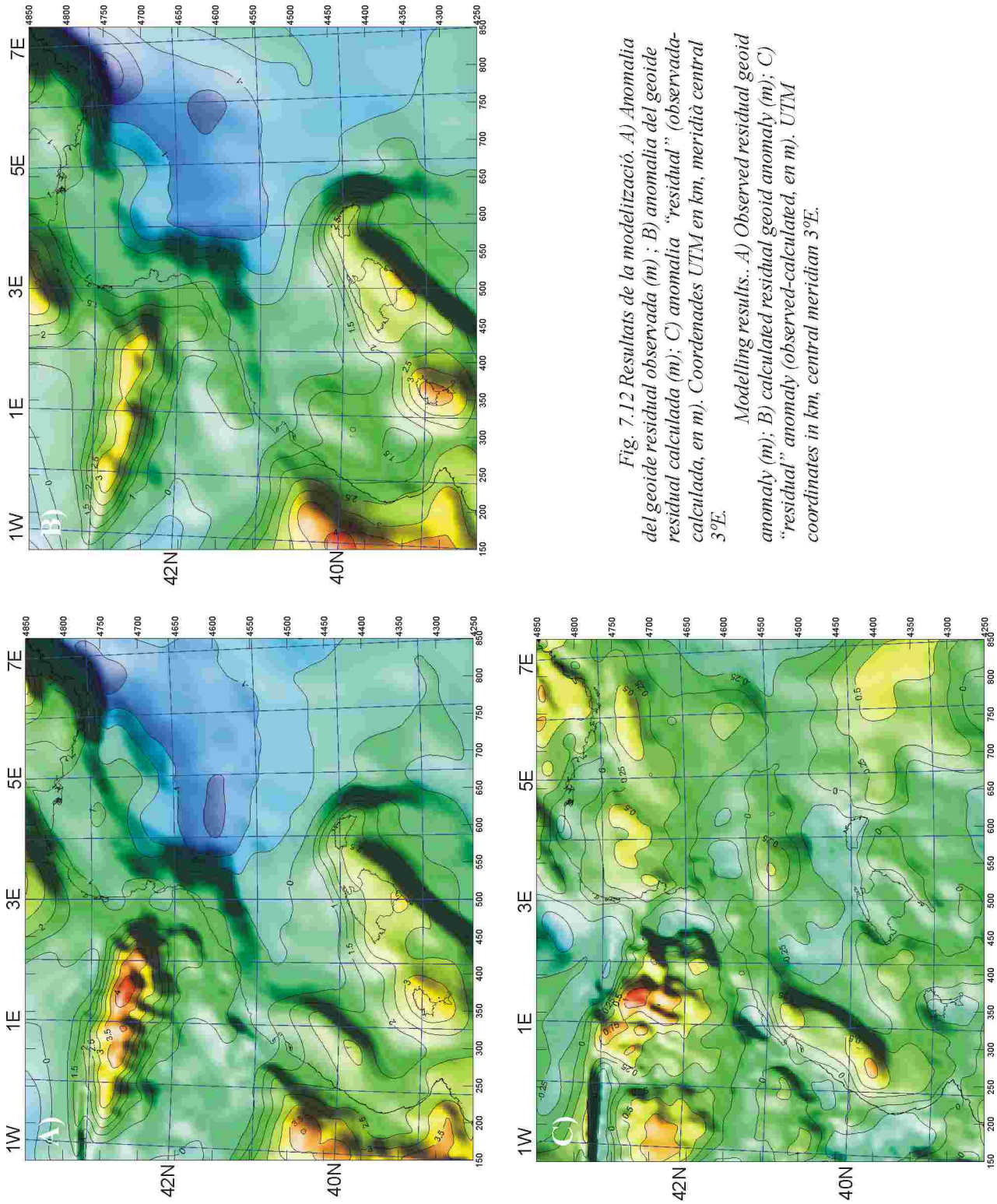


Fig. 7.12 Resultats de la modelització. A) Anomalia del geoide residual observada (m) ; B) anomalia del geoide residual calculada (m); C) anomalia "residual" (observada-calculada, en m). Coordenades UTM en km, meridià central 3ºE.

Modelling results.. A) Observed residual geoid anomaly (m); B) calculated residual geoid anomaly (m); C) "residual" anomaly (observed-calculated, en m). UTM coordinates in km, central meridian 3ºE.

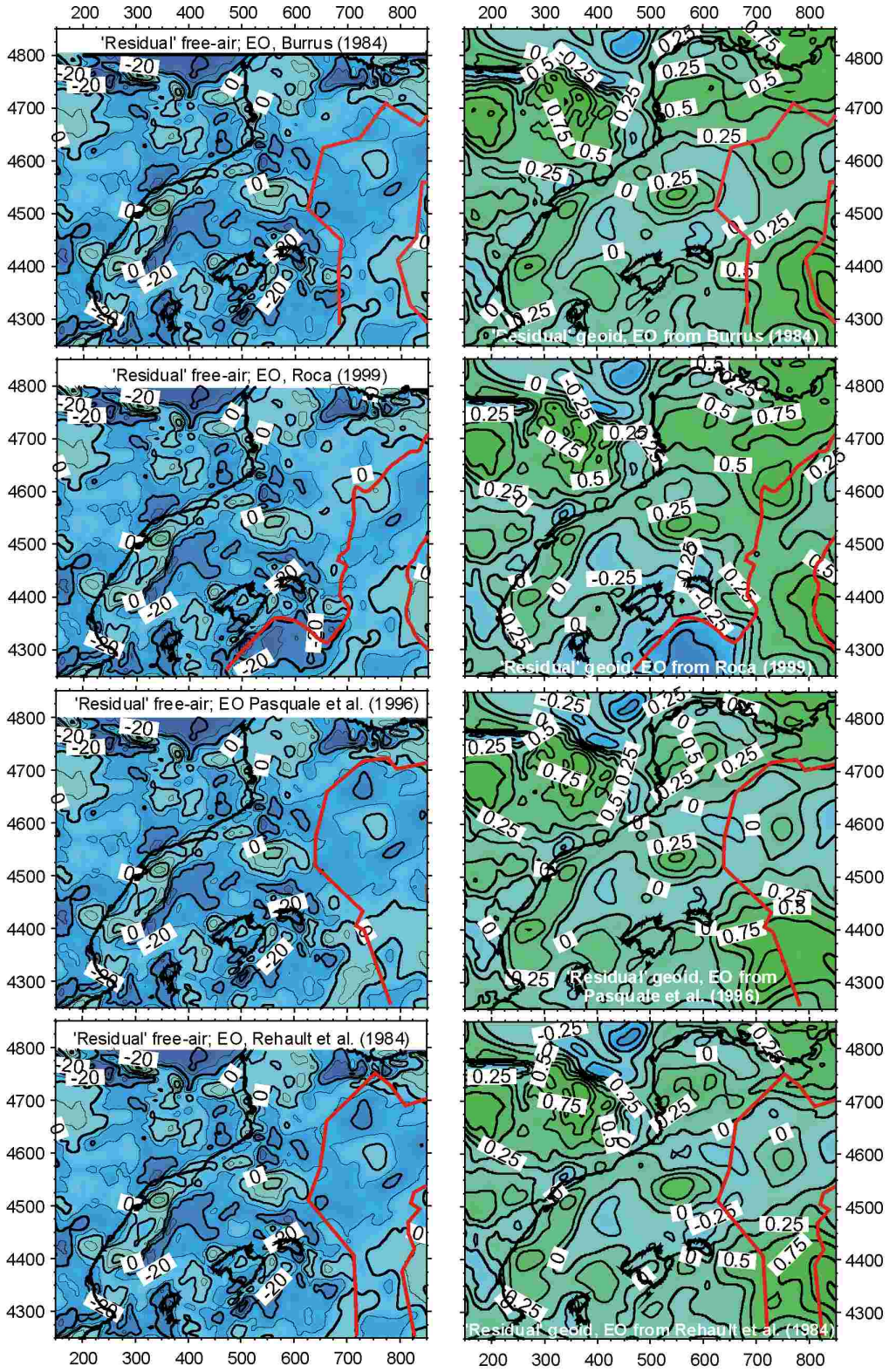


Fig. 7.13. Anomalia gravimètrica residual (gràfics de l'esquerra) i anomalia residual del geoide (gràfics de la dreta) corresponents als diferents límits escorça continental-escorça oceànica (OCB) que s'han essajat en la modelització. La línia vermella en cada panel indica el límit OCB. Coordenades UTM en km, meridià central 3ºE.

Residual gravity anomaly (left panels) and residual geoid anomaly (right panels) corresponding to the different ocean-continent boundaries tested in the modelling. Red line in each panel indicates the OCB limit. UTM coordinates in km, central meridian 3ºE.

Tests de sensibilitat

Els tests de sensibilitat en la modelització 3D són més complexos que en el cas de la modelització 2D, on és relativament senzill modificar la geometria d'un cos o la seva densitat per tal d'acotar la bondat d'aquests paràmetres. En aquest treball, on s'han considerat fixades les densitats i la geometria de la cobertora sedimentària, els tests de sensibilitat s'han concentrat a veure com varia la resposta gravimètrica i geoidal en variar la geometria de la Moho i de la base de la litosfera. Aquests tests s'han realitzat engruixint i després aprimant cada una d'aquestes interfaces un 10% Els resultats es resumeixen en la Taula 7.2:

	Escorça		**Mantell litosfèric**	
	+ gruix	**- gruix**	**+ gruix**	**- gruix**
Resposta gravimètrica de la capa (mGal)	**Rang** **-120 - 380**	**Rang** **0-440**	**Rang** **-20 - -90**	**Rang** **-60 - -130**
FA observada (mGal)	**Rang** **-134 - 88**			
FA calculada (mGal)	**Rang** **-170 – 50**	**Rang** **-50 - 120**	**Rang** **-90 - 110**	**Rang** **-130 - 80**
Anom. gravimètrica residual (mGal)	**Rms** **22.56**	**Rms** **20.88**	**Rms** **18.48**	**Rms** **18.48**
Resposta geoidal de la capa (m)	**Rang** **10 – 110**	**Rang** **145 - 220**	**Rang** **-12 - -28**	**Rang** **-68 - -82**
Geoide observat (m)	**Rang** **-1.7 - 4.3**			
Geoide calculat (m)	**Rang** **2 – 5**	**Rang** **6 - 14**	**Rang** **-3 - 3**	**Rang** **-2 - 2**
Anomalia geoidal residual (m)	**Rms** **1.89**	**Rms** **1.82**	**rms** **0.58**	**Rms** **0.53**

Taula 7.2. Sumari dels tests de sensibilitat variant el gruix de les capes. Anomalies gravimètriques en mGal i anomalies del geoide en m. 'Rang' és el rang de valors de les anomalies. FA és l'anomalia d'aire lliure calculada a partir de la resposta gravimètrica de la capa corresponent (ídem per al geoide).
Table 7.2. Summary of sensitivity tests changing layers thickness. Gravity anomalies in mGal, geoid anomalies in m. 'Rang' is the range of anomaly value. FA is the free-air anomaly calculated from the gravimetric response of the corresponding layer (idem for the geoid calculation).

En tots aquests casos, els desajustos són importants i en les anomalies calculades apareixen uns gradients E-O que són més importants en els casos on les capes s'han engruixit. Les variacions en els gruixos del mantell litosfèric afecten d'una manera més important l'anomalia del geoide que l'anomalia gravimètrica, resultat que, d'altra banda, era d'esperar, donat que la sensibilitat de la gravimetria en fondària disminueix més ràpidament que la del geoide.

Un altre test ha estat obtenir la resposta gravimètrica i geoidal d'uns models en els quals s'ha aprimat/engruixit la litosfera i s'ha calculat el gruix cortical necessari perquè el model estigués en equilibri isostàtic (i viceversa, s'ha aprimat/engruixit l'escorça i s'ha calculat el gruix litosfèric necessari perquè el model estigués en equilibri isostàtic). En tots els casos, les diferències entre les anomalies observades i calculades són majors que els del model final.

Els tests de sensibilitat realitzats validen els resultats finals del model 3D on la base de la litosfera a la conca Provençal es troba a una fondària entre 55 i 60 km. El fet que el model 3D coincideixi amb els perfils 2D tant al Solc de València (cf. cap. 6, apartat 6.3) com al golf de Lleó (cf. Ayala et al., 1995) també assegura la bondat dels resultats.

7.4 Discussió i conclusions

Els resultats més rellevants que es deriven de la modelització 3D es poden sintetitzar en quatre punts:

1. Geometria de la Moho i de la base de la litosfera

El fet d'incloure el geoide com a observable en el procés de modelització ha permès obtenir una geometria de la Moho per a totes les conques de la Mediterrània nord-occidental que és compatible amb les dades geofísiques conegudes a la zona. També ha permès estendre el model fins a una fondària suficient per a determinar la topografia de la base de la litosfera amb bona resolució. Al Solc de València, els resultats del model 3D són coherents amb els

dels perfils 2D (cap. 6, Secció 6.3), i al golf de Lleó, els resultats també són coherents amb el perfil litosfèric modelitzat a Ayala et al., (1995); és important recordar que aquests models 2D s'han calculat independentment del model 3D. Terra endins (als Pirineus, per exemple), els resultats de la modelització no són rellevants, ja que s'està dins de les vores del model.

2. Límit escorça continental - escorça oceànica

La frontera horitzontal entre escorça continental i escorça oceànica resta encara poc definida, entre altres motius, perquè sovint es troba sota una potent capa de sediments. Dades sísmiques, magnètiques i gravimètriques indiquen que la transició escorça continental - escorça oceànica és relativament ràpida (ex. Le Douaràn et al., 1984).

En la figura 7.13 es mostren els resultats obtinguts amb els límits de l'escorça oceànica tal com se suggereix a Rehault et al., (1984); Burrús, (1984); Pasquale et al., (1996); Roca, (1999) i Morelli (1990). Com ja s'ha vist en la secció 7.3, els ajustos per l'anomalia d'aire lliure són similars (residuals de ± 20 mGal). Per al geoide residual, en canvi, els millors ajustos corresponen a la OCB suggerida per Morelli (1990), entre els contorns batimètrics de 2500-2700 m. Així, la modelització de les dades gravimètriques i de geoide integrada amb les dades geològiques i geofísiques disponibles suggereix que de tots els límits escorça continental – escorça oceànica proposats, el de Morelli (1990) és fet que millor permet ajustar els observables. Tot sembla, per tant, indicar que aquest límit, amb les seves imprecisions, podria correspondre al límit actual entre el domini oceànic i el continental (veure resultats en la Fig. 7.12 i els límits d'aquesta OCB en la Fig. 7.8, per exemple).

3. Diferent aprimament de l'escorça que de la litosfera

Els resultats de la modelització presentada en aquest treball permeten estimar tant un factor d'aprimament cortical relatiu com un factor d'aprimament litosfèric relatiu. Si es considera que abans de l'extensió l'escorça tenia un gruix de 32 km i la litosfera un gruix de 110 km (ex. Morgan and Fernàndez, 1992), el factor d'aprimament màxim per a l'escorça és aproximadament 2.9, mentre que per a la litosfera el factor màxim d'aprimament és

aproximadament 2. Aquests resultats són coherents amb els obtinguts pel Solc de València amb la modelització 2D, on el factor d'aprimament màxim per a l'escorça és 2.6 i per al mantell és c. 1.8. A més d'aprimament diferencial 'vertical', també s'observa un aprimament diferencial en l'horitzontal: el gruix de l'escorça varia de c. 33 km a c. 12 km en una distància de c. 80 km al Solc de València i de c. 225 km al golf de Lleó, mentre que el mantell litosfèric passa de c. 80 km a c. 60 km en una distància de c. 80 km o menys al Solc de València i de c. 175 km al golf de Lleó (Fig. 7.15). Un model d'extensió asimètrica és fet que millor pot explicar les característiques de les conques de la Mediterrània nord-occidental, com per exemple l'aprimament diferencial que s'observa a l'escorça i el mantell litosfèric o l'asimetria de les anomalies tèrmiques.

4. Mecanismes d'extensió

Tot el sistema litosfera-astenosfera a la Mediterrània occidental ha estat fortament modificat per la interacció entre les plaques europea i africana, com indica la complexitat de l'estructura litosfèrica que s'observa a la zona d'estudi. Les conques de la Mediterrània nord-occidental estan caracteritzades, en general, per una escorça molt aprimada (Fig. 7.8) i una astenosfera molt superficial (Fig. 7.9). Aquestes dades són coherents amb els valors relativament elevats de flux de calor a la zona. Com ja s'ha indicat en el capítol 5 (secció 5.1.2 i Fig. 5.4), el flux de calor és en general elevat a tota la Mediterrània occidental. Tant al golf de Lleó com a la conca Provençal, les dades d'anomalies tèrmiques són asimètriques, com es pot apreciar per l'increment en el flux de calor des del golf de Lleó fins al marge NW de Sardenya (ex. Burrús and Foucher, 1986). Aquests valors elevats de flux de calor es poden explicar com a conseqüència de l'extensió oligocena amb el consegüent aprimament litosfèric i la formació d'escorça oceànica, mentre que l'asimetria es podria relacionar amb un mecanisme de cisalla simple (ex. Pasquale et al., 1996) o cisalla combinada. Els resultats de la modelització 3D no permeten discriminar entre aquests dos mecanismes. La presència d'intrusions magmàtiques també pot influir tant en els valors com en la distribució de flux de calor, però tot i que hi ha una correlació entre vulcanisme i valors elevats de flux de calor (cf. Fig. 5.4 i Fig. 5.5), s'ha interpretat que els valors alts de flux de calor son també deguts a l'efecte de l'aprimament litosfèric.

L'aparent disparitat en les direccions de l'extensió descrites en la taula 7.1 (apartat 7.1.1) es poden considerar com una indicació que el *rift* cenozoic de l'oest d'Europa no va ser l'únic mecanisme involucrat en l'extensió de les conques de la Mediterrània nord-occidental. Doglioni et al, (1997) indiquen que el *rift* del Solc de València - conca Provençal intersecta el *rift* del Rin-Roine al golf de Lleó. El *rift* cenozoic de l'Europa occidental és d'edat eocena-oligocena, mentre que les esmentades conques són d'edat oligocena-miocena, per tant, els dos mecanismes no van actuar simultàniament. L'estructura litosfèrica que resulta de la modelització 3D, és compatible amb la hipòtesi que l'extensió s'iniciés amb el *rift* cenozoic i es continués propagant a causa del mecanisme de *back-arc* associat a la subducció dels Apenins. Aquesta combinació de mecanismes també es menciona a Ziegler and Roure, 1996 i a Doglioni et al., 1997.

Així, l'extensió podria haver ocorregut en dues etapes, una primera etapa sota la influència del *rift* cenozoic que va afectar principalment el Solc de València i el golf de Lleó a l'Eocè superior- Oligocè i una segona etapa des de l'Oligocè fins a l'Aquitanià, on l'extensió, que va originar la formació d'escorça oceànica a la conca Provençal, es produeix a causa del *roll back* de la subducció dels Apenins. És difícil establir la influència de la convergència entre Àfrica i Europa però, possiblement, l'asimetria d'aquestes conques es deu en part a aquesta influència.

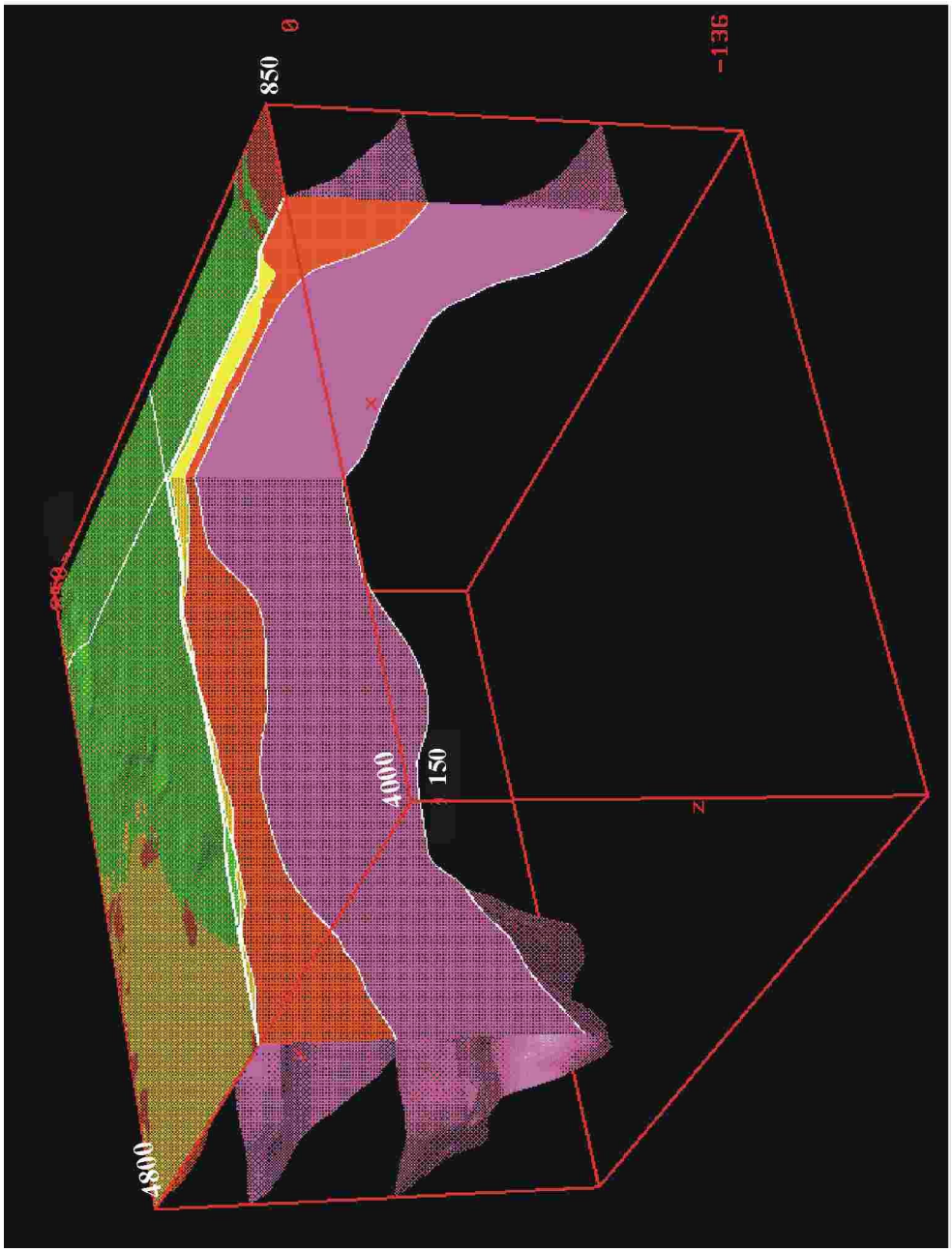


Fig. 7.14. Bloc diagrama del model 3D, dimensions en km. Vert i groc: sediments plio-quaternaris i miocens; taronja: escorça; magenta: mantell litosferic. En aquest diagrama es mostra l'engruiximent cortical i litosferic cap a Àfrica (que forma part de les vores del model). Coordenades UTM en km, meridià central 3ºE; profunditat en km.

Block diagram of the 3D model, dimensions in km. Green and yellow: Plio-quaternary and Miocene sediments; orange: crust; magenta: lithospheric mantle. In this diagram, the thickening of the crust and lithosphere towards Africa is shown (being that zone part of the edges of the model). UTM coordinates in km, central meridian 3ºE; depth in km.

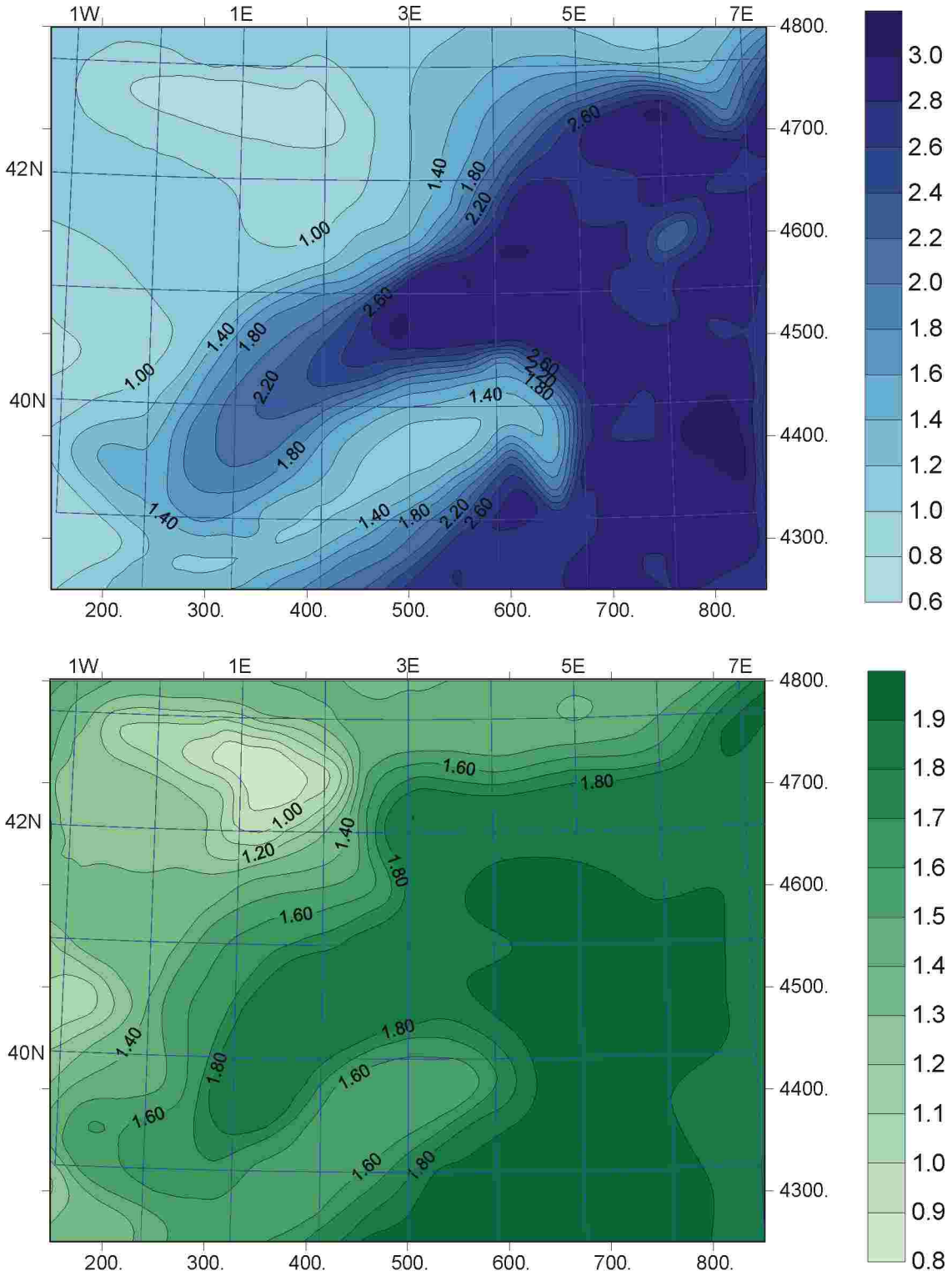


Fig. 7.15. Gráfic superior: factor d'aprimament relatiu de l'escorça partint d'un gruix inicial de 32 km. Gráfic inferior: factor d'aprimament relatiu de la litosfera partint d'un gruix inicial de 110 km. Coordenades UTM en km, meridiá central 3°E.

Upper panel: relative crustal stretching factor assuming an initial thickness of the crust of 32 km. Lower panel: relative lithospheric stretching factor assuming an initial thickness of the lithosphere of 110 km. UTM coordinates in km, central meridian 3°E.

CAPÍTOL 8. CONCLUSIONS

En aquest treball s'ha introduït la modelització conjunta de gravimetria i geoide en dues i tres dimensions. El desenvolupament dels algorismes de modelització del geoide en dues i tres dimensions i la seva implementació per a modelitzar simultàniament aquests dos camps potencials és una part important d'aquesta tesi. La incorporació del geoide en la modelització de camps potencials permet estendre l'estudi a estructures litosfèriques profundes i, alhora, fa que es puguin determinar geometries tant corticals com litosfèriques amb més precisió que fent el càlcul amb un sol camp potencial per separat.

Fins ara, la informació sobre l'estructura del mantell litosfèric i la topografia de la base de la litosfera provenia principalment de la modelització de dades de flux de calor i de tomografia sísmica. Per tant, la modelització conjunta de gravimetria i geoide és una nova eina que permet determinar estructures litosfèriques profundes i complementar les dades de flux de calor i tomografia sísmica a les regions on aquestes estiguin disponibles.

Les conclusions fonamentals d'aquesta tesi es poden agrupar en dos apartats, el d'aportació metodològica i el de modelització de les conques de la Mediterrània nord-occidental.

I) METODOLOGIA

En el procés de modelització és força difícil ajustar al mateix temps els valors observats de gravimetria i geoide. Aquesta és una observació qualitativa basada en l'experiència (cf. Chapman and Talwani, 1982) i demostra que les anomalies gravimètriques i del geoide proporcionen informació complementària, alhora que es redueix el nombre de possibles solucions. També es constata que el geoide, per la seva naturalesa, és més sensible a canvis en l'estructura del mantell i en la geometria de la base de la litosfera.

1. Modelització de geoide 2D

La modelització de geoide en dues dimensions es realitzava a partir de l'algorisme de Chapman (1979). L'algorisme de Chapman, un cop modificat, es va implementar en un programa de modelització de geoide. A més, s'ha desenvolupat un programa de modelització conjunta de gravimetria i geoide en 2D a partir del programa *gravmag* (modelització 2.5 D de gravimetria i magnetisme, comercialitzat pel British Geological Survey).

L'algorisme de Chapman portava implícites unes limitacions que s'han superat en el present treball. Aquestes són:

- S'ha estès l'aplicació de l'algorisme a zones amb relleu topogràfic, de manera que ara la modelització es pot estendre a zones continentals.

- La modelització del geoide es pot realitzar utilitzant densitats absolutes o contrastos de densitat; aquesta última opció és la millor perquè hom s'evita possibles inestabilitats en els càlculs.

- L'expressió del potencial logarítmic requereix afegir una constant sempre que es canviï de sistema d'unitats, la qual cosa fa que canviar de sistema d'unitats no sigui trivial. S'ha resolt el problema de l'elecció del sistema d'unitats determinant la constant que s'ha d'afegir en cada cas.

- S'ha demostrat que, per a evitar els efectes de vora, els models s'han d'estendre isostàticament compensats i almenys el doble del que caldria estendre'ls en el cas de la modelització gravimètrica 2D.

2. Modelització de geoide 3D

És la primera vegada que s'ha realitzat una modelització de geoide en tres dimensions. Per tant, la primera i més important conclusió és l'algorisme 3D per si mateix. Fruit de

l'experiència en la utilització d'aquest algorisme, es poden concloure els següents aspectes a tenir en compte en la modelització:

- Les longituds d'ona llarga, que són inherents a les anomalies del geoide, fan que els efectes de vora tinguin una rellevància particular: el model s'ha d'estendre considerablement (almenys quatre vegades) per a evitar-ne els efectes.

- El model s'ha d'estendre en dues parts: primer, continuant les estructures en 3D (és a dir, anant a ajustar la tendència regional del geoide) i, després, aprimant les capes fins a fer-les coincidir amb el model de referència amb què es calculen els contrastos de densitat, o bé aprimant les capes fins a fer-les zero (l'elecció dependrà de cada model).

- La complexitat dels models 3D aconsella utilitzar contrastos de densitat en la modelització per a evitar problemes numèrics i també que els resultats estiguin influenciats pels efectes de vora.

II) ESTUDI DE LES CONQUES DE LA MEDITERRÀNIA NORD- OCCIDENTAL

En aquesta tesi s'ha obtingut l'estructura litosfèrica de les conques de la Mediterrània nord-occidental. Els resultats de la modelització que es presenten en aquest treball són una contribució al coneixement de l'estructura litosfèrica d'aquesta part de la Mediterrània i aporten noves dades que permetran discernir amb més claredat els mecanismes que han intervingut en l'evolució geodinàmica de la zona i, per tant, entendre millor la tectònica global en un límit de plaques difús com és la Mediterrània.

La síntesi de les conclusions la constitueix la figura 7.14, que és el resultat de la modelització 3D. Aquest model ajusta tant les dades de gravimetria com les de geoide amb suficient precisió per a garantir la fiabilitat dels resultats. El test de resolució realitzat permet concloure que la fondària de la base de la litosfera té un error menor de 5 km i la profunditat de la Moho, menor de 2 km.

Les diferències entre les anomalies observades i calculades de longitud d'ona llarga poden ser degudes a inhomogeneïtats en el mantell. Els errors màxims són molt locals i se situen en zones on el gruix de sediments plio-quaternaris és considerable i encara no s'ha assolit l'equilibri isostàtic local, com per exemple, a la plataforma de l'Ebre, on el gruix de sediments plio-quaternaris és en alguns llocs major de 3.5 km. En aquest sentit, Watts and Torné (1992a) troben un Te (*effective elastic thickness*) per al delta de l'Ebre de 80 km, justificat pel fet que els sediments són relativament joves i, per tant, el temps transcorregut perquè la litosfera sota el delta assolís l'equilibri isostàtic ha estat insuficient.

Els problemes geofísics i geodinàmics plantejats a la part nord-occidental de la Mediterrània i les respostes que es deriven del present treball es poden resumir de la manera següent:

1. Gruix dels sediments: Un dels resultats de la modelització 3D ha estat la validació de les dades dels sediments miocens i plio-quaternaris que s'han compilat al llarg d'aquest treball. Els gruixos sedimentaris varien d'una manera important d'un lloc a un altre. Així, per exemple, els sediments miocens assoleixen gruixos de fins a poc més de 2.4 km al Solc de València, mentre que a la part central del golf de Lleó tenen valors de fins a 4.4 km i a la part nord de la conca Provençal poden arribar fins a 6.4 km. Pel que fa als sediments plio-quaternaris, els gruixos més importants corresponen a les desembocadures de l'Ebre (amb gruixos de més de 3 km) i del Roine (amb gruixos de fins a 2 km) així com a la part nord de la conca Provençal, on els gruixos són d'uns 2 km.

2. Configuració del mantell litosfèric i del límit entre la litosfera i l'astenosfera: Un dels resultats sorprenents ha estat que, a totes les conques de la Mediterrània nord-occidental, tant l'escorça com la litosfera es troben molt aprimades.

- La **Moho** varia d'uns 28 km a les línies de costa fins a 10-12 km al centre del Solc de València i a la conca Provençal, i 12-14 km al golf de Lleó. L'escorça al golf de Lleó s'aprima amb un gradient relativament important si es compara amb el Solc de València, on el gradient és més suau. A la conca Provençal, el gruix cortical és

pràcticament constant, excepte per un alt estructural aproximadament a 6ºE, entre 41ºN i 42ºN (vegeu Fig. 7.8).

- Tant al Solc de València com al golf de Lleó, la **base de la litosfera** se situa a uns 75 km a la línia de costa. Vers el centre del Solc, la base de la litosfera varia des d'uns 65 km a la part sud fins a menys de 60 km a la part nord; aquests canvis de profunditat es produeixen amb un gradient relativament suau. Cal destacar que la isolínia de 60 km entra a terra fins a la zona volcànica d'Olot. Des de la costa del golf de Lleó vers el límit amb la conca Provençal, la litosfera es va aprimant fins a assolir valors d'uns 60 km. A la conca Provençal, la litosfera es manté pràcticament plana, amb fondàries de 60 km o menys.
- Tanmateix, els resultats són compatibles amb la presència d'un **mantell "anòmal"** a la part més superficial del mantell litosfèric al Solc de València (tot i que la seva extensió en fondària no queda ben determinada). No s'ha pogut evidenciar la presència de mantell "anòmal" a les altres conques.

3. Límit entre l'escorça continental i l'escorça oceànica a la conca Provençal: El límit entre l'escorça continental i l'escorça oceànica (OCB) a la conca Provençal encara no s'ha pogut identificar clarament a causa de l'ambigüitat en la interpretació de les dades geofísiques disponibles. En aquest treball s'han provat els OCB proposats per Burrús (1984); Rehault et al. (1984); Morelli (1990); Pasquale et al. (1996) i Roca (1999). La informació que aporta la modelització 3D indica que el límit escorça continental - escorça oceànica es troba aproximadament entre les línies batimètriques de 2500 i 2700 m, tal com es proposa a Morelli (1990); aquest límit és compatible tant amb la distribució de dades magnètiques com amb les dades sísmiques de què es disposa en aquesta zona.

4. Quin tipus de processos extensionals van tenir lloc i com van afectar l'escorça i el mantell? Els resultats de la modelització mostren un aprimament no uniforme amb un factor d'aprimament relatiu màxim per a l'escorça d'aproximadament 2.9 i per al mantell litosfèric de 2. Aquests resultats són compatibles amb un mecanisme de cisalla simple o cisalla combinada com a responsables de l'actual estructura d'aquesta part de la Mediterrània.

5. Les conques de la Mediterrània occidental, ¿es poden considerar com a conques extensionals que formen part del mateix rift Cenozoic que va afectar també la part NO d'Europa, o bé com a conques de rerearc que es van formar darrere de la subducció oligomiocena capbussant cap a l'oest i que actualment està situada a la mar Tirrena? D'acord amb el resultat de la modelització 3D i tenint en compte la resta de les dades geològiques (com per exemple, l'orientació tant de les conques com de les falles que les voregen) i geofísiques disponibles, tot indica que va ser la combinació d'ambdós mecanismes el responsable de la formació d'aquestes conques. Possiblement la Mediterrània occidental es va començar a estendre primer sota la influència del *rift* cenozoic europeu (Eocè superior-Oligocè) i posteriorment, a causa de la migració cap a l'est de l'esmentada subducció (Oligocè-Miocè). És difícil establir la influència de la convergència entre Àfrica i Europa, però possiblement l'asimetria d'aquestes conques es deu en part a aquest efecte.

CHAPTER 8. CONCLUSIONS

This thesis presents an analysis of the deep lithospheric structure based on a new methodology. That is, the modelling in two and three dimensions of both, gravity and geoid data jointly. A fundamental part of this PhD thesis has been the development of 2D and 3D geoid modelling algorithms and their implementation into a forward modelling technique that combines both gravity and geoid data. The use of geoid information into the modelling of potential field data allows to model deeper lithospheric structures and at the same time to determine crustal and lithospheric mantel structures more accurately. In previous studies, the information on the lithospheric mantle structure and the topography of the base of the lithosphere came from modelling heat flow data and from seismic tomography. The joint gravity and geoid modelling technique is a new tool that adds to heat flow modelling and seismic tomography in the determination of deep lithospheric structures.

The conclusions of this thesis are grouped in two subjects: the methodological conclusions, and the conclusions on the modelling the North Western Mediterranean basins.

I) METHODOLOGICAL CONCLUSIONS

The simultaneous adjustment of the gravity and geoid values is very difficult because gravity and geoid anomalies give complementary information (c.f. Chapman and Talwani, 1982). However, when they are combined a much reduced number of equivalent models are obtained. In addition, the geoid is more sensitive to changes in the mantle structure and the geometry of the base of the lithosphere.

1. 2D geoid modelling

Geoid modelling in 2D had been done using a modified version of Chapman's algorithm (Chapman, 1979). In addition, a program to calculate 2D join gravity and geoid modelling has been developed modifying the program *gravmag*. It was a 2.5 join gravity and magnetic modelling program commercialised by the British Geological Survey.

Certain implicit limitations of Chapman's algorithm have been overcome. These are the following:

- The algorithm has been extended to areas with topographic allowing to extend the modelling into continental areas.

- It has been found that using density contrast instead of absolute densities in the Geoid modelling avoids possible numerical instabilities in the calculations.

- A new constant should be added when changing the unit system in the logarithmic potential expression. This problem has been solved determining the suitable constant that must be added each time that a change of units is made.

- To avoid edge effects, the edges of the model must be extended isostatically compensated at least two times longer than in the case of 2D gravity modelling.

2. 3D geoid modelling

The 3D geoid modelling has been carried out for the first time in this thesis. So, the first and most important conclusion is the 3D algorithm in itself. The new aspects that are considered as a conclusion in this type of modelling are.

- One of the consequences of the long wavelength components, intrinsic to the geoid anomalies, is that the edge effects can be particularly relevant: the model must be extended a great deal of length (at least four times its size) to avoid such effects.

- The model must be extended in two sequences: firstly, broadly following the 3D structures (i.e., adjusting the regional trend of the geoid); and secondly, either thinning the layers until they coincide with the reference model or thinning the layers until zero (the election will depend on each model).

- The complexity of the 3D models advises the use of density contrast in the modelling. This strategy avoids numerical problems as well as making sure the results are not affected of edge effects.

II) CONCLUSIONS ON THE MODELLING OF THE NORTH WESTERN MEDITERRANEAN BASINS

The lithospheric structure of the North Western Mediterranean basins has been modelled using the joint geoid and gravity technique which adds to the understanding of the tectonic processes that occurred during the formation of the western Mediterranean basins and also give new insights about the mechanisms that controlled the geodynamic evolution of the area.

A synthesis of the conclusions from the results of the 3D modelling is shown in figure 7.14. This model adjusts both, gravity and geoid data accurately. The sensitivity tests carried out allow us to conclude that the values obtained for the depth of the lithosphere have an error of less than 5 km and the depth to Moho has an error of less than 2 km.

Differences in the long wavelength component between the observed and calculated anomalies are interpreted to correspond with inhomogeneities within the mantle. Maximum differences between observed and calculated anomalies are of short wavelength component. They are located in areas coinciding with important thickness of Plio-Quaternary sediments and where local isostatic equilibrium has not been reached. As an example, in the Ebro Platform, thickness of Plio-Quaternary sediments reach more than 3.5 km. In this area, the effective elastic thickness is of c. 80 km (Watts and Torné, 1992[a]). This value is attributed by these authors to the uncomplete recovery of the local isostatic equilibrium because of the recent age of sedimentary deposition

Other results of the modelling include possible answers to some unsolved geophysical and geodynamic uncertainties in the area. These are summarised as follows:

1. Thickness of the sediments: The results of the 3D modelling is consistent with thicknesses of Miocene and Plio-Quaternary sedimentary sequences compiled in this work. It is consistent with large changes in thickness of the sediments from one area to another.

2. Structure of the lithospheric mantle and geometry of the lithosphere-asthenosphere boundary: One of the most striking results is the large degree of crustal and lithospheric extension found in all the North Western Mediterranean basins.

- The **Moho** depth varies from ca. 28 km at the coast lines to 10-12 km at the centre of the Valencia Trough and Provençal basin as well as 12-14 km at the Gulf of Lions. The crust at the Gulf of Lions thins with a relatively steep gradient when compared with the Valencia Trough, where the gradient is gentler. At the Provençal Basin, the thickness of the crust remains almost constant except for a rather small structural high located at c. 6ºE, between 41ºN and 42ºN (see Fig. 7.8).
- The **base of the lithosphere** is at c. 75 km depth at the coast lines. Towards the centre of the Valencia Trough, it varies from ca. 65 km depth at the southernmost part to less than 60 km depth at the northern part. These changes in depth occur with a gentle gradient. It is important to note that the isoline of 60 km enters inland in the area of Olot volcanic zone. From the coast line at the Gulf of Lions to the Provençal Basin, the lithosphere thins to ca. 60 km. At the Provençal Basin, the depth of the lithosphere is almost flat and located at ca. 60 km.
- The results of the modelling are compatible with the presence of an **"anomalous" upper mantle** beneath the Valencia Trough althought its thickness is not well constrained. It has not been possible to evidence the presence of an "anomalous" mantle at the other basins.

3. Ocean-Continent boundary in the Provençal Basin (OCB): Due to the possible ambiguity in the interpretation of the available data, the OCB at the Provençal basin has not been yet clearly identified. In this work, it has been tested five possible OCB's: from Burrús (1984); Rehault et al., (1984); Morelli (1990); Pasquale et al., (1996) and Roca (1999). The results of the 3D modelling indicate that the OCB can be placed approximately between the

bathymetric isolines of 2500 and 2700 m, as pointed out by Morelli (1990); this boundary is compatible with the distribution of the available magnetic and seismic data.

4. About the rifting processes: The results of the modelling show non differential stretching, with a maximum relative stretching factor for the crust of about 2.9 and about 2 for the lithospheric mantle. Simple shear or combined shear mechanisms in the formation of the basins are compatible with the results.

5. About the origin of the Western Mediterranean: The results of the 3D modelling together with the available geological and geophysical data, indicates that the Western Mediterranean basins formed as a consequence of the interaction between two processes. On one hand, the Cenozoic rift that affected the NW of Europe and, on the other hand, a back-arc extensional mechanism due to the roll-back of a West-directed Oligo-Miocene subduction. It is possible that the Western Mediterranean started opening under the influence of the european Cenozoic rift (upper Eocene-Oligocene) and then, due to the roll back to the East of the subduction mentioned above (Oligocene-Miocene). It is difficult to establish the degree of influence that the convergence between Africa and Europe has had. It is possible that the asymmetry of these basins is due to these compression.

REFERÈNCIES BIBLIOGRÀFIQUES

Alvarez, W. Rotation of the Corsica-Sardinia microplate, *Nature, Phys. Sci.* 235, 103-105, 1972.

Allen, P. A. and Allen J. R., Basin Analysis. Principles and Applications. Blackwell Science, 1997.

Albert-Beltrán, J. F., Heat flow and temperature gradient data from Spain. In: V. Cermak and L. Rybach (Eds.), Terrestrial Heat Flow in Europe. Springer-Verlag, Berlin, 261-266, 1979.

Albertella, A. and F. Sansó, A Compendium of physical geodesy. in *International School for the Determination and Use of the Geoid*, Lecture Notes 1-70; Milan, October 10-15, 1994.

Allan, T. D. and C. Morelli, A geophysical study of the Mediterranean Sea. *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 13, 50, 99-142, 1972.

Anadón, P., L. Cabrera, E. Roca and A. Rodríguez-Perea, Sedimentary evolution in the Valencia Trough. *Terra Abstr.*, 1, 46, 1989.

Auzende, J. M., Bonnin, J. and Olivet, J. L., The origin of the western Mediterranean Basin. *J. Geol. Soc. London,* 129, 607-620, 1973.

Arabelos, D., R. Barzaghi, M. Brovelli, R. Forsberg, W. Fürst, A. Gill, P. Knudsen, J. Otero, M. Poutanen, O. Remmer, G. Rodriguez, F. Sansó, W.-D. Schuh, M. Sevilla, D. Sguerso, H. Sünkel, C.C. Tscherning, I. Tziavos, M. Vermeer: The GEOMED Project. Presented IUGG XX General Assembly, Symp. U5, Wien, Aug. 1991.

Ayala, C., J. Pous and M. Torné, 2D geoid and gravity modelling across selected areas of the Western Mediterranean. European Geophysical Society, XX General Assembly. Hamburg, 1995.

Ayala, C., J. Pous and M. Torné, The lithosphere-asthenosphere boundary of the Valencia Trough (western Mediterranean) deduced from 2D geoid and gravity modelling. *Geophysical Research Letters*, 23, 22, 3131-3134, 1996a.

Ayala, C., M. Fernàndez, M. Torné and J. Pous, Two-dimensional geoid modelling: some remarks on Chapman´s algorithm. *Geophys. J. Int.*, 127, 542-544, 1996b.

Banda, E. and Channel, J. E. T. Evidencia geofísica para un modelo de evolución de las cuencas del Mediterráneo Occidental. *Estudios geol.*, 35, 5-14, 1979.

Banda, E., J. Ansorge, M. Boloix and D. Córdoba, Structure of the crust and upper mantle beneath the Balearic Islands (Western Mediterranean). *Earth Planet. Sci. Lett.,* 49, 219-230, 1980.

Banda, E., J. Albert-Beltran, M. Torné and M. Fernàndez, Regional geothermal gradients and lithospheric structure in Spain, in: Exploration of the Deep Continental Crust. Terrestrial Heat Flow and the Lithosphere Structure, V. Cermak and L. Rybach (Eds.), 176-186, Springer-Verlag, New York, 1991.

Banda, E. and P. Santanach, The Valencia trough (Western Mediterranean): an overview. *Tectonophysics,* 208, 183-202, 1992.

Barrell, J., The strenght of the Earth´s crust. *Geology*, 22, 28-48, 1914.

Barton, P. J., The relationship between seismic velocity and density in the continental crust – a useful constraint?. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society London*, 87, 195-208, 1986.

Bartrina, M. T., L. L. Cabrera, M. J. Jurado, J. Guimerà and E. Roca, Cenozoic evolution of the central Catalan margin (Valencia Trough, western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203, 219-248, 1992.

Bayer, R., J. L., Le Mouel and X. Le Pichon, Magnetic anomaly pattern in the western Mediterranean. *Earth and Plan. Sci. Letters,* 19, 2, 168-176, 1973.

Biju-Duval, B., J. Dercourt and X. Le Pichon, From the Tethys Ocean to the Mediterranean Seas: a plate tectonic model of the evolution of the Western Alpine System. In *International Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basins* (Edited by Biju-Duval, B. and L. Montardert). Ed. Technip, Paris, 143-164, 1977.

Boccaletti, M. and G. Guazzone, Remnant arcs and marginal basins in the Cenozoic development of the Mediterranean. *Nature*, 252, 18-21, 1974.

Bois, C., Initiation and evolution of the Oligo-Miocene rift basins of southwestern Europe: contribution of deep seismic reflection profiling. *Tectonophysics*, 226, 227-252, 1993.

Bowin, C. O., Depth of principal mass anomalies contributing to the Earth's geoid undulations and gravity anomalies. *Marine Geodesy*, 7, 61-100, 1983.

Bowin, C. O., The Geoid and Deep Earth Mass Anomaly Structure. In P. Vanicek and T. Christou (Eds.), Geoid and its Geophysical Interpretations, 203-220, 1994.

Burchfiel, B.C., The continental crust. Shaping the Earth. Tectonics of Continents and Oceans. *Readings from Scientific American.* Edited by Eldridge Moores. W. H. Freeman and Co. New York, 1992**.**

Burollet, P. F., Deep Mediterranean basins and their oil potential. In: W. E. Pratt memorial conference on future petroleum provinces of the world; abstracts. *AAPG Bulletin*, 68, 9, 1200. 1984.

Burrús, J., Contribution to a geodynamic synthesis of the Provençal Basin (Northwestern Mediterranean). Mar. Geol., 55, 247-270, 1984.

Burrús, J. and J. P. Foucher, Contribution to the thermal regime of the Provençal basin based on Flumed heat flow surveys and previous investigations. *Tectonophysics*, 128, 303-354, 1986.

Burrús, J., F. Bessis and B. Doligez, Heat flow, subsidence and crustal structure of the Gulf of Lions (NW Mediterranean): A quantitative discussion of the classic passive margin model. *In:Beaumont, C. and Tankard, A. J. (Eds), Sedimentary Basins and Basin-Forming Mechanisms.Canadian Society of Petroleum Geologists.* Memoir 12, 1-15, 1987.

Burrús, J., Review of geodynamic models for extensional basins; the paradox of stretching in the Gulf of Lions (Northwest Mediterranean). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, 377-393, 1989.

Cabal, J. and Fernàndez, M., Heat Flow and regional uplift at the north-eastern border of the Ebro basin, NE Spain. *Geophys. J. Int.,*121, 393-403, 1995.

Calcagnile, G. and R. Scarpa, Deep Structure of the European-Mediterranean Area from Seismolotical Data. *Tectonophysics,* 118, 93-111, 1985.

Carmichael, R. S., Practical Handbook of Physical Properties of Rock and Minerals. Univ. Iowa, Dep. Geol., Iowa City, IA, United-States, 741 CRC Press, Boca Raton, FL United-States 1989.

Carmingnani, L; F. A. Decandia; L. Disperati; P. L. Fantozzi; A. Lazzarotto; D. Liotta and G. Oggiano, Relationships between the Tertiary structural evolution of the Sardinia-Corsica-Provençal domain and the Northern Apennines. *Terra Nova*, 7, 128-137, 1995.

Canas, J. A. and L. G. Pujades, The Valencia Trough: coda Q. *Tectonophysics,* 203, 125-132, 1992

Casas, A., M. Torné and E. Banda, Mapa Gravimètric de Catalunya (1:500000). Servei Geològic de Catalunya, Departament de Política Territorial i Obres Públiques, 1986.

Carlson, R L. and C. N. Herrick, Densities and Porosities in the Oceanic Crust and Their Variations With Depth and Age. *J. Geophys. Res.*, 95, B6, 9153-9170, 1990.

Cazenave, A., The Geoid and the Oceanic Lithosphere. In P. Vanicek and T. Christou (Eds.), Geoid and its Geophysical Interpretations, 239-254, 1994.

Cella, F., M. Fedi, G. Florio and A. Rapolla, Gravity modelling of the litho-asthenosphere system in the Central Mediterranean. *Tectonophysics*, 287, 117-138, 1998.

Cermák, V., B. Della Vedova, F. Lucazeau, V. Pasquale, G. Pellis, R. Schulz and M. Verdoya, Heat flow density. In: *A Continent Revealed, The European Geotransverse, Atlas of Compiled Data*. (R. Freeman and St. Mueller, eds.) Cambridge University Press, Cambridge, 45-97, 1992.

Cermák, V., Lithospheric thermal regimes in Europe. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 79, 179-193. 1993.

Chamot-Rooke, N., J. M. Gaulier and F. Jestin, Constraints on Moho depth and crustal thickness in the Liguro Provençal basin from a 3D gravity inversion: geodynamic implications. *In* Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F., and Séranne, M. (eds) *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen.* Geological Society , London. Special Publications, 156, 37-61, 1999.

Chapman M. E., Techniques for Interpretation of Geoid Anomalies, *J. of Geophy. Res*. 84**,** 3793-3801.1979.

Chapman, M. E. and M. Talwani, Geoid anomalies over deepsea tranches. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 68, 349-369, 1982.

Cherchi, A. and L. Montadert, Oligo-Miocene rift of Sardinia and the early history of the Western Mediterranean basin. *Nature*, 298, 736-739, 1982.

Clavell, E. and X. Berastegui, Petroleum geology of the Gulf of Valencia. *In* A. M. Spencer (Editor). *Generation, Accumulation and Production in Europe´s Hydrocarbons.* Spec. Publ. EAPG, Oxford University, 335-368. 1991.

Cloetingh, S., and H. Kooi, Intraplate stresses and dynamical aspects of rift basins. *Tectonophysics*, v. 215, 167-185, 1992.

Cohen, C., Plate tectonic model for the Oligocene-Miocene evolution of the Western Mediterranean. *Tectonophysics*, 68, 283-311, 1980.

Collier, J. S., P. Buhl, M. Torné and A. B. Watts, Moho and lower crustal reflectivity beneath a young rift basin: results from a two-ship, wide-angle aperture seismic reflection experiment in the Valencia Trough (Western Mediterranean). *Geophys. J. Int.* 118, 1, 159-180, 1994.

Collier, J. S. and A. B. Watts, Seismic reflection profile constraints on lithospheric extension: Pure and Simple. *Geophys*. J. Int. 129, 737-748,1997

Christensen, N. I. and G. H. Shaw, Elasticity of mafic rocks from the Mid-Atlantic Ridge. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 20, 271-284, 1970.

Dañobeitia, J. J., B. Alonso and A. Maldonado, Geological framework of the Ebro continental margin and surrounding areas. *Mar. Geol.*, 95, 265-287, 1990.

Dañobeitia, J. J., M. Arguedas, J. Gallart, E. Banda and J. Makris, Deep crustal configuration of the Valencia trough and its Iberian and Balearic borders from extensive refraction and wide-angle reflection seismic profiling. *Tectonophysics,* 203, 37-55, 1992.

Defense Mapping Agency, Aerospace Center, 3200 S. 2nd St. , St. Louis, Missouri 63118-3399;

de Jong, M. P., M. J. R. Wortel and W. Spakman, From tectonic reconstruction to upper mantle model: an application to the Alpine-Mediterranean region. *Tectonophysics,*208, 221-241, 1993.

Dewey, J. F., Pitman III, W. C., Ryan, W. B. F. and Bonnin, J., Plate tectonics and the evolution of the Alpine System. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 84, 3137-3180, 1973.

Dewey, J. F., M. L. Helman, E. Turco, D. H. W. Hutton and S. D. Knott, Kinematics of the western Mediterranean. In: M. P. Coward, D. Dietrich and R. G. Park (Eds.): Alpine Tectonics. *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 45, 265-283, 1989.

Díaz del Rio, V., J. Rey and R. Vegas, The Gulf of Valencia continental shelf. Extensional tectonics in Neogene and Quaternary sediments. *Mar. Geol.* 73 (1/2), 169-179, 1986.

Doblas, M. and R. Oyarzun, The late Oligocene-Miocena opening of the North Balearic Sea (Valencia basin, western Mediterranean): A working hypothesis involving mantle upwelling and extensional detachment tectonics. *Mar. Geol.* 94, 155-163, 1990.

Doglioni, C., E. Gueguen, F. Sàbat and M. Fernàndez, The Western Mediterranean extensional basins and the Alpine orogen. *Terra Nova*, 9, 109-112, 1997.

Doin, P., L. Fleitout, and D. McKenzie, Geoid anomalies and the structure of continental and oceanic lithosphere. *J. of Geophys. Res.*101, B7, 16119-16135, 1996.

Doucoure, C. M. and L. A. G. Antoine, Long Wavelength and Intermediate Wavelength Geoid Undulations over the Africa Plate. *South African Journal of Science,* 90, 7, 404-410, 1994.

ETOPO5 "Data Announcement 88-MGG-02, Digital relief of the Surface of the Earth. NOAA, National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado, 1988."

Featherstone, W. E. A G.P.S Controlled Gravimetric Determination of the Geoid of the British Isles. *Ph. D Thesis*. University of Oxford. Trinity, 1992.

Featherstone, W. E., On the Use of the Geoid in Geophysics: a Case Study Over the North West Shelf of Australia. *Exploration Geophysics*, 28, 52-57, 1997.

Fernàndez, M., A. Freixes, X. Bosch, X. Berastegui and E. Banda, Thermometry and hydrogeochemestry of the southern border of the south Pyrenean foreland basin. In: *European Geothermal Update* (K. Louwrier, E. Staroste, D. Garnish and V. Karkoulias eds). Kluwer, Dordrecht, 522-531, 1989.

Fernàndez, M., M. Torné and H. Zeyen, Lithospheric structure of the NE Spain and the North Balearic basin. *Journal of Geodynamics,* 12, 253-267, 1990.

Fernàndez, M. and J. Cabal, Heat-flow data and shallow thermal regime on Mallorca and Menorca (western Mediterranean). *Tectonophysics,* 203, 133-144, 1992.

Finetti, I. and C. Morelli, Wide scale digital seismic exploration of the Mediterranean Sea, *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 14, 56, 291-342, 1972.

Foucher J. P., A. Mauffret, M. Steckler, M. F. Brunet, A. Maillard, J. P. Rehault, B. Alonso, P. Deselgaux, J. Murillas and G. Ouillon, Heat flow in the Valencia trough: geodynamic implications. *Tectonophysics,* 203, 77-97, 1992.

Fontboté, J. M., J. Guimerà, E. Roca, F. Sàbat, P. Santanach and F. Fernández-Ortigosa, The Cenozoic geodynamic evolution of the Valencia Trogh (Western Mediterranean). *Rev. Soc.Geol. España.* 3 (3-4), 249-256, 1990.

Forsberg, R., Terrani effects in geoid computations, in *International School for the Determination and Use of the Geoid*, Lecture Notes 101-134; Milan, October 10-15, 1994.

Fowler, C. M. R., The Solid Earth. An introduction to Global Geophysics. Cambridge University Press, 1994.

Galdeano, A., V. Courtillot, E. Legeborgne, J. L. Le Mouel and J. C. Rossignol, An aeromagnetic survey of the southwest of the western Mediterranean: description and tectonic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.,* 23, 323-336, 1974.

Galdeano, A., and J. C. Rossignol, Contribution de l'aéromagnetisme à l'étude du Golfe de Valence (Méditerranée occidental), *Earth Planet. Sci. Lett.,* 34, 85-99, 1977.

Galdeano, A., M. G. Moreau, P. Y. Berthou and J. A. Malod, New paleomagnetic results from Cretaceous sediments near Lisboa (Portugal) and implications for the rotation of Iberia. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 92, 95-106, 1989.

Gallart, J., H. Rojas, J. Diaz and J.J. Dañobeitia, Features of deep crustal structure and onshore-offshore transition at the Iberian flank of the Valencia Trough (Western Mediterranean). J. Geodyn. 12, 233-252, 1990.

Gallart, J., N. Vidal, J. J. Dañobeitia and the ESCI-Valencia Trough working group. Lateral variations in the deep crustal structure at the Iberian margin of the Valencia trough imaged from seismic reflection methods. *Tectonophysics*, 232, 59-75, 1994.

Gallart, J., N. Vidal and J. J. Dañobeitia, Multichannel seismic image of the crustal thinning alt the NE Iberian margin combining normal and wide angle reflection dats. *Geophys. Res. Lett*., 22, 4, 489-492, 1995.

Gauss, C.F., "Bestimmung des Breitenunterschieds Zwischen den Sternwarten von Göttingen una Altona", Tandenhoeck und Ruprecht, Göttingen, 1828.

Gennesseaux, M., P. Burollet and E. Winnock, Thickness of the Plio-Quaternary sediments (IBCM-PQ). *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata,*39, 4, 243-284, 1998.

Giese, P., K. J. Reutter, V. Jacobshagen and R. Nicolich, Explosion-seismic crustal studies in the Alpine Mediterranean region and their implications to tectonic processes. In: H. Berckhemer and K. Hsu (Eds.), Alpine-Mediterranean Geodynamics. Geodynamics Series, 7, American Geophysical Union, Washington, DC, 39-74, 1982.

Gobert, B., A. Hirn and L. Steinmetz, Shots of profile II, recorded on land, north of the Pyrenees. *But. Cent. Rech.* Pau-SNPA, 6, 433-444, 1972.

Gorini, C., A. Le Marrec, A. Mauffret, Contribution to the structural and sedimentary history of the gulf of Lions (western Mediterranean), from the ECORS profiles, industrial seismic profiles and well data. *Bull. Soc. géol. France,* 164, 3, 353-363, 1993.

Gorini, C., Géodinamique d'une marge passive: Le Golfe du Lion (Méditerranée occidentale), *Ph.D. thesis*, University Paul Sabatier, Toulouse, France, 1994.

Gorini, C., A. Mauffret, P Guennoc and A. Le Marrec, Structure of the Gulf of Lions (Northwestern Mediterranean sea): A review, in *Exploration and Petroleum Geology of France*, edited by A. Mascle, Euro. Assoc. Petr. Geol., 4, 223-243, 1994.

Guennoc, P., N. Debeglia, C. Gorini, A. Le Marrec et A. Mauffret, Anatomie d'une marge passive jeune (Golfe du Lion - Sud France): Apports des données géophysiques. *BCREDP* 18, 35-57, 1994.

Guimerà, J., Paleogene evolution of deformation in the Northeastern Iberian Peninsula. Geol. Mag. 121, 413-420, 1984.

Hayling, K. L., The Geoid and Geophysical Prospecting. In P. Vanicek and T. Christou (Eds.), Geoid and its Geophysical Interpretations, 299-320, 1994.

Heiskanen W. A. and Moritz, H., *Physical Geodesy,* W. H. Freeman & Co, San Francisco, USA., 1967.

Homewood, P., C., Caron, Flysch of the western Alps, in Hsu K. J. (ed.), *Mountain building processes*, Academic Press, New York, 157-168, 1982.

Hinz, K., Crustal structure of the Balearic Sea. *Tectonophysics*, 20, 295-302, 1972.

Hirn, A., L. Steinmetz and M. Sapin, A long range seismic profile in the Western Mediterranean basin: structure of the upper mantle. Ann. Geophys., 33 (3), 373-384, 1977.

Janssen, M. E., M. Torné, S. Cloetingh and E. Banda, Pliocene uplift of the eastern Iberian margin: Inferences from quantitative modelling of the Valencia Trough. *Earth and Plan. Sci. Lett.*, 119, 585-597, 1993.

Jolivet, L., R. Dubois, M. Fournier, B. Goffé, A. Michard and C. Jouran, Ductile extension in alpine Corsica. *Geology,*18, 1007-1010, 1990.

Jordan, S.K., Statistical model for gravity, topography, and density contrasts in the Earth, *J. Geophys. Res.*, 83(B4): 1816-1824, 1978.

Julivert, M., J. M. Fontboté, A. Ribeiro and L. E. Nabais Conde, Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E. 1:1000000. Memoria explicativa 113. IGME. Madrid, 15 pp, 1972.

Kellogg O. D., *Foundations of Potential Theory,* Frederick Ungar Publishing Co., New York, USA.1929.

Khain, V. Y., The role of rifting in the evolution of Earth´s crust. *Tectonophysics*, 215, 1-7, 1992.

Kooi, H., S. Cloetingh and J. Burrús, Lithospheric necking and rheological isostasy at extensional basins: part 1, subsidence and gravity modelling with an application to the Gulf of Lions margin (SE France). *J. Geophys. Res.,* 97, 17553-17571, 1992.

Krarup, T., A contribution to the mathematical foundation of physical geodesy. *Publ. 44, Danish Geodet. Inst.*, Copenhagen, 1969.

Kusznir, N. J., G. Marsden and S. S. Egan, A flexural-cantilever simple-shear / pure-shear model of continental lithosphere extension: application to the Jeanne d'Arc Basin, Grand Banks and Viking Graben, North Sea. In: *The Geometry of Normal Faults*. A. M. Roberts, G. Yielding and B. Freeman (Eds.). Geol. Soc. Spec. Publ., 56, 41-60, 1987.

Lanaja, M., Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología en España. IGME. Madrid, 1987.

Lambeck, K., Geophysical Geodesy, Oxford University Press, Oxford, 718p, 1988.

Le Douaràn, S., J. Burrús and F. Avedik, Deep structure of the northwestern Mediterranean basin: results of a two ship seismic survey. *Marine Geol.*, 55, 325-345, 1984.

Le Cann, C., Le diapirisme dans le bassin liguro-provençal (Méditerranée occidentale). Relacions avec la tectonique et la sédimentation. Implicacions géodinamiques. *Thèse de 3º cycle,* Brest, 1987.

Lecroart, P., F. Albarède, A.Cazenave, Correlations of Mid-Ocean Ridge Basalt chemistry with the geoid. *Earth and Planetary Science. Letters*, 153, 37-55, 1997.

Lemoine, F. G., D. E. Smith, L. Kunz, R. Smith, E. C. Pavlis, N. K. Pavlis, S. M. Klosko, D. S. Chinn, M. H. Torrence, R. G. Williamson, C. M. Cox, K. E. Rachlin, Y. M. Wang, S. C. Kenyon, R. Salman, R. Trimmer, R. H. Rapp and R. S. Nerem, The Development of the NASA GSFC and NIMA Joint Geopotential Model. Proceeding paper for the International Symposium of Gravity, Geoid and Marine Geodesy, (GRAGEOMAR 1996). The University of Tokyo, Tokyo, Japan, September 30 – October 5, 1996.

Le Pichon, X. and J. C. Sibuet, Passive margins: A model of formation. *J. Geophys.Res.,* 86, 3708-3720, 1981.

Leenhardt, O., Results of the Anna Cruise; three north-south seismic profiles through the western Mediterranean Sea. *Centre de Recherches de Pau (Societé Nationale des Petroles d'Aquitaine), Bulletin*, 6, 2, 365-452, 1972.

Lister, G. A., M. A. Etheridge and P. A. Symonds, Detachment models for the formation of passive continental margins. *Geology*, 14, 246-250, 1986.

Lucazeau, F. and Vasseur, G., Heat flow density data from France and Surrounding margins. *Tectonophysics*, 164, 251-258, 1989.

Maillard. A., A. Mauffret, A. B. Watts, M. Torné, G. Pascal, P. Buhl and A. Pinet, Tertiary sedimentary history and structure of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics,* 203, 57-75, 1992.

Maillard, A., and A. Mauffret, Structure et volcanisme de la fosse de Valence (Méditerranée nord-occidentale). *Bull. Soc. Géol. France,* 164, 3, 365-383, 1993.

Marquard, G. and D. Lelgemann, On the interpretation of geoid anomalies in Europe with special regard to the EGT profiles. *Tectonophysics*, 207, 5-42, 1992.

Marillier, F. and St. Mueller, The Western Mediterranean region as and upper mantle transition zone between two lithospheric plates, *Tectonophysics,* 118, 113-130, 1985.

Marsh, J. G., F. J. Lerch, B. H. Putney, T. L. Felsentreger, B. V. Sanchez, S. M. Klosko, G. B. Patel, J. W. Robbins, R. G. Williamson, T. L. Engelis, W. F. Eddy, N. L. Chandler, D. S. Chinn, s. Kaport, K. E. Rachlin, L. E. Braatz and E. C. Pavlis, The GEM-T2 gravitational model, *J. Geophys. Res.,* 95, B13, 22043-22070, 1990.

Martí. J., J. Mitjavila, E. Roca and C. Aparicio, Cenozoic magmatism of the Valencia trough (western Mediterranean): relationship between structural evolution and volcanism. *Tectonophysics*, 203, 145-165, 1992.

Martínez, M. D., X. Lana, J. A. Canas, J. Badal and L. Pujades, Shear-wave velocity tomography of the lithosphere-asthenosphere system beneath the Mediterranean area. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 122, 33-54, 2000.

Masotti, R., P. K. H. Maguire and J. Mechie, On the upper mantle beneath Kenya Rift. *Geophys. J. Int.* 126, 579-592, 1996.

Mauffret, A., Etude géodynamique de la marge de les Illes Baléares. *These d'Etat*, Univ. Paris 6, 1976.

Mauffret, A. A. Maldonado and A. C. Campillo, Tectonic Framework of the Eastern Alboran and Western Algerian Basins, Western Mediterranean. *Geo-Marine Letters.* 12, 104-110, 1992.

Mauffret, A., G. Pascal, A. Maillard and C. Gorini, Tectonics and deep structure of the Northwestern Mediterranean basin. *Mar. Petr. Geol.*, 12, 645-666, 1995.

Mauffret, A. and C. Gorini, Structural style and geodynamic evolution of Camargue and Western Provençal Basin, southeastern France. *Tectonics*, 15, 2, 356-375, 1996.

McKenzie, D. P., Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci. Lett.* 40, 25-32, 1978.

Molodensky, M. S., V. F. Eremeev, M. I. Yurkina, (1960) Methods for study of the external gravitational field and figure of the Earth. Translated from Russian by the Israel Program for Scientific Translations, Office of Technical Services, Department of Commerce, Washington, DC, 1962.

Morelli, C., H. Pisani and C. Gantar, Geophysical anomalies and tectonics in the Western Mediterranean. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 17, plate (20) chart. 1975

Morelli, C., The regional meaning of the Bouguer gravity anomalies in the Mediterranean. *Journal of Geodynamics*, 12, 123-136, 1990.

Morelli, C. and S. Val'chuk, The International Bathymetric Chart of the Mediterranean (I.B.C.M.) published under the authority of the Intergovernmental Oceanographic Comission of UNESCO. IBCM Supporting Volume – Chapter 1. Edited by J. K. Hall. 1997.

Moritz, H., Advanced Physical Geodesy, H. Wichmann Verlag, Karlsruhe, 1980.

Moritz, H., Cursillos de geodesia superior. *Cursos y seminarios*, N. 1, IAG y IGN, Madrid, 1984.

Morgan, P., Constraints on rift thermal processes from heat flow and uplift. *Tectonophysics*, 94, 277-298, 1983.

Morgan, P. and M. Fernàndez, Neogene vertical movements and constraints on extension in the Catalan Coastal Ranges, Iberian Peninsula, and the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203, 185-201, 1992.

Muñoz, J. A., Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. Paper presented at Symposium on Thrust Tectonics, RHB New College, Univ. London, Egham, Surrey, England. April, 1990.

Nafe, S. E. and C. L. Drake, Physical properties of marine sediments. In: M. N. Hill (Editor), *The Sea, 3.* Interscience, New York, N.Y. , 794-819, 1961.

Negredo, A., Desarrollo de modelos numéricos aplicados a la formación de cuencas de extensión: Aspectos cinemáticos y dinámicos. *Tesis Doctoral*. Universidad de Barcelona, 1996.

Negredo, A., M. Fernàndez, M. Torné and C. Doglioni, Numerical modelling of simultaneous extension and compression: The Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonics*, 18, 2, 361-374, 1999.

Olivera. C., T. Susagna, A. Roca and X. Goula, Seismicity of the Valencia trough and surrounding areas. *Tectonophysics,* 203, 99-109, 1992.

Panza, G. F. and Suhaldoc, P., Properties of the Lithosphere in Collisional Belts in the Mediterranean – A Review, *Tectonophysics*, 182, 39-46, 1990.

Pascal, G. P., M. Torné, P. Buhl, A. B. Watts and A. Mauffret, Crustal and velocity structure of the Valencia trough (western Mediterranean), Part II: Detailed interpretation of five Expanded Spread Profiles. *Tectonophysics*, 203, 21-35, 1992.

Pascal, G. P., A. Mauffret and P. Patriat, The ocean-continent boundary in the Gulf of Lions from analysis of expanding spread profiles and gravity modelling. *Geophys. J. Int.*, 113, 701-726, 1993.

Pasquale, V., M. Verdoya and P. Chiozzi, Heat flux and timing of the drifting stage in the Ligurian-Provençal basin (Northwestern Mediterranean). *J. Geodynamics*, 21, 3, 205-222, 1996.

Plomerová, J., G. Payo and V. Babuska, Teleseismic P-residual study in the Iberian Peninsula. *Tectonopysics* 221, 3-13, 1993

Pous, J., J. Ledo, A. Marcuello and A. Dagnières, Electrical resistivity model of the crust and upper mantle from magnetotelluric survey through the central Pyrenees. *Geophys. J. Int.*, 121, 750-762, 1995a.

Pous, J., J. A. Muñoz, J. Ledo and M. Liesa, Partial melting of subducted lower crust in the Pyrenees. *J. Geological Society,* 152, 217-220, 1995b.

Ramos-Guerrero, E., A. Rodríguez-Perea, F. Sàbat and J. Serra-Kiel, Cenozoic tectonosedimentary evolution of Mallorca Island. *Geodinamica Acta*, 3, 53-72, 1989.

Rapp, R. H., The Treatment of Permanent Tidal Effects in the Analysis of Satellite Altimeter Data for Sea Surface Topography, *Manuscripta Geodaetica,* 14, 368-372, 1989.

Rapp, R. H. and N. K Pavlis, The development and analysis of geopotential coefficient models to spherical harmonic degree 360: OSU89A and OSU89B. *J. Geophys. Res.* 95, B13, 21885-21911, 1990.

Rapp, R. H., Y. M. Wang and N. K. Pavlis, The Ohio State 1991 geopotential and sea surface topography harmonic coefficient models, Rept. N. 410, Dept. of Geodetic Science and Surveying, The Ohio State University, Columbus, 1991.

Rapp, R. H., Computation and Accuracy of Global Geoid Undulation Models, in *Proc. of the Sixth International Geodetic Symposium on Satellite Positioning*. Defense Mapping Agency, 1992.

Rapp, R. H., The Use of Potential Coefficient Models in Computing Geoid Undulations, in *International School for the Determination and Use of the Geoid*, Lecture Notes 71-100; Milan, October 10-15, 1994.

Reston, T.J., Shear in the lower crust during extension: not so pure and simple. *Tectonophysics,* 173, 1990.

Rehault, J. P., G. Boillot and A. Mauffret, The western Mediterranean basin geological evolution. *Marine Geology*, 55, 447-477, 1984.

Recq, M., J. P. Rehault, L. Steinmetz and A. Fabbri, Crustal thinning and accretion in the central Tyrrhenian Basin from seismic refraction studies . *Marine Geology* , 55, 3-4, 409-426,

Roberston, A. H. F. and Grasso, M., Overview of the Late Tertiary-Recent tectonic and palaeo-environmental development of the Mediterranean region. *Terra Nova*, 7, 114-127, 1995.

Robinson E. S. and C, Coruh, Basic Exploration Geophysics. John Wiley & Sons, 562pp, 1988.

Roca, E. and P. Desegaulx, Analysis of the geological evolution and vertical movements in the Valencia Trough area, western Mediterranean. *Mar. Pet. Geol.,* 9, 167-185, 1992.

Roca, E., P. Desegaulx, P. Fernández-Ortigosa, F. Roure and B. Pinet, Subsidence and deep structure of the Valencia Trough area. In: B. Pinet and C. Bois (Eds.), The Potential of Deep Seismic Profiling for Hydrocarbons Exploration. Technip, Paris, 439-443, 1990.

Roca. E. and J. Guimerà, The Neogene structure of the eastern Iberian margin: structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203, 203-218, 1992.

Roca, E., The Northwestern Mediterranean Basin (Valencia Trough, Gulf of Lions and Provençal Basin): Structure and Geodynamic Evolution. *Terra Abstr.*, 11, 66, 1999.

Rodríguez-Perea A., El Mioceno de la Serra Nord de Mallorca. Estratigrafía, sedimentologia e implicaciones estructurales. Tesis Doctoral. Universitat de Barcelona y Palma de Mallorca, 1984.

Roure, F., P. Choukroune, X Berastegui, J. A. Muñoz, A. Villien, P. Matheron, M. Bareyt, M. Seguret, P. Cámara and J. Déramond, ECORS deep seismic data and balanced cross sections: Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8, 41-50, 1989.

Rowley, D. B. and D. Sahagian, Depth-dependent stretching: A different aproach. *Geology*, 14, 32-35, 1986.

Royden, L. and Keen, C. E., Rifting process and thermal evolution of the continental margin of Eastern Canada determined from subsidence curves. *Earth and Planetary Science Letters,*51: 343-361, 1980.

Runcorn, S. K., Flow in the mantle inferred from low-degree harmonics of the geopotential. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 14, 375-384, 1967.

Salas, R. and A. Casas, Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle on the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, 228, 33-35, 1993.

Salveson, J. O., Variations in the oil gas and geology of rift basins. *Egiptian General Petroleum Corp., 5th Explor. Sem., Cairo, Egypt, November 15-17,* 1976.

Salveson, J. O., Variations in the geology of rift basins - A tectonic model. *Proc. International Symposium on the Rio Grande Rift.* Los Alamos Sci. Lab. LA-7487-C, Santa Fe, New Mexico, 82-86, 1978.

Serra-Raventós, J., A. Maldonado y O. Riba, Caracterización del margen continental de Cataluña y Baleares. *Acta Geológica Hispánica.Homenatge a Lluíis Solé i Sabarís,* 14, 494-504, 1979.

Sengör, A. M. C. and K. Burke, Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications. *Geophysical Research Letters*, 5, 6, 419-421, 1978.

Sevilla, M., Determinación del Geoide. *Boletín ROA,* No 6/92, Real Instituto y Observatorio de La Armada, San Fernando (Cádiz). 1992.

Sideris, M. G., Regional Geoid Determination. In P. Vanicek and T. Christou (Eds.), Geoid and its Geophysical Interpretations, 239-254, 1994.

Sjöberg, L. E., Techniques or Geoid Determination. In P. Vanicek and T. Christou (Eds.), Geoid and its Geophysical Interpretations, 33-56, 1994.

Suhadolc, P. and G. P. Panza, The European-African collision and its effects on the lithosphere-asthenosphere system. *Tectonophysics*, 146, 59-66, 1988.

Suhadolc P., G. P. Panza and S. Mueller, Physical properties of the lithosphere-asthenosphere system in Europe. *Tectonophysics,* 176, 123-135, 1990.

Souriau, A., Geoid anomalies over Gorringe Ridge, North Atlantic Ocean.. *Earth and Planetary Science Letters*. 68; 1, 101-114.

Sclater, J. G. and P. A. F. Christie, Continental stretching: An explanation of the postmid-Cretaceous subsidence of the Central North Sea basin. *J. Geophys. Res.,* 85, 3711-3739, 1980.

Sleep, N. K. and K. Fujita, Principles of Geophysics. Blackwell Science, 1997.

Spakman, W**.**, Tomographic images of the upper mantle below central Europe and the Mediterranean. *Terra Nova,* 2, 542-553, 1990.

Spakman, W., S. van der Lee and R. D. van der Hilst, Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km. *Phys. Earth. Planet. Inter.*, 79, 2-74, 1993.

Stoeckinger, W. T., Valencia gulf offer deadline nears. *Oil gas J.* March 29, 197-204, 1976.

Talwani, M., J. L. Worzel, and L. Landisman, Rapid computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *J. Geophys. Res.*, 64, 49-59, 1957.

Talwani, M., and R. E. Sheridan, The edge experiment and the U.S. East Coast Magnetic Anomaly. In: E. Banda, M. Torné and M. Talwani (Eds.), Riffted Ocean Continent Boundaries. NATO ASI Series, Dordrecht, The Netherlands, 291-308, 1995.

Tapponier, P., Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. Fr.,* 17, XIX, 437-460, 1977.

Torné, M. and E. Banda, Crustal Thinning from the Betic Cordillera to the Alboran Sea. *Geo-Marine Letters*, 12, 76-81, 1992.

Torné, M., G. Pascal, P. Buhl, A.B. Watts and A. Mauffret, Crustal and velocity structure of the Valencia trough (western Mediterranean), Part I. A combined refraction/wide-angle reflection and near-vertical reflection study. *Tectonophysics*, 203, 1-20, 1992.

Torné, M., M. Fernàndez, J. Carbonell and E. Banda, Lithospheric transition from continental to oceanic in the West Iberia Atlantic Margin. In Banda, E., M. Torné and M. Talwani (eds), Rifted Ocean-Continent Boundaries. NATO ASI Series, Dordrecht, The Netherlands, Series C: Mathematical and Physical Sciences-Vol. 463, 247-264, 1995.

Torné, M., E. Banda and M. Fernàndez, The Valencia Trough: geological and geophysical constraints on basin formation models. In Ziegler, P. A. and F. Horvàth (eds), Peri-Tethys memoir 2: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands *Mèmo. Mus. natn. Hist. nat.,* 170, 47-40. Paris, 1996.

Torres, J., C. Bois and J. Burrús, Iniciation and evolution of the Valencia Trough (western Mediterranean): constraints from deep seismic profiling and subsidence analysis. *Tectonophysics*, 228, 57-80, 1993.

Tscherning, C. C., Local approximation of the gravity potential by least squares collocation. In *Local Gravity Fiel Approximation*. Ed. By K. P. Schwarz. Univ. of Calgary, 277-362, 1985.

Tscherning, C. C., A strategy for gross-error detection in satellite altimeter data applied in the Baltic-sea area for enhanced geoid and gravity determination. In *Determination of the geoid. Present and future.* Ed. By R. H. Rapp and F. Sanso. IAG Symp. 106, 95-107. Springer Verlag, 1991.

Tscherning, C. C., Computation of covariances and derivatives of the anomalous gravity potential in a rotated reference frame. *Manuscripta Geodaetica*, 18, 3, 115-123, 1993.

Tscherning, C. C., GEOCOL 10 Program. Unix version, 1995.

Turcotte, D. L. and Schubert, G., *Geodynamics. Applications of Continuum Physics to Geological Problems.* John Wiley & Sons, Inc. New York, USA, 1982.

Turner, J. P., Switches in subduction direction and the lateral termination of mountain belts: Pyrenees-Cantabrian transition, Spain. *Journal of the Geol. Soc. London.* 153, 563-571, 1996.

Vegas, R., Fontboté, J. M., and Banda, E, Widespread neogene rifting superimposed on Alpine regions of the Iberian Peninsula. In*: Proc. EGS Symp. Evolution and Tectonics of the Western Mediterranean and surrounding areas, Ins. Geog. Nac. Publ.,* 201: 109-128, 1980.

Vegas, R., The Valencia Trough and the origin of the western Mediterranean basins. *Tectonophysics,* 203, 249-261, 1992.

Vially, R. and P. Trémolières, Geodynamics of the Gulf of Lions: implications for petroleum exploration. In Ziegler, P. A. and F. Horvàth (eds), Peri-Tethys memoir 2: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands *Mèmo. Mus. natn. Hist. nat.,* 170, 129-158. Paris, 1996.

Vidal, N., J. Gallart, J. J. Dañobeitia, J. Díaz, Mapping the Moho in the Iberian Mediterranean margin by multicoverage processing and mergin of wide-angle and near-vertical reflection data. In: E. Banda, M. Torné and M. Talwani (Eds), Riffted Ocean Continent Boundaries. NATO ASI Series, Dordrecht, The Netherlands , Series C: Mathematical and Physical Sciences-Vol. 463, 291-308, 1995.

Vidal, N., J. Gallart and J. J. Dañobeitia, A deep seismic crustal transect from the NE Iberian Peninsula to the western Mediterranean. *J. Geophys. Res.*, 103, B5, 12,381-12,396, 1998.

Vine, F. J., and D. H. Matthews, Magnetic anomalies over ocean ridges. *Nature*, 199, 947-949, 1963.

de Voogd, B., R. Nicolich, J.L. Olivet *et al.,* First deep seismic reflection transect from the Gulf of Lions to Sardinia (ECORS-CROP profiles in Western Mediterranean). In: *Continental Lithosphere: deep seismic reflections* (ed. By R. Meissner *et al.*). AGU Geodyn. Ser., 22, 265-274, 1991

Watts, A. B., M. Torné, P. Buhl, A. Mauffret, G. Pascal and B. Pinet, Evidence for deep reflections from extended continental crust beneath the Valencia Trough, Western Mediterranean. *Nature,* 348 (6302), 631-635, 1990.

Watts, A. B. and M.Torne, Crustal structure and the mechanical properties of extended continental lithosphere in the Valencia trough (western Mediterranean). *Geol. Soc. Lond.*, 149, 813-827, 1992a.

Watts, A. B. and M. Torné, Subsidence history, Crustal Structure and Thermal Evolution of the Valencia Trough: A Young Extensional Basin in the Western Mediterranean. *Journal of Geophysical Research*, vol. 97, B13, 20021-20041, 1992b.

Wenzel,G., Ultra-high degree geopotential models GPM98A, B and C to degree 1800. In: Proc joint meeting of the International Gravity Commission and International Geoid Commission, 7-12 September Trieste (see also http:// www.gik.uni-karlsruhe.de/~wenzel). 1998.

Wernicke, B., Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, 291, 645-648, 1981.

Wernicke, B., Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.* 22, 108-125, 1985.

Wessel, P. and W. H. F. Smith, New version of the Generic Mapping Tools released. EOS 76, 329, 1995.

White, R. S., When continents rift. *Nature*, 327, 191. 1987.

White, S. H. and Bretan, P. G., Rheological controls on the geometry of deep faults and the tectonic delamination of the continental crust. *Tectonics*, vol. 4, 3, 303-309. 1985.

Wortel, M. J. R., S. D. B. Goes and W. Spakman, Structure and seismicity of the Aegean subduction zone. *Terra Nova*, 2, 554-562, 1990.

Yegorova, T. P., V. G. Kozlenko, N. I. Pavlenkova and V.I. Starostenko, 3-D density model for the lithosphere of Europe: construction method and preliminary results. *Geophys. J. Int.*, 121, 873-892, 1995.

de Voogd, B., R. Nicolich, J.L. Olivet *et al.,* First deep seismic reflection transect from the Gulf of Lions to Sardinia (ECORS-CROP profiles in Western Mediterranean). In: *Continental Lithosphere: deep seismic reflections* (ed. By R. Meissner *et al.*). AGU Geodyn. Ser., 22, 265-274, 1991

Yegorova, T. P., V. I. Starostenko and V. G. Kozlenko, Large-scale 3-D Gravity Analysis of the Inhomogeneities in the European-Mediterranean Upper Mantle. *Pure appl. Geophys*, 151, 549-561, 1998.

Yilmaz, P. O., I. O. Norton, D. Leari and R. J. Chuchla, Tectonic evolution and paleogeography of Europa in Peri-Tethys memoir 2. Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands (Ed. by Ziegler, P. A. and F. Horvàth*). Mèmo. Mus. natn. Hist. nat.,* 170. pp 47-40 + enclosures 1-13. Paris, 1996.

Zeck, H. P., Betic-Rif orogeny: subduction of Mesozoic Tethys lithosphere under eastward drifting Iberia, slab detachment shortly before 22 Ma, and subsequent uplift and extensional tectonics. *Tectonophysics*, 254, 1-16, 1996.

Zeyen, H. J., E. Banda, J. Gallart and J. Ansorge, A wide angle seismic reconnaissance survey of the crust and upper mantle in the Celtiberian Chain of eastern Spain. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 75, 393-402, 1985.

Zeyen H. J. and M. Fernández, Integrated lithospheric modelling combining thermal, gravity and local isostasy analysis: Application to the NE Spanish Geotransect. *J. Geophys. Res*, 99, 18089-18102, 1994.

Ziegler, P. A., Evolution of the Artic-North Atlantic and the Western Tethys. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem., 43, 1988.

Ziegler, P. A., *Geological Atlas of Western and Central Europe.* Shell Internat. Petrol. Mij. B. V., distrib. Geol. Soc., London, Publ. House, Bath, 239 pp, 1990.

Ziegler, P. A., European Cenozoic rift system. *Tectonophysics*, 208, 91-111, 1992a.

Ziegler, P. A., Geodynamics of rifting and implications for hydrocarbon habitat. *Tectonophysics*, 215, 221-253, 1992b.

Ziegler, P. A., S. Cloetingh and J. D. van Wees, Dynamics of intra-plate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples. *Tectonophysics*, 252, 7-59, 1995.

Ziegler, P. A. and F. Roure, Architecture and petroleum systems of the Alpine orogen and associated basins. *In*: Ziegler, P. A. and F. Horvàth (eds), Peri-Tethys Memoir 2: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands. *Mém. Mus.natn. Hist. Nat.,* 170, 15-45, 1996.