

8. ANÀLISI DE LA SUBSIDÈNCIA, COMPACTACIÓ I MODEL TÈRMIC

L'anàlisi detallat de les corbes de subsidència permetrà relacionar els moviments verticals de blocs amb el procés de dolomitització lligat a les fractures i a les superfícies de les discontinuïtats sedimentàries majors.

Un altre aspecte que s'ha dut a terme ha estat l'estudi de la compactació de la Fm. de Bovalar. El càlcul de la compactació permet acotar l'interval durant el qual la roca tingué la porositat suficient per tal que els fluids dolomititzants hi poguessin circular. Per anar bé l'interval de compactació haurà de ser més gran que l'interval de dolomitització.

Finalment, l'anàlisi del model tèrmic de la subconca de la Salzedella ens donarà informació de quines eren les condicions tèrmiques de la conca durant la dolomitització i permetrà comparar aquests valors amb els que s'han obtingut a partir d'altres mètodes (com per exemple l'estudi de les inclusions fluides i dels isòtops estables).

8.1. ANÀLISI DE LA SUBSIDÈNCIA

Segons Salas i Casas (1992, 1993) i Salas *et al.* (2000) el cicle de rift del Juràssic superior-Cretaci inferior està constituït per les fases de subsidència 2, 3 i l'inici de la fase 4. En totes les corbes de subsidència tectònica estudiades (Figura 8.1), l'interval de la dolomitització del trànsit Juràssic-Cretaci (128,5-121,5 Ma) està situat pràcticament al final de la fase de subsidència 2, compresa entre 146,5 i 117,5 Ma (Oxfordià terminal-Hauterivià terminal). El final de la fase de subsidència 2 correspon al tram comprès entre 128,5 i 117,5 Ma on les corbes perden pendent o bé es posen planes. En ambdós casos indica que ens trobem en una etapa relativa de subsidència tèrmica i més lenta que precedeix a la subsidència inicial ràpida per rift que tingué lloc durant l'interval Oxfordià terminal-Berriasià terminal (146,5-128,5 Ma).

Aquest alentiment de la velocitat de subsidència tectònica implica una menor taxa de sedimentació, que fins i tot pot arribar a ser nul·la en el marge NW de la subconca de la Salzedella (pou Mirambell 1; Figura 8.1) o a la plataforma continental propera a la costa (pou Amposta Marino C3; Figura 8.1). L'alentiment està totalment d'acord amb les condicions paleogeogràfiques que hi ha durant el Neocomià, amb la caiguda relativa important del nivell del mar i l'exposició generalitzada de zones extenses, tot plegat per donar lloc al que s'ha vingut anomenant discontinuïtat regional major D3.

D'acord amb Salas *et al.* (2000), si s'assumeix un model d'extensió uniforme i cisalla pura de tipus McKenzie (1978), seria precisament a l'inici d'aquesta etapa de subsidència tèrmica relativa quan es donarien els valors màxims de flux de calor derivats de l'etapa prèvia de subsidència ràpida pel rift Oxfordià terminal-Berriasià terminal (Figura 8.2).

En altres paraules, la dolomitització del trànsit Juràssic-Cretaci té lloc en unes condicions de baixes o nul·les taxes de sedimentació i valors elevats del flux de calor en superfície.

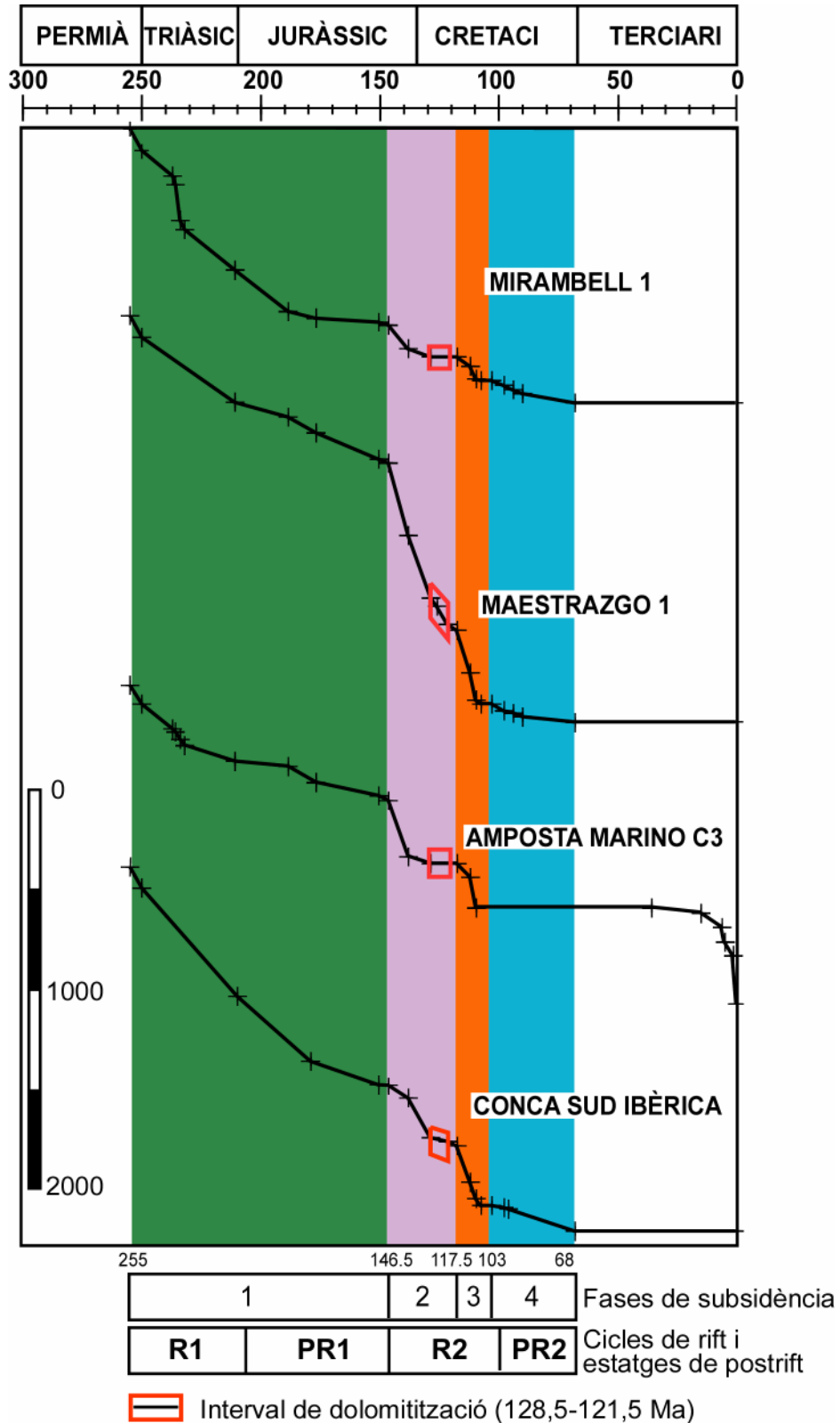


Figura 8.1. Subsidència tectònica de la Conca del Maestrat i la conca Sud Ibèrica. Les àrees ombrejades indiquen les quatre fases principals de la subsidència tectònica del Mesozoic de l'Est d'Ibèria (de Salas *et al.*, 2000).

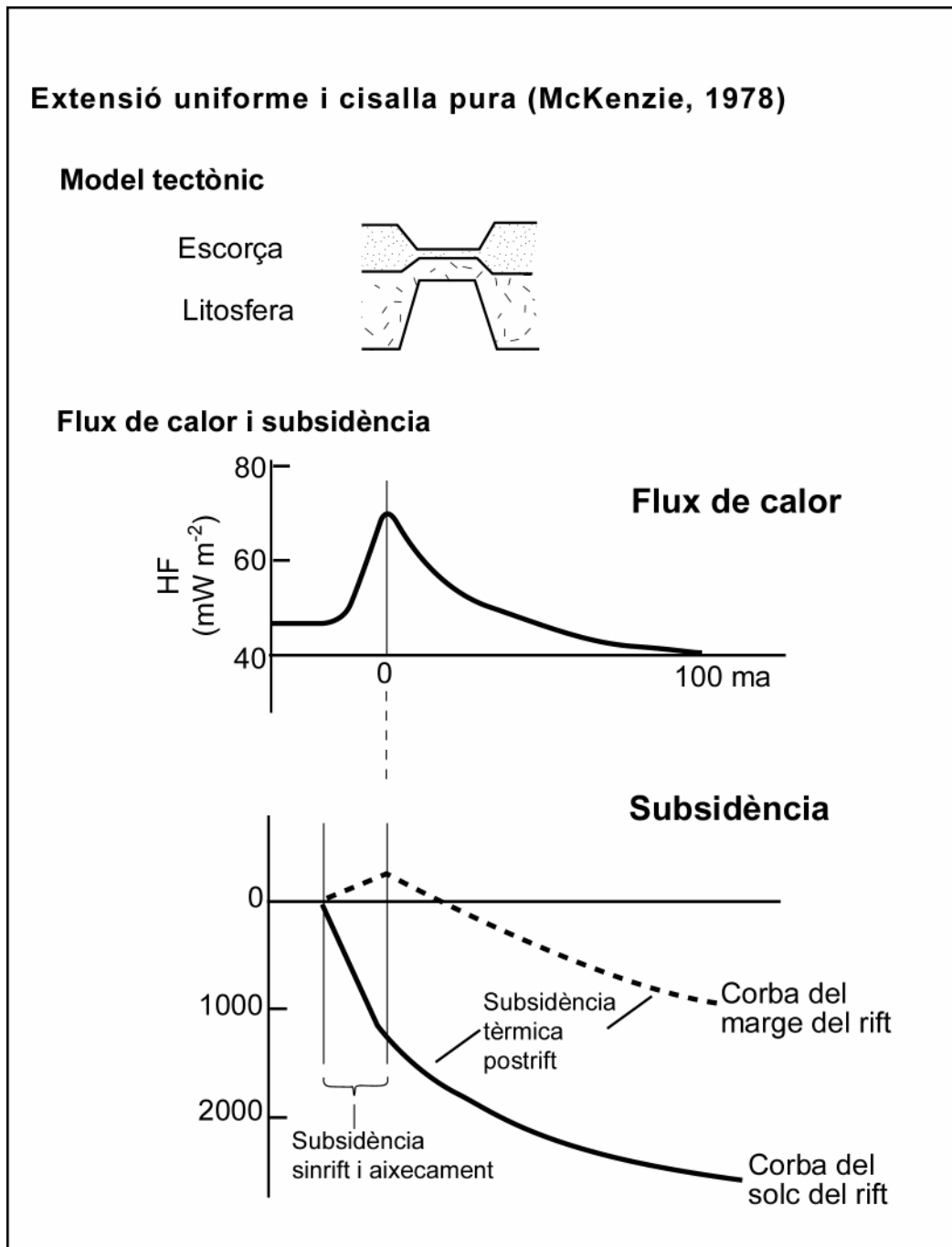


Figura 8.2. Història de la subsidència tectònica en una conca de rift originada per extensió uniforme i cisalla pura (McKenzie, 1978). Relació entre subsidència sinrift, postrift i flux de calor en superfície. El pic màxim de flux de calor es produeix al final de l'etapa de rift i començament de l'estatge de postrift amb subsidència tectònica més lenta.

8.2. VARIACIÓ DE LA POROSITAT AMB LA COMPACTACIÓ

S'ha dut a terme el càlcul de la descompactació de la megaseqüència de dipòsit del Titònic-Berriasià (SD J10; Fm. de Bovalar). És a dir s'ha calculat la potència original de la Fm. de Bovalar i com aquesta ha anat disminuint amb el temps per compactació i progressiva pèrdua de la porositat. Els paràmetres que s'han utilitzat són la porositat en superfície (Φ_0), el factor de compactació (c) i la densitat del sediment (ρ) segons Schmoker i Halley (1982) amb valors de $\Phi_0=0,51$, $c=0,66 \text{ km}^{-1}$ i $\rho=2,712 \text{ g/cc}$.

L'equació general de descompactació és (Allen i Allen, 1990):

$$y'_2 - y'_1 = y_2 - y_1 - \frac{\Phi_0}{c} \{ \exp(-cy_1) - \exp(-cy_2) \} + \frac{\Phi_0}{c} \{ \exp(-cy'_1) - \exp(-cy'_2) \}$$

on y_1 , y_2 són les profunditats del sostre i la base de la Fm. de Bovalar a l'actualitat (la potència actual; y'_1 , y'_2 són les profunditats del sostre i la base de la Fm. de Bovalar descompactada; c és el factor de compactació; Φ_0 és la porositat en superfície.

Els resultats es representen gràficament a la figura 8.3, la qual mostra que l'interval de dolomitització està inclòs dins l'interval de compactació i més concretament dins el subinterval que va entre l'estat del sediment no compactat i el parcialment compactat. El que això ens indica és que la dolomitització va tenir lloc en les millors condicions de porositat de la Fm. de Bovalar, al menys pel que fa als efectes restrictius de la porositat deguts a l'augment de la compactació per la càrrega litostàtica de les unitats suprajacents.

En aquest estudi no s'han tingut en compte els efectes de la pressió-dissolució que ha sofert la Fm. de Bovalar per sobrecàrrega litostàtica i que pot arribar a ser força important, com es pot deduir de les abundants superfícies estilolítiques horitzontals que presenta. Així doncs, en realitat la potència actual de la Fm. de Bovalar seria lleugerament superior a 925 m ja que la unitat està sobrecompactada (Figura 8.3).

Caldria considerar també que al final de la sedimentació de la Fm. de Bovalar, quan es comença a compactar el sediment, una part de la porositat ja havia estat obliterateda pels

ciments diagenètics inicials (vegi's capítol 9). De manera estricta s'hauria d'haver fet una correcció a la porositat en superfície considerada.

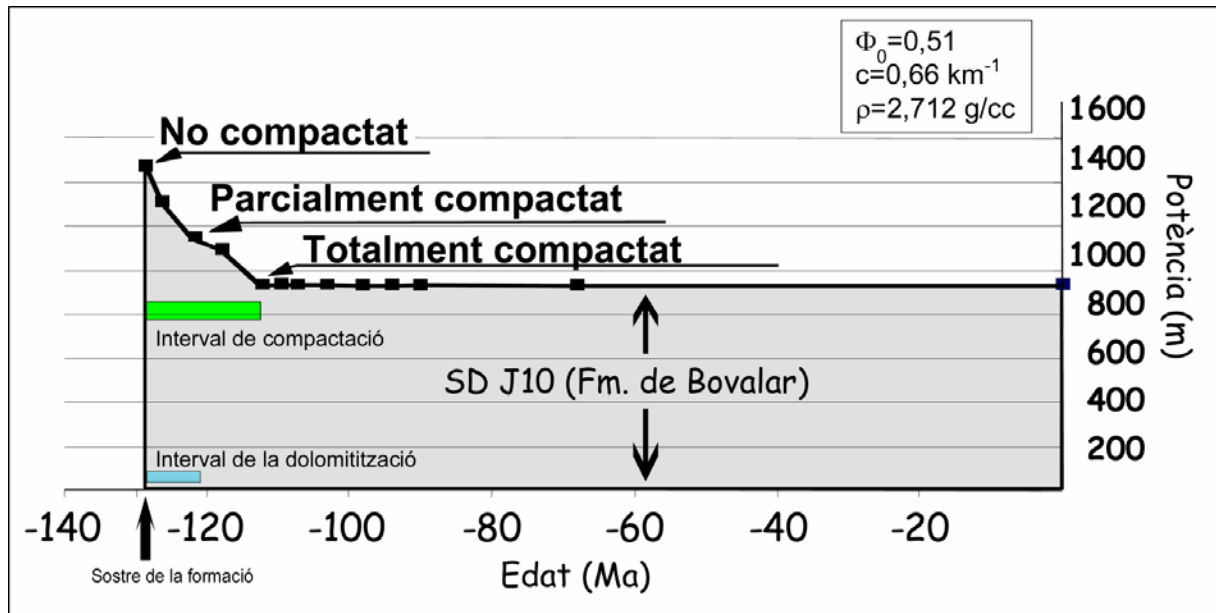


Figura 8.3. Corba de compactació de la Fm. de Bovalar en el sector de la Salzedella calculada segons els paràmetres que s'indiquen: Φ_0 porositat en superfície, c factor de compactació.

8.3. EL MODEL TÈRMIC I GRADIENTS. TEMPERATURA DEL FLUID DOLOMITITZANT

La modelització tèrmica de la subconca de La Salzedella ha estat realitzada per Permanyer *et al.* (2000), utilitzant com a paràmetres restrictius dades geoquímiques de la matèria orgànica que conté la Fm. Mas d'Ascla. Aquesta formació en el sector de la Salzedella es troba actualment dins la finestra del petroli ($R_0=0,73$ %). Les mesures de la reflectància de la vitrinita i de les temperatures de les inclusions fluides, entre d'altres dades geoquímiques de la Fm. de Mas d'Ascla són les que han estat utilitzades per restringir el model tèrmic (Rossi *et al.*, 2001). L'haver utilitzat com a dades restrictives aquests paràmetres de la Fm. de Mas d'Ascla dóna especial fiabilitat al model tèrmic, ja que es tracta de la formació infrajacent a la Fm. de Bovalar i que no està pràcticament afectada per la dolomitització.

Pel que fa al gradients geotèrmics s'han utilitzat dues etapes amb diferents gradients. Pel cicle de rift Juràssic superior-Cretaci inferior s'ha assumit un gradient de 27 °C/km i per l'estatge de postrift de l'Albià superior-Maastrichtià el gradient que s'ha considerat és lleugerament superior, de 30 °C/km. La temperatura superficial s'ha suposat de 15 °C. La utilització d'aquests valors de temperatura dóna un model que és molt consistent amb els paràmetres de restricció, la qual cosa ens indica que els gradients geotèrmics assumits són valors molt plausibles.

Per altra banda, aquests valors de gradient geotèrmic més aviat alts estarien relacionats amb l'extensió cortical que tingué lloc durant el Mesozoic a la Conca Ibèrica i més concretament amb les fases de subsidència tectònica 1 i 2.

A la subconca de La Salzedella i concretament pel pou Maestrazgo 1 (Càlig) s'han calculat els valors del flux de calor en superfície per les fases de subsidència tectònica 1 i 2. S'ha assumit un model d'extensió uniforme i cisalla pura (McKenzie, 1978) i els valors dels factors d'extensió β calculats per Salas *et al.* (2000) (Taula 8.1).

El valor del flux de calor en superfície que s'estima durant l'interval de dolomitització del Juràssic superior-Cretaci inferior (128,5-121,5 Ma) és de l'ordre de 80 mW/m². A aquest valor cal afegir-hi la contribució radiogènica de les roques de l'escorça, i

que pot estimar-se de $\approx 12 \text{ mW/m}^2$. Així doncs tindríem un total de flux de calor en superfície durant l'interval de dolomitització Juràssic superior-Cretaci inferior de l'ordre de 92 mW/m^2 .

Aplicant la llei de Fourier:

$$HF = -KG$$

on HF és el flux de calor en superfície (mW/m^2); K és la conductivitat tèrmica (W/mK) i G és el gradient (mK/m), i considerant un valor de conductivitat tèrmica calculada pel pou Maestrazgo 1 (Fernández *et al.*, 1998) de $K=3,03 \text{ W/mK}$, s'obté un valor de gradient, durant el període de temps indicat, de l'ordre de $G=30 \text{ mK/m}$ o bé $G=30 \text{ }^\circ\text{C/km}$ (ja que $1\text{K/m}=10^3 \text{ }^\circ\text{C/km}$). Aquest gradient és consistent amb els valors entre $27\text{-}30 \text{ }^\circ\text{C}$ utilitzats en la modelització tèrmica.

Corba	Fase 1	Fase 2	Fase 3	Fase 4	Total
	255-146,5 Ma	146,5-117,5 Ma	117,5-103 Ma	103-68 Ma	255-68 Ma
Mirambell 1	1,15	1,03	1,02	1,015	1,22
Maestrazgo 1	1,12	1,14	1,06	1,015	1,37
Amposta Marino C3	1,08	1,04			
Conca Sud Ibèrica	1,18	1,05	1,04	1,02	1,31

Taula 8.1. Factors d'extensió cortical calculats pels pous de la Conca del Maestrat i de la Conca Sud Ibèrica (Salas *et al.*, 2000).

Durant l'interval de dolomitització la base de la Fm. de Bovalar va enterrar-se fins a una profunditat màxima de 1500 m. Segons el model tèrmic a aquesta profunditat li corresponen unes temperatures d'entre 30 i $62 \text{ }^\circ\text{C}$ (Figura 8.4). Aquestes temperatures són relativament més baixes que els valors de temperatura obtinguts a partir de l'estudi de les inclusions fluïdes i la composició isotòpica de l'oxigen dels cristalls de dolomita a les dolomies de reemplaçament de la Fm. de Les Talaies que estan entre 80 i 125°C . Això implica que els fluids responsables de la dolomitització eren més calents que els que caldria esperar per la profunditat d'enterrament aconseguida per la Fm. de Bovalar durant l'interval de dolomitització. Per aquesta raó cal buscar la intervenció d'un fluid més calent.

Una possible solució és fer pujar aquest fluid més calent de nivells més inferiors, on la temperatura seria més elevada pel gradient geotèrmic. Tenint en compte el model tèrmic, per obtenir temperatures d'entre 80 i 125 °C cal incrementar la profunditat de procedència dels fluids dolomititzants fins a uns 4 km, més enllà de la profunditat màxima d'enterrament de la Fm. de Bovalar durant l'interval de dolomitització i en el qual només va arribar com a màxim a 62 °C de temperatura.

El problema que implica l'assumpció de fer intervenir fluids de procedència més profunda és el consegüent reequilibrament tèrmic que es produiria del fluid ascendent a la profunditat de dolomitització de la Fm. de Bovalar, i per tant la impossibilitat de donar temperatures més elevades de 62 °C.

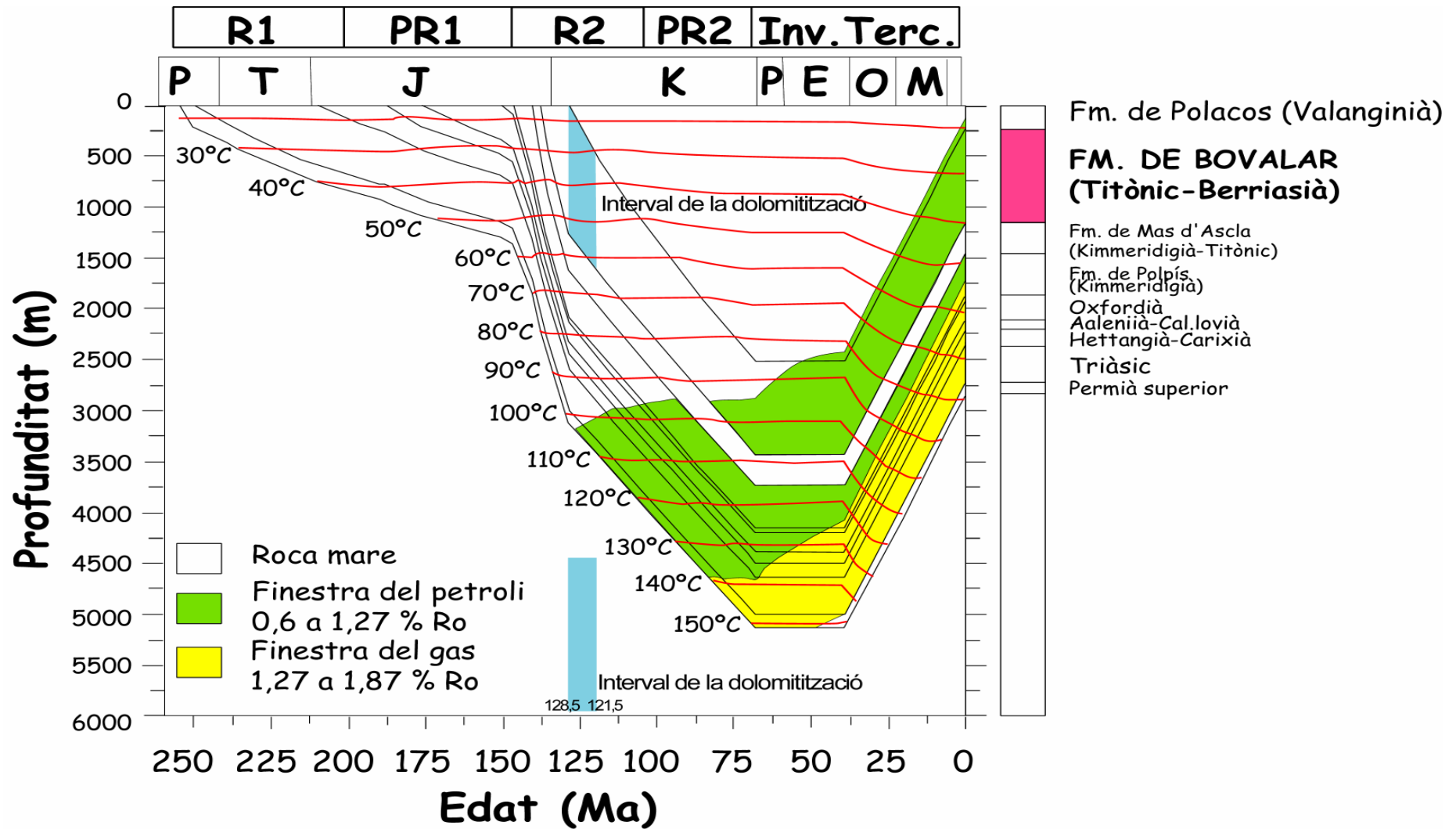


Figura 8.4. Modelització tèrmica del Sector de la Salzedella (modificat de Permanyer *et al.*, 2000).

9. SEQÜÈNCIA DIAGENÈTICA

Els carbonats de la Fm. de Bovalar han experimentat una història diagenètica relativament complexa des de la seva deposició fins a l'actualitat. La història diagenètica inclou, entre d'altres, processos de cimentació, dissolució, compactació, fracturació, dolomitització i desdolomitització. Els sediments dolomititzats (i desdolomititzats) a la Zona d'Enllaç i la Cadena Costanera Catalana corresponen a la Fm. de dolomies de Les Talaies.

La història diagenètica de les roques calcàries ha estat deduïda en base a observacions petrogràfiques, mineralògiques, geoquímiques i de les relacions entre les fases diagenètiques i les etapes de fracturació.

S'ha fet una classificació dels esdeveniments diagenètics segons la profunditat en què van tenir lloc i en segon lloc aquests s'han classificat segons el moment en què van tenir lloc en la història geològica. S'ha distingit entre un estadi predeposicional, deposicional i postdeposicional. Dins l'estadi postdeposicional s'han distingit, segons la profunditat, entre enterrament som, intermedi i profund. Fairbridge (1967) va distingir: una zona de sindiagènesi que la va definir com la fase inicial de la diagènesi que comença en el mateix moment en què les partícules sedimentàries arriben al fons; el sediment es caracteritza per la presència d'aigües residuals o juvenils en els intersticis del dipòsit que són expulsades molt lentament. Una segona zona anomenada anadiagènesi caracteritzada per la compactació del sediment carbonatat, durant la qual els sediments es litifiquen, els porus s'omplen per autigènesi i, consegüentment es redueix la porositat i permeabilitat. I finalment una zona d'epidiagènesi on els sediments emergeixen a la superfície i queden sotmesos a processos de meteorització i carstificació. Choquette i Pray (1970) van proposar una altra classificació per definir més o menys les mateixes zones: un estadi eogenètic que és l'interval de temps entre el dipòsit del sediment fins a l'enterrament a una profunditat en la qual tenen lloc els processos

relacionats amb la superfície, un estadi mesogenètic, que és l'interval comprès entre l'estadi inicial d'enterrament fins al màxim d'enterrament i, finalment l'estadi telogenètic que és el moment en què les roques, després d'haver sofert un llarg període d'enterrament, emergeixen a la superfície i estan afectades per processos associats a aquesta superfície.

Els principals processos diagenètics que s'han estudiat en aquest treball són els processos predolomitització, els processos durant la dolomitització i els processos post-dolomitització, que inclouen la desdolomitització.

9.1. PROCESSOS DIAGENÈTICS PREDOLOMITITZACIÓ

Les textures diagenètiques que afecten els materials calcaris de la Fm. de Bovalar (roca calcària encaixant) prèvies al procés de dolomitització són: les envoltes micrítiques, les microperforacions i els diferents tipus de ciments: ciment elongat de LMC, ciment esparític en disposició “rim” de LMC i ciment esparític de LMC. Aquestes textures diagenètiques s’observen especialment bé a les fàcies gra suportades i en concret als grainstones.

Envoltes micrítiques i microperforacions

Els grans presenten microperforacions atribuïbles a diversos tipus d’algues unicel·lulars i esponges tipus Cliona (Figura 9.1). Les microperforacions han estat omplertes per ciment micrític, possiblement originàriament de HMC (calcita amb alt contingut en magnesi). En relació amb la presència de microperforacions, molts grans presenten una envolta micrítica de 10 a 100 µm de gruix. Aquest procés es coneix com a micritització (Bathurst, 1971).

El procés de micritització és típic del medi marí i es va generar en un context de plataforma carbonatada soma. Aquest procés és previ a la deposició definitiva de les partícules, en concret a l’estadi diagenètic predeposicional. El procés de micritització, mitjançant el mecanisme de perforació i rebliment (*boring and filling*) (Bathurst, 1971, 1975; Alexanderson 1972) afectà preferencialment als grans de bivalves.

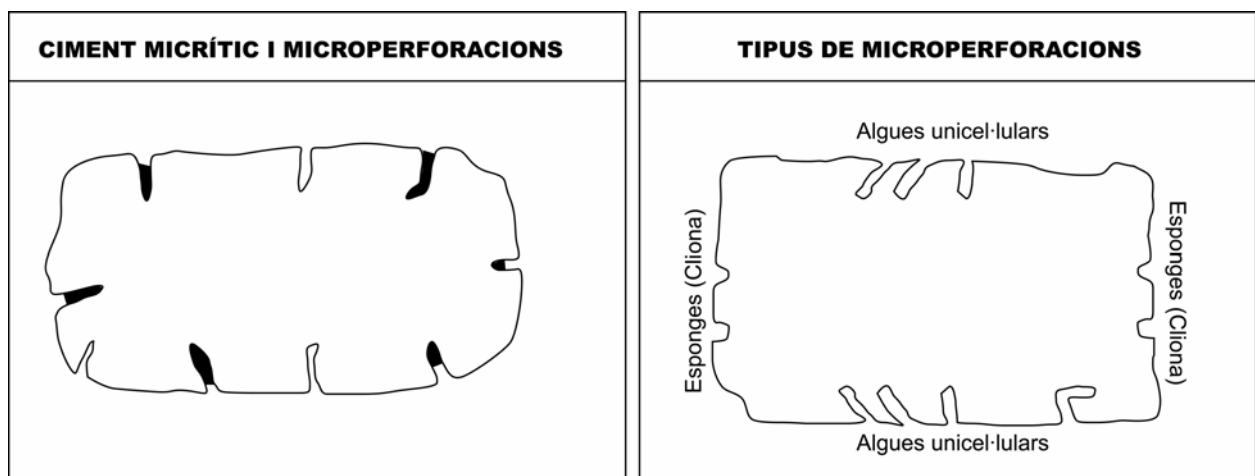


Figura 9.1. A. Gra carbonatat amb microperforacions. Localment aquestes perforacions estan omplertes per ciment micrític. B. Gra carbonatat amb microperforacions produïdes per esponges i algues unicel·lulars.

Ciment elongat de LMC

El ciment elongat (“bladed”) de LMC (calcita amb baix contingut de magnesi) presenta una disposició “rim” isòpaca i està constituït per un únic cristall, amb l’eix c perpendicular als grans. Aquest ciment ocupa porositat intergranular. Hi ha dos tipus de ciment elongat de LMC. El primer té l’envolta (“rim”) de 10 a 35 µm de gruix i està format per cristalls elongats i translúcids, amb un contingut relativament alt de Mg. El segon tipus l’envolta mesura unes 75 µm de gruix i els cristalls elongats tenen un aspecte brut.

El ciment elongat de LMC constitueix la primera etapa de cimentació de les fàcies gra suportades de les calcàries de la Fm. de Bovalar. El primer tipus de ciment elongat de LMC s’interpreta que originàriament era ciment elongat (“bladed”) de HMC (Figura 9.2). Aquest ciment va sofrir un procés de transformació HMC-LMC, segurament en una etapa molt inicial de la diagènesi. I s’interpreta que era originàriament de HMC per l’alt contingut de Mg (“memòria del magnesi”). El segon tipus l’interpretem com a una textura original de ciment radiaxial originàriament de LMC (Figura 9.2) (Choquette i James, 1987; Tucker i Wright, 1990). En ambdós casos aquests ciments són típics d’un medi diagenètic marí.

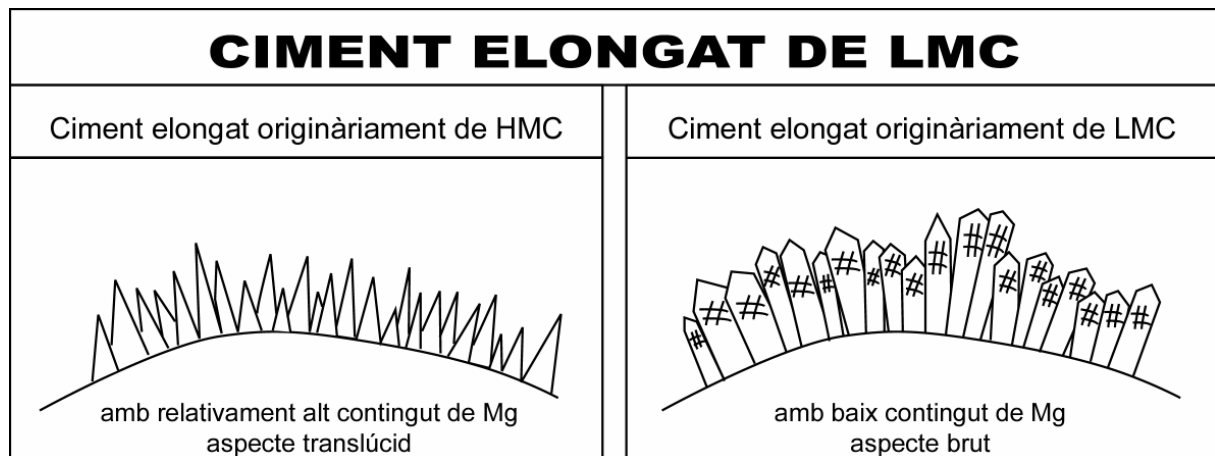


Figura 9.2. Ciment elongat de LMC. A. Ciment elongat originàriament de HMC, i B. Ciment elongat originàriament de LMC.

Ciment esparític en disposició “rim” de LMC

El ciment esparític en disposició “rim” de LMC conforma envoltas isòpaques de 15 a 30 µm de gruix. Aquest ciment ocupa porositat intergranular, intragranular i mòldica (especialment de fragments de mol·luscs). El ciment esparític en disposició “rim” de LMC

està constituït per cristalls equigranulars de morfologia euèdrica-subèdrica, de mida entre 5 i 30 µm, i amb l'eix c que creix perpendicularment als grans (Figura 9.3).

Aquest tipus de ciment constitueix la primera etapa de cimentació en absència del ciment elongat de LMC.

El ciment esparític en disposició “*rim*” de LMC equival al “grain-skin cement” de Ward (1975) i al “isopachous *rim*” de James i Choquette (1984) i Moore (1989).

Les característiques petrogràfiques (esparita), mineralògiques (LMC) i de la geoquímica elemental (valors moderats de Mg i baixos de Fe) suggereixen un origen a partir d'aigües meteòriques. La seva disposició geomètrica (“*rim*”) indica que precipita a la zona freàtica (James i Choquette, 1984; Moore, 1989).

Ciment esparític de LMC

El ciment esparític de LMC ocupa total o parcialment la porositat intergranular, intragranular, mòldica i fenestral de les calcàries de la Fm. de Bovalar.

El ciment esparític de LMC està format per cristalls equidimensionals amb morfologia de euèdrica a subèdrica, i amb aspecte translúcid. La mida dels cristalls des de 30 fins a 500 µm, i localment pot arribar a ser mil·limètrica, augmenta cap al centre de la porositat (Figura 9.3).

Al microscopi de catodoluminiscència el ciment esparític de LMC és taronja brillant. Aquest ciment presenta valors més baixos en Mg i més alts en Fe que el ciment esparític en disposició “*rim*” de LMC.

En presència del ciment elongat de LMC o del ciment esparític en disposició “*rim*” de LMC forma la segona i/o tercera etapa de cimentació, però amb l'absència d'aquests dos forma la primera etapa de cimentació.

Localment s'observa que el ciment esparític de LMC és posterior a la compactació química del tipus gra a gra. Aquest fet, juntament amb les característiques petrogràfiques i mineralògiques (LMC), la presència de Fe i el baix contingut en Mg, indiquen que el ciment s'ha format a certes profunditats (pocs centenars de metres) a partir d'aigües meteòriques

evolucionades per l'enterrament. El fet de ser luminiscent suggereix que es va formar en unes condicions relativament reductores (Machel, 2000).

La presència de ciment esparític en disposició “rim” de LMC i de ciment esparític de LMC omplint porositat mòldica en fragments de mol.luscs, amb la conseqüent posada en relleu de l'envolta micrítica, permet interpretar una etapa de dissolució dels components inicialment d'aragonita (principalment mol.luscs), prèvia a la precipitació d'aquests ciments.

El procés de dissolució es va produir bé en una etapa d'exposició subaèria dels materials calcaris marins, possiblement a causa de les oscil·lacions del nivell del mar (condicions meteòriques vadoses), o bé en condicions meteòriques freàtiques. El procés que va tenir lloc fou la dissolució dels components inicialment d'aragonita i la transformació a LMC de les textures inicialment de HMC (el ciment elongat “bladed”, les closques de certs foraminífers com els miliòlids, ...).

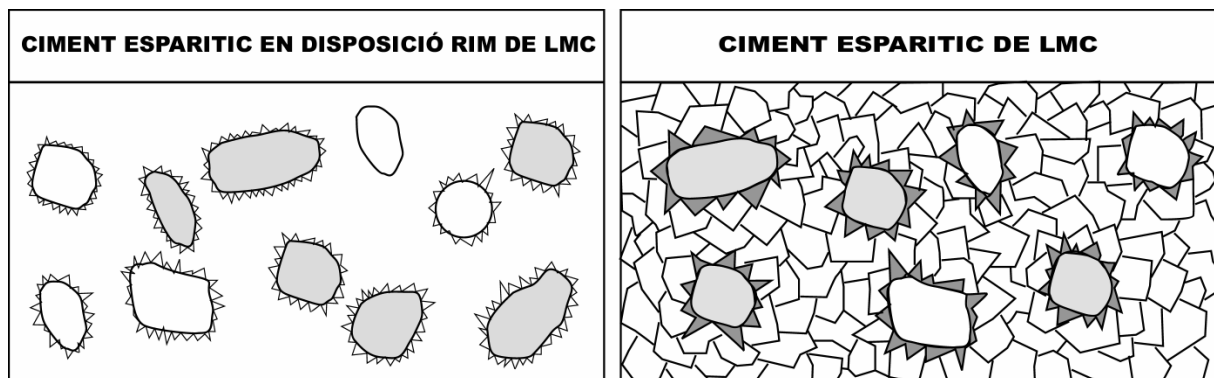


Figura 9.3. A. Ciment esparític en disposició “rim” de LMC i B. Ciment esparític de LMC.

A mesura que els sediments es van anar enterrant, i prèviament a la dolomitització, aquests van estar sotmesos a la compactació. Les calcàries de la Fm. de Bovalar es van veure afectades per processos de compactació mecànica i processos de compactació química. Els processos de compactació mecànica van trencar algunes envoltas dels oòlits i el ciment elongat de LMC. La compactació química està reflectida amb la presència de contactes gra a gra (que també afecten al ciment elongat de LMC) i la presència de plans estil·lolítics d'amplitud mil·limètrica. Els processos de compactació mecànica tenen lloc a profunditats inferiors a 100 m (Choquette i James, 1987) i els processos de compactació química tenen lloc a profunditats d'entre 300 i 600 m (Choquette i James, 1987; Machel, 1999).

9.2. PROCESSOS DIAGENÈTICS DURANT LA DOLOMITITZACIÓ

La dolomitització constitueix el principal procés diagenètic que s'ha analitzat de forma més extensa i profunda en aquest treball.

La Fm. de Bovalar està parcialment dolomititzada (Fm. de Les Talaies), formant cossos dolomític associats a fractures i a discontinuïtats majors. Les dolomies presenten les següents textures: els rombòedres aïllats de dolomita, les dolomies de reemplaçament, el ciment dolomític, les dolomies barroques de reemplaçament i el ciment de dolomia barroca.

La dolomitització s'inicià amb la presència de rombòedres aïllats de dolomita que reemplaçaren parcialment wackestones i packstones. Localment hi ha rombòedres aïllats de dolomita que reemplaçaren a oòlits que havien estat afectats per un procés de compactació química. Aquest fet suggereix que aquests rombòedres es van formar a unes profunditats superiors a 300 m (Machel, 1999). A més, la presència, tot i que molt local, de rombòedres aïllats de dolomita associats a estil·lòlits similars als que va descriure Wanless (1979) suggereix que de la formació d'alguns rombòedres de dolomita es van formar a unes profunditats d'enterrament intermedi i profund (Figura 9.4). Els rombòedres aïllats de dolomita generalment no apareixen a les zones on la dolomitització està associada a discontinuïtats regionals, a les zones dels alts paleogeogràfics.

A mesura que avançava el procés de dolomitització (tan amb el temps com a mesura que el sediment s'anava enterrant) s'anaven formant mosaics de dolomies que donarien lloc a les dolomies de reemplaçament (Figura 9.4; Figura 9.5). A les porositats vacuolars que la roca calcària precursora tenia o a les que s'havien anat formant i a les fractures pre i sindolomies, hi precipitava ciment dolomític. A partir de les relacions espaials, de la petrologia i de la geoquímica s'ha deduït que aquestes tres textures estan clarament associades genèticament i es van formar a partir d'un fluid similar, i que possiblement fora el mateix (Figura 9.4 i Figura 9.5). El fet que els rombòedres aïllats de dolomita s'observin majoritàriament a les zones més allunyades del pla de les fractures suggereix que el fluid dolomititzant era menys efectiu a més distància del pla de la fractura amb el temps, fent que el procés de dolomitització fos més selectiu.

Tot el que s'ha dit darrerament ens porta a reconsiderar que aquestes tres textures poden correspondre a dos tipus de dolomies que, encara que siguin probablement de la

mateixa gènesi, correspondrien a profunditats de formació diferents. D'una banda hi hauria les dolomies de reemplaçament formades en condicions subsuperficials i associades a fractures i superfícies de discontinuïtat (superfícies topogràfiques en el moment de la dolomitització) i d'altra, les dolomies de reemplaçament formades a una certa profunditat i relacionades amb fractures.

Les dolomies de reemplaçament associades i controlades per discontinuïtats s'han format a profunditats inferiors a 300 m, ja que aquestes dolomies no s'han vist afectades per processos de compactació mecànica i química (Figura 9.4). Generalment es tracta de les dolomies de les zones relacionades amb els alts paleogeogràfics com el sector de l'Alt Maestrat i el sector del Turmell-Ports de Beseit. Les dolomies de reemplaçament que no estan controlades per discontinuïtats i en canvi estan controlades per fractures i per l'estratigrafia de la roca calcària precursora, s'han format a profunditats superiors a 300 m. Aquestes dolomies s'han format posteriorment a què tinguessin lloc els processos de compactació (Figura 9.4). Es tracta doncs de dolomies profundes i s'han identificat als sectors més subsidents en el moment de la dolomitització, al sector de La Salzedella, al sector del Maestrat Oriental i al sector de la Cadena Costanera Catalana.

La dolomia barroca de reemplaçament i de ciment de dolomia barroca són més freqüents a les zones dels alts paleogeogràfics. El fet que a les dolomies barroques se'ls hi ha atribuït un origen profund i hidrotermal (Radke i Mathis, 1980; Machel, 1987; Spötl i Pitman, 1998) fa pensar que aquestes es formaren de manera diferent respecte a les dolomies de reemplaçament i al ciment dolomític: 1) la profunditat d'enterrament en el moment de la seva precipitació era diferent o, 2) que tinguin edats diferents (Figura 9.5). Malgrat tot però aquestes dues petrologies no sempre estan associades, de manera que es poden trobar zones on hi apareguin dolomies barroques de reemplaçament i no hi hagi ciment de dolomia barroca i viceversa. Aquest fet pot indicar que s'hagin format a partir d'uns fluids precipitats en condicions i en moments diferents (Figura 9.4 i Figura 9.5).

La conclusions que s'extreu és que el procés de dolomitització va tenir lloc quan el sediment estava enterrat a una certa profunditat (Figura 9.6) i les textures resultants a mesura que el sediment s'enterrava eren lleugerament diferents.

9.3. PROCESSOS DIAGENÈTICS POSTDOLOMITITZACIÓ

El primer i més important dels processos que tingueren lloc després de la dolomitització fou la desdolomitització. La desdolomitització és el procés a partir del qual la dolomita es torna a convertir en calcita, alliberant Mg^{2+} i adquirint Ca^{2+} . La presència de fluids sobresaturats en calcita que bé reemplacin la dolomita (desdolomitització) o bé precipitin en la porositat residual, estan associats l'emersió dels materials dolomititzats a prop de la superfície, durant l'etapa d'inversió terciària que va afectar la Zona d'Enllaç i la Cadena Costanera Catalana (Figura 9.5 i Figura 9.6).

Les textures desdolomítiques identificades a la zona d'estudi són: les desdolomies xenotòpiques, les desdolomies hipidiotòpiques, les desdolomies idiotòpiques, les desdolomies zonades i les desdolomies de ciment de dolomia barroca. Cada una d'aquestes textures és característica d'una textura dolomítica prèvia, i presenten unes característiques geoquímiques similars.

Les desdolomies en alguns casos estan associades a la presència de ciment esparític de calcita de tipus 1. Per les dades de geoquímica elemental i dels valors dels isòtops estables es pot considerar que ambdues mineralogies s'han format singenèticament, a partir d'un fluid similar (Figura 9.4 i Figura 9.5). El fluid reemplaça quan es troba amb dolomies, donant lloc a les desdolomies i precipita ciment esparític de calcita de tipus 1 quan troba porositat. El procés de desdolomitització és més complicat i s'explica en apartats posteriors.

En una etapa posterior va tenir lloc la precipitació del ciment esparític de calcita de tipus 2. El fet que aquest ciment no estigui associat a les desdolomies i que presenti uns valors isotòpics lleugerament diferents del ciment esparític de calcita de tipus 1, indica que es tracta d'un ciment que s'ha format a partir de fluids diferents i en unes condicions i edat diferents (Figura 9.4 i Figura 9.5).

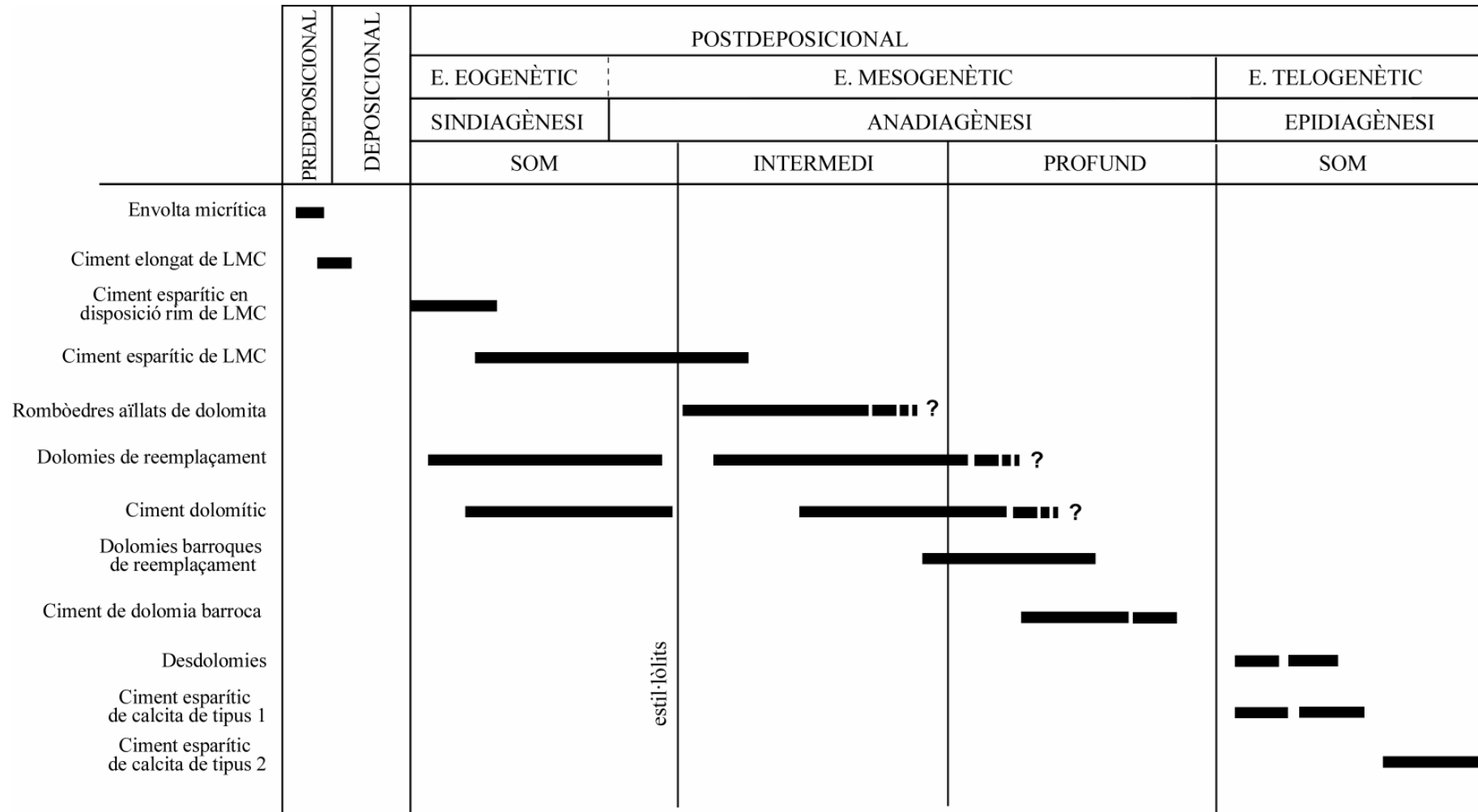


Figura 9.4. Seqüència diagenètica de la Fm. de Bovalar al llarg de la seva història d'enterrament. Els processos diagenètics estan en majúscules i les productes diagenètics en minúscules.

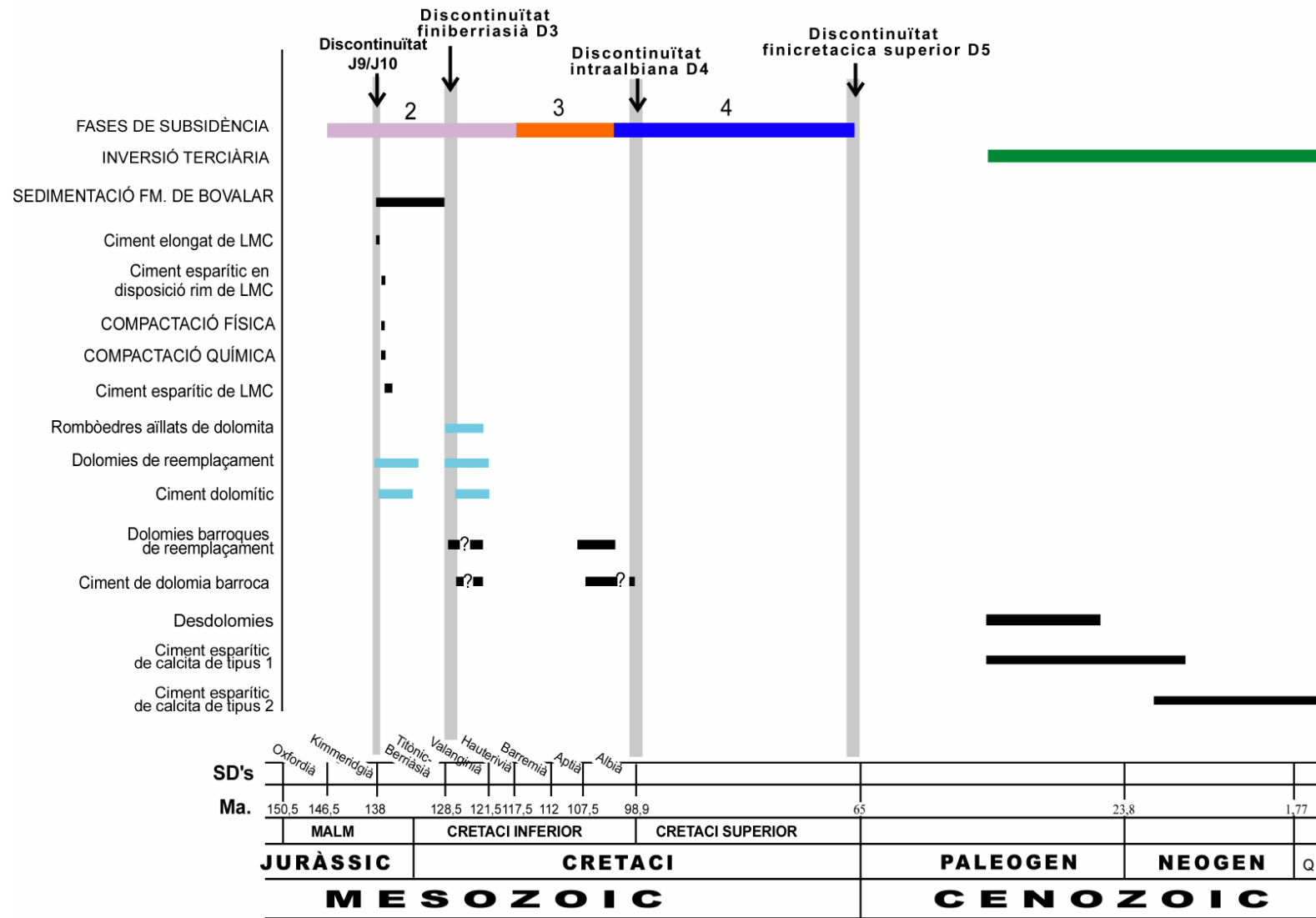


Figura 9.5. Seqüència diagenètica de la Fm. de Bovalar al llarg de la seva història geològica. Els processos diagenètics estan en majúscules i les productes diagenètics en minúscules.

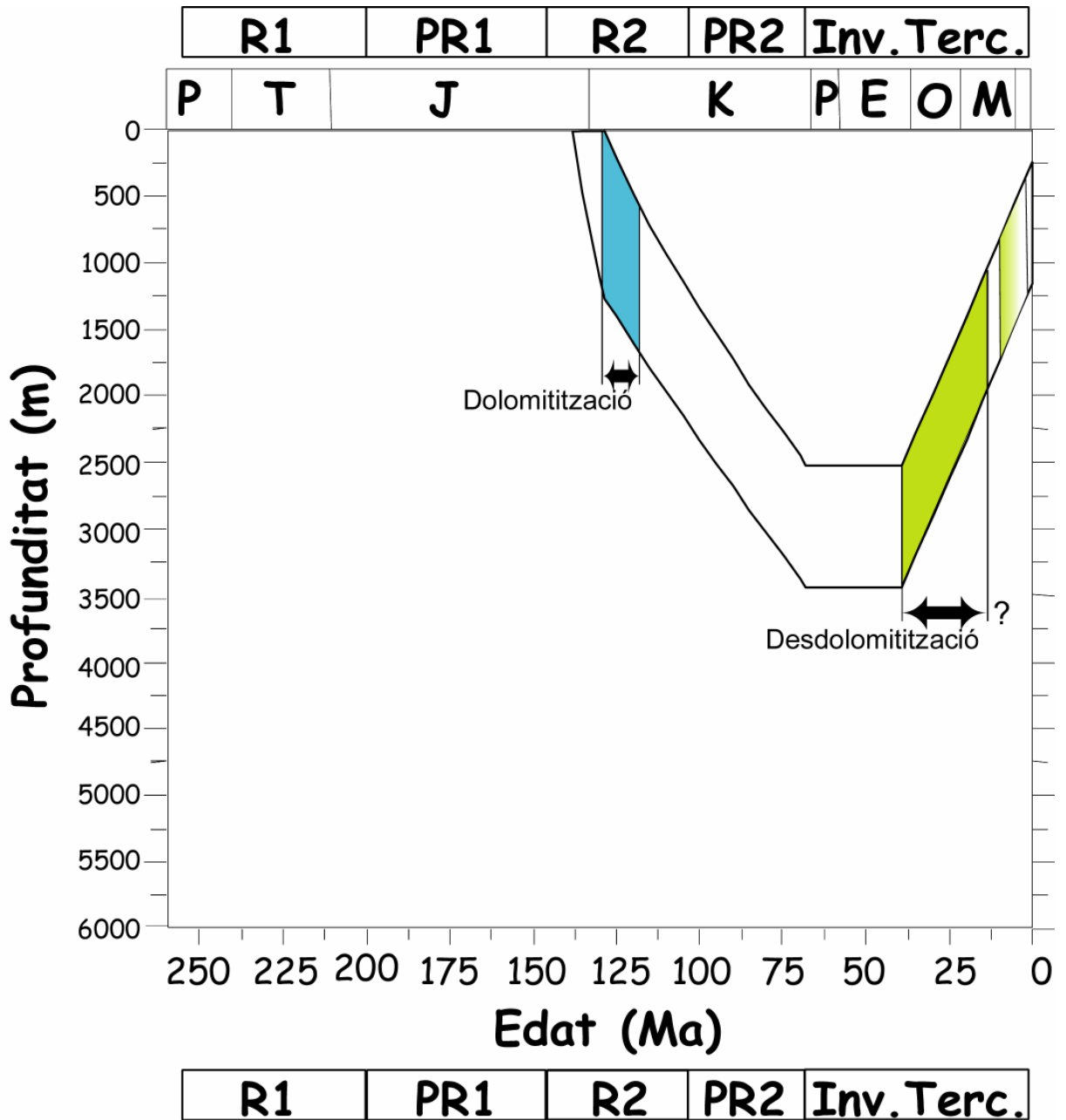


Figura 9.6. Corba d'enterrament de la Fm. de Bovalar amb els intervals de dolomitització associada a la discontinuïtat D3 durant el cicle de Rift 2 i de desdolomitització en relació a l'emersió durant la inversió terciària.

10. SÍNTESI I INTERPRETACIÓ

10.1. DOLOMITITZACIÓ DEL TRÀNSIT JURÀSSIC-CRETACI

10.1.1. Introducció

En aquesta tesi s'ha realitzat un estudi exhaustiu de les roques dolomítiques que han reemplaçat les calcàries del Titònic-Berriasià a la Zona d'Enllaç i la Cadena Costanera Catalana. A la Fm. de Bovalar s'hi troben tres tipus de dolomies segons la seva posició estratigràfica: 1) les dolomies relacionades amb la discontinuïtat finiberriasià D3, del tipus "Tossal d'Orenga", al sostre de la Fm. de Bovalar, 2) les dolomies relacionades amb el límit SD J9/J10, situades al sostre de la Fm. de Mas d'Ascla (o Fm. de Polpís quan no hi ha la Fm. de Mas d'Ascla) i a la base de la Fm. de Bovalar, i 3) les dolomies relacionades amb fractures a l'interior de la Fm. de Bovalar. Tots tres tipus de dolomies van ser indistintament definides per Salas (1987) com a dolomies de la Fm. de Les Talaies. En aquest treball tan sols es fa la distinció entre elles pel que fa a la geometria dels cossos dolomítics, donat que són petrològicament i geoquímicament iguals i es considera que s'han format a partir dels mateixos fluids.

D'altra banda, a la mateixa zona d'estudi hi ha altres formacions dolomititzades posteriorment: són la Fm. de Les Artoles (Barremià) a la Cadena Costanera Catalana i al nord de la Zona d'Enllaç (Ports de Beseit) i la Fm. de Villaroya (Aptià) a la Zona d'Enllaç. Aquestes formacions dolomítiques han estat igualment estudiades, encara que amb menys intensitat, per tal d'establir les diferències i paral·lelismes entre aquests events dolomititzants.

A continuació s'integraran totes les dades obtingudes per tal de caracteritzar els fluids que han dolomititzat, i el model de circulació d'aquests fluids a la conca.

10.1.2. Geometria dels cossos dolomítics

Les dolomies del trànsit Juràssic-Cretaci (Fm. de Les Talaies) de la Zona d'Enllaç i de la Cadena Costanera Catalana estan disposades formant cossos dolomítics asimètrics, elongats i en forma de tascó. En la majoria dels casos aquests cossos dolomítics es localitzen adjacents a una zona de fractura. Aquests cossos es poden situar al bloc superior, al bloc inferior, o bé indistintament a ambdós blocs de la falla. La clara relació entre aquests cossos dolomítics i les fractures indica que hi ha hagut un control d'aquestes en la formació de les dolomies. En segon lloc la geometria que adquireix el cos dolomític està controlada per les superfícies de discontinuïtat majors, per l'estratificació i per les fàcies de la roca calcària encaixant.

Les dimensions dels cossos dolomítics varien des de decimètriques fins a quilomètriques. La seva potència és variable fins a un màxim de 150 m. Les fractures que controlen la geometria del cossos dolomítics són diàclasis i falles verticals i subverticals.

Amb altres paraules, la geometria dels cossos dolomítics està controlada preferentment per 3 paràmetres: 1) fractures, 2) discontinuïtats i 3) estratigrafia i litologia precursora.

Control per fractures

La distribució de dolomies associades a fractures requereix que la dolomitització hagi tingut lloc un cop els sediments hagin estat litificats (Taylor i Sibley, 1986).

Les característiques principals dels cossos dolomítics associats a fractures són (Figura 10.1):

1. en la majoria dels casos es tracta de cossos dolomítics no estratiformes que han estat formats a partir d'un sistema de falles normals en una zona de horsts i grabens (Figura 10.2, Figura 10.3; Figura 10.4).

2. els contactes superiors i inferiors dels cossos dolomítics amb la roca calcària encaixant es presenten o bé com un contacte gradual, en què la mineralogia de la roca és dolomita tot i que reté la fàbrica original de la roca calcària encaixant (Figura 10.5; és característic d'aquesta zona la presència de rombòedres aïllats de dolomita) o bé com un

contacte abrupte, en què s'observa molt bé el contacte entre les dolomies de reemplaçament i la roca calcària encaixant (Figura 10.5).

3. en els cossos dolomítics seguint una capa dolomititzada des del pla de falla, es troba que: a) la capa està totalment dolomititzada (almenys megascòpicament) i desapareix de forma gradacional (Figura 10.1A, C, D) o b) que la capa està totalment dolomititzada fins que troba una fractura que actua de barrera i a l'altra banda de la fractura el front dolomític queda aturat (Figura 10.1B; Miller, 1988).

Molts autors han raonat que les fractures, juntament amb zones de breixa i capes permeables serveixen de conductes pel pas dels fluids dolomititzants (Black *et al.*, 1981; Machel i Mountjoy, 1986, 1987; Cervato i Mullis, 1992; Coniglio *et al.*, 1994; Mountjoy i Amthor, 1994).

Pocs autors han discutit quin ha estat el paper de les fractures per aturar els fronts dolomítics (fractures barrera). Quan les fractures encara estan obertes els fluids poden circular-hi lliurement. Quan troben una capa permeable (p.ex. un aquífer) els fluids des de la fractura penetren a la capa permeable i poden dolomititzar-la. Si les fractures en canvi, han estat cimentades prèviament a l'estadi de dolomitització, han estat omplertes per argiles (“*clay smearing*”) o no han estat obertes, la seva porositat serà nul·la o molt baixa i per tant la fractura actuarà de barrera (Miller i Folk, 1994). Aquesta relació permet explicar l'asimetria dels fronts dolomítics que algunes vegades es desenvolupen a una banda de la falla i no en l'altra (zona d'Alcalà de Xivert, zona del Coll del Vidre (Font dels Molins, Figura 10.1A).

En els casos estudiats, primer ha tingut lloc la migració vertical dels fluids per les fractures no cimentades, i després la migració horitzontal ha tingut lloc selectivament a través de les calcàries més permeables que en general són aquelles que tenen una mida de gra superior a la mida packstone (aquífers potencials).

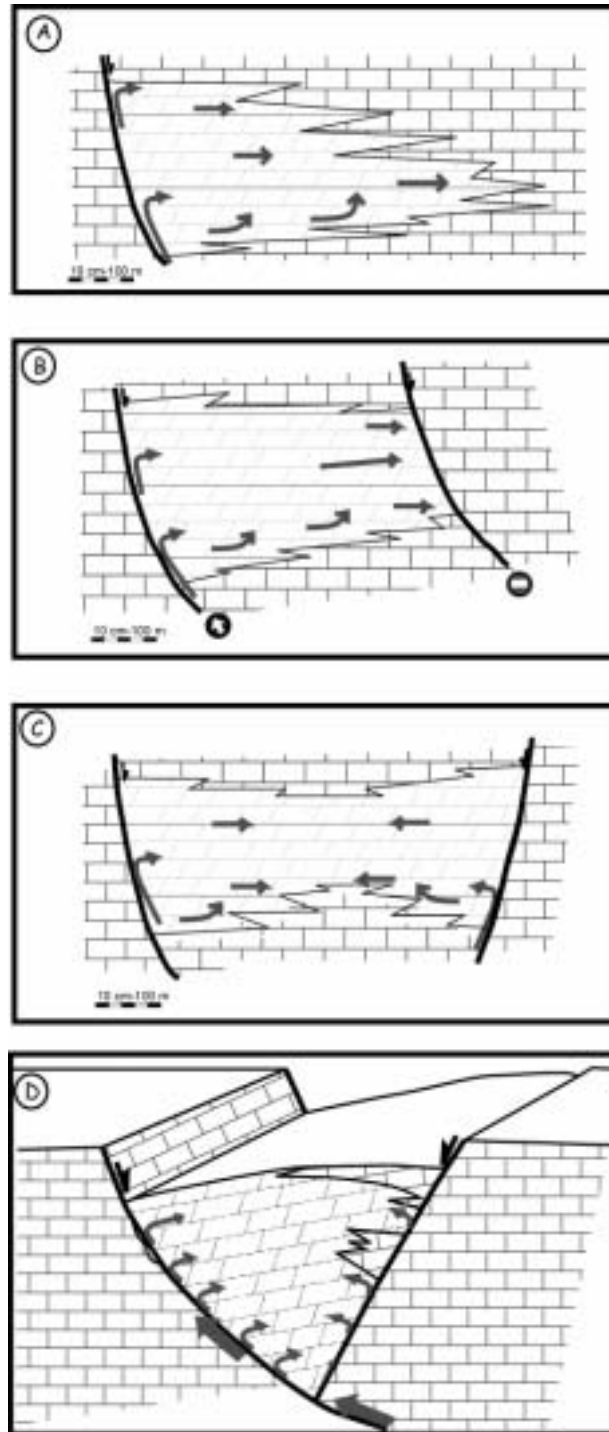


Figura 10.1. Relacions geomètriques entre les fractures, els cossos dolomítics i la circulació de fluids dolomititzants. **A.** La circulació dels fluids té lloc al llarg de la fractura i després aprofita les zones més permeables de la roca calcària encaixant. El cos dolomític passa lateralment de forma gradual a la roca calcària encaixant. **B.** La circulació de fluids ha estat aturada per una fractura barrera, el cos dolomític no passa a l'altra banda de la fractura. **C.** La circulació dels fluids té lloc al llarg de dues fractures i després aprofita les zones més permeables de la roca calcària encaixant. **D.** Model integrat de A i C.



Figura 10.2. Contacte per fractura entre calcàries bioclàstiques i dolomies a la zona de La Salzedella-Santa Magdalena. El cos dolomític està al bloc inferior de la fractura.



Figura 10.3. Conjunt de petits cossos dolomítics controlats per fractures (zona de la Muntanya de Sant Josep).



Figura 10.4. La fotografia mostra una primera zona de coloració vermellova massiva a la part baixa de la sèrie que correspon a nivells dolomítics i una segona zona, a la part alta, de color gris i més estratificada que correspon a les calcàries no dolomititzades. A la banda esquerra de la fotografia s'observa una falla que separa dos blocs amb característiques similars (zona de Les Talaies).



Figura 10.5. Cos dolomític d'aproximadament 2,5 m de potència a ambdues bandes de la fractura. El límit inferior del cos dolomític és abrupte mentre que el límit superior és irregular i gradual (zona del Tossal d'Orenga).

Control per discontinuïtats

La migració dels fluids a través de les capes més permeables sovint bé limitada per discontinuïtats. Hi ha dos tipus de discontinuïtats que controlen els cossos dolomítics del trànsit Juràssic-Cretaci.

En primer lloc es troben les dolomies associades a la discontinuïtat finiberriasiàtica D3. Es tracta de cossos dolomítics que afecten a la part alta de la Fm. de Bovalar, per damunt de la zona on apareix *Anchiospirocyclina lusitanica*. Un dels exemples és el cas del Tossal d'Orenga (Figura 5.45; Figura 5.103; Figura 5.104; Figura 10.6 i Figura 10.7).

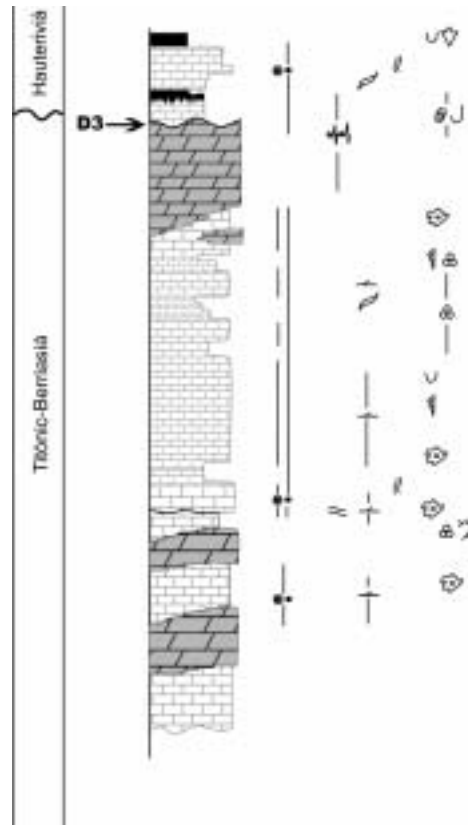


Figura 10.6. Columna estratigràfica de la zona del Tossal d'Orenga amb la discontinuïtat finiberriasià D3 i els cossos dolomítics associats. Els cossos dolomítics estan situats a la part alta de la Fm. de Bovalar, per damunt de la zona d'*Anchiospirocyclus lusitànicus*.

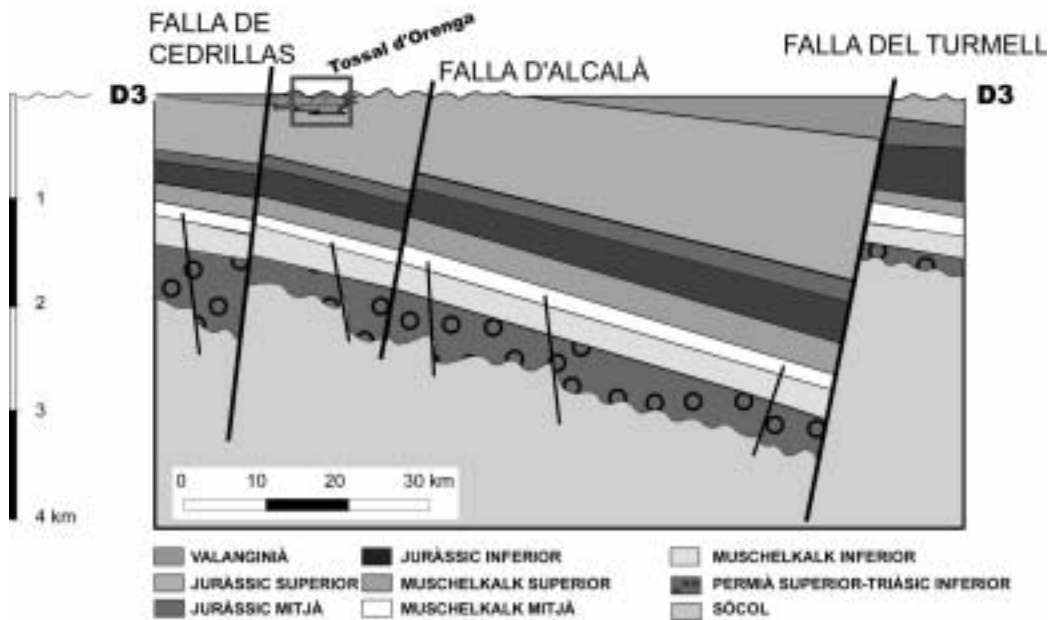


Figura 10.7. Tall esquemàtic restituït de la subconca de La Salzedella amb la situació del cos dolomíctic del Tossal d'Orenga associat a la discontinuïtat D3 d'edat finiberriasià.

En segon lloc es troba la dolomia associada a la discontinuïtat del límit SD de tercer ordre J9/J10, la discontinuïtat entre la seqüència deposicional del Kimmeridgià i la del Titònic-Berriasià. Aquesta discontinuïtat es troba a la part superior de la Fm. de Mas d'Ascla i en el cas que aquesta no hi sigui a la part alta de la Fm. de Polpís. Les dolomies de la Fm. de Les Talaies es troben a la part baixa de la Fm. de Bovalar, abans que aparegui l'*Anchiospirocyclus lusitanica*. Un dels exemples es troba a la zona de la Muntanya de Sant Josep (Figura 10.8).

Aquests són les dues zones principals on s'han pogut diferenciar clarament les dolomies, a zones com el Coll del Vidre el que hi ha és un amalgamament de totes dues dolomies, juntament amb les dolomies que afecten a l'Aptià.

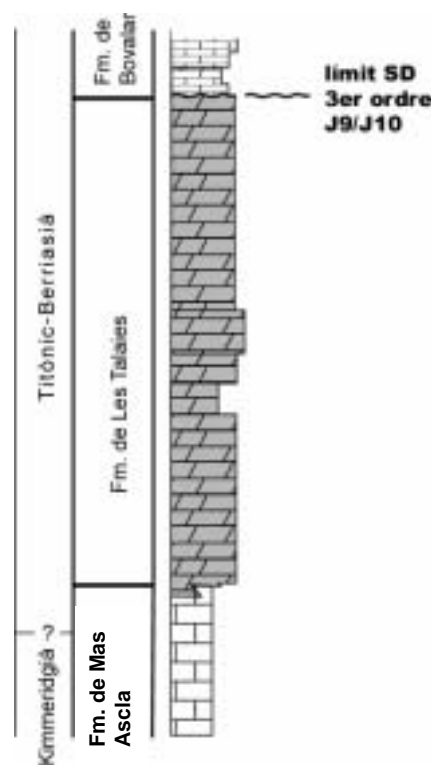


Figura 10.8. Columna sintètica de la zona de la Muntanya de Sant Josep amb el límit de les dolomies de les Talaies a una discontinuïtat de tercer ordre al límit J9/J10.

Control per l'estratificació i la litologia

Un altre paràmetre que controla la distribució de la dolomia és l'estratificació que separa litologies o granulometries diferents (Figura 10.9, Figura 10.10). Aquestes superfícies

actuen com a límit per a l'ascens dels fluids degut a canvis en la porositat i la mida de gra de la litologia suprajacent.

Els fluids tendeixen a migrar cap amunt en una capa més que cap avall. Això s'explica pel fet que el límit superior de les capes sovint representen un hiatus en la sedimentació (Miller i Folk, 1994). Durant el hiatus, la superfície del sediment pot litificar-se o mineralitzar-se lleugerament causant una disminució progressiva de la porositat des de la superfície de la capa cap al seu interior. Aquestes zones són les que actuen de barrera per la circulació dels fluids.

Els canvis de mida de gra de les roques calcàries (Figura 10.10) i les diferències de permeabilitat i porositat de les roques, també poden afavorir el front de migració dels fluids dolomititzants.



Figura 10.9. Cos dolomític amb el límit inferior irregular, controlat pel canvi de mida de gra de la roca calcària precursora (zona del Tossal d'Orenga).



Figura 10.10. Contacte abrupte entre les calcàries bioclàstiques de la Fm. de Bovalar amb les dolomies de la Fm. de Les Talaies. La dolomitització ha estat controlada per la granulometria de la calcària precursora.

10.1.3. Absència de recristal·lització a les dolomies de la Fm. de Les Talaies

La formació de la dolomita i la naturalesa dels fluids dolomititzants ha estat un problema intensament estudiat i debatut (Lippmann, 1973; Hardie, 1987; Morrow, 1998). La dolomita es forma a partir d'aigües marines i/o aigües marines modificades (Hardie, 1987; Morrow, 1990) o bé per processos diagenètics tardans a partir de fluids de composició i origen variats. Però què passa després que la dolomita s'hagi format? Les teories són diverses i alguns autors afirmen que la recristal·lització i subseqüent alteració química de la dolomita és un procés comú durant l'enterrament progressiu de les dolomies de plataforma (Land, 1985; Kupecz *et al.*, 1992; Montañez i Read, 1992; Al-Aasm i Packard, 2000; Al-Aasm, 2000). Altres autors (Machel, 1997) afirmen que hi ha moltes dolomies antigues que no han recristal·litzat o que les seves propietats han romàs inalterables durant la recristal·lització. En aquest cas les propietats petrològiques i geoquímiques de les dolomies poden utilitzar-se per interpretar l'origen i les característiques del fluid dolomititzant i de l'ambient de dolomitització.

Per tal d'afirmar que les dolomies han sofert recristal·lització cal que hi hagi proves evidents en què, almenys una de les propietats de la dolomita ha estat modificada respecte les propietats inicials, i per tant cal conèixer quines han estat aquestes propietats inicials de la roca prèviament a la recristal·lització.

Les evidències petrogràfiques citades a la literatura respecte la recristal·lització (Montañez i Read, 1992; Kupecz i Land, 1994; Reinhold, 1998) són: 1. un increment del límits dels cristalls no-planars, 2. un augment de la mida dels cristalls (el creixement dels grans cristalls es dona a expenses dels petits cristalls), 3. la zonació dels cristalls al microscopi de catodoluminiscència.

Les evidències isotòpiques que indiquen una recristal·lització són l'empobriment en els valors de $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^{13}\text{C}$ i l'increment en el radi de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Malone *et al.*, 1994; Kupecz i Land, 1994; Durocher i Al-Aasm, 1997; Reinhold, 1998). Aquesta tendència negativa de $\delta^{18}\text{O}$ pot reflectir un increment de la temperatura del fluid degut a l'increment d'enterrament, canvis en la química del fluid degut a les interaccions fluid-roca o bé la combinació de la temperatura i la interacció fluid-roca.

Les dolomies esdevenen més estequiomètriques durant la recristal·lització a profunditats d'enterrament cada vegada superiors i a elevades temperatures, on la composició isotòpica de l'oxigen també esdevé més negativa. Per tant doncs s'espera que hi hagi una correlació negativa entre el % molar de MgCO_3 i la $\delta^{18}\text{O}$ de les dolomies que han estat sotmeses a recristal·lització (Malone *et al.*, 1994).

Quines són les evidències petrogràfiques i geoquímiques que permeten determinar si hi ha hagut o no recristal·lització a les diferents textures dolomítiques de la Fm. de Les Talaies?

Primerament, s'ha observat que els rombèdres aïllats de dolomita apareixen preferentment a les zones més allunyades del pla de les fractures. Aquest fet suggereix que el fluid responsable de la dolomitització a mesura que s'allunyava de la fractura anava perdent capacitat per dolomititzar i en aquestes zones tan sols va dolomititzar, de manera selectiva, a la matriu dels wackestones i packstones.

Les dolomies de reemplaçament de la Fm. de Les Talaies en general no presenten textures anèdriques i la mida dels cristalls és similar en totes les zones on afloren. Les dolomies de reemplaçament al microscopi de catodoluminiscència mostren una luminiscència generalment homogènia taronja opaca, sense zonació entre els nuclis dels cristalls i les envoltures. El nucli dels cristalls presenten una estequiometria i una composició geoquímica molt similar a la que presenten les envoltures d'aquests cristalls. Totes aquestes característiques fan descartar la idea de la recristal·lització dels rombèdres aïllats de dolomita i de les dolomies de reemplaçament.

El que s'observa a la Figura 10.11 és que no existeix una correlació $\delta^{18}\text{O}$ -% MgCO_3 en el cas de les dolomies de la Fm. de Les Talaies i per tant aquesta és una evidència més per demostrar que la dolomita estudiada no ha sofert un procés de recristal·lització durant l'enterrament.

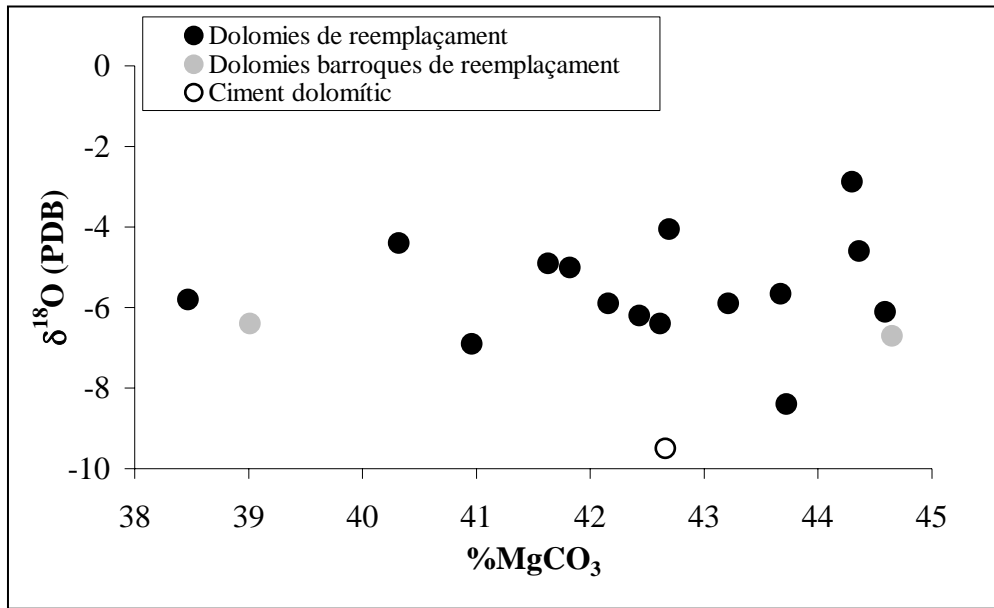


Figura 10.11. Diagrama del % molar de MgCO₃ i la composició isotòpica de l'oxigen de les dolomies de reemplaçament les dolomies barroques de reemplaçament i el ciment dolomític.

Per concloure, doncs les dolomies de la Fm. de Les Talaies no s'han recristal·litzat durant l'enterrament i per tant l'estudi de les característiques petrològiques i geoquímiques de les dolomies permetrà conèixer les característiques dels fluids dolomititzants originals.

10.1.4. Característiques petrològiques, mineralògiques i geoquímiques de les dolomies

Les diverses textures de les dolomies de la Fm. de Les Talaies presenten característiques petrològiques diferents entre elles, i característiques mineralògiques i geoquímiques similars. En el següents apartats es resumeixen quines són aquestes semblances i diferències, i es fa una interpretació de les dades obtingudes en l'estudi de la petrologia, la mineralogia i la geoquímica de les dolomies per tal de caracteritzar els fluids que les han generat i les condicions hidrogeològiques que es van donar en el moment de la dolomitització.

Les dolomies que reemplacen les calcàries de la Fm. de Bovalar presenten les textures següents: rombèdres aïllats de dolomita, dolomies de reemplaçament, dolomies barroques de reemplaçament, ciment dolomític i ciment de dolomia barroca.

Petrografia

Les formes en què apareix la dolomita és com a reemplaçament de les calcàries precursors de la Fm. de Bovalar i com a ciment omplint porositats.

Les dolomies de reemplaçament estan formades per cristalls subèdrics i euèdrics, presenten una textura hipidiotòpica i tenen una fàbrica pervasiva i destructiva. Al microscopi de catodoluminiscència els cristalls de les dolomies de reemplaçament tenen una luminiscència homogènia taronja opaca. Els cristalls de ciment dolomític són euèdrics i tenen una morfologia ròmbica, estan localment zonats amb un nucli fosc i una envolta externa més clara. Aquests cristalls creixen com a una sola generació de ciment isòpac a les porositats i estan en continuïtat òptica amb les dolomies de reemplaçament en les quals està encaixat.

Aquest fet, juntament amb evidències geoquímiques que es descriuran posteriorment indiquen una precipitació continua d'un mateix fluid dolomititzant des de la formació de les dolomies de reemplaçament fins al ciment dolomític.

Les dolomies barroques de reemplaçament, formades per cristalls subèdrics-anèdrics i amb extinció ondulant són més abundants a les zones dels alts paleogeogràfics (sector de l'Alt Maestrat). La luminiscència d'aquests cristalls és la mateixa que la de les dolomies de reemplaçament.

El ciment de dolomia barroca està format per cristalls euèdrics amb les cares corbades i els plans d'exfoliació corbats. Aquest ciment presenta una luminiscència homogènia taronja opaca tot i que localment es pot observar una última envolta més luminiscent. El ciment de dolomia barroca està ocupant porositat vacuolar i porositat fractura. Aquest ciment es troba principalment a les zones del alts paleogeogràfics tot i que localment també se'n pot trobar a zones de més al centre de conca.

Petrogràficament les dolomies barroques de reemplaçament i el ciment de dolomia barroca no sempre estan associats de manera que fa pensar que s'han format a partir d'uns fluids diferents que han precipitat en condicions i en moments diferents.

Mineralogia: estequiometria

En general, totes les textures dolomítiques de la Fm. de Les Talaies són poc estequiomètriques (39-44 % $MgCO_3$), i tan sols hi ha unes lleugeres diferències pel que fa a les diferents textures i als diferents sectors.

Les dolomies de reemplaçament i els ciments dolomítics del sector de la Cadena Costanera Catalana són més estequiomètrics que a la resta dels sectors, i en general les dolomies de reemplaçament són lleugerament més estequiomètriques que els corresponents ciments dolomítics.

Les dolomies poc estequiomètriques han estat descrites com a dolomies amb un origen subsuperficial i que han precipitat molt inicialment (Lumsen i Chimahusky, 1978; Morrow, 1982). Generalment aquestes dolomies s'han format a partir de solucions amb una relació Ca/Mg alta, tal i com les solucions amb una component meteòrica important.

Elements traça

El contingut en elements traça de les dolomies permet deduir la naturalesa dels fluids dolomititzants. Si es considera un sistema en equilibri termodinàmic entre el fluid i la roca, la quantitat d'un element en un mineral relatiu a l'element en el fluid, és funció del coeficient de distribució (D) d'aquest element (Machel i Anderson, 1989; Budd, 1997).

El Sr i el Na són elements traça amb coeficients de distribució menors a 1 i el Mn i Fe són elements amb els coeficients de distribució majors a 1. Quan es parla de $D < 1$ s'entén que l'element tindrà preferència a concentrar-se en el fluid a mesura que el mineral precipita. Per tant a mesura que el fluid precipita el mineral tendeix a empobrir-se en Sr i Na. Quan es parla de $D > 1$ s'entén que l'element tendeix a concentrar-se en el mineral que precipita i per tant que a mesura que el fluid precipita el mineral tendeix a enriquir-se en Mn i Fe.

L'estudi dels coeficients de distribució en minerals carbonatats es realitza en els casos en què hi ha hagut una precipitació d'aquests minerals. La dolomitització en canvi, és un procés de reemplaçament i per tant aquests càlculs no es poden aplicar.

Estronci

Malone *et al.*, (1994) i Wu i Wu (1998) suggereixen que la concentració d'estronci en els minerals carbonatats depèn de la concentració d'estronci de la solució, del coeficient de distribució de l'estronci, de la temperatura dependent del coeficient de distribució, de la concentració d'estronci en el carbonat precursor i de les reaccions cinètiques.

En general les textures dolomítiques de la Fm. de Les Talaies tenen baixos continguts en Sr (30-100 ppm; calculats mitjançant el mètode ICP-MS). El contingut de Sr de les dolomies en sistemes amb una interacció d'aigua/roca alta (sistema hidrològic tancat), reflecteixen la mineralogia del carbonat precursor. Si aquest originalment era de calcita (LMC) aleshores els valors d'estronci de les dolomies seran relativament baixos.

Sodi

El sodi es comporta d'una manera molt similar a com ho fa l'estronci. El contingut en Na de l'aigua marina és de 10565 ppm, tot i això el Na no està preparat per co-precipitar amb el Ca i el Mg a partir d'aigua marina degut a les seves diferències en la càrrega iònica. El Na o bé tendeix a concentrar-se a les inclusions fluïdes (o sòlides) en forma de NaCl (cosa que fa del Na un bon indicador de la salinitat), o bé, el Na combinat amb l'H (NaHCO_3) reemplaça al Ca i Mg als defectes dels cristalls o com a ions absorbits (Budd, 1997).

Les dolomies de la Fm. de Les Talaies presenten continguts molt baixos en Na sempre per sota de 290 ppm (dades obtingudes per microsonda electrònica). Aquests valors poden indicar o bé la presència d'aigües marines on el Na hagi quedat concentrat en forma de

NaCl a les inclusions fluides. Els continguts baixos de Na també estan influenciats per la mineralogia del precursor (Shukla, 1988).

Ferro i Manganès

Perquè el Fe i el Mn s'incorporin a la xarxa de la dolomita cal que estiguin en estat reduït, divalent (Fe^{2+} , Mn^{2+}) i per tant les aigües han de ser reductores (Land, 1980; Budd, 1997).

Les diferents textures de les dolomies de la Fm. de Les Talaies presenten continguts molt variats de Fe: relativament baixos (des de valors sota els límits de detecció fins a 5000 ppm) en les dolomies de reemplaçament i el ciment dolomític dels sectors de La Salzedella, del Turmell-Ports de Beseit i de la Cadena Costanera Catalana, i alts (fins a 25500 ppm) en les textures dolomítiques del sector de l'Alt Maestrat.

Una característica a destacar de l'anàlisi del contingut de Fe és la relació que existeix entre el ciment de dolomia barroca i la roca dolomítica que l'encaixa. A la Figura 5.42 s'observa que el contingut de Fe del ciment de dolomia barroca encaixat en dolomies de reemplaçament i el de les dolomies de reemplaçament és similar, i que el contingut de Fe del ciment de dolomia barroca encaixat a les dolomies barroques de reemplaçament és similar al de les dolomies barroques de reemplaçament. Aquest fet suggereix que hi hagué una interacció fluid-roca molt elevada, de manera que fa pensar en dues possibilitats: 1) que la velocitat del fluid fos molt baixa i/o, 2) que es tractés d'un sistema hidrològic tancat.

Els alts continguts en Fe de les dolomies indiquen una dolomitització que ha tingut lloc a partir d'aigües molt reductores o bé a partir d'una aportació molt significativa d'aquest element en el sistema (horitzons/sòls volcànics, siliciclàstics, detrítics, etc) (Budd, 1997). L'entrada en el sistema de sediments siliciclàstics estaria relacionada amb l'emersió generalitzada de la conca al final del Berriasià (discontinuitat finiberriasià, D3). L'aportació de grans quantitats de Fe també pot estar relacionada amb les últimes fases de formació de la dolomita a partir d'aigües de formació salines (Land, 1980).

Els continguts més baixos en Fe de les dolomies indiquen que s'han format a partir d'unes aigües menys reductores o bé la no aportació de Fe en el sistema. En el sector de la Salzedella, el depocentre de la conca en el moment de la dolomitització, l'aport de Fe en el

systema podia haver estat poc important degut a la distància d'aquest punt a les zones marginals de la conca.

Pel que fa als colors de catodoluminiscència, un elevat contingut en Fe bé indicat per la no-luminiscència de les dolomies, de la mateixa manera aquests colors s'aconsegueixen quan el contingut en Mn és baix (Pierson, 1981; Machel, 1985, 2000; Marshall, 1988; Machel i Burton, 1991; Machel *et al.*, 1991). Les dolomies de reemplaçament, les dolomies barroques de reemplaçament i el ciment dolomític presenten una luminiscència homogènia opaca i tan sols el ciment de dolomia barroca presenta una última envolta més luminiscent, la qual cosa indica un lleuger augment de la relació Mn/Fe.

El contingut de Mn de les dolomies és relativament baix en els sectors de La Salzedella, del Maestrat oriental i del Turmell-Ports de Beseit (valors des de sota els límits de detecció fins a 410 ppm), mentre que al sector de l'Alt Maestrat (des de sota els límits de detecció fins a 1680 ppm) són, en general, més elevats. Els valors elevats de Mn indiquen, igualment que el Fe, condicions reductores de les aigües que han generat aquestes dolomies, o bé un important aport d'aquest element des de fora del sistema (Budd, 1997).

El que s'ha observat doncs és que a les zones més pròximes al centre de conca els valors de Fe i de Mn són relativament baixos en comparació amb els valors obtinguts a les zones dels alts paleogeogràfics, de manera que l'aport de Fe a partir de l'entrada de sediments siliciclàstics en el sistema juga un paper molt important en la composició dels fluids que originaran les dolomies.

I sòtops estables

Introducció

Hi ha molts factors que afecten el fraccionament dels isòtops de carboni i oxigen, i aquests factors determinen els valors isotòpics dels minerals precipitats (Bathurst, 1975; Hudson, 1977; Land, 1980). En els carbonats la composició isotòpica del fluid a partir del qual va tenir lloc la precipitació és un dels factors més importants que controlen el fraccionament isotòpic. També la temperatura és un factor molt important que controla la composició isotòpica de l'oxigen dels carbonats, mentre que la composició isotòpica del carboni està controlada en gran part per la font d'on prové el carboni (Tucker, 1982).

La utilitat de les anàlisis dels isòtops de l'oxigen en l'estudi de les dolomies ha estat limitat per la impossibilitat de precipitar dolomita a baixes temperatures en el laboratori (Carpenter, 1980; Land, 1980). El grau de fraccionament en equilibri dels isòtops de l'oxigen entre la dolomita-aigua i entre la dolomita-calcita a baixes temperatures també és incert (Taylor i Sibley, 1986). Una estimació d'aquests factors de fraccionament s'ha obtingut extrapolant-los dels estudis sintètics a altes temperatures (Northrop i Clayton, 1966; O'Neill *et al.*, 1969; Matthews i Katz, 1977). A més a més, existeix la possibilitat que quan es treballa amb les composicions isotòpiques de l'oxigen de les dolomies antigues aquests valors no siguin els que s'han obtingut durant la dolomitització, sinó que hagin recristallitzat durant l'enterrament i el neomorfisme (Land, 1980). Així doncs, cal vigilar a l'hora de fer la interpretació de la composició isotòpica de l'oxigen de les dolomies. En el cas de les dolomies del trànsit Juràssic-Cretaci s'ha demostrat en apartats anteriors que no han sofert una recristallització i per tant els valors que s'observen actualment reflecteixen les condicions de formació dels minerals.

Roca calcària encaixant

La composició isotòpica de l'oxigen de la roca calcària encaixant de la Fm. de Bovalar presenta uns valors entre $-7,3$ i $-0,1$ ‰ PDB (amb un valor mitjà de $-4,1$ ‰ PDB). Aquestes calcàries estan més empobrides en ^{18}O que les calcàries marines del Cretaci (-2 a $+1$ ‰ PDB; Morrison i Veizer, 1990; Pirrie i Marshall, 1990; Allan i Wiggins, 1993; Groetsch i Vahrenkamp, 1995) i aquesta composició isotòpica de l'oxigen abraça un ampli rang de valors. Aquest fet podria explicar-se o bé per una recristallització de les calcàries degut a un augment de temperatura durant l'enterrament (Choquette i James, 1990; Cervato i Mullis, 1992), o bé per una entrada d'aigües meteòriques que ha modificat la composició isotòpica inicial de les calcàries.

En general, degut a la baixa solubilitat del CO_2 , és molt difícil alterar els valors isotòpics d'un sediment carbonatat respecte el seu valor inicial (Land, 1980). Tot i així, Choquette i James (1990) van suggerir que l'ampli rang de la composició isotòpica de l'oxigen de les calcàries és típic de carbonats marins alterats degut a un augment de la temperatura que s'ha anat adquirint a mesura que la diagènesi progressava amb l'enterrament. Això voldria dir que la conca s'hauria enterrat diferentment durant la diagènesi predolomitització i per tant els fluids haurien adquirit temperatures diferents a les diferents

parts de la conca. A partir de l'equació de Craig (1965) una diferència de gairebé 7 ‰ en la composició isotòpica de l'oxigen equivaldria a una diferència de temperatura de 25,5 °C. Aquesta diferència de temperatura implicaria una diferència d'enterrament aproximat de 1000 m a una banda i a l'altra de la conca. S'ha demostrat a partir de dades de geologia regional que no hi hagueren aquestes diferències de profunditat a la conca durant la diagènesi prèvia a la dolomitització (Salas *et al.*, 2000).

Per altra banda, si fou l'entrada d'aigües meteòriques la que modificà la senyal isotòpica inicial de les calcàries, i la composició de les aigües meteòriques del Cretaci és d'aproximadament -5 ‰ SMOW (Savin, 1977), perquè les calcàries presenten un rang de valors isotòpics de l'oxigen tan ampli? Aquest fet es podria explicar per la interacció variable fluid-roca degut a la velocitat del flux. Quan la velocitat del flux de fluids és molt elevada, la interacció dels fluids amb la roca serà molt baixa, i el fluid no tindrà temps de reequilibrar-se i per tant la roca tindrà una composició isotòpica de l'oxigen molt similar a la de la roca calcària original prèvia a la diagènesi. En canvi quan la velocitat del flux és molt baixa, la interacció fluid-roca és molt alta i per tant hi haurà una ampla variació entre els valors isotòpics de l'oxigen de la roca calcària afectada per la diagènesi de la de la roca calcària original.

Per tant doncs la temperatura no va ser el factor que provocà l'àmplia dispersió dels valors de ^{18}O a la roca calcària encaixant, sinó que cal pensar en una elevada interacció dels fluids meteòrics amb els carbonats marins originals.

La composició isotòpica de carboni de la roca calcària encaixant de la Fm. de Bovalar es presenta en un rang de -3,4 a +2,3 ‰ PDB (valor mitjà de +0,2 ‰ PDB, excepte un valor de -6,6 ‰ PDB), coincidint amb els valors isotòpics de carboni dels carbonats marins del Cretaci (Morrison i Veizer, 1990; Pirrie i Marshall, 1990; Allan i Wiggins, 1993; Groetsch i Varenkamp, 1995). Els valors isotòpics de carboni de la roca calcària encaixant indiquen una font d'aquest carboni essencialment marina, probablement reflectint el tamponament de les composicions isotòpiques del fluid degut a la interacció amb els carbonats del Cretaci. L'estret rang de valors de ^{13}C indiquen un reciclatge del carboni durant la diagènesi (Mountjoy i Halim-Dihardja, 1991).

Dolomies

Totes les textures dolomítiques identificades a la Fm. de Les Talaies presenten una composició isotòpica de l'oxigen en un rang de valors ampli però molt similar entre ells.

La similitud entre les composicions isotòpiques de l'oxigen de les dolomies de reemplaçament, el ciment dolomític i les dolomies barroques de reemplaçament, suggereixen que els fluids que van precipitar les diferents textures dolomítiques tenien una temperatura i una composició isotòpica de l'oxigen molt similars.

Les dolomies de reemplaçament van precipitar després d'un enterrament significatiu de la Fm. de Bovalar i mostren valors més negatius de $\delta^{18}\text{O}$ que els carbonats marins del Cretaci i la roca calcària encaixant de la Fm. de Bovalar.

En condicions d'equilibri, la composició isotòpica de l'oxigen a una temperatura determinada reflecteix la composició de la solució precipitant. Els valors de $\delta^{18}\text{O}$ de les dolomies es poden utilitzar per calcular la temperatura i/o la composició del fluid dolomititzant, si un dels dos és conegut prèviament (Epstein *et al.*, 1953).

Suposant unes dolomies formades a partir de l'aigua marina del Cretaci, amb un SMOW entre -1‰ i $-0,5\text{‰}$, i a una temperatura d'entre 20 i 30 °C, a partir de l'equació que van proposar Fritz i Smith, 1970 del fraccionament dolomita-aigua,

$$T(^{\circ}\text{K}) = 31,9 - 5,55 * (\delta_{dol} - \delta_w) + 0,17(\delta_{dol} - \delta_w)^2$$

s'obté una composició isotòpica de les dolomies d'entre $-0,6$ i $+1,3\text{‰}$ PDB (Figura 10.13).

Aquests valors de dolomies marines del Cretaci no coincideixen amb els valors de la composició isotòpica de l'oxigen obtinguda a les dolomies de la Fm. de Les Talaies (entre $-9,8$ a $-1,4\text{‰}$ PDB). Així doncs el fluid tenia una composició isotòpica diferent de la de l'aigua del mar del Cretaci i per tant es pot descartar que es tractés d'aigua marina del Cretaci (Figura 10.12).

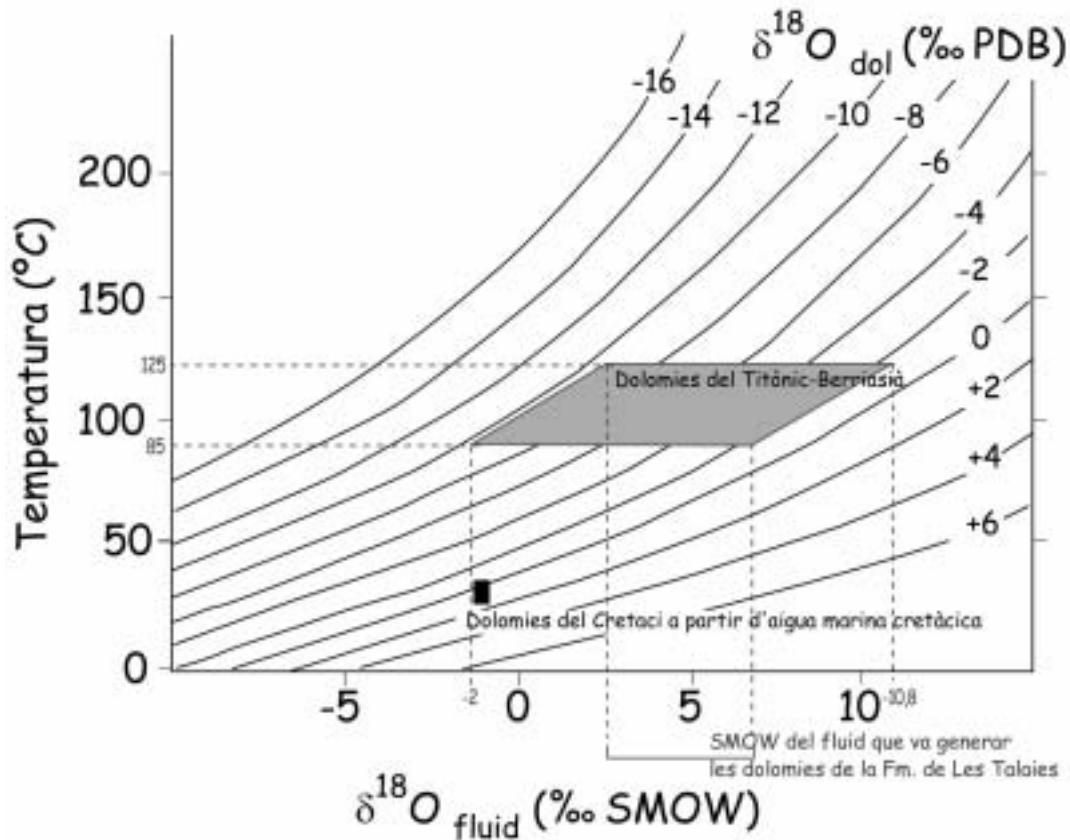


Figura 10.12. Representació gràfica de la composició isotòpica dels fluids (SMOW) i la temperatura (°C) a partir de l'equació de Land (1985). Les línies representen la composició isotòpica de les dolomies (PDB). El quadre negre representa els valors isotòpics de les dolomies precipitades a partir d'aigua marina del Cretaci. L'àrea ombrada representa les dolomies de la Fm. de Les Talaies.

A partir de la temperatura obtinguda de les inclusions fluides de les dolomies (entre 85 i 125 °C), juntament amb els valors de la composició isotòpica de l'oxigen de les dolomies de reemplaçament d'entre -9,8 i -1,4 ‰ PDB, s'ha utilitzat l'equació de Fritz i Smith per determinar la composició isotòpica del fluid. Es tracta d'un fluid amb una composició isotòpica entre -2 i +10,8 ‰ SMOW (Figura 10.12). Els valors positius de l'SMOW del fluid indica una procedència de salmorres evaporítiques i fluids profunds de conca (Taylor, 1974). L'ampli rang de la composició isotòpica dels fluids implica canvis associats a la font dels fluids i/o a la modificació composicional degut al diferent grau d'interacció fluid-roca (Kaufman *et al.*, 1990).

L'àmplia dispersió dels valors isotòpics de l'oxigen de les dolomies de reemplaçament de la Fm. de Les Talaies pot explicar-se per: 1) recristal·lització de les dolomies, 2) dispersió heretada de les calcàries encaixants, 3) variacions de la temperatura dels fluids dolomititzants i, 4) variacions composicionals dels fluids.

A l'apartat 10.1.3 s'han donat un conjunt de raons que demostren que les dolomies de les Talaies no han recristallitzat i per tant el primer estament es pot descartar. En segon lloc la covariança entre els valors de $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ de les calcàries, la lleugera covariança dels valors de $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ de les dolomies i la similitud en la dispersió de $\delta^{13}\text{C}$ de les dolomies i de la roca calcària encaixant d'entre -2 i $+2$ ‰ PDB fan pensar en una tendència similar i per tant que els valors de les dolomies siguin uns valors heretats, de manera que la interacció del fluid dolomititzant amb la roca calcària encaixant hauria estat molt elevada.

Els valors tan amplis de les temperatures dels fluids en una mateixa mostra (per exemple a la mostra MT-06 entre 85 i 120 °C) fan pensar que la temperatura ha jugat un paper molt important a l'hora de formar la dolomita. Un fluid que circula lentament per una roca, pot variar enormement la seva temperatura al llarg d'aquest temps.

Les variacions composicionals dels fluids es deu al grau d'interacció d'aquest amb la roca la qual cosa ve controlada per la velocitat del flux. Tal i com s'ha explicat pel cas de la roca calcària encaixant, una velocitat del flux elevada implicarà una baixa interacció fluid-roca i per tant unes variacions poc importants de la composició del fluid. Quan el fluid en canvi circula lentament per l'espai porós (potser perquè l'espai porós és petit), la interacció del fluid amb la roca serà molt elevada i per tant les variacions composicionals seran importants al llarg del camí que recorri el fluid. Aquestes variacions composicionals del fluid són les que permetran explicar les variacions de $\delta^{18}\text{O}$ de les dolomies.

Les textures dolomítiques identificades a la Fm. de Les Talaies presenten una composició isotòpica de carboni molt similar entre ells (entre $-3,4$ i $+2,4$ ‰ PDB, amb un valor mitjà de $-0,5$ ‰ PDB).

Els valors isotòpics de carboni de les dolomies coincideixen amb els valors dels carbonats marins del Cretaci (Morrison i Veizer, 1990; Pirrie i Marshall, 1990; Allan i Wiggins, 1993; Groetsch i Varenkamp, 1995). En general una característica típica de les dolomies de diversos orígens és l'herència del carboni de la calcita precursora (Land, 1980). Per això doncs cal pensar que la similitud dels valors isotòpics de carboni amb els carbonats marins del Cretaci és degut a una herència del carbonat precursor més que un origen marí dels fluids que van precipitar les dolomies de la Fm. de Les Talaies.

Hi ha però algunes dolomies de reemplaçament que presenten una composició isotòpica de carboni molt empobrida en ^{13}C . Els valors negatius de $\delta^{13}\text{C}$ poden indicar la presència de matèria orgànica en procés d'oxidació i també processos de sulfato-reducció bacteriana.

Isòtops radiogènics

La composició isotòpica d'estronci de l'aigua marina ha variat al llarg del temps en funció de la interacció entre l'expansió del fons oceànic i el diastrofisme i erosió (Allan i Wiggins, 1993) i dels fluxos relatius d'estronci continental i del mantell. En els estudis de carbonats, aquesta variació de la composició isotòpica d'estronci de l'aigua marina ha servit com a eina de datació i per determinar l'ambient de formació de les dolomies, sobretot Cenozoiques (Saller, 1984; Swart *et al.*, 1987).

Els valors d'estronci de la roca calcària encaixant de la Fm. de Bovalar (0,70721-0,70786) (Figura 10.13) coincideixen, en la seva major part amb els carbonats marins del Titònic-Berriasià (Veizer i Compston, 1974; Faure *et al.*, 1978; Burke *et al.*, 1982; Holser i Magaritz, 1987; Koepnick *et al.*, 1988; Jones *et al.*, 1994).

Els valors d'estronci de les dolomies de reemplaçament de la Fm. de Les Talaies (0,70740-0,70798) són similars, en la seva major part als valors de les aigües marines del Keuper superior i Lias (Figura 10.13; Veizer i Compston, 1974; Faure *et al.*, 1978; Burke *et al.*, 1982; Holser i Magaritz, 1987; Koepnick *et al.*, 1988; Jones *et al.*, 1994). La relació $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ d'una mostra d'anhidrita del Muschelkalk mitjà (Anisià terminal-Ladinià basal) del sondatge de Bovalar-1 (Figura 10.14) és de 0,70796. Aquest valor és relativament alt i coincideix amb els valors de l'estronci del Muschelkalk mitjà (Veizer i Compston, 1974; Faure *et al.*, 1978; Holser i Magaritz, 1987; Koepnick *et al.*, 1988). La relació de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de les mostres d'anhidrita de la Fm. Carcelén d'edat Retià a Pliensbaquià (?) del sondatge de Carcelén-1 (Figura 10.14) varien de 0,70466 a 0,70729, presentant una tendència decreixent en els valors de l'estronci radiogènic des de la base al sostre de la formació (Ortí *et al.*, 1996; Pérez-López *et al.*, 1996). La mateixa tendència decreixent dels valors de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ també s'observen en l'aigua marina al llarg del Lias (Koepnick *et al.*, 1990; Jones *et al.*, 1994). A partir de la corba proposada per Jones *et al.* (1994) la mostra CAR-12 (0,70766) seria del

Sinemurià inferior, la mostra CAR-11 (0,70742) del Sinemurià tardà, i la mostra CAR-5 (0,70729) del Pliensbaquià (Ortí *et al.*, 1996).

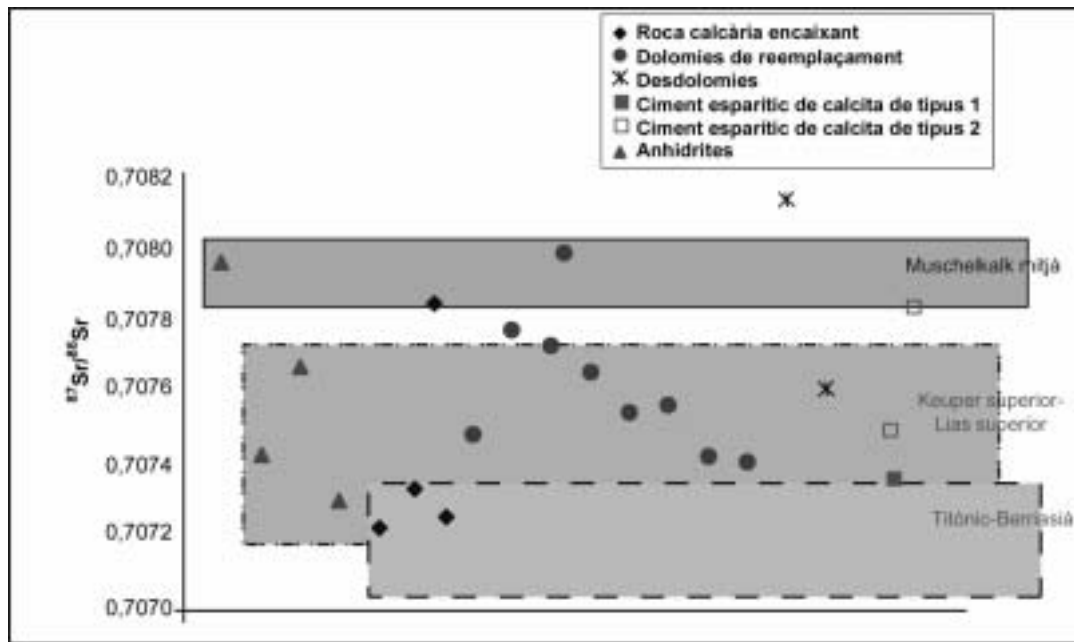


Figura 10.13. Representació gràfica dels valors de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la roca calcària encaixant, les dolomies de reemplaçament, les desdolomies, els ciments de calcita post-dolomitització i les anhidrites. Els rectangles indiquen el rang de valors de l'aigua marina de les edats especificades.

El fet que els valors de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de les dolomies i de les anhidrites triàsiques-liàsiques coincideixin, permet deduir que el fluid dolomititzant procedeix, o bé de la salmorra residual de les evaporites triàsiques-liàsiques, o bé que el fluid dolomititzant ha dissolt unitats evaporítiques triàsiques i liàsiques incorporant els valors d'estrónci d'aquesta unitat. Per tant doncs els isòtops d'estrónci permeten deduir la font del fluid dolomititzant, però no donen informació del moment en què va tenir lloc la dolomitització. L'aplicació dels isòtops d'estrónci en dolomies, i en concret amb les dolomies relacionades amb fractures ha estat utilitzat a la conca de Michigan (Allan i Wiggins, 1993) i a la conca d'Alberta (Machel i Cavell, 1999), per deduir la font dels fluids dolomititzants.

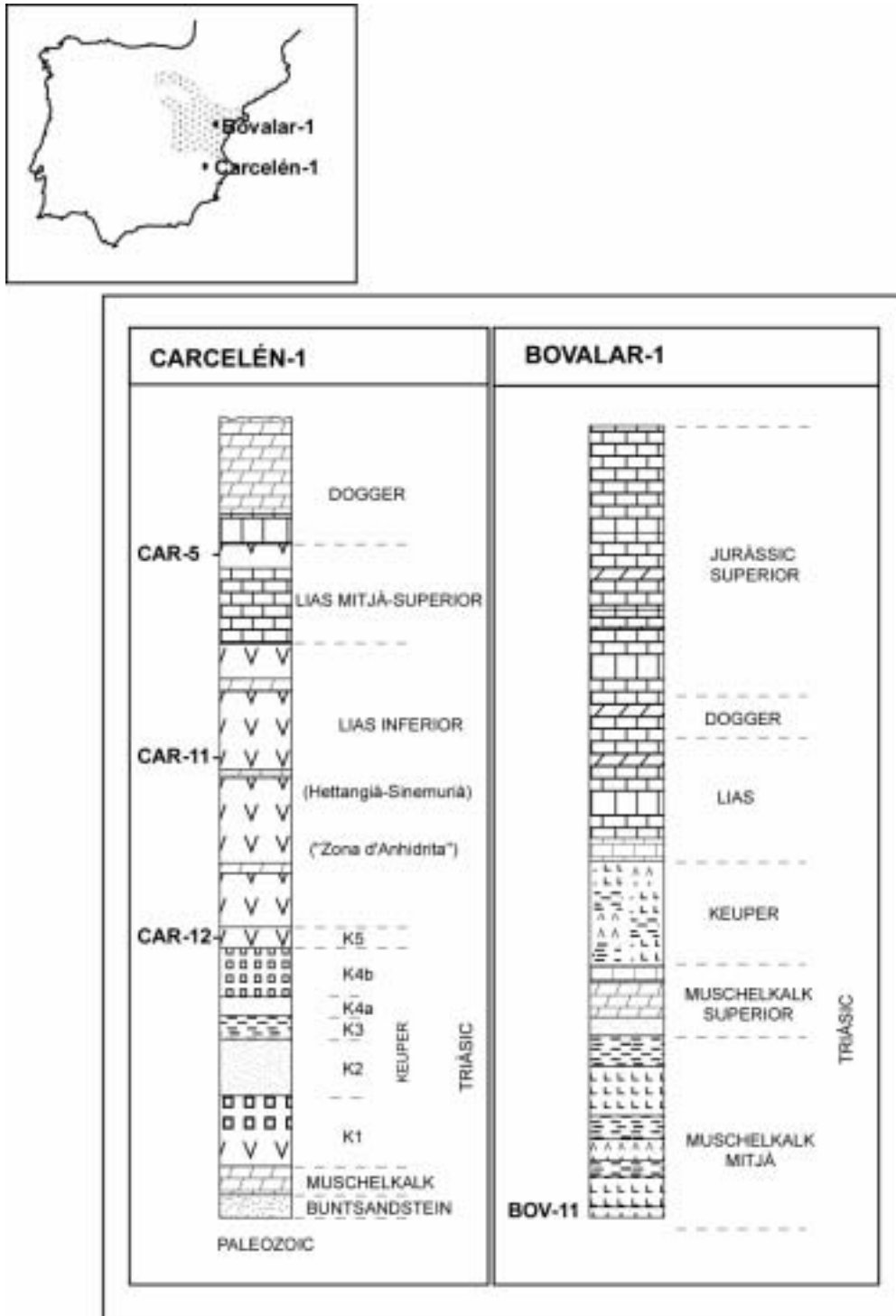


Figura 10.14. Situació geogràfica i estratigràfica de les anhidrites dels sondatges de Carcelén-1 (simplificat del registre cedit per ENIÉPSA, Ortí i Pérez-López, 1994) i de Bovalar-1 (Lanaja, 1987). Les mostres que s'indiquen han estat utilitzades per l'anàlisi dels isòtops de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Inclusiones fluides

L'estudi de les inclusiones fluides permet conèixer la temperatura que tenia el fluid en el moment que va quedar atrapat a la inclusió del cristall i per conèixer la salinitat d'aquest fluid. Les temperatures d'homogeneïtzació líquid-vapor (T_h), temperatures a la qual una inclusió bifàsica (el líquid i el seu vapor) esdevé una sola fase, aporta una temperatura mínima estimada de la cristallització del seu mineral hoste. La T_h s'expressa en °C.

L'estudi de les inclusiones fluides també permet conèixer la salinitat del fluid per així poder discriminar entre fluids meteòrics, marins i hipersalins. La salinitat es determina a partir de la temperatura de fusió final del gel (T_{mi}). Es tracta de la temperatura a la qual l'últim cristall de gel desapareix en una inclusió congelada. En general els valors més negatius de T_{mi} indiquen més elevades salinitats. La salinitat s'expressa com a % en pes equivalent de NaCl.

Les temperatures d'homogeneïtzació de les inclusiones fluides dels cristalls de dolomita a les dolomies de reemplaçament de la Fm. de Les Talaies entre 85 i 125 °C informen de la temperatura del fluid dolomititzant en el moment de la precipitació. L'àmplia variabilitat d'aquests valors pot ésser el resultat de 1. un atrapament original a baixes temperatures seguit d'un reequilibri tèrmic posterior durant un enterrament posterior o bé 2. diversos events de precipitació de la dolomita a temperatures variables. Tenint en compte les profunditats a les que van arribar els fluids dolomititzants i l'estadi tèrmic de la conca en aquell moment la opció més adequada és la segona.

La composició de les salts majoritàries en una inclusió fluida pot obtenir-se mesurant la temperatura de la primera fusió, i es coneix com a temperatura eutèctica (T_e). La temperatura eutèctica de les inclusiones fluides de les dolomies de reemplaçament, entre -59 i -53 °C reflecteixen les T_e dels sistemes formats per $\text{NaCl}_2\text{-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ i $\text{NaCl}_2\text{-CaCl}_2\pm\text{Mg Cl}_2\text{-H}_2\text{O}$ (Golstein i Reynolds, 1994).

Les temperatures de fusió del gel (T_{mi}) de les inclusiones fluides de les dolomies de reemplaçament, d'entre -21 i -12 °C, reflecteixen una salinitat del fluid entre 16 i 23 % en pes equivalent de NaCl, segons les dades que proposen Allan i Wiggins (1993). Tenint en compte que el contingut en sals de l'aigua marina és de 3,5 % en pes equivalent de NaCl, els valors obtinguts són característics d'aigües amb una salinitat molt elevada.

Els valors de la composició isotòpica del fluid d'entre +2 i +6 ‰ SMOW són més pesats que els estimats per l'aigua marina del Cretaci (-1 a -0.5 ‰ SMOW; Savin, 1977; Sellwood *et al.*, 1994, Figura 10.12). Aquests valors enriquits en ^{18}O , juntament amb les salinitats calculades de 16 a 23 ‰ en pes equivalent de NaCl, indica que els fluids dolomititzants podien ser salmorres salines. Els baixos continguts en Na de les dolomies de reemplaçament contrasten amb l'alt contingut en sals dels fluids dolomititzants i s'explica pel fet que el Na tendeix a concentrar-se a les inclusions fluïdes (o sòlides) en forma de NaCl i el fa un bon indicador de la salinitat (Budd, 1997).

Les relacions entre els cations i anions permeten obtenir més informació sobre l'origen de la salinitat d'un fluid. Les més significatives són les que involucren el Br degut al seu caràcter conservatiu durant els processos d'evaporació de l'aigua marina. Les relacions Na/Br i Cl/Br més baixes que la de l'aigua marina, però dins la trajectòria d'evaporació, indiquen que la salinitat del fluid prové de processos d'evaporació, mentre que les relacions més altes impliquen que la salinitat es producte de la dissolució parcial o total d'halita continguda en nivells evaporítics (Hanor, 1987; Hanor, 1994; Land, 1992; Land, 1995, McCaig *et al.*, 2000). Les relacions Na/Br i Cl/Br fora de les trajectòries d'evaporació indiquen un origen diferent o bé unes modificacions del fluid degut a la interacció aigua-roca. Les dades obtingudes de l'estudi de les relacions Na/Br i Cl/Br de les dolomies de reemplaçament de la Fm. de Bovalar en el sector de la Salzedella (Grandia, 2001) són lleugerament més baixes que els valors de l'aigua marina, de manera que suggereix que els fluids provenen d'aigua marina evaporada amb una component, tot i que poc apreciable, de dissolució d'evaporites (Grandia, 2001). Per altra banda aquestes dades no són totalment discriminatòries pel que fa a la procedència del fluid (Ayora, comunicació personal).

Aquestes dades, juntament amb els de l'estrunci radiogènic adquirit als nivells evaporítics del Triàsic i Lias aporta unes dades més sobre el camí (*pathway*) i localment la procedència dels fluids a la conca. D'aquesta manera doncs es pot concloure que tan la salinitat del fluid com l'estrunci radiogènic de les dolomies de reemplaçament indiquen que els nivells evaporítics del Triàsic i Lias juguen un paper molt important en la formació de les dolomies.

10.1.5. Origen del magnesi i balanç de massa

Perquè tingui lloc la dolomitització cal que hi hagi uns factors locals específics tal com la presència de fluids rics en Mg, la presència d'un sistema de conductes i un mecanisme de bombeig actiu que controlaran la quantitat i distribució de les dolomies.

Per dolomititzar 1 m³ de roca calcària amb una porositat del 40 % fan falta aproximadament 650 m³ d'aigua marina, 6500 m³ d'aigua amb un percentatge del 10 % d'aigua marina o bé 30 m³ de salmorra saturada en halita. El resultat d'això serà 1 m³ de roca dolomítica amb una porositat del 45 % (Mountjoy i Machel, 1990).

Perquè això tingui lloc però cal que el fluid estigui carregat en Mg. Les fonts potencials de Mg per dolomititzar en condicions d'enterrament són: 1) la dissolució de calcites amb elevats continguts de Mg (HMC), 2) el Mg absorbit en minerals argilosos, sílice biogènica i matèria orgànica, 3) el Mg difós d'un cos d'aigua marina suprajacent, 4) el Mg remobilitzat via pressió-dissolució de dolomies més antigues, 5) aigües de formació (aigua marina normal, salmorres derivades d'aigua marina, etc), i 6) fluids injectats via falles i fractures (Aulstead i Spencer, 1985; Spencer, 1987).

Segons el context regional en què es troben les dolomies de la Fm. de les Talaies les possibles fonts de Mg són: 1) l'aigua marina del Cretaci, 2) la dissolució d'evaporites del Triàsic i Lias, 3) les aigües de formació de les evaporites del Triàsic i Lias, 4) les aigües de formació de les margues de conca infrajacentes (Fm. de Mas d'Ascla) i, 5) els fluids expulsats degut a la compactació d'argiles infrajacentes (argiles del Buntsandstein, Muschelkalk i Keuper).

Sempre s'ha dit que l'aigua marina és una font inexorable de Mg i que conté suficient Mg per tal de dolomititzar. A partir de les dades obtingudes de $\delta^{18}\text{O}$ i dels valors de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ s'ha observat que les dolomies de reemplaçament no reflecteixen l'aigua marina del Cretaci (Veizer i Compston, 1974; Faure *et al.*, 1978; Burke *et al.*, 1982; Holser i Magaritz, 1987; Koepnick *et al.*, 1988; Jones *et al.*, 1994).

Els principals minerals evaporítics que contenen Mg són la karnalita, la bischofita, l'epsonita i la polihalita. La literatura sobre evaporites del Triàsic i Lias de la Cadena Ibèrica

(Ortí i Salvany, 1990) menciona la presència únicament de polihalita. Per tant solament la polihalita podria ser la responsable d'aportar Mg i la quantitat de polihalita present no és suficient per tal de formar les extensions dolomítiques de la zona.

Les aigües de formació de les evaporites del Triàsic i el Lias són d'origen marí i no presenten influències d'aigües d'origen continental (Ortí *et al.*, 1996). El Mg de l'aigua del mar no s'incorpora a la xarxa dels minerals evaporítics que han precipitat a la zona (perquè tan sols es troben sulfats de calci, anhidrites i halites), i per tant aquest romandrà a les aigües de formació, essent disponible per a ser transportat amb el fluid.

Les margues de conca de la Fm. de Mas d'Ascla estan àrealment molt restringides. Només apareixen en el centre de la conca al sector de la Salzedella. La quantitat d'aigües de formació que aquestes poden tenir atrapades no és suficientment elevada perquè es produeixi la dolomitització fins i tot a les zones de marge de conca.

Si el Mg de les dolomies provingués de la compactació de les argiles del Buntsandstein, Muschelkalk o del Keuper, els valors dels isòtops d'estronci de les dolomies haurien estat influenciats pels valors isotòpics de les argiles i per tant s'obtidrien valors molt més radiogènics que els que s'han obtingut.

Per tant doncs cal pensar que la font de Mg més plausible d'haver dolomititzat prové de les aigües de formació de les evaporites del Triàsic i Lias.

Per tal de validar aquesta assumpció s'ha realitzat un estudi de balanç de massa de les evaporites del Triàsic i Lias. El que s'ha observat és que el volum d'evaporites de la conca són suficients per donar lloc a les masses de dolomies que apareixen a la zona d'estudi.

Pel càlcul del balanç de massa s'ha tingut en compte una sèrie de consideracions que acotaran de manera important els resultats obtinguts. Cal tenir present que per aquest càlcul s'assumeixen molts paràmetres com a constants i que a la naturalesa no és exactament així. És per això doncs que els resultats obtinguts tenen un més que res un valor orientatiu. S'ha tingut en compte:

1. Quan es considera que el Mg prové únicament de les aigües intersticials de formació de les evaporites marines, no s'ha de tenir en compte la quantitat de Mg contingut en l'aigua marina, sinó que un cop han precipitat els clorurs i sulfats la quantitat de Mg es

veurà augmentada considerablement. En el cas de la formació de clorurs la concentració de Mg està augmentada fins a 10 vegades i en el cas de la precipitació de sulfats estarà augmentada fins a 3 o 4 vegades (Morris i Dickey, 1957). En el càlcul de balanços de massa s'utilitzen però els continguts de Mg i Ca de l'aigua marina normal i els resultats es consideraran els valors mínims.

2. Suposarem que el Mg procedent de l'aigua marina no s'ha incorporat als clorurs com a clorur magnèsic, ni als sulfats ni a les argiles.

3. Els nivells evaporítics del Muschelkalk i Keuper que aporten els fluids carregats amb Mg pertanyen a les evaporites del sector oriental de la Península Ibérica, concretament de la Conca de l'Ebre, de la Conca del Maestrat i del Llevant Peninsular. Els nivells evaporítics del Lias estan únicament concentrats a la Conca de l'Ebre i al Llevant Peninsular i es coneixen com a Unitat Anhidrítica (Ortí i Salvany, 1990).

4. Els fluids que han originat les dolomies del trànsit Juràssic-Cretaci se'ls ha atribuït un mateix origen.

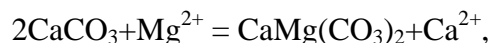
5. El volum de dolomies actual no és el mateix que el del moment en què va tenir lloc la dolomitització, ja que en algunes zones el límit superior dels cossos dolomítics han estat erosionats. El volum estimat s'ha calculat a partir de cossos amb morfologia rectangular tot i que aquesta no és la morfologia exacta dels cossos dolomítics.

A partir de tot això, els càlculs que s'han realitzat són els següents:

El volum de dolomies que hi ha actualment a la zona d'estudi és d'aproximadament 55,7 km³ (La Salzedella 0,4 km³, Alt Maestrat 0,4 km³ i la resta 54,9 km³).

Suposant la porositat de les dolomies d'un 10 % aleshores aquest volum passa a 5*10¹⁶ cm³ de roca.

Si les calcaries no contenen grans quantitats de HMC (si en contenien ja l'haurien perdut totalment a l'etapa de diagènesi inicial), i la roca reacciona amb un fluid a partir de la reacció de



aproximadament $(5 \cdot 10^{16} \text{ cm}^3) \times (0,027) [\text{volum molar de la calcita}] \times 1/2 [\text{mols de dolomita/mols de calcita}] = 6,76 \cdot 10^{14}$ mols de dolomita caldran per dolomititzar aquells volums de roca. I per tant, $6,76 \cdot 10^{14}$ mols de Mg seran necessaris per la completa dolomitització d'aquest volum de roca.

Tenint en compte la primera assumpció, simplifiquem i assumirem les aigües de formació contingudes en les evaporites del Triàsic i Lias són similars a l'aigua marina moderna en quant a composició, amb cada cm^3 d'aigua marina que té $5,52 \cdot 10^{-5}$ mols de Mg i $1,07 \cdot 10^{-5}$ mols de Ca.

També assumirem que el fluid dolomititzant s'aproxima a l'equilibri dolomita-calcita i per tant que el valor de Mg/Ca de l'equilibri a 50°C és de 2,5 (Land, 1985) ($\text{Ca}^{2+} = 2,5 \text{ Mg}^{2+}$). Utilitzant l'equació de la formació de dolomita estequiomètrica, per cada mol de Mg consumit, un mol de Ca marxa a la solució i per tant la suma del Mg i Ca abans i després de la reacció ha d'ésser igual, és a dir

$$\text{Mg}_{\text{sw}} + \text{Ca}_{\text{sw}} = \text{Mg}_{\text{eq}} + \text{Ca}_{\text{eq}}$$

sw és aigua marina i eq és l'equilibri. Substituint les concentracions de l'aigua marina i un equilibri molar de Ca/Mg de 2,5, aquesta equació passa a ser

$$5,52 \cdot 10^{-5} + 1,07 \cdot 10^{-5} = 1 \text{Mg}_{\text{eq}} + 2,5 \text{Mg}_{\text{eq}}$$

que resulta, $\text{Mg}_{\text{eq}} = 1,88 \cdot 10^{-5}$ mols de Mg per cada cm^3 d'aigua.

La quantitat de Mg disponible per la dolomitització que hi ha en 1 cm^3 d'aquesta "aigua marina" és igual al total de Mg de la solució menys el Mg_{eq} , això vol dir,

$$5,52 \cdot 10^{-5} - 1,88 \cdot 10^{-5} = 3,64 \cdot 10^{-5} \text{ mols de Mg disponibles per cada } \text{cm}^3 \text{ d'aigua.}$$

La relació entre la quantitat de Mg necessària i la quantitat de Mg disponible determina la quantitat "d'aigua marina" necessària per la completa dolomitització dels cossos dolomítics,

$6,76 \cdot 10^{14}$ mols de Mg necessaris / $3,64 \cdot 10^{-5}$ mols de Mg disponibles per cada cm^3 de fluid dóna un valor de $1,8 \cdot 10^{19} \text{ cm}^3$ de fluid.

Si el volum de roca és de $5 \cdot 10^{16} \text{ cm}^3$ i el de fluid de $1,8 \cdot 10^{19} \text{ cm}^3$, aleshores,

$1,8 \cdot 10^{19} \text{ cm}^3 / 5 \cdot 10^{16} \text{ cm}^3 = 371 \text{ cm}^3$ de fluid són necessaris per dolomititzar per cada cm^3 de roca.

Suposant que les roques evaporítiques perdessin fins a un 20 % de la seva porositat durant l'enterrament, aleshores

$371 / 0,2 = 1.855 \text{ cm}^3$ d'evaporites són els necessaris per dolomititzar 1 cm^3 de roca.

Així doncs per dolomititzar els $5 \cdot 10^{16} \text{ cm}^3$ de dolomies que hi ha faran falta $9,3 \cdot 10^{19} \text{ cm}^3$ d'evaporites, això equival a 92.750 km^3 d'evaporites.

Com a resultat de tot el que s'ha dit i fet, es pot concloure que el volum de roques evaporítiques del Muschelkalk, Keuper i Lias de la Conca de l'Ebre, la Conca del Maestrat i el Llevant Penínsular és de l'ordre d'entre 24.450 i 136.440 km^3 de roca. La qual cosa indica que hi ha roca evaporítica suficient per aportar el Mg necessari per tal que es puguin formar les roques dolomítiques de la zona d'estudi.

10.1.6. Model de circulació 2d de fluids a la conca

Com ja s'ha dit abans, perquè tingui lloc la dolomitització cal que hi hagi uns factors locals específics que són la presència de fluids rics en Mg, la presència d'un sistema de conductes i un mecanisme de bombeig actiu que controli la quantitat i distribució de les dolomies.

Les dolomies de reemplaçament del trànsit Juràssic-Cretaci, mostren valors més negatius de $\delta^{18}\text{O}$ que les dolomies que haurien precipitat a partir d'aigua marina del Cretaci (Figura 10.12), i va precipitar a partir de temperatures d'entre 85 i 125 °C, tal i com s'ha evidenciat a partir de les mesures de les inclusions fluïdes (Nadal, 2000). Així doncs, qualsevol model que s'utilitzi per explicar la formació de les dolomies de reemplaçament ha de tenir en compte aquestes dues característiques. La presència d'inclusions fluïdes de dues fases exclou la possibilitat que aigües marines hipersalines o la barreja d'aigua marina i meteòrica siguin els mecanismes de la dolomitització. A més, la dolomita que hagués precipitat a partir d'aquests dos models hauria tingut inclusions fluïdes d'una sola fase, ja que s'haguessin format a temperatures inferiors a 50 °C (Allan i Wiggins, 1993). Per altra banda, la manca de textures evaporítiques i d'inclusions de baixa salinitat, també exclou els models d'aigua marina hipersalina i els models de barreja d'aigües marines i meteòriques.

Durant l'interval de temps Berriasià terminal i Valanginià terminal (128,5–121,5 Ma) va tenir lloc una caiguda relativa important del nivell del mar a nivell regional, que donà lloc a l'exposició i erosió d'àmplies zones de llindars associades a les espatlles dels blocs basculats; produint-se la discontinuïtat regional finiberriasià D3 (Salas i Casas, 1993). Aquesta situació afavorí l'entrada d'aigües meteòriques per fluxos de gravetat (*topographically/gravity driven flow model*, Garven i Freeze, 1984) a favor de les zones de fractura.

Els fluxos d'aigües meteòriques van descendir fins a un nivell aquífer profund de les calcàries i dolomies del Muschelkalk inferior, el qual va arribar a enterrar-se fins a una profunditat de 3200 m i assolí una temperatura d'enterrament de 100 a 110 °C (Permanyer *et al.*, 2000, Figura 8.4). S'han trobat evidències que el Muschelkalk inferior està molt carstificat i per tant es pot considerar que va actuar com a aquífer per la circulació de fluids. Les

evidències de la carstificació són de camp (Gottis i Kromm, 1967; Ramón, 1985; Andreu *et al.*, 1987; Calvet i Ramón, 1987) i a partir de la informació de sondatges de petroli a la subconca de la Salzedella (informes inèdits de la Dirección General de Hidrocarburos).

En aquest camí, els fluids van travessar els sediments evaporítics triàsics i liàsics formats anhidrites, grans masses d'halita i guixos (Ortí, 1990; Bartrina *et al.*, 1990). Aquest fet suposaria una certa dissolució de les evaporites i la barreja dels fluids meteòrics amb les salmorres residuals o aigües de formació. Aquest fenomen també produí un reequilibrament isotòpic del fluid resultant, que tornà ascendir aprofitant probablement altres fractures i falles, a partir d'un mecanisme d'advecció fins els nivells superficials i més permeables (aquífer) on tingué lloc la dolomitització de les calcàries de la Fm. de Bovalar (Figura 10.16 i Figura 10.17). Aquest model de circulació de fluids correspon a un model hidrològic de tipus hidrotermal.

El model hidrològic hidrotermal (Figura 10.15) és l'únic mecanisme que, donada la gran velocitat dels fluids dolomititzants ascendents per fractures, no permet que es produeixi el reequilibrament tèrmic conseqüent (Qing i Mountjoy, 1994). Aquest model explicaria el perquè les inclusions fluides de les dolomies (80 a 125 °C) donen temperatures més elevades que les que caldria esperar per la profunditat màxima d'enterrament de la Fm. de Bovalar (20 a 62 °C; Figura 8.4).

Els fluxos principals que s'han tingut en compte a l'hora de confeccionar el model hidrològic són diversos. En primer lloc un flux regional meteòric (descens per gravetat) que ha ascendit per les fractures. Però no es tracta d'un flux únic, sinó que també cal tenir en compte els fluxos locals, com són els fluxos advectionals per tractar-se d'una zona de rift i els fluxos per compactació. Els fluxos locals sempre són presents a qualsevol model hidrològic i entren per les zones de fractura i per les zones del depocentre de conca. Els fluxos advectionals en aquest model són gairebé despreciables pel fet de que els valors del flux de calor superficial durant el cicle de rift 2 és de l'ordre de 90 Mw/m², el qual genera un gradient geotèrmic d'uns 30 °C/km (vegi's apartat 8.3). Finalment el flux per compactació s'ha descartat per motius geoquímics. El que s'ha observat també és que no hi ha hagut un ascens de fluids procedents de la compactació (principalment d'argiles i localment de carbonats) ja que no s'han observat entre altres, l'aport de Mg ni d'Sr procedent d'aquestes litologies.

Per tant, s'assumeix que per donar lloc a la dolomitització tan sols ha intervingut un flux regional meteòric que ha descendit fins a nivells profunds del Muschelkalk inferior i després de reequilibrar-se isotòpicament amb les evaporites del Triàsic i Lias basal han ascendit per les fractures a grans velocitats sense que es produeixi un reequilibri tèrmic amb les litologies adjacents (Figura 10.15, Figura 10.16, Figura 10.17). Finalment el fluids dolomititzants van penetrar des de les fractures als nivells més permeables de la Fm. de Bovalar parcialment compactada, i per tant encara amb una bona porositat efectiva (Figura 10.16 i Figura 10.17).

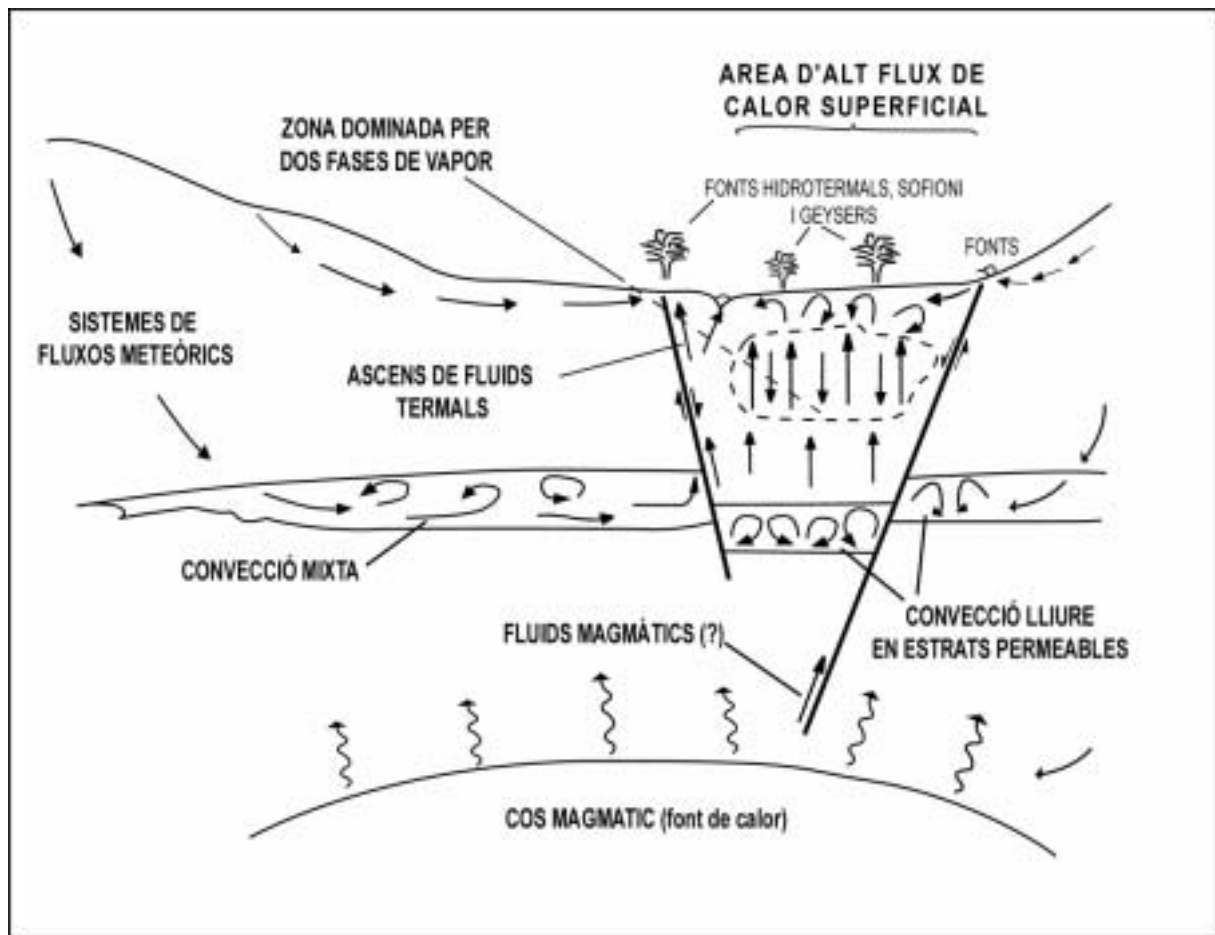


Figura 10.15. Recorregut dels fluids en un sistema hidrològic hidrotermal. Els fluids meteòrics poden circular predominantment per gravetat, per convecció lliure o per una combinació d'ambdós. Els sistemes de fluxos poden ésser tant profunds com soms. Poden haver-hi sistemes dominats per vapor i per aigües calentes (Sharp i Kyle, 1988).

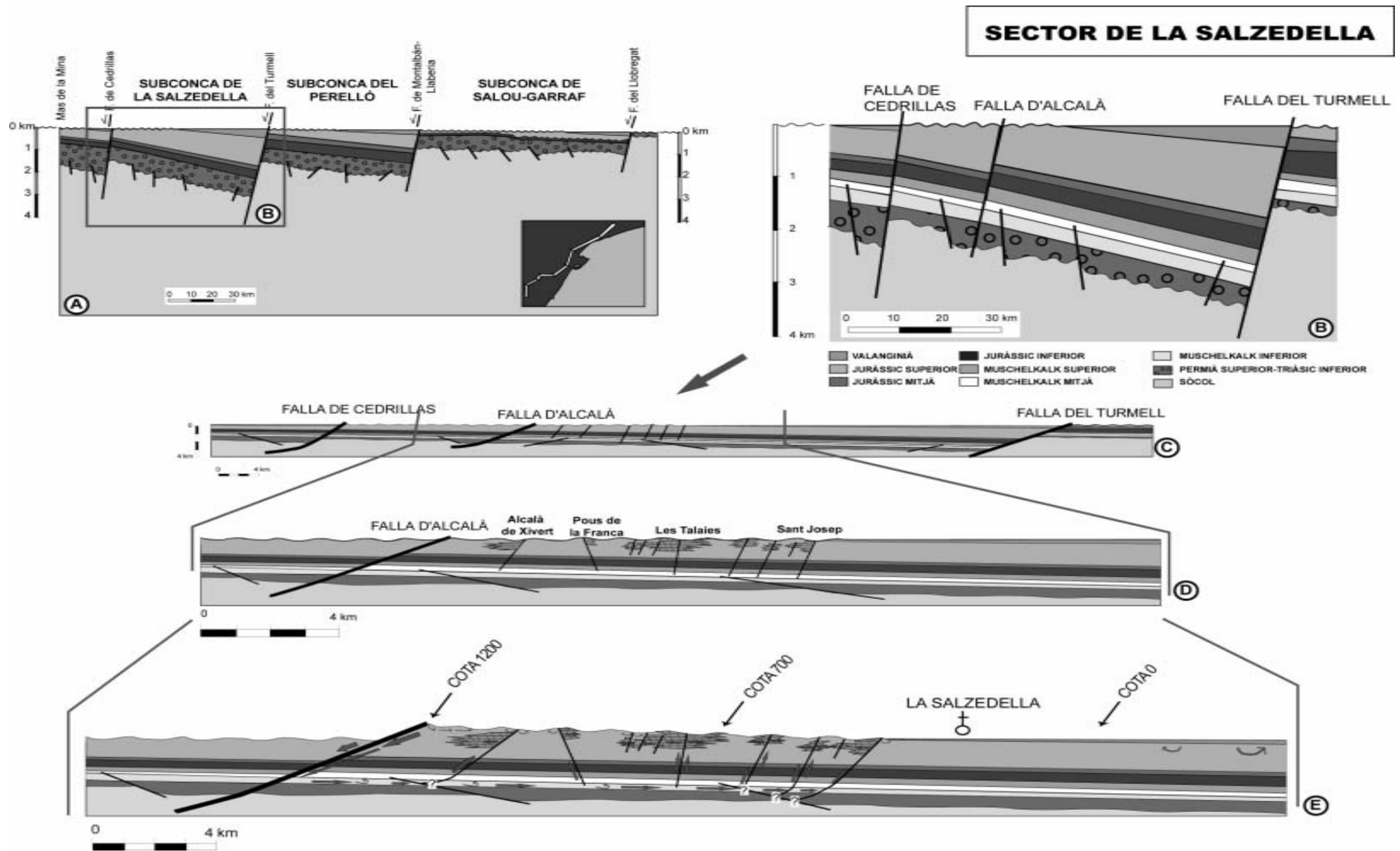


Figura 10.16. A. Tall estructural restituït al sostre de la discontinuïtat finiberriasiàica (D3) de les subconques de La Salzedella, el Perelló i Salou-Garraf en el moment de la dolomitització (modificat de Salas *et al.*, 2000). B. Ampliació del sector de La Salzedella amb la situació de la Falla d'Alcalà. C. Tall B amb l'escala vertical igual que l'escala horitzontal. D. Ampliació de C amb la situació dels principals cossos dolomítics. E. Camí recorregut pels fluids a la conca fins arribar als nivells permeables de la Fm. de Bovalar on es produeix la dolomitització.

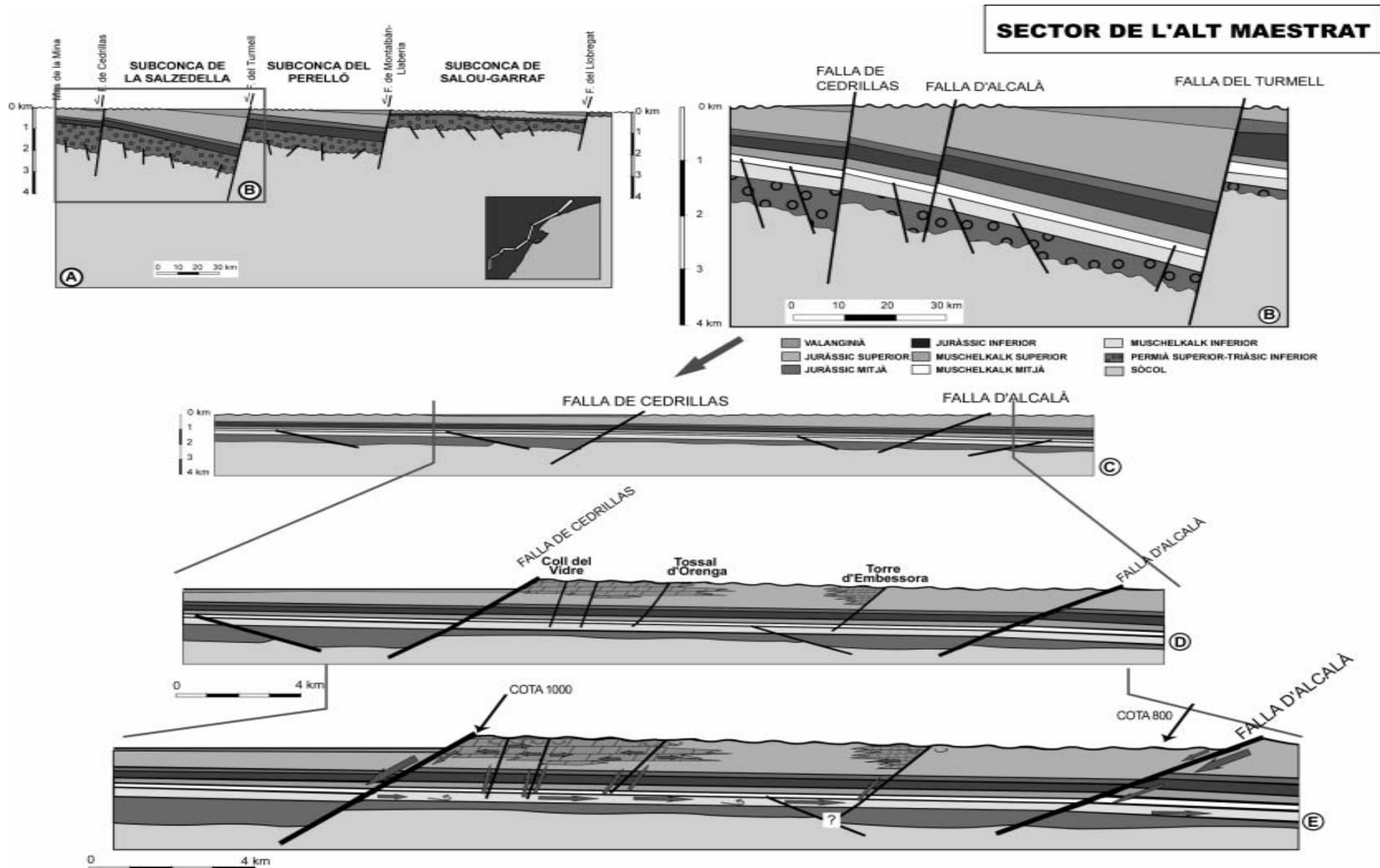


Figura 10.17. A. Tall estructural restituït al sostre de la discontinuïtat finiserrasiana (D3) de les subconques de La Salzedella, el Perelló i Salou-Garraf en el moment de la dolomitització (modificat de Salas *et al.*, 2000). B. Ampliació del sector de l'Alt Maestrat i el sector de La Salzedella. C. Tall B amb l'escala vertical igual que l'escala horitzontal. D. Ampliació de C amb la situació dels principals cossos dolomítics del sector de l'Alt Maestrat. E. Camí recorregut pels fluids a la conca fins arribar als nivells més permeables (aquífer) on es produeix la dolomitització.

10.1.7. Comparació amb les dolomies del Barremià i de l'Aptià

El cos d'aquesta tesi ha estat l'estudi de les dolomies de la Fm. de Les Talaies, que han reemplaçat les calcàries de la Fm. de Bovalar d'edat Titònic-Berriasià (dolomies del trànsit Juràssic-Cretaci). Aquestes dolomies tenen unes característiques petrològiques i geoquímiques, que juntament amb dades de camp han permès que se'n pogués deduir el seu origen (característiques dels fluids que les han format, precisió de l'edat de la dolomitització, procés de dolomitització, comportament dels fluids per la conca, etc.). La dolomitització del trànsit Juràssic-Cretaci no ha estat única dolomitització a la zona d'estudi durant el Mesozoic. En aquest treball també s'han estudiat les dolomies que afecten els materials barremians i els aptians. Aquests processos de dolomitització s'han originat en períodes diferents de l'etapa titònica-berriasià, i a més les dolomies presenten característiques petrològiques i geoquímiques diferents.

Les dolomies del Barremià del Massís de Garraf

Al capítol 6 s'han descrit les dolomies del Barremià (Fm. de Les Artoles) al Massís de Garraf (zona de l'Ordal) i s'han vist quines eren les seves característiques petrològiques i geoquímiques.

Les dolomies de reemplaçament que reemplaçen les calcàries de la Fm. de Les Artoles estan formades per cristalls de mida variable entre mig i groller i tenen una textura hipidiotòpica-idiotòpica. Generalment estan formades per cristalls zonats que al microscopi de catodoluminiscència presenten un nucli que varia entre taronja opac luminescent i no luminescent i unes envoltures taronja brillants luminescents. Aquestes dolomies estan parcialment desdolomititzades.

Aparentment fins aquí aquesta descripció s'assembla a la descripció de les dolomies de reemplaçament de la Fm. de Les Talaies. La única diferència està en els colors de catodoluminiscència que són més luminescents en el cas de les dolomies del Barremià. La homogeneïtat dels colors de catodoluminiscència de cristalls zonats suggereixen la relativament constant composició del fluid i constants condicions del medi al llarg de l'event

de precipitació, mentre que variacions en el color (nucli respecte envoltés) suggereix unes condicions del medi i/o composicions diferents del fluid durant la precipitació.

La composició isotòpica de l'oxigen de les dolomies de reemplaçament del Massís de Garraf presenten uns valors lleugerament més pesats que la roca calcària encaixant, però dins un rang d'equilibri isotòpic (Land, 1980). La composició isotòpica de carboni de les dolomies de reemplaçament mostren els mateixos valors que els de la roca calcària encaixant la qual cosa suggereix que la font de carboni del fluid provenia principalment de la dissolució local de la roca calcària d'origen marí i no havia sofert cap influència de carboni isotòpicament més lleuger (p.ex. de l'oxidació de la matèria orgànica).

La composició isotòpica d'estronci radiogènic ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) de les dolomies de reemplaçament del Massís de Garraf són els mateixos que els de la roca calcària encaixant marina del Barremià i aquests valors coincideixen amb els valors de l'aigua marina del Cretaci segons les corbes de Veizer i Compston (1974), Burke *et al.* (1982), Koepnick *et al.* (1985), Hess *et al.* (1986), McArthur (1994). Aquesta similitud de valors suggereix que la font d'estronci era originalment la mateixa i per tant els fluids dolomititzants va ser l'aigua marina del Cretaci.

La composició isotòpica de l'oxigen de les dolomies és funció de la temperatura de precipitació dels fluids dolomititzants entre d'altres. Assumint que el fluid dolomititzant fou l'aigua marina del Cretaci modificada, amb una composició isotòpica més lleugera de -1 ‰ SMOW, la temperatura màxima de precipitació de hauria estat d'uns 45 °C .

Totes aquestes dades petrològiques i geoquímiques, juntament amb les dades de geologia regional són coherents amb un model de dolomitització de barreja d'aigües meteòriques i marines (Figura 10.18). Aquestes condicions es donen a l'Aptià superior, amb l'emersió general i l'entrada de sediments siliciclàstics de la Fm. d'Utrillas, afavorint l'entrada d'aigües meteòriques i la conseqüent migració d'aquestes a través de la plataforma. La davallada del nivell del mar va afavorir la migració de la zona d'aigua barreig cap a la zona marina. L'entrada d'aigua marina a la plataforma va tenir lloc a partir de la difusió dels fluids més densos cap a zones on els fluids fossin menys densos. Per tant la dolomitització es mou al llarg de la plataforma i esdevé més extensa amb el temps (Nadal, 1999).

Aquest model de dolomitització contrasta amb l'obtingut per les dolomies de la Fm. de Les Talaies. Les dolomies barremianes del Massís de Garraf han estat originades a profunditats d'enterrament som, per fluids a baixes temperatures i d'origen de barreja d'aigües meteòriques i marines, mentre que les del Titònic-Berriasià s'haurien originat a partir de fluids d'altres temperatures i d'origen hidrotermal.

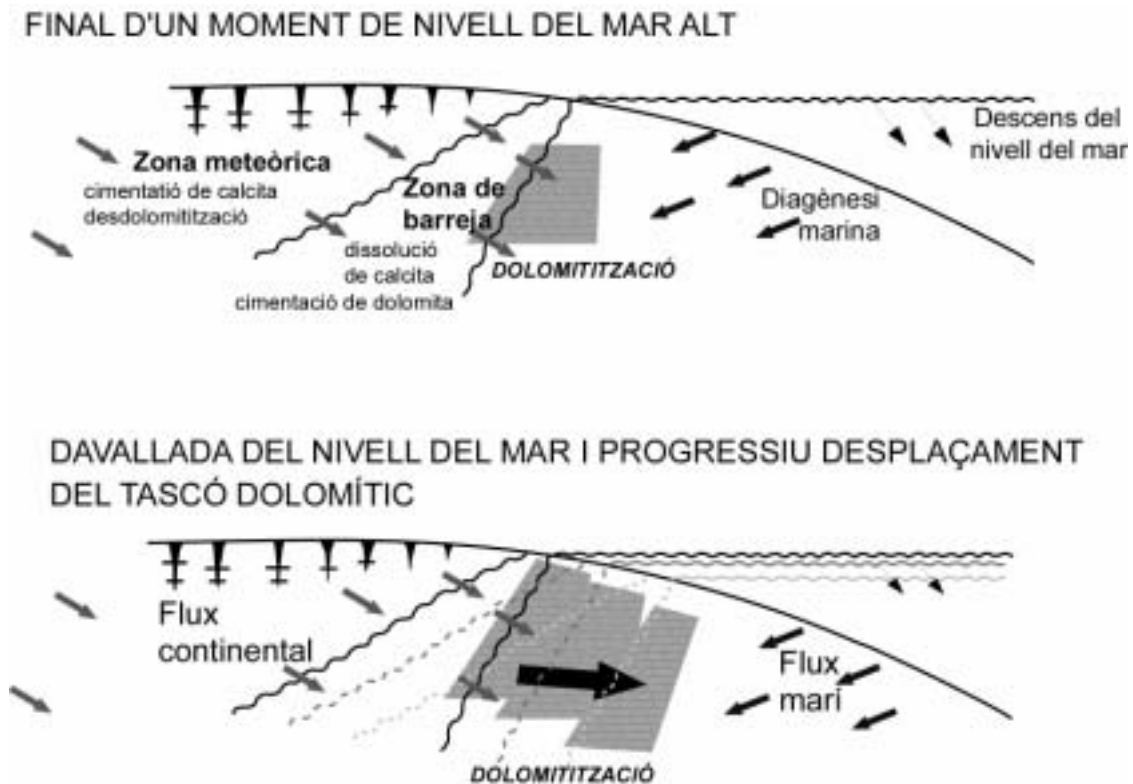


Figura 10.18. Model de dolomitització per barreja d'aigües marina i meteòrica durant l'emersió general a l'Aptià superior i el conseqüent descens del nivell del mar.

Les dolomies de l'Aptià a la Conca del Maestrat

Al capítol 7 s'han descrit les dolomies que afecten els materials de l'Aptià a la Conca del Maestrat a les zones del Coll del Vidre i de Bel, i s'han vist quines eren les seves característiques petrològiques i geoquímiques. Aquestes dades, juntament amb les aportades de Grandia (2001), s'utilitzen per interpretar l'origen dels fluids i el model de dolomitització. També es fa la comparació d'aquestes dolomies amb les de la Fm. de Les Talaies.

Les dolomies que afecten les calcàries de la Fm. de Villarroya (Aptià) estan disposades en paquets massius de fins a 10 m de potència, amb una geometria més o menys tabular i presenten la base i el sostre paral·lels a l'estratificació. La presència d'aquests cossos dolomítics està sempre associada a les zones dels alts paleogeogràfics. En el cas de la zona del Coll del Vidre es dona un amalgamament entre els cossos dolomítics del Titònic-Berriasià i els de l'Aptià (Figura 10.19). Entre els dos cossos dolomítics hi ha una superfície de carstificació a l'interior de la qual s'hi poden trobar nivells argilosos i laterítics, probablement d'edat barremiana, per comparació amb els sòls laterítics barremians del Sector del Turmell-Ports de Beseit.

Les dolomies de reemplaçament aptianes estan formades per cristalls de mida mitjana i grollera i presenten una textura idiotòpica i localment hipidiotòpica. Els cristalls generalment estan zonats i al microscopi de catodoluminiscència presenten una luminiscència homogènia taronja opaca. Aquestes dolomies es presenten parcialment desdolomititzades. Per tant, les característiques petrològiques d'aquestes dolomies és molt similar a la de les dolomies de reemplaçament de la Fm. de Les Talaies.

Mineralògicament les dolomies de reemplaçament que afecten l'Aptià són poc estequiomètriques i pel que fa a la geoquímica elemental, presenten un major contingut en Fe que les dolomies de reemplaçament del Titònic-Berriasià.

Pel que fa a la composició isotòpica de l'oxigen i del carboni ambdues dolomies són similars. Aquest fet suggereix que els fluids que van dolomititzar podrien tenir composicions isotòpiques i temperatures similars. La composició isotòpica de l'oxigen i del carboni dels fluids que han generat les dolomies de l'Aptià de la Conca del Maestrat presenten lleugeres variacions en funció de les àrees on hagi estat analitzades (Grandia, 2001). Així en el sector

sud de la conca del Maestrat (àrea de Mas de la Mina-Cedramán) la composició isotòpica de l'oxigen de les dolomies és més lleugera que en el sector nord de la conca (àrea de Valdelinares). Aquesta diferència s'explica per diferències de temperatura dels fluids i alhora per un intercanvi isotòpic del fluid amb la roca encaixant (Grandia, 2001).

La composició isotòpica de l'estronci radiogènic de les dolomies de l'Aptià mostra un ampli rang de valors, des de valors pròxims a les calcàries de l'Aptià, fins a valors molt més enriquits en ^{87}Sr (Grandia, 2001). Aquest enriquiment en els valors de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ s'explica per la presència addicional d'una font rica en Rb, que s'atribueix a la interacció amb roques que contenen feldspats potàssics o "shale beds" (Grandia, 2001).

Les temperatures obtingudes en aquest treball a partir de la microtermometria de les inclusions fluids en cristalls de dolomita de les dolomies de reemplaçament varien entre 80 i 105 °C i la salinitat obtinguda és del voltant de 4,2 % en pes equivalent de NaCl. Les temperatures obtingudes dels cristalls de ciment de dolomia barroca estan al voltant de 123 °C.

La interpretació que es proposa en aquest treball és que els mecanismes de formació de les dolomies de l'Aptià són els mateixos que per les dolomies del Titònic-Berriasià. Es tractaria d'aigües meteòriques que s'infiltrarien a partir d'un flux topogràfic per gravetat, les quals van arribar fins a nivells profunds del Triàsic i el sòcol i van ascendir per fractures. L'edat molt probable en què va tenir lloc la dolomitització fou durant la discontinuïtat D4 de la base de l'Albià superior (Figura 10.19), durant la qual la conca va quedar totalment exposada. La dolomitització fou afavorida per la presència de salmorres riques en Mg i per el SO_4^{2-} d'edat triàsica i liàsica.

Aquesta interpretació difereix molt de la presentada per Grandia (2001), en la qual les dolomies s'originarien a partir d'aigües marines evaporades subaèriament.

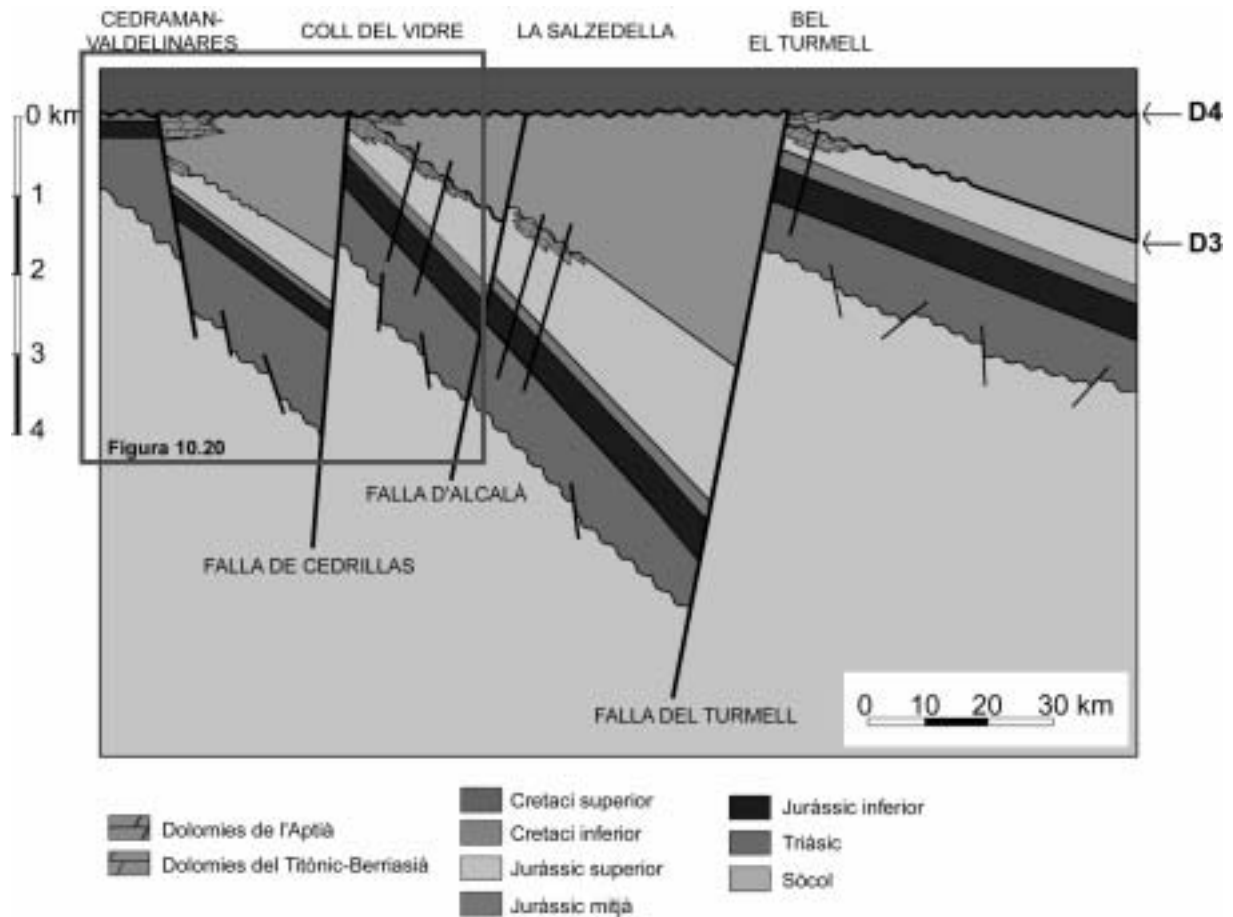


Figura 10.19. Tall restituint de direcció SW-NE de les subconques del Penyagolosa, la Salzedella i El Perelló. On es mostren els principals cossos dolomítics del Titònic-Berriasià i de l'Aptià. El datum és la discontinuïtat de l'Albià superior (D4).

Dolomies i mineralitzacions de sulfurs de tipus Mississippi Valley

Una característica important de dolomies que afecten a l'Aptià és que localment encaixen dipòsits de sulfurs de tipus Mississippi Valley (MVT). Aquests dipòsits són mineralitzacions de sulfurs de zinc i de plom (esfalerita i galena) i estan majoritàriament concentrats a la Fm. de Xert i a la part baixa de la Fm. de Villarroya de la subconca del Penyagolosa. Aquestes mineralitzacions es van generar entre l'Aptià i el Paleocè inferior (62 Ma; Grandia *et al.*, 2000; Grandia, 2001).

Les temperatures que s'han obtingut a partir de les inclusions fluides en esfalerites encaixades en les dolomies de reemplaçament de l'Aptià, varien entre 43 i 110 °C a la zona nord (Valdelinares) i al voltant de 140°C a la zona sud (Mas de la Mina-Cedramán). Les

salinitats varien entre 14 i 25 % en pes equivalent de NaCl al sector nord i al voltant de 18 % en pes equivalent de NaCl al sector sud (Grandia, 2001).

Aquestes mineralitzacions MVT han estat interpretades per Grandia (2001) com originades a partir de la barreja de fluids de temperatures i salinitats diferents: un fluid A de temperatura superior a 120 °C i salinitat superior al 26 % en pes equivalent de NaCl, i un fluid B de temperatura al voltant de 40 °C i salinitat inferior al 10 % en pes equivalent de NaCl. El fluid A entraria gràcies a un flux topogràfic aprofitant les falles fins a una profunditat màxima del Lias no basal, ja que no s'haurien dissolt evaporites. Aquest fluid també ascendeix per fractures fins arribar a les dolomies encaixants de l'Aptià, on es barrejaran amb el fluid B donant lloc a la mineralització.

Aquest model presenta d'entrada un gran desacord amb el model tèrmic de la conca proposat per Permanyer *et al.* (2000), doncs, per arribar a temperatures de fins a 140 °C és necessari que els fluids mineralitzants descendeixin fins a prop de 5 km, amb els gradients regionals durant el Mesozoic del voltant de 30 °C/km (veure apartat 8.3).

El model alternatiu de mineralització de sulfurs MVT que es presenta en aquest treball està basat en Anderson (1991), en el qual hi juguen un paper molt important: 1) la maduració de la matèria orgànica, 2) l'existència d'evaporites com a font del sulfat que serà reduït per la matèria orgànica, i 3) la roca encaixant dolomítica, per la seva bona porositat i permeabilitat.

La generació de petroli a partir de la Fm. de Mas d'Ascla començà a 94 Ma segons es desprèn del model tèrmic de Permanyer *et al.* (2000) i es prolongà fins a 39 Ma, que és quan tingué lloc l'aixecament i erosió regional (Figura 8.4). Aquest fet produí gasos àcids (*sour gas*) que migraren i quedaren atrapats a les dolomies. La font del sulfat van ser molt probablement les evaporites del Lias basal i el Triàsic. El ió sulfat seria reduït a sulfur per l'acció dels gasos àcids. La font dels ions metàl·lics (Pb^{2+} i Zn^{2+}) seria el sòcol paleozoic, el qual és molt ric en Zn, Pb i Cu (Michel, 1974). Això està d'acord amb la profunditat de 5 km a la qual han d'arribar els fluids per escalfar-se fins a temperatures de 140 °C (Figura 10.20).

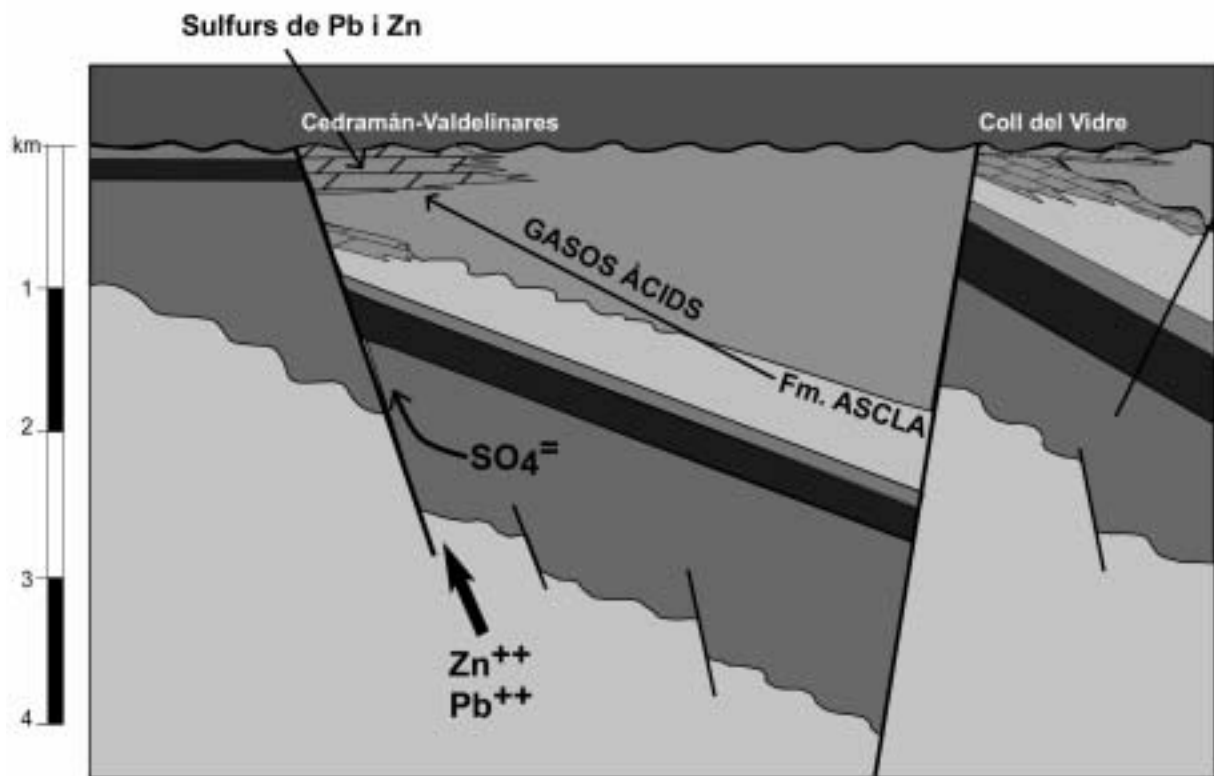


Figura 10.20. Model de circulació dels fluids que generen les dolomies de l'Aptià i les mineralitzacions de Pb i de Zn de tipus Mississippi Valley (MVT) al sector de Cedramán-Valdelinares i del Coll del Vidre.

10.2. LA DESDOLOMITITZACIÓ DE LES DOLOMIES DEL TRÀNSIT JURÀSSIC-CRETACI

10.2.1. Introducció

Les desdolomies sovint constitueixen una part important de les seqüències de carbonats dolomititzats. Generalment les desdolomies es caracteritzen per la seva elevada porositat, sovint cavernosa, que les fa uns bons reservoris potencials d'hidrocarburs i d'aigua.

La desdolomitització, o coneguda també com a calcitització de la dolomita, és un procés a partir del qual es dissol la dolomita per precipitar calcita. En aquest procés es consumeix calci i s'allibera magnesi a la solució. Sovint la desdolomia s'ha interpretat com a un producte diagenètic subsuperficial, ja sigui recent o relacionat amb paleosuperfícies on la infiltració d'aigües riques en calci i d'origen meteòric són les responsables de la dissolució de la dolomita i la precipitació de la calcita (Schmidt, 1965; Goldberg, 1967; Folkman, 1969; Braun i Friedman, 1970; Scholle, 1971). Katz (1968, 1971) va interpretar la desdolomitització com un fenomen que tenia lloc durant una diagènesi molt inicial relacionada amb canvis locals en les propietats fisico-químiques del fluid durant la dolomitització. Alguns autors van suggerir que les dolomies fèrriques (Katz, 1971; Al-Hashimi i Hemingway, 1973; Frank, 1981) o les dolomies càlciques (Katz, 1968) eren preferencialment reemplaçades en condicions subsuperficials i oxidants. Land i Perzbindowski (1981) en canvi, van interpretar la desdolomitització com un procés diagenètic profund degut a salmorres riques en calci que es movien a l'interior de les dolomies del Grup d'Edwards al Golf de Mèxic. Budai *et al.* (1984) a partir de les evidències isotòpiques i de l'associació de desdolomies amb hidrocarburs i estil·lòlits, van concloure que eren les salmorres diagenètiques profundes les que dissolien anhidrita i dolomita i precipitaven calcita.

La desdolomitització ha estat descrita o bé com a un sol procés en què la dissolució de la dolomita es dona conjuntament amb la precipitació de la calcita (Evamy, 1967) o bé com el conjunt de dos processos en què la dissolució de la dolomita genera cavitats, i és en etapes posteriors en què la calcita precipita. En aquest segon cas la precipitació pot tenir lloc en un únic procés o event (Warrak, 1974, Kenny, 1992) o bé a partir de solucions diferents en intervals de temps diferents (Jones *et al.*, 1989; James *et al.*, 1993). En ambdós casos les textures i la porositat que es generen són diferents.

10.2.2. Característiques dels fluids desdolomititzants

Les desdolomies que reemplacen les dolomies de la Fm. de Les Talaies (Titònic-Berriasià) es presenten en textures molt diferents entre elles, tot i que geoquímicament són molt similars. Les textures de les desdolomies que reemplacen a les dolomies de la Fm. de Les Talaies són molt similars petrològicament i geoquímicament a les desdolomies de la Fm. de les Artoles (Barremià) i a les dolomies de la Fm. de Villaroya (Aptià). Les textures que presenten totes aquestes desdolomies són les següents: desdolomies xenotòpiques, desdolomies hipidiotòpiques, desdolomies idiotòpiques, desdolomies zonades i desdolomies de ciment de dolomia barroca.

Generalment les desdolomies estan associades a la presència de ciment esparític de calcita de tipus 1. Les característiques geoquímiques d'ambdós són molt similars. En el següents apartats s'expliquen quines són les semblances i diferències entre les diferents textures desdolomítiques i quines són les característiques dels fluids que les han generat.

A partir d'aquestes observacions, s'han caracteritzat composicionalment els fluids que van generar les desdolomies, així com també quines va ser les condicions hidrogeològiques i ambientals en què va tenir lloc el procés de desdolomitització.

Textures desdolomítiques

Cada una de les textures desdolomítiques que afecten la Fm. de Les Talaies (Figura 10.21) presenten una o diverses textures dolomítiques precursors. La textura precursora de les desdolomies xenotòpiques són les dolomies de reemplaçament, les precursors de les desdolomies hipidiotòpiques són les dolomies de reemplaçament i els rombèdres aïllats de dolomita, les precursors de les desdolomies idiotòpiques en general són els rombèdres aïllats de dolomita, les precursors de les desdolomies zonades són les dolomies de reemplaçament i el ciment dolomític i, el precursors de les desdolomies de ciment de dolomia barroca és el ciment de dolomia barroca.

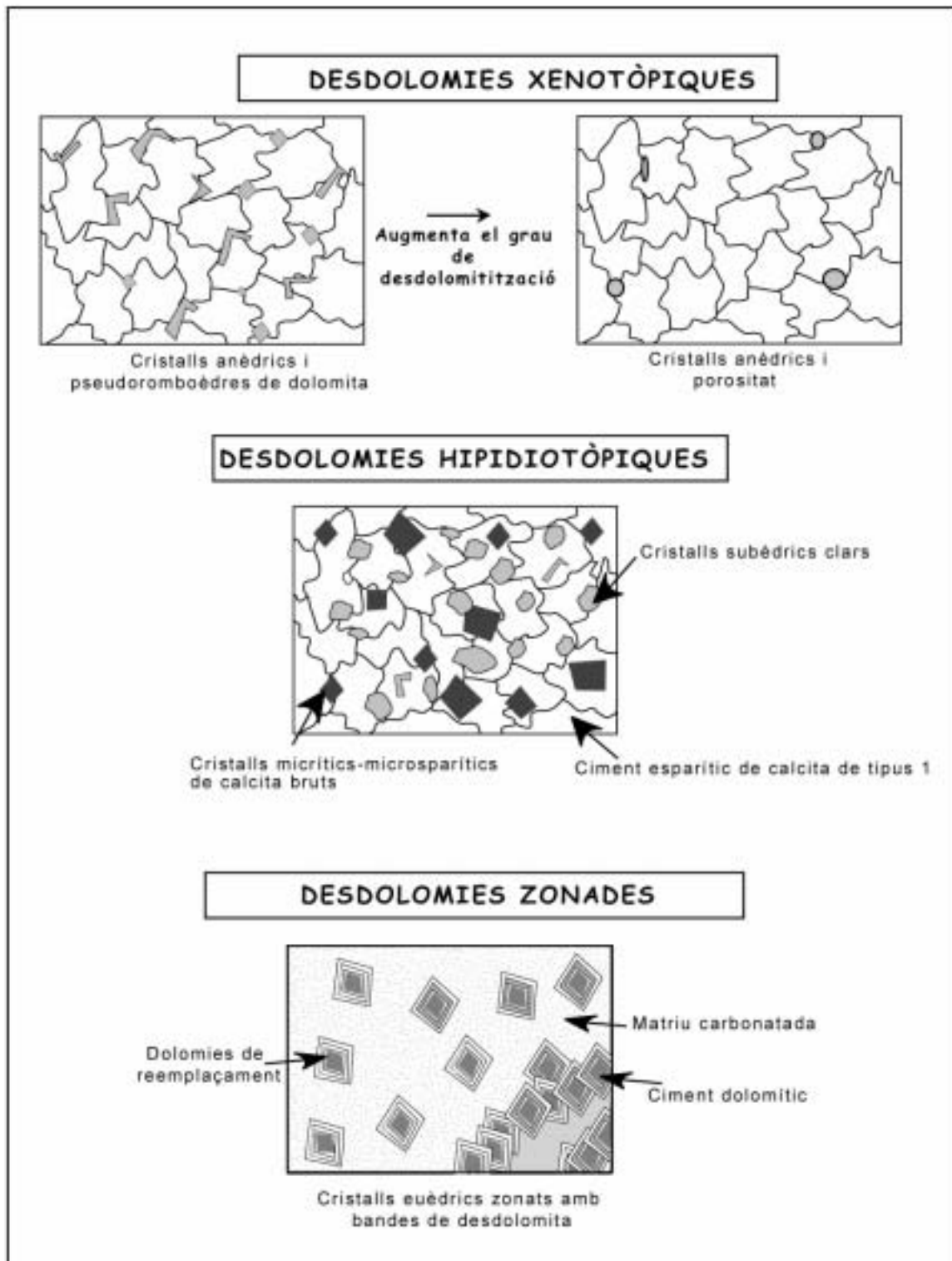


Figura 10.21. Principals textures desdolomítiques identificades a la zona d'estudi.

Quan la desdolomitització té lloc per recristal·litització (dissolució-reprecipitació) es conserva la fàbrica original de la dolomita i en aquest cas les textures que en resulten són les desdolomies idiotòpiques (Figura 10.22), les desdolomies hipidiotòpiques, i les desdolomies de ciment de dolomia barroca. Quan en canvi, la desdolomitització té lloc a partir d'una completa dissolució del carbonat precursor i la precipitació posterior de calcita les textures que en resulten són les desdolomies hipidiotòpiques i localment les desdolomies xenotòpiques. Les desdolomies zonades es poden formar com a resultat d'ambdós processos (Figura 10.23).

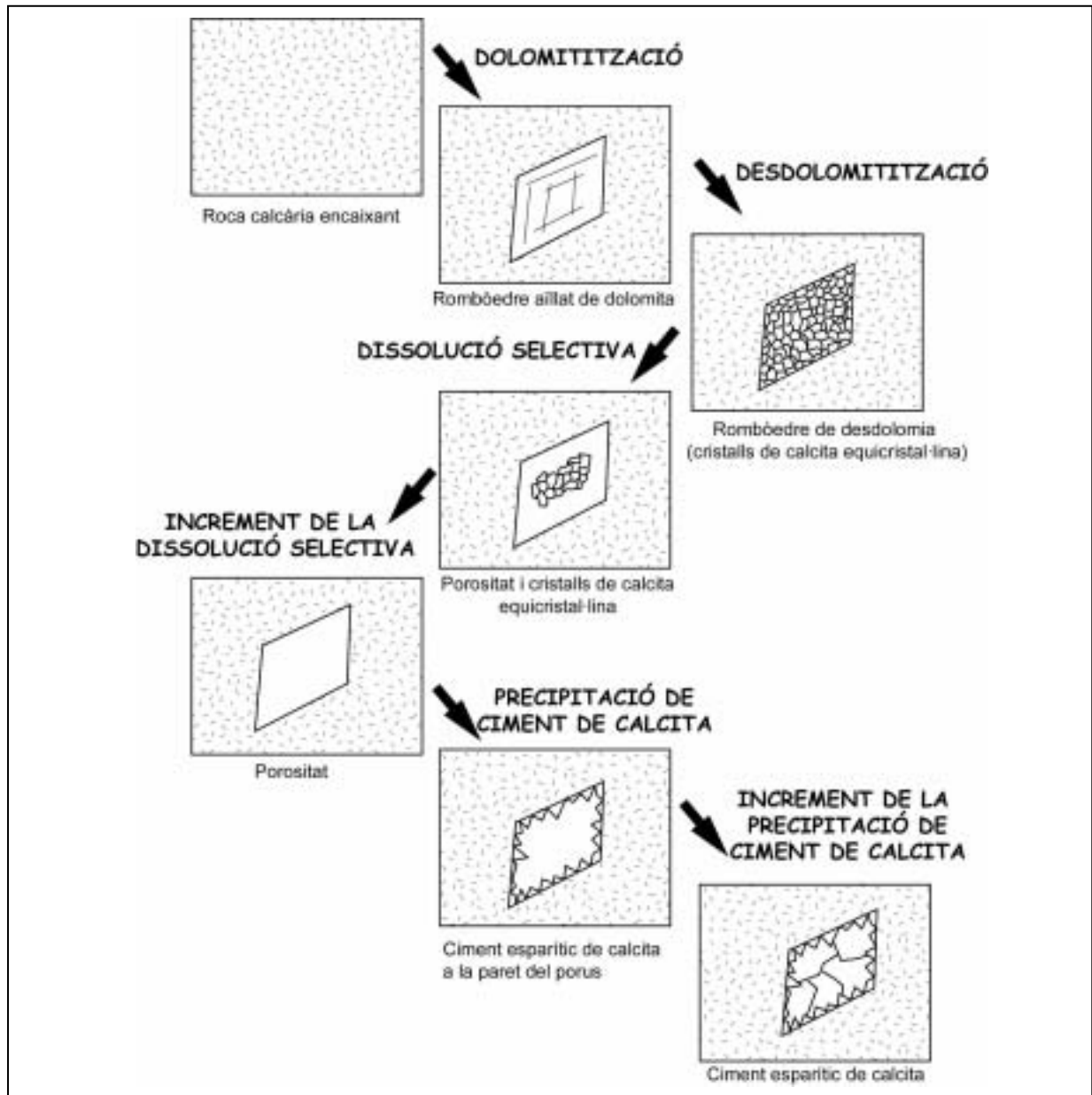


Figura 10.22. Procés de formació de les desdolomies idiotòpiques i els pseudorombèdres de calcita (Evamy, 1967).

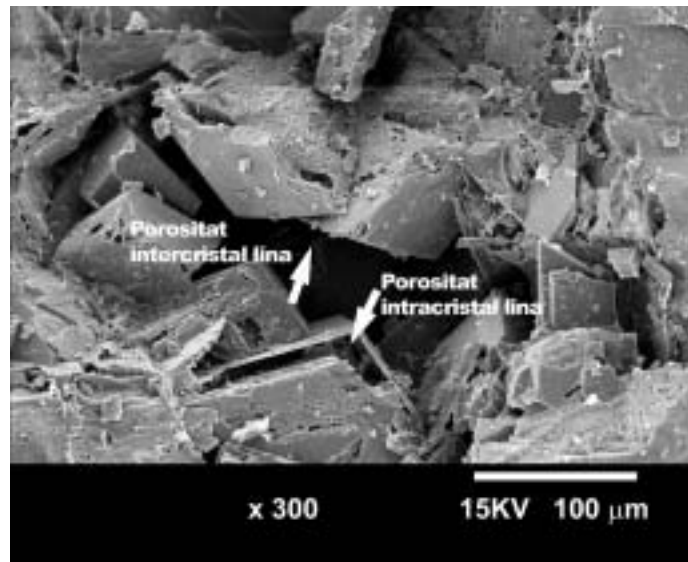


Figura 10.23. Cristalls de dolomita euèdrics ròmbics amb porositat intracristalina. En alguns casos aquesta porositat pot estar omplerta per ciment de calcita i donarà lloc a una desdolomia zonada. També hi ha porositat intercristalina. Fotografia a microscopi electrònic.

Els principals criteris que s'han utilitzat per reconèixer les desdolomies són (Goldberg, 1967; Folkman, 1969):

1. La presència de relictes de cristalls de dolomita en mig de zones càlciques, donant lloc a la formació de desdolomies hipidiotòpiques i localment desdolomies xenotòpiques.
2. La presència de pseudomorfs de calcita post-dolomita, això vol dir cristalls de calcita amb la morfologia típica romboèdrica de les dolomies. Les principals textures on es pot reconèixer això són les desdolomies idiotòpiques i localment les desdolomies zonades amb la majoria d'envoltes desdolomititzades.
3. La presència de textures fantasmes en les quals la morfologia ròmbica o els límits de grans dels antics cristalls de dolomita ha estat ressaltats per òxids de ferro que es mantenen dins la nova generació de calcita. Aquesta morfologia es troba principalment en les desdolomies de ciment de dolomia barroca i molt localment a les desdolomies zonades.
4. Les transicions graduals al camp, lateral i verticalment des d'una roca dolomítica a una roca càlcica que no té característiques de cap de les dues. En aquestes condicions es formen desdolomies hipidiotòpiques i desdolomies xenotòpiques.

Altres criteris per identificar les desdolomies com són els límits dels rombèdres de dolomita corroïts, rombèdres parcials flotant en una matriu càlcica i pegots de calcita als nuclis dels rombèdres, són de menor entitat i poden donar lloc a qualsevol de les textures mencionades (Budai *et al.*, 1984).

En general no s'observa un patró de distribució espacial de les diferents textures de desdolomies ni tampoc una relació entre aquestes textures i el contacte entre la zona dolomítica i la zona calcària. La distribució de desdolomies no està relacionada amb les fractures que controlen la dolomitització, i per tant aquestes fractures probablement no van jugar un paper clau en la circulació dels fluids per generar les desdolomies. Les fractures durant l'etapa de desdolomitització actuaren com a barrera per a la migració de fluids.

Evolució del procés de desdolomitització

A totes les textures desdolomítiques s'ha observat l'evolució del procés de desdolomitització. En alguns casos el procés de desdolomitització ha tingut lloc des de fora cap al nucli del cristall a partir d'un reemplaçament no selectiu (desdolomies xenotòpiques, desdolomies hipidiotòpiques, desdolomies de ciment de dolomia barroca), en altres casos el procés ha tingut lloc des del nucli cap a fora del cristall a partir d'un reemplaçament no selectiu (desdolomies idiotòpiques), i en altres casos també s'ha observat una desdolomitització selectiva per bandes (desdolomies zonades i desdolomies de ciment de dolomia barroca; Figura 10.24 i Figura 10.25).

El procés de desdolomitització que afecta al cristall de dolomita des de fora cap a dins es coneix també com a atac centrípet (Munn i Jackson, 1980). Aquest procés és un dels més freqüents en la desdolomitització. La desdolomitització s'inicia per les parets sovint fosques dels cristalls que són les més solubles. Aquestes zones externes és dissolen més fàcilment. Quan la dissolució progressa (sovint els fluids càlcics circulen pels plans de clivatge dels cristalls) quedaran tan sols algunes restes del cristall de dolomita i en resultarà una calcària amb una textura de dolomia sucrosa (Thériault i Hutcheon, 1987).



Figura 10.24. Evolució de la desdolomitització a partir d'un cristall euèdric de dolomita zonat.

La desdolomitització des del nucli del cristall cap a fora és deguda a la presència d'inclusions fluides de calcita de mida micromètrica a l'interior del cristall. Aquestes inclusions representen restes de la calcària original que s'ha mantingut inalterada durant la dolomitització (Munn i Jackson, 1980; Kenny, 1992). Aquestes restes de calcària a l'interior dels rombòedres de dolomita s'explica perquè els fluids estan inicialment saturats en calcita i a mesura que progressa la dolomitització els fluids es van subsaturant en calcita i per tant la dolomita està més lliure d'inclusions (Sibley, 1980). Les zones més riques en inclusions afavoreixen la solubilitat d'aquesta àrea i permeten que es dissolguin més fàcilment i siguin desdolomititzades (Thériault i Hutcheon, 1987).

El reemplaçament selectiu per bandes està relacionat amb la composició de la dolomita precursora (Frank, 1981). Així les zones de la dolomita que tenen una major concentració de carbonat de ferro (FeCO_3) són més susceptibles a la desdolomitització. També les dolomies amb un excés de calci (les dolomies poc estequiomètriques) són més susceptibles a desdolomititzar-se (Katz, 1968; Figura 10.25).

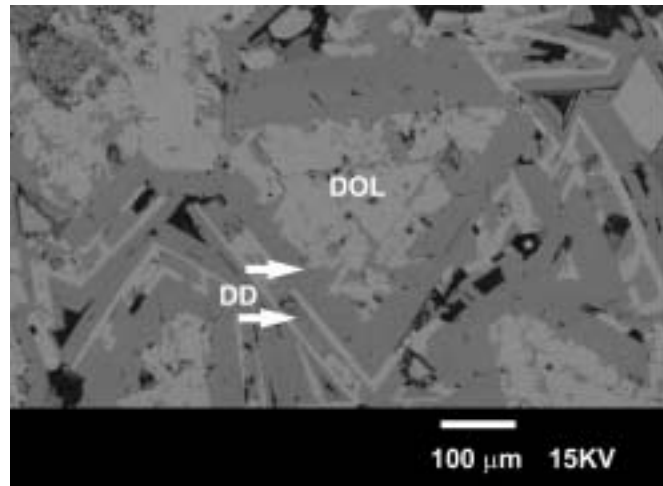


Figura 10.25. Cristalls de ciment dolomític amb algunes de les envoltures desdoloritzades. Les parts de color clar són dolomita (DOL), mentre que les parts més fosques són de desdoloria (calcita; DD). Generalment el nucli és manté sense desdoloritzar. Fotografia a microscopi electrònic.

La desdolorització pot tenir lloc de forma selectiva o no selectiva. Per exemple en el cas que s'observa a la figura 10.26 en què uns cristalls de ciment de dolomia barroca amb cares i plans d'exfoliació corbats s'han desdoloritzat de forma diferent. En el cas de la desdolorització selectiva tan sols algunes de les bandes dels cristalls han estat desdoloritzades i les altres resten encara de dolomita (Figura 10.26A). En el procés de desdolorització no selectiva ens podem trobar amb dues situacions. En el primer cas la desdolorització dóna lloc a la formació de grans cristalls de calcita ocupant la totalitat del cristall i als plans de creixement i plans d'exfoliació hi ha una elevada concentració d'òxids de ferro (Figura 10.26B). Es tracta d'un reemplaçament per dissolució-reprecipitació conservant la morfologia prèvia del cristall. En el segon cas tot el cristall està format per petits cristalls de calcita amb les cares irregulars i localment hi ha òxids de ferro als plans de creixement i d'exfoliació dels cristalls (Figura 10.26C). Es tracta d'un reemplaçament probablement per dissolució i posteriorment precipitació de ciment de calcita i no es conserva la textura original del cristall. Les desdolories producte de la desdolorització selectiva estan en continuïtat òptica amb el ciment de calcita que acaba d'omplir la porositat residual (ciment esparític de calcita de tipus 1).

El resultat de totes aquestes modalitats de desdolorització és una calcita subèdrica-anèdrica amb mides més variables que les de la dolomita precursora (a excepció de les desdolories zonades).

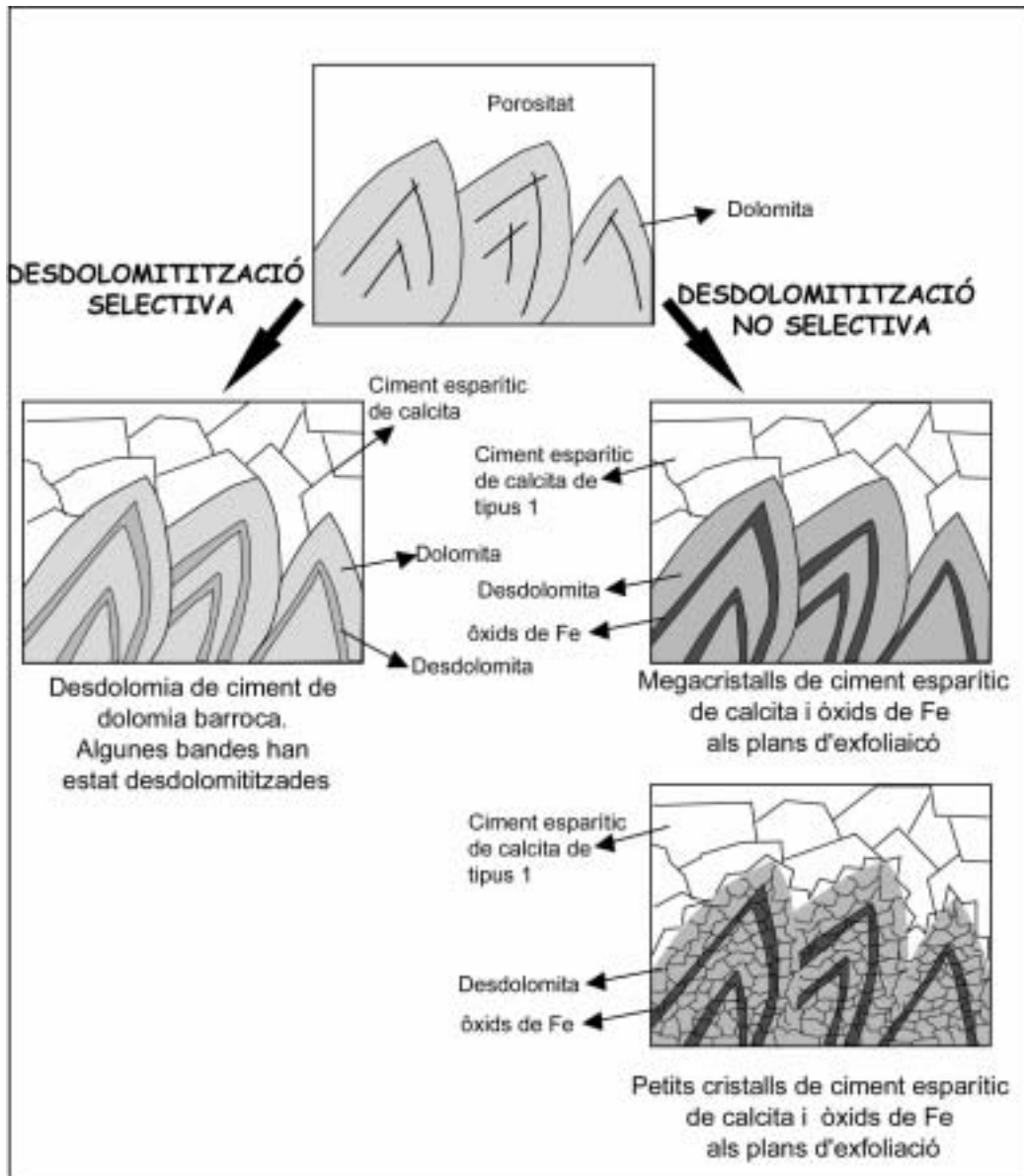


Figura 10.26. Principals textures de desdolomitització dels cristalls del ciment de dolomia barroca.

Mineralogia: estequiometria

És difícil dir on està el límit entre les dolomies càlciques i les desdolomies amb un elevat contingut en Mg^{2+} . Es tracta d'un concepte totalment arbitrari. En aquest estudi s'ha considerat la composició mitjana de les dolomies al voltant de 42 % $MgCO_3$ amb un rang entre 39-44 % $MgCO_3$. A partir d'aquestes dades s'han considerat desdolomies tots aquells cristalls amb un contingut en $MgCO_3$ inferior a 39 %. S'han considerat roques desdolomítiques aquelles que tinguin un 50 % de desdolomies com a component principal.

Totes les textures desdolomítiques presenten un rang molt ampli de la composició molar de MgCO_3 amb un mínim sota el límit de detecció (395 ppm de Mg) i un màxim de 29 % molar de MgCO_3 . En general les desdolomies idiotòpiques són les que presenten un rang més estret de la composició molar de MgCO_3 amb un valor mitjà de 1,9 %.

Elements traça

El contingut en elements traça de les desdolomies es determina per deduir les condicions oxidants o reductores dels fluids que les van originar.

Les textures de desdolomies que s'han estudiat presenten una composició geoquímica d'elements traça molt similar entre elles, tot i que cal destacar algunes diferències.

El contingut de Mn, de Sr i de Na en tots els casos és molt baix i sovint està per sota els límits de detecció. En canvi el contingut en Fe és més variable. Les desdolomies xenotòpiques presenten uns continguts en Fe força elevats sobretot les del sector del Maestrat Oriental que afecten les dolomies de la Fm. de Les Talaies i les del sector del Turmell-Ports de Beseit que afecten els materials dolomititzats de l'Aptià. Les desdolomies hipidiotòpiques i idiotòpiques presenten continguts moderats de Fe, mentre que les desdolomies de ciment de dolomia barroca i les desdolomies zonades presenten continguts molt baixos de Fe.

La baixa quantitat de ferro i de manganès de les desdolomies es relaciona amb unes condicions oxidants del medi, en què tot el Fe i Mn precipita en forma d'òxids. És per això que en les textures de les desdolomies de ciment de dolomia barroca i les desdolomies zonades hi ha importants concentracions d'òxids acumulades als plans de creixement i plans d'exfoliació dels cristalls.

Així doncs, a partir d'aquestes dades, es dedueix que els fluids que circulen per la porositat de les dolomies per donar lloc a les desdolomies ho feien en unes condicions oxidants, excepte pel que fa a les desdolomies xenotòpiques en què el medi era possiblement més reductor.

Isòtops estables

En general les desdolomies presenten una composició isotòpica de l'oxigen molt similar a les dolomies a les quals reemplacen (de -9,5 a -3,8 ‰ PDB) i una composició isotòpica de

carboni lleugerament més negativa (de -11,2 a -0,3 ‰ PDB). Els valors de $\delta^{18}\text{O}$ i de $\delta^{13}\text{C}$ de les desdolomies són molt similars als del ciment esparític de calcita de tipus 1 (de -11,6 a -6,4 ‰ PDB i de -5,5 a -2,0 ‰ PDB respectivament). Aquesta similitud de resultats de la composició isotòpica de l'oxigen entre les dolomies i les desdolomies suggereix que van precipitar a partir de fluids de composicions químiques similars i probablement en condicions d'enterrament similars. Els valors de $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^{13}\text{C}$ de les desdolomies i del ciment esparític de calcita de tipus 1 suggereixen que aquestes fases van precipitar en ambients diagenètics somms a partir d'aigua meteòrica durant els primers estadis d'enterrament. Els valors negatius de $\delta^{13}\text{C}$ indiquen que la font del C prové de la dissolució de la matriu dolomítica i possiblement de C orgànic lleuger procedent de l'oxidació de la matèria orgànica i/o de la fotosíntesi.

A la zona del Tossal d'Orenga el nivell superior de dolomies està afectat per una superfície d'erosió que correspon a la discontinuïtat finiberriasiàtica (D3). Per sota aquesta discontinuïtat s'observa un augment progressiu dels valors de $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 10.26), que s'interpreta com que a mesura que augmenta la distància de la zona vadosa els valors de $\delta^{13}\text{C}$ s'assemblen més als de la roca calcària encaixant. Aquesta variació en la composició isotòpica reflecteix un canvi d'un sistema dominat pel fluid a la zona vadosa a un sistema tamponat per la roca a una certa distància de la zona vadosa (Zeeh *et al.*, 2000).

I sòtops radiogènics

Els isòtops radiogènics de les desdolomies són molt variables i alhora molt radiogènics (0,70760 i 0,70813). Aquests valors són més radiogènics que els del ciment esparític de calcita de tipus 1 (0,70736). Aquests valors alts i altament variables de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ poden indicar l'origen a partir d'aigües meteòriques que s'hagin enriquit en ^{87}Sr al circular per materials continentals diversos.

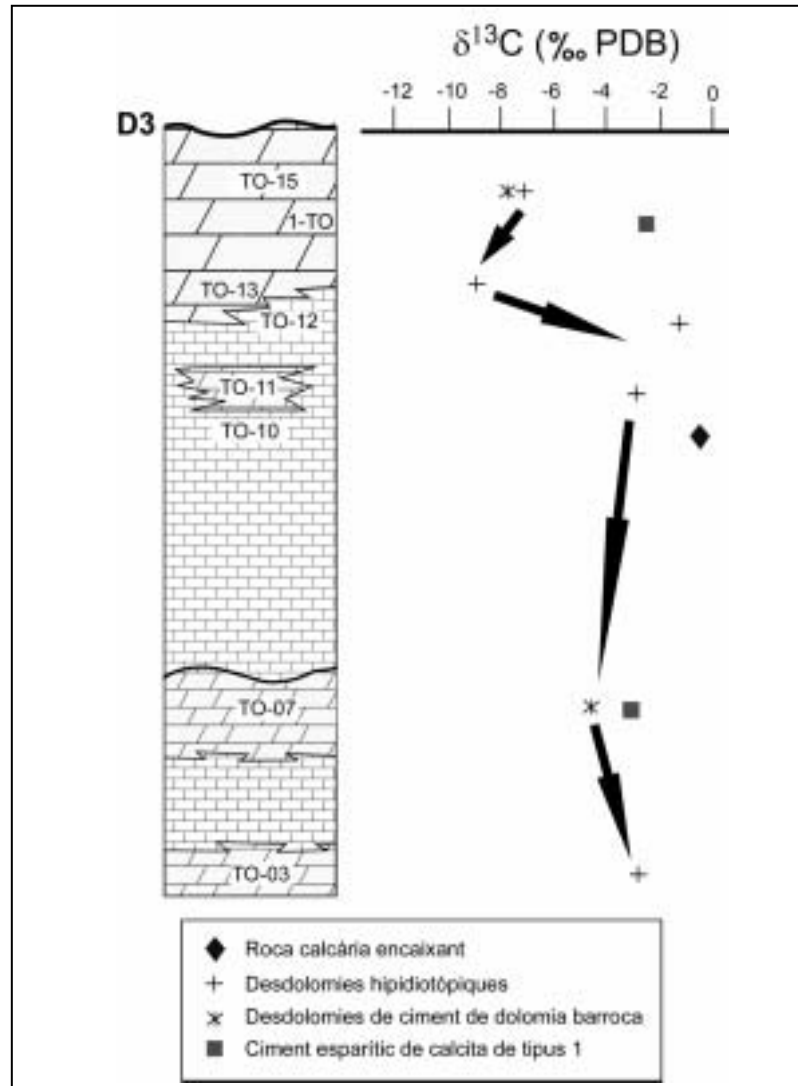


Figura 10.26. Columna estratigràfica sintètica de la zona del Tossal d'Orenga amb la relació de les mostres de desdoloria analitzades. S'observa un lleuger enriquiment d' ^{13}C a mesura que ens allunyem de la superfície d'erosió finiberriasiàica (D3).

10.2.3. Origen del Calci

Per la formació de les desdolories cal que les aigües saturades en carbonat càlcic que tinguin una relació de Ca/Mg molt elevada (Jones *et al.*, 1989). Aquestes condicions es compleixen a pressions parcials de CO_2 molt baixes, que són les que afavoreixen la solubilitat de la dolomita (Yanat'eva, 1955; De Groot, 1967). En els primers estudis de les desdolories s'havia dit que, perquè la desdolorització fos efectiva, calien temperatures inferiors a $50\text{ }^\circ\text{C}$ (De Groot, 1967) la qual cosa només podia tenir lloc en condicions superficials o bé pròximes a la superfície. Posteriorment Kastner (1982) va experimentar amb la calcitització de la dolomita a temperatures superiors a $200\text{ }^\circ\text{C}$. Sota aquestes condicions però caldrà que la relació aigua/roca

sigui molt elevada per tal de mantenir alta la relació de Ca/Mg i poder remoure el Mg^{2+} (Land i Prezbindwosky, 1981; Budai *et al.*, 1984; Sellwood *et al.*, 1987).

Un dels ambients en què es va considerar que la desdolomitització era efectiva fou en ambients amb una presència de sulfat de calci derivat de la dissolució de guix i/o anhidrita (Von Morlot, 1848; Makhalaev, 1957; Shearman *et al.*, 1961; Braddock and Bowles, 1963; Goldberg, 1967; Folkman, 1969; Frank, 1981; Back *et al.*, 1983; Thériault i Hutcheon, 1987; Jones *et al.*, 1989; Middleton *et al.*, 1990) o bé en zones on es produeixi l'oxidació de la pirita (Evamy, 1963; Folkman, 1969) i/o l'alteració de la dolomita ferrosa per aigua meteòrica oxigenada (Frank, 1981). Si bé inicialment es creia que era el SO_4 el que afavoria la desdolomitització (Evamy, 1963), posteriorment es va veure que era el contingut de Ca de la solució el que controlava el reemplaçament i els ions sulfat actuaven com a inhibidors del procés (Kastner, 1982). Segons Back *et al.* (1983) la desdolomitització a baixes temperatures tindrà lloc sempre i quan hi hagi dissolució de guix o bé un aport extern important de Ca^{2+} . Aquest fet l'explica pel cas d'aqüífers carbonatats amb presència de guix. En aquests aquífers l'aigua estarà saturada o lleugerament sobresaturada amb calcita degut a la presència de ions de Ca^{2+} producte de la dissolució del guix. Si la dissolució del guix progressa, la calcita pot arribar a precipitar. Si la calcita precipita disminueix el pH de l'aigua i el CO_3^{2-} marxa de la solució, aleshores es dissol dolomita. En aquífers carbonatats sense guix, la calcita i la dolomita es dissoldran fins que arribin a l'equilibri. L'equilibri de la calcita s'aconseguirà abans que el de la dolomita i per tant la calcita precipitarà abans d'arribar a la saturació de la dolomita.

A la conca del Maestrat durant el Cretaci superior (Maastrichtià) es van sedimentar les calcàries de la Fm. de Fortanete (Canérot *et al.*, 1982). Es tracta d'una successió de calcàries amb clastes negres i localment presenten una successió de calcàries, margues i guixos cap al sostre. Lateralment aquestes calcàries passen a la Fm. de la Sierra de la Pica. Els guixos que apareixen a la Fm. de Fortanete que poden arribar a tenir una potència de fins a 30 m (Meléndez *et al.*, 1985; IGME, 1991). L'aport del Ca necessari perquè es doni la desdolomitització podria provenir de la dissolució dels guixos de la Fm. de Fortanete.

10.2.4. Edat i model de desdolomitització

Ja hem vist que foren les aigües meteòriques en condicions oxidants i circulant per un sistema hidrològic obert són les responsables de la desdolomitització. L'entrada d'aigües meteòriques a la conca va tenir lloc en diversos moments preferents, entre els quals cal destacar: 1) al final del Berriasià, on es va formar una superfície erosiva (zona del Tossal d'Orenga; D3), 2) a la base de la Fm. d'Utrillas, amb l'exposició, erosió i entrada de siliciclàstics (D4) i 3) al final del Maastrichtià-Terciari (D5) (Salas *et al.*, 2000). Aquesta entrada d'aigües meteòriques estava associada a una emersió gairebé general de la conca seguida d'una entrada de dipòsits fluvials i deltaics de caràcter siliciclàstic i sistemes lacustres més o menys restringits amb carbonats d'aigua dolça i localment evaporites a la zona del Órganos de Montoro (Fm. de Fortanete, Canérot *et al.*, 1982).

En el cas de les discontinuïtats D3 i D4 no hi ha notícies d'haver-hi dipòsits evaporítics associats i per tant queden descartats, com a etapes de desdolomitització. En canvi, durant el Terciari inferior basal la sedimentació era principalment continental i estava controlada per una etapa de fracturació que va generar el gradient topogràfic que podia haver afavorit l'entrada d'aigües meteòriques a la conca a través de les fractures. La presència dels guixos (CaSO_4) de la Fm. de Fortanete que amb la seva dissolució aportarien el Ca necessari, juntament amb la infiltració d'aigües meteòriques oxidants serien favorables a la saturació de la calcita i la dissolució de la dolomita (Back *et al.*, 1983).

10.3. CIMENTS DE CALCITA POSTDOLOMITITZACIÓ

La porositat vacuolar, intercrystal.lina i de fractura de les dolomies van ser els únics camins de migració pels fluids responsables de la cimentació de calcita durant els últims estadis diagenètics que van afectar la Fm. de Bovalar.

Aquests ciments de calcita posteriors als processos de dolomitització foren: a) el ciment esparític de calcita de tipus 1 i b) el ciment esparític de calcita de tipus 2.

Els ciments de calcita post-dolomitització es coneixen a la literatura com a “*late spar calcite cement*” (Kaufman *et al.*, 1990; Mountjoy i Halim-Dihardja, 1991; Middleton *et al.*, 1993; Mountjoy *et al.*, 1999; Machel i Cavell, 1999). Les característiques petrològiques i geoquímiques de cada un d’ells s’han anat descrivint al llarg de les diverses zones estudiades. En aquest apartat s’analitzaran les característiques que els fan diferents els uns dels altres i es farà una interpretació dels fluids que els van generar.

Les característiques físiques (morfologia i mida dels cristalls) dels dos ciments són molt similars, així com també ho és la posició que estan ocupant. Una de les característiques petrològiques que els fa diferents és la seva luminiscència. El ciment esparític de calcita de tipus 1 es caracteritza per ser en general no luminiscent. Malgrat tot, pot variar de forma significativa i en alguns casos apareixen algunes bandes motejades taronja luminiscent o bé una franja homogènia taronja opaca o brillant (Figura 10.27). El ciment esparític de calcita de tipus 2 en canvi, presenta una luminiscència molt constant al llarg de tots els sectors estudiats i es caracteritza per una primera etapa no luminiscent o homogènia taronja luminiscent i una segona etapa formada per l’alternança de bandes taronges brillants i bandes no luminiscent. Localment al sector del Turmell-Ports de Beseit, el ciment esparític de calcita de tipus 2 és majoritàriament no luminiscent (Figura 10.27).

Contràriament al que s’ha anat interpretant a partir dels colors i zonacions de catodoluminiscència, és improbable que els ciments carbonatats es formin a partir de composicions idèntiques, sincrònicament en desenes a centenars de quilòmetres de distància en un mateix aquífer. Els principals factors que controlen els colors de catodoluminiscència, la intensitat i la zonació dels carbonats diagenètics són els següents (Machel i Burton, 1991):

1. El potencial dels activadors (principalment el Mn i algunes terres rares), els sensititzadors (el Pb i el Ce) i els inhibidors (principalment el Fe, però també el Ni i el Co).

2. Els coeficients de distribució i l'activitat d'aquests activadors, sensititzadors i inhibidors, que depenen en major part del coeficient d'activitat, de l'activitat del Ca, de les taxes de creixement, de la temperatura, de l'estructura superficial del cristall, de les espècies en suspensió i del particionament del desequilibri a la solució.

3. La zonació dels cristalls (concèntrica o sectorial)

4. La concentració dels activadors, sensititzadors i inhibidors ens els fluids diagenètics que impliquen a) canvis en el potencial redox (fases que controlen les concentracions de Mn^{2+} i Fe^{2+} , equilibri químic, cinètic i microbiòtic, reaccions redox interdependents, equilibri electroquímic, particionament interdependent), b) diagènesi en sistemes tancats, c) diagènesi de la matèria orgànica i dels minerals argilosos i finalment, d) font dels fluids exòtics/externs.

5. Les variacions temporals i espaials en la química de la solució com ara els estats de saturació, les variacions en la concentració de Mn^{2+} , Fe^{2+} i Eh i les taxes de canvis en els paràmetres dels fluids.

6. La integració de tots aquests factors.

Una altra característica important dels ciments esparítics de calcita són la seva associació amb la presència de desdolomies. El ciment esparític de calcita de tipus 1 està sempre associat a la presència de desdolomies, mentre que el ciment esparític de calcita de tipus 2 no hi està. En general s'observa que el ciment esparític de calcita de tipus 1 quan està en contacte amb dolomita, els cristalls o bé estan desdolomititzats o bé presenten les cares corroïdes i parcialment dissoltes (Figura 10.28). El ciment esparític de calcita de tipus 2, en canvi, no desdolomititza i els cristalls de dolomita del voltant no estan ni corroïts ni dissolts (Figura 10.29).

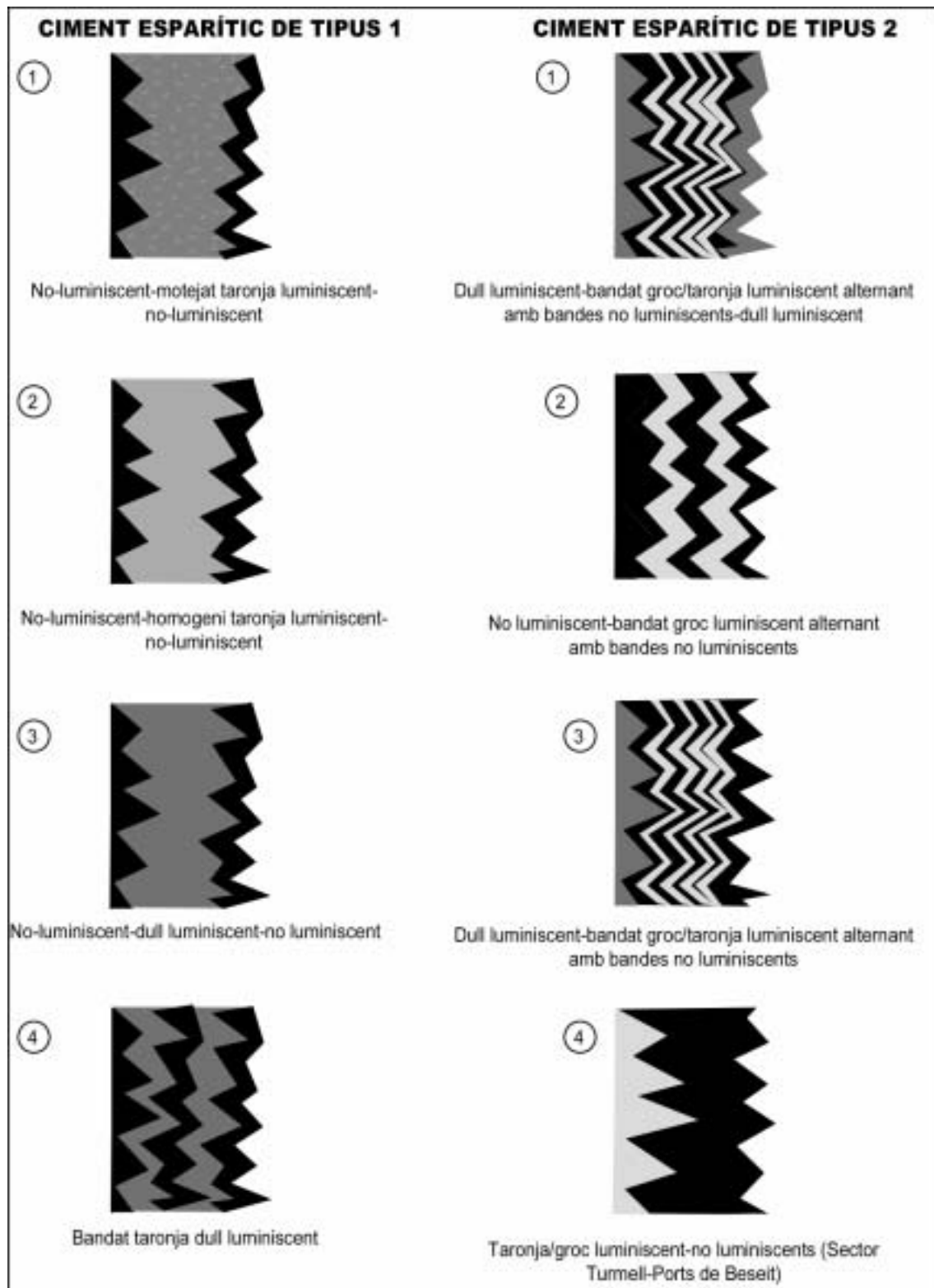


Figura 10.27. Aspecte dels ciments esparítics de calcita de tipus 1 i 2 al microscopi de catodoluminiscència .

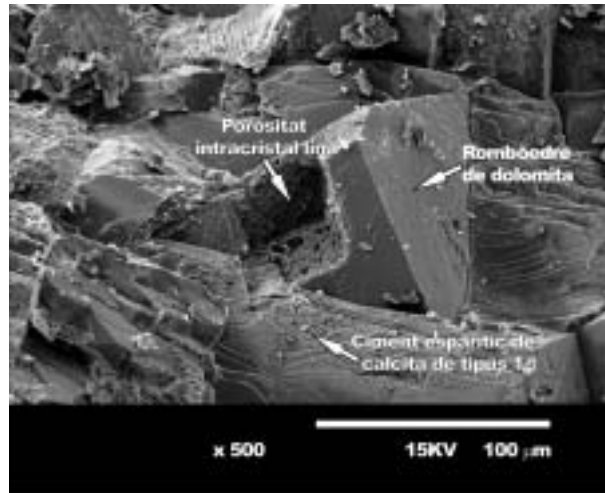


Figura 10.28. A la fotografia de microscopi electrònic s'observa un romboedre de dolomita amb una porositat intracristal·lina irregular probablement causada per dissolució associada a la presència de ciment esparític de calcita de tipus 1.

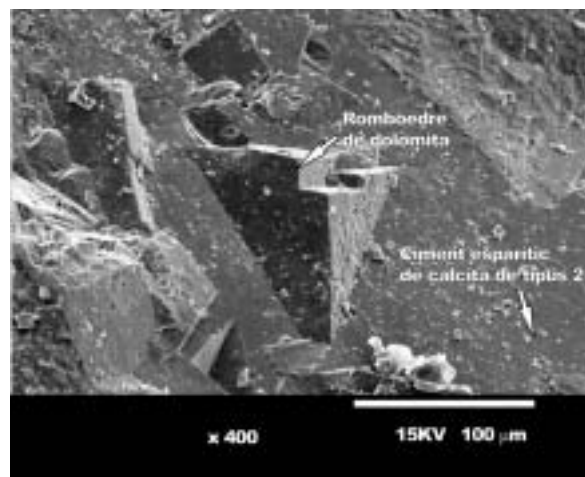


Figura 10.29. A la fotografia de microscopi electrònic s'observa un gran cristall de ciment esparític de calcita de tipus 2 que engloba a un romboedre de dolomita sense que aquest hagi sofert dissolució.

La composició elemental del fluid a partir del qual la calcita ha precipitat s'ha calculat a partir de la relació Mg/Ca de la calcita i aplicant la equació del coeficient de distribució de McIntire (1963). Els estudis experimentals que s'han fet per obtenir els coeficients de distribució del Mg de les calcites donen valors de $K_{Mg} = 0,012$ a 25 °C i 0,028 a 40 °C (Mucci i Morse, 1983; Mucci, 1987), o $K_{Mg} = 0,1163 \pm 0,0034$ a 90 °C (Katz, 1973), o des de 0,013 a 10^{-1} atm. fins a 0,024 a 10^{-5} atm. a una temperatura constant de 25 °C (Burton i Walter, 1991).

L'equació del coeficient de distribució és:

$$\left(\frac{{}^m\text{Mg}}{{}^m\text{Ca}}\right)_s = K \left(\frac{{}^m\text{Mg}}{{}^m\text{Ca}}\right)_l$$

on ${}^m\text{Mg}$ és la concentració molar de Mg, ${}^m\text{Ca}$ és la concentració molar de Ca, s és el sòlid, l és el líquid i K és el coeficient de distribució

Els càlculs s'han fet per tres coeficients de distribució diferents $K_{\text{Mg}} = 0,012, 0,028$ i $0,1163$ corresponents a $25\text{ }^\circ\text{C}$, $40\text{ }^\circ\text{C}$ i $90\text{ }^\circ\text{C}$ respectivament. Segons Howson *et al.* (1987), les aigües meteòriques presenten una relació de Mg/Ca des de 0,2 a 1,4, mentre que l'aigua marina presenta una relació Mg/Ca de 5. Segons Collins (1975), les aigües de prop de la superfície tenen una relació molar Mg/ Ca que oscil·la entre 0,05 i 0,52 (amb un valor mitjà de 0,17), les aigües meteòriques tenen una relació molar de Mg/ Ca entre 0,082 i 0,89 (amb un valor mitjà de 0,37), i l'aigua marina és 5,3.

Els valors obtinguts pels ciments de calcita post-dolomitització són els següents:

El ciment esparític de calcita de tipus 1 presenta una relació Mg/Ca entre 0,008 i 5,950, tot i aquests valors tan elevats, hem interpretat que es tractava d'aigües meteòriques que reflecteixen l'alliberament de Mg^{2+} de les dolomies en el procés de desdolomitització, i per tant l'elevada influència de la roca encaixant dolomítica. Localment aquestes mostres tenen ferro, però en la majoria dels casos aquest es concentra en forma d'òxids.

El ciment esparític de calcita de tipus 2 presenta una relació Mg/Ca entre 0,037 i 0,677, per unes temperatures dels fluids precipitants obtingudes a partir de les inclusions fluides d'entre $43\text{ }^\circ\text{C}$ a $91\text{ }^\circ\text{C}$. Els resultats obtinguts són consistents amb els valors de les aigües de formació prop de la superfície i/o meteòriques.

Pel que fa als isòtops estables, el ciment esparític de calcita de tipus 1 i el ciment esparític de calcita de tipus 2 es caracteritzen per una composició isotòpica de l'oxigen molt similar entre ells i una composició isotòpica de carboni més lleugera en el ciment esparític de calcita de tipus 2.

Comparant els valors isotòpics de la roca calcària encaixant i els ciments esparítics de calcita (Figura 10.30) s'observa que el ciment esparític de calcita de tipus 1 és molt diferent en

$\delta^{18}\text{O}$ i poc diferent en $\delta^{13}\text{C}$ respecte la roca calcària encaixant, mentre que el ciment esparític de calcita de tipus 2 la variació de $\delta^{13}\text{C}$ respecte la roca calcària encaixant és més elevada i la de $\delta^{18}\text{O}$ és menor.

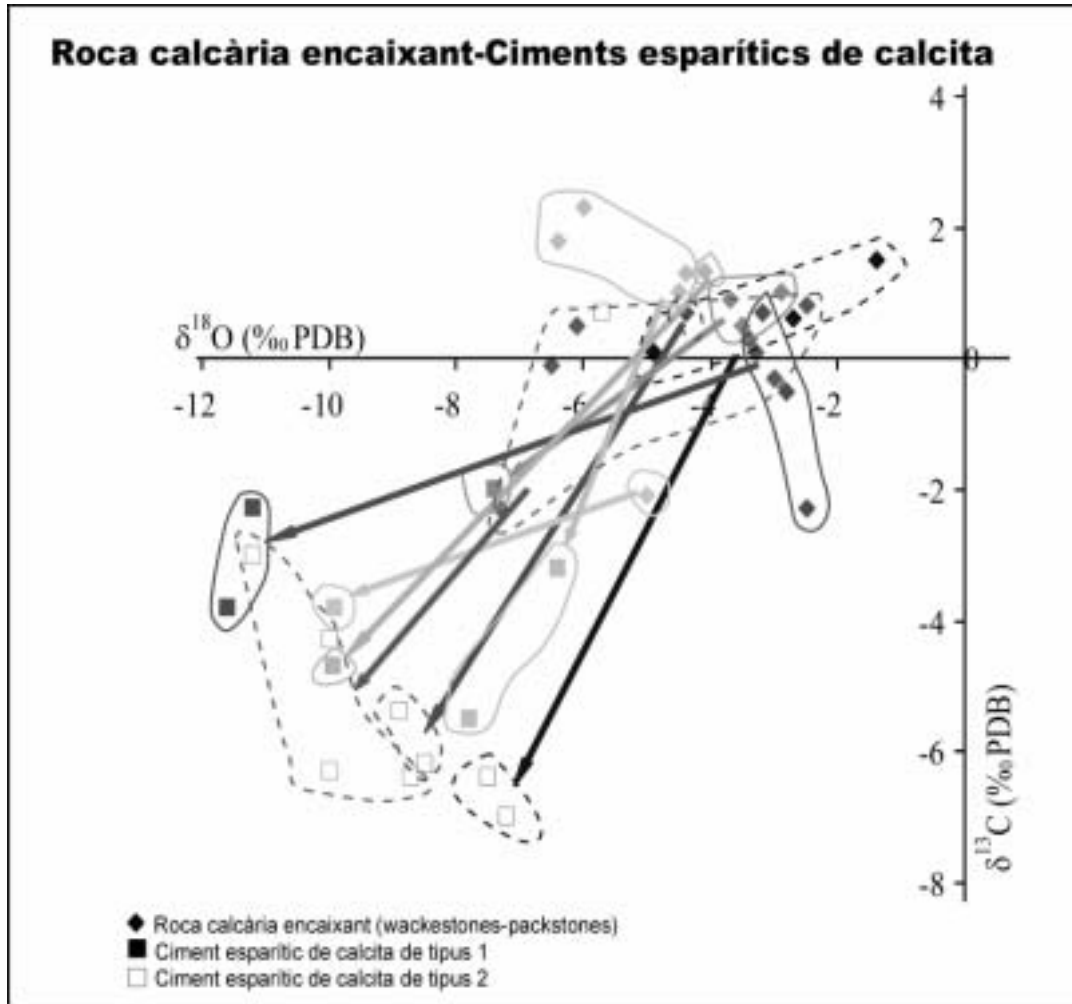


Figura 10.30. Diagrama de la relació isotòpica de $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^{13}\text{C}$ entre la roca calcària encaixant i els ciments esparítics de calcita que afecten la Fm. de Bovalar. Les àrees contínues indiquen variacions de la roca calcària encaixant amb el ciment esparític de calcita de tipus 1 i les àrees discontinues indiquen variacions de la roca calcària encaixant amb el ciment esparític de calcita de tipus 2.

Comparant els valors isotòpics dels dos tipus de ciments esparítics de calcita i les dolomies de reemplaçament s'observa una major variació en la composició isotòpica del carboni i una menor variació en la $\delta^{18}\text{O}$ respecte la roca dolomítica encaixant que respecte la roca calcària encaixant (Figura 10.31).

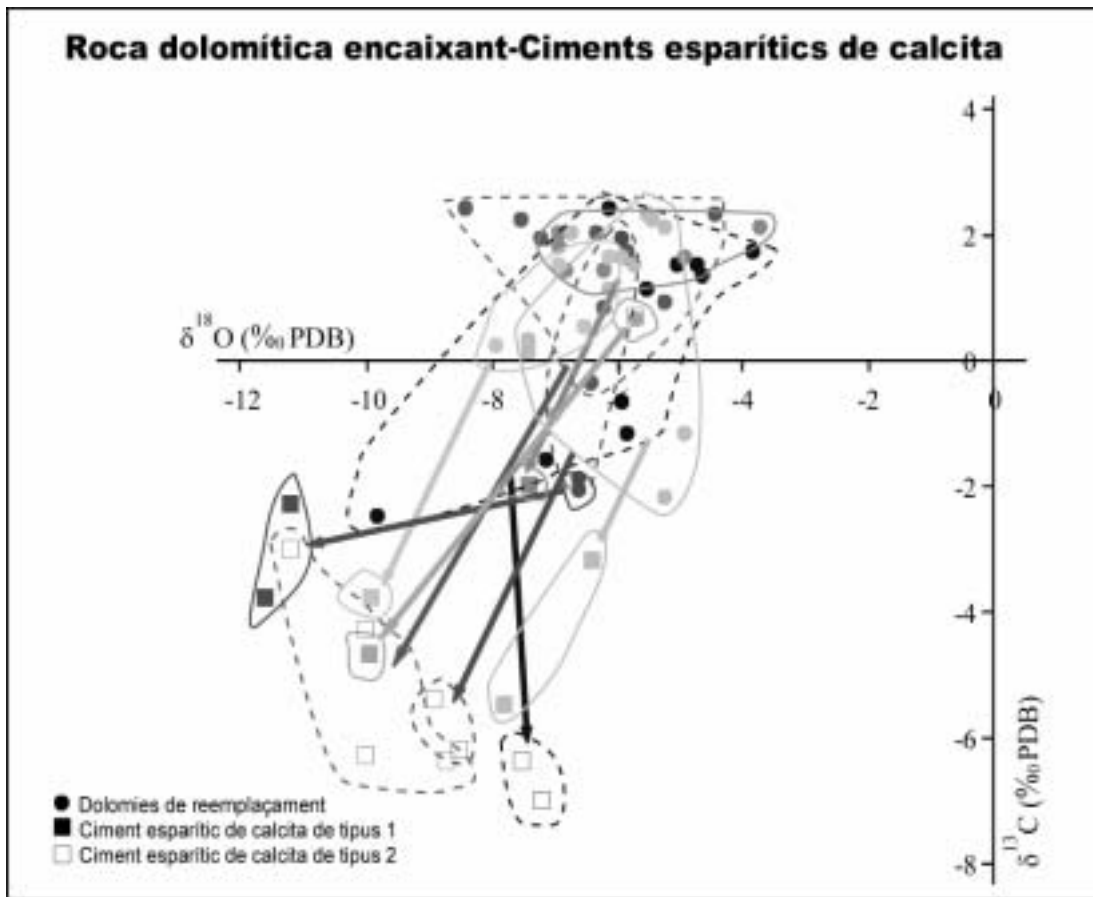


Figura 10.31. Diagrama de la relació isotòpica de $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^{13}\text{C}$ entre la roca dolomítica encaixant i els ciments esparítics de calcita que afecten la Fm. de Bovalar. Les àrees contínues indiquen variacions de la roca calcària encaixant amb el ciment esparític de calcita de tipus 1 i les àrees discontinues indiquen variacions de la roca calcària encaixant amb el ciment esparític de calcita de tipus 2.

La composició isotòpica del carboni i de l'oxigen indiquen la seva formació a partir d'aigües meteòriques. La major semblança dels isòtops de carboni del ciment esparític de calcita de tipus 1 amb la roca dolomítica encaixant indica va precipitar en un sistema hidrològic més tancat, amb més influència de la roca encaixant dolomítica. La catodoluminiscència (no luminescent i/o opaca) d'aquestes roques reflecteix la precipitació en una zona oxidant i prop de la superfície. La precipitació del ciment esparític de calcita de tipus 1 tingué lloc durant la inversió terciària (Oligocè-Miocè)

El ciment esparític de calcita de tipus 2 presenta una diferència important en la composició isotòpica de ^{13}C respecte la roca dolomítica encaixant. La luminescència d'aquest ciment (generalment brillant i amb bandes) reflecteix la seva precipitació en una zona reductora. Els valors de la relació Mg/Ca i els valors negatius de la composició isotòpica del carboni indiquen que aquesta precipitació va tenir lloc a partir d'aigües meteòriques en condicions

freàtiques. Els valors isotòpics de l'oxigen negatiu (-11,2 a -5,7 ‰ PDB) i les dades d'inclusions fluides que oscil·len entre 43 i 91 °C indiquen unes temperatures de precipitació elevades i unes aigües hidrotermals. La salinitat d'entre 0 i 7,8 ‰ en pes equivalent de NaCl indica una modificació de la composició de les aigües meteòriques.

Per tant es pot concloure que una barreja de fluids marins i meteòrics van infiltrar-se i després d'escalfar-se a una certa profunditat van precipitar en una zona reductora freàtica. La precipitació d'aquest tipus de ciment va tenir lloc posteriorment a la precipitació del ciment esparític de calcita de tipus 1 i per tant, posterior a la inversió terciària.

Les similituds d'aquest ciment amb altres que s'han descrit a la literatura regional d'aquesta zona associats a l'extensió neògena (Travé *et al.*, 1998; Rossi *et al.*, 2001) així com l'existència d'events hidrotermals durant el Neogen (Albert, 1976), fa que se'ls atribueixi a aquests darrers ciments una edat neògena.

11. CONCLUSIONS

1. A la Zona d'Enllaç i la Cadena Costanera Catalana hi ha tres tipus de dolomies hidrotermals controlades per fractures i discontinuïtats estratigràfiques relacionades amb les discontinuïtats J9/J10, D3 i D4. Aquestes dolomies es presenten en dues situacions: a) superfícies lligades a la corresponent discontinuïtat i b) lluny de les discontinuïtats a les parts més profundes relacionades amb fractures.
2. A la Cadena Costanera Catalana hi ha dolomies d'edat barremiana que són producte d'un model de barreja d'aigües meteòriques i marines, sense cap control estructural.
3. Cada un dels tres processos de dolomitització hidrotermal es produeix durant el període de temps que abasta la discontinuïtat corresponent. En concret, les dolomies a la discontinuïtat finiberriasià (D3) es van generar durant l'interval de 128,5 a 121,5 Ma.
4. Hi ha suficients evidències petrològiques i geoquímiques per descartar la recristal·lització de les textures dolomítiques a mesura que augmentava la profunditat d'enterrament de la formació. Aquest fet permet per tant, deduir les característiques dels geofluids dolomititzants a partir de les fàbriques actuals.
5. La composició dels fluids dolomititzants, en concret, de l'etapa del Titònic-Berriasià, eren salmorres amb salinitat que oscil·lava entre 16 i 23 % en pes equivalent de NaCl. La composició isotòpica del fluid dolomititzant (SMOW) indica fluids reequilibrats isotòpicament amb salmorres evaporítiques i fluids de conca profunds.
6. La temperatura dels fluids dolomititzants determinada a partir dels isòtops d'oxigen i de les inclusions fluides són superiors a les temperatures d'enterrament de la formació durant

l'interval de dolomitització, la qual cosa està d'acord amb la procedència més profunda d'aquests fluids.

7. Els isòtops radiogènics de Sr de les dolomies indiquen que els fluids dolomititzants van travessar els nivells evaporítics del Triàsic i Lias prèviament a la dolomitització. El balanç de massa realitzat per conèixer la procedència del Mg necessari perquè es produeixi la dolomitització, conclou que les aigües de formació de les evaporites del Triàsic i Lias en són plausiblement la font principal.
8. El model conceptual de la dolomitització es centra en el descens a través de fractures de fluids meteòrics que arriben fins al nivell d'aqüífer del Muschelkalk inferior, on es reequilibra tèrmicament. Posteriorment aquests fluids ascendeixen molt ràpidament per advecció cap a nivells superiors. En el seu pas pels trams evaporítics del Triàsic i Lias basal adquireixen el Sr radiogènic i es produeix un reequilibri isotòpic del fluid. L'ascensió dels fluids per les fractures té lloc fins a la superfície on es formaran fonts hidrotermals. En el camí de pujada quan els fluids troben nivells suficientment permeables migren lateralment; és el cas de les calcàries de la Fm. de Bovalar. Perquè durant l'ascens no es produeixi el reequilibri tèrmic cal que la velocitat d'ascens sigui molt elevada, el qual és consistent amb un model hidrològic hidrotermal.
9. Les diverses dolomies hidrotermals presenten posteriors processos de desdolomitització. La desdolomitització té lloc en condicions oxidants en un medi subsuperficial a partir de fluids diluïts d'aigües meteòriques i de baixa temperatura. L'exposició subaèria de la conca va tenir lloc durant el Cretaci superior-Terciari.

12. BIBLIOGRAFIA

- Adams, J. E. i Rhodes, M. L. (1960), Dolomitization by seepage refluxion. AAPG Bulletin, **44**, p. 1920.
- Ahr, W. M. (1973), The carbonate ramp an alternative to the shelf model. Gulf Coast Association of Soc. Transactions, **32**, p. 225.
- Al-Aasm, I. (2000), Chemical and isotopic constraints for recrystallization of sedimentary dolomites from the Western Canada Sedimentary Basin. Aquatic Geochemistry, **6**, p. 227-248.
- Al-Aasm, I. (2000), Chemical and isotopic constraints for recrystallization of sedimentary dolomites from the Western Canada Sedimentary Basin. Aquatic Geochemistry, **6**, p. 227-248.
- Al-Aasm, I. i Packard, J. J. (2000), Stabilization of early-formed dolomite: a tale of divergence from two Mississippian dolomites. Sedimentary Geology, **131**, p. 97-108.
- Albert, J. F. (1976). Estudio Geotérmico preliminar de Cataluña. Tesi doctoral Universitat de Barcelona. 460 p.
- Alderman, A. R. i Skinner, H. C. W. (1957), Dolomite sedimentation in the south-east of South Australia. American Journal of Science, **255**, p. 561-567.
- Alexanderson, E. T. (1972), Micritization of carbonate particles: processes of precipitation and dissolution in modern shallow-marine sediments. Bull. Geo. Inst. Univ. Upsala, N. S., **3**, p. 201-236.
- Al-Hashami, W. S. i Hemingway, J. E. (1973), Recent dedolomitization and the origin of rusty crusts of Northumberland. Journal of Sedimentary Petrology, **43**, p. 82-91.

- Allan, J. R. i Wiggins, W. D. (1993), Dolomite reservoirs: geochemical techniques for evaluating origin and distribution, Tulsa, Oklahoma, U.S.A, American Association of Petroleum Geologists, p. 1-129.
- Allen, P. A. i Allen, J. R. (1990), Basin analysis; principles and applications. Blackwell Scientific Publications, Oxford, UK, 451 p.
- Almera, J. (1897), Reconocimiento de la presencia del primer piso mediterráneo en el Penedés. Memoria de la Real Academia de Ciencias y Arte, Barcelona.
- Alonso, A. i Mas, R. (1990), El Jurásico superior marino en el Sector Demanda-Cameros (La Rioja-Soria). Cuadernos de Geología Ibérica, **14**, p. 173-198.
- Anadón, P., Cabrera, Ll., Guimerà, J. i Santanach, P. (1985), Paleogene strike-slip deformation and sedimentation along the southeastern margin of the Ebro Basin. In: Strike-slip deformation basins: formation and sedimentation. K. T. Biddle i N. Christie-Blick (eds), SEPM Special Publication, p. 303-318.
- Anderson, G. M. (1991), Organic maturation and ore precipitation in southeast Missouri. Economic Geology, **86**, p. 909-926.
- Andreu, A., Calvet, F., Font, X. i Viladevall, M. (1987), Las mineralizaciones de Pb-Ba en el Muschelkalk inferior de los catalánides. Cuadernos de Geología Ibérica, **11**, p. 779-795.
- Atwood, D. K. i Bubb, J. N. (1970), Distribution of dolomite in a tidal-flat environment, Sugarloaf Key, Florida. Journal of Sedimentary Petrology, **78**, p. 499-505.
- Aulstead, K. L. i Spencer, R. J. (1985), Diagenesis of the Keg River Formation, northeastern Alberta: fluid inclusion evidence. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, **33**, p. 167-183.
- Aurell, M. (1990). El Jurásico superior en la Cordillera Ibérica Central (provincias de Zaragoza y Teruel). Análisis de cuenca. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza. 389 p.
- Aurell, M. (1991), Identification of systems tracts in low-angle carbonate ramps: examples from the Upper Jurassic of the Iberian Chain (Spain). Sedimentary Geology, **73**, p. 101-115.
- Aurell, M., Fernández-López, S. i Meléndez, G. (1994), The Middle-Upper Jurassic oolitic ironstone level in the Iberian Range (Spain): eustatic implications. Geobios M. S., **17**, p. 549-561.

- Back, W., Hanshaw, B. B., Plummer, L. N., Rahn, P. H., Rightmire, C. T. i Rubin, M. (1983), Process and rate of dedolomitization: Mass transfer and ^{14}C dating in a regional carbonate aquifer. *Geological Society of America Bulletin*, **94**, p. 1415-1429.
- Badiozamani, K. (1973), The Dorag dolomitization model - application to the middle Ordovician of Wisconsin. *Journal of Sedimentary Petrology*, **43**, p. 965-984.
- Baker, P. A. i Burns, S. J. (1985), Occurrence and formation of dolomite in organic-rich continental margin sediments. *AAPG Bulletin*, **69**, p. 1917-1930.
- Baker, P. A. i Kastner, M. (1981), Constraints on the formation of sedimentary dolomite. *Science*, **213**, p. 214-246.
- Banks, G. (1970), Nature and origin of early and late chert in the Leadville Limestone, Colorado. *Geological Society of America Bulletin*, **81**, p. 3033-3048.
- Banner, J. L., Hanson, G. N. i Meyers, W. J. (1988), Rare earth element and Nd isotopic variations in regionally extensive dolomites from the Burlington-Keokuk Formation (Mississippian): implications for REE mobility during carbonate diagenesis. *Journal of Sedimentary Research*, **58**, p. 415-432.
- Bartrina, T., Hernández, E. i Serrano, A. (1990), Estudio de subsuelo del Trias salino en la Depresión Intermedia. In: Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante: nuevas aportaciones y guía de superficie. F. Ortí i J. M. Salvany (eds), p. 232-245.
- Bathurst, R. G. C. (1971), *Carbonate sediments and their diagenesis*, Amsterdam, Elsevier, 620 p.
- Bathurst, R. G. C. (1975), *Carbonate sediments and their diagenesis*, Amsterdam, Elsevier, 658 p.
- Black, D. F. B., Mac Quown, W. C. i Dettaas, R. J. (1981), The relation of dolomite associated with faults to the stratigraphy and structure of Central Kentucky. In: Contributions to the Geology of Kentucky. Geological Survey of Professional Paper 1151-A, p. A1-A19.
- Braddock, W. A. i Bowles, G. C. (1963), Calcitization of dolomite by calcium sulphate solutions in the Minnelusa Formation, Black Hills, South Dakota and Wyoming. *Prof. Pap. U. S. geol. Surv.*, **475**, p. 96.
- Braithwaite, C. J. R. i Rizzi, G. (1994), The geometry of diagenesis. *Journal of Geological Education*, **42**, p. 143-146.

- Braun, M. i Friedman, G. M. (1970), Dedolomitization fabric in peels: a possible clue to unconformity surfaces. *Journal of Sedimentary Petrology*, **40**, p. 417-419.
- Budai, J. M., Lohmann, K. C. i Owen, R. M. (1984), Burial dedolomite in the Mississippian Madison Limestone, Wyoming and Utah Thrust Belt. *Journal of Sedimentary Petrology*, **54**, p. 276-288.
- Budd, D. A. (1997), Cenozoic dolomites of carbonate islands: their attributes and origin. *Earth-Science Review*, **42**, p. 1-47.
- Bulard, P. F. (1972). Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique sur la bordure du Bassin de l'Ebre (Espagne). Tesi Doctoral, Universitat de Nice. 702 p.
- Burke, W. H., Denison, R. E., Hetherington, E. A., Koepnick, R. B., Nelson, H. F. i Otto, J. B. (1982), Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. *Geology*, **10**, p. 516-519.
- Burns, S. J., Baker, P. A. i Showers, W. J. (1988), The factors controlling the formation and chemistry of dolomite in organic-rich sediments: Miocene Drakes Bay Formation, California. In: *Sedimentology and Geochemistry of Dolostones*. V. Shukla i P. A. Baker (eds), Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral., p. 41-52.
- Burns, S. J., McKenzie, J. A. i Vasconcelos, C. (2000), Dolomite formation and biogeochemical cycles in the Phanerozoic. *Sedimentology*, **47**, p. 49-61.
- Burton, E. A. i Walter, L. M. (1991), The effects of P_{CO_2} and temperature on magnesium incorporation in calcite in seawater and $\text{MgCl}_2\text{-CaCl}_2$ solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**, p. 777-785.
- Bustillo, M. A. i Riuz-Ortiz, P. A. (1987), Chert occurrences in carbonate turbidites: examples from the Upper Jurassic of the Betic Mountains (southern Spain). *Sedimentology*, **34**, p. 611-621.
- Calvet, F. i Ramón, X. (1987), Estratigrafia, Sedimentología y diagénesis del Muschelkalk inferior de los Catalánides. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **11**, p. 141-169.
- Calvet, F., March, M. i Pedrosa, A. (1987), Estratigrafia, sedimentología y diagénesis del Muschelkalk superior de los Catalánides. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **11**, p. 171-197.
- Calvet, F., Tucker, M. E. i Henton, J. M. (1990), Middle Triassic carbonate ramp systems in the Catalan Basin, NE Spain,; facies, system tracts, sequences and controls. In: *Carbonate platforms,; facies, sequences and evolution*. M. E. Tucker, J. L. Wilson, P.

- D. Crevello, J. R. Sarg i J. F. Read (eds), Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 9, p. 79-108.
- Canérot, J. (1974). Recherches géologiques aux confins des chaînes ibérique et catalane (Espagne). Tesi Doctoral. Universitat de Tolouse, ENADIMSA, 5(2). 517p.
- Canerot, J., Cugny, P., Pardo, G., Salas, R. i Villena, J. (1982), Ibèria Central-Maestrazgo. In: El Cretácico de España. Universidad Complutense de Madrid, p. 273-344.
- Carballo, J. D., Land, L. S. i Miser, D. E. (1987), Holocene dolomitization of supratidal sediments by active tidal pumping, Sugarloaf Key, Florida. *Journal of Sedimentary Petrology*, **57**, p. 153-165.
- Carpenter, A. B. (1980), The chemistry of dolomite formation I: the stability of dolomite. In: Concepts and models of dolomitization. D. H. Zenger, J. B. Dunham i R. L. Ethington (eds), *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner.*, **28**, p. 111-121.
- Cervato, C. S. i Mullis, J. (1992), Chemical study of tectonically controlled hydrothermal dolomitization: an example from the Lessini Mountains, Italy. *Geologische Rundschau*, **81**, p. 347-370.
- Choquette, P. W. i James, B. (1990), Carbonate diagenesis on the modern and ancient sea floor, meteoric diagenesis and diagenesis in the zone of mixed waters. In: The development of porosity in carbonate reservoirs; short course notes. G. R. Bloy i M. G. Hadley (eds), *Can. Soc. Pet. Geol.*, p. 1.1-1.63.
- Choquette, P. W. i James, N. P. (1987), Diagenesis 12. Diagenesis in Limestones-3. The Deep burial environment. *Geoscience Canada*, **14**, p. 3-35.
- Choquette, P. W. i Pray, L. C. (1970), Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **54**, p. 207-250.
- Churcher, P. L. i Majid, A. H. (1989), Similarities between the Tangent-Wabamun type play of the Alberta Basin and the Albion-Scipio type play of the Michigan Basin. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **37**, p. 241-245.
- Claypool, G. E., Holser, W. T., Kaplan, I. R., Sakai, H. i Zak, I. (1980), The age curves of sulphur and oxygen isotopes in marine sulphate and their interpretation. *Chemical Geology (Isotope geoscience section)*, **28**, p. 199-260.
- Collins, A. G. (1975), *Geochemistry of Oil Field Waters*. Developments in Petroleum Science, Amsterdam, Elsevier, p. 496 p.

- Colomer, M. i Santanach, P. (1988), Estructura y evolución del borde suroccidental de la fosa Calatayud-Darona. *Geogaceta*, **4**, p. 29-31.
- Combes, P. J. (1969). Recherches sur la genèse des bauxites dans le NE de l'Espagne, Le Languedocien et l'Ariege (France). Universitat de Montpellier, Mém. Cent. Etud. Rech. Hydrogeol., 3-4, 375 p.
- Compton, J. S. (1988), Degree of supersaturation and precipitation of organogenic dolomite. *Geology*, **16**, p. 318-321.
- Coniglio, M. (1987), Biogenic chert in the Cow Head Group (Cambro-Ordovician), western Newfoundland. *Sedimentology*, **34**, p. 813-823.
- Coniglio, M., Sherlock, R., Williams-Jones, A. E., Middleton, K. i Frape, S. K. (1994), Burial and hydrothermal diagenesis of Ordovician carbonates from the Michigan Basin, Ontario, Canada. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, **21**, p. 231-254.
- Craig, H., (1965), The measurement of oxygen isotope paleotemperatures. In: Stable Isotope studies in oceanographic studies and paleotemperatures. E. Tongiorgi (ed), Pisa, Lab. Géol. nucl.-C.N.R., p. 3-24.
- Curtis, R., Evans, G., Kinsman, D. J. i Sharman, D. J. (1963), Association of dolomite and anhydrite in the Recent sediments of the Persian Gulf. *Nature*, **197**, p. 679-680.
- De Groot, K. (1967), Experimental dedolomitization. *Journal of Sedimentary Petrology*, **37**, p. 1216-1220.
- Dietrich, R. V., Hobbs, C. R. B. i Lowry, W. D. (1963), Dolomitization interrupted by silicification. *Journal of Sedimentary Petrology*, **33**, p. 646-663.
- Dix, G. R. (1993), Patterns of burial and tectonically controlled dolomitization in an Upper Devonian Fringing-reef complex: Leduc formation, Peace River Arch area, Alberta, Canada. *Journal of Sedimentary Petrology*, **63**, p. 628-640.
- Dorobek, S. L. i Filby, R. H. (1988), Origin of dolomites in a downslope biostrome, Jefferson Formation (Devonian), central Idaho: evidence from REE patterns, stable isotopes and petrography. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **36**, p. 202-215.
- Drivet, E. i Mountjoy, E. W. (1997), Dolomitization of the Leduc Formation (Upper Devonian), Southern Rimbey-Meadowbrook Reef Trend, Alberta. *Journal of Sedimentary Research*, **67**, p. 411-423.

- Durocher, S. i Al-Aasm, I. (1997), Dolomitization and neomorphism of Mississippian (Visean) Upper Devonian Formation, Blueberry Field, Northeastern British Columbia: geologic, petrologic, and chemical evidence. *AAPG Bulletin*, **81**, p. 954-977.
- Emmendorfer, A. P. (1989), Structural influences in Gavilan Mancos Oil Pool: fractures, dolomitization, mineralization. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **73**, p. 1154.
- Emmendorfer, A. P. (1992), Tectonic dolomitization in the Gavilan Mancos Oil Pool, Rio Arriba County, New Mexico. In: 43rd Field conference, San Juan Basin IV. New Mexico Geological Society, p. 123-131.
- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H. A. i Urey, H. (1953), Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geological Society of America Bulletin*, **64**, p. 1315-1326.
- Esteban, M. (1969). *Petrología de las calizas cretácicas del sector oriental de la provincia de Tarragona*. Tesi de Llicenciatura. Universitat de Barcelona. 210 p.
- Esteban, M. (1973). *Petrología de las calizas cretácicas del sector central de los Catalánides (prov. de Tarragona y Barcelona)*. Tesi Doctoral Universitat de Barcelona. 425 p.
- Esteban, M. i Julià, R. (1973), Discordancias erosivas intrajurásicas en los Catalánides. *Acta Geológica Hispánica*, **8**, p. 153-157.
- Evamy, B. D. (1963), The application of a chemical staining technique to a study of dedolomitization. *Sedimentology*, **2**, p. 164-170.
- Evamy, B. D. (1967), Dedolomitization and the development of rhombohedral pores in limestones. *Journal of Sedimentary Petrology*, **37**, p. 1204-1215.
- Fairbridge, R. W. (1957), The dolomite question. In: *Regional Aspects of Carbonate Deposition*. R. J. LeBlanc i J. G. Breeding (eds), Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral, p. 125-178.
- Fairbridge, R. W. (1967), Phases of diagenesis and authigenesis. In: *Developments in Sedimentology*. Amsterdam, Elsevier, p. 10-20.
- Fanning, K. A., Byrne, R. H., Breland, J. A., Elsinger, R. J. i Pyle, T. E. (1981), Geothermal springs of the west Florida continental shelf: evidence for dolomitization and radionuclide enrichment. *Earth and Planetary Science Letters*, **52**, p. 345-354.

- Faura i Sans, M., Fallot, P. i Bataller, J. R. (1921), Observations au sujet de la stratigraphie des terrains jurassiques de la chaîne de Cardó (province de Tarragona). *Bulletí Institut Català d'Història Natural*, **2a sèrie**, p. 1-118.
- Faure, G., Assereto, R. i Tremba, E. L. (1978), Strontium isotope composition of marine carbonates of Middle Triassic to Early Jurassic age, Lombardic Alps, Italy. *Sedimentology*, **25**, p. 523-543.
- Fernández, M., Marzán, I., Correia, A. i Ramalho, E. (1998), Heat flow, heat production, and lithospheric thermal regime in the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, **291**, p. 29-53.
- Fernández-López, S., Aurell, M., García-Joral, F., Gómez, J. J., Henriques, M. H. P., Martínez, G., Meléndez, G. i Suarez-Vega, L. C. (1996), El Jurásico medio de la Cuenca Catalana; unidades litostratigráficas y elementos paleogeográficos. *Revista española de Paleontología*, **Special Issue**, p. 122-139.
- Folk, R. L. i Land, L. S. (1975), Mg/Ca ratio and salinity, two controls over crystallization of dolomite. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **59**, p. 60-68.
- Folkman, Y. (1969), Diagenetic dedolomitization in the Albian-Cenomanian Yagur Dolomite on Mount Carmel (Northern Israel). *Journal of Sedimentary Petrology*, **39**, p. 380-385.
- Frank, J. R. (1981), Dedolomitization in the Taum Sauk Limestone (Upper Cambrian), southeast Missouri. *Journal of Sedimentary Petrology*, **51**, p. 7-18.
- Friedman, G. M. i Sanders, J. E. (1967), Origin and occurrence of dolostones. In: *Carbonate Rocks, Part A: Origin, occurrence and classification*. G. V. Chilingar, H. J. Bissel i R. W. Fairbridge (eds), Amsterdam, Elsevier, p. 267-348.
- Fritz, P. i Smith, D. (1970), The isotopic composition of secondary dolomites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **34**, p. 1161-1173.
- Garreau, B., Charpal de, O. L., Montadert, L., Gubler, G., Rouge, P. E., Baron, G. A. i Favre, J. H. (1959), Contribution française a l'étude de la dolomitisation. Report intern de l'Institut Française du Pétrole, **Section I-Paper 3**, p. 53-80.
- Garrison, R. E., Kastner, M. i Zenger, D. H. (1984), Dolomites of the Monterey Formation and Other Organic-Rich Units. *Special Publishers Soc. Econ. paleont. Mineral, Pacific Session*, **41**.
- Garven, G. (1985), The role of regional fluid flow in the genesis of the Pine Point deposit, Western Canada Sedimentary Basin. *Economic Geology*, **80**, p. 307-324.

- Garven, G. i Freeze, R. A. (1984), Theoretical analysis of the role of groundwater flow in the genesis of stratabound ore deposits - I. Mathematical and numerical model. *American Journal of Science*, **284**, p. 1085-1124.
- Geeslin, J. H. i Land, L. S. (1991), Ordovician aleman ribbon cherts: an example of silicification prior to carbonate litification. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**, p. 1283-1293.
- Giménez-Montsant, J., Calvet, F. i Tucker, M. E. (1999), Silica diagenesis in Eocene shallow-water platform carbonates, southern Pyrenees. *Sedimentology*, **46**, p. 969-984.
- Giner, J. (1980). Estudio sedimentológico y diagenético de las formaciones carbonatadas del Jurásico de los Catalánides, Maestrazgo y rama aragonesa de la Cordillera Ibérica (sector oriental). Tesis Doctoral. Universitat de Barcelona p. 315
- Given, R. K. i Wilkinson, B. H. (1987), Dolomite abundance and stratigraphic age: constraints on rates and mechanisms of Phanerozoic dolostone formation. *Journal of Sedimentary Petrology*, **57**, p. 1078.
- Goldberg, M. (1967), Supratidal dolomitization and dedolomitization in Jurassic rocks of Hamakhtesh Haqatan, Israel. *Journal of Sedimentary Petrology*, **37**, p. 760-773.
- Goldstein, R. H. i Reynolds, T. J. (1994), Fluid inclusion microthermometry. In: *Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals*. SEPM, p. 87-121.
- Gómez, J. J. (1979), El Jurásico de facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica, Madrid, Universidad Complutense, p. 1-686.
- Gómez, J. J. i Goy, A. (1979), Las unidades litostratigráficas del Jurásico en facies carbonatadas de la Cordillera Ibérica. In: *Grupo español del Mesozoico; II coloquio de estratigrafía y paleogeografía del Jurásico de España*. Cuadernos de Geología, Universidad de Granada, 10, p. 83-93.
- Gómez, M. (1997). Estil de plegament i deformació alpina de la Serra de Miramar i l'acabament NE de les Muntanyes de Prades. Tesis de Llicenciatura. Universitat de Barcelona. 94 p.
- González, A., Guimerà, J. i Luzón, A., (1994), Relaciones tectónica-sedimentación en la zona de Enlace y borde suroriental de la depresión del Ebro, II Congreso del Grupo Español del Terciario, Jaca.

- Gottis, M. i Kromm, F. (1967), Sur l'existence d'un épisode régressif au sein du Muschelkalk inférieur sur la bordure occidentales du Massif Catalan. Actes Soc. Linnéenne Bordeaux, **104**, p. 3-4.
- Goy, A., Gómez, J. J. i Yebenes, A. (1976), El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte); I. unidades litostratigráficas. Estudios Geológicos, **32**, p. 391-423.
- Graf, D. L. i Goldsmith, J. R. (1956), Some hydrothermal syntheses of dolomite and protodolomite. Journal of Geology, **64**, p. 186.
- Graf, H. K. (1984), Effects of Mississippi Valley-type mineralization on REE patterns of carbonate rocks and minerals, Viburnum Trend, southeast Missouri. Journal of Geology, **92**, p. 307-324.
- Grambast, L. (1974), Phylogeny of the Charophyta. Taxon, **23**, p. 463-481.
- Grandia, F. (2001). Origen, evolució i edat dels fluids associats a les mineralitzacions de Zn i Pb en carbonats cretàics de la Conca del Maestrat (Castelló-Teruel). Tesi doctoral Universitat de Barcelona. 221 p.
- Grandia, F., Asmerom, Y., Getty, S., Cardellach, E. i Canals, A. (2000), U-Pb dating of MVT ore-stage calcite: implications for fluid flow in a Mesozoic extensional basin from Iberian Peninsula. Journal of Geochemical Exploration, **69-70**, p. 377-380.
- Gregg, J. M. (1985), Regional epigenetic dolomitization in the Boneterre Dolomite (Cambrian), Southeastern Missouri. Geology, **13**, p. 503-506.
- Groetsch, J. i Vahrenkamp, V. (1995), Can carbon isotopes be used as a stratigraphic tool in Mid-Cretaceous shallow water carbonates?. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **79**, p. 1218.
- Guimerà, J. (1984), Paleogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. Geol. Mag., **121**, p. 413-420.
- Guimerà, J. (1988). Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibèrica i la Serralada Costanera Catalana. Tesi Doctoral. Universitat de Barcelona 600 p.
- Guimerà, J. i Alvaro, M. (1990), Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne Ibérique et la Chaîne Côtière Catalane (Espagne). Bull. Soc. Géol. France, **6**, p. 339-348.

- Guimerà, J., Salas, R., Vergés, J. i Casas, A. (1996), Mesozoic extension and Tertiary compressive inversion in the Iberian Chain: Results from the analysis of a gravity profile. *Geogaceta*, **20**, p. 1691-1694.
- Hanor, J. S. (1987), History of thought on the origin of subsurface sedimentary brines. In: *The history of hydrology*. E. R. Landa i S. Ince (eds), American Geophysical Union, p. 81-91.
- Hanor, J. S. (1994), Origin of saline fluids in sedimentary basins. In: *Geofluids: Origin, migration and evolution of fluids in sedimentary basins*. J. Parnell (ed), London, Special Publication of Geology Society of London, **78**, p. 151-174.
- Hanshaw, B. B., Back, W. i Deike, R. G. (1971), A geological hypothesis for dolomitization by groundwater. *Economic Geology*, **66**, p. 710-724.
- Haq, B. H., Handberg, J. i Vail, P. R. (1987), Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, **235**, p. 1156-1167.
- Hardie, L. A. (1987), Dolomitization: a critical view of some current views. *Journal of Sedimentary Petrology*, **54**, p. 908-931.
- Harris, J. F. (1991). The enigma of tectonic dolomitization and fracturing in Albuckle Exploration. *Oklahoma Geological Survey Circular*. **92**, p. 122-126.
- Henton, J. M. (1990), Dolomitisation associated with the sequence boundary; an example from the Lower Muschelkalk of NE Spain, *International Sedimentological Congress*, **13**, p. 100 p.
- Hess, J., Bender, M. L. i Schilling, J. G. (1986), Evolution of the ratio of strontium-87 to strontium-86 in seawater from Cretaceous to Present. *Science*, **231**, p. 979-984.
- Holser, W. T. i Magaritz, M. (1987), Events near the Permian-Triassic boundary. *Modern Geology*, **11**, p. 180.
- Howson, M. R., Pethybridge, A. D. i House, W. A. (1987), Synthesis and distribution coefficient of low-magnesium calcites. *Chemical Geology*, **64**, p. 79-87.
- Hudson, J. D. (1977), Stable isotopes and limestone lithification. *Journal of the Geological Society of London*, **1333**, p. 637-660.
- Hurley, N. F. i Budros, R. (1990), Albion-Scipio and Stoney Point fields - USA, Michigan Basin. In: *Stratigraphic traps*; I. E. A. Beaumont i N. H. Foster (eds), Tulsa, OK, American Association of Petroleum Geologists, p. 1-37.

- IGME (1972). Memoria y mapa geológico de España, Hoja de Villahermosa del Rio. Hoja **592**, Escala 1:50000. Varios autores.
- IGME (1985). Memoria y mapa geológico de España, Hoja de Teruel, **47**. Varios autores. Escala 1:200.000. Madrid.
- IGME (1985). Memoria y mapa geológico de España, Hoja de Vinaròs, **48(8-6)**. Varios autores. Escala 1:200.000. Madrid.
- Institut Français du Pétrole (1959), Relations entre mode de gisement et propriétés physicochimiques des dolomies. Revue de l'Institut Français du petrole, **XIV (4-5)** p. 475-534.
- ITGE (1991). Memoria y mapa geológico de España, Hoja de Daroca, **40**. Varios autores. Escala 1:200.000 Madrid.
- ITGE (1995). Mapa geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias. Varios autores. Escala 1:1.000.000. Madrid
- Jacka, A. D. (1974), Repalcement of fossils by length-slow chalcedony and associates dolomitization. Journal of Sedimentary Petrology, **44**, p. 421-427.
- James, N. P. i Choquette, P. W. (1984), Diagenesis 9. Limestones - the sea floor diagenetic environment. Geoscience Canada, **11**, p. 161-194.
- James, N. P., Bone, Y., i Kyser, T. K. (1993), Shallow burial dolomitization and dedolomitization of Mid-Cenozoic, cool-water, calcitic, deep-shelf limestones, Southern Australia. Journal of Sedimentary Petrology, **63**, p. 528-538.
- Jones, B., Pleydell, S. M., Ng, K.-C. i Longstafee, F. J. (1989), Formation of poikilotopic calcite-dolomite fabrics in the Oligocene-Miocenen Bluff Formation of Grand Cayman, British West Indies. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, **37**, p. 255-265.
- Jones, C. E., Jenkyns, H. C., Coe, A. L. i Hesselbo, S. P. (1994), Strontium isotope variations in Jurassic and Cretaceous seawater. Geochimica et Cosmochimica Acta, **58**, p. 3061-3074.
- Jones, R. M. P. (1980), Basinal isostatic adjustment faults and their Petroleum significance. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, **28**, p. 211-251.
- Kahle, J. C. (1965), Possible roles of clay minerals in the formation of dolomite. Journal of Sedimentary Petrology, **35**, p. 448-453.

- Kastner, M. (1982). When does dolomitization occur and what controls it. In: Hamilton, Ontario, Canada. 11th Intl. Cong. Sed. (Abst.), p. 124.
- Katz, A. (1968), Calcian dolomites and dedolomitization. *Nature*, **217**, p. 439-440.
- Katz, A. (1971), Zoned dolomite crystals. *Journal of Geology*, **79**, p. 38-51.
- Katz, A. (1973), The interaction of magnesium with calcite during crystal growth at 25-90°C and one atmosphere. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **37**, p. 1563-1586.
- Kaufman, J., Meyers, W. J. i Hanson, G. N. (1990), Burial cementation in the Swan Hills Formation (Devonian), Rosevear field, Alberta, Canada. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**, p. 918-939.
- Kelts, K. i McKenzie, J. A., (1982), Diagenetic dolomite formation in quaternary anoxic diatomaceous muds of DSDP Leg 64. In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. J. R. Curray i D. G. Moore (eds), Washington, DC., US Government Printing Office, p. 553-569.
- Kenny, R. (1992), Origin of disconformity dedolomite in the Martin Formation (Late Devonian, northern Arizona). *Sedimentary Geology*, **78**, p. 137-146.
- Kinsman, D. J. (1969), Interpretation of Sr^{2+} concentrations in carbonate minerals and rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, **39**, p. 486-508.
- Knauth, L. P. (1979), A model for the origin of chert in limestone. *Geology*, **7**, p. 274-277.
- Koepnick, R. B., Burke, W. H., Denison, R. E., Hetherington, E. A., Nelson, H. F., Otto, J. B. i Waite, L. E. (1985), Construction of the seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve for the Cenozoic and Cretaceous: supporting data. *Chemical Geology (Isotope geoscience section)*, **58**, p. 55-81.
- Koepnick, R. B., Denison, R. E. i Dahl, D. A. (1988), The Cenozoic seawater (super 87) Sr/ (super 86) Sr curve; data review and implications for correlation of marine strata. In: *Geochronology and the marine record*. W. A. Berggren i D. V. Kent (eds), *Paleoceanography*, p. 743-756.
- Koepnick, R. B., Denison, R. E., Burke, W. H., Hetherington, E. A. i Dahl, D. A. (1990), Construction of the Triassic and Jurassic portion of the Phanerozoic curve of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. *Chemical Geology (Isotope geoscience section)*, **80**, p. 327-349.
- Kohout, F. A. (1967), Groundwater flow and the geothermal regime of the Floridian plateau. *Tans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.*, **17**, p. 339-354.

- Kupez, J. A. i Land, L. S. (1994), Progressive recrystallization and stabilization of early-stage dolomite: Lower Ordovician Ellenburger Group, West Texas. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, **21**, p. 255-279.
- Kupez, J. A. i Land, L. S. (1994), Progressive recrystallization and stabilization of early-stage dolomite: Lower Ordovician Ellenburger Group, West Texas. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, **21**, p. 255-279.
- Kupez, J. A., Montañez, I. P. i Gao, G. (1992), Recrystallization of dolomite with time. In: Carbonate microfabrics. R. Rezak i D. L. Lavoie (eds), New York, Springer-Verlag, p. 187-194.
- Lanaja, J. M. (1987), Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la Geología de España. IGME, Servicio de Publicaciones de Industria y Energía, 465p.
- Land, L. S. (1980), The isotopic and trace element geochemistry of dolomite; the state of the art. In: Concepts and models of dolomitization. D. H. Zenger, J. B. Dunham i R. L. Ethington (eds), SPEM Special Publication, **28**, p. 87-110.
- Land, L. S. (1985), The origin of massive dolomite. Journal of Geological Education, **33**, p. 112-125.
- Land, L. S. (1992), Saline formation waters in sedimentary basins: connate or diagenetic? In: Water-rock interaction. Y.K. Kharaka i A.S. Maest (eds), Rotterdam, Balkema, **7**, p. 865-868.
- Land, L. S. (1995), Na-Ca-Cl formation waters, Frio Formation (Oligocene), south Texas, USA: products of diagenesis. Geochimica et Cosmochimica Acta, **59**, p. 2163-2174.
- Land, L. S. i Hoops, G. K. (1973), Sodium in carbonate sediments and rocks; a possible index to the salinity of diagenetic solutions. Journal of Sedimentary Petrology, **43**, p. 614-617.
- Land, L. S. i Prezbindowski, D. R. (1981), The origin and evolution of saline formation waters, Lower Cretaceous carbonates, south-central Texas. Journal of Hydrology, **54**, p. 51-74.
- Land, L. S., (1991), Dolomitization of the Hope Gate Formation (N. Jamaica) by seawater: reassessment of mixing-zone dolomite. In: Stable Isotope Geochemistry: a tribute to Samuel Epstein. H. P. Taylor, J. R. O'Neil i I. R. Kaplan (eds), Geochem. Soc. Spec. Pub., p. 221-263.

- Land, L. S., Salem, M. R. J. i Morrow, D. W. (1975), Paleohydrology of ancient dolomites: geochemical evidence. *AAPG Bulletin*, **59**, p. 1602-1625.
- Lippmann, F. (1973), *Sedimentary Carbonate Minerals*, New York, p. 228 p.
- Longman, W. W. i Mench, P. A. (1978), Diagenesis of Cretaceous limestones in the Edwards aquifer system of south-central Texas: a scanning electron microscope study. *Sedimentary Geology*, **21**, p. 241-276.
- López-Blanco, M. (1996). Estratigrafía secuencial de sistemas deltaicos en cuencas de antepaís: ejemplos de St. Llorenç del Munt, Montserrat y Roda (Paleógeno, cuenca de antepaís surpirinaica). Tesis Doctoral Universitat de Barcelona. 238 p.
- Lumsden, D. N. i Chimahusky, J. S. (1980), Relationship between dolomite nonstoichiometry and carbonate facies parameters. In: *Concepts and models of dolomitization*. D. H. Zenger, J. B. Dunham i R. L. Ethington (eds), Special Publication of SEPM, **28**, p. 123-137.
- Machel, H. G. (1985). Facies and diagenesis of the Upper Devonian Nisku Formation in the subsurface of Central Alberta. Tesis doctoral, McGill University, Montreal, Canada. 392p.
- Machel, H. G. (1987), Saddle dolomite as a by-product of chemical compaction and thermochemical sulfate reduction. *Geology*, **15**, p. 936-940.
- Machel, H. G. (1997), Recrystallization versus neomorphism, and the concept of "significant recrystallization" in dolomite research. *Sedimentary Geology*, **113**, p. 116-168.
- Machel, H. G. (1999), Effects of groundwater flow on mineral diagenesis, with emphasis on carbonate aquifers. *Hydrogeology Journal*, **7**, p. 94-107.
- Machel, H. G. (2000), Thermochemical sulfate reduction in the Devonian Nisku Formation, Alberta, Canada; a unique sour gas play with generally applicable characteristics. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **84**, p. 1458-1459.
- Machel, H. G. i Anderson, J. H. (1989), Pervasive subsurface dolomitization of the Nisku Formation in Central Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology*, **59**, p. 891-911.
- Machel, H. G. i Burton, E. A. (1991), Factors governing cathodoluminescence in calcite and dolomite, and their implications for studies of carbonate diagenesis. In: *Luminescence microscopy and spectroscopy: qualitative and quantitative applications*. C. E. Baker i O. C. Kopp (eds), SEPM, p. 37-58.

- Machel, H. G. i Cavell, P. A. (1999), Low-flux, tectonically-induced squeegee fluid flow ("hot flash") into the Rocky Mountain Foreland Basin. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **47**, p. 510-533.
- Machel, H. G. i Mountjoy, E. W. (1986), Chemistry and environments of dolomitization - a reappraisal. *Earth-Science Review*, **24**.
- Machel, H. G. i Mountjoy, E. W. (1987), Pervasive dolomitization of the Devonian carbonates of Western Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **35**, p. 143-158.
- Machel, H. G., Mason, R. A., Mariano, A. N. i Mucci, A. (1991), Causes and emission of luminescence in calcite and dolomite. In: *Luminescence microscopy and spectroscopy: qualitative and quantitative applications*. C. E. Baker i O. C. Kopp (eds), Texas, SEPM, p. 9-25.
- Machel, H. G., Mason, R. A., Mariano, A. N. i Mucci, A. (1991), Causes and emission of luminescence in calcite and dolomite. In: *Luminescence microscopy and spectroscopy: qualitative and quantitative applications*. C. E. Baker i O. C. Kopp (eds), Texas, SEPM, p. 9-25.
- Majid, A. H., (1989), Regional geology and hydrocarbon occurrences in the Wabamun Group, west-central Alberta, Canada. In: *Current Research, Part D*. Geological Survey of Canada, p. 25-33.
- Makhalaev, V. G. (1957), Dedolomitized rocks in the Dankovo-Lebedynsk beds. *Acad. Sci. USSR Proc.*, **117**, p. 1011-1014.
- Maliva, R. G. i Siever, R. (1989), Nodular chert formation in carbonate rocks. *Journal of Geology*, **97**, p. 421-433.
- Malone, M. J., Baker, P. A. i Burns, S. J. (1994), Recrystallization of dolomite: evidence from the Monterey Formation (Miocene) California. *Sedimentology*, **41**, p. 1223-1239.
- Malone, M. J., Baker, P. A. i Burns, S. J. (1996), Hydrothermal dolomitization and recrystallization of Dolomite Breccias from the Miocene Monterey Formation, Tepusquet Area, California. *Journal of Sedimentary Research*, **66**, p. 976-990.
- Marshall, J. D. (1988), *Cathodoluminescence of geologic materials*, Unwin Hyman. London, UK, p. 146 p.

- Martín-Closas, C. (1989). Els caròfits del Cretaci inferior de les conques perifèriques del bloc de l'Ebre. Tesi Doctoral. Universitat de Barcelona. 581p.
- Marzo, M. i Calvet, F. (1985), Guía de la excursión: Triásico de los Catalánides, II coloquio de EStratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España.
- Mas, R. i Alonso, A. (1981). Jurásico terminal y Cretácico inferior en facies mixtas terrígenas y carbonatadas. Hojas 1:200.000 LIRIA y VALENCIA. Trabajo realizado para el I.G.M.E. Inédito.
- Mattes, B. W. i Mountjoy, E. W., (1980), Burial dolomitization of the Upper Devonian Miette buildup, Jasper National Park, Alberta. In: Concepts and Models of Dolomitization. D.H.Zenger, J.B.Dunham i R.L.Ethington (eds), Tulsa, OK., SEPM, p. 259-297.
- Matthews, A. i Katz, A. (1977), Oxygen isotope fractionation during dolomitization of calcium carbonate. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **41**, p. 1431-1438.
- McArthur, J. M. (1994), Recent trends in strontium isotope stratigraphy. *Terra Nova*, **6**, p. 331-358.
- McCaig, A. M., Tritlla, J. i Banks, D. A. (2000), Fluid mixing and recycling during Pyrenean thrusting: evidence from fluid inclusion halogen ratios. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **64**, p. 3395-3412.
- McIntire, W. L. (1963), Trace element partition coefficients-A review of theory and application to geology. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **27**, p. 1209-1264.
- McKenzie, D. (1978), Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, **40**, p. 25-32.
- McKenzie, J. A., (1991), The dolomite problem: an outstanding controversy. In: *Controversies in Modern Geology: Evolution of Geological Theories in Sedimentology, Earth History and Tectonics*. D. W. Müller, J. A. McKenzie i H. Weissert (eds), London, Academic Press, p. 37-54.
- McKenzie, J. A., Hsü, K. J. i Schneider, J. F. (1980), Movement of subsurface waters under the sabkha, Abu Dhabi, UAE, and its relation to evaporative dolomite genesis. In: *Concepts and models of dolomitization*. D. H. Zenger, J. B. Dunham i R. L. Ethington (eds), Spec. Publ. SEPM, 28, p. 11-30.
- McKenzie, J. A., Hsü, K. J. i Schneider, J. F. (1980), Movement of subsurface waters under the sabkha, Abu Dhabi, UAE, and its relation to evaporative dolomite genesis. In:

- Concepts and models of dolomitization. D. H. Zenger, J. B. Dunham i R. L. Ethington (eds), Spec. Publ. SEPM, 28, p. 11-30.
- Meléndez, A., Meléndez, F., Portero, J. i Ramírez, J. (1985). Stratigraphy, sedimentology and paleogeography of Upper Cretaceous evaporitic-carbonate platforms in the Central part of the Sierra Ibérica. In: 6th. European regional Meeting. Excursion Guidebook, Lleida, p. 187-193
- Michel, B. (1974). Contributions a l'étude des mineralisations plombo-zincifères dans le Crétacé Inférieur du Maestrazgo. Tesi doctoral. Universitat de Nancy.
- Middleton, K., Coniglio, M. i Frape, S. K. (1990), Burial dedolomitization, Middle Ordovician Carbonates, Southwestern Ontario. AAPG Bulletin, **74**, p. 1308-1308.
- Middleton, K., Coniglio, M., Sherlock, R. i Frape, S. K. (1993), Dolomitization of Middle Ordovician carbonate reservoirs, southwestern Ontario. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, **41**, p. 150-163.
- Miller, J. K. (1988). Multistage dolomitization of the Potoro Limestone, Liguria, Italy. Tesi doctoral, University of Texas, Austin. 215 p.
- Miller, J. K. i Folk, R. L. (1994), Petrographic, geochemical and structural constraints on the timing and distribution of postlithification dolomite in the Rhaesian Portoro ("Calcare Nero") of the Portovenere Area, La Spezia, Italy. In: Dolomites: a volume in honour of Dolomieu. B. Purser, M. E. Tucker i D. H. Zenger (eds), Blackwell Scientific, **21**, p. 187-202.
- Misik, M. (1993), Carbonate rhombohedra in nodular cherts. Mesozoic West Carpathians. Journal of Sedimentary Petrology, **63**, p. 275-281.
- Montañez, I. P. i Read, J. F. (1992), Fluid-rock interaction history during stabilization of early dolomites, Upper Knox Group (Lower Ordovician), U.S. Appalachians. Journal of Sedimentary Petrology, **62**, p. 753-778.
- Moore, C. H. (1989), Carbonate diagenesis and Porosity, Amsterdam, Elsevier, p. 338 p.
- Morris, R.C. i Dickey, P.A. (1957), Modern evaporite deposition in Peru. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **41**, 2467-2474
- Morrison, J. O. i Veizer, J. (1990), Belemnite geochemistry: an indicator of secular and environmental variation of Cretaceous seawater. Geological Society of America Bulletin, Abs. with Prog., **A116**.

- Morrow, D. W. (1982), Diagenesis I. Dolomite - part I. The chemistry of dolomitization and dolomite precipitation. *Geoscience Canada*, **9**, p. 5-13.
- Morrow, D. W. (1990), Synsedimentary dolospar cementation; a possible Devonian example in the Camsell Formation, Northwest Territories, Canada. *Sedimentology*, **37**, p. 763-773.
- Morrow, D. W. (1998), Regional subsurface dolomitization: models and constraints. *Geoscience Canada*, **25**, p. 57-70.
- Mountjoy, E. W. i Amthor, J. E., (1994), Has burial dolomitization come of age? Some answers from the Western Canada Sedimentary Basin. In: *Dolomites: a volume in honour of Dolomieu*. B. Purser, M. E. Tucker i D. H. Zenger (eds), Blackwell Science, p. 203-229.
- Mountjoy, E. W. i Halim-Dihardja, M. K. (1991), Multiple phase fracture and fault-controlled burial dolomitization, Upper Devonian Wabamun Group, Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology*, **61**, p. 590-612.
- Mountjoy, E. W. i Machel, H. G. (1990). The development of porosity in carbonate reservoirs. In: *Calgary . Canadian Society of Petroleum Geologists (C.S.P.G.). Continuing education short course*.
- Mountjoy, E. W., Machel, H. G., Green, D., Duggan, J. i Williams-Jones, A. E. (1999), Devonian matrix dolomites and deep burial carbonate cements: A comparison between the Rimbey-Meadowbrook reef trend and the deep basin of west-central Alberta. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **47**, p. 487-509.
- Mucci, A. (1987), Influence of temperature on the composition of magnesian calcite overgrowths precipitated from seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **51**, p. 1977-1984.
- Mucci, A. i Morse, J. W. (1983), The incorporation of Mg²⁺ and Sr²⁺ into calcite overgrowths: influences of growth rate and solution composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **47**, p. 217-233.
- Munn, D. i Jackson, D. E. (1980), Dedolomitization of Lower Carboniferous Dolostone in the Wirksworth area, Derbyshire, England. *Geol. Mag.*, **117**, p. 607-612.
- Nadal, J. (1999). *Dolomies del Barremià i fluids dolomititzants en el Massís de Garraf*. Tesi de llicenciatura. Universitat de Barcelona. 66 p.

- Nadal, J. (2000), Dolomías relacionadas con fallas durante la etapa de rift Jurásico superior-Cretácico inferior en la subcuenca de la Salzedella (Cuenca del Maestrazgo, Cadena Ibérica). *Geotemas*, **1**, p. 247-252.
- Neumann, C. (1987). Le Cretace inférieur (Hauterivien-Albien) du Maestrazgo méridional (Espagne): un exemple d'une plat-forme carbonatée en régime distensif. Tesi doctoral, Université Paul Sabatier.
- Noble, J. P. A. i Van Stempvoort, D. R. (1989), Early burial quartz authigenesis in Silurian Platform carbonates, New Brunswick, Canada. *Journal of Sedimentary Petrology*, **59**, p. 65-76.
- Northrop, D. A. i Clayton, R. N. (1966), Oxygen isotope fractionation in systems containing dolomite. *Journal of Geology*, **74**, p. 174-196.
- O'Neil, J. R., Clayton, R. N. i Meyeda, T. K. (1969), Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonate. *Journal of Chem. Phys.*, **52**, p. 5547-5558.
- Ortí, F. (1990), Introducción al Triásico evaporítico del sector central valenciano. In: Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante: nuevas aportaciones y guía de superficie. F. Ortí i J. M. Salvany (eds), p. 205-211.
- Ortí, F. i Salvany, J. M. (1990), Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante: nuevas aportaciones y guía de superficie, 309 p.
- Ortí, F. i Pérez-López, A. (1994), El Triásico superior de Levante. In: III coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico-Triásico de España. Cuenca. Guía de excursiones. 63 p.
- Ortí, F., García-Veigas, J., Rosell, L., Jurado, M. J. i Utrilla, R. (1996), Formaciones salinas de las cuencas triásicas de la Península Ibérica: características petrológicas y geoquímicas. In: Cuadernos de Geología Ibérica. Servicio de Publicaciones, Universidad Complutense de Madrid, p. 13-35.
- Pérez-López, A., Solé de Porta, N. i Ortí, F. (1996), Facies carbonato-evaporíticas del Triás Superior y tránsito al Lías en el Levante español: nuevas precisiones estratigráficas. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **20**, p. 245-269.
- Permanyer, A. i Salas, R. (2000). Thermal modeling and geochemical constrains in the Late Jurassic of the southern Iberian Chain (NE Spain). In: *New Perspectives on Organic Geochemistry for the third Millenium*. L. A. Tröndade, A. C. Macedo i S. M.

- Barbanir (eds). Proceedings of 7th Latin-american Congress on Organic Geochemistry. p. 179-182.
- Pierson, B. J. (1981), The control of cathodoluminescence in dolomite by iron and manganese. *Sedimentology*, **28**, p. 601-610.
- Pirrie, D. i Marshall, J. D. (1990), High-paleolatitude Late Cretaceous paleotemperatures: new data from James Ross Island, Antarctica. *Geology*, **18**, p. 31-34.
- Pisciotta, K. A. i Mahoney, J. J., (1981), Isotopic survey of diagenetic carbonates. In: Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. R. Yeats i B. Haq (eds), Washington, DC., US Government Printing Office, p. 595-609.
- Playà, E. (1998), Garraf project-Breached Oil Field (?) or Carrier in Jurassic Dolomites, Inèdit, p. 86 p.
- Pray, L. C. i Murray, R. C. (1965), Dolomitization and Limestone Diagenesis, Spec. Publ. Soc. Econ. Mineral., **13**, 180p.
- Purser, B., Tucker, M. E. i Zenger, D. H., (1994), Problems, progress and future research concerning dolomites and dolomitization. In: Dolomites: a volume in honour of Dolomieu. B. Purser, M. E. Tucker i D. H. Zenger (eds), Spec. Publ. International Association of Sedimentologists, p. 3-20.
- Qing, H. i Mountjoy, E. W. (1994), Formation of coarsely crystalline, hydrothermal dolomite reservoirs in the Presqu'île Barrier, Western Canada Sedimentary Basin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **87**, p. 55-77.
- Querol, X., Salas, R., Pardo, G. i Ardevol, L., (1992), Albian coal-bearing deposits of the Iberian range in northeastern Spain. In: Controls and distribution and quality of Cretaceous Coals: Boulder, Colorado. J. P. McCabe i J. T. Parrish (eds), Geological Society of America, Special Paper, p. 193-208.
- Radke, B. M. i Mathis, R. L. (1980), On the formation and occurrence of saddle dolomite. *Journal of Sedimentary Petrology*, **50**, p. 1149-1168.
- Ramón, X. (1985). Estratigrafia y sedimentología del Muschelkalk inferior del Dominio Montseny-Llobregat. Tesi de Llicenciatura. Universitat de Barcelona. 100 p.
- Ramón, X. i Calvet, F. (1987), Estratigrafia y sedimentología del Muschelkalk inferior del dominio Montseny-Llobregat, Catalánides. *Estudios Geológicos*, **43**, p. 471-487.
- Read, J. F. (1985), Carbonate platform models. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **69**, p. 1-21.

- Reinhold, C. (1998), Multiple episodes of dolomitization and dolomite recrystallization during shallow burial in Upper Jurassic shelf carbonates; eastern Swabian Alb, southern Germany. *Sedimentary Geology*, **121**, p. 71-95.
- Robles, S. (1974). Estudio geológico del Mesozoico del bloque del Cardo y sectores adyacentes. Tesis Doctoral, Universitat Autònoma de Barcelona. 436 p.
- Robles, S. (1982), Los Catalánides. In: *El Cretácico de España*. Madrid, Universidad Complutense, p. 199-272.
- Roca, E., Guimerà, J. i Salas, R. (1994), Mesozoic extensional tectonics in the southeast Iberian Chain. *Geol. Mag.*, **131**, p. 155-168.
- Rossi, C., Goldstein, R. H., Marfil, R., Salas, R., Benito, M. I., Permanyer, A., De la Peña, J. A. i Caja, M. A. (2001), Diagenetic and oil migration history of the Kimmeridgian Ascla Formation, Maestrat Basin, Spain. *Marine and Petroleum Geology*. En premsa
- Salas, R. (1987). El Malm i el Cretaci inferior entre el Massís del Garraf i la Serra d'Espadà. Tesis Doctoral Universitat de Barcelona. 345 p.
- Salas, R. (1989), Evolución estratigráfica secuencial y tipos de plataformas de carbonatos del intervalo Oxfordiense-Berriasiense en las cordilleras Ibérica oriental y costero catalana meridional. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **13**, p. 121-157.
- Salas, R. i Casas, A. (1992). Historia de la subsidencia, anomalías gravimétricas y evolución mesozoica de las cuencas del margen oriental de Iberia. III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología. *Actas*, **2**, Salamanca. p. 112-116.
- Salas, R. i Casas, A. (1993), Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, **228**, p. 33-55.
- Salas, R. i Guimerà, J. (1996), Main structural features of the lower Cretaceous Maestrat basin (Eastern Iberian Range). *Geogaceta*, **20**, p. 1704-1706.
- Salas, R. i Martín-Closas, C. (1991), El Cretácico inferior del Nordeste de Iberia, Morella, Universitat de Barcelona, p. 1-153.
- Salas, R., (1985), Depositional sequences and cycles of relative changes of sea level during Jurassic-Cretaceous time in the oriental Iberian and Catalan Ranges. In: *IAS Abstracts 6th European Meeting*. L. Rosell, E. Remacha i M. Zamorano (eds), p. 411-414.

- Salas, R., Alonso, A., Aurell, M., Carbó, A., Casas, A., Gómez, J. C., Guimerà, J., Martín-Closas, C., Mas, R., Meléndez, A., Meléndez, G., Meléndez, N., Rivero, Ll. i Serra-Kiel, J., (1992), Sequence stratigraphy and subsidence analysis of the Jurassic and Cretaceous in the Iberian basin (Iberian Range) Spain., CNRS-IPF Dijon, France, p. 211 p.
- Salas, R., Guimerà, J., Giménez-Montsant, J., Martín-Closas, C. i Roca, E. (1997), Mesozoic rift structure, stratigraphy and Palaeogene inversion of the Maestrat Basin. Iberian Range (NE Spain), 33 p.
- Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A. i Alonso, A. (2000), Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cenozoic inversion (Iberian Chain). In: Perytethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. W. Cavazza, A. H. F. Robertson i P. A. Ziegler (eds), Paris. En premsa
- Salas, R., Martín-Closas, C., Querol, X., Guimerà, J. i Roca, E. (1995), Evolución tectonosedimentaria de las cuencas del Maestrazgo y Aliaga-Penyagolosa durante el Cretácico inferior. In: El Cretácico inferior del Nordeste de Iberia. R. Salas i C. Martín-Closas (eds), Publicaciones Universidad de Barcelona, p. 13-94.
- Salas, R., Prezbindowski, D. R. i Esteban, M. (1986). The origin of Upper Jurassic-Lower Cretaceous Dolomite in Eastern Iberian Ranges (El Maestrat, Spain). XI Congreso Español de Sedimentología, Barcelona, p. 158-158.
- Saller, A. H. (1984), Petrologic and geochemical constraints on the origin of subsurface dolomite, Enewetak Atoll: an example of dolomitization by normal seawater. *Geology*, **12**, p. 217-220.
- Savin, F. (1977), The history of the Earth's surface temperature during the past 100 Ma. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **5**, p. 319-355.
- Schmidt, V. (1965), Facies, diagenesis, and related reservoir properties in the Gigas Beds (Upper Jurassic), northwestern Germany. In: Dolomitization and limestone diagenesis, a symposium. L. C. Pray i R. C. Murray (eds), SEPM, p. 124-168.
- Schmoker, J. W. i Halley, R. B. (1982), Carbonate porosity versus depth: a predictive relation for South Florida. *AAPG Bulletin*, **66**, p. 2561-2570.
- Scholle, P. A. (1971), Diagenesis of deep-water carbonate turbidites, Upper Cretaceous Monte Antola Flysch, northern Apennines, Italy. *Journal of Sedimentary Petrology*, **41**, p. 233-250.

- Sellwood, B. W., Price, G. D. i Valdes, P. J. (1994), Cooler estimates of Cretaceous temperatures. *Nature*, **370**, p. 453-455.
- Sellwood, B. W., Scott, J., James, B., Evans, R. i Marshall, J. (1987), Regional significance of dedolomitization in Great Oolite reservoir facies of Southern England. In: *Petroleum Geology of North West Europe*. J. Brooks i K. Glennie (eds), London, Graham and Trotman, p. 129-137.
- Sharp, J. M. i Kyle, J. R. (1988), The role of ground-water processes in the formation of ore deposits. In: *Hydrogeology*. W. Back, J. S. Rosenshein i P. R. Seaber (eds), Geological Society of America. *The geology of North America*, **O-2**, p. 461-483.
- Shearman, D. J., Khouri, J. i Taha, S. (1961), On the replacement of dolomite by calcite in some Mesozoic limestones from the French Jura. *Proceedings of the Geologists' Association*, **72**, p. 1-12.
- Shukla, V. (1988), Sedimentology and geochemistry of a regional dolostone: correlation of trace elements with dolostone fabrics. In: *Sedimentology and Geochemistry of Dolostones*. SPEM, Special Publications, p. 145-157.
- Sibley, D. F. (1980), Climatic control of dolomitization, Seroe Domi Formation (Pliocene), Bonaire. In: *Concepts and models of dolomitization*. D. H. Zenger, J. B. Dunham i R. L. Ethington (eds), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, **28**, p. 247-258.
- Sibley, D. F. i Gregg, J. M. (1987), Classification of dolomite rock texture. *Journal of Sedimentary Petrology*, **57**, p. 967-975.
- Simms, M. (1984), Dolomitization by groundwater flow systems in carbonate platforms. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.*, **34**, p. 411-420.
- Smart, P. L. i Whitaker, F. F. (1990), Comment and reply on 'Geologic and environmental aspects of surface cementation, north coast, Yucatan, Mexico'. *Geology*, **18**, p. 802-803.
- Spencer, R. J. (1987), Origin of Ca-Cl brines in Devonian formations, Western Canada Sedimentary Basin. *Applied Geochemistry*, **2**, p. 373-384.
- Spötl, C. i Pitman, J. K. (1998), Saddle (baroque) dolomite in carbonates and sandstones: a reappraisal of a burial-diagenetic concept. In: *Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution*. S. Morad (ed), Blackwell Science, p. 437-460.

- Swart, P. K., Ruiz, J. i Holmes, C. W. (1987), Use of strontium isotopes to constrain the timing and mode of dolomitization of Upper Cenozoic sediments in a core from San Salvador, Bahamas. *Geology*, **15**, p. 262-265.
- Taylor, H. P. (1974), The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Economic Geology*, **69**, p. 843-883.
- Taylor, T. R. i Sibley, D. F. (1986), Petrographic and geochemical characteristics of dolomite types and the origin of ferroan dolomite in the Trenton Fm., Ordovician, Michigan Basin, U.S.A. *Sedimentology*, **33**, p. 61-86.
- Thériault, F. i Hutcheon, I. (1987), Dolomitization and calcitization of the Devonian Crossmont Formation, Northern Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology*, **57**, p. 955-966.
- Travé, A., Calvet, F., Soler, A. i Labaume, P. (1998), Fracturing and fluid migration during Paleogene compression and Neogene extension in the Catalan Coastal Ranges, Spain. *Sedimentology*, **45**, p. 1063-1082.
- Tucker, M. E. (1982), Precambrian dolomites: petrographic and isotopic evidence that they differ from Phanerozoic dolomites. *Geology*, **10**, p. 7-12.
- Tucker, M. E. i Wright, V. P., (1990), *Carbonate sedimentology*, London, Blackwell Scientific Publications, p. 482 p.
- Van Tuyl, F. M. (1916), The origin of dolomite. *Iowa Geological Survey Annual Report*, **25**, p. 251-422.
- Veizer, J. i Compston, W. (1974), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of seawater during the Phanerozoic. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **38**, p. 1460-1484.
- Vera, J. A., (2000), Evolution of the South Iberian continental Margin. In: *Perytethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*. W. Cavazza, A. H. F. Robertson i P. A. Ziegler (eds), Paris. En premsa
- Viau, C. A. i Oldershaw, A. E., (1984), Structural controls on sedimentation and dolomite cementation in the Swan Hills Formation, Swan Hills Field, central Alberta. In: *Carbonates in Subsurface and Outcrop*. L. Eliuk (ed), Can. Soc. Petrol. Geol. Core Conf., p. 103-131.
- Virgili, C. (1958), El Triásico de los Catalánides. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, **t.LXIX**, p. 856 p.

- Von Morlot, A. (1848), Sur l'origine de la dolomie (estrati d'une lettre d'A. von Morlot a de Beaumont). Acad. Sci. Paris comptes redus, **26**, p. 313.
- Wanless, H. R. (1979), Limestone response to stress: pressure solution and dolomitization. *Journal of Sedimentary Petrology*, **49**, p. 437-462.
- Ward, W. C. (1975), Petrology and diagenesis of carbonate eolianites of Northeastern Yucatan Peninsula, Mexico. In: Belize Shelf-carbonate Sediments, Clastic Sediments and Ecology. K. F. Wantland i W. C. Pusey (eds), Am. Ass. petrol. Geol. Studies in Geology, p. 500-571.
- Warrak, M. (1974), The petrography and origin of dedolomitized, veined or brecciated carbonate rocks, the "cornieules" in the Fréjus region, French Alps. *Journal of the Geological Society of London*, **130**, p. 229-274.
- Wells, A. J. (1962), Recent dolomite in the Persian Gulf. *Nature*, **194**, p. 274-275.
- Westerveld, T. N. (1979). Structural superposition in the Lake O'Hara Region, Yoho and Kootenay National Parks, British Columbia, Canada. Tesi Doctoral University of Laramie. 380 p.
- Woulfe, P. (1779), Experiments on some mineral substance. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, **69**, p. 11-34.
- Wu, Y. i Wu, Z. (1998), Diagenetic modification of dolomite in middle Ordovician carbonates, Taiyuan City area, China. *Sedimentary Geology*, **116**, p. 143-156.
- Yanat'eva, O. K. (1955), Effect of aqueous solutions of gypsum on dolomite in the presence of carbon dioxide. *Akad. Nauk. SSSR, Doklady*, **101**, p. 911-912.
- Zeeh, S., Becker, F. i Heggemann, H. (2000), Dedolomitization by meteoric fluids: the Korbach fissure of the Hessian Zechstein basin, Germany. *Journal of Geochemical Exploration*, **69-70**, p. 173-176.
- Zenger, D. H. (1972a), Dolomitization and uniformitarianism. *Journal of Geological Education*, **20**, p. 124.
- Zenger, D. H. (1972b), Significance of supratidal dolomitization in geologic record. *Geological Society of America Bulletin*, **83**, p. 1-12.
- Zenger, D. H. (1983), Burial dolomitization in the Lost Burro Formation (Devonian), east-central California, and the significance of late dolomitization. *Geology*, **11**, p. 519-522.

Zenger, D. H. (1989), Dolomite abundance and stratigraphic age: constraints on rates and mechanisms of Phanerozoic dolostone formation- discussion. *Journal of Sedimentary Petrology*, **59**, p. 164.

Zenger, D. H., Bourrouilh-Le Jan, F. G. i Carrozzi, A. V., (1994), Dolomieu and the first description of dolomite. In: *Dolomites. A volume in honour of Dolomieu*. B. Purser, M. E. Tucker i D. H. Zenger (eds), *Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol.*, p. 21-28.

ÍNDEX

- Agraïments, i
- Abstract, iv
- Resumen, vii
- 1. Introducció, 1
 - 1.1. Objectius, 4
 - 1.2. Història en la recerca de les dolomies, 5
 - 1.3. Dolomies relacionades amb fractures, 9
- 2. Metodologia i tècniques de treball, 13
- 3. Marc geològic regional, 21
 - 3.1. Marc geogràfic, 23
 - 3.2. Marc geològic, 26
 - 3.2.1. La Cadena Costanera Catalana, 29
 - 3.2.2. La Cadena Ibèrica, 30
 - 3.2.3. La Zona d'Enllaç, 31
 - 3.3. Estratigrafia i sedimentologia del Juràssic superior i Cretaci inferior, 38
 - 3.3.1. La superseqüència juràssica, 38
 - 3.3.2. La superseqüència cretàica inferior, 38
 - 3.3.3. Estratigrafia de l'interval Oxfordià-Berriasià, 40
 - 3.4. Els sistemes deposicionals de l'etapa de rift Juràssic superior-Cretaci inferior, 44
- 4. Les dolomies i desdolomies mesozoiques de la Zona d'Enllaç i la Cadena Costanera Catalana, 47
 - 4.1. Dolomies del Triàsic, 50
 - 4.2. Dolomies del Juràssic inferior i mitjà, 52
 - 4.3. Dolomies del Juràssic superior i Cretaci inferior, 54
- 5. Les dolomies i les desdolomies del Titònic-Berriasià, 63
 - 5.1. Introducció, 65
 - 5.2. Sector de La Salzedella, 67
 - 5.2.1. Alcalà de Xivert, 72
 - 5.2.2. La Muntanya de Sant Josep, 85
 - 5.2.3. Les Talaies, 98
 - 5.2.4. La Salzedella-Santa Magdalena de Polpís, 107
 - 5.2.5. Resum del sector de La Salzedella, 115
 - 5.3. Sector de l'Alt Maestrat, 125
 - 5.3.1. El Coll del Vidre, 129
 - 5.3.2. La Torre d'En Bessora, 145
 - 5.3.3. El Tossal d'Orenga, 155
 - 5.3.4. Resum del sector de l'Alt Maestrat, 166
 - 5.4. Sector de Bovalar, 177
 - 5.4.1. Anticlinal de Bovalar, 180
 - 5.5. Sector del Maestrat Occidental, 185
 - 5.5.1. Barranc de los Degollados, 188
 - 5.5.2. Jaganta, 196
 - 5.5.3. Riu Bergantes, 201
 - 5.5.4. Resum del sector del Maestrat Occidental, 206
 - 5.6. Sector del Turmell-Ports de Beseit, 211
 - 5.6.1. El Turmell, 215

- 5.6.2. Els Mangraners, 219
- 5.6.3. El Barranc del Racó del Patórrat, 226
- 5.6.4. El Parrissal, 236
- 5.6.5. Resum del sector del Turmell-Ports de Beseit, 241
- 5.7. Sector de la Cadena Costanera Catalana, 248
 - 5.7.1. El Perelló, 251
 - 5.7.2. La Juncosa del Montmell, 255
 - 5.7.3. Sant Jaume dels Domenys, 260
 - 5.7.4. Resum del sector de la Cadena Costanera Catalana, 265
- 5.8. Precisió de l'edat de la dolomitització, 269
- 6. Les dolomies i les desdolomies del Barremià, 273
 - 6.1. Sector de la Cadena Costanera Catalana, 275
 - 6.1.1. Massís de Garraf, 275
 - 6.1.2. Resum del sector de la Cadena Costanera Catalana, 292
- 7. Les dolomies i les desdolomies de l'Aptià, 293
 - 7.1. Sector de l'Alt Maestrat, 295
 - 7.1.1. El Coll del Vidre, 295
 - 7.2. Sector del Turmell-Ports de Beseit, 305
 - 7.2.1. Bel, 305
- 8. Anàlisi de la subsidència, compactació i model tèrmic, 315
 - 8.1. Anàlisi de la subsidència, 318
 - 8.2. Variació de la porositat amb la compactació, 321
 - 8.3. El model tèrmic i gradients. Temperatura del fluid dolomititzant, 323
- 9. Seqüència diagenètica, 327
 - 9.1. Processos diagenètics predolomitització, 331
 - 9.2. Processos diagenètics durant la dolomitització, 335
 - 9.3. Processos diagenètics postdolomitització, 337
- 10. Síntesi i interpretació, 341
 - 10.1. Dolomitització del trànsit Juràssic-Cretaci, 343
 - 10.1.1. Introducció, 343
 - 10.1.2. Geometria dels cossos dolomítics, 344
 - 10.1.3. Absència de recristal·lització a les dolomies de la Fm. de Les Talaies, 352
 - 10.1.4. Característiques petrològiques, mineralògiques i geoquímiques de les dolomies, 355
 - 10.1.5. Origen del magnesi i balanç de massa, 370
 - 10.1.6. Model de circulació 2d de fluids a la conca, 375
 - 10.1.7. Comparació amb les dolomies del Barremià i de l'Aptià, 383
 - 10.2. La desdolomitització de les dolomies del trànsit Juràssic-Cretaci, 391
 - 10.2.1. Introducció, 391
 - 10.2.2. Característiques dels fluids desdolomititzants, 392
 - 10.2.3. Origen del Calci, 402
 - 10.2.4. Edat i model de desdolomitització, 404
 - 10.3. Ciments de calcita postdolomitització, 405
- 11. Conclusions, 413
- 12. Bibliografia, 417

