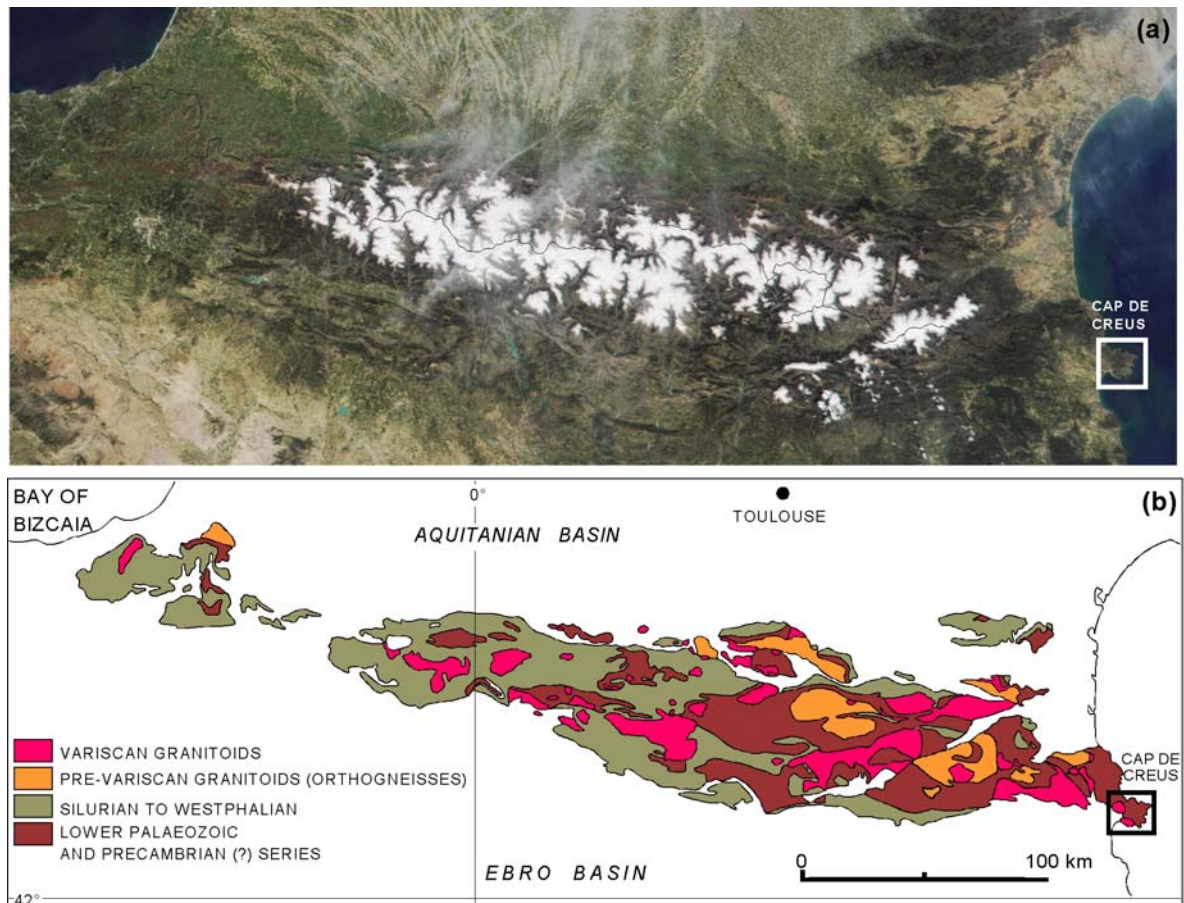
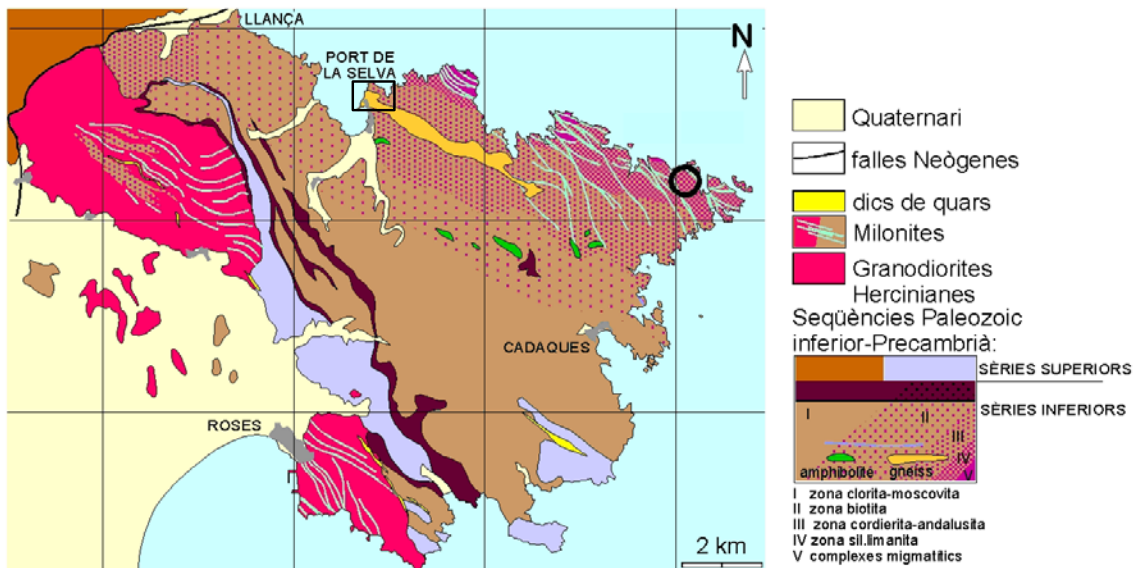


## 1. Introducció Geològica Varisc Pirineus i Cap de Creus (Text extret de Griera, 2005)

El sòcol Varisc aflora al llarg d'una àrea allargada de la cadena Pirinenca anomenada Zona Axial en el límit NE de la península Ibèrica (Fig. 1a). L'aflorament dels materials del sòcol és lligada als processos d'orogènia i exhumació tant del Varisc com, principalment, de l'Alpí. Mentre a la part oest i central de la zona axial apareixen roques paleozoiques de nivells de l'escorça superior, cap a la zona Est cada cop són més abundants els afloraments de roques paleozoiques de nivells de l'escorça mitja i inferior. A grans trets les roques dels sòcol Varisc es poden classificar en tres grans grups (Druguet, 1997): roques sedimentàries i equivalents metasedimentaris, ortogneissos derivats de roques plutòniques prevarisques i granitoïds d'edat varisca (Fig. 1b). La superposició de la deformació alpina no genera el desenvolupament d'estructures i foliacions penetratives d'alta/mitja temperatura i es suposa que les principals característiques de les estructures internes que s'observen a la zona axial poden ser associades a les diferents fases del Varisc.



**Fig. 1.** (a) Fotografia satèl·lit dels Pirineus. (b) Síntesi esquemàtica dels materials de la zona Axial Pirinenca afectats per l'orogènia Varisca. El Cap de Creus correspon a l'aflorament de sòcol Varisc situat més al NE de la zona Axial (a partir de Carreras et al., 2003).



**Fig. 2.** Esquema geològic i distribució de la zonació metamòrfica de la península del Cap de Creus ( a partir de Druguet, 1997). L'àrea de la sortida de camp és localitza al Port de la Selva.

L'estructura Varisca dels Pirineus és conseqüència d'un event tectònic polifàssic caracteritzat per la superposició de les estructures i el desenvolupament d'un conjunt estructural d'orientació WNW-ESE. Bàsicament respon a la presència de gran doms o anticlinals amb foliació dominant subhoritzontal envoltats per dominis de plegament metasedimentari intens amb foliació vertical o moderadament inclinada (Carreras and Capellà, 1994). En general s'accepta un context tectònic compressiu inicial que de forma gradual evoluciona cap un event principal transpressiu i finalment cap a un règim transcurent (Carreras and Capellà, 1994; Druguet, 2001). En tots els casos implica un continu escurçament horitzontal de l'escorça. Per una descripció més extensa i detallada del Varisc dels Pirineus consultar Barnolas and Chiron (1996).

El Cap de Creus constitueix l'aflorament de sòcol Varisc més oriental de la zona axial pirenaica (Fig 3.2). Es poden distingir dos grups principals de litologies (Carreras, 1975): una seqüència metasedimentaria d'edat precambrià tardà fins al paleozoic inferior (Carreras, 1979; Druguet, 1997), que de manera local inclou intercalacions d'origen ígni pre-hercinianes (Navidad i Carreras, 1992), i dos stocks granodiorítics paleozoics afectats per bandes de milonització inhomogènia. Aquests són allargats en la direcció NO-SE i emplaçats a la part més alta de les sèries metasedimentàries (Carreras i Losantos, 1982). Les roques de la seqüència metasedimentaria es troben afectades per un metamorfisme regional del tipus de baixa pressió i elevada temperatura. Presenta un gradient metamòrfic que augmenta progressivament cap al nord-est, des de la zona de la

clorita-moscovita a la zona de la sil.limanita-feldspat potàssic (Druguet, 1997; Druguet, 2001). De forma local, complexos migmatítics es localitzen en els dominis de grau més alt (Druguet, 1992; Druguet and Hutton, 1998). Cossos pegmatítics es troben extensament emplaçats en els esquists de grau mig a alt (Carreras et al., 1975; Corbella, 1990). El metamorfisme retrògrad es distribuï heterogèniament i es desenvolupà associat a les bandes de cisalla tardanes. Representa una àrea amb una abundant literatura geològica i a on s'ha pogut establir un bon coneixement dels processos deformatius, metamòrfics i magmàtics que tingueren lloc durant l'Hercinià (Druguet, 1997; Druguet, 2001).

L'estructura Varisca del Cap de Creus, com en altres llocs del Pirineus Oriental és complexa i es caracteritza per una tectònica polifàsica. Malgrat que les fases deformatives són distingibles a escala d'aflorament, la correlació entre els diversos dominis de l'àrea és difícil. Les causes que dificulten la correlació d'estructures són les següents (Druguet, 1997),

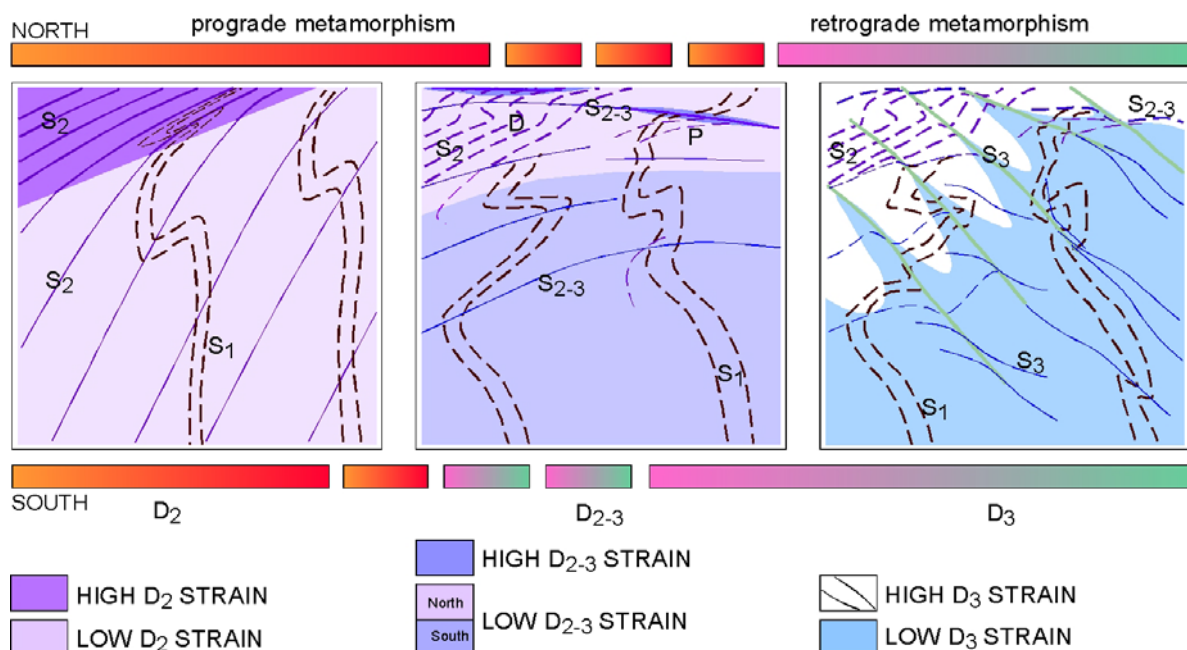
- 1) Cadascuna de les deformacions produeix estructures que varien d'estil i d'orientació d'un domini a un altre. Aquestes variacions són conseqüència d'inhomogeneïtats de la deformació, a canvis de les propietats mecàniques dels materials i a diferències de les condicions termobàriques durant el metamorfisme.
- 2) Moltes estructures s'han produït com a resultat de la deformació progressiva, sense que es pugui establir un límit net entre una fase i la següent.
- 3) L'absència de macroestructures a major escala que permeten la correlació amb les estructures menors, com a conseqüència de la carència de marcadors i de l'estil dominant de la deformació.

Druguet (1997) a partir dels criteris de superposició d'estructures, juntament amb els de progressió de la deformació durant el metamorfisme (permet distingir dominis de baix o alt grau i estructures originades abans, durant o després del pic metamòrfic) i l'orientació dels plans axials dels plecs (presenten orientació força constant per cadascuna de les fases deformatives), agrupa l'origen de les estructures en tres episodis diferents (D1 a D3):

- 1) La deformació més antiga enregistrada a l'àrea (D1), va donar lloc al desenvolupament d'una esquistositat penetrativa (S1) originada abans del clímax metamòrfic. La seva principal característica és el subparal·lelisme amb l'estratificació (S<sub>0</sub>). Freqüentment es desenvolupa en les metapelites com un *slaty cleavage*, mentre que en els nivells metapsamítics apareix com un clivatge espaiat. En els dominis sense una significant superposició d'estructures més tardanes, (zones de baixa deformació i a on la S1 representa la foliació dominant), la foliació mostra una traça dominant N-S amb cabussament moderats cap a l'est. Nombroses venes de quars (d'amplada mil·limètrica a centimètrica) formades abans o durant la D1 són presents en tots els dominis. Això significa que un metamorfisme incipient, implicant reaccions de deshidratació, es podia haver produït abans de la D1. Durant la deformació D1 en els nivells més competents, com en roques plagioamfibolítiques o en venes de quars, es varen desenvolupar boudins paral·lels a la S1. També s'han observat petits plecs isoclinals afectant a nivells psamítics i a venes de quars. No s'han reconegut macroestructures D1, encara que algunes repeticions dels nivells quarsítics podrien ser conseqüència de plecs F1 molt apretats i/o encavalcaments (Druguet, 1997).
- 2) Una deformació posterior, intensa i marcadament heterogènia D2, va provocar el plegament en condicions metamòrfiques progradants de l'estratificació, de la S1 i de les venes de quars precoces. Aquesta fase és responsable del desenvolupament d'una primera divisió en dominis estructurals, amb la formació de zones de baixa i elevada deformació. Els plecs F2 estan caracteritzats per plans axials i eixos subverticals paral·lels a la lineació d'estirament L2. Associats a aquests plecs es va desenvolupar una foliació de crenulació (S2), amb orientació depenent del grau de deformació. Així en els dominis de baixa deformació presenta una orientació de la traça aproximadament NE-SO, mentre en els dominis d'intensa deformació la seva traça té una direcció ENE-NSO. En aquest últim domini, la D2 ha provocat la transposició de les estructures prèvies, essent la foliació dominant en aquests afloraments. Sintectònicament amb aquesta fase es produí la formació, en les zones de més intensa deformació, de complexos migmatítics i/o intrusió de cossos pegmatítics (Druguet, 1997; Druguet and Hutton, 1998).

- 3) La darrera fase principal correspon a la formació de plects i zones de cisalla D3, desenvolupades durant el metamorfisme retrògrad. Representa una deformació molt heterogènia i produeix una nova zonació estructural. En els dominis de baix grau metamòrfic es manifesta per la formació de plects F3 amb traces axials E-O a NO-SE, amb un desenvolupament de crenulacions i la generació de zones de transposició. Aquests plects són els tradicionalment anomenats plects tardans per Carreras (1973). En canvi, a les zones on es va arribar durant la D2 a graus metamòrfics més elevats (sillimanita-moscovita o més), com conseqüència de l'augment de cristal·linitat i reducció del caràcter anisòtrop de la roca, es produeix un canvi gradual d'estil de plects fins arribar a ser absents i substituïts per zones de cisalla (Carreras and Casas, 1987). Aquestes últimes formen una xarxa anastomosada amb orientacions predominants E-W a NO-SE i amb sentits de desplaçament dextral-invers. (Carreras, 1975; Carreras and Casas, 1987; Carreras, 2001).

No ha estat reconegut cap nexa clar d'unió entre les fases D1 i D2. A partir dels canvis d'orientació de la S1 i de la dispersió dels elements geomètrics de les fases deformatives més tardanes, Druguet (1997) va evidenciar l'existència d'una macroestructura en forma de mig dom. Presenta una traça NNO-SSE, amb una inclinació subvertical de la S1 a les àrees situades més a l'est que progressivament cap a l'oest canvien a cabussaments en el mateix sentit però més suaus. Aquesta estructura havia estat ja proposada per Carreras (1973), però únicament havia estat identificada per a la darrera fase. En canvi entre les fases D2 i D3, ha estat reconeguda com una deformació progressiva, inhomogènia i no coaxial (Fig. 3). És possible distingir un estatge deformatiu de transició entre tots dos anomenat D2-3. Segons Druguet (1997), l'evolució tectònica al llarg de les fases D2 i D3 és caracteritzada per: (1) rotació en sentit horari de les estructures, des d'una orientació NE-SW cap a tendència NW-SE, (2) una tendència cap a un règim traspressiu regional, amb etapes inicials constrictivals o traspressives dominades per components coaxials, que evolucionen cap a condicions traspressives dominades per components no coaxials, i (3) progressiva localització de la deformació cap al desenvolupament de bandes estretes d'alta deformació (zones de cisalla D3). Aquesta evolució no és res més que el reflex dels canvis de les condicions termobàriques i els conseqüents canvis de comportament mecànic de les diferents litologies.



**Fig. 3.** Esquemes en planta de l'evolució progressiva de la deformació entre les fases D2 i D3. Cadascun dels estadis es caracteritza per una deformació heterogènia de la qual en resulta una zonació estructural en dominis de baixa i alta deformació (Druguet, 1997).

## 2. Geologia i Estructura de la zona del Port de la Selva

Això us toca a vosaltres fer ... ;-)

### Bibliografia

- Barnolas, A. and Chiron, J.C. 1996. Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées, vol. 1: Introduction. Géophysique. Cycle hercynien. Ed. BRGM-ITGE.
- Carreras, J. 1973. Petrología y análisis estructural de las rocas metamórficas de la zona del Cabo de creus (prov. De Gerona). Tesis, Univ. Barcelona.
- Carreras, J. 1975. Las deformaciones tardi-hercínicas en el litoral septentrional de la península de Cap de Creus (prov. Gerona, España): la génesis de las bandas miloníticas Acta Geologica Hispania 10 109-115.
- Carreras, J. 1979. Guide to the Cap the Creus mylonite zones Int. Conf. on Shear Zones in Rocks Barcelona University of Barcelona.
- Carreras, J. 2001. Zooming on Northern Cap de Creus shear zones. Journal of Structural Geology, 23, 1457-1487.
- Carreras, J., Capellà, I. 1994. Tectonic levels in the Palaeozoic basement of the Pyrenees: a review and a new interpretation Journal of Structural Geology 16 1509-1524.
- Carreras, J., Casas, J.M. 1987 On folding and shear zone development : a mesoscale structural study on the transition between two different tectonic styles Tectonophysics 13 587-98.
- Carreras, J., Losantos, M. 1982 Geological setting of the Roses granodiorite, (E.Pyrenees, Spain) Acta Geologica Hispania. 17 219-225.
- Carreras, J., Ramírez, J. 1984. The Geological significance of the Port de la Selva Gneisses (Eastern Pyrenees, Sapin). Newsletter IGCP, 5-6, 27-31.
- Carreras, J., Orta, J.M., San Miguel, A. 1975 El área pegmatítica del litoral N de la península del Cabo de Creus y su contexto metamórfico y estructural Revista del Instituto Geológico de la Diputación. Provincial de Barcelona 30 11-34.
- Carreras, J., Druguet, E., Griera, A., Soldevila, J. 2004 Strain and deformation history in a syntectonic pluton. The case of the Roses granodiorite (Cap de Creus, Eastern Pyrenees) In: Alsop, G.I., Holdsworth,

- R.E. (eds). Flow Processes in Faults and Shear Zones. Geological Society, London, Special Publications, 307-319.
- Corbella, M. 1990 Estudi metal·logènic del camp pegmatític del Cap de Creus Tesi Llicenciatura Universitat de Barcelona.
- Druguet, E 1992 Petrologia del complex migmatític de l'àrea de la Punta de Farallons (Cap de Creus) Tesi Llicenciatura Universitat de Barcelona.
- Druguet, E 1997 The structures of the NE Cap de Creus peninsula. Relationships with metamorphism and magmatism Unpublished PhD. Thesis Universitat Autònoma de Barcelona.
- Druguet, E. 2001 Development of high thermal gradients by coeval transpression and magmatism during the Variscan orogeny: insights from the Cap de Creus (Eastern Pyrenees) Tectonophysics 332 275-293.
- Druguet, E, Hutton, D.H.W. 1998 Syntectonic magmatism and migmatization in a high-strain zone: examples from the Hercynian rocks of the Cap de Creus (Eastern Pyrenees, Spain) Journal of Structural Geology 20 905-916.
- Griera, A. 2005. Estructures tectòniques i la seva relació amb la vorticitat cinemàtica: casos reals i model. PhD. Thesis. Universitat Autònoma de Barcelona. <http://www.tdx.cat/TDX-0119106-171900>.
- Navidad, M. i Carreras, J. 1992. El magmatismo prehercínico del noreste de la Península Ibérica. En J.G.S.J i R.I.Gutierrez Marco (Eds.), Paleozoico Inferior de Ibero América (pp. 615- 630). Univ. Extremadura.